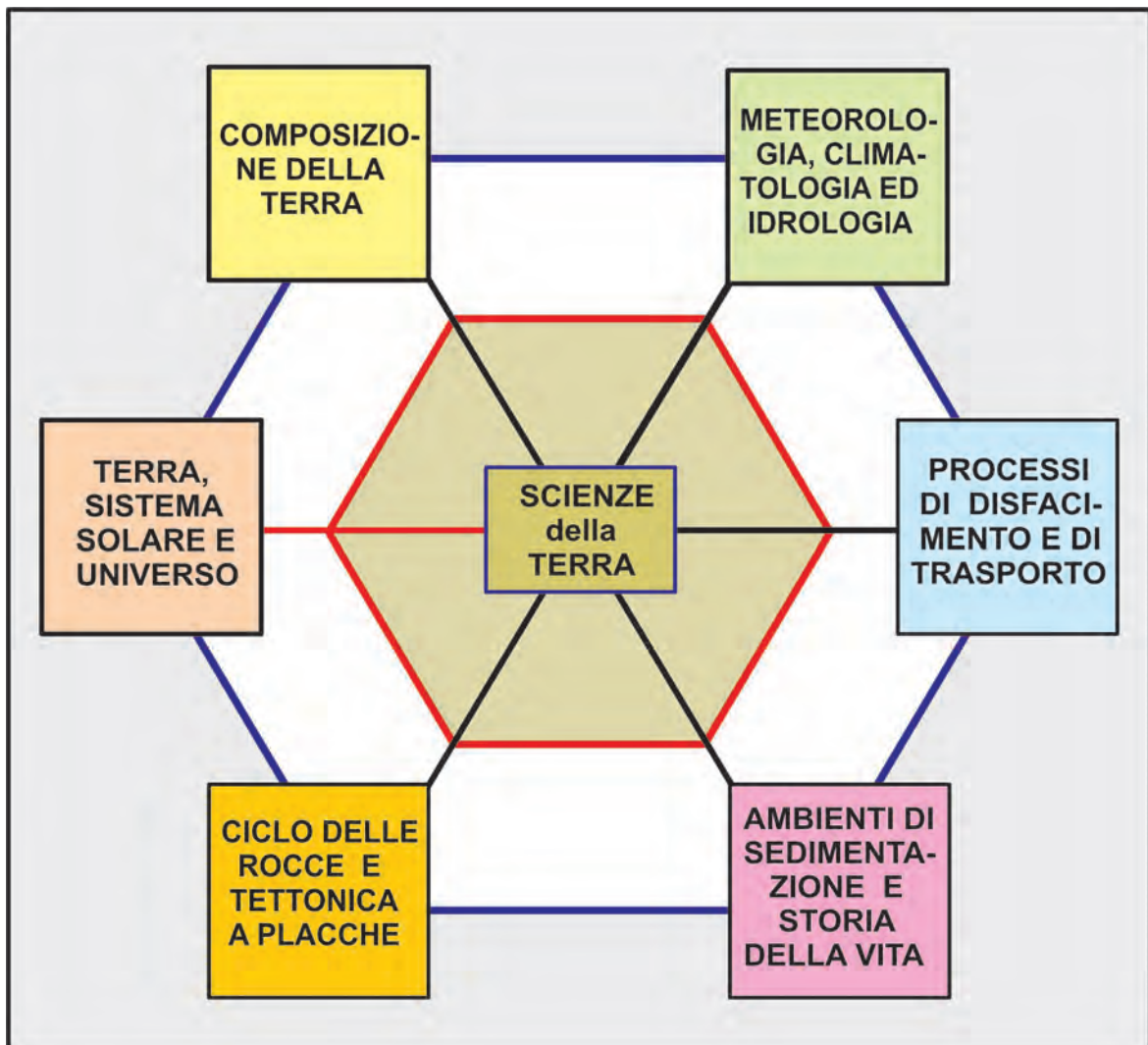


Gian Carlo PEROSINO

SCIENZE DELLA TERRA



Torino, settembre **2012**

PRESENTAZIONE

Le Scienze della Terra costituiscono un insieme di discipline (astronomia, geografia generale fisica e cartografia, geofisica, mineralogia, paleontologia, meteorologia, climatologia, glaciologia, idrologia, pedologia,...) che hanno, come argomento, lo **studio della Terra, considerata come un sistema complesso**, la cui definizione unitaria è considerata obiettivo prioritario del presente testo.

Il presente testo è un **manuale scientifico**, la cui lettura richiede un livello di prerequisiti normalmente acquisito nella scuola media e/o nel biennio della superiore. Pur non rinunciando ai necessari approfondimenti, **l'uso di tale testo è accessibile ad un vasto pubblico**; infatti le nozioni di base, riguardanti la matematica, fisica e chimica (propedeutiche alle Scienze della Terra), non vengono date per scontate, ma sono riprese ed illustrate con facile linguaggio.

L'articolazione dei contenuti consente lo studio di singoli argomenti indipendentemente dal contesto del libro e costituisce una "raccolta" di dati, fatti e fenomeni che ha, come obiettivo, **la definizione di un modello di funzionamento del nostro pianeta, mediante uno schema di ciclo complessivo della materia a livello globale**.

Si sviluppa così un ragionamento che, attraverso lo studio dei fenomeni naturali del mondo fisico, tiene conto della moderna metodologia delle scienze sperimentali, non rinunciando a considerare con attenzione anche la "fatica" degli scienziati che, nel passato, hanno posto le basi per le conoscenze attuali.

Il libro è riccamente illustrato. Gli argomenti trattati necessitano di immagini; altrimenti riuscirebbe difficile, con il solo testo, immaginare fenomeni in continua evoluzione e, soprattutto, caratterizzati dalla tridimensionalità. **Oltre 600 figure**; si tratta di un numero elevato, tenendo conto che *si utilizzano poche fotografie*. Si tratta infatti di schemi e soprattutto di ricostruzioni di paesaggi che hanno permesso di evitare l'abbondanza di particolari, per mettere in evidenza quelli più utili alla comprensione dei fenomeni.

Si tratta di **un corso di geografia generale fisica** per le scuole medie superiori e/o di preparazione per l'Università. Dall'indice si può osservare una articolazione di contenuti rispetto ai quali valgono le seguenti considerazioni:

- pur considerando la trattazione dei principali fenomeni dell'Universo, l'astronomia riguarda soprattutto il Sistema Solare in quanto interessa, in modo più diretto, i fenomeni terrestri;
- ampio spazio alla geofisica, disciplina che consente un migliore collegamento con le altre materie scientifiche e molto utile per l'obiettivo primario succitato;
- ampliamento dei capitoli riguardanti la meteorologia, la climatologia e la morfologia, discipline descrittive dei fenomeni più facilmente osservabili;
- grande attenzione all'acqua e a tutti i fenomeni ad essa connessi (per esempio un capitolo è dedicato all'idrologia, generalmente trascurata nei testi tradizionali);
- rivalutazione della pedologia in quanto lo studio del suolo (talora trascurato) consente di comprendere meglio i cicli della materia negli ambienti terrestri;
- la storia della vita sulla Terra non viene considerata semplicemente come successione di eventi biologici sul nostro pianeta, ma viene dato ampio spazio ai metodi di indagine tipici della paleontologia, disciplina votata allo studio degli ambienti del passato (paleoecologia);

- ampio spazio alla storia della geologia quale documentazione di complesse ricerche che hanno portato all'attuale moderna teoria della tettonica a placche.

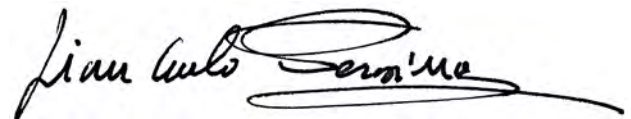
Il testo che viene proposto è suddiviso in **sei moduli**, ciascuno comprendente tre capitoli. Caratteristica fondamentale di ogni modulo è l'indipendenza dagli altri.

La rapida evoluzione della scienza porta, quale evidente risultato, alla crescita esponenziale di nuove conoscenze, che vanno ad aggiungersi a quelle tradizionali. Si allunga quindi l'elenco dei contenuti e aumentano le pagine dei libri (con incremento dei costi e dei pesi) ed il sapere rischia di diventare più noioso e di tipo enciclopedico, cioè proprio il contrario rispetto a quanto sempre più auspicato.

Pertanto, nell'ambito della programmazione, gli insegnanti sono chiamati ad effettuare delle scelte, cioè privilegiare gli argomenti più importanti, quelli caratterizzanti la disciplina (contenuti fondanti).

Per tali motivi il libro in oggetto propone, per ogni capitolo (unità didattica) alcuni contenuti essenziali e costituenti il "testo principale". Esso è accompagnato da schede (appendici) in modo da arricchire il complesso di contenuti. In tal modo si ha maggiore libertà di gestire il livello di approfondimento in base alle preconoscenze ed ai prerequisiti degli alunni, alle disponibilità di orario, al tipo di scuola,....

Gian carlo PEROSINO

A handwritten signature in black ink, reading "Gian Carlo Perosino". The signature is fluid and cursive, with a long horizontal stroke at the end.

SCHEMA DEI MODULI E DEI CAPITOLI							
Modulo		capitolo		pag.	tab.	fig.	
I	UNIVERSO, SISTEMA SOLARE, TERRA	1	La terra nel Sistema Solare	35	9	43	
		2	Forma, dimensioni e massa della Terra	12	2	13	
		3	La rappresentazione della Terra	23	0	45	
Totali del modulo				70	11	101	
II	COMPOSIZIONE DELLA TERRA	1	Composizione chimica della Terra	19	8	18	
		2	L'acqua	27	3	46	
		3	La chimica del silicio	12	0	43	
Totali del modulo				58	11	107	
III	METEOROLOGIA, CLIMATOLOGIA ED IDROLOGIA	1	La macchina del tempo	31	2	52	
		2	Elementi di climatologia	21	2	24	
		3	Elementi di idrologia	27	8	24	
Totali del modulo				79	12	100	
IV	PROCESSI DI DISFACIMENTO E DI TRASPORTO	1	Paesaggi disegnati dall'acqua	31	1	71	
		2	Paesaggi disegnati dal ghiaccio	18	0	29	
		3	Modellamento dei versanti	11	0	18	
Totali del modulo				60	1	118	
V	AMBIENTI DI SEDIMENTAZIONE, STORIA DELLA VITA	1	Il ciclo sedimentario	18	8	30	
		2	Elementi di paleoecologia	28	1	39	
		3	Dalla litosfera alla biosfera	26	11	24	
Totali del modulo				72	20	93	
VI	CICLO DELLE ROCCE E TETTONICA A PLACCHE	1	Interno della terra, equilibri ed energia	14	2	22	
		2	Vulcani, magmatismo e metamorfismo	18	4	31	
		3	I movimenti della crosta terrestre	39	1	67	
Totali del modulo				71	7	120	
SCIENZE DELLA TERRA			TOTALI DEL TESTO		410	62	639

INDICE

I - UNIVERSO, SISTEMA SOLARE, TERRA

1 - LA TERRA NEL SISTEMA SOLARE

- 1.1 - Osservando il cielo
- 1.2 - Il moto apparente dei corpi celesti
- 1.3 - Meteoriti e comete
- 1.4 - La Terra ed il Sole
- 1.5 - la Terra e la Luna
- 1.6 - I pianeti
- 1.7 - Il Sistema Solare nell'Universo
- 1.8 - Le stelle

SCHEMA 1.1 - Orientamento sulla sfera celeste

SCHEMA 1.2 - I contributi di KEPLERO, GALILEO E NEWTON

SCHEMA 1.3 - Prove della rotazione terrestre

SCHEMA 1.4 - Altri movimenti della Terra

SCHEMA 1.5 - Il calendario

SCHEMA 1.6 - Crateri lunari

SCHEMA 1.7 - Il mese sinodico

SCHEMA 1.8 - Descrizioni dei pianeti

SCHEMA 1.9 - L'Universo in espansione

- SCHEDA 1.10 - Processi di fusione e di fissione nucleari
- SCHEDA 1.11 - Evoluzione dell'Universo
- SCHEDA 1.12 - La materia oscura
- SCHEDA 1.13 - Origine del sistema solare

2 - FORMA, DIMENSIONI E MASSA DELLA TERRA

- 2.1 - La forma della Terra
- 2.2 - La Terra e le stelle
- 2.3 - Orientamento (localizzazione di un punto sulla Terra)
- 2.4 - È realmente sferica la Terra?
- 2.5 - Dimensioni e massa della Terra
- 2.6 - Densità della Terra
- SCHEDA 2.1 - Che ora è?
- SCHEDA 2.2 - Un po' di geometria con Eratostene
- SCHEDA 2.3 - Un po' di fisica: massa e peso
- SCHEDA 2.4 - Perché gli oggetti cadono?
- SCHEDA 2.5 - Esempi di calcoli con le masse

3 - LA RAPPRESENTAZIONE DELLA TERRA

- 3.1 - Geografia e carte geografiche
- 3.2 - La fotografia dall'alto
- 3.3 - Le carte topografiche
- 3.4 - La rappresentazione del rilievo
- 3.5 - L'Istituto Geografico Militare (I.G.M.)
- 3.6 - Le carte geografiche generali
- 3.7 - Il sistema U.T.M. e reticolo chilometrico
- 3.8 - Coordinate spaziali di un punto
- SCHEDA 3.1 - Gli enti cartografici italiani
- SCHEDA 3.2 - Proiezioni prospettiche o azimutali
- SCHEDA 3.3 - Proiezioni di sviluppo
- SCHEDA 3.4 - Esempi di applicazioni in cartografia

II - COMPOSIZIONE DELLA TERRA

1 - COMPOSIZIONE CHIMICA DELLA TERRA

- 1.1 - Di che cosa è fatta la Terra
- 1.2 - Elementi della biosfera, atmosfera ed idrosfera
- 1.3 - Elementi della litosfera e della terra profonda
- 1.4 - Una breve sintesi
- 1.5 - Sostanze organiche, inorganiche: il ciclo del carbonio
- 1.6 - Il carbonio inorganico
- 1.7 - Il quarto elemento della biosfera: l'azoto
- 1.8 - Il fosforo
- SCHEDA 1.1 - Un po' di chimica: atomi ed elementi
- SCHEDA 1.2 - Classificazione degli elementi dei viventi
- SCHEDA 1.3 - Un po' di termodinamica: il gas aria
- SCHEDA 1.4 - Sostanze elementari e composte, miscugli
- SCHEDA 1.5 - L'esperienza di Miller
- SCHEDA 1.6 - L'eutrofizzazione: un processo naturale

2 - L'ACQUA

- 2.1 - L'acqua ed il sale
- 2.2 - L'acqua e l'ossigeno
- 2.3 - Stati della materia
- 2.4 - Cambiamenti di stato
- 2.5 - La trasparenza dell'acqua

- 2.6 - La massa dell'acqua
- 2.7 - Il ciclo dell'acqua
- 2.8 - Le acque dolci e salate
- 2.9 - L'acqua nella terra
- 2.20 - L'acqua nell'aria
- SCHEDA 2.1 - La superficie dell'acqua
- SCHEDA 2.2 - Il tetraedro, geometria della natura
- SCHEDA 2.3 - Come il sale si scioglie nell'acqua
- SCHEDA 2.4 - Esempi di strutture cristalline
- SCHEDA 2.5 - Il movimento nell'acqua
- SCHEDA 2.6 - Diagrammi di stato pressione/temperatura
- SCHEDA 2.7 - La trasparenza negli ambienti acquatici
- SCHEDA 2.8 - Un esperimento sulla densità dell'acqua
- SCHEDA 2.9 - Stratificazione termica nei laghi e nei mari
- SCHEDA 2.10 - L'influenza delle attività umane
- SCHEDA 2.11 - La gestione delle risorse idriche
- SCHEDA 2.12 - Equilibrio acido - base nell'acqua

3 - LA CHIMICA DEL SILICIO

- 3.1 - Il legame silicio - ossigeno
- 3.2 - I silicati
- 3.3 - Dove si trovano i silicati
- 3.4 - Definizione di roccia
- SCHEDA 3.1 - Non solo silicati
- SCHEDA 3.2 - Esempi di diagrammi di stato
- SCHEDA 3.3 - Proprietà fisiche dei minerali
- SCHEDA 3.4 - Le risorse minerarie

III - METEOROLOGIA, CLIMATOLOGIA ED IDROLOGIA

1 - LA MACCHINA DEL TEMPO

- 1.1 - Composizione e struttura dell'atmosfera
- 1.2 - La radiazione solare
- 1.3 - Bilancio termico della Terra
- 1.4 - Misura della temperatura dell'aria
- 1.5 - La temperatura dell'aria al suolo
- 1.6 - I movimenti dell'atmosfera
- 1.7 - La misura del vento
- 1.8 - Le correnti a getto
- 1.9 - I venti periodici
- 1.10 - I fronti e le precipitazioni
- 1.11 - La misura delle precipitazioni
- SCHEDA 1.1 - Radiazione del corpo nero
- SCHEDA 1.2 - Nubi nottilucenti
- SCHEDA 1.3 - Bilancio della radiazione solare
- SCHEDA 1.4 - Temperatura dell'aria: definizioni utili
- SCHEDA 1.5 - Temperatura e correnti marine
- SCHEDA 1.6 - Accelerazione di Coriolis
- SCHEDA 1.7 - Correnti a getto ed energia
- SCHEDA 1.8 - Stau e fohn
- SCHEDA 1.9 - Precipitazioni occulte
- SCHEDA 1.10 - Cicloni
- SCHEDA 1.11 - L'arcobaleno
- SCHEDA 1.12 - I colori del cielo

2 - ELEMENTI DI CLIMATOLOGIA

- 2.1 - Meteorologia e climatologia

- 2.2 - Le regioni climatiche
- 2.3 - Il clima in Italia
- 2.4 - Il clima cambia
- 2.5 - Le glaciazioni
- SCHEDA 2.1 - Storia della meteorologia
- SCHEDA 2.2 - L'importanza della meteorologia
- SCHEDA 2.3 - Diagrammi termo-pluviometrici
- SCHEDA 2.4 - Clima e storia
- SCHEDA 2.5 - La dendroclimatologia
- SCHEDA 2.6 - Il plancton
- SCHEDA 2.7 - Il ghiaccio ricorda
- SCHEDA 2.8 - Metodi palinologici
- SCHEDA 2.9 - Le varve glaciali
- SCHEDA 2.10 - Aspetti biologici

3 - ELEMENTI DI IDROLOGIA

- 3.1 - Il bilancio idrologico
- 3.2 - Regimi idrologici dei corsi d'acqua
- 3.3 - Portate di piena
- 3.4 - Portate di magra
- 3.5 - Bilancio idrologico dei laghi naturali
- 3.6 - Le acque sotterranee
- 3.7 - Le sorgenti
- 3.8 - Il carsismo
- SCHEDA 3.1 - Portata idrica e sezione di alveo
- SCHEDA 3.2 - L'importanza del concetto di bacino imbrifero
- SCHEDA 3.3 - Afflusi e deflussi
- SCHEDA 3.4 - Climi, ambienti,... torrenti e fiumi
- SCHEDA 3.5 - Portate di piena e fasce di pertinenza fluviale
- SCHEDA 3.6 - L'azione chimica dell'acqua

IV - PROCESSI DI DISFACIMENTO E DI TRASPORTO

1 - PAESAGGI DISEGNATI DALL'ACQUA

- 1.1 - L'erosione dell'acqua
- 1.2 - Il reticolo idrografico
- 1.3 - Gli alvei dei corsi d'acqua e le alluvioni
- 1.4 - Alcune forme tipiche dell'erosione
- 1.5 - Meandri fluviali
- 1.6 - Evoluzione di un bacino imbrifero
- 1.7 - Erosione del mare
- 1.8 - Eorfolgia costiera
- SCHEDA 1.1 - Il fiume cambia da monte a valle
- SCHEDA 1.2 - L'ingegneria idraulica tradizionale
- SCHEDA 1.3 - Ponti (attraversamenti o possibili dighe?)
- SCHEDA 1.4 - L'ingegneria naturalistica
- SCHEDA 1.5 - Aspetti legati all'evoluzione dei bacini
- SCHEDA 1.6 - L'azione del moto ondoso
- SCHEDA 1.7 - Sesse

2 - PAESAGGI DISEGNATI DAL GHIACCIO

- 2.1 - Il limite climatico delle nevi persistenti
- 2.2 - I ghiacciai attuali
- 2.3 - I processi dell'erosione glaciale
- 2.4 - Le forme glaciali
- 2.5 - Sistema d'erosione periglaciale
- SCHEDA 2.1 - Il destino climatico della Terra

SCHEDA 2.2 - Il ghiacciaio Morteratsch

SCHEDA 2.3 - Il ghiacciaio Roseg

SCHEDA 2.4 - Il detrito morenico

3 - MODELLAMENTO DEI VERSANTI

3.1 - Non solo acqua

3.2 - I processi termoclastici

3.3 - Paesaggi disegnati dal vento

3.4 - La gravità

3.5 - Le frane

SCHEDA 3.1 - Le piramidi di terra

V - AMBIENTI DI SEDIMENTAZIONE, STORIA DELLA VITA

1 - IL CICLO SEDIMENTARIO

1.1 - Le rocce sedimentarie

1.2 - I processi di diagenesi

1.3 - Le rocce detritiche

1.4 - Le rocce carbonatiche

1.5 - Le rocce piroclastiche

1.6 - Ambienti di sedimentazione continentali

1.7 - Ambienti di sedimentazione marini

1.8 - Ambienti di sedimentazione di transizione

SCHEDA 1.1 - I combustibili solidi

SCHEDA 1.2 - I combustibili liquidi e gassosi

SCHEDA 1.3 - Le torbiditi

2 - ELEMENTI DI PALEOCOLOGIA

2.1 - Definizione di ecologia

2.2 - La biocenosi

2.3 - La tanatocenosi

2.4 - Stratigrafia e concetto di facies

2.5 - Stratigrafia cronologica con i fossili

2.6 - Scala del tempo geologico

2.7 - Era archeozoica

2.8 - Era paleozoica

2.9 - Era mesozoica

2.10 - Era cenozoica

2.11 - Era neozoica

SCHEDA 2.1 - Esempi di relazioni entro le biocenosi

SCHEDA 2.2 - Definizioni utili all'ecologia

SCHEDA 2.3 - Datazioni radiometriche

3 - DALLA LITOSFERA ALLA BIOSFERA

3.1 - La pedosfera

3.2 - La componente minerale

3.3 - La componente organica

3.4 - Gli organismi

3.5 - L'acqua

3.6 - L'aria

3.7 - Le proprietà del suolo

3.8 - Profilo del suolo

3.9 - La zonazione dei suoli

3.10 - Soprassuolo

3.11 - La deforestazione

3.12 - L'erosione del suolo

- SCHEDA 3.1 - Considerazioni sulla definizione del suolo
- SCHEDA 3.2 - I microrganismi del suolo
- SCHEDA 3.3 - I colloidali
- SCHEDA 3.4 - Caratteri fisici del suolo
- SCHEDA 3.5 - La capacità d'uso delle terre
- SCHEDA 3.6 - I piani altitudinali della vegetazione

VI - CICLO DELLE ROCCE E TETTONICA A PLACCHE

1 - INTERNO DELLA TERRA, EQUILIBRI ED ENERGIA

- 1.1 - Le onde trasportano energia
- 1.2 - Microsismi e macrosismi
- 1.3 - Onde sismiche e la crosta terrestre
- 1.4 - Isostasia
- 1.5 - Sotto la crosta terrestre
- 1.6 - Calore interno della Terra
- SCHEDA 1.1 - Un po' di fisica delle onde
- SCHEDA 1.2 - Un esempio di onde trasversali: il mare
- SCHEDA 1.3 - Il sismografo
- SCHEDA 1.4 - La scala Richter
- SCHEDA 1.5 - Un po' di fisica: calore e temperatura
- SCHEDA 1.6 - I maremoti
- SCHEDA 1.7 - Gli effetti dei terremoti

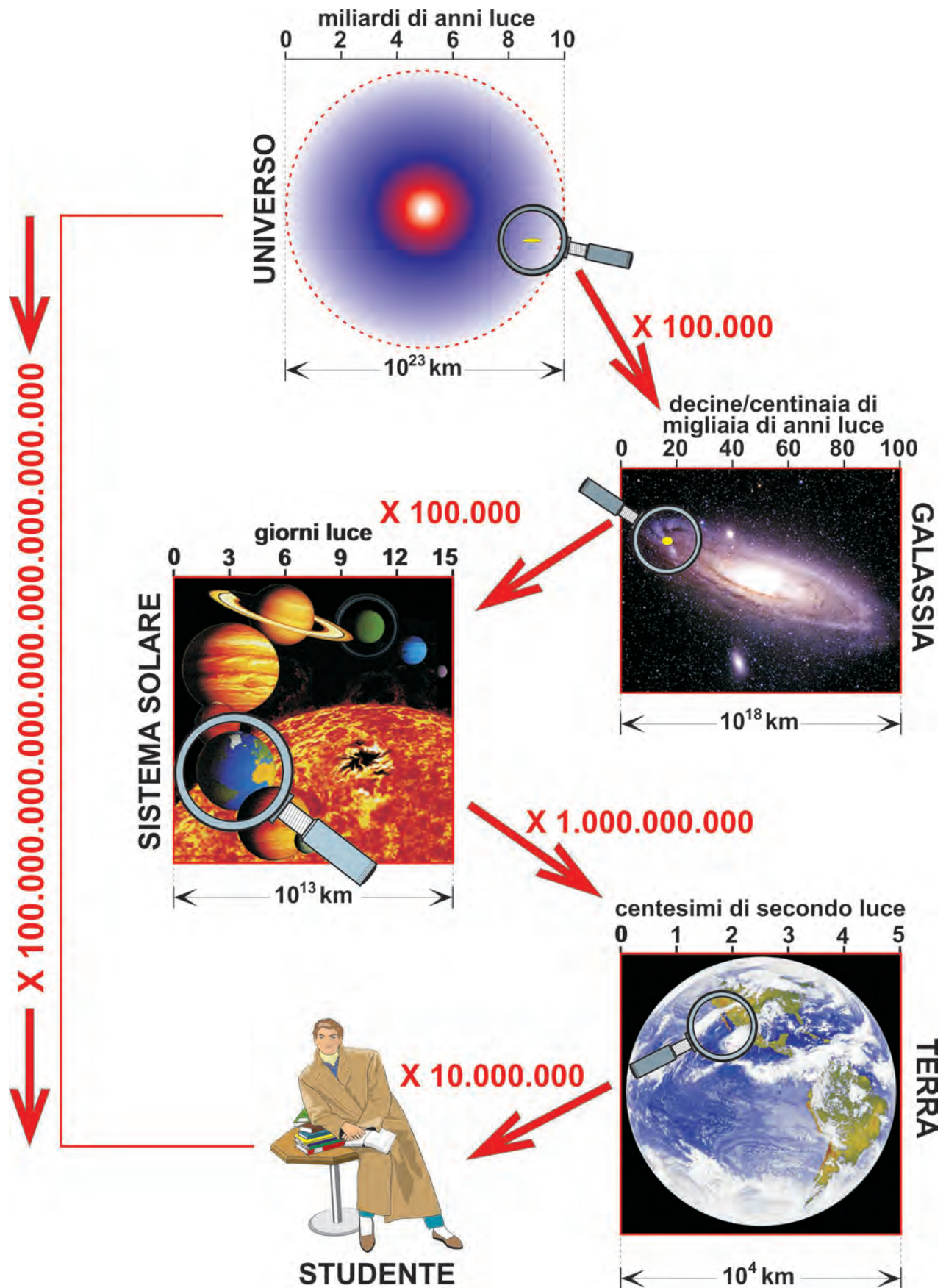
2 - VULCANI, MAGMATISMO E METAMORFISMO

- 2.1 - Le eruzioni vulcaniche
- 2.2 - Magmi e lave
- 2.3 - Le rocce magmatiche
- 2.4 - Le rocce metamorfiche
- 2.5 - I fenomeni del vulcanesimo
- 2.6 - Morfologia delle aree vulcaniche
- SCHEDA 2.1 - I vulcani italiani
- SCHEDA 2.2 - I silicati nella classificazione delle rocce magmatiche
- SCHEDA 2.3 - Tipi di metamorfismo
- SCHEDA 2.4 - Gli atolli

3 - I MOVIMENTI DELLA CROSTA TERRESTRE

- 3.1 - Movimenti verticali
- 3.2 - Cause dei movimenti verticali
- 3.3 - Movimenti orizzontali
- 3.4 - Cause dei movimenti orizzontali
- 3.5 - Una idea coraggiosa: la deriva dei continenti
- 3.6 - La storia si ripete
- 3.7 - Il geomagnetismo
- 3.8 - Il magnetismo fossile
- 3.9 - Suggestimenti dal fondo oceanico
- 3.10 - La tettonica a zolle
- 3.11 - Il ciclo delle rocce
- SCHEDA 3.1 - La polemica sulla teoria della deriva dei continenti
- SCHEDA 3.2 - Il declino della teoria sulla deriva
- SCHEDA 3.3 - Un po' di fisica con l'elettromagnetismo
- SCHEDA 3.4 - Formazione delle Alpi
- SCHEDA 3.4 - Italia ed appennini

MODULO I: UNIVERSO, SISTEMA SOLARE, TERRA



Da un punto, nel quale era concentrata un'immane quantità di energia, ebbe origine, 15 miliardi di anni fa, una gigantesca esplosione (**big bang**). Da quel "centro" si formò materia in continua espansione, aggregata sotto forma di corpi, da minuscole dimensioni ad enormi masse, che ancora attualmente si allontanano nello spazio. È l'**Universo**, talmente grande che, per attraversarlo tutto alla fantastica velocità della luce (circa 300.000 chilometri al secondo), occorrerebbe un tempo di oltre 10 miliardi di anni.

L'Universo è formato da grandi ammassi di materia, denominati **galassie**. Una di queste è la Via Lattea, (insieme di oltre 100 miliardi di stelle) con l'aspetto di un disco appiattito, di diametro di circa 100.000 anni luce e spessa 10.000 anni luce, 100.000 volte più piccola dell'Universo.

Ai margini della Via Lattea (32.600 anni luce dal suo centro) si trova il **Sistema Solare**, che rappresenta una piccolissima porzione della galassia. Si tratta di un insieme di corpi costituiti dal Sole e dai suoi pianeti tra i quali la **Terra**, il cui diametro risulta 100.000 volte più piccolo del Sistema Solare (viaggiando alla velocità della luce sarebbe possibile compiere il percorso dell'intero equatore in meno di un decimo di secondo).

In un punto sulla Terra si trova uno **studente**, 10 milioni di volte più piccolo del pianeta su cui abita. Egli vive i suoi giorni con la consapevolezza dell'importanza del suo "essere" e con l'impegno a conoscere la Terra ed il sistema universale di cui fa parte, centinaia di milioni di miliardi di miliardi più grande di lui.

Con il **Modulo I (Universo, Sistema Solare, Terra)** si definisce il ruolo del nostro pianeta nel Sistema Solare e nell'Universo (**capitolo 1**). Quindi si passa ad una prima descrizione delle principali caratteristiche della Terra come se fosse vista da una navicella spaziale in orbita intorno ad essa (**capitolo 2**). Infine si studiano i diversi sistemi di rappresentazione della sua superficie sulle carte generali e di dettaglio (**capitolo 3**). Si tratta di un percorso basato sull'osservazione e sulla descrizione che dal cielo, porta l'attenzione al globo terrestre nella sua globalità e sui modi di rappresentare le irregolarità che ne disegnano la superficie.

1 - LA TERRA NEL SISTEMA SOLARE

1.1 - Osservando il cielo

In una notte limpida e senza Luna, in una località con un vasto orizzonte e in assenza di luci artificiali, il cielo appare come una volta punteggiata di stelle, come se la Terra si trovasse al centro di una grande **sfera celeste**. Gli antichi credevano a una sfera di cristallo nella quale erano conficcate le stelle. Ancora oggi si continua a parlare di sfera celeste, semplificazione per descrivere le posizioni degli astri nel cielo e i loro moti. Guardando il cielo in diverse ore della notte, si osserva che le stelle appaiono in moto da Est ad Ovest, *pur mantenendo le stesse posizioni relative*; sembra che la sfera celeste ruoti attorno ad un asse ideale passante per il centro della Terra e puntato nella direzione della **Stella Polare**. La velocità angolare di rotazione è pari a 15 gradi/ora, cioè 360 gradi in un giorno completo: la sfera celeste compie una rotazione intera in 24 ore (**fig. 1.1**).



Fig. 1.1 - La fotografia delle tracce stellari si basa sull'apparente movimento della volta celeste intorno ad un punto molto prossimo alla Stella Polare.

Utilizzando una fotocamera solidale alla Terra, è possibile registrare le tracce che testimoniano il movimento apparente delle stelle.

In questa immagine l'otturatore della fotocamera, con l'asse dell'obiettivo puntato sulla Stella Polare, è rimasto aperto per un'ora. Sono evidenziate tre tracce (1, 2 e 3) per meglio evidenziare la loro forma ad arco sotteso allo stesso angolo.

Le stelle, sul fotogramma, hanno tracciato brevi tratti corrispondenti ad 1/24 dell'intero intervallo di un giorno, quindi un angolo pari alla stessa frazione dell'angolo giro cioè $1/24$ di $360^\circ = 15^\circ$.

Tutte le stelle, mantenendo le stesse posizioni reciproche, si sono mosse lungo tracciati "tutti" corrispondenti al tempo di un'ora e quindi alla velocità angolare di 15°/ora.

Da un determinato punto della superficie terrestre è visibile solo una metà della sfera celeste; l'altra è sotto la linea dell'orizzonte, nascosta dalla Terra stessa, ma visibile, nello stesso istante, agli antipodi (l'estremità opposta del globo). Il punto che la Stella Polare occupa sulla sfera celeste è il **Polo Nord Celeste**, mentre quello opposto è il **Polo Sud Celeste**. L'asse congiungente i due poli è l'**asse del mondo** ed intorno ad esso la sfera celeste sembra ruotare. L'**equatore celeste** è il cerchio definito dall'intersezione della sfera celeste con il piano passante per il centro (la Terra) e perpendicolare all'asse del mondo (**fig. 1.2**).

In un determinato istante e in una data posizione sulla superficie terrestre, volgendo lo sguardo sulla verticale, si individua un punto sulla sfera celeste detto **zenit** (all'estremità opposta è il **nadir**). Nello stesso istante, volgendo lo sguardo attorno, si ha la sensazione, se non vi sono ostacoli (case, montagne, alberi,...) di vedere il confine fra la semisfera celeste visibile e l'orizzonte; questo è l'**orizzonte astronomico**, definito geometricamente dall'intersezione della sfera celeste con un piano passante per il punto di osservazione e perpendicolare all'asse congiungente zenit e nadir. Se allo zenit del punto di osservazione si trova la Stella Polare, zenit, nadir e orizzonte astronomico coincidono rispettivamente con Polo Nord, Polo Sud ed equatore celesti; altrimenti per un qualunque altro punto di osservazione si ha la situazione esemplificata in **fig. 1.3**.

Osservando il cielo anche a distanza di molti anni, si nota che le stelle mantengono identiche posizioni le une rispetto alle altre. Occorrerebbero migliaia di anni per verificare, ad occhio nudo, piccole differenze. È quindi possibile disegnare una carta del cielo e individuare, con precise coordinate, qualunque suo punto (**scheda 1.1**).

Ai poli le stelle sembrano ruotare in cerchi concentrici intorno all'asse di rotazione, sempre alte sull'orizzonte, senza mai tramontare. All'equatore invece le stelle sembrano compiere un semicerchio: sorgono, culminano e tramontano. Alle latitudini intermedie le stelle prossime a quella Polare (dette **circumpolari**) rimangono sempre sopra all'orizzonte, mentre quelle più distanti (**occidue**) spariscono sotto l'orizzonte astronomico per una frazione del giorno tanto maggiore quanto più distanti sono dal Polo Celeste (**fig. 1.4**).

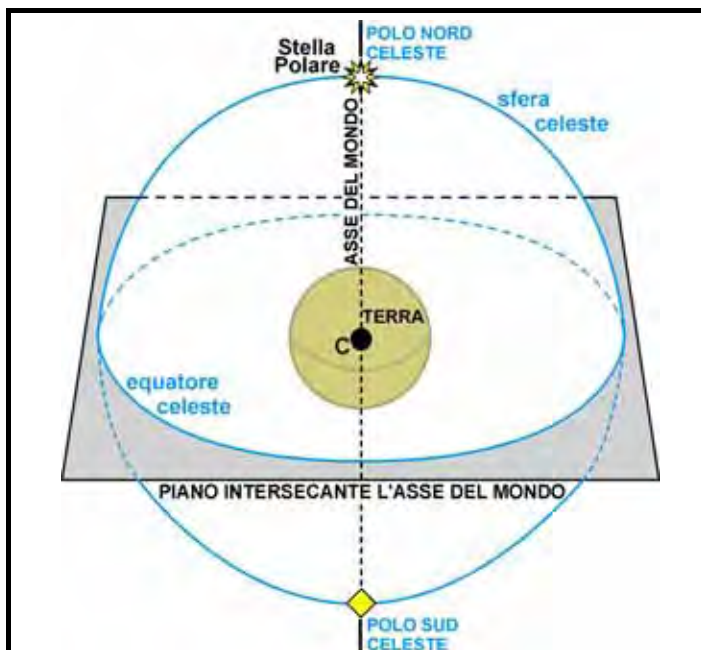


Fig. 1.2 - Il **Polo Nord Celeste** è un punto nella **sfera celeste** occupato dalla **Stella Polare**. All'opposto è il **Polo Sud Celeste**. L'**asse del mondo**, attorno al quale la sfera celeste sembra compiere un giro completo in 24 ore, congiunge i due poli passando per il centro (C) della Terra. Il **piano** perpendicolare all'asse e passante per C interseca la sfera dando origine all'**equatore celeste**.

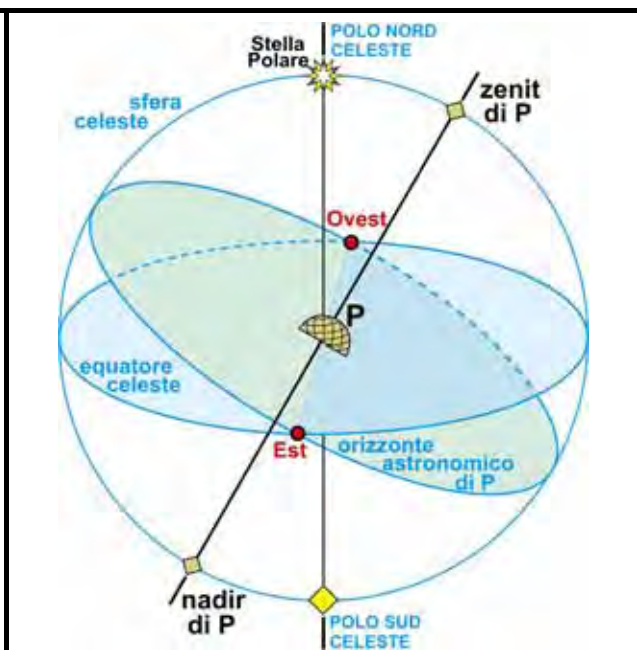


Fig. 1.3 - Lo **zenit** è un punto sulla sfera celeste sulla perpendicolare rispetto ad un punto di osservazione **P** sulla Terra. Il **nadir** è agli antipodi sulla **sfera celeste**. L'**orizzonte astronomico** del punto P rappresenta il limite al di sopra del quale si trova la mezza sfera celeste visibile (l'altra metà è nascosta dalla Terra). **Poli Nord** e **Sud** ed **Est** e **Ovest** sono detti **punti cardinali**.

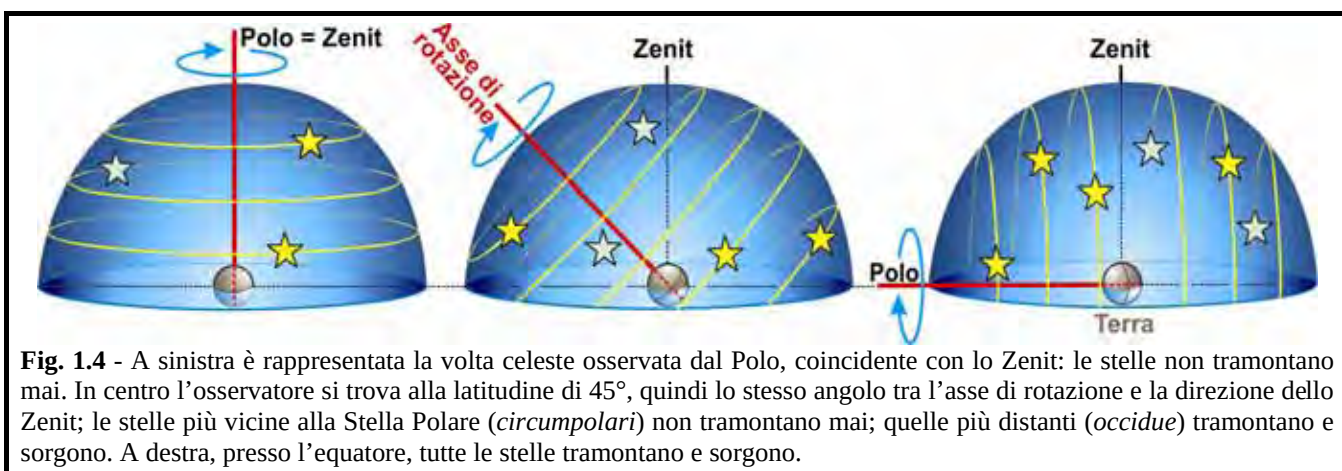


Fig. 1.4 - A sinistra è rappresentata la volta celeste osservata dal Polo, coincidente con lo Zenit: le stelle non tramontano mai. In centro l'osservatore si trova alla latitudine di 45°, quindi lo stesso angolo tra l'asse di rotazione e la direzione dello Zenit; le stelle più vicine alla Stella Polare (*circumpolari*) non tramontano mai; quelle più distanti (*occidue*) tramontano e sorgono. A destra, presso l'equatore, tutte le stelle tramontano e sorgono.

Fin dall'antichità ci si accorse che cinque "stelle" cambiano lentamente le loro posizioni rispetto alle altre. Esse vennero chiamate **pianeti** (dal greco antico: *errante*). Gli altri corpi celesti furono denominati, per distinzione, **stelle fisse**. Gli antichi greci diedero ai pianeti i nomi di alcune loro divinità: **Mercurio**, **Venere**, **Marte**, **Giove** e **Saturno**. Si deve all'invenzione del cannocchiale la scoperta di altri pianeti: **Urano** (nel 1781), **Nettuno** (1846) e **Plutone** (1930). Anche il Sole e la Luna potrebbero essere definiti "erranti", in quanto le loro posizioni cambiano rispetto alle stelle fisse.

1.2 - Il moto apparente dei corpi celesti

Le stelle, il Sole e la Luna sembrano descrivere cerchi completi attorno alla Terra in un giorno, mentre i pianeti sembrano compiere movimenti più complessi. I greci antichi, dai dati ottenuti dall'osservazione dei fenomeni celesti, tentarono di spiegare i movimenti degli astri partendo da alcune considerazioni:

- i moti degli astri devono essere spiegati con rigorose regole geometriche;
- gli astri hanno forma sferica ed i loro moti sono circolari ed uniformi;
- l'Universo è limitato nello spazio; in esso gli astri occupano posizioni definite.

L'esperienza suggeriva agli antichi che ogni corpo in movimento, non spinto da forze, è destinato a fermarsi. La materia era considerata come naturalmente portata alla quiete. Pertanto per spiegare il perdurare dei movimenti degli astri fu necessario invocare l'azione costante di un "motore esterno". Occorre aspettare il diciassettesimo secolo, con Galileo GALILEI (1564 - 1642) e Isaac NEWTON (1642 - 1727), per concepire l'idea secondo la quale un corpo, se non soggetto a forze, è in grado di conservare il suo stato di moto indefinitivamente. Se un oggetto non è ostacolato dall'attrito (come succede, nell'esperienza quotidiana, per i corpi sulla superficie terrestre), esso mantiene per sempre la stessa velocità. Un astro, nell'Universo "vuoto", non ostacolato da forze che lo rallentano, mantiene il suo moto senza bisogno di ricorrere all'idea di un "motore esterno".

Per capire il ragionamento seguito dai greci conviene citare i loro sistemi più famosi: EUDOSSO, ARISTARCO e TOLOMEO. Il fondatore della **cosmologia** (la scienza delle leggi generali dell'Universo) può essere considerato Eudosso di Cnido (409 - 356 a.C.), discepolo di Platone. Egli supponeva che i corpi celesti fossero disposti in una serie di sfere concentriche, ruotanti, con velocità diverse, intorno alla Terra. Per interpretare i movimenti del Sole, della Luna e dei pianeti, che si spostano in modo complesso rispetto alle stelle fisse, Eudosso ricorse ad un complicato principio di composizione di movimenti di più sfere. Aristarco (310 - 230 a.C.) collocò il Sole al centro del sistema, ammettendo un moto di rivoluzione annuale della Terra intorno allo stesso (sistema **eliocentrico**). A lui dobbiamo il primo tentativo scientifico di determinare le distanze del Sole e della Luna dalla Terra e le loro dimensioni relative. Pur nella approssimazione di quelle misure, notò che la Luna è più piccola della Terra ed il Sole molto più grande; pertanto ritenne improbabile che un corpo grande ruotasse intorno ad uno più piccolo. Sostenendo la quiete del Sole e che tutti gli altri pianeti, tra cui la Terra, ruotano in orbite circolari intorno al Sole stesso, si procurò l'accusa di empietà dai contemporanei. Tolomeo (127 - 150 d.C.), basandosi sulla notevole esperienza dell'importante Scuola di Alessandria d'Egitto, che da tempo tentava di spiegare matematicamente le irregolarità dei movimenti degli astri, formulò alcuni principi fondamentali (**fig. 1.5**):

- la Terra si trova, immobile, al centro dell'Universo e le stelle fisse sono sulla sfera celeste che ruota intorno ad un asse passante per i poli celesti, compiendo un giro ogni 24 ore;
- anche il Sole e la Luna ruotano attorno alla Terra secondo circonferenze, ma il loro centro non coincide con quello della Terra stessa;
- i pianeti si muovono lungo circonferenze (**epicicli**) i cui centri non sono fissi, ma percorrono anch'essi circonferenze (**deferenti**) con la Terra al loro interno e in posizione eccentrica rispetto a quest'ultima.

Nel **sistema tolemaico**, procedendo dal centro verso la periferia, i corpi celesti sono disposti nel seguente ordine: Terra, Luna, Mercurio, Venere, Sole, Marte, Giove, Saturno e stelle fisse. Con tale sistema (detto anche **geocentrico** perché poneva la Terra al centro) Tolomeo prevedeva, con una certa precisione, il moto degli astri, ma il tutto era talmente complicato che una volta Alfonso X il saggio (1221 - 1284), re di Castiglia, commentò: *"Se l'Onnipotente avesse chiesto il mio parere prima di imbarcarsi nella creazione, io gli avrei consigliato qualcosa di più semplice"*.

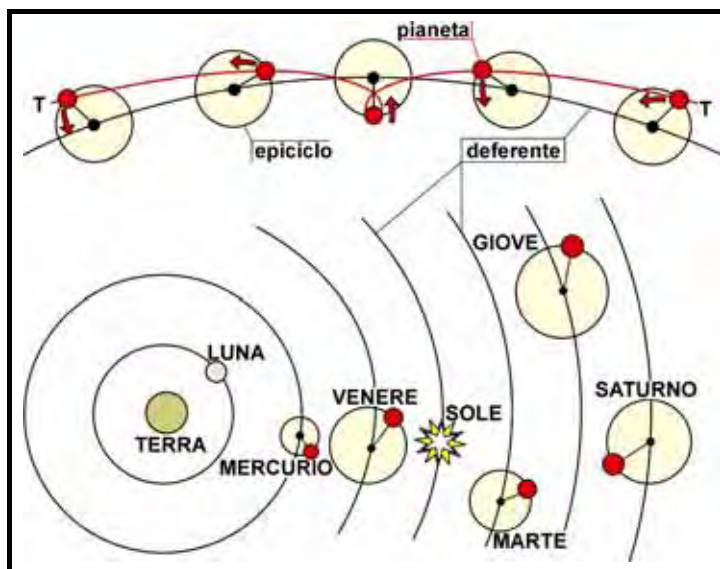


Fig. 1.5 - TOLOMEO sviluppa un modello dell'Universo compatibile con i movimenti dei pianeti. Pone ogni pianeta su un piccolo cerchio (**epiciclo**), il cui centro si muove lungo un cerchio più grande (**deferente**). In alto viene rappresentato il risultato (TT) della composizione dei due movimenti.

Questo "qualcosa di più semplice" fu compreso dall'astronomo polacco COPERNICO nel 1543; nel suo libro (*De revolutionibus orbium coelestium*) propose un nuovo sistema, con il Sole al centro dell'Universo (sistema **eliocentrico**). La Terra è il terzo pianeta in ordine di sequenza dall'astro solare; essa ruota su se stessa (**rotazione**) in 24 ore e intorno al Sole (**rivoluzione**) in un anno; la Luna ruota intorno alla Terra; la sfera delle stelle fisse è

immobile. Scarse furono le ripercussioni del **sistema copernicano** sul pensiero scientifico del suo tempo, dato che, da un punto di vista matematico, equivale al sistema tolemaico. I fatti, allo stato delle conoscenze di quel tempo, potevano essere spiegati in modo ugualmente soddisfacente sia con il sistema di Copernico, sia con quello di Tolomeo. Sarebbero stati necessari nuovi elementi, osservazioni più approfondite, misure più accurate, calcoli più precisi, affinché tutta l'importanza della teoria copernicana potesse essere valorizzata nella sua importanza. A ciò contribuirono lo scienziato tedesco Giovanni KEPLERO (1571 - 1630), Galileo e Newton (**scheda 1.2**).

1.3 - Meteoriti e comete

Le **comete** sono generalmente formate da un nucleo centrale molto brillante, circondato da una nebulosità detta **chioma**. Al nucleo è quasi sempre annesso uno strascico meno luminoso detto **coda**. Alcune comete fanno parte del Sistema Solare, descrivendo orbite ellittiche più o meno eccentriche; sono le **comete periodiche** perché appaiono ad intervalli di tempo più o meno lunghi. Ricordiamo la *cometa di Encke*, con un periodo di rivoluzione di 3 anni e 104 giorni, la *cometa di Halley*, che compare ogni 76 anni (**fig. 1.6**), la *cometa di Ikeya Seki*, passata vicino al Sole nel 1965. Le comete che non fanno parte del sistema solare (**aperiodiche**) provengono dallo spazio, passano vicino al Sole e fuggono nella direzione opposta, senza più ritorno. Le orbite delle comete, quando intersecano quelle dei pianeti o quando passano vicino al Sole, possono modificarsi, senza escludere la possibilità di uno "scontro". Nel 1910 si temette che una simile eventualità potesse verificarsi con la cometa di Halley; i timori erano fondati perché quella cometa ha una testa (il nucleo con la chioma) con un diametro di circa un milione di chilometri e una coda lunga settanta milioni di chilometri. Lo studio delle circa mille comete osservate dalla Terra ha permesso di ipotizzare la loro composizione. Il nucleo sembra formato da materiali solidi allo stato incandescente; chioma e coda, costituenti la maggior parte del volume, sono formate da materia tenue e meno densa dell'aria. I materiali che le compongono sembrano idrogeno, elio, carbonio, sodio, ferro, nichel,...



Fig. 1.6 - A sinistra è la **Cometa di Halley**, la più famosa e brillante delle comete periodiche provenienti dalla Fascia di Kuiper¹, passanti per le regioni interne del Sistema Solare ad intervalli di decine di anni. È così chiamata in onore di Edmond HALLEY (1656 - 1742), che per ne predisse il ritorno al perielio. A destra. In certi periodi dell'anno le meteore luminose (stelle cadenti) sono così numerose, da determinare una sorta di "pioggia" spettacolare.

Le **meteore luminose** appaiono come strie luminose che solcano il cielo, visibili nelle notti serene (*stelle cadenti*). Sono corpi che, giungendo dallo spazio, penetrano nell'atmosfera terrestre con grande velocità ($30 \div 90$ km/s), diventando incandescenti per il calore prodotto dall'attrito con l'aria. Le meteore compaiono con maggior frequenza in certi periodi dell'anno ($8 \div 13$ agosto e $10 \div 14$ novembre) in quanto la Terra, nella sua orbita intorno al Sole, incontra "sciame" di corpuscoli che formano insieme viaggianti nello spazio secondo proprie orbite (**fig. 1.6**). La maggior parte delle meteore si "consumano" bruciando durante la discesa verso la superficie terrestre; alcune di esse (**meteoriti**) raggiungono il suolo ridotte a piccole dimensioni, frantumandosi senza conseguenze. Tuttavia non è da escludere la possibilità di meteoriti di grandi dimensioni in grado di provocare effetti devastanti. Il meteorite di Bacubirito (Messico), di 50.000 kg, precipitò nel Canon Diablo dell'Arizona, sprofondando nel terreno e lasciando un cratere largo 1.500 m e profondo 150 m. Un altro meteorite produsse un impatto nel territorio di Tnguska (Siberia) che si udì ad oltre 100 km di distanza e provocò una sorta di ciclone che devastò le foreste per un raggio di 25 km. I meteoriti, in base alla loro composizione, vengono distinti in:

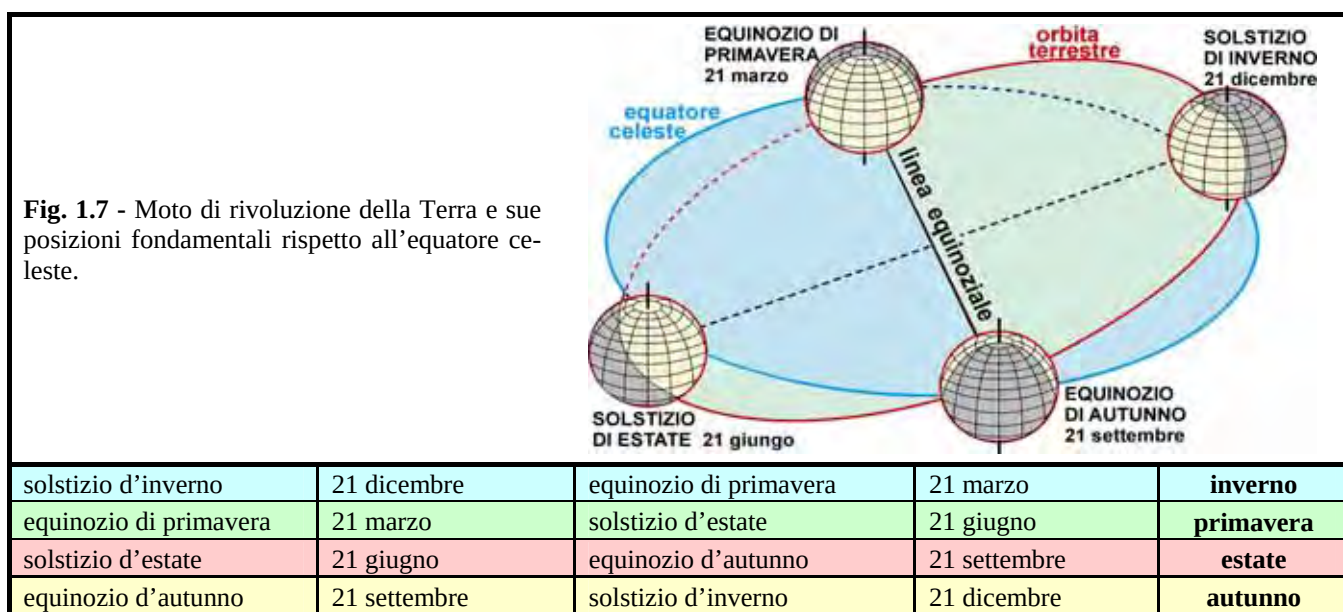
oliosideriti (contenenti ferro accompagnato da nichel), *sideriti* (costituiti da metalli e da frammenti rocciosi),
sporadosideriti (prevalentemente materiale roccioso), *asideriti* (esclusivamente materiale roccioso).

¹ La **Fascia di Kuiper** è una regione del Sistema Solare che si estende dall'orbita di Nettuno (alla distanza di $4.500 \cdot 10^6$ km) fino a $7.500 \cdot 10^6$ km dal Sole. È una fascia di asteroidi esterna rispetto all'orbita dei pianeti maggiori.

Sulla Terra, oltre ai meteoriti, giunge, in modo impercettibile, una “pioggia” di materiali molto fini. Si tratta di pulviscolo extraterrestre, facilmente rilevabile sulle nevi dei poli. L’esploratore NORDENSKJOLD, fondendo grandi quantità di nevi della Groenlandia, ottenne un residuo costituito di questo materiale, detto **polvere meteorica**. Talvolta il fenomeno può essere più vistoso del solito; il 3 maggio 1892, in Svezia, Norvegia, Danimarca e territori vicini, precipitarono circa 500 tonnellate di quella polvere. Si suppone che questa materia derivi dalla disgregazione delle meteore luminose quando entrano nell’atmosfera terrestre, ma non è da escludere che essa sia composta anche da detriti molto fini provenienti dallo spazio celeste (**polvere cosmica**).

1.4 - La Terra ed il Sole

L’anno è l’intervallo di tempo che la Terra impiega per un giro completo intorno al Sole (**fig. 1.7**). Il nostro pianeta ruota di 360°, nel tempo di un giorno, intorno ad un asse passante per i Poli (rotazione; **schede 1.3, 1.4 e 1.5**). L’asse non è perpendicolare rispetto al piano dell’orbita, ma inclinato di ~ 23° 5’ rispetto alla sua normale. Se fosse perpendicolare al piano dell’orbita, in tutte le parti del pianeta ogni giorno dell’anno avrebbe 12 ore di luce e 12 ore di buio. In tale situazione le condizioni climatiche degli emisferi Nord e Sud sarebbero uguali. In realtà, come indicato al punto del solstizio d’estate della **fig. 1.7** ed a sinistra della **fig. 1.8**, l’emisfero boreale è più inclinato verso il Sole e, al contrario di quello australe, ha più di 12 ore di luce; sei mesi dopo la situazione è inversa. I due punti sono i culmini dell’estate (**solstizio d’estate** - 21 giugno) e dell’inverno (**solstizio d’inverno** - 21 dicembre). Nell’emisfero Nord il 21 dicembre è il giorno con la notte più lunga; con il passare dei mesi il numero di ore di luce aumenta fino al 21 marzo (**equinozio di primavera**) quando il giorno è diviso in 12 ore di luce e 12 ore di buio (**fig. 1.9**). Successivamente le notti si accorciano ulteriormente fino a raggiungere il minimo il 21 giugno. La durata della luce poi diminuisce fino a una situazione di nuova parità fra buio e luce, il 21 settembre (**equinozio di autunno**); infine le notti si allungano ancora fino a ritornare nuovamente al solstizio d’inverno. Questi quattro momenti dell’orbita terrestre segnano i limiti delle **stagioni astronomiche**.

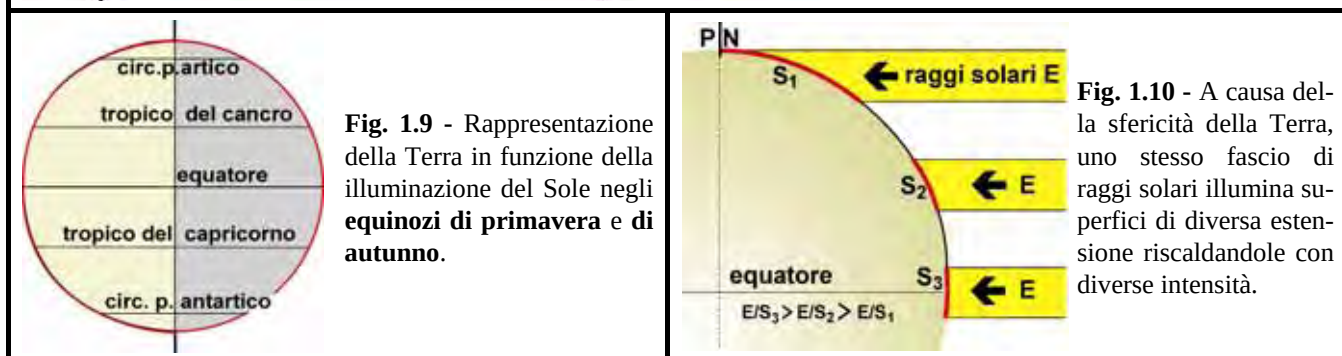
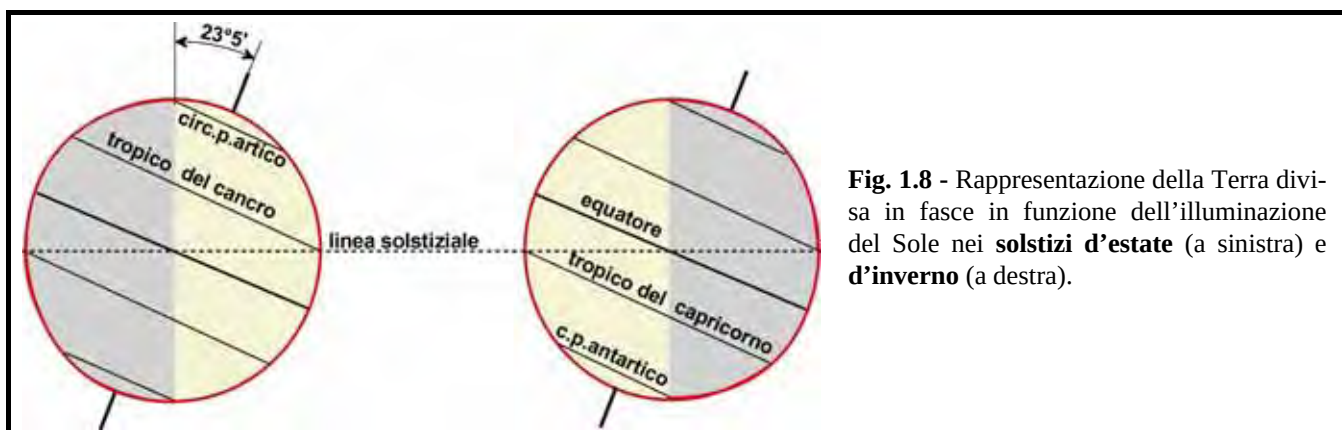


Il clima cambia a seconda delle stagioni e della distanza dai poli; le stagioni meteorologiche non coincidono con quelle astronomiche (il vero inverno inizia circa un mese prima del 21 dicembre). L’inverno e l’estate sono le stagioni fredda e calda per l’emisfero Nord e viceversa per l’emisfero Sud (**fig. 1.8**). La Terra è divisa in fasce:

- **zona glaciale artica**; tra il Polo Nord e il **circolo polare artico**; per sei mesi, tra i due equinozi autunno-primavera, è sempre buio con inverno rigido; nel periodo 21 marzo ÷ 21 settembre il Sole non tramonta mai, rimanendo basso sull’orizzonte; i raggi sono molto inclinati, quasi radenti la superficie terrestre e poco efficaci nel riscaldare la Terra (**fig. 1.10**); in estate le temperature sono ancora basse (prossime allo 0 °C), tanto che la neve accumulata al suolo nell’inverno non si scioglie completamente, accumulandosi anno dopo anno;
- **zona temperata boreale**; tra il circolo polare artico ed il **tropico del cancro**; gli inverni sono freddi con notti lunghe; in estate le temperature sono più elevate, con poche ore di buio; il Sole è più alto sull’orizzonte e scalda maggiormente la Terra, sia perché i raggi luminosi sono più “diretti” (**fig. 1.10**), sia perché la durata della luce prevale su quella del buio; nei mesi caldi fonde la neve caduta nell’inverno (ad eccezione delle più elevate zone

montuose); nelle stagioni intermedie e in special modo negli equinozi, vi è equilibrio fra luce e buio ed il clima è intermedio rispetto a quelli invernale ed estivo;

- **zona torrida**; tra il tropico del cancro e il **tropico del capricorno**; è la fascia dove minori sono le differenze fra le stagioni e dove gli inverni non sono mai rigidi (tranne le zone montuose più elevate); il clima generale è caldo in conseguenza della radiazione luminosa che giunge, per molte ore, perpendicolarmente o quasi, alla superficie terrestre (**fig. 1.10**); presso l'equatore non vi sono differenze stagionali;
- **zona temperata australe**; tra il tropico del capricorno e il **circolo polare antartico**; analoga alla zona temperata boreale, ma con inverni caldi ed estati fredde;
- **zona glaciale antartica**; tra il circolo polare antartico e il Polo Sud; analoga alla zona polare artica, ma con buio fra gli equinozi primavera-autunno.



distanza dalla Terra	$150 \cdot 10^6$ km	8 minuti alla velocità della luce
raggio	$700 \cdot 10^3$ km	109 volte quello della Terra
volume	$1,41 \cdot 10^{18}$ km ³	1.304.000 volte quello terrestre
superficie	$6,12 \cdot 10^{12}$ km ²	12.000 volte quella terrestre
massa	$2 \cdot 10^{30}$ kg	333.000 volte quella terrestre
densità media	3,9	1/4 di quella terrestre
gravità superficiale	275 m/s^2	28 volte quella terrestre

Tab. 1.1 - Caratteristiche del Sole.

distanza media dalla Terra	384.403 km	circa 30 diametri terrestri
distanza massima dalla Terra	405.506 km	apogeo
distanza minima dalla Terra	363.300 km	perigeo
raggio	1.738 km	poco più di 1/4 di quello terrestre
volume	$2,20 \cdot 10^{10}$ km ³	1/49 di quello terrestre
superficie	$38 \cdot 10^6$ km ²	1/13 di quella terrestre
massa	$7,4 \cdot 10^{22}$ kg	1/81 di quella terrestre
densità media	336	simile a quella terrestre
gravità superficiale	$1,62 \text{ m/s}^2$	1/6 di quella terrestre

Tab. 1.2 - Caratteristiche della Luna.

Il Sole è immensamente più grande dei pianeti. Il suo diametro è 109 volte più grande di quello terrestre; il suo volume supera enormemente quello di tutti i pianeti messi insieme, 1.300.000 volte quello della Terra (**tab. 1.1**), dalla quale dista 150 milioni di chilometri, una distanza che la luce ($c \approx 300.000 \text{ km/s}$) percorre in otto minuti.

Plutone, il pianeta più lontano, si trova a una distanza 40 volte maggiore rispetto a quella della Terra. Per avere un'idea delle proporzioni dovremmo immaginare una sfera di un metro di diametro (Sole) intorno alla quale, ad 1 km di distanza, orbita una pallina (Terra) con diametro di 1 cm. Il Sole è la stella più vicina; quindi appare molto più grande di quelle osservabili nella volta celeste, delle quali la più vicina (*Alfa Centauri*) dista $40.000 \cdot 10^9$ km (per raggiungerla occorrerebbero 4 anni, viaggiando alla velocità della luce). Il Sole è una sfera gassosa, con una temperatura di circa 6.000 °C in superficie e con nucleo sensibilmente più caldo (intorno ai venti milioni di gradi).

1.5 - La Terra e la Luna

La Luna (**tab. 1.2**) è un satellite della Terra, un corpo sferico privo di acqua e di atmosfera che, orbitando intorno al nostro pianeta, mostra sempre la stessa faccia; come una persona che gira intorno ad un tavolo, volgendo sempre la faccia verso di esso; tornando alla posizione di partenza, avrà compiuto anche una rotazione su se stessa: la durata della rotazione della Luna intorno al suo asse è uguale a quella di rivoluzione intorno alla Terra.

Sulla superficie della faccia visibile appaiono vaste pianure (più scure), denominate *mari*. Sono presenti catene montuose, come i monti Leibnitz che raggiungono gli 8.200 m di altezza. Numerosi sono i *crateri* con dimensioni molto varie (da un metro a centinaia di chilometri di diametro; **scheda 1.6**); i più grandi hanno al centro un picco e sono spesso circondati da numerosi altri rilievi, di minori dimensioni. Dai margini esterni dei più grandi crateri si dipartono lunghi raggi più chiari ed il suolo lunare è molto irregolare con molti ciottoli e molta polvere. La struttura della faccia nascosta della Luna (fotografata per la prima volta dalla sonda sovietica Lunik III, nel 1959) è simile a quella visibile dalla Terra, salvo la quasi totale assenza dei mari e le minori dimensioni dei crateri.

L'assenza di un'atmosfera rende l'ambiente della superficie lunare molto diverso da quello terrestre ed è quanto hanno osservato i primi uomini che sbarcarono sulla Luna a seguito della spedizioni americane Apollo, negli anni Sessanta (**fig. 1.11**). La temperatura delle zone in ombra e illuminate oscilla tra -100 °C e +110 °C; sulla Terra questa differenza è molto attenuata dalla presenza di aria che consente scambi di energia fra zone diverse. Il cielo, visto dalla Luna, appare completamente nero, mentre sulla Terra il colore azzurro è dovuto alla dispersione della luce causata dalle particelle di gas che compongono l'atmosfera. Il Sole appare molto più luminoso (accecante) e le stelle appaiono in maggior numero e con miglior evidenza, ma non "brillano". Nella notte lunare vi è una diffusa luce verde bluastra riflessa dal nostro pianeta. Tutti gli oggetti hanno un peso circa sei volte minore.

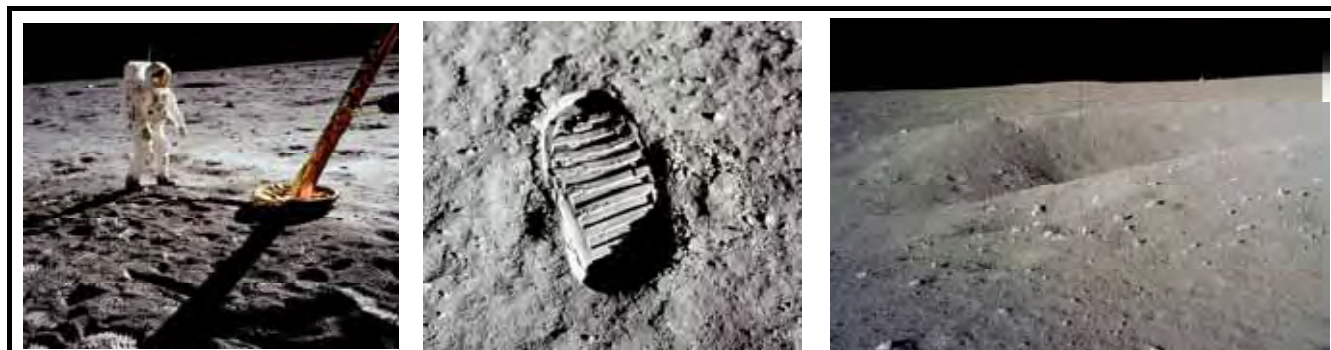


Fig. 1.11 - Il 20 luglio 1969 è una data storica dell'esplorazione della Luna. Neil AMSTRONG ed Edwin ALDRIN furono i primi esseri umani a calpestare il suolo lunare (lasciando la prima impronta umana) atterrando con l'astronave Apollo 11 nel Mare della Tranquillità, un ambiente che ricorda i deserti di sabbia terrestri. Il cielo molto scuro e i forti contrasti tra le ombre nere e le zone illuminate da un chiarore quasi accecante sono dovuti alla mancanza di una atmosfera. La superficie è ricoperta da materiali fini, una sorta di "polvere" dovuta, in gran parte, all'azione demolitrice termoclastica, che riduce in frantumi le rocce superficiali soggette a continue dilatazioni e contrazioni per le forti escursioni termiche.

La Luna compie un giro completo intorno alla Terra in 27 giorni, 7 ore e 43 minuti (**rivoluzione siderea** o **mese sidereo**) e ogni sera sorge con cinquanta minuti di ritardo rispetto la sera precedente (**scheda 1.7**). Nello stesso tempo compie un giro su se stessa. L'asse di rotazione non è perfettamente perpendicolare al piano di rivoluzione; l'angolo che forma con esso è di 88° 30'. La Luna percorre un'orbita ellittica con la Terra in uno dei fuochi; pertanto in certi punti la distanza fra i due astri è minore (**perigei**) mentre in altri (**tab. 1.2**) è maggiore (**apogei**). Il moto di rivoluzione lunare è complicato da quello di **traslazione**, cioè dal movimento che il nostro satellite, per seguire la Terra, compie intorno al Sole. Pertanto la Luna percorre, nello spazio, una traiettoria complessa, a forma di spirale lungo la traiettoria della Terra.

Quando la Luna, nel suo moto, si trova fra Sole e Terra (in *congiunzione*) si ha la fase di **novilunio** o Luna nuova (1 in **fig. 1.12**). Il nostro satellite è invisibile dato che ci rivolge la faccia in ombra, poco distinguibile rispetto al cielo notturno; ma la Luna presenta un lieve chiarore (luce cinerea) che la rende percettibile; esso è dovuto alla luce solare riflessa dalla Terra. Dopo poco più di una settimana, la Luna si trova a fianco della Terra rispetto al Sole (3 in **fig. 1.12**). Le direzioni Sole-Terra e Terra-Luna formano un angolo retto (*quadratura*) per cui è visibile metà della parte illuminata, pari a un quarto di tutta la superficie lunare (*primo quarto*). Dopo un'altra settimana il Sole e la Luna si trovano da parti opposte rispetto alla Terra (in *opposizione*); pertanto si vede tutta la faccia illuminata del satellite (5 in **fig. 1.12**): è la fase del **plenilunio** (Luna piena). Proseguendo nella sua orbita la Luna, giunta a tre quarti di rivoluzione sinodica, si trova nuovamente in posizione di quadratura, ma opposta alla precedente (*ultimo quarto*; 7 in **fig. 1.12**). È la fase che precede il ritorno, dopo poco più di 29 giorni, alla prima fase di novilunio. Le posizioni di Luna nuova e piena sono le *sigizie*.

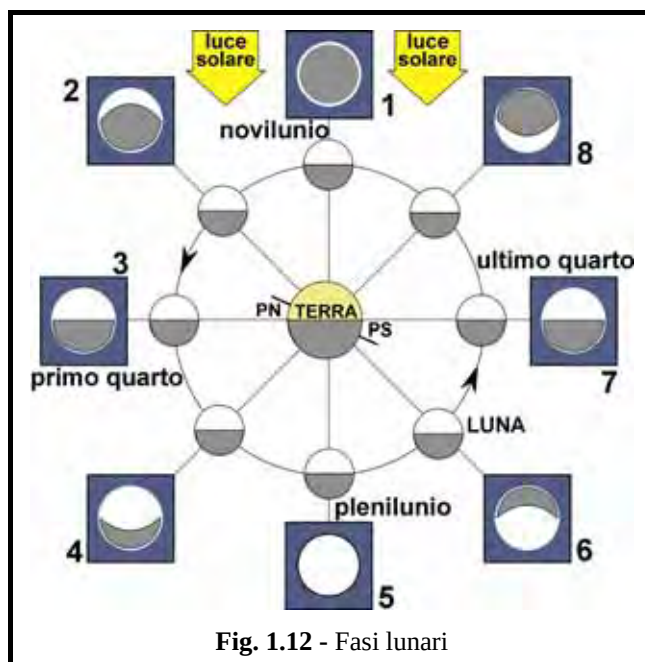


Fig. 1.12 - Fasi lunari

La Terra e la Luna sono sfere opache; non emettono luce, ma formano, dalla parte opposta a quella illuminata dal Sole, un cono d'ombra. I piani delle loro orbite non coincidono (fra essi l'angolo è poco più di 5°) altrimenti ad ogni plenilunio il cono d'ombra della Terra oscurerebbe la Luna, e viceversa ad ogni novilunio. Situazioni di perfetto allineamento si verificano solo in certe condizioni; in particolare quando la Luna, in plenilunio o in novilunio, si trova sulla retta di intersezione delle orbite lunare e terrestre (**linea dei nodi**; **fig. 1.13**). Durante la fase di Luna piena si ha l'**eclissi di Luna**, mentre durante la fase di Luna nuova si ha l'**eclissi di Sole**.

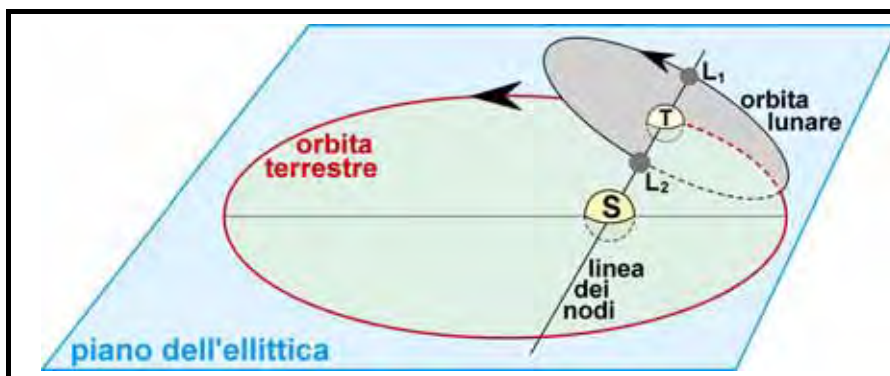


Fig. 1.13 - Rappresentazione della **linea dei nodi** e dell'inclinazione dell'orbita lunare sul piano dell'orbita terrestre (**eclittica**). L'angolo fra le due orbite è pari a $5^\circ 9'$ (che nella figura è rappresentato con ampiezza esagerata).



Fig. 1.14 - Fase iniziale dell'eclissi di Luna. Si osserva l'avanzare dell'ombra della Terra proiettata sulla superficie del satellite.

L'eclissi di Luna è osservabile dalla porzione al buio della Terra (da due a tre volte all'anno in zone diverse) e può essere *totale* se il satellite viene interamente oscurato, oppure *parziale* se solo una parte di esso viene investito dal cono d'ombra terrestre (**fig. 1.14**). L'eclissi di Sole è osservabile dalla porzione illuminata della Terra e non determina un oscuramento completo di quest'ultima, ma una fascia generalmente inferiore a 275 km. Anche in questo caso si possono distinguere eclissi totali e parziali che possono verificarsi da due a cinque volte l'anno in zone diverse del pianeta (**figg. 1.15 e 1.16**).

Le maree sono conseguenza delle reciproche posizioni del Sole, Terra, Luna. Il mare sale gradualmente per sei ore e un quarto circa, fino a raggiungere un livello massimo (**alta marea**). Successivamente il livello marino si abbassa raggiungendo un minimo dopo lo stesso intervallo di tempo (**bassa marea**); la differenza fra i due livelli estremi è detta *ampiezza della marea*. In

24 ore e 50 minuti (giorno lunare) si verificano due alte e basse maree. Il fenomeno è dovuto alle attrazioni gravitazionali della Luna e del Sole sulla Terra.

Fig. 1.15 - Eclissi di Luna (A) di penombra (L1), totale (L2) e parziale (L3).

Eclissi di Sole (B) totale (con il Sole oscurato) e **parziale** (nel cono di penombra).

Se la Luna è in apogeo (o in prossimità di esso; C) il suo diametro apparente è insufficiente a coprire il disco del Sole (**eclissi anulare**).

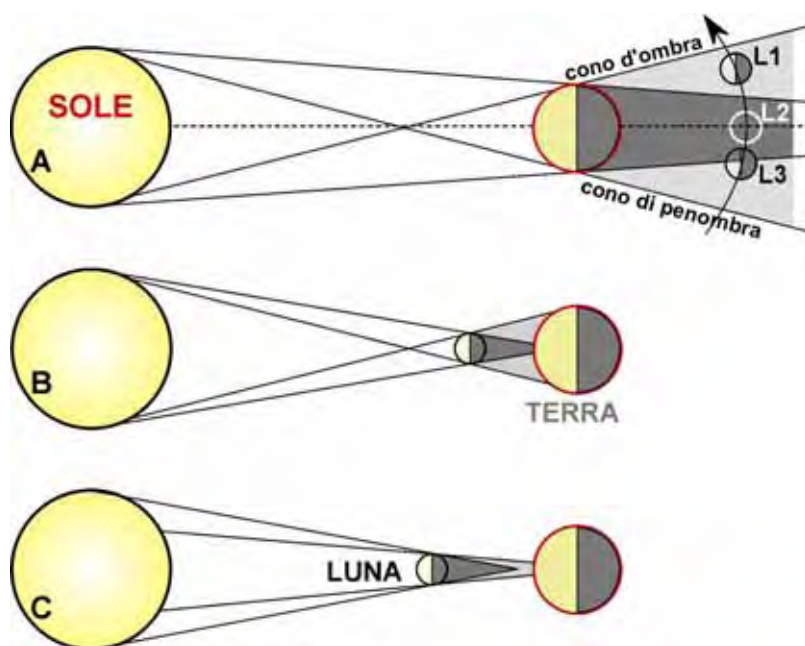
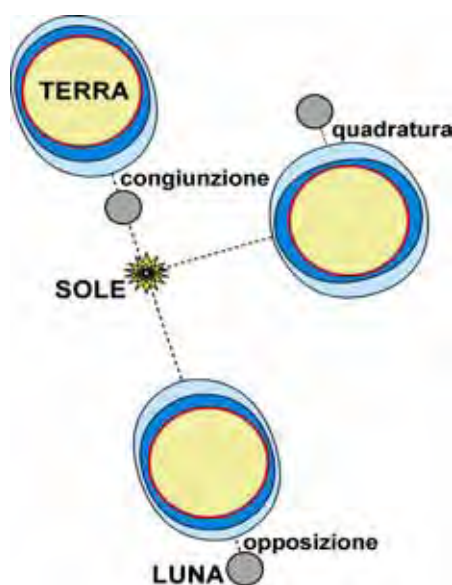


Fig. 1.16 - Con l'eclissi solare (a sinistra) la Luna oscura il disco luminoso. Vi sono quindi le condizioni migliori per osservare i "pennacchi" (*flare*) dovuti all'attività della corona solare; essi comportano la dispersione, verso l'esterno, di materia ed energia che si manifesta, in occasione delle manifestazioni più intense, come "vento solare" che giunge fino al nostro pianeta.



A destra è un'immagine ripresa da satellite che mostra, su una porzione della superficie della Terra, l'ombra generate da un'eclissi solare.

Fig. 1.17 - La fascia azzurra intorno alla Terra rappresenta l'effetto dell'attrazione lunare sulle acque degli oceani, mentre la fascia blu rappresenta l'effetto dell'attrazione solare. In **opposizione** (plenilunio) e in **congiunzione** (novilunio) **Terra, Luna e Sole** sono allineati e le forze di attrazione lunare e solare si sommano determinando le più alte maree. Nelle fasi di **quadratura** (primo ed ultimo quarto) le forze di attrazione lunare e solare producono effetti opposti anche se le prime prevalgono sulle seconde; quindi le maree sono meno pronunciate.



La luna, pur di massa molto inferiore a quella del Sole, essendo molto più vicina, esercita una attrazione più che doppia. Questa forza non si avverte sui materiali solidi, ma produce effetti vistosi sulle masse liquide dei mari. Quando la Luna passa su un punto della superficie terrestre, in esso si verifica la massima attrazione (culmine dell'alta marea); contemporaneamente la forza centrifuga del sistema Terra-Luna raggiunge la massima intensità agli antipodi provocandovi pure un innalzamento del livello marino. È il motivo per cui in ogni punto degli oceani si susseguono due alte e basse maree ogni giorno.

L'alta marea può essere più o meno elevata a seconda della fase lunare (**fig. 1.17**). L'ampiezza della marea è poco accentuata nei mari interni. Nel Mediterraneo è di pochi centimetri e raggiunge il massimo nei golfi di Gabes (Piccola Sirte) con 1,5 m (80 cm a Venezia). Nell'oceano Atlantico da uno a tre metri. Nella baia di Fundy (Nuova Scozia) arriva fino a venti metri (ampiezza massima finora riscontrata).

1.6 - I pianeti

Ad occhio nudo i pianeti appaiono come punti luminosi, non molto diversi dalle stelle fisse. Con un cannocchiale, appaiono come dischetti luminosi. Fu Galileo ad osservarli per primo con uno strumento ottico e a scoprire, nel 1610, quattro satelliti di Giove. Oltre alla Terra, che possiede un satellite, Marte ne ha 2, Giove ben 13, Saturno 10, Urano 5, Nettuno 2 e Plutone forse uno, mentre Mercurio e Venere ne sembrano privi. Uno dei due satelliti di Urano e di Saturno e due di Giove, hanno dimensioni cospicue, più grandi del pianeta Mercurio, mentre quelli di Marte sono i più piccoli (il maggiore dei quali, Phobos, di forma irregolare, misura solo 15 km di diametro).

I telescopi hanno permesso la scoperta di altri corpi di minori dimensioni che orbitano intorno al Sole; sono i **pianetini** o **asteroidi**, il più grande dei quali (Cerere) misura 800 km di diametro. Quasi tutti sono molto più piccoli, fino alle dimensioni di grani di sabbia. Molti hanno orbite fra quelle di Marte e di Giove, altri intersecano l'orbita della e alcuni di essi penetrano nella sua atmosfera originando le meteore luminose (**fig. 1.6**).

Nel 1672 l'astronomo bolognese CASSINI calcolò la distanza Terra - Marte, stabilendo una sorta di "scala" del Sistema Solare. Fino a quel tempo erano note solo le distanze relative, ma non i valori assoluti. Da quel momento furono calcolate tutte le distanze effettive dei pianeti dal Sole (**fig. 1.18**). I dati in **tab. 1.3** mettono in evidenza come i pianeti siano molto diversi, non solo come dimensioni (dal diametro massimo di Giove, 11 volte quello della Terra, al minimo di Mercurio, quasi 1/3 di quello terrestre), ma anche come massa. Quella di Giove è più di 6.000 volte più grande di quella del più piccolo pianeta Mercurio. Tuttavia, dall'esame dei valori di densità i materiali che costituiscono Giove sembrano circa 4 volte più "leggeri" dei pianeti più piccoli. La **fig. 1.19** è una rappresentazione schematica del Sistema Solare. La **scheda 1.8** riporta una descrizione più dettagliata dei pianeti.

	Mercurio	Venere	Terra	Marte	Giove	Saturno	Urano	Nettuno	Plutone
distanza max.dal Sole [10^6 km]	69,7	109	152,1	249,1	815,7	1.507	3.004	4.537	7.375
distanza min.dal Sole [10^6 km]	45,9	107,4	147,1	206,7	740,9	1.347	2.735	4.456	4.425
distanza med.dal Sole [10^6 km]	57,9	108,2	149,6	227,9	778,3	1.427	2.870	4.497	5.900
periodo rivoluzione	88 giorni	225 giorni	365 giorni	687 giorni	12 anni	29 anni	84 anni	165 anni	248 anni
periodo rotazione	59 giorni	243 giorni	24 ore	25 ore	9 ore	10 ore	11 ore	16 ore	6 giorni
velocità orbitale [km/s]	47,9	35	29,8	24,1	13,1	9,6	6,8	5,4	4,7
eccentricità orbita	0,206	0,007	0,017	0,093	0,048	0,056	0,047	0,009	0,25
diametro equat. [10^3 km]	4,88	12,10	12,76	6,79	142,80	120,0	51,8	49,5	6 (?)
massa (Terra = 1)	0,055	0,815	1	0,108	317,9	95,2	14,6	17,2	0,1 (?)
volume (Terra = 1)	0,06	0,88	1	0,15	1316	755	67	57	0,1 (?)
densità (acqua = 1)	5,4	5,2	5,5	3,9	1,3	0,7	1,2	1,7	?
componenti atmosfera	nessuno	CO ₂	N, O	CO ₂ , Ar	H, He	H, He	H,He,CH ₄	H,He,CH ₄	?
Temp. med. [°C] sup.	170-350	-33 (N)	15 (S)	-23 (S)	-150 (N)	-180 (N)	-210 (N)	-220 (N)	-230 (?)
pressione atm.sup.[mbar]	10^{-9}	90.000	1.000	6	?	?	?	?	?
gravità sup. (Terra = 1)	0,37	0,88	1	0,38	2,64	1,15	1,17	1,18	?
numero satelliti noti	0	0	1	2	13	10	5	2	0

Tab. 1.3 - Caratteristiche dei pianeti del Sistema Solare. Le rotazioni di Mercurio e di Urano sono retrograde ed i periodi di rotazione e di rivoluzione indicati sono approssimati.

1.7 - Il Sistema Solare nell'Universo

Nel secondo decennio del novecento si scoprì che il Sistema Solare non si trova al centro dell'Universo. Harlow SHAPLEY, nel 1918, affermò che il Sole si trova alla distanza di 32.600 anni luce dal centro della **Via Lattea**, una galassia (insieme di oltre 100 miliardi di stelle) con l'aspetto di un disco appiattito, di diametro di circa 100.000 anni luce e spessa 10.000 anni luce (**fig. 1.20**). Fu una scoperta che limitò notevolmente l'orgoglio dell'uomo che, all'interno del Sistema Solare, riteneva di essere al centro dell'Universo.

Nel 1925 Edwin HUBBLE fornì la prova che la Via Lattea è solo una porzione dell'Universo, il cui limite venne fissato a dimensioni di oltre mille volte più grandi della nostra galassia e costituito da numerosissimi insiemi stellari che sembrano allontanarsi dalla Terra alla velocità di fuga pari ad oltre 3.000 km/s (**scheda 1.9**).

Oggi si ritiene che le galassie siano riunite in gruppi. Uno di questi comprende 24 membri, di cui uno è la Via Lattea, collegati da forze gravitazionali. Di questo gruppo fanno parte anche le galassie M31 Andromeda (**fig. 1.21**), M33 del Triangolo e le due Nubi di Magellano. Le galassie sono molto diverse per forme e dimensioni; una loro classificazione è stata proposta dal succitato astronomo Hubble (**fig. 1.22**).

Si ritiene che esistano oltre 100 milioni di sistemi extragalattici, che il limite dell'Universo conosciuto è ben oltre 10 miliardi di anni luce e che la velocità di fuga dei corpi più lontani è pari a quella della luce. In sintesi *il Sistema Solare e la Terra sono granelli di polvere al margine di un vasto mondo del quale forse si conosce solo una parte.*

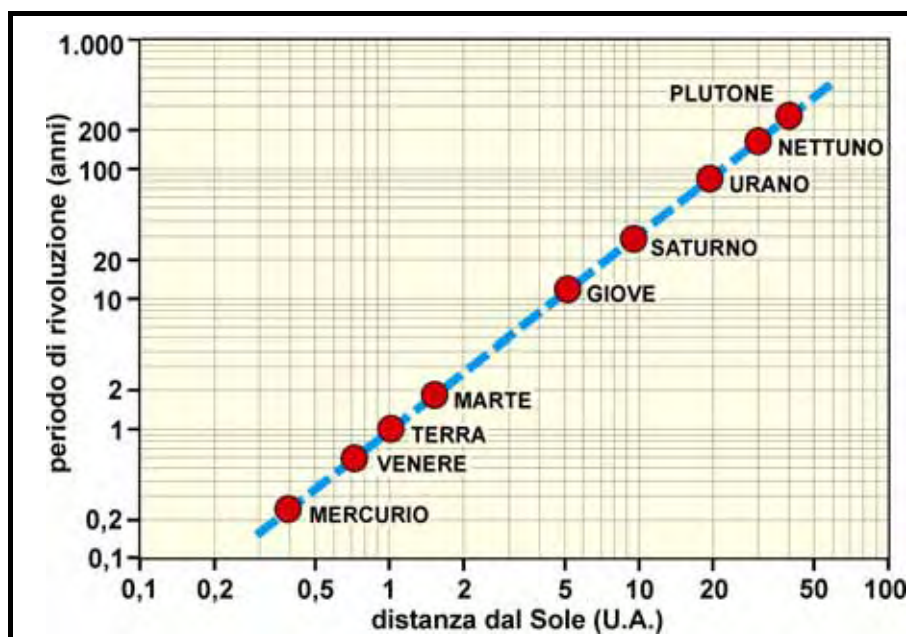


Fig. 1.18 - Utilizzando i dati relativi al periodo di rivoluzione ed alla distanza dal Sole di ciascun pianeta (riportati in **tab. 1.3**) si ottiene un diagramma che illustra come, all'aumentare della distanza, aumenta il tempo impiegato per compiere un giro completo intorno al Sole stesso. I pianeti sono allineati lungo una retta e le scale delle ascisse e delle ordinate sono espresse sotto forma di logaritmi.

Fig. 1.19 - La stessa successione dei pianeti illustrata in **fig. 1.18** illustrata sotto forma di rappresentazione "artistica", mantenendo grosso modo le proporzioni tra i pianeti e rispetto al Sole.



UNITA' DI MISURA ASTRONOMICHE

Unità Astronomica (UA): raggio medio dell'orbita terrestre ($1,52 \cdot 10^8$ km) utile per la valutazione delle distanze nel Sistema Solare.

Anno luce (al): spazio percorso dalla luce ($c \approx 3 \cdot 10^5$ km/s) in un anno; vale $3 \cdot 10^5$ km/s $\cdot$ 365 giorni/anno $\cdot$ 24 ore/giorno $\cdot$ 3.600 s/ora $\approx 9,5 \cdot 10^{12}$ km/anno (quasi 10.000 miliardi di chilometri); utile per valutare le distanze all'esterno del Sistema Solare.

Parsec: pari a 3,26 anni luce ($3,1 \cdot 10^{13}$ km); corrisponde alla distanza di un punto dal quale si vedrebbe, sotto l'angolo di 1 secondo di arco il diametro dell'orbita terrestre.



Fig. 1.20 - A sinistra si osserva, nel cielo notturno, una fascia più “luminosa”, dove gli astri sono più numerosi e visibili rispetto allo spazio circostante. È l’insieme di stelle (200 miliardi) costituente la galassia “**Via Lattea**”, così detta per il suo aspetto allungato (via) e per il suo chiarore bianco (lattea) che si distingue nel cielo più “scuro”. Il Sole fa parte della Via Lattea, in posizione piuttosto marginale. Quindi la Via Lattea non è interamente visibile da un osservatore sul-



La Terra. A destra è un’immagine “artistica” per rappresentare ciò che si osserverebbe da un punto esterno. La Via Lattea è una galassia a spirale, con un diametro di circa 100.000 anni luce e composta da un nucleo attraversato da una struttura a forma di barra, dalla quale si dipartono i bracci che conferiscono la forma tipica, strettamente connessa alla rotazione.



Fig. 1.21 - La Galassia Andromeda (sopra) è una spirale gigante (mille miliardi di stelle) ad “appena” 2,5 milioni di anni luce dalla Terra. È l’oggetto più lontano visibile ad occhio nudo, senza strumenti di osservazione.

Arp 273 è un gruppo di galassie, tra le quali un oggetto (a lato) composto da due galassie (la UGC 1810, più grande e la UGC 1813, più piccola) alla distanza di 300 milioni di anni luce dal Sistema Solare. Le due strutture sembrano formare una rosa galattica.



	radiazione cosmica	Universo
idrogeno	94,0	86,5
elio	5,4	13,3
altri	0,6	0,2

Tab. 1.4 - Composizione media % della radiazione cosmica primaria e dell’Universo in periodo di attività solare minima.

Informazioni sulla natura della materia dello spazio extraterrestre derivano dall’analisi della **radiazione cosmica**, flusso di materia e di energia (raggi γ) che giunge al nostro pianeta. Si distingue la radiazione *primaria*, rilevata dai satelliti artificiali, da quella *secondaria*, impoverita dall’attraversamento dell’atmosfera. La prima è dovuta alle emissioni dell’attività solare, da sorgenti nella nostra galassia ed anche più lontane. Dalla composizione della radiazione si risale a quella dell’Universo, prevalentemente costituito dagli atomi più leggeri (**tab. 1.4**). Fra i corpi celesti dell’Universo sono presenti

enormi quantità di materia rarefatta (non esistono ampie porzioni di “vuoto assoluto”), più addensata in certe zone a formare nubi di polveri; da queste si possono formare stelle le quali, a loro volta, con eruzioni superficiali o con esplosioni (come accade per il Sole) proiettano nello spazio parte della materia di cui sono costituite.

1.8 - Le stelle

Le stelle sono globi gassosi incandescenti che rimangono compatti per gravità. La loro massa è prevalentemente costituita da idrogeno (3/4) e da elio; meno del 2 % è formato da carbonio, azoto, ossigeno e neon; il ferro ed altri elementi più pesanti rappresentano soltanto lo 0,5 %. A causa della loro grande distanza le stelle appaiono come punti luminosi sulla volta celeste. Gli antichi, oltre a raggrupparle in **costellazioni** (piccoli gruppi spesso

immaginati in forma di figure), le avevano distinte, in base allo splendore apparente (**magnitudine visuale o apparente**), in sei classi di grandezza e indicate, in ordine decrescente di luminosità, secondo le prime lettere dell'alfabeto greco. Le stelle più brillanti "*alfa*" (α) sono 2,5 volte più luminose di quelle classificate nel gruppo successivo "*beta*" (β), a loro volta 2,5 volte più luminose delle stelle di terza grandezza (γ) e così via.

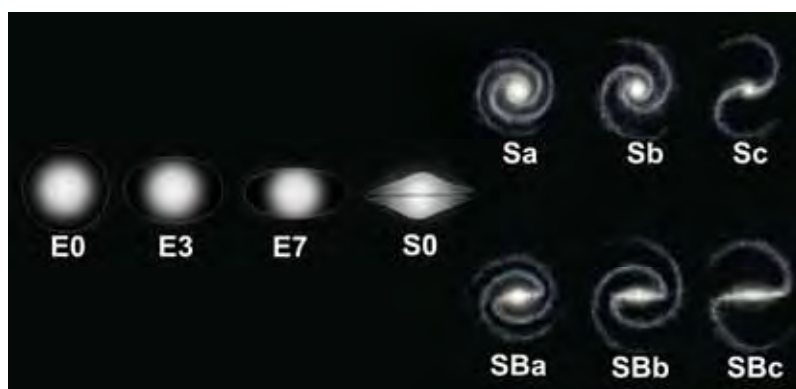


Fig. 1.22 - Nel 1925 l'astronomo statunitense Edwin HUBBLE propose una classificazione delle galassie con l'impiego di un diagramma detto "**sequenza di Hubble**".

Le *galassie ellittiche* hanno forma di disco più o meno schiacciato e non mostrano traccia di struttura interna differenziata. In base al grado di ellitticità esse sono suddivise in otto classi da **E0** (sferiche) a **E7** (ellitticità assai pronunciata). La cifra che segue la sigla E rappresenta il grado di ellitticità.

Le *galassie a spirale* si dividono in due grandi famiglie: quelle a spirale normale (**S**) e

quelle a spirale barrata (**SB**). Le braccia a spirale emergono dal nucleo centrale il quale può costituire una frazione più o meno importante della galassia stessa. In base all'importanza relativa del nucleo, le galassie a spirale normale si dividono nei sottogruppi **Sa**, **Sb** (Via Lattea in **fig. 1.20** ed Andromeda in **fig. 1.21**) ed **Sc**. Nelle galassie a spirale barrata le braccia si dipartono a spirale da una sbarra che emerge in corrispondenza del nucleo; queste si suddividono nei tipi **SBa** (le braccia a spirale si avvolgono fino a formare una struttura complessiva quasi circolare intorno alla sbarra che è in posizione diametrale), **SBb** ed **SBc** (con spirali molto più allargate).

Le galassie denominate **S0** presentano un nucleo molto esteso; in esse non è riconoscibile la struttura a spirale ma, a differenza delle galassie ellittiche, presentano bande oscure di materia assorbente. Infine esistono galassie **Irr** dalla forma irregolare e quindi non classificabili in nessuna delle altre categorie.

Le stelle visibili ad occhio nudo, classificabili secondo questo sistema, sono circa 6.000. L'uso del telescopio consente l'osservazione di altre stelle meno luminose, invisibili senza strumenti ottici. Quindi aumenta notevolmente il numero di stelle visibili e la precisione nella definizione della loro luminosità; così è possibile determinare magnitudini inferiori a quelle minime stabilite dagli antichi, in particolare fino ad un valore pari a 22. Inoltre rendendosi necessario ampliare la scala anche verso l'alto, per indicare stelle più luminose, si sono introdotti valori convenzionali negativi. In **tab. 1.5** è riportato l'elenco delle dieci stelle più brillanti. Il Sole ha una magnitudine pari a -26,6.

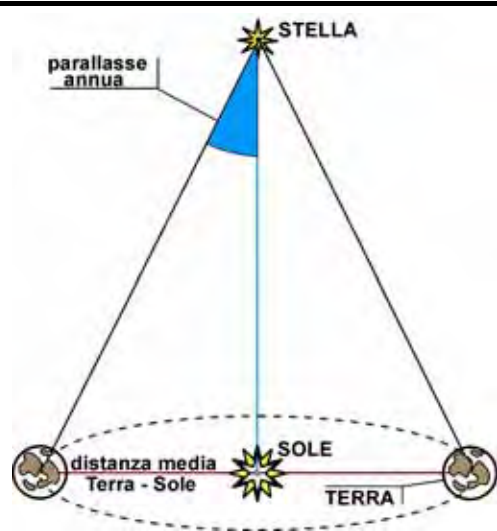


Fig. 1.23 - Rappresentazione schematica della parallasse annua.

Nome stella	Costellazione	Magnitudine
Sirio	Alfa del Cane Maggiore	- 1,43
Canopo	Alfa della Carena	- 0,73
Alfa Centauri	Alfa del Centauro	- 0,27
Arturo	Alfa di Boote	- 0,06
Vega	Alfa della Lira	0,04
Capella	Alfa dell'Auriga	0,09
Rigel	Beta di Orione	0,15
Prozione	Alfa del Cane Minore	0,37
Achemar	Alfa di Eridano	0,53
Beta Centauri	Beta del Centauro	0,66

Tab. 1.5 - Magnitudine visuale delle dieci stelle più brillanti dopo il Sole. La magnitudine non è in relazione con la grandezza degli astri.

La dicitura *apparente* si riferisce alle luminosità delle stelle "viste" dalla superficie terrestre. In realtà questa scala non ci permette di classificare e quindi confrontare correttamente le stelle tra di loro, in quanto la differente magnitudine apparente può dipendere sia dallo splendore intrinseco dell'astro sia dalla distanza dalla Terra. Anche volendola utilizzare, si deve tener conto che la scala è di tipo geometrico, ovvero la stella di magnitudine

apparente 1 non è 5 volte più luminosa di una di magnitudine 6 ma ben 100 volte. Si utilizza allora la **magnitudine assoluta**, con la quale si misura la luminosità che avrebbero gli astri se fossero tutti alla distanza (arbitraria) di 10 Parsec dalla Terra. Ricordiamo che 1 Parsec (PARallasse per SECondo d'arco) è la distanza da cui il semiasse maggiore dell'orbita terrestre sottende un angolo di 1 secondo d'arco ed equivale a 3,26 anni luce. Il legame tra la magnitudine relativa “**m**” e quella assoluta “**M**” è la seguente:

$$M = m - 5 \cdot \text{Log} d + 5$$

Proxima Centauri	4,3
Stella di Barnard	6,0
Wolf 359	7,7
Luyten 726 - 8	7,9
Lalande 21185	8,2
Sirio del Cane Maggiore	8,7
Ross 154	9,3
Ross 248	10,3
Epsilon di Eridano	10,8
Ross 128	10,9

Tab. 1.6 - Distanze delle dieci stelle più vicine al Sole (valori espressi in anni luce).

dove “**d**” è la distanza della stella in Parsec. Per determinare la distanza delle stelle si utilizza, come riferimento base, l'unità astronomica. Le due linee di mira dai punti situati all'estremità del raggio medio dell'orbita della Terra verso una determinata stella, formano un angolo (**parallasse annua**) che è funzione della distanza di quella stella rispetto al riferimento base (**fig. 1.23**). Con questo metodo si sono valutate le distanze di 6.000 stelle. Per distanze superiori a 100 parsec si ricorre a metodi indiretti e più sofisticati. In **tab. 1.6** sono indicate le distanze delle dieci stelle più vicine al Sole.

Le stelle hanno un colore (dal bianco al giallo al rosso) che dipende dalla loro temperatura superficiale ($10^3 \div 10^4$ °K). L'analisi dello spettro della luce emessa dalle stelle permette una classificazione che utilizza le lettere dell'alfabeto (**tab. 1.7**). Le dimensioni possono essere molto variabili con raggi da 10^3 a 10^8 km, da un centesimo a mille volte il raggio solare. Colore e dimensioni permettono la distinzione (**figg. 1.24 e 1.25**) in **supergiganti** e **giganti rosse** (con densità media pari a un milionesimo di quella dell'acqua; es. Antares), **nane bianche** (come Sirio, la cui densità è ben 200.000 volte quella dell'acqua), **nane rosse**,... Il Sole è un classico esempio di **nana gialla** con dimensioni simili alla maggior parte delle stelle della galassia ($0,5 \div 20$ volte il raggio solare).

Colore	Temp. superficiale [°K]	Caratteristiche dello spettro	Tipo di spettro	Stelle tipiche
bianco azzurro	35.000 ÷ 50.000	righe He neutro o ionizzato	O	Lambda (Orione)
bianco azzurro	circa 15.000	righe He neutro	B	Epsilon (Orione)
bianco	circa 10.000	dominano righe H	A	Sirio (Cane Mag.)
bianco giallo	circa 7.000	righe H e metalli ionizzati	F	Procyone (Cane Mag.)
giallo	circa 6.000	righe H e metalli ionizzati e neutri	G	Sole
giallo arancione	3.000 ÷ 5.000	righe di metalli (calcio soprattutto)	K	Aldebaran (Toro)
rossastro	circa 3.000	righe dell'ossido di titanio	M	Antares (Scorpione)
rosso	2.000 ÷ 3.000	righe dell'ossido di zirconio	S	R (Gemelli)
rosso	circa 2.000	righe dei composti di carbonio	C	19 (Pesci)

Tab. 1.7 - Classificazione di alcune stelle secondo le osservazioni spettroscopiche.

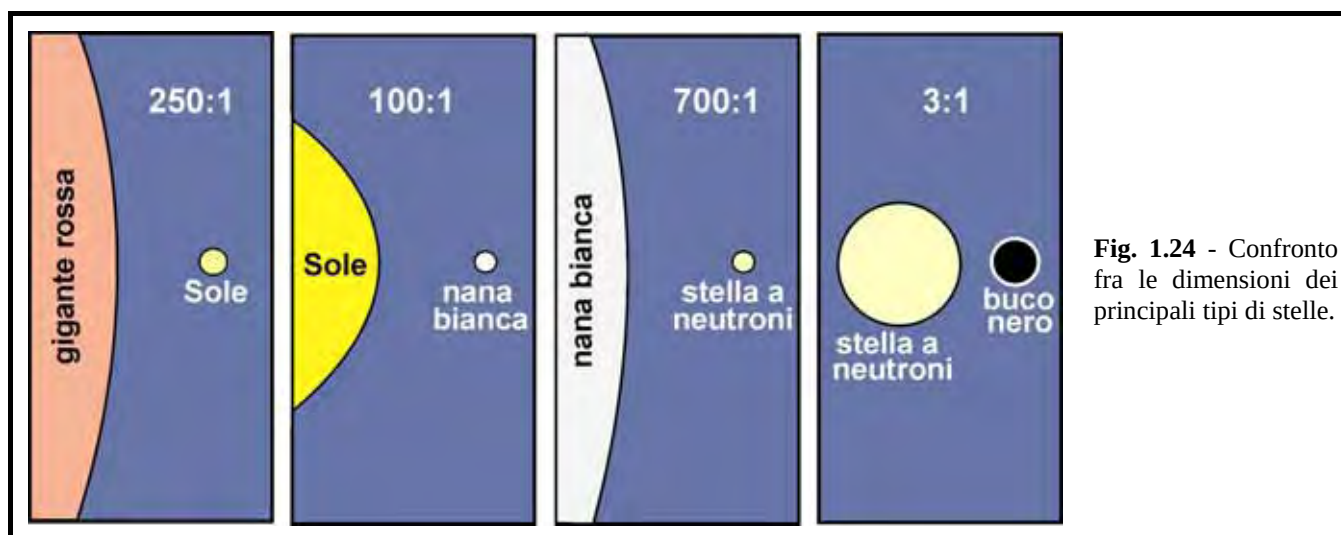
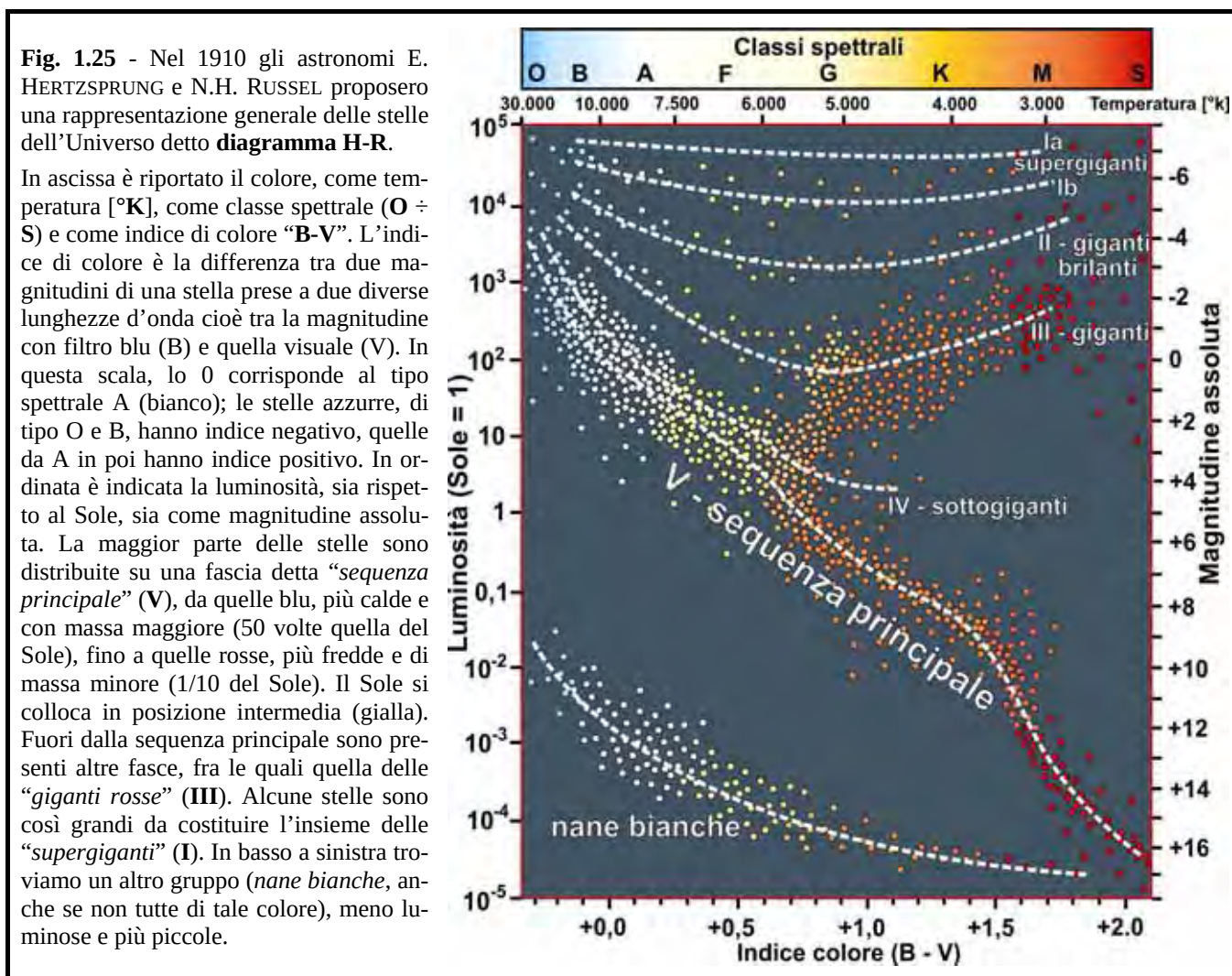


Fig. 1.24 - Confronto fra le dimensioni dei principali tipi di stelle.

Nel caso degli astri a maggiore densità, come le nane bianche, lo stato della materia è detto “degenerato”, in quanto gli edifici atomici, a causa delle pressioni elevatissime, sono presumibilmente crollati gli uni sugli altri; la conseguenza è una compattazione della materia a valori impossibili da immaginare sulla Terra. Le **stelle a neutroni** presentano densità più elevate (un miliardo di volte quella di una nana bianca), dimensioni di pochi chilometri, temperatura superficiale di milioni di gradi ed emissione di raggi X (1 cm³ della materia di quei corpi celesti ha una massa pari a 10⁸ m³ d’acqua, cioè un cubo con spigolo di quasi mezzo chilometro). I massimi valori di densità sono caratteristici dei **buchi neri**, corpi con dimensioni di poco inferiori a quelle delle stelle a neutroni, ma con massa ancora più grande, in grado di emettere un campo gravitazionale così intenso da sconvolgere le leggi della fisica; esso infatti sarebbe in grado di catturare le radiazioni dei corpi celesti vicini rendendo nero lo spazio intorno (**scheda 1.11**).



SCHEDA 1.1 - Orientamento sulla sfera celeste

Se immaginiamo di tagliare la sfera celeste con una superficie piana passante per il suo centro, si ottiene una circonferenza (per esempio l’equatore celeste rappresentato in **fig. 1.2**). Se il piano interseca la sfera parallelamente all’asse del mondo e sempre passante per il centro, si ottiene un **cerchio verticale**. Consideriamo una stella della quale si vuole determinare la posizione nella volta celeste rispetto ad un punto di osservazione **P** sulla Terra (**fig. 1.26**). Il cerchio verticale passante per lo zenit e il nadir di quel punto e per i poli celesti è detto **cerchio meridiano** (o *meridiano celeste*); esso e l’orizzonte astronomico di **P** rappresentano l’insieme di riferimento per la determinazione delle **coordinate astronomiche** di quella stella (**sistema azimutale** o **sistema orizzontale**). Consideriamo ora un altro cerchio verticale passante per lo zenit e il nadir di quel punto e per la stella. La sfera celeste appare tagliata secondo uno spicchio il cui angolo al centro (α) è la prima coordinata o “**azimut**”. L’angolo (β) compreso tra il piano che origina l’orizzonte astronomico e la linea di mira dal punto **P** verso la stella è la seconda coordinata o “**altezza**”. Quando equatore e orizzonte celesti non coincidono (condizione per un osservatore sui poli), la loro intersezione individua due punti, **Est** (oriente o levante) e **Ovest** (occidente o ponente), che segnano rispettivamente sull’orizzonte la posizione su cui sembra sorgere e tramontare un astro che percorra l’equatore celeste (**figg. 1.2 e 1.3**). I quattro punti Poli Nord e Sud e ed Est e Ovest sono detti **punti cardinali**.

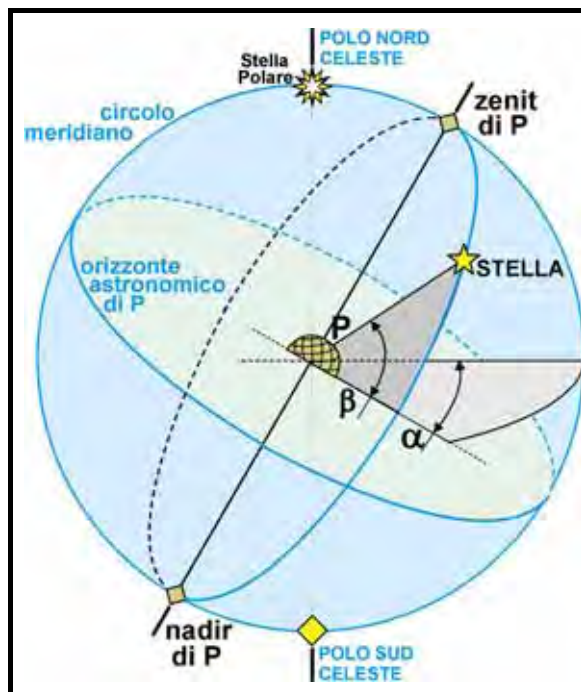


Fig. 1.26 - Le **coordinate astronomiche** di una stella nella sfera celeste, osservata da un punto **P** sulla Terra sono:

azimut (o *declinazione celeste*) = angolo al centro (α) fra il piano del circolo meridiano e quello che origina il circolo verticale passante per lo **zenit** e il **nadir** del punto di osservazione e per la stella;

altezza (o *ascensione retta*) = angolo (β) fra il piano che origina l'orizzonte astronomico e la direzione di osservazione verso la stella.

SCHEDA 1.2 - I contributi di KEPLERO, GALILEO e NEWTON

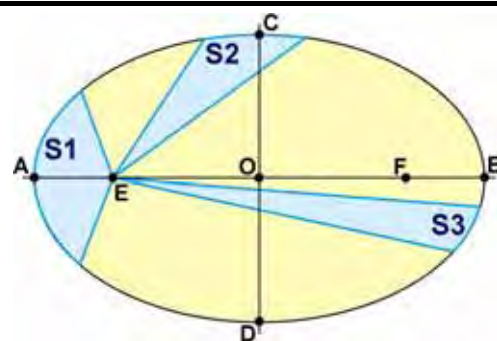
Dall'osservazione delle posizioni occupate nel cielo dai pianeti, Keplero formulò (1609 - 1618) tre leggi fondamentali.

Prima legge di Keplero: *i pianeti descrivono orbite ellittiche delle quali il Sole occupa uno dei fuochi.* La **fig. 1.27** illustra un'ellisse con i suoi parametri fondamentali. Allontanando i fuochi si ottengono ellissi più schiacciate (più *eccentriche*). Avvicinando i fuochi si ottengono ellissi meno eccentriche, fino a coincidere con il cerchio. L'*eccentricità dell'ellisse* esprime il grado di "schiacciamento" di tale figura. La **tab. 1.3** riporta i valori delle eccentricità delle orbite dei pianeti, la distanza dei quali è anche espressa in *unità astronomiche* ottenute ponendo la distanza Sole - Terra pari a uno; questo sistema è dovuto a Keplero che, in tal modo, aggirò la difficoltà della determinazione delle distanze reali in chilometri. In altri termini lo scienziato boemo determinò le dimensioni relative delle diverse orbite planetarie, senza conoscere quelle assolute. Il Sole non si trova nel centro dell'ellissi, ma occupa la posizione di uno dei due fuochi. Di conseguenza la sua distanza da un determinato pianeta non è costante, ma oscilla da un minimo (**perielio**) ad un massimo (**afelio**). Come si può osservare dalla **tab. 1.3**, le orbite di Mercurio e di Plutone sono le più eccentriche, mentre quelle degli altri pianeti sono simili a cerchi.

Fig. 1.27 - Parametri fondamentali dell'ellisse:

fuochi (E, F);
asse maggiore (AB);
asse minore (DC);
centro (O).

L'orbita di un pianeta ha forma di un'ellisse dove il Sole occupa uno dei fuochi (es. E). Considerando tre intervalli di tempo uguali in tre momenti diversi della rivoluzione del pianeta, le aree dei settori (S1, S2, S3) sono equivalenti.



Seconda legge di Keplero: *i settori descritti dal raggio vettore, che congiunge il centro del Sole con il centro di un pianeta, hanno aree proporzionali ai tempi impiegati a percorrerle.* La **fig. 1.27** mostra l'orbita di un pianeta e il cammino percorso dallo stesso in intervalli di tempo di trenta giorni in tre archi di orbita diversi. Nei tre periodi di uguale durata, le aree in azzurro nella figura sono uguali. Analogo discorso sarebbe valido se si considerassero intervalli più lunghi o più brevi o punti diversi dell'orbita. Perché ciò possa verificarsi è necessario che il pianeta si muova più velocemente in prossimità del perielio rispetto a quando si trova vicino all'afelio.

Terza legge di Keplero: *i quadrati dei tempi (T) impiegati dai vari pianeti per percorrere l'intera orbita sono proporzionali ai cubi delle loro distanze medie (L) dal Sole* (legge geometrica espressa graficamente in **fig. 1.18**). Se osservassimo il Sistema Solare da un punto molto in alto sopra il Polo Nord terrestre, si vedrebbero i pianeti ruotare intorno al Sole in senso antiorario, ma non risulterebbe una rotazione "rigida". Un disco scuro, sulla cui superficie sono disposte macchie bianche, posto su un giradischi, ruota intorno ad un asse; le macchie più vicine a quest'ultimo si muovono più lentamente, mentre quelle più lontane più velocemente; tutte percorrono un giro completo nello stesso tempo. Invece nel Sistema Solare i pianeti lontani sono più "lenti" di quelli vicini:

$$\frac{L^3}{T^2} = \text{costante}$$

Nel 1610 **Galileo** diffuse un opuscolo (*Sidereus Nuncius*) sulle osservazioni effettuate con il cannocchiale da lui stesso inventato; descrisse i rilievi e le depressioni della superficie visibile della Luna, rivelò l'esistenza di stelle prima sconosciute, descrisse la Via Lattea come insieme di stelle. Negli anni successivi studiò il pianeta Saturno ed osservò le macchie solari. Il maggiore contributo dello scienziato italiano fu la scoperta delle fasi di Venere (simili a quelle lunari) e dei satelliti di Giove senza compiere alcun epiciclo; due fatti incoerenti con il sistema tolemaico che fu così definitivamente accantonato.

Un decisivo passo nel campo delle leggi dell'Universo fu compiuto da **Newton** con la scoperta della **legge di gravitazione universale** per interpretare le forze tra i corpi celesti, per spiegare la dinamica di un corpo che cade sulla superficie terrestre, del movimento di un proiettile, del moto della Luna, del Sole, di una stella, di un qualunque corpo che si trovi nell'Universo. Con Newton si conclude una fase della storia della ricerca scientifica che portò all'affermazione della scienza moderna

SCHEMA 1.3 - Prove della rotazione terrestre

La più classica esperienza a dimostrazione della rotazione terrestre risale al 1791, effettuata da GUGLIELMINI dalla Torre degli Asinelli a Bologna. La prova dimostra l'enunciato di Newton: i corpi cadendo si spostano dalla verticale in direzione Est. Questo fenomeno è dovuto alla rotazione della Terra da Ovest verso Est. Il corpo che si trova sulla torre partecipa alla rotazione terrestre assumendo la stessa velocità lineare del punto di partenza e mantenendola per inerzia durante la caduta. Essendo il punto di partenza più lontano dall'asse terrestre del punto di arrivo (altezza della torre), il corpo ha una maggiore velocità lineare di rotazione rispetto alla base (ruota con maggiore velocità periferica e cade più ad Est; **fig. 1.28**).

Altra prova è quella effettuata nel 1851 da FOUCAULT nel Pantheon di Parigi. Essa consiste nell'osservare lo spostamento del piano di oscillazione di un pendolo, rispetto a riferimenti fissi al suolo. Egli sospese un pendolo lungo 68 m e sufficientemente pesante (sfera di 30 kg) affinché le oscillazioni durassero alcune ore. Al peso era applicata un'asta che sfiorava il terreno, in grado di tracciare dei segni sulla sabbia che lo ricopriva. Il piano di oscillazione del pendolo è fisso nello spazio; quindi l'apparente rotazione del piano, registrata dall'asta sulla sabbia, dopo alcune ore di oscillazione, rivelava l'effettivo moto di rotazione terrestre (**fig. 1.29**). Al polo il piano di oscillazione copre un angolo giro in 24 ore, dato che ogni punto dell'orizzonte percorre in un giorno un giro completo intorno alla verticale. All'equatore il fenomeno non avviene perché il piano dell'orizzonte è parallelo all'asse terrestre.

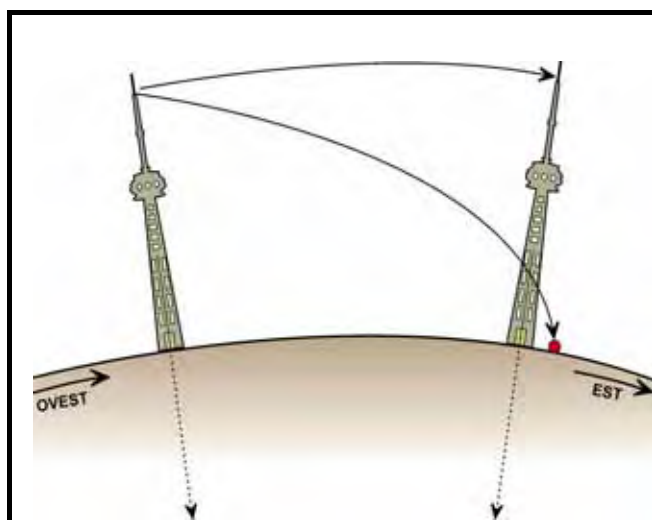


Fig. 1.28 - Esperienza di Guglielmini. A causa della rotazione terrestre i gravi cadendo si spostano verso Est

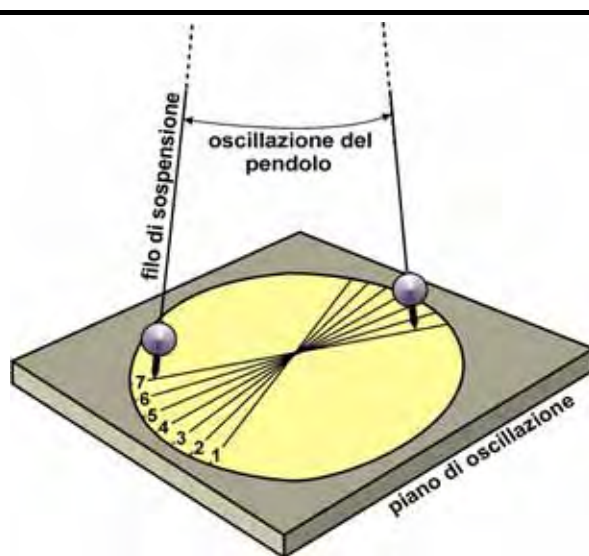


Fig. 1.29 - Esperienza di Foucault. Se si segnano su un pavimento i punti tra cui il pendolo oscilla in tempi successivi, il piano di oscillazione sembra spostarsi progressivamente, come se ruotasse in senso orario intorno ad un asse verticale. In realtà è il pavimento che ruota in senso antiorario, seguendo il movimento di rotazione della Terra.

Affascinante è la descrizione di Umberto ECO nelle prime pagine del suo libro *“Il pendolo di Foucault”* (Bompiani, 1988):

Fu allora che vidi il pendolo.

La sfera, mobile all'estremità di un lungo filo fissato alla volta del coro, descriveva le sue ampie oscillazioni con isocrona maestà. Io sapevo (ma chiunque avrebbe dovuto avvertire nell'incanto di quel placido respiro) che il periodo era regolato dal rapporto tra la radice quadrata della lunghezza del filo e quel numero π che, irrazionale alle menti sublunari, per divina ragione lega necessariamente la circonferenza al diametro di tutti i cerchi possibili, così che il tempo di quel vagare di una sfera dall'uno all'altro polo era effetto di una arcana cospirazione tra le più interporali delle misure, l'unità del punto di

sospensione, la dualità di una astratta dimensione, la natura ternaria di π , il tetragono segreto della radice, la perfezione del cerchio. Ancora sapevo che sulla verticale del punto di sospensione, alla base, un dispositivo magnetico, comunicando il suo richiamo a un cilindro nascosto nel cuore della sfera, garantiva la costanza del moto, artificio disposto a contrastare le resistenze della materia, ma che non si opponeva alla legge del pendolo, anzi le permetteva di manifestarsi, perchè nel vuoto qualsiasi punto materiale pesante, sospeso all'estremità di un filo inestensibile e senza peso, che non subisse la resistenza dell'aria e non facesse attrito col suo punto d'appoggio, avrebbe oscillato in modo regolare per l'eternità.

La sfera di rame emanava pallidi riflessi cangianti, battuta com'era dagli ultimi raggi di sole che penetravano dalle vetrate. Se, come un tempo, avesse sfiorato con la sua punta uno strato di sabbia umida disteso sopra il pavimento del coro, avrebbe disegnato, a ogni oscillazione, un solco leggero sul suolo, mutando infinitesimalmente di direzione ad ogni istante, si sarebbe allargato sempre più in forma di breccia, di vallo, lasciando indovinare una simmetria raggiata - come lo scheletro di una mandala, la struttura invisibile di un pentaculum, una stella, una mistica rosa.

.... il pendolo smorzava la propria velocità a un'estremità del piano di oscillazione, per ricadere indolente verso il centro, acquistare velocità a metà del suo percorso, sciabolare confidente nell'occulto quadrato delle forze che ne segnava il destino. Se fossi rimasto a lungo, resistente al passare delle ore, a fissare quella testa d'uccello, quell'apice di lancia, quel cimiero rovesciato, mentre disegnava nel vuoto le proprie diagonali, sfiorando i punti opposti della sua astigmatica circonferenza, sarei stato vittima di un'illusione fabulatoria, perchè il pendolo mi avrebbe fatto credere che il piano di oscillazione avesse compiuto una completa rotazione, tornando al punto di partenza, in trentadue ore, descrivendo un'ellisse appiattita - l'ellisse ruotando intorno al proprio centro con una velocità angolare uniforme, proporzionale al seno della latitudine. Come avrebbe ruotato se il punto fosse stato fissato al sommo della cupola del Tempio di Salomone? Forse i cavalieri avevano provato anche laggiù. Forse il calcolo, il significato finale, non sarebbe cambiato. Forse la chiesa abbaziale di Saint-Martin-des-Champs era il vero tempio. Comunque l'esperienza sarebbe stata perfetta solo al Polo, unico luogo in cui il punto di sospensione sta sul prolungamento dell'asse di rotazione terrestre e dove il pendolo realizzerebbe il suo ciclo apparente in ventiquattro ore.

Ma non era questa deviazione dalla legge, che peraltro la legge prevedeva, non era questa violazione di una misura aurea che rendeva meno mirabile il prodigio. Io sapevo che la Terra stava ruotando, e io con essa, e Saint-Martin-des-Champs e tutta Parigi con me, e insieme ruotavamo sotto il pendolo che in realtà non cambiava mai la direzione del proprio piano, perchè lassù, da dove esso pendeva, e lungo l'infinito prolungamento ideale del filo, in alto verso le più lontane galassie, stava, immobile per l'eternità, il Punto Fermo. La Terra ruotava, ma il luogo ove il filo era ancorato era l'unico punto fisso dell'Universo.

Dunque non era tanto alla Terra che si rivolgeva il mio sguardo, ma lassù, dove si celebrava il mistero dell'immobilità assoluta. Il pendolo mi stava dicendo che, tutto muovendo, il globo, il Sistema Solare, le nebulose, i buchi neri e i figli tutti della grande emanazione cosmica, dai primi eoni alla materia più vischiosa, un solo punto rimaneva, perno, chiavarda, aggancio ideale, lasciando che l'Universo muovesse intorno a sé. E io partecipavo ora di quell'esperienza suprema, io che pure mi muovevo con tutto e col tutto, ma potevo vedere Quello, il Non Movente, la Rocca, la Garanzia, la caligine luminosissima che non è corpo, non ha figura, forma, peso, quantità o qualità, e non vede, non sente, né cade sotto la sensibilità, non è in un luogo, in un tempo o in uno spazio, non è anima, intelligenza, immaginazione, opinione, numero, ordine, misura, sostanza, eternità, non è né tenebra né luce, non è errore e non è verità.

Mi scosse un dialogo, preciso e svogliato, tra un ragazzo con gli occhiali e una ragazza che purtroppo non li aveva.

"È il pendolo di Foucault" diceva lui. "Primo esperimento in cantina nel 1851, poi all'Observatoire e poi sotto la cupola del Panthéon, con un filo di sessantasette metri e una sfera di ventotto chili. Infine dal 1855 è qui, in formato ridotto e pende da quel buco, a metà della crociera".

Lei: "E che fa, penzola e basta?"

Lui: "Dimostra la rotazione della Terra. Siccome il punto di sospensione rimane fermo..."

Lei: "E perchè rimane fermo?"

Lui: "Perché un punto... come dire... nel suo punto centrale, bada bene, ogni punto che stia proprio nel mezzo dei punti che tu vedi, bene, quel punto - il punto geometrico - tu non lo vedi, non ha dimensioni e ciò che non ha dimensioni non può andare né a destra né a sinistra, né in basso né in alto. Quindi non ruota. Capisci? Se il punto non ha dimensioni, non può neppure girare intorno a se stesso. non ha neanche se stesso..."

Lei: "Nemmeno se la Terra gira?"

Lui: "La Terra gira, ma il punto non gira. Se ti piace, è così, se no ti gratti. Va bene?"

Lei: "Affari suoi".

SCHEDA 1.4 - Altri movimenti della Terra

L'asse terrestre non rimane sempre parallelo a se stesso, ma si sposta molto lentamente fino a compiere, in un periodo di circa 26.000 anni, un movimento detto **moto conico dell'asse**, paragonabile a quello di una trottola quando inizia a diminuire la sua velocità di rotazione (**fig. 1.30**). Conseguenza di tale moto è la **precessione degli equinozi**: ogni anno l'equinozio di primavera si verifica con circa 20 minuti di anticipo rispetto all'anno precedente. La direzione del Nord, che attualmente è data dalla Stella Polare, fra 12.000 anni sarà data dalla stella Vega. Fra 13.000 anni l'asse di rotazione di rotazione avrà inclinazione opposta a quella attuale, con conseguente inversione delle stagioni. Inoltre il cono descritto presenta una superficie laterale leggermente ondulata (**nutazione**) conseguenza delle attrazioni gravitazionali fra Terra, Luna e Sole. L'angolo di inclinazione dell'asse di rotazione terrestre rispetto alla normale al piano dell'orbita intorno al Sole non è

costantemente pari a $23^{\circ} 5'$, ma subisce lievi oscillazioni, da un minimo di $21^{\circ} 55'$ ad un massimo di $24^{\circ} 20'$ in un periodo di 40.000 anni. MILANKOVITCH (1930) riuscì a correlare questi movimenti con le variazioni dell'insolazione della superficie terrestre e quindi ai mutamenti climatici all'origine delle ultime grandi glaciazioni. Esistono altri movimenti millenari della Terra, anch'essi dipendenti dai campi gravitazionali dei corpi del Sistema Solare. Questi, a causa delle loro mutevoli posizioni nello spazio, producono numerose perturbazioni sul movimento di rivoluzione della Terra contribuendo, anche se più modestamente, alle variazioni della posizione e della forma dell'orbita terrestre. Uno di questi movimenti è la **variazione dell'eccentricità dell'orbita**, ossia nella variazione del rapporto tra la distanza del Sole dal centro dell'orbita e la lunghezza del semiasse maggiore di quest'ultima.

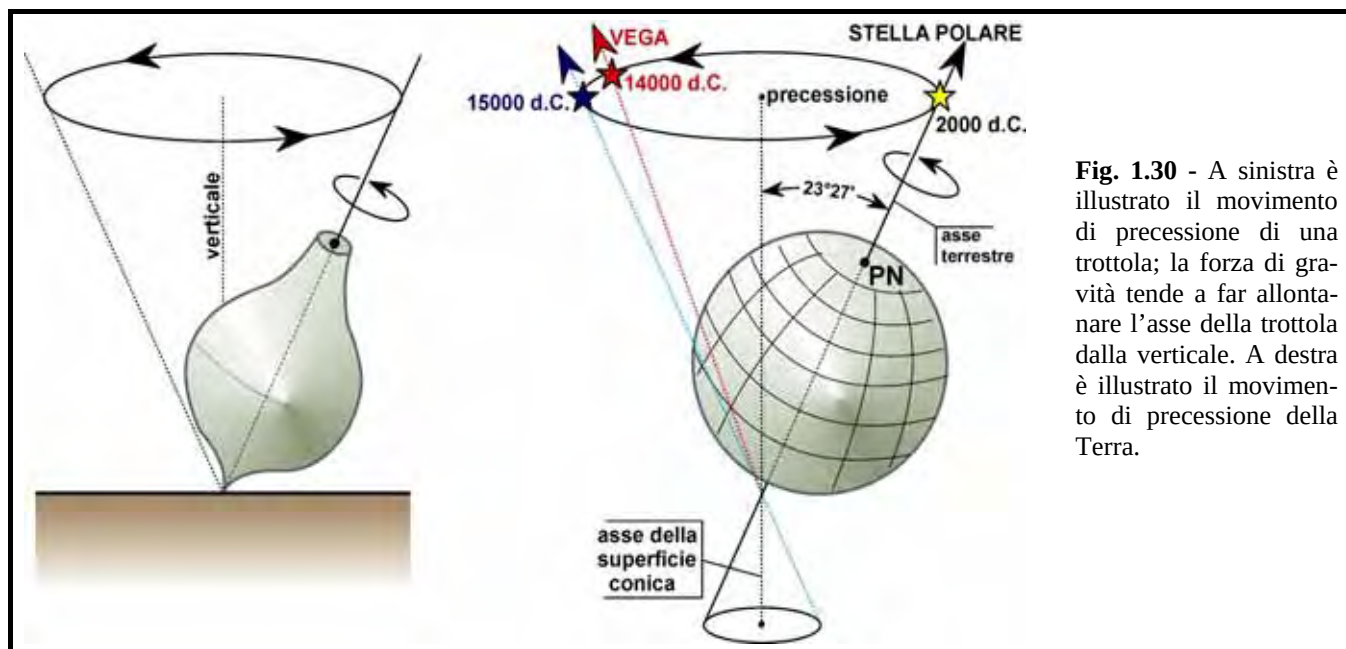


Fig. 1.30 - A sinistra è illustrato il movimento di precessione di una trottola; la forza di gravità tende a far allontanare l'asse della trottola dalla verticale. A destra è illustrato il movimento di precessione della Terra.

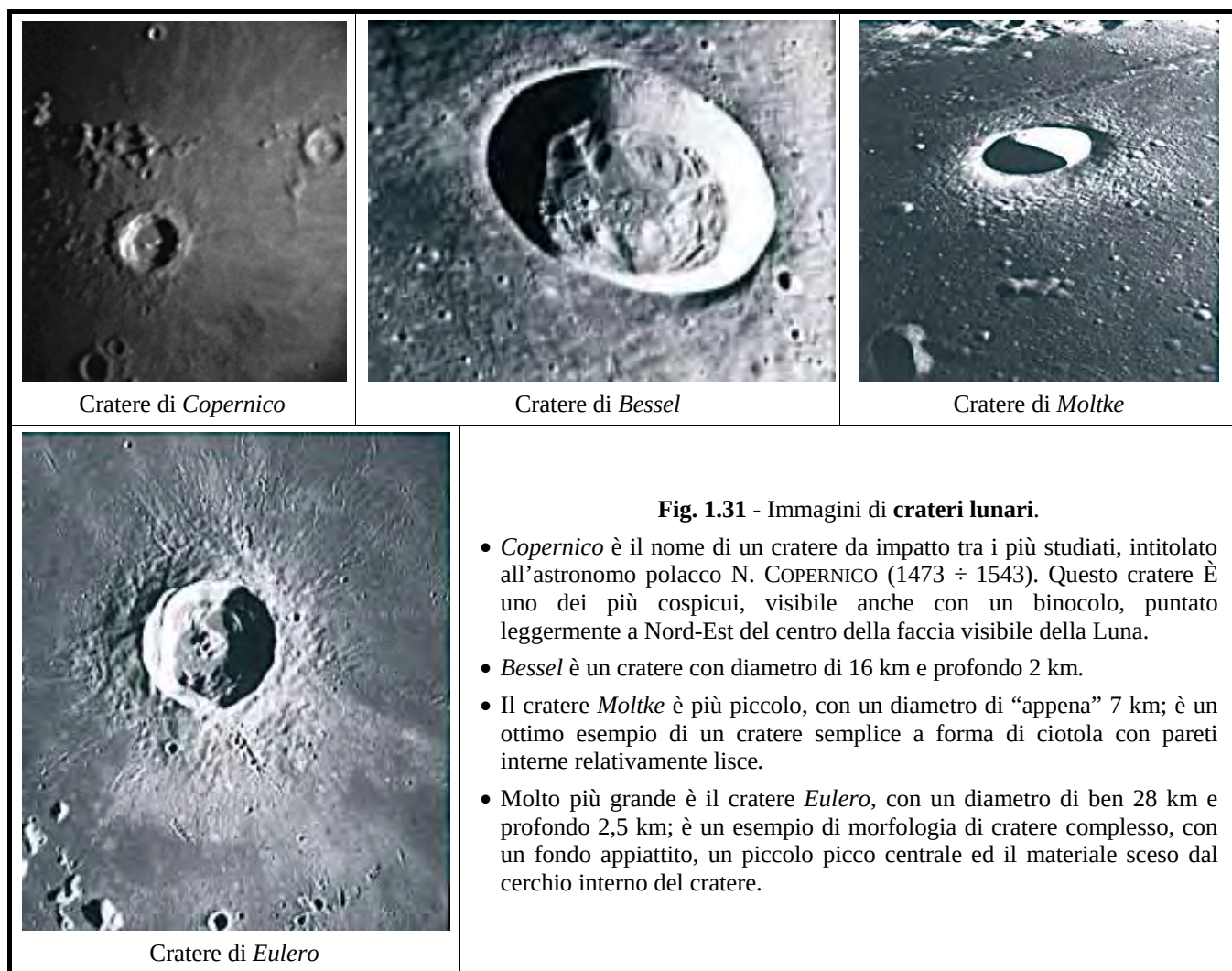
SCHEDA 1.5 - Il calendario

Le misure più recenti dimostrano che in un anno vi sono 365,242194..... giorni con un numero di decimali probabilmente senza fine. Per scopi pratici è più comodo dividere l'anno in un numero intero di giorni: 365. In questo modo per ogni giro di rivoluzione della Terra intorno al Sole si determina un errore di 0,242294..... giorni; dopo dieci anni l'errore diventa di 2,42294..... giorni e dopo cento anni l'errore è di quasi un mese. Per risolvere il problema Giulio CESARE (46 a.C.) introdusse un metodo che consisteva nel fare un anno (**bisestile**) di 366 giorni ogni quattro, aggiungendo un giorno al mese di febbraio (passando così da 28 a 29). Questo calendario viene detto **giuliano** e determina ancora un errore di 0,0078 giorni per ogni anno (poco più di 11 minuti). Dato che il calendario di Cesare è stato in vigore dal 46 a.C., al 1500 d.C., si era accumulato un errore di 12 giorni. Papa GREGORIO XIII, nel 1582, propose un sistema un po' più complesso (detto **gregoriano**). Esso partiva dal calendario giuliano, omettendo 3 anni bisestili ogni 4 secoli (il 1900 sarebbe stato un anno bisestile per il calendario giuliano, ma non per quello gregoriano). Il sistema che stiamo attualmente usando è quello gregoriano, ma esso determina ancora un errore di 0,0003 giorni per ogni anno e tra 40.000 anni si accumulerà un errore di 12 giorni.

SCHEDA 1.6 - Crateri lunari

I crateri lunari (i più grandi sono osservabili con un binocolo) sono una caratteristica dominante della superficie del nostro satellite (**fig. 1.31**). Secondo una teoria, poco dopo la formazione della Luna, al suo interno, a causa del decadimento di materiali radioattivi, si sprigionò una grande quantità di energia in grado di fondere la superficie. Nelle porzioni più profonde si formarono masse di materiali fusi misti a gas che si aggregarono in gigantesche bolle. Queste, premendo sotto la superficie provocarono tumescenze che, giunte al massimo, esplosero liberando gas nello spazio e lasciando numerosi crateri, sul bordo esterno dei quali la lava scivolò producendo i lunghi raggi ora visibili dalla Terra. Un'altra teoria sostiene che gigantesche meteoriti avrebbero colpito la superficie della Luna quando questa era ancora parzialmente fusa sotto una sottile crosta già solidificata. Gli urti provocarono il cedimento di quella crosta facendo "schizzare" all'esterno i sottostanti materiali fusi con conseguente formazione dei crateri con i picchi centrali. Recenti fotografie hanno permesso di rilevare, sulla superficie della Luna, solchi sinuosi simili alle incisioni dei fiumi sulla superficie terrestre; forse sulla Luna era un tempo presente dell'acqua e una atmosfera. Devono probabilmente essere esistiti vulcani e gli impatti con meteoriti devono essersi verificati, a causa dell'assenza di atmosfera, con maggior frequenza e con maggiori conseguenze rispetto al nostro pianeta. Le diverse ipotesi che descrivono l'insieme dei fenomeni che si sono verificati e che potrebbero ancora verificarsi, non sono fra loro in contraddizione, ma ugualmente importanti e complementari nella determinazione dell'aspetto della superficie lunare.

Le forme superficiali della Luna e le teorie sui fenomeni che le hanno determinate permettono di formulare diverse ipotesi sulla sua origine. Un tempo si riteneva che la Luna si fosse staccata, per l'attrazione solare, da una Terra anticamente ancora abbastanza plastica (perché più calda), lasciandovi una gigantesca cicatrice in corrispondenza dell'oceano Pacifico. Oggi sappiamo che i meccanismi di formazione di quell'oceano sono diversi. I campioni dei materiali lunari portati sulla Terra, in occasione dei viaggi spaziali compiuti negli anni '70 (**fig. 1.11**), sono stati analizzati; è risultato che la loro composizione è diversa da quella delle rocce superficiali della Terra, a conferma che la Luna non è una massa che si è staccata dal nostro pianeta. È probabile che i due corpi si siano formati indipendentemente, mentre si formava il Sistema Solare.



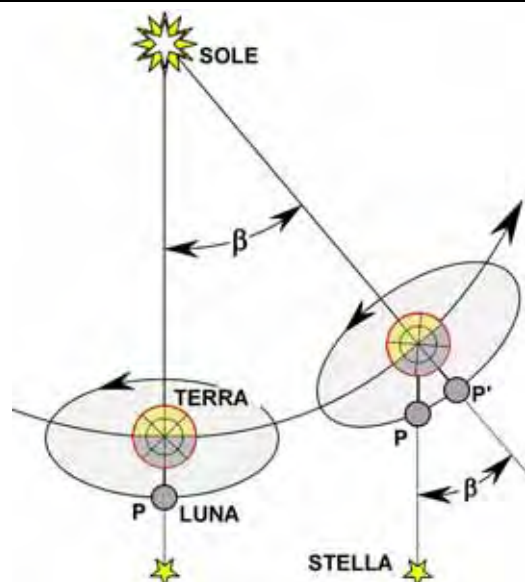
SCHEDA 1.7 - Il mese sinodico

La **fig. 1.32** mostra il sistema Sole/Terra/Luna visto dall'alto. A sinistra la Terra si trova in una certa posizione rispetto al Sole, mentre la Luna si trova nella posizione **P** rispetto alla Terra. Dopo un mese sidereo (27 giorni, 7 ore e 43 minuti a destra) il nostro satellite avrà compiuto una rivoluzione completa ritrovandosi nuovamente nella posizione **P** rispetto alla Terra, ma questa non è un riferimento fisso perché nel frattempo ha compiuto un tratto della sua orbita intorno al Sole ruotando di un angolo β . Pertanto la Luna, per riportarsi nella situazione di partenza rispetto al sistema Terra-Sole, deve ancora compiere un tratto della sua orbita (per giungere **P'**) pari allo stesso angolo di rotazione β in un tempo di poco più di due giorni. Affinché il satellite ritorni all'identico allineamento Sole-Terra-Luna, occorre un periodo di 29 giorni, 12 ore e 44 minuti, denominato “**rivoluzione sinodica**” o “**mese sinodico**”. Questo fatto spiega perché la Luna ogni sera sorge con cinquanta minuti di ritardo rispetto la sera precedente.

SCHEDA 1.8 - Descrizione dei pianeti

MERCURIO. La superficie è simile a quella lunare con crateri e mari; si può quindi supporre che la sua storia non sia molto diversa da quella della Luna; inoltre anche il pianeta è sprovvisto di atmosfera. Data la sua vicinanza al Sole, la temperatura superficiale dell'emisfero esposto raggiunge valori di circa 400 °C (punto di fusione del piombo). Nell'emisfero in ombra, la temperatura scende a - 170 °C.

Fig. 1.32 - Durante la rivoluzione siderea della Luna, la Terra si sposta compiendo un angolo di rotazione β . Affinché la Luna venga a trovarsi di nuovo allineata con la Terra e il Sole, deve ancora compiere un tratto della sua orbita corrispondente allo stesso angolo di rotazione β impiegando poco più di due giorni oltre il mese sidereo.



VENERE. La superficie è ricoperta da nubi giallastre in movimento. L'atmosfera è formata quasi interamente da CO_2 e da nubi, forse formate da acido solforico, molto alte sulla superficie del pianeta ($25 \div 80$ km). La temperatura superficiale si aggira sui 480°C , mentre la pressione atmosferica è 90 volte maggiore di quella terrestre. Le sonde spaziali inviate sulla superficie di quel pianeta hanno trasmesso dati per poco tempo; sembra infatti che cada una pioggia di acido solforico bollente. Su Venere vi sono grandi crateri, dovuti probabilmente all'impatto di meteoriti, ma con bordi molto appiattiti, forse per l'erosione dovuta ai venti e all'aggressività degli agenti chimici dell'atmosfera. Dalle immagini delle sonde spaziali la superficie di Venere appare ricoperta di ciottoli di varie dimensioni. Questo pianeta ruota su se stesso in senso contrario rispetto agli altri



Fig. 1.33 - Immagini dei **pianeti del Sistema Solare** (vedi anche **fig. 1.19**). Le dimensioni relative sono molto approssimativamente rappresentative; non sono in perfetta scala. Giove è il più grande, con massa 318 volte più grande di quella della Terra, superiore a quella della somma di tutti gli altri pianeti. Mercurio, tra i più piccoli, è quello più vicino al Sole ($58 \cdot 10^6$ km); Plutone, il più piccolo ($\sim 1/10$ della massa della Terra), è il più distante (quasi $6.000 \cdot 10^6$ km).

MARTE. È il più simile alla Terra; sono simili i periodi di rivoluzione e di rotazione e l'inclinazione dell'asse di rotazione sul piano dell'orbita (sono presenti le stagioni, come documentato dalla formazione di calotte di ghiaccio sui poli e loro evaporazione nella stagione estiva). L'atmosfera, molto rarefatta, è costituita prevalentemente da CO_2 con tracce di azoto, argo e vapore d'acqua; la pressione sulla superficie è $1/100$ di quella terrestre a livello del mare. In tali condizioni l'acqua non esiste allo stato liquido, ma passa direttamente dallo stato gassoso a quello solido e viceversa. Sono presenti tenui nebbie e nubi simili a quelle terrestri. Le immagini delle sonde spedite su Marte hanno mostrato paesaggi simili a quelle dei nostri deserti: distese di sabbia rossastra con massi e ciottoli dello stesso colore. Questa dominante di colore sembra sia dovuta alla presenza di ossidi di ferro (ruggine) molto abbondanti. Sono presenti crateri dovuti all'impatto di meteoriti, ma in numero decisamente inferiore rispetto a quelli lunari, in parte erosi dai venti o riempiti di sabbia dagli stessi o cancellati da eruzioni

vulcaniche che, in passato, dovevano essere frequenti. Ora i vulcani sono spenti; uno di essi ha un diametro di 600 km e una altezza di 25 km. Sulla superficie sono presenti enormi fratture, probabilmente formate in seguito a terremoti molto intensi. Vi sono anche formazioni morfologiche simili a letti di fiumi prosciugati che potrebbero far pensare che un tempo su Marte vi fosse l'acqua; allora la temperatura doveva essere più elevata per consentire all'acqua di esistere anche allo stato liquido, mentre attualmente le temperature massime superficiali non superano i - 20 °C. Le sonde che si sono posate su Marte non hanno rivelato tracce di vita; ma ulteriori ricerche sono ancora necessarie per verificare se forme elementari di organismi sono esistite in passato. Tra l'orbita di Marte e quella di Giove ruotano migliaia di asteroidi; forse potrebbero essere frammenti dello scontro distruttivo di due pianeti o un pianeta mai nato.

GIOVE. Ruota più rapidamente all'equatore rispetto ai poli; ciò significa che la sua superficie è fluida. Forse le porzioni profonde di Giove contengono materiali solidi in cui è presente molto ferro. Questo nucleo sembra "avvolto" da un "oceano" di idrogeno liquido ed elio profondo ben 70.000 km (più di 5 volte il diametro della Terra). Il tutto sembra avvolto da una atmosfera composta da idrogeno ed elio con spessore di 1.000 km, con temperatura inferiore a - 100 °C e con presenza di nubi costituite da piccoli cristalli di ammoniaca e di acqua. La grande velocità di rotazione (poco più di 9 ore) produce venti molto intensi e dalla dinamica molto complicata; tali venti sembrano siano all'origine delle caratteristiche bande di Giove.

SATURNO, URANO, NETTUNO e PLUTONE. Hanno strutture interne e atmosfere analoghe a quelle di Giove. Il primo è caratteristico per i suoi *anelli*, larghi circa 270.000 km e formati da frammenti di ghiaccio e da altre particelle ricoperte di ghiaccio, delle dimensioni di pochi centimetri, rotanti intorno al pianeta. Recentemente è stato scoperto che anche Urano possiede un sistema di anelli, seppure meno appariscenti. Di Plutone si sa molto poco, dato che è il più lontano nel Sistema Solare. La sua orbita interseca in due punti quella di Nettuno, tanto che un tempo alcuni astronomi ipotizzavano che esso fosse un suo satellite.

SCHEDA 1.9 - L'Universo in espansione

Con il moto di rivoluzione della Terra intorno al Sole, alcune stelle "fisse" mutano, seppure di pochissimo, le loro posizioni rispetto alle altre; quindi esse non sono esattamente "fisse"! Ciò perché sono relativamente vicine alla Terra. Mentre il nostro pianeta ruota intorno al Sole, vediamo queste stelle più vicine da diverse posizioni, sullo sfondo costituito dalle stelle più lontane. Questo stesso effetto è osservabile anche in viaggio lungo una strada aperta: le posizioni relative degli alberi vicini ci sembrano mutare sullo sfondo di ciò che si trova molto più lontano all'orizzonte. Questa variazione nella posizione relativa è detta "*parallasse*". Nel caso delle stelle ci permette di misurare direttamente la loro distanza dalla Terra (**fig. 1.23**).

Sappiamo che la stella più vicina, Proxima Centauri (**tab. 1.6**), si trova a circa 4 anni-luce (quasi $4 \cdot 10^{13}$ km) di distanza. La maggior parte delle stelle visibili a occhio nudo si trova entro un raggio di qualche centinaio di anni-luce (il Sole a "soli" otto minuti-luce). Le stelle visibili sono distribuite in tutto il cielo notturno, ma sono particolarmente concentrate nella Via Lattea, galassia di cui fa parte anche il Sole, una comune stella gialla, di media grandezza, collocata in posizione piuttosto marginale.

La concezione moderna dell'Universo risale al 1924, quando l'astronomo americano Edwin HUBBLE dimostrò che la Via Lattea non era l'unica galassia, ma ne esistono molte altre, separate da immensi tratti di spazio vuoto. Per poterlo dimostrare, Hubble doveva determinare le distanze di queste altre galassie dalla Terra. Esse però sono talmente lontane che, a differenza delle stelle vicine, sembrano occupare realmente delle posizioni fisse nella volta celeste, quindi senza possibilità di utilizzare la parallasse. Hubble fu costretto a ricorrere a metodi indiretti.

Una indicazione della distanza di una stella è data dalla sua luminosità. Tuttavia la luminosità apparente di una stella non dipende solo dalla distanza, ma anche dalla quantità di luce che essa irraggia (luminosità reale o assoluta). Una stella con luce più tenue, se sufficientemente vicina, risplende nel cielo più di una stella più luminosa di una galassia lontana. Pertanto, a partire dalla luminosità apparente (**m**) occorre conoscere la luminosità assoluta (**M**) in funzione della distanza (**d**) secondo la relazione che abbiamo visto al **par. 1.8**.

Hubble notò che le stelle vicine, di cui è facile determinare "M" e "d" potevano essere classificate in base al tipo di luce di emissione; lo stesso tipo di stelle ha sempre la stessa luminosità assoluta (**fig. 1.25**). Egli concluse che se trovassimo questi tipi di stelle in una galassia lontana, potremmo supporre che esse abbiano la stessa luminosità assoluta delle stelle simili a noi vicine: sarebbe quindi possibile calcolare la distanza di quella galassia. Applicando questo procedimento per un certo numero di stelle appartenenti alla medesima galassia, si nota che i calcoli danno sempre la stessa distanza, ciò che dimostra l'attendibilità della stima. In questo modo Hubble calcolò le distanze di nove diverse galassie.



Fig. 1.34 - Lo spettro solare. Analizzando i colori componenti della luce di una stella è possibile determinare la sua temperatura e la composizione del suo strato più esterno.

Le stelle visibili a occhio nudo sono circa 6.000, appena lo 0,0001 per cento circa delle stelle presenti nella nostra galassia; ma questa è solo una fra più di un centinaio di miliardi di galassie che possono essere viste attraverso i moderni telescopi, ciascuna delle quali contiene in media qualche centinaio di miliardi di stelle. Se ogni stella fosse un granello di sale, un cucchiaino da caffè basterebbe per raccogliere tutte quelle visibili a occhio nudo, ma tutte le stelle dell'Universo riempirebbero una sfera con diametro superiore a 12 km.

Ci sono molti tipi di stelle, distinguibili dal colore della loro luce. NEWTON scoprì che se la luce del Sole passa attraverso un pezzo di vetro di sezione triangolare (prisma), essa si scompone nei propri colori componenti, come in un arcobaleno (**fig. 1.34**). Le intensità relative dei diversi colori emessi da una determinata fonte di luce costituiscono il suo spettro. Puntando un telescopio su una singola stella o su una galassia, possiamo osservare lo spettro della sua luce. Conviene comunque ricordare che lo spettro della luce visibile è solo una piccola parte di quello comprensivo di tutti i tipi di onde elettromagnetiche (**tab. 1.8**), con lunghezze d'onde tra un minimo di 4.000 Å (rosso) ed il massimo di 7.000 Å (violetto). L'Å (Angstrom) è una unità di misura di lunghezza pari alla centesima di milionesima parte di un centimetro (10^{-8} cm = 10^{-6} m). Altra unità di misura spesso usata per indicare le lunghezze d'onda è il nanometro [nm] per cui $1 \text{ nm} = 10^{-9} \text{ m} = 10^{-3} \text{ Å}$.

Tab. 1.8 - Classificazione delle onde elettromagnetiche in funzione della *lunghezza d'onda* " λ " [m] della *frequenza* " ν ", espressa in Hertz [Hz], cioè numero di oscillazioni al secondo e dell'*energia* " E ", espressa in elettronvolt [ev]. Le onde radio sono quelle più "lunghe", con lunghezza d'onda da meno di un metro fino a centinaia di chilometri. Molto più "corte" sono quelle del visibile (intorno ad 1/10 di 1/1000 di millimetro). Le più corte sono i raggi γ , con lunghezza d'onda fino ad 1/1000 di miliardesimo di millimetro.

L'elettronvolt [ev] è una unità di misura dell'energia estremamente piccola, utilizzata per valutare gli scambi energetici a livello atomico (cfr. **scheda 1.10**). Senza entrare nei dettagli è interessante notare i valori riportati per ciascun tipo di onda come rapporti tra i corrispondenti livelli. Per esempio le onde del visibile sono anche 10.000 volte più energetiche delle microonde, ma a loro volta sono migliaia o anche decine di migliaia più "deboli" dei raggi X.

Tutte le onde elettromagnetiche viaggiano, nel vuoto, alla stessa velocità della luce e cioè $c \cong 3 \cdot 10^5$ km/s. Con tale velocità si potrebbe percorrere il giro del Mondo 10 volte in un secondo.

" λ " [m]	" ν " [Hz]	" E " [ev]	Tipo di onde	Descrizione
$10^5 \div 10^{-1}$	$10^3 \div 10^9$	$10^{-11} \div 10^{-5}$	Radio	Generate da apparecchi elettronici e impiegate nelle trasmissioni televisive e radio. Sono divise in bande di frequenze a seconda dell'uso nei sistemi di telecomunicazione.
$10^{-3} \div 10^{-3}$	$10^9 \div 10^{11}$	$10^{-5} \div 10^{-3}$	Microonde	Generate da apparecchiature elettroniche e utilizzate nei radar, nei sistemi di comunicazione via satellite, per riscaldare cibi (forno a microonde).
$10^{-3} \div 10^{-6}$	$10^{11} \div 10^{14}$	$10^{-3} \div 10^0$	Infrarosso	Prodotte da molecole e corpi caldi. Con apparecchi sensibili ai raggi infrarossi si "vedono" al buio animali a sangue caldo. Gli infrarossi sono usati nell'industria, in medicina, in astronomia,...
$10^{-6} \div 10^{-7}$	$10^{14} \div 10^{15}$	$10^0 \div 10^1$	Visibile (fig. 1.34)	È una stretta banda di lunghezze d'onda (dal violetto al rosso) alle quali il nostro occhio è sensibile. È prodotta da aggiustamenti degli elettroni interni di atomi e di molecole.
$10^{-7} \div 10^{-8}$	$10^{15} \div 10^{16}$	$10^1 \div 10^2$	Ultravioletto (UV)	Prodotte da atomi e molecole sottoposti a scariche elettriche. Il Sole genera UV, in gran parte assorbiti dall'alta atmosfera. Solo una piccola parte di essi (responsabili delle abbronzature) giunge sulla superficie della Terra. Gli UV distruggono i microrganismi e sono utilizzati nei processi di sterilizzazione.
$10^{-8} \div 10^{-12}$	$10^{16} \div 10^{20}$	$10^2 \div 10^6$	Raggi X	Prodotti dagli elettroni più interni degli atomi. Utilizzati in medicina per le radiografie. Producono effetti profondi negli atomi e molecole da loro attraversati e quindi gravi danni alle cellule dei tessuti. Una lunga esposizione a dosaggi elevati può provocare anche la morte.
$10^{-10} \div 10^{-15}$	$10^{18} \div 10^{23}$	$10^4 \div 10^{13}$	Raggi γ	Estremamente energetiche, di origine nucleare. Producono gravissimi danni agli organismi; pertanto la manipolazione di sostanze radioattive richiede particolari precauzioni. Presenti nella radiazione cosmica.

Un'informazione fornita dalla luce è quella relativa alla temperatura. Nel 1860, il fisico tedesco Gustav KIRCHHOFF comprese che ogni corpo materiale (come una stella), quando viene scaldato, emette onde elettromagnetiche, anche nel campo del visibile. Un esempio è un pezzo di ferro scaldato fino all'incandescenza, cioè fino ad emettere luce rossa. Tale fenomeno è indicato come *radiazione del corpo nero* (anche se gli oggetti incandescenti non sono neri). Lo spettro della radiazione del corpo nero presenta una forma caratteristica che varia a seconda della temperatura del corpo. La luce emessa da un oggetto incandescente è quindi paragonabile a una lettura termometrica. Pertanto lo spettro che osserviamo da stelle differenti ci comunica lo stato termico di quella determinata stella. Inoltre certi colori molto specifici non sono presenti negli spettri stellari; questi colori mancanti possono variare da stella a stella. Sapendo che ogni elemento chimico assorbe una serie caratteristica di colori ben specifici, confrontando questi ultimi con quelli che mancano dallo spettro di una stella si può determinare quali elementi sono presenti nella sua atmosfera.

Nell'osservare gli spettri di stelle appartenenti ad altre galassie, gli astronomi verificarono che essi presentavano gli stessi schemi caratteristici di colori osservabili anche per le stelle della nostra galassia, ma erano tutti spostati di una medesima quantità relativa verso il rosso dello spettro. I fisici indicano tale spostamento del colore come **effetto Doppler**. Esso è assai noto nel campo dei suoni. Quando un'automobile si avvicina, il suo motore produce un suono più alto, mentre quando si allontana il suono diventa più basso. Il suono è un'onda, cioè una successione di creste e di ventri. Quando un'automobile corre verso di noi mentre emette il suono, ogni cresta d'onda successiva si troverà via via più vicina alla nostra posizione, così che la distanza tra le creste d'onda (lunghezza d'onda) è minore di quanto si avrebbe nel caso l'auto fosse ferma. Quanto più la lunghezza d'onda è ridotta, tanto più è alto il numero di queste fluttuazioni che raggiungono l'orecchio ogni secondo e tanto più elevata è quindi la frequenza del suono stesso che risulta più "acuto". Se l'auto si sta allontanando, la lunghezza d'onda è maggiore e le onde raggiungono l'orecchio con una frequenza più bassa (suono più "basso"). Quanto più è alta la velocità con cui l'auto si muove, tanto più evidente è l'effetto Doppler, di cui è quindi possibile servirsi per misurare le velocità. Anche le onde luminose e le onde radio (elettromagnetiche) si comportano in modo simile (**fig. 1.35**).

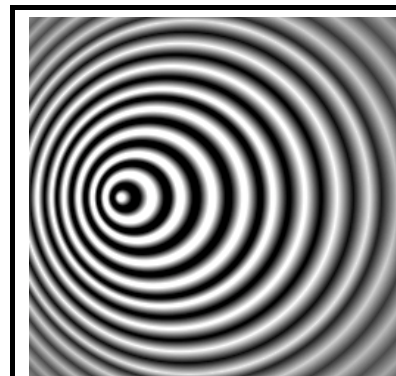


Fig. 1.35 - Una sorgente di onde in movimento verso sinistra. La frequenza è maggiore a sinistra e minore a destra.

Come rappresentato in **tab. 1.8**, le lunghezze d'onda della luce visibile stanno in un campo molto ridotto: $4.000 \div 7.000 \text{ \AA}$ (da 40 a 70 milionesimi di centimetro). L'occhio umano percepisce le diverse lunghezze d'onda della luce come colori differenti. Le lunghezze d'onda maggiori si collocano verso il rosso dello spettro, mentre quelle minori verso il blu. Immaginiamo ora una sorgente di luce ad una distanza fissa, come una stella, che emette onde luminose di una lunghezza d'onda costante. La lunghezza d'onda delle onde che riceviamo è la stessa alla quale vengono emesse. Se questa fonte si allontana, come nel caso del suono, la lunghezza d'onda della luce si allunga e quindi il suo spettro si sposterà verso l'estremo rosso dello spettro luminoso (**fig. 1.36**).

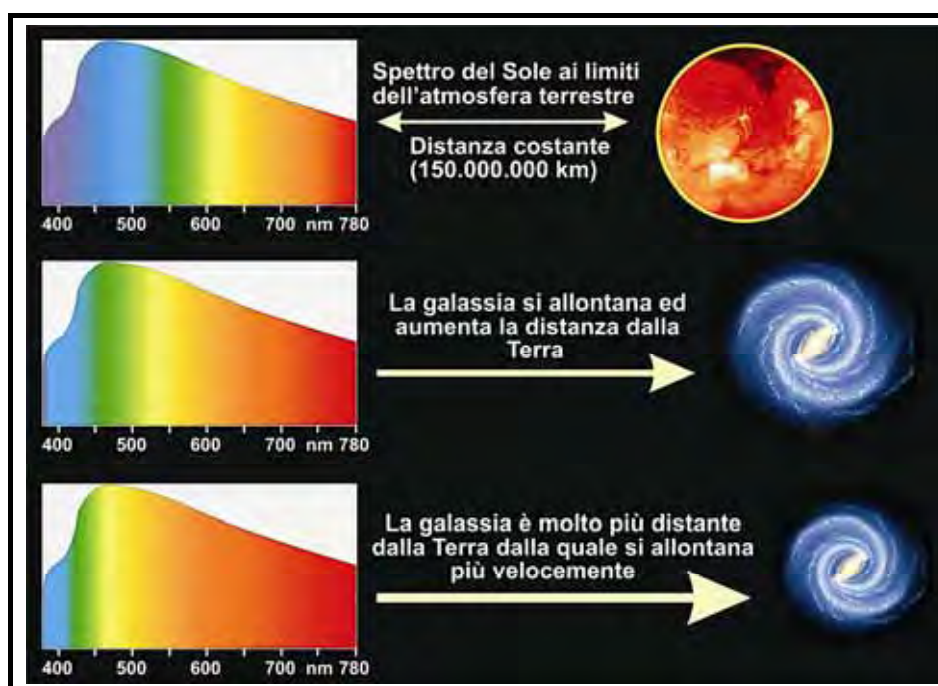


Fig. 1.36 - Rappresentazione degli spettri della luce emessa da tre oggetti celesti.

In alto è lo spettro della luce emessa dal Sole, la stessa che giunge presso il pianeta Terra non filtrata dall'atmosfera.

In mezzo è lo spettro (tendente al rosso) della luce di una galassia che si allontana.

In basso è lo spettro di una galassia più lontana e che si allontana più velocemente. La componente rossa è dominante.

Negli anni successivi alla dimostrazione dell'esistenza di altre galassie, Hubble si impegnò a catalogare le loro distanze e a osservare i loro spettri e scoprì che la luce della maggior parte delle galassie appare spostata verso il rosso: quasi tutte si stanno allontanando! Inoltre l'entità dello spostamento verso il rosso (*red shift*) di una galassia non è casuale, ma direttamente proporzionale alla distanza che ci separa da questa galassia. In altri termini, quanto più una galassia è distante, tanto più si allontana velocemente (**fig. 1.36**). Quindi l'Universo non è statico (o immutabile nelle sue dimensioni), ma si sta espandendo; **la distanza tra le diverse galassie continua a crescere.**

Le galassie si stanno allontanando con velocità tanto più alte quanto più sono lontane (legge di Hubble). Il rapporto tra la velocità di allontanamento " v " [km/s] delle galassie e la loro distanza " d " [MegaParsec] dalla Terra è costante e viene indicato con " H_0 ", una grandezza nota come **costante di Hubble**:

$$H_0 = \frac{v}{d}$$

Attualmente si stima che il valore di tale costante sia $H_0 = 50 \div 80 \text{ Km/s/MegaParsec}$.

La scoperta dell'espansione dell'Universo fu una delle grandi rivoluzioni intellettuali del XX secolo. Un Universo statico è inconcepibile, data l'assenza di una forza repulsiva in grado di contro-bilanciare l'attrazione gravitazionale che tutte le stelle e le galassie esercitano le une sulle altre. La mutua attrazione gravitazionale di tutte le stelle e le galassie ne causerebbe la contrazione. Anche se l'Universo si espandesse a una velocità piuttosto ridotta, la forza di gravità riuscirebbe infine a fermare la sua espansione, provocando, anche in questo caso, la sua contrazione. Ma se l'Universo si espandesse a una velocità superiore a un certo valore critico, la gravità non sarebbe abbastanza forte e l'Universo continuerebbe a espandersi per sempre. Come quando, dalla superficie della Terra, viene lanciato un razzo verso l'alto; se la sua velocità è insufficiente, la forza di gravità riuscirà a fermarlo e quindi farlo ricadere; ma se la sua velocità supera un certo valore critico, la gravità non sarebbe sufficiente per farlo tornare indietro ed esso si allontanerebbe definitivamente dalla Terra.

Dunque se l'Universo si sta espandendo, si possono formulare tre diversi modi in cui esso si può comportare. In un primo modo l'espansione non è sufficiente ad impedire all'attrazione gravitazionale di fermare l'espansione stessa. Le galassie inizieranno quindi a muoversi l'una verso l'altra e l'Universo entrerà in una fase di contrazione. Nel secondo modo, la velocità di espansione dell'Universo è talmente elevata che l'attrazione gravitazionale non riuscirà mai a fermarla, anche se la rallenterà un po'. C'è infine un terzo modo, in cui l'Universo si espande esattamente alla velocità richiesta per evitare di collassare su se stesso. La velocità alla quale le galassie si allontanano diventa via via più piccola, senza però mai azzerarsi. Quale dei modelli descrive effettivamente il nostro Universo? Esso cesserà infine di espandersi e inizierà a contrarsi, oppure continuerà a espandersi indefinitivamente (**fig. 1.37**)?

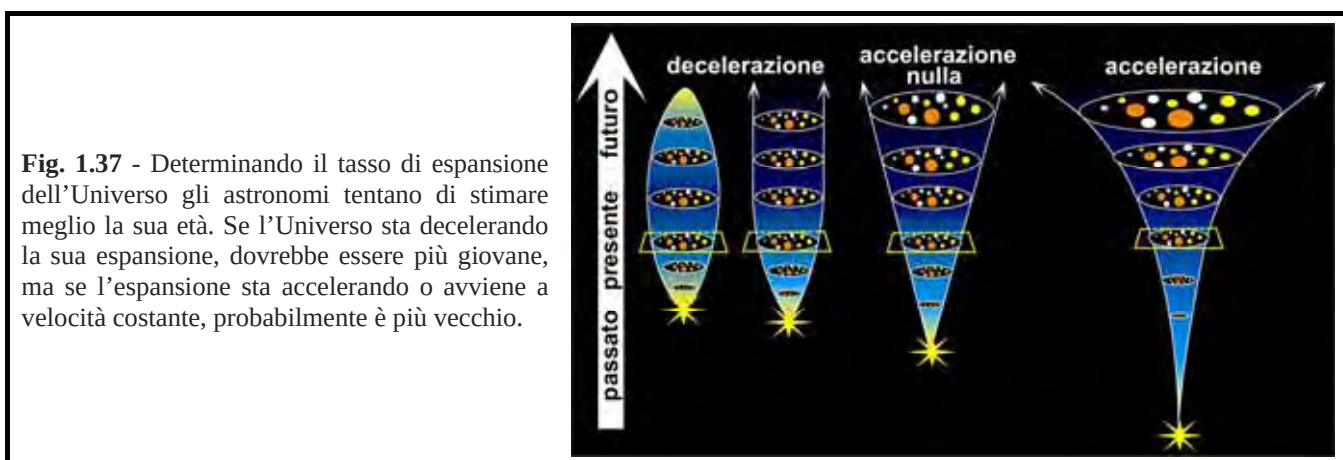


Fig. 1.37 - Determinando il tasso di espansione dell'Universo gli astronomi tentano di stimare meglio la sua età. Se l'Universo sta decelerando la sua espansione, dovrebbe essere più giovane, ma se l'espansione sta accelerando o avviene a velocità costante, probabilmente è più vecchio.

Con il rapido sviluppo di nuove tecnologie e con la recente costruzione di grandi telescopi installati sui satelliti, stiamo apprendendo nuove e sorprendenti novità intorno all'Universo. Ora abbiamo una discreta idea di che cosa accadrà in futuro. Probabilmente l'Universo continuerà a espandersi a una velocità via via crescente. Il tempo non avrà mai fine, almeno per quelli che sapranno essere abbastanza prudenti da non cadere in un buco nero. Ma per quanto riguarda i primissimi stadi della sua esistenza? Come ha avuto origine l'Universo e che cosa ne ha promosso l'espansione?

SCHEDA 1.10 - Processi di fusione e di fissione nucleari

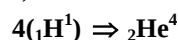
La **fusione nucleare** è il processo attraverso il quale si producono nuclei di elementi più pesanti a partire dalla fusione di nuclei di elementi più leggeri. Ci interessa la fusione di idrogeno in elio.

L'idrogeno è il primo elemento della tavola periodica; possiede un solo protone nel nucleo e un solo elettrone orbitale. La massa di un atomo di idrogeno è data essenzialmente da quella dell'unico protone ($1,6726 \cdot 10^{-24}$ g), essendo trascurabile quella dell'elettrone, circa 1.800 volte inferiore. Quest'ultimo è importante nel determinare le dimensioni dell'atomo, il cui diametro non supera $0,8 \cdot 10^8$ cm ed è molto più grande delle dimensioni del nucleo. L'interno del guscio elettronico è prevalentemente "vuoto" essendo minimo il volume del nucleo, pur essendo concentrata in esso la quasi totalità della massa dell'atomo. L'idrogeno è l'atomo più leggero e di costituzione più semplice rispetto a tutti gli elementi conosciuti, ma è il più abbondante nell'universo (quasi l'87 % della sua massa totale; **tab. 1.4**). Sulla Terra la quantità di idrogeno è decisamente inferiore; l'attrazione gravitazionale terrestre è insufficiente a trattenere elementi molto leggeri. Esso rappresenta il 15 % rispetto al numero totale di atomi della crosta (atmosfera, idrosfera, biosfera e litosfera fino alla profondità di 15 km) e meno dello 0,9 % della massa totale. L'idrogeno naturale è formato da tre isotopi: **protio** (${}^1\text{H}^1$), **deuterio** (${}^2\text{H}^2$) e **tritio** (${}^3\text{H}^3$). Il nucleo del primo, il più abbondante, è costituito da un protone (pertanto il numero di massa è 1, coincidente con il numero atomico). Il deuterio è 5.000 volte meno diffuso del protio e ha un nucleo con un protone e un neutrone (numero di massa 2). Infine il tritio (10^{17} volte più raro del deuterio) ha un nucleo con un protone e due neutroni (numero di massa 3).

Nei processi di fusione nucleare (reazioni termonucleari) la massa del nuovo nucleo formato non è pari alla somma di quella dei nuclei atomici che hanno partecipato alla fusione, ma leggermente inferiore. È per tale difetto di massa che, in base alla legge di Einstein ($E = \Delta m \cdot c^2$), si sviluppa energia a processo avvenuto. Nella formula " Δm " è il difetto di massa e " c " è la velocità della luce nel vuoto ($299.800 \text{ km/s} \approx 3 \cdot 10^8 \text{ m/s}$).

Affinché le reazioni termonucleari possano avvenire, è necessario che venga vinta la forza di repulsione elettrostatica tra cariche dello stesso segno, quali sono i protoni dei nuclei atomici che devono avvicinarsi a sufficienza affinché possano unirsi per formare nuclei più grandi. Ciò può avvenire per l'idrogeno alla temperatura di oltre 10.000.000 di gradi, la temperatura centrale del Sole. **Nell'interno del Sole avviene la fusione di quattro nuclei di Idrogeno (protoni) in un nucleo di Elio**, secondo lo schema della **fig. 1.38** (reazione protone-protone).

Quanta energia si libera per fusione di 100 litri di idrogeno (in condizioni standard) in elio? Nella fusione quattro nuclei di idrogeno protio (${}_1\text{H}^1$) formano un nucleo di elio (${}_2\text{He}^4$):



Il nucleo di Elio è costituito dall'insieme delle quattro masse del nuclide protio ($1,67262 \cdot 10^{-27}$ kg); quindi: $4 \cdot (1,67262 \cdot 10^{-27} \text{ kg}) = 6,69048 \cdot 10^{-27} \text{ kg}$. La massa sperimentale del nucleo di elio vale $6,64647 \cdot 10^{-27} \text{ kg}$. Pertanto la massa del reagente è superiore a quella del prodotto. La differenza tra le due $\Delta m = (6,69048 \cdot 10^{-27} \text{ kg}) - (6,64647 \cdot 10^{-27} \text{ kg}) = 0,04401 \cdot 10^{-27} \text{ kg}$ rappresenta la quantità di materia che, a partire da 4 nuclei di idrogeno, si annichilisce diventando energia (E) secondo la formula di Einstein:

$$E = \Delta m \cdot c^2 = (0,04401 \cdot 10^{-27} \text{ kg}) \cdot (2,998 \cdot 10^8 \text{ m/s})^2 \cong 3,956 \cdot 10^{-12} \text{ J (24,7 MeV)}$$

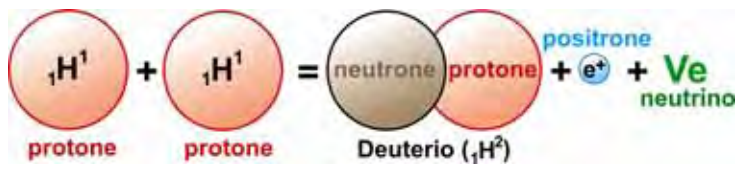
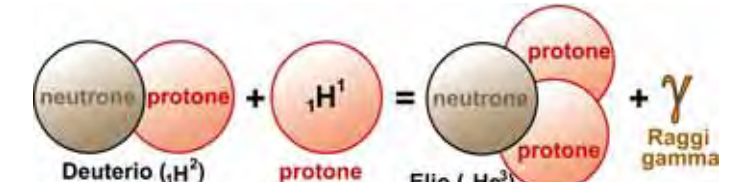
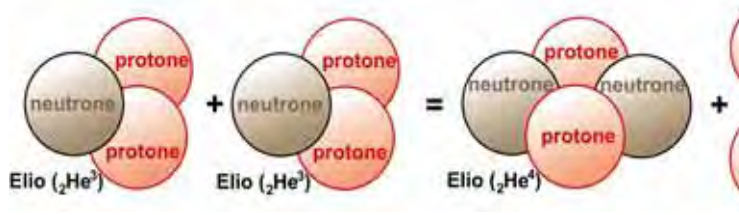
Il valore di quasi $4 \cdot 10^{-12} \text{ J}$ è sicuramente molto piccolo. Per tale ragione conviene utilizzare un'altra unità di misura di energia, molto usata nel settore della fisica nucleare: l'**elettronvolt (eV)**. Per capire il significato di tale unità è necessario conoscere alcuni temi della fisica dei fenomeni elettrici. Pertanto ci si limita ad utilizzare il termine "*elettronvolt*" senza pretendere, per ora, di comprendere la sua origine. Osserviamo che si tratta di una unità di misura piccolissima, per cui si usa frequentemente il multiplo "**MeV**" (megaelettronvolt = 10^6 eV). In sintesi valgono le seguenti equivalenze:

$$1 \text{ J} = 0,239 \text{ cal} = 6,25 \cdot 10^{18} \text{ eV} = 6,25 \cdot 10^{12} \text{ MeV}$$

Dove la caloria [cal] è la quantità di calore utile ad innalzare la temperatura di un grado di un grammo (1 cm^3) di acqua. In ogni caso, qualunque unità si scelga, la formazione di un nucleo di elio per fusione nucleare è molto piccola. Ma anche l'atomo di elio è molto piccolo. Per tornare al quesito di partenza, quanti atomi di elio si formano a partire da 100 litri di idrogeno? In condizioni standard (pressione $P = 1 \text{ atm}$ e temperatura $T = 0^\circ \text{C} = 273^\circ \text{K}$) una mole di idrogeno (circa 1 g) occupa il volume molare ($V_0 = 22,4 \text{ L}$). La presenza di nuclidi di deuterio (${}_1\text{H}^2$) e di trizio (${}_1\text{H}^3$) è irrilevante. Pertanto a 100 L di idrogeno in condizioni standard corrispondono $(100 \text{ L}) : (22,4 \text{ L/mole}) = 4,46 \text{ moli}$. Ogni mole contiene il numero di Avogadro $N = 6,022 \cdot 10^{23}$ molecole di idrogeno (H_2). Quindi il numero totale di atomi coinvolti è $N_t = (4,46 \text{ moli}) \cdot (6,022 \cdot 10^{23} \text{ molecole/mole}) \cdot (2 \text{ atomi/molecola}) = 5,372 \cdot 10^{24}$. Dato che quattro nuclei di idrogeno formano un nucleo di elio con liberazione di E_4 , l'energia totale (E_t) liberata dalla fusione di 100 L di idrogeno vale:

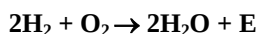
$$E_t = 1/4 \cdot N_t \cdot E_4 = 1/4 \cdot (5,372 \cdot 10^{24}) \cdot (3,956 \cdot 10^{-12} \text{ J}) = 5,313 \cdot 10^{12} \text{ J (5.313.000.000.000 J)}$$

Fig. 1.38 - Descrizione del processo nucleare di fusione dell'idrogeno in elio attraverso le fasi protone - protone.

Fase A	 protone + protone = Deuterio (${}_1\text{H}^2$) + positrone + Ve neutrino	In condizioni di alta densità (tante particelle in poco spazio) e di temperatura molto elevata (oltre 10^7 gradi), due nuclei di idrogeno (due protoni) danno origine ad un nucleo di deuterio. Uno dei due protoni si trasforma in un neutrone con liberazione di un positrone. Tale processo comporta anche la liberazione di un neutrino e di energiasotto forma di calore.
Fase B	 Deuterio (${}_1\text{H}^2$) + protone = Elio (${}_2\text{He}^3$) + γ Raggi gamma	Un atomo di deuterio si fonde con un protone per produrre un isotopo dell'elio con liberazione di raggi γ ed ulteriore energia termica.
Fase C	 Elio (${}_2\text{He}^3$) + Elio (${}_2\text{He}^3$) = Elio (${}_2\text{He}^4$) + protone + protone + γ Raggi gamma	A loro volta due nuclei di ${}_2\text{He}^3$ fondono in un nucleo di ${}_2\text{He}^4$ (2 protoni + 2 neutroni), lasciando liberi i restanti 2 protoni, che possono ricominciare il ciclo. Ogni volta che il ciclo viene compiuto, 4 protoni vengono convertiti nel nucleo di elio, attraverso la catena descritta.
Il positrone è l'antiparticella dell'elettrone (e^-) ossia un elettrone positivo anziché negativo, con simbolo fisico "e^+".		
Il neutrino è una particella di cui si conosce poco; si sa che è neutro e $10^5 \div 10^6$ volte più piccolo dell'elettrone, si muove a velocità prossima a quella della luce, il suo simbolo fisico è "Ve". Tali caratteristiche lo rendono capace di attraversare la materia, per cui è difficile intercettarlo e studiarlo.		
Il raggio gamma è una radiazione di tipo elettromagnetico ad alta frequenza e molto energetica, con simbolo fisico "γ".		

Con quasi 9 g di idrogeno (che dallo stato di gas occupante 100 L possono essere compressi in pochi cm³ allo stato liquido) è possibile ottenere una quantità di energia sufficiente per portare ad ebollizione oltre 13 m³ d'acqua (quanta potrebbe essere contenuta in una piccola stanza) inizialmente alla temperatura di 0 °C. Si tratta di una quantità di energia pulita equivalente a quella inquinante producibile con 90 kg di carbone. Su questa base un solo decimo della massa di Idrogeno contenuta nel Sole è in grado di formare elio e sviluppare un'energia di $9.2 \cdot 10^{43}$ joule; essa, consumata al tasso di $3.86 \cdot 10^{26}$ J/s (che rappresenta la luminosità solare), risulta sufficiente per circa 7,5 miliardi di anni, ben oltre l'età della Terra.

Non bisogna confondere il processo nucleare di fusione (appena descritto) con quello chimico di combustione dell'idrogeno. L'idrogeno (**H₂**) reagisce a contatto con l'ossigeno (**O₂**) nel seguente modo:



Dunque si tratta di un processo esoergonico: si ottiene acqua (**H₂O**) e molta energia (**E**). È allora possibile costruire automobili che utilizzino, come carburante, idrogeno anziché benzina o gasolio. Nel motore, bruciando H₂, si ottiene l'energia che viene convertita in movimento. Il prodotto di scarto è solamente acqua. Sembrerebbe così di aver risolto il grave problema dell'inquinamento dell'aria da parte della maggior parte dei mezzi di trasporto che, utilizzando carburanti derivanti dal petrolio, liberano nell'aria prodotti di scarto nocivi, oltre a grandi quantità di anidride carbonica (CO₂), il principale gas responsabile dell'effetto serra. Perché allora si producono pochi mezzi ad idrogeno? Perché tanta resistenza nell'utilizzo di un carburante assolutamente pulito? Queste domande richiedono le seguenti considerazioni:

- non esistono serbatoi di idrogeno libero (quali fonti energetiche) sul nostro pianeta (ad eccezione di modestissime quantità ai limiti superiori dell'atmosfera);
- un modo per produrre idrogeno è l'elettrolisi dell'acqua, che consiste nello "smontare" le molecole di H₂O separando da esse l'H₂; tale processo (o anche altri) comporta elevate quantità di energia elettrica;
- l'energia elettrica viene prodotta per mezzo dei combustibili fossili (petrolio, carbone,...), delle centrali nucleari e in misura molto limitata, con altri sistemi che utilizzano fonti rinnovabili;
- se si utilizzasse energia elettrica prodotta con la combustione dell'idrogeno al fine di produrre l'idrogeno stesso mediante l'elettrolisi (o con qualunque altro sistema), si scoprirebbe ciò che per i fisici è scontato e cioè che ogni trasformazione da una forma di energia ad un'altra comporta sempre ed inevitabilmente una perdita; in un qualunque sistema, più numerose sono le trasformazioni energetiche, minore è il rendimento complessivo del sistema stesso;
- quindi il consumo di fonti energetiche tradizionali per produrre H₂ da utilizzare per i mezzi di trasporto ad idrogeno risulta, su scala globale, superiore al consumo dei combustibili fossili dai quali si ottengono direttamente i carburanti di vario tipo.

Quindi è realmente possibile e/o conveniente incentivare i mezzi di trasporto con motori ad idrogeno? Piuttosto l'idrogeno potrebbe essere utilizzato in processi termonucleari di fusione che, come sopra descritto, potrebbero fornire molta energia pulita. Se facessimo come il Sole? Il problema è proprio questo. L'uomo è già riuscito a fondere l'idrogeno, ma soltanto con le bombe atomiche. È possibile fondere l'idrogeno in modo controllato e non soltanto tramite una tremenda esplosione? Questa è la scommessa del futuro scientifico. Si tratta di una speranza! Basterebbe consumare poca energia per produrre idrogeno ed ottenere, per fusione in elio, enormi quantità di energia pulita, risolvendo quindi uno dei problemi fondamentali dell'umanità. È solo una speranza? Molto dipende da quanto siamo disposti ad investire nella ricerca di base di più alto livello nel settore della fisica. Attualmente i fisici affermano che forse entro l'anno 2050 si riuscirà nell'impresa.

Il processo nucleare di fusione comporta la produzione di nuclei atomici più grandi a partire da nuclei con numero atomico più piccolo. Esiste un altro processo nucleare (**fissione**) che comporta un risultato opposto: nuclei grandi che vengono "spaccati" in nuclei più piccoli ed anche in questo caso si ottengono grandi quantità di energia sfruttando piccole masse di materiali radioattivi. Il nuclide ${}_{92}\text{U}^{235}$ è un isotopo dell'uranio. Esso decade emettendo radiazioni α (nuclei di elio ${}_{2}\text{He}^4$) per trasformarsi in nuclei di torio (${}_{90}\text{Th}^{231}$) nel seguente modo:



Risulta una perdita di massa (Δm) dal reagente ai prodotti e quindi una corrispondente energia (**E**) secondo la succitata equazione di Einstein ($\Delta m \cdot c^2$). Nelle rocce presenti nella crosta terrestre e nel sottostante mantello (e probabilmente anche nelle maggiori profondità) è presente uranio, seppure in quantità molto piccole. È una miscela di ${}_{92}\text{U}^{235}$ (molto raro) e di ${}_{92}\text{U}^{238}$ (decisamente più abbondante del precedente). Il nuclide ${}_{92}\text{U}^{235}$ decade (con tempo di dimezzamento $T_{1/2} = 7,13 \cdot 10^8$ anni) nel modo precedentemente descritto. Decade anche il nuclide ${}_{92}\text{U}^{238}$, ma in modo molto più blando, tanto che può essere ritenuto molto poco radioattivo.

Nelle zone ove l'uranio è più abbondante è conveniente l'attività di cava dei materiali contenenti tale elemento. Mediante processi industriali viene quindi estratto l'uranio, ma si tratta della miscela ${}_{92}\text{U}^{238} + {}_{92}\text{U}^{235}$, nella quale prevale nettamente il nuclide più pesante, talmente poco radioattivo da essere inutile ai fini della produzione di energia nucleare. Pertanto si procede ad un ulteriore processo industriale molto raffinato e tecnologicamente evoluto, per "estrarre" una miscela caratterizzata da un elevato tenore di ${}_{92}\text{U}^{235}$ (uranio arricchito). Ciò che rimane è uranio impoverito, quasi esclusivamente costituito da ${}_{92}\text{U}^{238}$, inutile ai fini energetici, poco o nulla radioattivo. Le radiazioni emesse dall'uranio impoverito sono trascurabili, grosso modo dello stesso ordine di grandezza di quelle di fondo normalmente presenti in quasi tutti gli ambienti terrestri. Si tratta quindi di materiale poco pericoloso, caratterizzato da elevato peso specifico e adatto per determinate applicazioni, purtroppo anche per la costruzione di proiettili che, essendo più pesanti di quelli realizzati con il comune piombo, si prestano meglio ai fini balistici.

Il naturale decadimento dell'uranio (da 1 kg si ottiene quasi 10^{11} J) nei materiali profondi della Terra fornisce l'energia necessaria per lo sviluppo dei movimenti nel mantello, all'origine della deriva dei continenti. Il nuclide ${}_{92}\text{U}^{235}$ può essere utilizzato per produrre energia nucleare per mezzo del bombardamento di neutroni (**fig. 1.39**).

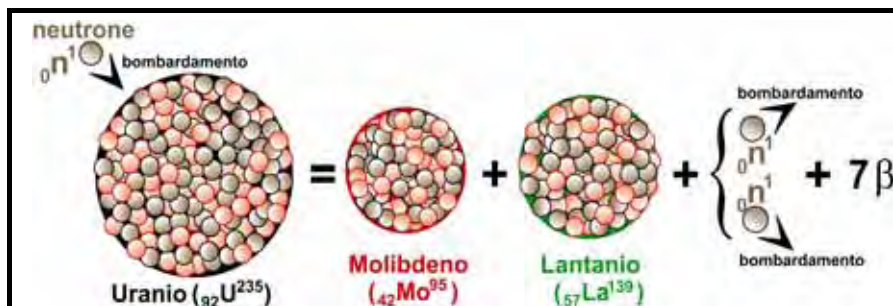


Fig. 1.39 - Fissione dell'uranio $_{92}\text{U}^{235}$. Il nucleo è formato da 92 protoni ($1p^1$; sfere arancioni) e da $235 - 92 = 143$ neutroni ($0n^1$; sfere marroni). Esso viene colpito (bombardato) da un neutrone ad alta velocità. Il nucleo si spacca in due: molibdeno ($_{42}\text{Mo}^{95}$) e lantanio ($_{57}\text{La}^{139}$). Tale processo comporta la liberazione di 7 particelle " β " e di due neutroni che, a loro volta, "bombardano" due altri nuclei di ura-

nio, innescando così una reazione a catena. Tra i reagenti abbiamo 235 nucleoni (92 protoni + 143 neutroni) dell'uranio ed il neutrone di collisione; in tutto 236 particelle, "quasi" identiche come massa. Tra i prodotti, oltre ai due neutroni liberati, occorre contare i 95 nucleoni del molibdeno e i 139 del lantanio, per un totale di 236 particelle. Quindi i conti relativi alla massa sembrano tornare, essendo trascurabile quella delle particelle β . In realtà si è passati da 92 protoni del nucleo dell'uranio ai $42 + 57 = 99$ complessivi del molibdeno e del lantanio, cioè 7 protoni in più. Contemporaneamente il numero complessivo di neutroni tra i reagenti $143 + 1 = 144$ è così diminuito nei prodotti: $95 - 42 = 53$ (del molibdeno), $139 - 57 = 82$ (del lantanio), 2 neutroni; risulta un totale pari a 137 in totale, cioè 7 neutroni in meno. Quindi 7 neutroni sono diventati altrettanti protoni. In **fig. 1.38** abbiamo spiegato che un protone può trasformarsi in un neutrone con liberazione di un positrone (e^+); ora aggiungiamo che un neutrone può trasformarsi in un protone con liberazione di un elettrone (e^-). La formazione di 7 protoni comporta la liberazione di 7 elettroni che sono particelle caratterizzate da una altissima velocità, denominate raggi beta (β). Ciò quindi spiega la presenza della voce " 7β " tra i prodotti della fissione. Inoltre i 7 nuovi protoni hanno massa leggermente inferiore a quella dei 7 neutroni di partenza, non compensata dai 7 elettroni. Risulta quindi una piccola "perdita" di massa " Δm " che diventa energia secondo l'equazione di Einstein.

Si tratta dello stesso meccanismo applicato alle prime bombe atomiche ed alle attuali centrali energetiche nucleari. Perché tali centrali sono molto chiacchierate?

- l'energia di origine nucleare evoca il ricordo dei disastri provocati dalle prime bombe atomiche usate in Giappone al termine della Seconda Guerra Mondiale;
- gli effetti devastanti delle radiazioni emesse nei processi di fissione sugli organismi sono ben noti all'opinione pubblica;
- il rischio di incidenti a carico delle centrali nucleari è fortemente temuto, soprattutto da parte delle popolazioni che vivono nei territori circostanti;
- la produzione energetica nucleare comporta scorie radioattive molto pericolose che, in qualche modo, devono essere smaltite senza danni alle persone ed all'ambiente.

Sappiamo che i moderni sistemi di produzione di energia di origine nucleare sono molto più sicuri rispetto alle prime centrali ed i rischi sono estremamente ridotti, tanto che questo aspetto sempre meno viene considerato dagli oppositori. La discussione intorno a questo tema inoltre non dovrebbe essere condizionata dai sentimenti irrazionali della paura ingiustificata (alimentata dall'ignoranza).

Il problema vero è rappresentato dallo smaltimento delle scorie radioattive che, tra l'altro, non sono soltanto quelle delle centrali nucleari. Molte applicazioni industriali infatti ed anche attività ospedaliere, comportano lo scarto di residui radioattivi, seppure costituenti una frazione relativamente piccola. L'individuazione di siti per la realizzazione di discariche per rifiuti radioattivi è una questione di difficile risoluzione. Qualunque area, una volta individuata, vede la forte opposizione delle popolazioni locali e richiede studi preparatori molto impegnativi, lunghi e costosi. Lo smaltimento costituisce dunque la ragione principale dell'opposizione ai sistemi di produzione nucleare, ma i sostenitori propongono argomenti che sembrano altrettanto convincenti:

- se il problema dello smaltimento delle scorie radioattive è grave, ancor più grave è l'inquinamento dell'aria dovuto alla produzione di energia mediante i combustibili fossili (petrolio, carbone,...); anche l'utilizzo di metano, comportando produzione di CO_2 , contribuisce all'incremento dell'effetto serra e quindi all'alterazione del clima a livello globale;
- i consumi energetici, nel Mondo, stanno vertiginosamente aumentando, anche e soprattutto grazie allo sviluppo economico - produttivo in grandi Paesi molto popolosi come la Cina e l'India; continuare nell'uso dei combustibili fossili e/o coltivare troppe speranze nei confronti delle fonti alternative per ottenere risultati significativi a breve periodo, significa condannare la Terra ad essere avvolta da una atmosfera profondamente ed irreversibilmente alterata;
- le produzioni alternative, nonostante l'attuale livello tecnologico, non sono sufficienti a coprire porzioni significative dei fabbisogni energetici e comunque anch'essi comportano, salvi rari casi, danni all'ambiente;
- le produzioni idroelettriche, che sfruttano l'abbondanza d'acqua delle nostre montagne, rappresentano una porzione relativamente modesta del fabbisogno energetico nazionale; le risorse idriche sono ormai ampiamente sfruttate e vi sono scarsi margini di incremento; inoltre la sottrazione di acqua dai fiumi per produrre energia determina gravi conseguenze sugli ecosistemi fluviali;
- l'Italia, che ha rifiutato, con un referendum, la produzione nucleare, importa tale tipo di energia dai Paesi vicini (soprattutto Francia); vogliamo consumare tanta energia, ma non vogliamo produrla nel nostro territorio.

Bisogna tuttavia tenere conto che anche i materiali radioattivi rappresentano una risorsa energetica "finita", cioè di limitate disponibilità; se si incrementasse la produzione di energia nucleare presto verrebbero esaurite anche le fonti di uranio e degli

altri materiali fissibili. Come si vede il problema è molto complesso e tutti hanno ragione, ma tutti hanno torto. Certamente l'intera questione energetica sarebbe più semplice se consumassimo meno energia. In linea molto generale gli opinionisti, intorno a tale problema, si potrebbero raggruppare (esagerando un po') nel modo seguente:

- **inguaribili ottimisti** (coloro che nutrono grande fiducia nel progresso scientifico e tecnologico; i mezzi di trasporto diventeranno sempre più efficienti, si scopriranno nuovi sistemi di produzioni energetiche meno inquinanti, riusciremo a riciclare tutto o quasi, ridurremo le fonti inquinanti,... la scienza salverà l'umanità);
- **pessimisti integralisti** (coloro che mettono in guardia l'umanità rispetto al grave problema della sovrappopolazione; quasi tre miliardi di persone, soprattutto in Cina ed in India, saranno presto in grado di consumare molta più energia e porzioni sempre più ampie di territorio; i presupposti vantaggi derivanti dal progresso tecnologico non potranno reggere il passo dell'incremento del consumo delle risorse naturali; la Terra è quindi destinata al collasso; l'unica soluzione è la drastica diminuzione dei consumi, cominciando almeno da quelli più inutili e nelle Nazioni più ricche);
- **economisti pragmatici** (tutte le soluzioni tendenti al riequilibrio ambientale del Globo ed alla redistribuzione più equa delle risorse naturali ed energetiche potrebbero compromettere gli attuali equilibri economici mondiali; inoltre i popoli delle nazioni più ricche sono poco o nulla disponibili alla rinuncia dei loro privilegi; i problemi dell'ambiente, per quanto gravi, sono meno "pericolosi" di quelli che verrebbero innescati da una qualunque rivoluzione economica).

È obbligatorio, per un qualunque cittadino schierarsi in una delle succitate categorie? Sono possibili posizioni intermedie? Forse la questione energetica risulterebbe più semplice se vi fosse una maggiore cultura scientifica diffusa, se si investisse di più nella ricerca e se almeno si evitassero gli sprechi più inutili?

SCHEMA 1.11 - Evoluzione dell'Universo

In un momento del passato (13 ÷ 14 miliardi di anni fa), la distanza fra le galassie doveva essere pari a zero; l'intero Universo era compresso in un singolo punto di dimensioni nulle (**singularità**). È l'istante che indichiamo con il termine **Big Bang**, quando l'Universo doveva essere infinitamente "caldo". In seguito, con l'espansione, la temperatura della radiazione è andata diminuendo. A quelle temperature così alte, le particelle dovevano muoversi così velocemente da sfuggire ad ogni attrazione reciproca di forze nucleari o elettromagnetiche. Con il raffreddamento le particelle poterono attrarsi a vicenda, unendosi tra loro.

Gli atomi sono costituiti da particelle più piccole: elettroni, protoni e neutroni. Protoni e neutroni, a loro volta, sono composti da particelle ancora più piccole: **quark**. Per ognuna di queste particelle esiste una corrispettiva antiparticella. Le antiparticelle hanno stessa massa delle loro rispettive particelle, ma si oppongono a esse per quanto riguarda la carica e altri attributi. Per esempio l'antiparticella di un elettrone (positrone) ha una carica positiva (e^+), l'opposto della carica dell'elettrone (e^-). Quando una particella e la sua antiparticella si incontrano, si annichiliscono a vicenda con produzione di energia di quantità corrispondente a quella della somma delle masse (Δm) delle due particelle secondo l'equazione di Einstein ($E = \Delta m \cdot c^2$).

L'energia luminosa viaggia sotto forma di un altro tipo di particella priva di massa: **fotone**.² Il Sole è per la Terra la più grande fonte di fotoni, oltre ad essere un'immensa sorgente di un altro tipo di particelle che abbiamo già menzionato in **fig. 1.38**: neutrini e antineutrini che, avendo massa pari quasi a zero, interagiscono poco o nulla con la materia e passano attraverso i nostri corpi, senza effetti, al ritmo di miliardi al secondo. I fisici hanno scoperto numerose particelle elementari. Con l'evoluzione dell'Universo anche la composizione di questo insieme di particelle si è a sua volta evoluta e ciò ha permesso l'esistenza di pianeti come la Terra.

Un secondo dopo il Big Bang, l'Universo si era espanso abbastanza da far scendere la propria temperatura a poco più di dieci miliardi di gradi (mille volte maggiore di quella al centro del Sole); in tali condizioni erano presenti fotoni, elettroni e neutrini (e corrispettive antiparticelle), insieme a pochissimi protoni e neutroni. Queste particelle avevano talmente tanta energia che, quando si scontravano, producevano molte coppie differenti di particelle/antiparticelle. Per esempio, la collisione tra due fotoni poteva produrre un elettrone ed un positrone, che a loro volta potevano scontrarsi tra loro annichilandosi. Mentre l'Universo continuava a espandersi e la sua temperatura a diminuire, le collisioni aventi energia sufficiente a creare le coppie elettrone/positrone divennero meno frequenti, fino ad essere inferiori alle collisioni di annichilimento tra di loro. Per tale ragione tali particelle si "consumarono" per lasciar posto ad un crescente numero di fotoni, lasciando solo un numero relativamente piccolo di elettroni.

Circa cento secondi dopo il Big Bang la temperatura scese a un miliardo di gradi (quella interna delle "odierne" stelle più calde). In tali condizioni l'energia cinetica di protoni e neutroni non era più sufficiente per contrastare l'azione della cosiddetta "**forza forte**"; essa è una forza attrattiva a corto raggio e permette ai protoni e neutroni di legarsi per formare i

² L'idea della trasmissione di energia tramite fotoni è complementare a quella che prevede tale trasmissione tramite onde elettromagnetiche. Sono due sistemi teorici che non sono in contraddizione, ma utilizzabili, di volta in volta ora l'uno ora l'altro, a seconda delle situazioni e a seconda della "convenienza" nell'interpretare i fenomeni naturali. In certi situazioni è più conveniente spiegare gli effetti della luce visibile come propagazione di onde elettromagnetiche di varie lunghezze d'onda come, per esempio, nel caso dello studio della tendenza al rosso dello spettro delle galassie che si allontanano. In altre situazioni potrebbe essere, per esempio, più efficace concepire il trasporto della luce solare tramite piccolissimi pacchetti di energia (fotoni) che, essendo privi di massa, possono normalmente viaggiare alla massima velocità di 300.000 km/s, come se costituissero uno "sciame" di proiettili che "bombardano" la superficie della Terra.

nuclei. Iniziarono a formarsi i nuclei di deuterio (${}^2\text{H}$) e di elio (${}^4\text{He}$) e anche piccole quantità di alcuni elementi un po' più pesanti, come litio e berillio. Circa 1/4 dei protoni e dei neutroni si sarebbero convertiti in nuclei di elio, insieme a piccole quantità di ${}^3\text{H}$ e di altri elementi. I neutroni rimanenti sarebbero decaduti in protoni, i nuclei degli atomi del comune idrogeno (${}^1\text{H}$).

Tab 1.9 - Cronologia schematica del **Big Bang** e della successiva **evoluzione dell'Universo**. La rappresentazione grafica degli eventi descritti è rappresentata in **fig. 1.40**.

0	<i>Tempo cosmico</i> . Quasi 14 miliardi di anni fa l'intero Universo era concentrato in un unico punto (<i>singolarità</i>), praticamente privo di dimensioni. Da quell'istante ha luogo la grande esplosione (Big Bang).
10^{-43} s	<i>Tempo di Planck</i> . Temperatura $\sim 10^{32}$ °K; dimensioni $\sim 10^{-33}$ cm. Da questo istante l'Universo si espande, soprattutto mediante radiazioni (energia). La materia diventerà protagonista solo in seguito.
10^{-36} s	Inizia l'espansione violenta dell'Universo (<i>epoca dell'inflazione</i>) Temperatura $\sim 10^{30}$ °K; dimensioni $\sim 10^{-26}$ cm. Si formano le prime particelle quali quark e leptoni e le rispettive antiparticelle.
10^{-4} s	La temperatura precipita a $\sim 10^{12}$ °K. I quark formano i barioni (protoni e neutroni), gli antiquark formano antiprotoni e antineutroni.
1 s	Temperatura $\sim 1,4 \cdot 10^{10}$ °K. I barioni sono abbondanti; di essi circa 3/4 sono protoni ed 1/4 sono neutroni. Compaiono i primi elettroni ed i rispettivi positroni.
200 s	Temperatura 10^9 °K. Continua la trasformazione da neutroni a protoni che ora raggiungono i 4/5 % dei barioni. Scompaiono i positroni. Inizia la nucleosintesi di deuterio, di elio e di altri elementi leggeri
10^4 anni	Temperatura ~ 140.000 °K. Continua l'era della radiazione, ma diventa importante anche (e sempre di più) la materia. L'energia è dominata dalla materia, cioè all'energia connessa con la massa ($E = m \cdot c^2$).
$3 \cdot 10^5$ anni	Temperatura ~ 4.000 °K. Continua l'era della materia. L'energia dei fotoni è così bassa che i fotoni non sono più in grado di distruggere gli atomi che si vanno formando. In un tempo relativamente breve gli elettroni si uniscono ai protoni formando atomi di idrogeno; i nuclei di elio con gli elettroni formano atomi di elio.
10^9 anni	Vi sono disomogeneità spaziali nella distribuzione della materia: si formano nubi di materia e per effetto gravitazionale le <i>protogalassie</i> , entro le quali si formano le <i>protostelle</i> . Col tempo le protostelle divengono più piccole; la temperatura all'interno aumenta finché iniziano le reazioni termonucleari, con produzione di elio dall'idrogeno. Nelle stelle massicce anche l'elio fonde per produrre carbone, ossigeno e ferro.
10^{10} anni	Si formano la Via Lattea e si determinano le condizioni per la nascita del Sistema Solare. Il materiale raccolto dalla nostra galassia è in prevalenza idrogeno ed elio (quello prodotto all'inizio dell'Universo); sono presenti anche materiali come il ferro, sintetizzati in precedenza in una stella massiccia poi esplosa.
$14 \cdot 10^9$ anni	Circa un milione di anni fa, si sviluppa l' <i>homo sapiens</i> , che inizia a domandarsi come è fatto l'Universo. L'attuale temperatura dell'Univrsio è poco meno di 3 °K; cioè la radiazione cosmica di fondo (radiazione fossile, ciò che resta della radiazione iniziale fortissima dei primi istanti dopo il Big Bang).
La materia è composta da atomi, a loro volta formati da un nucleo composto di protoni (p) e neutroni (n) e da elettroni (e) che circondano il nucleo. Mentre gli elettroni non sono composti da altre particelle, i protoni e i neutroni sono costituiti da particelle elementari: i quark . Vi sono sei tipi di quark: up, down, charm, strange, top e bottom. Per ogni quark esiste la sua antiparticella: antiup, antidown, anticharm,... I protoni per esempio sono composti da due quark up e un quark down, mentre il neutrone è formato da due quark down e uno up. Le particelle composte da tre quark come il protone e il neutrone vengono dette barioni . Oltre alle particelle composte da tre quark o da tre antiquark vi sono anche particelle composte da un quark o da un antiquark: i mesoni. Barioni e mesoni sono anche detti adroni. Si ritiene che i quark non esistano da soli, ma solo in gruppi di due o tre o cinque.	
Si conoscono sei leptoni , dei quali tre hanno carica elettrica, mentre gli altri tre ne sono privi. Il leptone carico più conosciuto è l'elettrone (e). Gli altri due leptoni carichi sono il muone (μ) e il tau (τ), simili ad elettroni con più massa. I leptoni carichi sono tutti negativi. Gli altri tre leptoni sono gli elusivi neutrini (ν_e ; fig. 1.38).	
L' antimateria è la materia composta dalle antiparticelle corrispondenti alle particelle che costituiscono la materia ordinaria. Ad esempio, un atomo di antidrogeno, è composto da un antiprotone caricato negativamente, attorno al quale orbita un positrone (antielettrone) caricato positivamente. Se una particella viene a contatto con la sua antiparticella, le due si annichilano emettendo radiazione elettromagnetica, corrispondente ad una quantità di energia "E" che dipende dalle masse (Δm) interagenti secondol'equazione di Einstein ($E = \Delta m \cdot c^2$).	

Questa ricostruzione di una prima fase caldissima dell'Universo venne proposta nel 1948 da George GAMOW. Egli ipotizzò che la radiazione (sotto forma di fotoni) emessa nei primi stadi caldissimi della vita dell'Universo avrebbe dovuto esistere ancora, ma con una temperatura ridotta a pochi gradi sopra dello zero assoluto ($-273^0 \text{ C} = 0 \text{ °K}$, la temperatura più bassa possibile, alla quale le sostanze non hanno energia termica). Ciò che Arno PENZIAS e Woodrow WILSON scoprirono nel 1965 fu proprio questa radiazione a microonde ancora attualmente presente (**radiazione cosmica di fondo** o **radiazione fossile**), cioè la prova sperimentale dell'intuizione di Gamow.

Alan GUTH, nel 1979, suggerì che l'Universo primitivo potrebbe aver attraversato un periodo di espansione estremamente rapida, a una velocità esponenziale, detta "inflazionaria". Un miliardesimo di trilionesimo di trilionesimo di secondo dopo il Big Bang, il raggio dell'Universo crebbe di un milione di migliaia di miliardi di miliardi di miliardi (10^{30}) di volte.

A poche ore dal Big Bang cessò la produzione di elio e di altri elementi. Da quel momento, per un milione di anni, l'Universo continuò a espandersi, senza grandi novità. Quando la temperatura scese a poche migliaia di gradi, elettroni e nuclei non avevano più l'energia cinetica necessaria per vincere l'attrazione elettromagnetica fra loro e iniziarono a combinarsi per formare gli atomi.

Nel suo complesso l'Universo continuò a espandersi e a raffreddarsi, ma nelle regioni dove la densità era leggermente superiore alla media, l'espansione risultava rallentata dalla maggiore attrazione gravitazionale. In alcune regioni, questa attrazione arrestò l'espansione avviando una ricontrazione (collasso), nel corso del quale l'attrazione gravitazionale di materia esterna a queste regioni avviò a un lento moto rotatorio, sempre più veloce, con la riduzione, per collasso, delle dimensioni di tali regioni. Una volta che le dimensioni si erano sufficientemente ridotte, la forza centrifuga derivante dall'accresciuta velocità di rotazione arrivò a bilanciare la forza centripeta gravitazionale, con conseguente formazione di galassie discoidali in rotazione su se stesse. Altre regioni, che non erano riuscite ad avviare un moto rotatorio, avrebbero invece assunto la forma di oggetti ovali (galassie ellittiche).

Con il tempo, i gas di idrogeno ed elio nelle galassie si frazionarono in nubi più piccole, che iniziarono a loro volta a collassare per gravità scaldandosi e con formazione di *protostelle*. Con la contrazione gli atomi in esse contenuti entravano in collisione gli uni con gli altri, la temperatura saliva fino a diventare sufficiente ad innescare reazioni di fusione nucleare di idrogeno in elio (**scheda 1.10**), con conseguente liberazione di energia sotto forma di luce, ciò che fa brillare le **stelle**.

L'energia liberata con i processi nucleari comporta un ulteriore aumento della temperatura e quindi della pressione fino a controbilanciare l'attrazione gravitazionale, arrestando la contrazione della stella in una condizione più o meno paragonabile a quella del Sole attuale. Una volta formata una stella rimane stabile per lungo tempo. Successivamente essa esaurisce il proprio idrogeno e gli altri combustibili nucleari. Quanto più è elevata la quantità di combustibile con cui una stella inizia la propria vita, tanto prima essa lo esaurisce. Quanto più una stella è grande, tanto più la sua temperatura deve essere elevata per compensare la maggiore attrazione gravitazionale. Ma quanto più una stella è calda, tanto più veloce è la fusione nucleare ed impiegherà meno tempo per esaurire il proprio combustibile. Una stella con massa 10 volte quella del Sole brucia le sue riserve di idrogeno in 10 milioni di anni, contro i 10 miliardi necessari al nostro astro. Le stelle più grandi sono destinate ad ardere in una breve e luminosissima fiamma, mentre l'evoluzione di un corpo come il Sole è molto più lenta. In qualche decina di milioni di anni la luce rossa iniziale del Sole si è trasformata nella gialla attuale. Il Sole ha probabilmente una quantità di combustibile nucleare sufficiente per altri cinque miliardi di anni. Successivamente diventerà una supergigante rossa e forse terminerà come nana bianca. Invece le stelle di massa maggiore possono esaurire il loro combustibile anche solo in un centinaio di milioni di anni, un periodo di tempo notevolmente inferiore all'età dell'Universo.

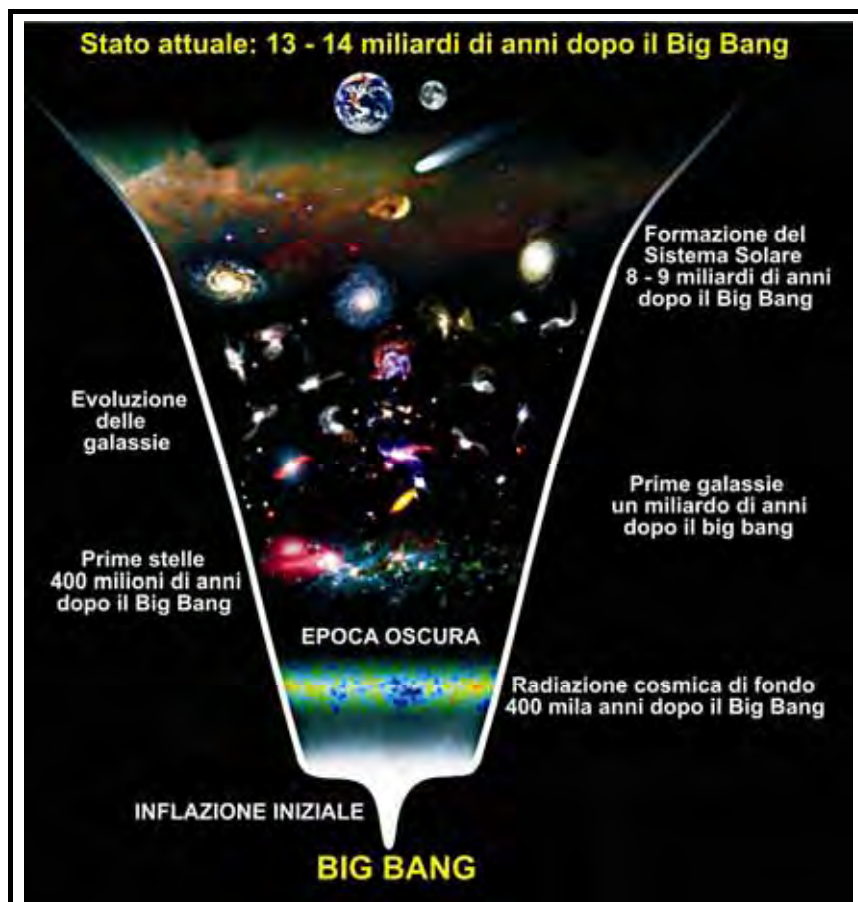


Fig. 1.40 - Rappresentazione grafica, molto schematica dell'evoluzione dell'Universo, dal Big Bang alla situazione attuale in ulteriore espansione secondo quanto rappresentato in **fig. 1.41**.

Quando una stella esaurisce il proprio combustibile e inizia a raffreddarsi, la forza di gravità ritorna a prevalere provocando una contrazione che, a sua volta, avvicina gli atomi sempre più velocemente gli uni contro gli altri: la stella diventa nuovamente più calda e la temperatura diventa così elevata (100.000 milioni di gradi) da innescare la fusione dell'elio in elementi più pesanti, come il carbonio e l'ossigeno. Con questo processo non viene prodotta molta energia. Ciò probabilmente consente alle regioni centrali della stella di contrarsi fino ad uno stato estremamente denso, come un **buco nero**, termine coniato nel 1969 dallo scienziato americano John WHEELER. John MICHELL scrisse nel 1783 un saggio nel quale affermava come una stella di massa e densità sufficientemente elevate avrebbe manifestato un campo gravitazionale talmente forte che neppure la luce sarebbe riuscita a sfuggirne; ogni raggio luminoso emesso sarebbe stato trascinato indietro dall'attrazione gravitazionale prima di spingersi molto lontano. Tali oggetti si presentano come spazi vuoti e neri nel cosmo.

A volte, quando una stella di massa molto grande collassa su se stessa, è possibile che le sue regioni esterne vengano espulse in una tremenda esplosione; nel giro di ore o di pochi giorni, la luminosità sale fino a 60.000 volte quella del Sole, creando l'illusione di formazione di una nuova

stella (**nova**). In poco tempo (giorni o anni) decresce la luminosità e, per alcune stelle, il fenomeno si ripete più volte in pochi decenni (**nove ricorrenti**). Se l'esplosione coinvolge l'intera massa si ha una **supernova**, talmente luminosa (anche 100 milioni di volte quella del Sole) da emettere più luce della somma di tutte le altre stelle della sua galassia. Un esempio ci è dato dalla supernova Crab Nebula, nella costellazione del Granchio, la cui esplosione venne registrata dai cinesi nel 1054. Anche se la stella esplosa si trovava a 5000 anni-luce di distanza, rimase osservabile a occhio nudo per mesi, visibile persino di giorno. Una supernova che si trovasse a 500 anni-luce (un decimo di quella distanza) sarebbe cento volte più luminosa e potrebbe letteralmente trasformare la notte in giorno. Per comprendere la violenza di una tale esplosione, basti pensare che la sua luce riuscirebbe a competere con quella del Sole, pur essendo decine di milioni di volte più lontana.

Se l'esplosione di una supernova avvenisse a una distanza sufficientemente ridotta, potrebbe lasciare la Terra intatta, ma emettere una quantità di radiazioni sufficiente a uccidere tutti i viventi. In effetti, di recente è stata avanzata l'ipotesi che un'estinzione di creature marine avvenuta tra il Pleistocene e il Pliocene (due milioni di anni fa) sia stata causata dalle radiazioni cosmiche provenienti da una supernova dell'agglomerato di stelle Scorpione-Centauro. Alcuni scienziati ritengono che le forme di vita più avanzate abbiano concrete probabilità di evolversi unicamente nelle regioni delle galassie dove non ci siano troppe stelle (le cosiddette "zone di vita"), poiché nelle regioni più dense i fenomeni come le supernove sarebbero abbastanza comuni da spegnere regolarmente ogni principio di evoluzione. Nell'intero Universo esplodono in media centinaia di migliaia di supernove ogni giorno. In una singola galassia, una supernova si verifica circa una volta ogni secolo. Ma questa è soltanto la media. L'ultima supernova registrata nella Via Lattea risale al 1604, prima dell'invenzione del telescopio. La principale candidata a diventare la prossima supernova nella nostra galassia è una stella chiamata Rho Cassiopeiae, alla distanza di 10.000 anni-luce, sufficiente per restare tranquilli. Appartiene a una classe di stelle note come ipergiganti gialle (nella Via Lattea ne sono state individuate in tutto soltanto sette).

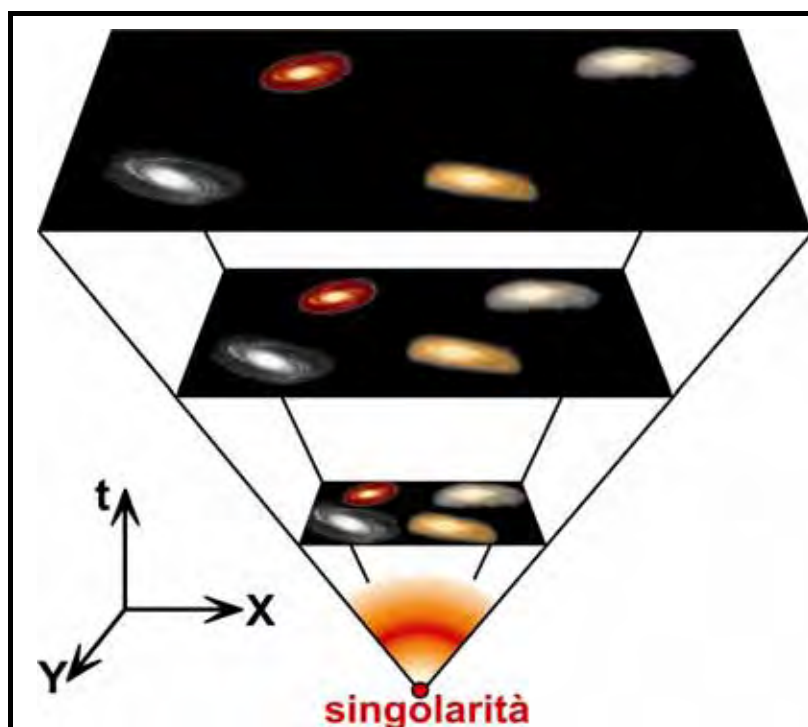


Fig. 1.41 - Rappresentazione "artistica" dell'espansione dell'Universo, raffigurato in tre sole dimensioni (due di spazio "X" e "Y" e una di tempo "t"), anziché in 4 (tre di spazio e una di tempo).

La radiazione cosmica di fondo, che è stata emessa con il Big Bang, proviene da materia che oggi si trova a circa 46 miliardi di anni luce. Questa distanza definisce approssimativamente i limiti dell'Universo osservabile.

Nell'universo gli oggetti molto lontani, si allontanano da noi (e noi da loro) con una velocità maggiore rispetto a quelli più vicini. Gli scienziati hanno verificato che oggetti, come i quasar, distanti $13 \cdot 10^9$ anni luce, si allontanano da noi ad una velocità molto vicina a quella della luce (poco meno di 300.000 km/s). Mentre la velocità di allontanamento di oggetti vicini, è molto più bassa, nell'ordine di decine o centinaia di km/s. Si deduce che probabilmente l'Universo è iniziato con una grande velocità di espansione, diminuita con il passare del tempo.

Considerato che la teoria della relatività ci dice che nulla può viaggiare alla velocità della luce e quindi nemmeno superarla, se ne può dedurre che se un oggetto distante $13 \cdot 10^9$ anni luce ha una velocità di allontanamento di 270.000 km/s, esso si trova, nello spazio e nel tempo, molto vicino al periodo della nascita dell'Universo e che quindi non può avere un'età superiore a 15 miliardi di anni. In realtà, le cose non stanno così semplicemente. Esistono teorie alternative. Molte chiamano in causa una espansione iniziale di tipo inflazionistico, cioè una espansione non graduale nel tempo, ma molto più violenta, con una espansione, nei primissimi istanti, molto superiore alla velocità della luce, che è andata successivamente diminuendo.

Le scoperte in questo campo continuano. Osservazioni effettuate nel 1998 sulla distanza di alcune galassie lontane hanno evidenziato che la velocità di espansione dell'Universo non sta diminuendo, ma sta ancora aumentando, come se ci fosse una forza che si oppone alla gravità. In tal caso forse l'età dell'Universo è superiore ai 14 miliardi di anni come fino ad ora ipotizzato.

Durante l'esplosione di una supernova, alcuni degli elementi più pesanti prodotti nelle fasi finali della vita della stella vengono rigettati nel gas della galassia e forniscono parte della materia prima per la successiva generazione di stelle, mentre dell'astro originario può rimanere una nube di gas o una stella a neutroni. Le stelle a neutroni sono molto piccole (**fig. 1.24**) e possiedono una energia gravitazionale spaventosamente alta; parte di questa si trasforma in energia cinetica; la conseguenza è un notevole incremento della velocità di rotazione, fino a trenta giri al secondo, come si è constatato con le **pulsar**.

Il Sole contiene circa il 2 % per cento degli elementi più pesanti. Esso è una stella formata 5/6 miliardi di anni fa da una nube di gas in rotazione che conteneva i detriti di precedenti supernove. La maggior parte del gas di quella nube andò a formare il Sole o si disperse intorno ad esso, ma piccole quantità degli elementi più pesanti si raccolsero insieme per formare i corpi che oggi orbitano intorno al Sole, come la Terra e gli altri pianeti. L'oro dei nostri gioielli e l'uranio dei nostri reattori nucleari sono entrambi residui delle supernove che si sono verificate prima della nascita del nostro Sistema Solare.

Immediatamente dopo la sua formazione, la Terra era molto calda e priva di atmosfera. Nel tempo, si raffreddò e acquistò una atmosfera in seguito all'emissione di gas dalle rocce. Questa atmosfera primitiva non conteneva ossigeno, ma molti altri gas, come l'acido solfidrico (dal caratteristico odore di uova marce). Ci sono però forme primitive di vita che possono prosperare in condizioni simili. Si pensa che esse si siano sviluppate negli oceani, forse in seguito a combinazioni casuali di atomi che diedero origine a strutture più grandi (macromolecole), le quali erano dotate della capacità di assemblare altri atomi presenti nell'oceano, formando strutture via via più complesse. In tal modo, esse avrebbero iniziato a riprodursi e a moltiplicarsi. In alcuni casi, durante questa riproduzione si saranno verificati degli errori, la maggior parte dei quali tali da impedire alle nuove macromolecole di riprodursi. Tuttavia, alcuni errori avranno anche portato alla formazione di nuove macromolecole in grado di riprodursi con maggiore efficacia. Grazie a tale vantaggio, queste ultime avranno poi tendenzialmente modificato le macromolecole originarie, dando inizio a quel processo evolutivo che condusse allo sviluppo di organismi autoriproduttivi sempre più complessi. Le forme primitive di vita consumavano le diverse materie prime disponibili negli ambienti marini (gli unici nei quali era possibile la vita) ed alcune cominciarono a liberare ossigeno. Ciò venne gradualmente a cambiare la composizione dell'atmosfera fino a condurla ai suoi valori attuali, permettendo la colonizzazione delle terre emerse e lo sviluppo di forme di vita superiori come i vertebrati (pesci, anfibi, rettili, uccelli e mammiferi).

Il XX secolo ha assistito alla trasformazione della nostra visione dell'Universo. Abbiamo compreso l'irrelevanza del nostro stesso pianeta nella vastità dell'Universo. Ma il Big Bang non è l'unica teoria cosmologica. Ne sono state proposte altre che hanno avuto meno successo. In particolare F. HOYLE, in collaborazione con altri scienziati, nel 1948, propose la **teoria della creazione continua**, secondo la quale l'Universo è uniforme nello spazio e nel tempo. In altri termini non esisterebbe un momento iniziale, ma uno *stato stazionario*, con una formazione continua di massa (idrogeno) ad un ritmo pari a quello con il quale la materia costituente le galassie, a causa dell'espansione, esce dal campo visivo. Più recentemente O. KLEIN e H. ALFVEN hanno proposto una ipotesi di **Universo pulsante** con periodicità di $35 \div 40$ miliardi di anni; cioè un modello che prevede delle "pulsazioni" alle quali corrisponderebbero momenti di fine e di inizio dell'Universo.

Negli ultimi anni le conoscenze si susseguono a ritmi sempre più elevati, grazie al lavoro dei fisici. Come sempre accade nella scienza, soprattutto nei settori comprendenti fenomeni non osservabili da vicino e non riproducibili in laboratorio, nuove scoperte permettono la formulazione di nuove teorie, l'accantonamento di altre o addirittura la rivalutazione di modelli prima ritenuti inadeguati. In particolare la questione cosmologica è uno degli esempi più evidenti di possibilità di nuove prospettive di ricerca e di formulazione di teorie.

SCHEMA 1.12 - La materia oscura

La materia esiste se la possiamo "vedere", o meglio se, in qualche modo, riusciamo a registrarne la presenza. Qualunque tipo di corpo materiale, vicino o lontano, per il fatto di possedere dell'energia, anche in minima quantità, è in grado di emettere radiazioni elettromagnetiche (**tab. 1.8**), le cui caratteristiche dipendono dalla temperatura del corpo stesso; se fosse "freddo" (o meglio poco "caldo") emetterebbe radiazioni con lunghezze d'onda lunghe e poco energetiche (es. radio, microonde); se fosse "caldo" o "caldissimo" (decine di milioni di gradi) emetterebbe radiazioni più corte e più energetiche (es. raggi X). Qualunque corpo materiale emette una sorta di "luce" che siamo in grado di registrare con l'ausilio di sofisticati apparecchi e che, in alcuni casi, possiamo osservare direttamente con i nostri occhi. Questa materia che riusciamo in qualche modo "vedere" è costituita essenzialmente da particelle come neutrini ed elettroni, ma soprattutto da barioni (protoni e neutroni) e per tale motivo viene detta "*materia barionica*", essenzialmente quella costituente i corpi celesti come pianeti, stelle e galassie così come li "vediamo".

Le galassie a spirale (es. in **figg. 1.20 ÷ 1.22**) hanno un nucleo centrale denso di stelle e bracci a spirale avvolti attorno al nucleo che seguono il verso di rotazione dell'intera struttura. Ogni stella della galassia ruota con una propria velocità intorno al centro. Secondo le leggi della fisica classica la velocità tangenziale di una stella dovrebbe diminuire all'aumentare della distanza dal centro della galassia, con un meccanismo simile a quello che regola la rivoluzione dei pianeti intorno al Sole (quelli più vicini sono più veloci di quelli più lontani). Invece ripetute misure astronomiche hanno dimostrato una maggiore velocità delle stelle più esterne. Per giustificare tale situazione bisogna ammettere la presenza di una massa ben superiore di quella "visibile", diffusa nell'alone di ogni galassia, una massa che "deve" esistere, ma che non riusciamo a "vedere".

Si stima che nell'Universo vi siano circa 100 miliardi di galassie e che ciascuna di esse sia in media composta di circa 100 miliardi di stelle. Le galassie, a loro volta, sono raggruppate in insiemi detti "**gruppi**" (meno di 50 galassie) e "**ammassi**", i più grandi dei quali possono contenere anche 1.000 galassie (**fig. 1.42**). Quando sono osservati visualmente, gli ammassi sembrano essere insiemi ruotanti di galassie tenuti assieme dalla mutua attrazione gravitazionale. Tuttavia le velocità delle galassie nella rotazione dell'ammasso sono troppo alte perché possano rimanere assieme, il che implica la presenza di una componente "invisibile di massa". Le osservazioni con i raggi X hanno rivelato la presenza di grandi quantità di gas intergalattico, molto caldo (decine di milioni di gradi) e quindi in grado di emettere raggi X. La massa totale di tali gas è più grande, di centinaia di volte, di quella delle galassie. Anche considerando la massa dei gas, quella totale (barionica) non è sufficiente per tenere assieme l'ammasso. La massa totale è molto più alta e la componente mancante, o meglio quella non "visibile", è detta **materia oscura**, analoga a quella succitata a proposito di ogni singola galassia e che "deve" esistere per

garantire l'esistenza della galassia stessa. In un ammasso tipico, solo il 5 % della massa totale è sotto forma di galassie, forse il 10 % come gas intergalattico caldissimo che emette raggi X e il resto come materia oscura, ancora sconosciuta e probabilmente di forma non barionica.

La presenza di materia oscura, la ricerca sulle sue caratteristiche e soprattutto la sua valutazione quantitativa nell'Universo è molto importante, in quanto la conoscenza della "massa totale" influisce in modo determinante sulle ipotesi evolutive dell'Universo.



Fig. 1.42 - L'*Ammasso di Perseo* è uno dei più noti e contiene oltre 1.000 galassie. Ciascuno degli oggetti nella foto è una galassia come la Via Lattea (**fig. 1.20**) o l'Andromeda (**fig. 1.21**), ciascuna con miliardi di stelle come il nostro Sole (e molto più grandi).

SCHEDA 1.13 - Origine del sistema solare

La formulazione di ipotesi sull'origine del Sistema Solare fa riferimento alle seguenti osservazioni:

- la massa del Sistema Solare è notevolmente concentrata nel Sole (quasi mille volte la somma di tutti i pianeti e dei satelliti);
- vi è grande differenza fra le caratteristiche fisiche e chimiche dei corpi che costituiscono il Sistema Solare;
- i pianeti più piccoli della Terra (Mercurio, Venere, Marte e Plutone) sono costituiti da materiali di densità più elevata rispetto ai grandi pianeti (Giove, Saturno, Urano e Nettuno);
- le distanze fra i pianeti e il Sole sono regolate da una funzione matematica (legge di TIETZ e BODE; **fig. 1.18**);
- massa e volume di Giove sono più grandi rispetto alla somma di tutti gli altri corpi del Sistema Solare;
- le orbite dei pianeti giacciono, grosso modo, sullo stesso piano (ad eccezione di Plutone);
- se si osserva il Sistema Solare dal Polo Nord celeste, tutti i pianeti procedono lungo le loro orbite in senso antiorario e tutti ruotano nello stesso senso intorno al loro asse (ad eccezione di Venere e Urano che ruotano in senso inverso);
- gli assi di rotazione di tutti i pianeti non si discostano molto dalla perpendicolarità rispetto ai piani delle orbite (ad eccezione di Urano il cui asse è quasi parallelo);
- tutti i satelliti compiono le rivoluzioni attorno ai rispettivi pianeti nello stesso senso di tutti gli altri movimenti di rotazione del Sistema Solare;
- i pianeti possiedono un numero molto variabile di satelliti;
- nel Sistema Solare, oltre ai pianeti e ai loro satelliti, vi sono altri corpi come asteroidi, comete e meteoriti; essi compiono orbite ruotando nello stesso verso (antiorario) come se **l'intero Sistema Solare ruotasse intorno al Sole e insieme al Sole**.

La prima importante teoria dell'origine del Sistema Solare si deve al filosofo tedesco E. KANT (1724 - 1804). Tutto avrebbe avuto origine da una nube di gas e di polvere cosmica ruotante intorno ad una asse. In diversi punti la materia si sarebbe concentrata dando origine al Sole e a tutti gli altri corpi del sistema (pianeti, satelliti e frammenti di varie dimensioni).

Il francese P.S. LAPLACE (1749 - 1827) sviluppò ulteriormente tale teoria nel lavoro "*Esposizione del sistema del mondo*", pubblicato nel 1796. La nube, contraendosi, avrebbe dato origine ad un globo prevalentemente gassoso e incandescente, ruotante su se stesso in senso antiorario, sempre più velocemente (come un ballerino su ghiaccio che ruota più rapidamente quando avvicina le braccia al corpo concentrando la massa sull'asse di rotazione). Quel globo, poco "compatto", si sarebbe rigonfiato in corrispondenza dell'equatore, dal quale si sarebbero staccati, in diverse fasi, materiali che si sarebbero allontanati a diverse distanze, andando a costituire degli anelli ruotanti nello stesso senso antiorario; essi essendosi staccati dalla stessa zona rigonfia del globo originario, si sarebbero disposti tutti su uno stesso piano. Il globo centrale si sarebbe poi trasformato nel Sole e gli anelli concentrati nei pianeti e in frammenti minori (satelliti). Questo processo non sarebbe stato perfettamente regolare; quindi avrebbe dato origine a corpi di minori dimensioni che avrebbero subito una evoluzione molto diversa (comete, asteroidi, meteorite). L'ipotesi di Laplace fu ritenuta valida per oltre un secolo, ma vi erano diverse contraddizioni. Se tutta la massa dei pianeti venisse unita a quella solare, il rigonfiamento equatoriale risulterebbe di appena il 5 % del diametro medio, non sufficiente a determinare alcun distacco di anelli (**fig. 1.43**).

Secondo gli americani T. C. CHAMBERLIN e F. R. MULTON (1905) la formazione dei pianeti sarebbe dovuta all'emissione di materia solare provocata dall'attrazione di una stella passata molto vicina al Sole. Tale materia avrebbe generato, per condensazione, numerose masse elementari (detti planetesimi) che a loro volta avrebbero generato i pianeti. Bisogna tuttavia

osservare che l'incontro tra due stelle è un avvenimento rarissimo ed inoltre non è chiaro come da corpuscoli diversamente disseminati nello spazio possano essersi formati corpi celesti così regolari nella forma ed ordinati nel movimento.

Più interessante è la *teoria delle maree*, dovuta all'inglese H. JEANS (1916). Una grossa stella, passando a distanza ravvicinata al Sole (evento comunque molto improbabile) avrebbe provocato, per attrazione, il sollevamento di un grande flusso di materia (marea solare). Questo enorme getto, sottoposto contemporaneamente all'attrazione Sole - stella, si sarebbe prima allungato, assottigliandosi soprattutto alle estremità, poi spezzato in frammenti che, raffreddandosi e condensando, avrebbero originato i pianeti. In questo modo si spiegherebbe la presenza dei grossi pianeti (come Giove e Saturno) che si trovano alle distanze intermedie dal Sole, mentre quelli più piccoli si trovano alle estremità (i più vicini e i più lontani).

Una ipotesi molto accreditata è quella del tedesco VON WEIZSACKER (poi sviluppata dall'americano KUIPER). Il Sole, nel suo viaggio nell'Universo, avrebbe catturato una grande massa nebulare (un insieme di gas e polveri cosmiche con una massa di circa 1/10 di quella solare) con un diametro molto simile a quello dell'orbita del pianeta più distante. Questa nebulosa avrebbe dovuto essere dotata di un moto di rotazione (antiorario) e pertanto si sarebbe appiattita formando una specie di disco; le diverse parti di esso sarebbero state dotate di diverse velocità periferiche determinando la formazione di vortici, a loro volta orbitanti tutti nello stesso verso attorno al Sole. I vortici avrebbero "inghiottito" materia condensandola in *protopianeti*, nelle posizioni dei pianeti attuali. Questa teoria è quella che, più di altre, spiega molte delle osservazioni sul Sistema Solare. La composizione dei protopianeti sarebbe stata non molto diversa da quella del Sole; successivamente essi, oltre a raffreddarsi, avrebbero perduto nello spazio una certa quantità degli elementi più leggeri, tanto maggiore quanto minore era la loro massa; ciò spiega il motivo per cui gli attuali piccoli pianeti sono costituiti da materiali con maggiore densità rispetto a quelli grandi. Inoltre il fatto che tutti abbiano avuto origine da una nebulosa a forma di disco, spiega la ragione per cui hanno orbite che giacciono sullo stesso piano. La *Protoplaneta* (prima della graduale perdita nello spazio dei materiali più leggeri) avrebbe dovuto avere una massa mille volte più grande dell'attuale, mentre il Protoplaneta soltanto dieci o venti volte maggiore. I moti di rotazione dei pianeti e quelli di rivoluzione nello stesso senso sarebbero conseguenza dell'origine comune dal disco la cui materia ruotava, in tutte le sue parti, in senso antiorario. I satelliti avrebbero avuto origine mediante un processo analogo a quello dei pianeti, mentre la formazione degli asteroidi e delle comete sarebbe legata alla presenza di zone più rarefatte nella nebulosa originaria.

Porsi interrogativi sull'origine del Sistema Solare, significa anche chiedersi l'età del Sole e della Terra. In base alla cronologia biblica, il vescovo irlandese James USSHER affermò che il Mondo fu creato il 24 ottobre del 4004 a.C., alle ore nove del mattino. Il naturalista francese G. L. BUFFON (1707 - 1788) prima in "*Théorie de la Terre*" e poi in "*Epoques de la Nature*", confuta tutta la cosmogonia precedente, già scossa da Newton, dilatando la cronologia della Terra fino a retrodatarne l'origine dai 6.000 anni della Bibbia a 60.000 anni. Arriverà in seguito ad ipotizzare un tempo di quasi tre milioni di anni. Poca cosa rispetto a quanto conosciamo oggi; tuttavia bisogna riconoscere che si trattò del primo tentativo basato su un principio fisico, cioè sul presumibile tempo di raffreddamento di un globo fuso con le dimensioni del nostro pianeta. Buffon inoltre considerava il Sole più antico e che la materia terrestre fosse stata sottratta all'astro maggiore in conseguenza del passaggio di una cometa.

Il secolo successivo vede l'affermarsi delle intuizioni di Buffon soprattutto in campo fisico. La polemica divampa in campo geologico, fisico e biologico dal momento in cui KELVIN (1824 - 1907) calcola la durata della storia della Terra in tempi dell'ordine del centinaio di milioni di anni: un lasso di tempo considerevole, ma assolutamente insufficiente ad esempio per le ipotesi di evoluzione delle forme viventi. I calcoli di Kelvin si riveleranno del tutto inattendibili perché basati su un meccanismo chimico di produzione dell'energia solare, che non permetteva una durata di esistenza del Sole, e di riflesso del nostro pianeta, dell'ordine di grandezza attualmente riconosciuto corretto. Kelvin, d'altro canto, non poteva ancora conoscere la fusione nucleare. Attualmente, mediante l'elaborazione dei dati ottenuti con i metodi di datazione dei materiali costituenti la superficie terrestre, basati sugli elementi radioattivi in essi contenuti, si è arrivati a stabilire **l'età della Terra pari a 4,5 miliardi di anni**, mentre **l'età del Sole pari a 5/6 miliardi di anni**.

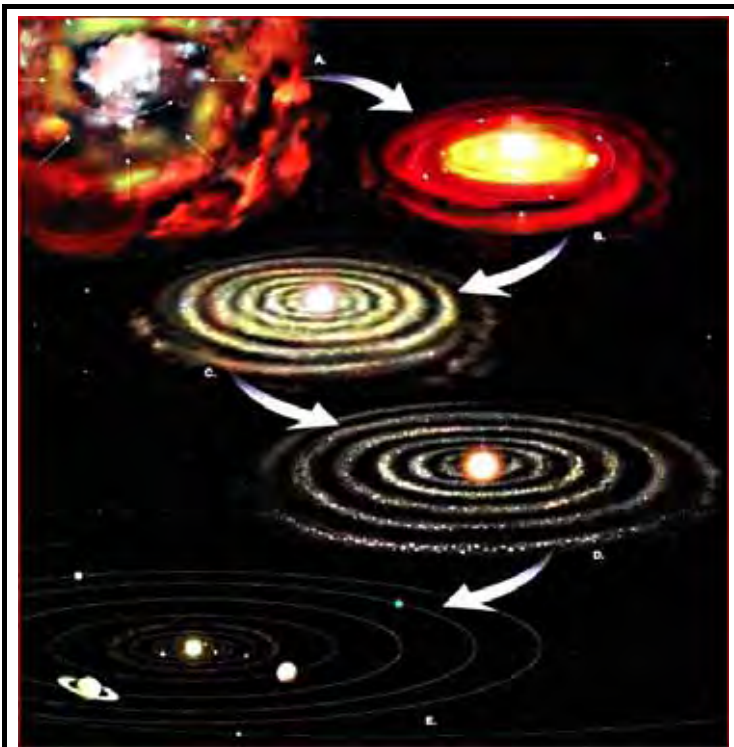


Fig. 1.43 - Il sole è una stella formatasi 5/6 miliardi di anni fa da una nube di gas in rotazione che conteneva i detriti di precedenti supernove (in alto a sinistra dell'immagine è rappresentata l'esplosione di una supernova). La maggior parte del gas di quella nube andò a formare il Sole o si disperse intorno ad esso, ma piccole quantità degli elementi più pesanti si raccolsero insieme per formare i corpi che oggi orbitano intorno al Sole, come la Terra e gli altri pianeti con una evoluzione simile a quella relativa all'ipotesi di LAPLACE.

2 - FORMA, DIMENSIONI E MASSA DELLA TERRA

2.1 - La forma della Terra



Fig. 2.1 - Classica immagine del pianeta Terra da una navicella spaziale. In alto a sinistra compare anche la Luna.

Oggi disponiamo di immagini della Terra riprese da satelliti artificiali (**fig. 2.1**): Il pianeta appare come una sfera prevalentemente azzurra con poche “macchie” (terre emerse) di diverso colore alternate ad ampie estensioni più chiare, spesso sfilacciate (nubi). Molto prima dell’avvento delle navicelle spaziali si era a conoscenza della forma sferica della Terra, come è dimostrato dall’uso del “mappamondo”, utilizzato in Geografia in epoche precedenti le prime avventure spaziali. Ma come si percepisce la “rotondità” della Terra senza disporre dei complessi strumenti che si trovano a bordo dei satelliti artificiali dal momento che il panorama intorno a noi appare “piatto”?

Osservando le imbarcazioni prendere il largo, esse sembrano affondare gradualmente sotto l’orizzonte; quindi la superficie del mare è leggermente curva (**fig. 2.2**). L’impressione della lieve curvatura si ha anche osservando un ampio orizzonte sgombro da ostacoli (per esempio la superficie del mare da una nave al largo) che appare come un cerchio tutt’intorno. Ulteriore conferma si ottiene osservando la luce del Sole, appena tramontato, sulle nubi alte o sulle cime delle montagne.

Il primo che dimostrò la sfericità del nostro pianeta (e di conseguenza il suo isolamento nello spazio) fu il navigatore portoghese MAGELLANO, il quale, all’inizio del XVI secolo, riuscì nell’intento di circumnavigare il globo. Spetta alla cultura greca il merito di aver individuato la forma sferica della Terra (già intuita dagli astronomi Egizi). PITAGORA (sec. VI a.C.) aveva già osservato che una singola stella, nel medesimo istante, appare ad altezze diverse sull’orizzonte a seconda dei luoghi da cui viene osservata.

2.2 - La Terra e le stelle

Le stelle sono utili punti di riferimento. Muovendosi nel cielo conservano immutate le posizioni reciproche formando le costellazioni. Individuata una stella è possibile misurare la sua altezza sull’orizzonte in un certo momento. La linea che unisce l’osservatore e la stella forma, con l’orizzonte, un angolo (**fig. 2.3**), il cui valore (espresso in gradi) è l’**altezza della stella sull’orizzonte**. Se essa si trova sopra l’osservatore (90°) si dice che è in direzione dello **Zenit**; se si trova ad una altezza di 0° , si dice che è sulla linea dell’orizzonte. La misura dell’altezza di una stella sull’orizzonte viene effettuata con il “sestante”, classico strumento dei naviganti. La distanza della Terra dalle stelle è enormemente grande rispetto alle sue dimensioni (il suo diametro è miliardi di volte più piccolo rispetto alla stelle più vicine). Di conseguenza le linee di mira da diversi punti della superficie terrestre verso una stella sono parallele. Se la Terra fosse piatta, due osservatori in due punti diversi misurerebbero, di una stessa stella e nello stesso momento, una uguale altezza sull’orizzonte (**fig. 2.4**); in realtà, dato che la superficie terrestre è curva, la misura risulterà diversa per i due osservatori.

La **stella polare** fa parte della costellazione dell’Orsa Minore (**fig. 2.5**); essa si trova allo Zenit rispetto al Polo Nord (all’altezza di 90° sull’orizzonte) ed è l’unica a non spostarsi nella volta celeste, in quanto si trova sull’asse di rotazione terrestre; ciò la rende adatta come riferimento fisso per determinare la posizione di un punto

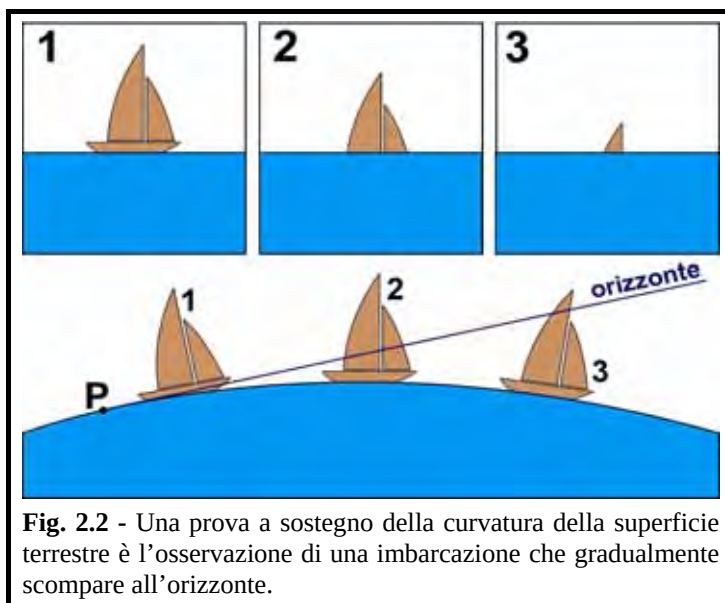


Fig. 2.2 - Una prova a sostegno della curvatura della superficie terrestre è l’osservazione di una imbarcazione che gradualmente scompare all’orizzonte.

qualunque sulla superficie della Terra nell'emisfero Nord, indipendentemente dal momento dell'osservazione (**fig. 2.6**). Nell'emisfero Sud la Stella Polare non è visibile; vi è un'altra stella, *Sigma Octantis*, ma poco luminosa; tuttavia osservazioni simili possono essere compiute con altre stelle.

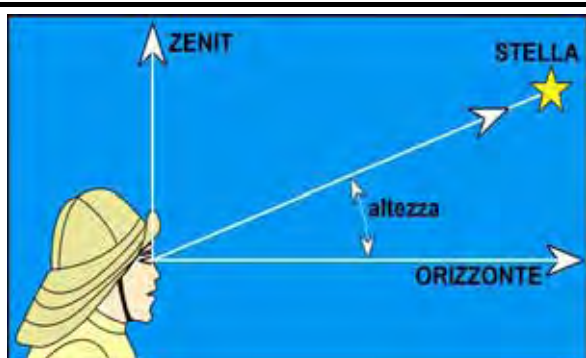


Fig. 2.3 - L'altezza di una stella è l'angolo compreso fra il piano dell'orizzonte e la linea di mira fra l'osservatore e la stella stessa. Lo Zenit si trova ad una altezza di 90° .

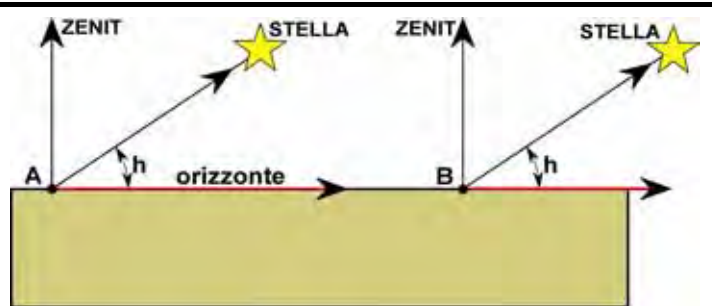


Fig. 2.4 - Se la superficie della Terra fosse piatta, l'altezza (h) della Stella sull'orizzonte sarebbe uguale da punti di osservazione (A e B) anche molto distanti fra loro (in alto), così come sarebbe identica la direzione di mira verso lo Zenit. In realtà osservazioni da punti diversi comportano diverse altezze (in basso).

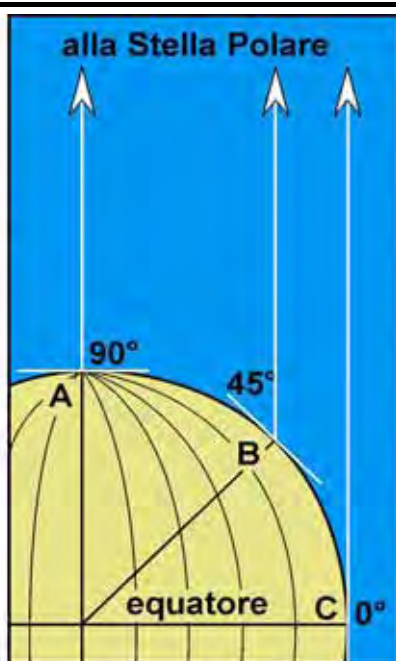
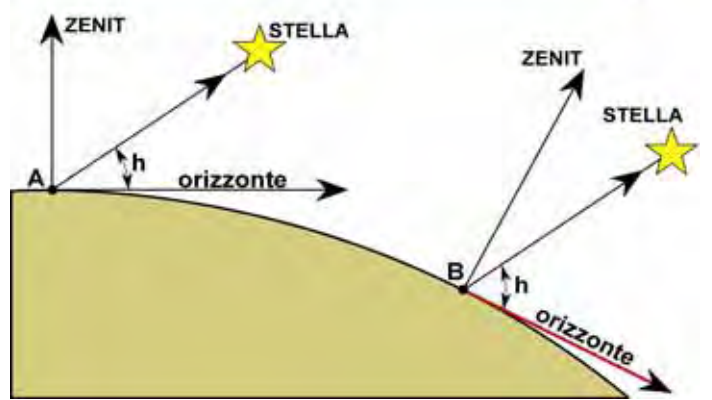


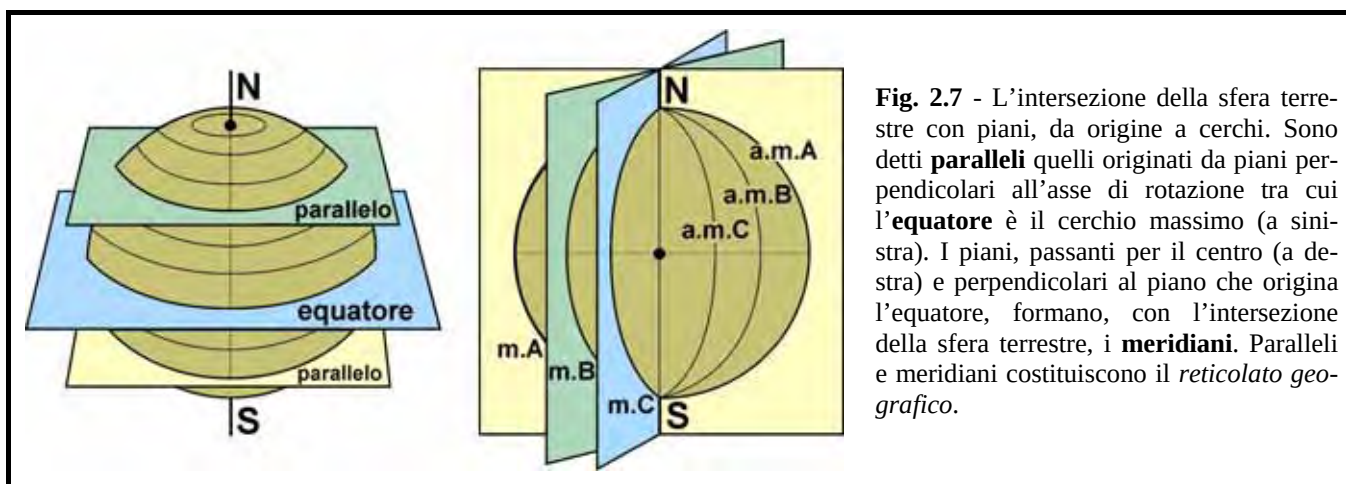
Fig. 2.5 - La Stella Polare fa parte della Costellazione dell'Orsa Minore. Essa si trova sull'asse di rotazione terrestre e mantiene sempre la stessa posizione nella volta celeste, diventando così un sicuro punto di riferimento.

Fig. 2.6 - Dalla misura dell'altezza della Stella Polare sull'orizzonte si può determinare, nell'emisfero Nord, la posizione dell'osservatore sulla superficie terrestre.

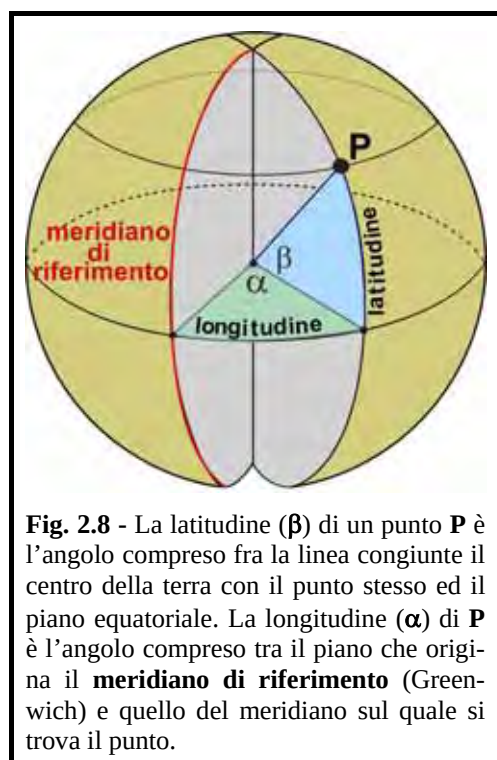
2.3 - Orientamento (localizzazione di un punto sulla Terra)

Se immaginiamo di tagliare una sfera con superfici piane si ottengono circonferenze (**fig. 2.7**). Se il piano interseca la sfera vicino alla sua superficie si ottiene un piccolo cerchio; per ottenere cerchi più grandi il piano secante deve passare vicino al centro della sfera. La circonferenza di maggiori dimensioni (*cerchio massimo*) si ottiene con il piano passante per il centro della sfera. Se il piano è perpendicolare all'asse di rotazione terrestre il cerchio massimo che si ottiene è l'**equatore** (**fig. 2.7**), che divide la sfera in due metà o "emisferi": **emisfero**

boreale (Nord) ed **emisfero australe** (Sud). Tanti piani che tagliano la sfera parallelamente a quello equatoriale formano i **paralleli**, circonferenze via via più piccole verso i poli.



La distanza di un punto sulla superficie terrestre dall'equatore, nell'emisfero boreale, è valutata misurando, da quello stesso punto, l'altezza della Stella Polare sull'orizzonte. La Stella Polare appare sull'orizzonte (0°) se il punto si trova sull'equatore; è allo zenit (90°) se il punto si trova al Polo Nord (fig. 2.6). In un punto intermedio (tra l'equatore e il Polo) l'altezza è compresa tra 0° e 90° . *L'altezza, espressa in gradi, della Stella Polare sull'orizzonte osservata da una posizione qualunque, sull'Emisfero Nord, è una coordinata geografica detta latitudine (β in fig. 2.8).* Meglio sarebbe utilizzare l'espressione **latitudine Nord**, per distinguere da **latitudine Sud**, che indica una distanza di un punto qualunque dall'equatore nell'Emisfero Australe. Valgono alcuni esempi: Caracas, in Venezuela, si trova a 10° di latitudine Nord; Filadelfia, negli U.S.A. a 40° lat. Nord. La regione della Terra del Fuoco (estremo Sud dell'America Latina) si trova a 55° latitudine Sud; l'Italia è compresa fra 37° lat. Nord di Siracusa e 47° lat. Nord della porzione settentrionale del Trentino Alto Adige. I circoli polari artico e antartico si trovano a $66^\circ 30'$ di latitudine Nord e Sud rispettivamente; i tropici del Cancro e del Capricorno si trovano a $23^\circ 30'$ di latitudine Nord il primo e Sud il secondo.



Il piano che interseca la sfera in corrispondenza di un punto che si trova, per esempio, a 45° di latitudine Nord, forma un parallelo la cui circonferenza misura circa 28.000 km (sul quale, o vicino ad esso, si trovano città come Torino, Bordeaux in Francia, Bucarest in Romania o regioni come la Mongolia in Asia e diversi Stati degli U.S.A.). Quindi per individuare un punto del quale si conosce soltanto la latitudine Nord di 45° occorrerebbe cercare lungo un percorso, compiendo il giro della Terra, che risulterebbe di circa 28.000 km. Risulterebbe una impresa impossibile; una sola coordinata geografica non è sufficiente. Si rende necessario indicare anche in quale posizione della circonferenza, che rappresenta il quarantacinquesimo parallelo, si trova il punto e cioè una "seconda coordinata geografica".

Immaginiamo ora di intersecare la sfera Terra con piani perpendicolari a quelli che hanno dato origine ai paralleli, facendoli passare per il centro del globo (quindi allineati con l'asse di rotazione terrestre). Si ottengono tanti cerchi massimi denominati **meridiani** (fig. 2.7). Il meridiano che passa per la posizione in cui si trova l'Osservatorio Astronomico di Greenwich, presso Londra, è stato assunto, per accordo internazionale nel 1884, come **meridiano fondamentale** (o **meridiano di riferimento**). A differenza dei paralleli, i meridiani hanno tutti la stessa circonferenza; ogni parallelo, inoltre, è tagliato, in modo ortogonale, dai meridiani.

Per un punto che si trova sul parallelo 45° Lat. Nord passa un meridiano ottenibile dall'intersezione della sfera Terra con un piano che forma un angolo con quello che origina il meridiano fondamentale. Quell'angolo rappresenta la seconda coordinata geografica indispensabile, insieme alla latitudine, per l'esatta determinazione di una posizione sulla superficie della Terra e viene indicato con il termine **longitudine** (α in fig. 2.8). Ma due punti possono trovarsi sulla stessa longitudine ai due lati del meridiano

fondamentale; quest'ultimo, inoltre, divide il mondo in due metà. Se un osservatore si pone sul meridiano di Greenwich con le spalle all'equatore e guarda verso il Polo Nord, alla sua destra è l'**oriente (Est)** ed alla sua sinistra è l'**occidente (Ovest)**. Così come nell'indicare la latitudine di un punto è necessario evidenziare se esso si trova nell'emisfero boreale (Nord) o australe (Sud), allo stesso modo per indicarne la longitudine è necessario evidenziare se esso si trova a Est o ad Ovest del meridiano fondamentale.

Da tutti i punti di uno stesso meridiano (indipendentemente dalla latitudine) si vede il Sole passare nella posizione più alta del cielo nello stesso istante; è il **mezzogiorno vero locale**. Tutti i punti di uno stesso meridiano, in qualunque momento del giorno, hanno lo stesso **tempo vero locale** (la stessa ora). La Terra compie un giro di rotazione su se stessa (360°) in 24 ore e quindi una rotazione di 15 gradi ogni ora ($15^\circ/\text{h}$ = un fuso orario; **scheda 2.1**) oppure di 1 grado ogni 4 minuti. Ciò vuol dire che punti distanziati di 15° di longitudine hanno una differenza di un'ora fra i loro tempi veri locali. Dato che, come meridiano di riferimento, è stato assunto quello di Greenwich, è sufficiente calcolare la differenza fra l'ora vera locale e l'ora di Greenwich per ricavare la longitudine. Se il tempo vero locale del punto di osservazione segna le ore 11, mentre il tempo di Greenwich segna le ore 7 (perché il punto si trova ad Est, dove il Sole sorge prima), la differenza è pari 4 ore: 4 ore per 15 gradi/ora = 60° long. Est. Se il tempo vero locale segna le ore 14 e 30 minuti mentre l'ora di Greenwich (ascoltata da una radio su una nave) segna le ore 9, risulterà 5,5 ore di differenza per 15 gradi/ora = $82^\circ 30'$ long. Ovest (perché il Sole è sorto prima a Greenwich e pertanto il punto si trova ad Ovest del meridiano fondamentale).

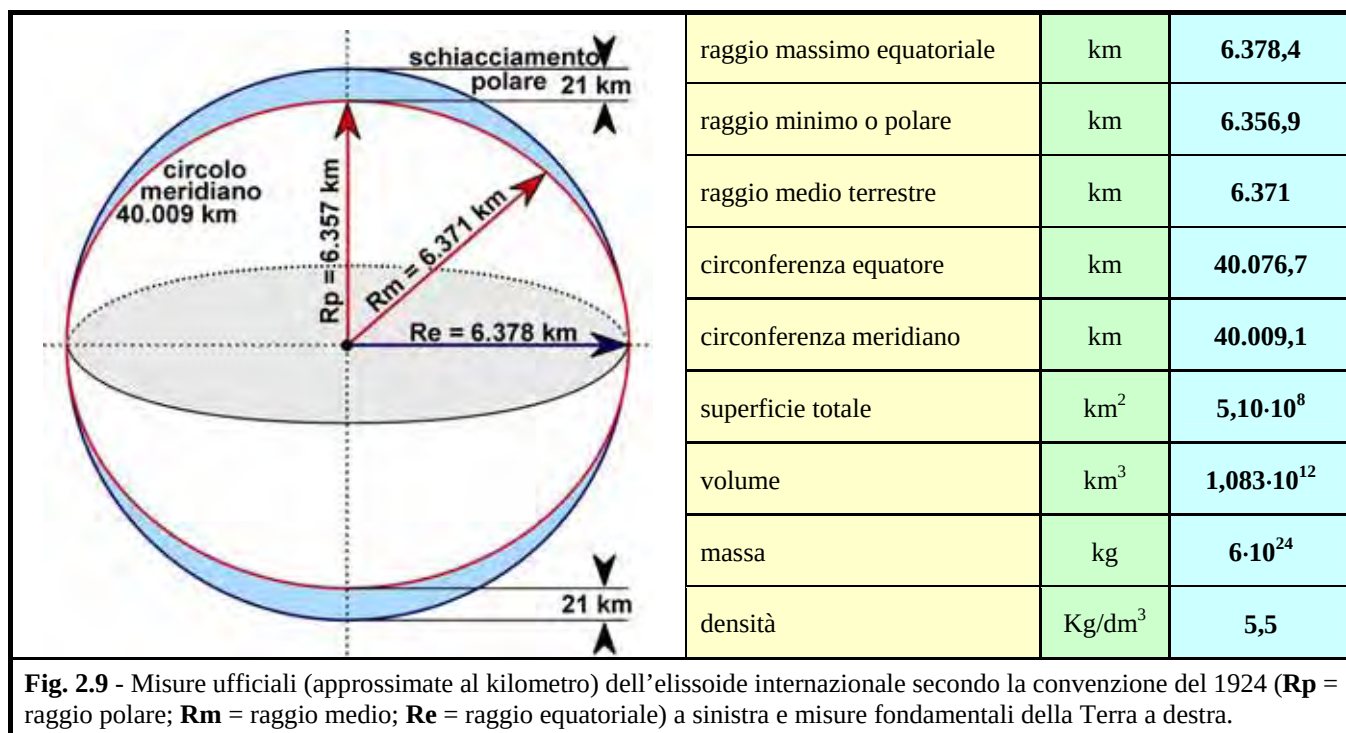
Per individuare un punto sulla superficie terrestre sono necessarie le coordinate geografiche (latitudine e longitudine) quasi come in un diagramma cartesiano ottenibile, questo, dalla intersezione di due rette che dividono lo spazio in quattro quadranti in ciascuno dei quali è possibile individuare un punto con due semplici numeri o coordinate (ascissa sull'asse orizzontale ed ordinata su quello verticale). Anche la superficie della Terra è suddivisibile in quattro quadranti dall'intersezione dell'equatore con il meridiano fondamentale e precisamente le porzioni occidentale e orientale dell'emisfero Nord e occidentale e orientale dell'emisfero Sud. Per esempio Parigi (49° lat. Nord e 2° long. Est) si trova nella porzione orientale dell'emisfero boreale. Montevideo (in Uruguay, 35° lat. Sud e 55° long. Ovest) si trova nella porzione occidentale dell'emisfero australe. Due punti che hanno coordinate opposte si dicono agli **antipodi** (si trovano alle estremità di un diametro terrestre). Un punto con coordinate 60° lat. Nord e 20° long. Ovest (nell'emisfero boreale occidentale) è agli antipodi del punto con coordinate 60° lat. Sud e 160° long. Est (nell'emisfero boreale orientale). L'individuazione di un punto può essere approssimata con un margine di poche decine di metri ricorrendo a valori frazionari del grado sessagesimale (unità di misura fondamentale degli angoli); per esempio le coordinate geografiche del centro di Milano sono $45^\circ 28'$ lat. Nord e $9^\circ 11'$ long. Est (dove il primo vale $1/60$ di grado).

2.4 - È realmente sferica la Terra?

Nel Medio Evo si riteneva che la Terra avesse forma piana; non si accettava l'idea di abitare su una sfera sospesa nello spazio e senza che gli abitanti agli antipodi cadessero nel vuoto sottostante. Fu l'umanesimo a riportare una visione meccanicistica dell'Universo. A seguito dei viaggi di MAGELLANO (1519 ÷ 1522) la Terra ritornava ad essere considerata sferica, come già Aristotele aveva intuito. Ma è realmente sferica la Terra? Precise misure sulle fotografie scattate dalle navicelle spaziali mostrano che non è una sfera perfetta (fatto comunque già verificato precedentemente per mezzo di calcoli e misurazioni); essa è in realtà *leggermente compressa ai poli*. Sarebbe meglio dire che **la Terra è leggermente rigonfia all'equatore**. Tale rigonfiamento era stato previsto da NEWTON (1642 ÷ 1727), ancor prima di essere osservato, quale effetto della rotazione della Terra intorno al suo asse (**fig. 2.9**). Quindi il raggio della Terra è leggermente minore ai poli e massimo in corrispondenza dell'equatore e il cerchio massimo dell'equatore non è uguale a quello di un meridiano. I meridiani non sono circonferenze perfette, ma ellissi poco eccentriche. Pertanto la forma della Terra non è una sfera, ma una *elissoide*. Nel 1924 fu adottato come modello l'**elissoide internazionale**, una figura geometrica regolare che si avvicina con la maggiore approssimazione alla reale forma della Terra. Le dimensioni furono stabilite sulla base di una serie di misure iniziate nel 1909 da J.F. HAYFORD del Servizio Geodetico degli Stati Uniti. Misure più precise, effettuate con i satelliti artificiali, hanno permesso di stabilire che lo schiacciamento è leggermente inferiore a quello previsto dall'elissoide internazionale e che vi è una leggera differenza (15 metri) tra i due raggi polari. Il Polo Sud è leggermente più schiacciato del Polo Nord, come se la Terra avesse (esagerando) la forma di una pera. I valori indicati dall'elissoide internazionale possono essere ritenuti, ancora oggi, sufficientemente precisi ed utili per la redazione delle carte geografiche più dettagliate.

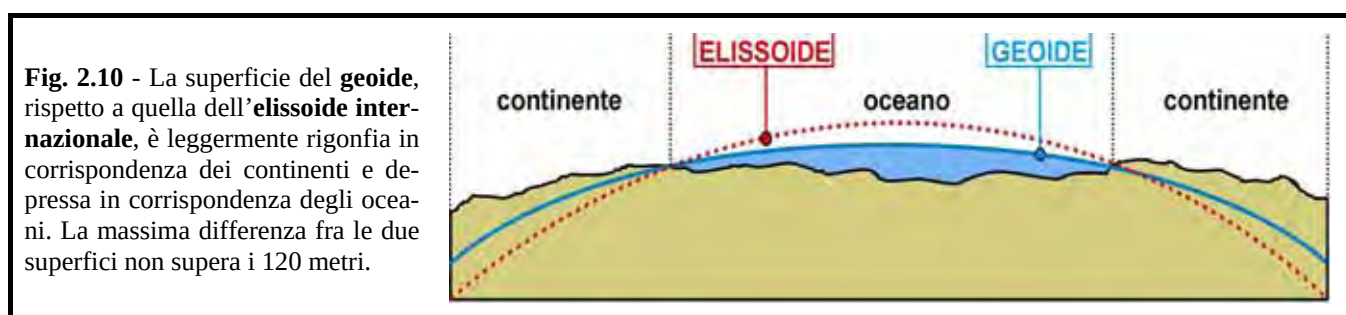
La superficie della Terra non è liscia come appare da un satellite artificiale; essa è in realtà assai "rugosa". Si passa da altezze sul livello marino di 8.847 metri del monte Everest, fino a 11.022 metri sotto il livello del mare (Fosse delle Marianne). Se i continenti fossero intersecati da una fitta rete di gallerie e canali sufficientemente

profondi da essere invasi dai mari, l'acqua si disporrebbe secondo una superficie (il pelo libero) non coincidente con l'elissoide internazionale ma leggermente più "gonfia" in corrispondenza dei continenti, soprattutto dove sono presenti elevate catene montuose e leggermente più "depressa" in corrispondenza dei mari, soprattutto in corrispondenza delle grandi profondità oceaniche. Questa forma "teorica" prende il nome di **geoide**; esso non è altro che l'elissoide internazionale con leggere depressioni e gibbosità che seguono l'andamento (quest'ultimo molto più pronunciato) delle depressioni marine e delle catene montuose continentali (**fig. 2.10**).



2.5 - Dimensioni e massa della Terra

Le curiosità più immediate nei confronti di un qualunque oggetto sono essenzialmente *dimensioni* e *massa*. In tal modo sono possibili prime riflessioni circa il materiale di cui è costituito quell'oggetto, se non altro escludendo a priori certe possibilità. Per esempio se un pallina è pesante non potrà essere costituita da polistirolo, così come non potrà essere costituita da piombo se è molto leggera. Se al posto della pallina ragionassimo allo stesso modo nei confronti di una "palla" molto più grande, la Terra, potremmo arrivare a interessanti conclusioni che ci permetterebbero di raccogliere altre informazioni oltre a quelle relative alla forma.



Abbiamo precedentemente affermato che già gli antichi proposero il modello a sfera della Terra e addirittura ne determinarono le dimensioni. ERATOSTENE, scienziato greco vissuto fra il terzo ed il secondo secolo prima di Cristo, riuscì a calcolare il raggio del globo ottenendo una misura pari a circa 6.300 km (**scheda 2.2**), valore molto vicino a quello medio dell'elissoide internazionale (6.371 km; **fig. 2.9**). Come già visto il raggio terrestre è leggermente inferiore in corrispondenza dei poli (6.356,9 km, circa 21 km in più rispetto al primo). Si possono quindi ottenere, con semplici calcoli, usando le formule della geometria della circonferenza, i corrispondenti diametri (12.756,8 km quello fra i poli e 12.713,8 km quello equatoriale) e le relative circonferenze (40.009,1 km quella del meridiano e 40.076,7 km quella equatoriale). Il dato più importante fra questi numeri è il **raggio medio terrestre (6.371 km)**

rappresentativo delle dimensioni della Terra assunta approssimativamente ad una sfera. Il valore del raggio medio “**R**” può essere utilizzato, con le formule della geometria della sfera, per calcolare anche la superficie e il volume del nostro pianeta. La superficie “**S**” vale:

$$S = 4 \cdot \pi \cdot R^2 = 4 \cdot 3,14 \cdot 6.371^2 = 5,10 \cdot 10^8 \text{ km}^2$$

cioè oltre 500 milioni di chilometri quadrati dei quali 7/10 occupati dai mari e dagli oceani. Il volume “**V**” vale:

$$V = \frac{4}{3} \cdot \pi \cdot R^3 = \frac{4}{3} \cdot 3,14 \cdot 6.371^3 = 1,08 \cdot 10^{12} \text{ km}^3$$

cioè oltre 1.000 miliardi di chilometri cubi (**fig. 2.9**) corrispondente a circa 10^{21} m^3 oppure a 10^{24} dm^3 . In **fig. 2.9** è riportato anche il valore approssimativo della massa della Terra, che risulta essere pari a circa $6 \cdot 10^{24} \text{ kg}$, cioè 6 milioni di miliardi di miliardi di chilogrammi. Per determinare questo valore si sono utilizzati ragionamenti di tipo fisico che rimandiamo alle **schede 2.3, 2.4 e 2.5**.

2.6 - Densità della Terra

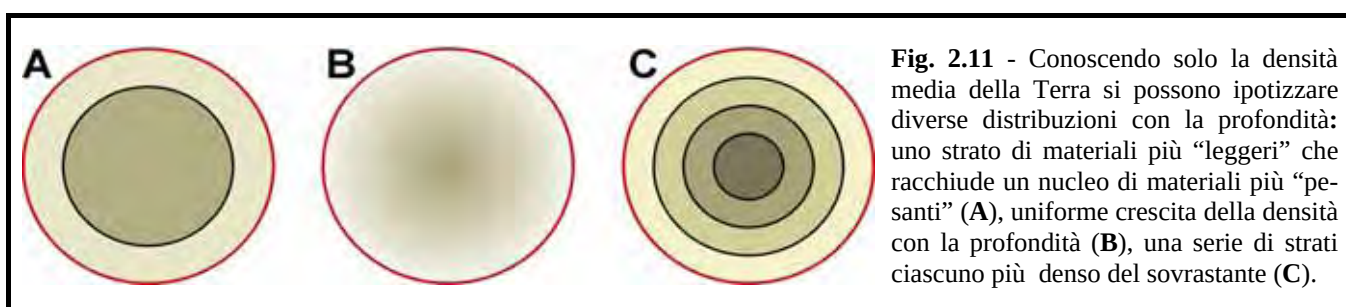
Conosciamo il volume **V** ($1,08 \cdot 10^{12} \text{ km}^3 \approx 1,1 \cdot 10^{24} \text{ dm}^3$) e la massa **M** ($\approx 6 \cdot 10^{24} \text{ kg}$) della Terra, ma abbiamo ottenuto numeri straordinariamente grandi e di difficile interpretazione. Da essi è possibile ricavare la **densità media della Terra**. Occorre prima sgombrare il campo da possibili equivoci sul significato fisico della densità. Infatti spesso si sente dire, per esempio, che l’olio è più denso dell’acqua perché la materia che lo compone lo rende meno fluido; l’acqua invece adatta più rapidamente la propria forma a un qualsiasi contenitore. In realtà il modo più giusto per indicare questa differenza fra i due liquidi è che l’olio è più “viscoso” dell’acqua ed il primo invece è meno denso perché galleggia sulla seconda se presenti nello stesso recipiente. La densità (**d**), che quindi non va confusa con la viscosità, esprime la massa di un volume unitario. Essa può essere calcolata con il rapporto fra il valore della massa [kg] e il volume [dm^3] di un corpo. Nel caso della Terra avremo:

$$d = \frac{M}{V} = \frac{6 \cdot 10^{24}}{1,1 \cdot 10^{24}} = 5,5 \text{ kg/dm}^3$$

Ciò significa che un cubo di lato 10 cm della materia che compone la Terra ha una massa media di 5,5 kg. L’acqua, ha densità molto inferiore, pari a 1 kg/dm^3 se distillata, leggermente superiore se naturale. L’olio da cucina è meno denso (intorno a $0,95 \text{ kg/dm}^3$). I geologi sanno però che la densità media dei materiali della superficie della Terra (compresi quelli rinvenuti in miniere anche molto profonde) è molto più bassa: $\sim 2,8 \text{ kg/dm}^3$.

Si può pensare che nel cuore della Terra la pressione esercitata sui materiali sia molto grande, ma non è ragionevole pensare a rocce, con composizione simile a quelle superficiali, talmente compresse da risultare con una densità pari al doppio. Si deve allora supporre che i materiali che si trovano in profondità siano diversi. Per esempio il nucleo della Terra potrebbe essere di ferro ($\sim 8 \text{ kg/dm}^3$) dato che è l’elemento, fra quelli “pesanti”, più diffuso in superficie, ma potrebbe essere anche di un altro materiale come piombo, oro, mercurio, anche se più rari. Inoltre i materiali che costituiscono l’interno della Terra in quali condizioni si trovano? Dipende dalla pressione e dalla temperatura e quindi potrebbero trovarsi nello stato liquido o in quello solido o in entrambi.

I valori diversi delle densità medie della superficie e della Terra intera portano a concludere che la densità dei materiali sia maggiore in profondità. Questa considerazione ci porta un’altra domanda: *in che modo la densità cresce con la profondità (fig. 2.11)?* La risposta a tale quesito costituisce uno degli obiettivi più importanti delle Scienze della Terra.



SCHEDA 2.1- Che ora è?

La sfericità della Terra e i suoi moti di rotazione e di rivoluzione sono all'origine dell'alternarsi del dì e della notte che, a seconda delle stagioni e delle latitudini, possono avere durate molto diverse (**tab. 2.1**). A seconda della longitudine, inoltre, si pone il problema di stabilire **che ora è**. Soltanto le località poste sullo stesso meridiano hanno la stessa ora locale. Sarebbe tuttavia molto scomodo se tutti gli infiniti punti sulla Terra dovessero avere un'ora locale, magari diversa per pochi minuti da quella di punti distanti pochi chilometri. Per ovviare a questo problema, una convenzione internazionale stabilì, nel 1884, di dividere la superficie terrestre in 24 **fusi orari** (**fig. 2.12**). Essi sono zone comprese fra due meridiani distanti 15° di longitudine. Tutto il territorio presente nel fuso ha, per convenzione, l'ora del meridiano che divide in due metà il fuso stesso. L'Italia, che aderì alla convenzione nel 1893, appartiene al fuso orario dell'Europa centrale (detto anche fuso "1" o fuso "A"), il cui meridiano centrale passa per l'Etna. In tutte le nazioni che si trovano in questo fuso, è mezzogiorno quando sul meridiano fondamentale sono le ore 11.

Il tempo così stabilito (detto **tempo civile**) è di tipo convenzionale, ma è molto vicino a quello astronomico ed è quello che leggiamo sui nostri orologi. L'**ora legale** (*ora estiva*) è quella del fuso orario adiacente a Est. Essa viene utilizzata per sfruttare maggiormente il periodo di luce in estate. Il tempo universale (valido su tutta la Terra ed indicato con la sigla **GMT**) è l'ora del **fuso 0**, il cui meridiano centrale è quello fondamentale; esso viene detto **Tempo medio di Greenwich**.

La **tab. 2.2** riporta l'ora locale di alcune città nel mondo nello stesso momento in cui a Roma è mezzanotte tra i giorni mercoledì e giovedì. Poiché ogni 15° si salta di un'ora, dopo aver compiuto un giro della Terra (360°) avremo perso o guadagnato 24 ore (360°/15°) e cioè un giorno. Il meridiano di longitudine 180°, quello esattamente opposto al meridiano fondamentale, è la **linea del cambio di data**. Una nave o un aereo che lo attraversa da Ovest verso Est anticipa la data di un giorno; viceversa lo posticipa di un giorno.

Latitudine	21 giugno		21 marzo e 21 settembre	21 dicembre	
	solstizio d'estate		equinozi	solstizio d'inverno	
	ore	minuti	ore	ore	minuti
90 gradi Latitudine Nord	24	-	12	0	-
80 gradi Latitudine Nord	24	-	12	0	-
70 gradi Latitudine Nord	24	-	12	0	-
60 gradi Latitudine Nord	18	27	12	5	33
50 gradi Latitudine Nord	16	18	12	9	42
40 gradi Latitudine Nord	14	52	12	10	8
30 gradi Latitudine Nord	13	56	12	10	4
20 gradi Latitudine Nord	13	12	12	11	48
10 gradi Latitudine Nord	12	35	12	12	25
0 gradi Equatore	12	-	12	12	-
10 gradi Latitudine Sud	11	25	12	13	35
20 gradi Latitudine Sud	10	48	12	13	12
30 gradi Latitudine Sud	10	4	12	13	56
40 gradi Latitudine Sud	9	8	12	14	52
50 gradi Latitudine Sud	7	42	12	16	18
60 gradi Latitudine Sud	5	33	12	18	27
70 gradi Latitudine Sud	0	-	12	24	-
80 gradi Latitudine Sud	0	-	12	24	-
90 gradi Latitudine Sud	0	-	12	24	-

Tab. 2.1 - Durata del dì (ore di luce) in funzione della latitudine negli equinozi e nei solstizi.

Località	ora civile	giorno	Località	ora civile	giorno
Roma	24.00	mercoledì	Honolulu	13.00	mercoledì
Cairo	01.00	giovedì	San Francisco	15.00	mercoledì
Tokyo	08.00	giovedì	New York	18.00	mercoledì
Sydney	09.00	giovedì	Rio de Janeiro	20.00	mercoledì
Wellington	11.00	giovedì	Londra	23.00	mercoledì

Tab. 2.2 - Ore locali in alcune città riferite alla mezzanotte di Roma.

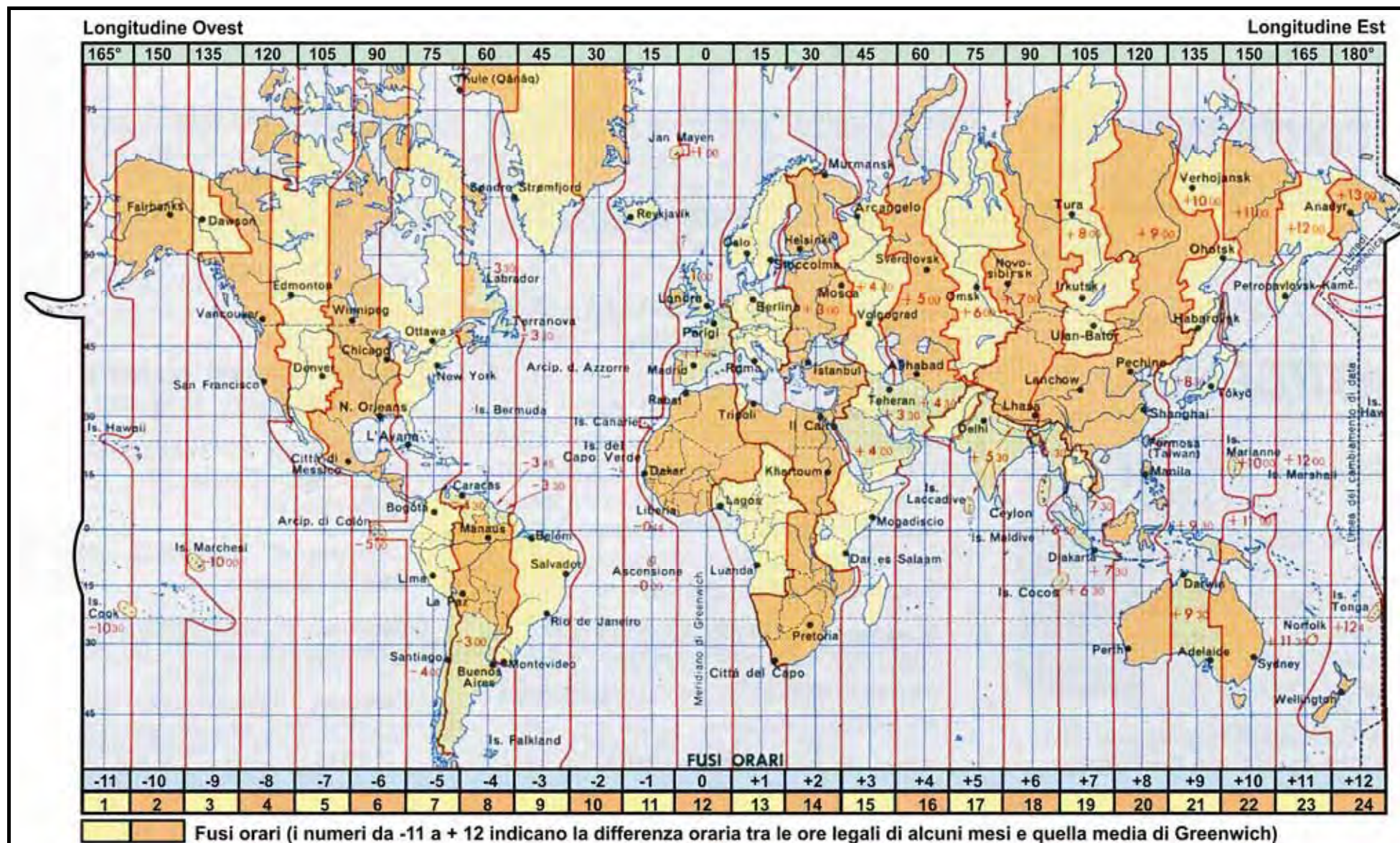


Fig. 2.12 - Mappamondo con rappresentazione dei **fusi orari**, ciascuno dei quali di ampiezza pari a 15°. L'Italia è compresa nel fuso numero 1.

SCHEDA 2.2 - Un po' di geometria con Eratostene

I greci scoprirono che la Terra è rotonda e ne calcolarono il raggio con una certa precisione. Vicino a Syene (l'attuale Assuan, in Egitto, in corrispondenza del tropico del Cancro), a mezzogiorno del solstizio d'estate (il 21 giugno, inizio dell'estate astronomica), un'asta perpendicolare al terreno non origina ombra perché il Sole è perfettamente verticale (allo zenit). Alla stessa ora dello stesso giorno ad Alessandria, a circa 720 km (720.000 m) verso Nord, un'altra asta (lunga 1 metro) origina una piccola ombra (lunga 11,4 cm = 0,114 m) perché il Sole si trova spostato leggermente a Sud rispetto allo zenit (**fig. 2.13**). Per la grande distanza del Sole i suoi raggi si possono considerare paralleli e quindi diversamente inclinati rispetto alla superficie della Terra in conseguenza della sua rotondità. Indichiamo con "l" la lunghezza dell'asta usata ad Alessandria, con "s" la lunghezza dell'ombra, con "d" la distanza fra le due città e con "R" il raggio della Terra. È possibile scrivere la seguente proporzione:

$$\frac{s}{l} = \frac{d}{R} \quad \text{da cui:} \quad R = d \cdot \frac{l}{s} = 720.000 \cdot \frac{1}{0,114} = 6.315.000 \text{ m} = 6.315 \text{ km}$$

un valore molto vicino al raggio medio terrestre dell'elissoide internazionale di 6.371 km quale utilizziamo oggi.

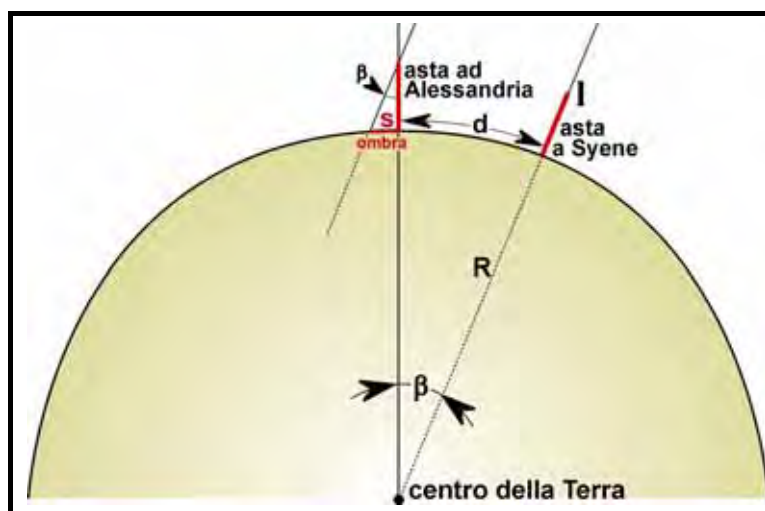


Fig. 2.13 - Con semplici regole della geometria piana, ERATOSTENE riuscì a determinare, con buona approssimazione, il raggio "R" della Terra, conoscendo:

- la distanza "d" tra due aste piantate perpendicolarmente al terreno presso Alessandria e Syene (in Egitto);
- la lunghezza "l" dell'asta presso Alessandria;
- la lunghezza "s" dell'ombra proiettata dall'asta presso Alessandria alle ore 12 del 21 giugno (allo zenit presso Syene nel solstizio d'estate).

Con una semplice proporzione ed effettuando i calcoli, si ottiene $R = 6.315 \text{ km}$, valore molto vicino a quello del raggio medio oggi conosciuto.

SCHEDA 2.3 - Un po' di fisica: massa e peso

Che cosa è il **peso**? L'idea più semplice è lo "sforzo per sollevare un oggetto", oppure la forza con cui l'oggetto è "attratto" verso la superficie della Terra; l'oggetto "cade" (si muove verso la superficie terrestre) perché sottoposto all'azione del suo peso. La misura del peso può essere effettuata per mezzo di un dinamometro o di una bilancia e l'unità di misura fondamentale è il **Newton (N)**. Il peso di un oggetto può cambiare da luogo a luogo; per esempio ai poli è maggiore dello 0,5 % rispetto all'equatore. Esso diminuisce leggermente salendo di quota e può essere addirittura assente a bordo di un veicolo spaziale in orbita. Sulla Luna un sasso pesa circa sei volte di meno che sulla Terra (sul pianeta Giove peserebbe molto di più). Quindi il peso è una caratteristica fisica che non dipende solo dall'oggetto (dimensioni e materiale) ma anche dal posto in cui si trova.

La **massa** è una caratteristica fisica che dipende unicamente dalle dimensioni e dal tipo di materiale di un certo oggetto. Per esempio un cubo di ferro di lato 1 cm rimane tale (sempre di ferro e sempre con le stesse dimensioni) in un qualunque punto della superficie terrestre o dell'Universo o in una navicella spaziale. La massa di un oggetto non cambia, ma può cambiare il suo peso. La massa è l'espressione della composizione chimica e del volume (quantità) di un oggetto, mentre il peso rappresenta la forza con la quale la massa viene attirata verso il basso. È molto importante non confondere massa e peso; un mattone (la sua massa) rimane tale sia sulla Terra che sulla Luna, ma cambia il suo peso. Eppure la confusione è molto facile perché spesso, nel linguaggio comune, i due termini vengono usati indifferentemente l'uno per l'altro.

Se è chiara la differenza tra massa e peso, altrettanto chiaro dovrebbe essere che un oggetto che abbia una certa massa possiede anche un peso perché è vicino alla superficie della Terra, altrimenti "non potrebbe pesare". Dovrebbe essere quindi comprensibile che non è possibile determinare il peso della Terra; essa per possedere un peso dovrebbe essere "appoggiata" su un'altra Terra. Cercheremo invece di determinarne la massa. Qual è il legame tra massa e peso? Esiste una funzione fra queste due grandezze fisiche? Se prendiamo in considerazione un litro d'acqua, esso pesa un 9,81 N, un volume triplo di acqua pesa tre volte di più, un volume pari alla metà pesa 4,91 N. Variando il volume d'acqua cambia la massa che assume, quindi, pesi diversi. La massa può essere modificata anche conservando il volume dell'oggetto da pesare, ma cambiando il materiale. Un decimetro cubo di legno ha massa minore (e peserà meno) dello stesso volume (corrispondente a un litro) di acqua e molto di meno di un decimetro cubo di marmo. Aumentando la massa, aumenta il peso e viceversa; peso "P" e massa "m" sono due grandezze fisiche direttamente proporzionali, pertanto il loro rapporto non cambia (è una costante "k"):

$$\frac{P}{m} = k$$

Che cosa rappresenta “**k**” oltre che la semplice affermazione “*rapporto costante di proporzionalità diretta tra peso e massa*”? Due oggetti con masse diverse e quindi con differenti pesi, precipitano al suolo impiegando lo stesso tempo se lasciati cadere da uguale altezza. Anche un pezzo di piombo e una piuma, se non fosse per la presenza dell’aria che frena la caduta della seconda, giungerebbero al suolo con la stessa velocità (è quanto si potrebbe sperimentare sulla Luna che non possiede un’atmosfera). Un oggetto è tanto più difficile da spostare quanto maggiore è la sua massa. Il peso, che è la forza che “sposta” gli oggetti verso il basso (facendoli precipitare), è proporzionale alla massa e quindi tutti gli oggetti precipitano al suolo con la stessa accelerazione, detta appunto **accelerazione gravitazionale terrestre (g)**; vale **9,81 m/sec²** e rappresenta la costante di proporzionalità diretta fra peso e massa:

$$\frac{P}{m} = g = 9,81 \text{ m/s}^2 \quad (\text{che si può anche esprimere come } P = m \cdot g)$$

Il che vuol dire che un oggetto (per esempio una pallina di piombo), indipendentemente dalla massa, dopo un secondo che precipita, viaggia alla velocità di quasi 10 m/s, dopo due secondi viaggia alla velocità di quasi 20 m/s e così via; dopo 10 secondi (circa 500 metri di caduta libera) viaggia alla velocità di 98,1 m/s (oltre 350 chilometri all’ora); lo straordinario è rappresentato dal fatto che anche una piuma, in assenza di aria, si comporterebbe nello stesso modo.

SCHEDA 2.4 - Perché gli oggetti cadono?

Un bambino di pochi mesi è istintivamente uno scienziato, tutto lo incuriosisce. Per esempio gli oggetti senza un sostegno cadono. Egli allora fa cadere tutto ciò che si trova a portata di mano “studiando” gli oggetti che precipitano, ma ogni volta senza trovare la risposta al quesito: **perché gli oggetti cadono?** Col passare del tempo il bambino finisce con l’accettare il fenomeno della “*caduta dei gravi*” come se la tendenza di tutti i corpi ad “andare verso il basso”, a “cadere dall’alto”, fosse cosa “normale”. In effetti l’abitudine al fenomeno della caduta dei gravi è ormai una semplificazione concettuale acquisita. Talvolta possono ancora sorgere dubbi su come gli uomini vicino al Polo Sud rimangano attaccati con i piedi al suolo senza che il sangue vada alla testa; lo stesso dubbio può venire agli abitanti dell’emisfero australe rispetto a quelli dell’emisfero Nord. Sappiamo anche, come verificato per esperienza diretta degli astronauti, che i corpi cadono con una accelerazione minore sulla Luna e che gli stessi non hanno peso su una navicella spaziale molto distante sia dalla Terra sia dalla Luna, ma che potrebbero pesare molto di più sulla superficie del grande pianeta Giove. Sembra quindi che *il peso di un oggetto sia una condizione che compare quando esso è in vicinanza di un corpo celeste* (Terra, Luna, Giove,...). Generalizzando, come fece NEWTON, due corpi qualunque, aventi masse **m₁** ed **m₂**, i cui centri si trovano alla distanza **d**, si attirano reciprocamente con una forza **F** nel modo indicato dalla seguente espressione:

$$F = G \cdot \frac{m_1 \cdot m_2}{d^2}$$

dove **G** è un valore numerico costante che Newton non riuscì a determinare. Dalla formula appena scritta si capisce che la forza di attrazione **F** aumenta al crescere delle due masse (perché si trovano al numeratore della frazione), mentre diminuisce al crescere della distanza **d** (al denominatore). Nella formula **d** è una grandezza elevata al quadrato; così, per esempio, se la distanza raddoppia la forza si riduce a un quarto, se la distanza si riduce a un terzo la forza diventa nove volte superiore. Se si pongono a brevissima distanza due pietre, dato che possiedono massa, dovrebbero attirarsi ed avvicinarsi reciprocamente; ma l’esperienza insegna che ciò non succede. Si potrebbe allora provare con due masse più grandi (come due macigni fra loro molto vicini), ma anche in questo caso non accadrebbe nulla. Il ragionamento di Newton è sbagliato?

CAVENDISH riuscì (nel 1798, a Londra), con un semplice esperimento, a determinare il valore della costante **G**, che risultò essere $6,67 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3/\text{s}^2/\text{kg}$. Le unità che compaiono insieme al numero soddisfano l’esigenza di attribuire alla costante **G** dimensioni compatibili con quelle della precedente formula. È importante riflettere sulla grandezza del numero che è veramente molto piccolo; infatti è possibile spiegare alcune cose. Consideriamo due pietre da 0,1 kg ciascuna i cui centri siano distanti 5 cm (0,005 m); esse si attirano con una forza che può essere così calcolata:

$$F = G \cdot \frac{m_1 \cdot m_2}{d^2} = 6,67 \cdot 10^{-11} \cdot \frac{0,1 \cdot 0,1}{(0,005)^2} = 0,00000027 \text{ N}$$

cioè una forza di attrazione reciproca fra le due pietre di meno di tre decimi di milionesimi di Newton (N); si tratta di un valore chiaramente troppo basso per muovere le due masse uno verso l’altra.

La formula di Newton rappresenta l’espressione matematica del **principio di gravitazione universale**, perché è una delle leggi fondamentali fra quelle che regolano l’Universo. Le forze che tengono vincolate la Luna alla Terra, i pianeti al Sole, per esempio, sono dovute alle reciproche attrazioni fra corpi celesti che possiedono una massa. Il valore numerico di **G**, determinato da Cavendish, è una delle più importanti costanti fisiche (come la velocità della luce nel vuoto, la costante di Planck, la carica dell’elettrone,...) e viene anche indicata come **costante gravitazionale universale**, perché ritenuta valida per tutto l’Universo. Pertanto un corpo qualsiasi (una pietra, una palla, una piuma,...) e la Terra (se sufficientemente vicini) si attirano reciprocamente con una forza **F** secondo il principio di gravitazione universale; tale forza, data la grande massa del

globo terrestre, è significativa; è il corpo ad avvicinarsi (cade) alla massa enormemente più grande della Terra che quindi rimane immobile. In sintesi quella forza rappresenta il peso del corpo.

Consideriamo ora due oggetti tra i più piccoli che conosciamo in natura e cioè gli atomi di idrogeno, quelli con massa minore tra tutti gli elementi conosciuti. Un atomo di idrogeno ha massa $m = 1,67 \cdot 10^{-23} \text{ g} = 1,67 \cdot 10^{-26} \text{ kg}$. Poniamo ora due atomi di idrogeno alla distanza $d = 1 \text{ km} = 1.000 \text{ m}$. Si tratta di due masse che, per quanto piccole e per quanto distanti, si attraggono reciprocamente secondo il principio di gravitazione universale:

$$F = G \cdot \frac{m^2}{d^2} = 6,67 \cdot 10^{-11} \cdot \frac{(1,67 \cdot 10^{-26})^2}{1.000^2} \cong 1,9 \cdot 10^{-69} \text{ N}$$

Se la forza di attrazione sopra calcolata tra i due sassi è assolutamente irrisoria e quindi ampiamente insufficiente per muoverle “visibilmente” l’una verso l’altra, quella che abbiamo appena calcolato è infinitamente più piccola per far avvicinare due atomi di idrogeno lontani un kilometro, eppure esiste. Nel vuoto, senza ostacoli capaci di limitare il movimento dei due atomi, anche una forza così assurdamente piccola può far muovere tali particelle avvicinandole. Naturalmente l’accelerazione che viene inizialmente impressa ai due atomi è debolissima, ma basta avere pazienza; basta saper aspettare milioni di anni per osservare un effetto visibile e vedere quindi le due particelle effettivamente muoversi per venirsi incontro e soprattutto, man mano che passa il tempo, con velocità via via crescenti. Ora immaginiamo miliardi di miliardi di miliardi, ... di atomi di idrogeno formanti una sorta di nube molto rarefatta nel vuoto spaziale che, proprio in quanto vuoto, costituisce la situazione migliore per il moto assolutamente privo di ostacoli. Ciascuna di quelle particelle esercita un’azione gravitativa nei confronti di quelle che stanno intorno e tutte tendono quindi ad avvicinarsi reciprocamente. Con il passare di centinaia di milioni di anni quella nube si contrae e le particelle che la compongono si avvicinano tra loro con velocità crescenti (collasso gravitazionale). Ma se quegli atomi di idrogeno si muovono con maggiore velocità, significa che aumenta la loro energia cinetica. Quindi aumenta l’energia cinetica complessiva dell’insieme di tutte le particelle che compongono la nube ma ciò, secondo la teoria cinetica della materia, significa anche un aumento dell’energia termica della nube: la contrazione comporta un aumento della temperatura che, come accade durante il processo di formazione di una stella, può arrivare fino a centinaia di migliaia di gradi, fino a valori di parecchi milioni, determinando così le condizioni per innescare i processi di fusione nucleare e quindi a liberare immani quantità di energia da rendere luminosa la stella stessa.

SCHEDA 2.5 - Esempi di calcoli con le masse

Per quanto fin qui espresso si può affermare che il peso **P** di un corpo dipende dalla sua massa **m** secondo la relazione:

$$P = m \cdot g$$

La forza peso **P** di quella massa **m** è dovuta all’attrazione reciproca con la massa della Terra **M_T** secondo il principio di gravitazione universale. Dato che il corpo si trova in prossimità della superficie terrestre, la distanza fra i centri delle due masse coincide praticamente con il raggio terrestre **R_T**. Pertanto possiamo scrivere:

$$P = G \cdot \frac{M_T \cdot m}{R_T^2}$$

Le due espressioni rappresentano la stessa quantità **P**; pertanto possono essere uguagliate nel seguente modo:

$$G = \frac{M_T \cdot m}{R_T^2} = m \cdot g$$

dove, semplificando il termine comune **m**, e risolvendo secondo **M** (e sostituendo i termini noti con utilizzo delle unità di misura fondamentali: metro, secondo, kilogrammo), si ricava la **massa della Terra**:

$$M_T = \frac{R_T^2 \cdot g}{G} = \frac{(6.371.000)^2 \cdot 9,81}{6,67 \cdot 10^{-11}} \cong 6 \cdot 10^{24} \text{ kg}$$

Quanto vale la forza di attrazione tra Sole e Terra? Anche in questo caso si può ricorrere al principio di gravitazione universale sapendo che la massa della Terra è pari a quella che abbiamo sopra calcolato $M_T \cong 6 \cdot 10^{24} \text{ kg}$, quella del Sole vale $M_S \cong 2 \cdot 10^{30} \text{ kg}$ (oltre 330.000 volte quella del nostro pianeta) e che la distanza tra i due astri vale un’unità astronomica, pari a $R_{S-T} \cong 150.000.000 \text{ km} \cong 1,5 \cdot 10^{11} \text{ m}$. Pertanto la forza di attrazione Sole-Terra **F_{S-T}** vale:

$$F_{S-T} = G \cdot \frac{M_S \cdot M_T}{R_{S-T}^2} = 6,67 \cdot 10^{-11} \cdot \frac{(2 \cdot 10^{30}) \cdot (6 \cdot 10^{24})}{(1,5 \cdot 10^{11})^2} \cong 3,6 \cdot 10^{22} \text{ N}$$

Analogamente è possibile calcolare la forza di attrazione tra Terra e Luna (**F_{T-L}**), sapendo che la massa della luna è $M_L = 7,4 \cdot 10^{22} \text{ kg}$ e che la distanza media tra i due astri vale $R_{T-L} = 384.400 \text{ km} \cong 3,84 \cdot 10^6 \text{ m}$:

$$F_{T-L} = G \cdot \frac{M_T \cdot M_L}{R_{T-L}^2} = 6,67 \cdot 10^{-11} \cdot \frac{(6 \cdot 10^{24}) \cdot (7,4 \cdot 10^{22})}{(3,84 \cdot 10^6)^2} \cong 2,0 \cdot 10^{24} \text{ N}$$

Risulta quindi che la forza di attrazione media che la Luna esercita sul nostro pianeta è circa 55 volte più grande di quella esercitata dal Sole, anche se la massa della stella è quasi 30 milioni di volte più grande di quella del nostro satellite. Ma nella

formula della gravitazione universale conta anche e soprattutto la distanza (elevata al quadrato) tra i due corpi e quella tra Terra e Luna è quasi 40.000 volte più piccola rispetto alla distanza Terra - Sole. Ciò spiega quantitativamente il motivo per cui la Luna condiziona le maree in modo più evidente rispetto alla massa enormemente superiore del Sole.

Inoltre l'influenza gravitazionale della Stella sul nostro pianeta è pressoché costante; infatti l'orbita terrestre è una ellissi molto poco eccentrica, cioè "quasi" circolare, con raggi massimo ($152,1 \cdot 10^6$ km) e minimo ($149,6 \cdot 10^6$ km) poco diversi. Invece l'orbita della Luna intorno alla Terra è abbastanza eccentrica, con differenza evidente tra i due raggi massimo (perigeo - 405.506 km) e minimo (apogeo - 363.300 km). Eseguendo il quadrato del rapporto tra i due valori si ottiene il valore 1,06; ciò significa che in posizione di apogeo la Luna esercita una attrazione gravitazionale sulle acque dei mari e degli oceani superiore di circa il 6 % rispetto alla posizione di apogeo.

3 - LA RAPPRESENTAZIONE DELLA TERRA

3.1 - Geografia e carte geografiche

La Terra è “piatta”, “non si muove”, “non esiste”; sono oggi espressioni che hanno profonde radici nella mente dell’uomo; è stato necessario che l’arte e la scienza aprissero nuove prospettive, nuove concezioni e soprattutto diventassero patrimonio culturale generalizzato per superare archetipi radicati nel nostro inconscio. Pretendendo che il mondo fosse piatto gli antichi non sbagliavano; erano solo limitati nella loro concezione delle dimensioni dell’ambiente in cui vivevano, la cui natura, apparentemente piatta, si adattava alla geometria piana di Euclide. È un dato di fatto che la nostra cosmogonia, almeno fino all’epoca delle navicelle spaziali, è più legata al piano che alla sfera. Qualsiasi corpo geometrico tridimensionale può essere ricondotto al piano, ad eccezione della sfera. È matematicamente impossibile riprodurre la Terra su una superficie piana senza gravi distorsioni di distanze o di superfici o di angoli.

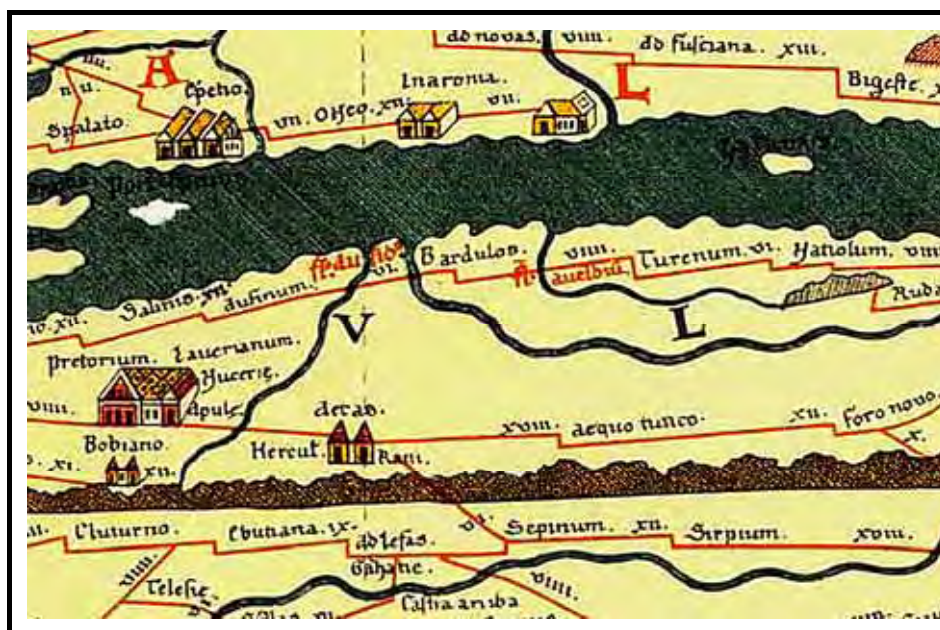
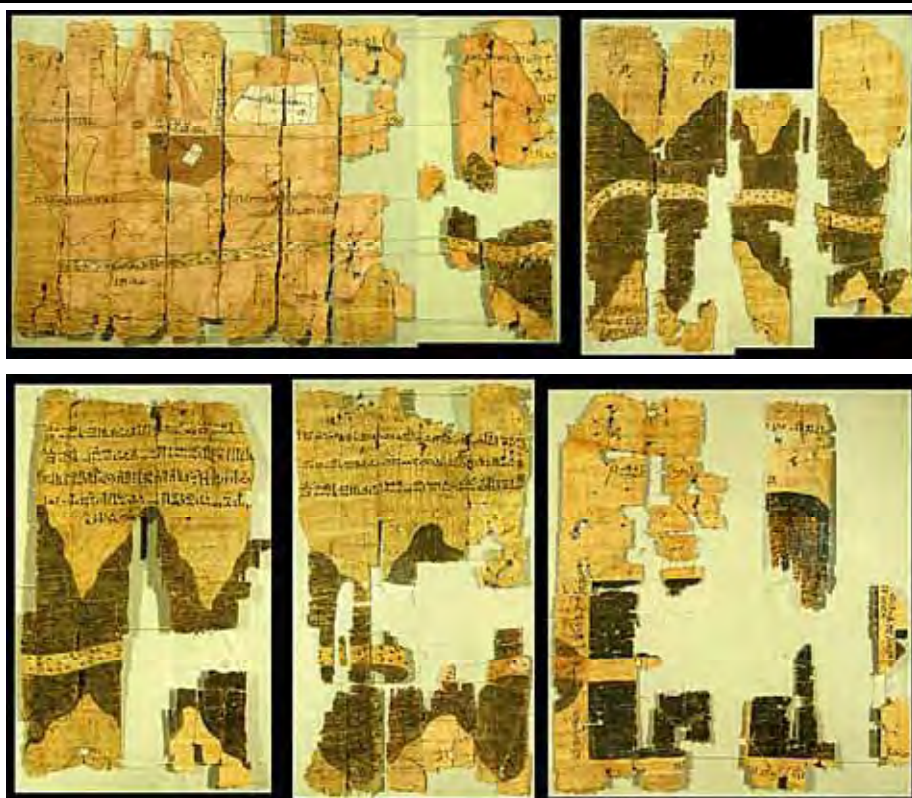


Fig. 3.1 - La tavola di Peutinger è una copia della *Carta Itineraria Militare Romana* che l'imperatore Teodosio il Grande fece redigere nel periodo 379 - 395, allo scopo di facilitare il movimento delle Armate Romane. Questa carta, costituita da 12 fogli di cui uno smarrito, fu rinvenuta nel 1507 presso la biblioteca di Worms (Germania). Complessivamente questa è lunga sei metri e alta trenta centimetri. Rappresenta tutto il mondo conosciuto allora dai Romani, dalle colonne d'Ercole fino all'estremo Oriente. Nella figura è riportato solo un frammento.

Fig. 3.2 - Il papiro delle miniere d'oro è la mappa, risalente al Nuovo Regno (XX dinastia, oltre 1.000 anni prima di Cristo), del sito minerario di Berenice Pancrisia (deserto Nord-orientale del Sudan) e conservato nel Museo Egizio di Torino. È la mappa più antica e contiene oltre al disegno, indicazioni scritte in ieratico (forma di scrittura dell'antico Egitto, correntemente utilizzata dagli scribi). I diversi colori non hanno funzione estetica, ma indicano i vari caratteri morfologici e geologici del territorio comprendente il sito minerario (soprattutto miniere d'oro ed arenarie). Da alcuni Autori viene anche detto Papiro di Seti I, secondo monarca della XIX dinastia, quindi ancora più antico.

Parte sinistra in alto e parte destra in basso)



Per secoli i cartografi hanno disegnato mappe di porzioni di territorio più o meno precise, trascurando le inevitabili deformazioni; le carte per navigazione tenevano conto degli angoli e non delle superfici, le carte catastali erano vincolate alle superfici per delimitare le proprietà, le carte militari rispettavano fedelmente le distanze trascurando gli altri parametri. Ai tempi di Roma si sapeva che la Terra è rotonda, eppure nella sola carta nota, la copia medioevale conosciuta come *tavola di Peutinger* (**fig. 3.1**), il Mediterraneo è ridotto ad una sottile striscia e i rapporti superficiali di Europa e Africa sono fortemente distorti. Ciò che era essenziale, la distanza tra una fortificazione e l'altra, era riprodotto sotto forma di itinerario. Esistono esempi più antichi in cui prevale la funzionalità di uso quotidiano. A titolo di esempio merita citare, tra le carte che ci sono rimaste della cultura egizia, il *papiro delle miniere*, risalente alla XX dinastia (1184 - 1087 a.C.), conservato al Museo Egizio di Torino (**fig. 3.2**); si tratta di una carta che potremmo definire geologica e topografica insieme.

La geografia moderna deriva dalla cosmografia medioevale: un insieme di discipline quali astronomia, scienze nautiche, scienze naturali, tradizioni e storia della Terra,.... Con lo sviluppo delle scienze specialistiche, nei secoli XVII e XVIII, la cosmografia perse buona parte dei suoi argomenti che andarono a costituire discipline autonome quali la botanica, la zoologia,.... e la geografia stessa. Quest'ultima rimane ancora una materia molto vasta; essa studia, descrive e rappresenta la superficie terrestre in relazione con i fenomeni fisici, con la vita vegetale ed animale e con le attività umane. Nel secolo scorso la geografia aveva ancora carattere descrittivo, si limitava ad elencare catene montuose, mari, laghi, fiumi, città, prodotti,.... Successivamente i geografi si interessarono all'indagine e all'interpretazione dei fenomeni della superficie terrestre; questa impostazione diede inizio alla "geografia della causalità", che ricerca le cause che spiegano i fenomeni, mediante l'uso di tecniche quantitative, soprattutto con elaborazione di dati statistici (**fig. 3.3**), allo scopo di ottenere più precisione e rigore scientifico.

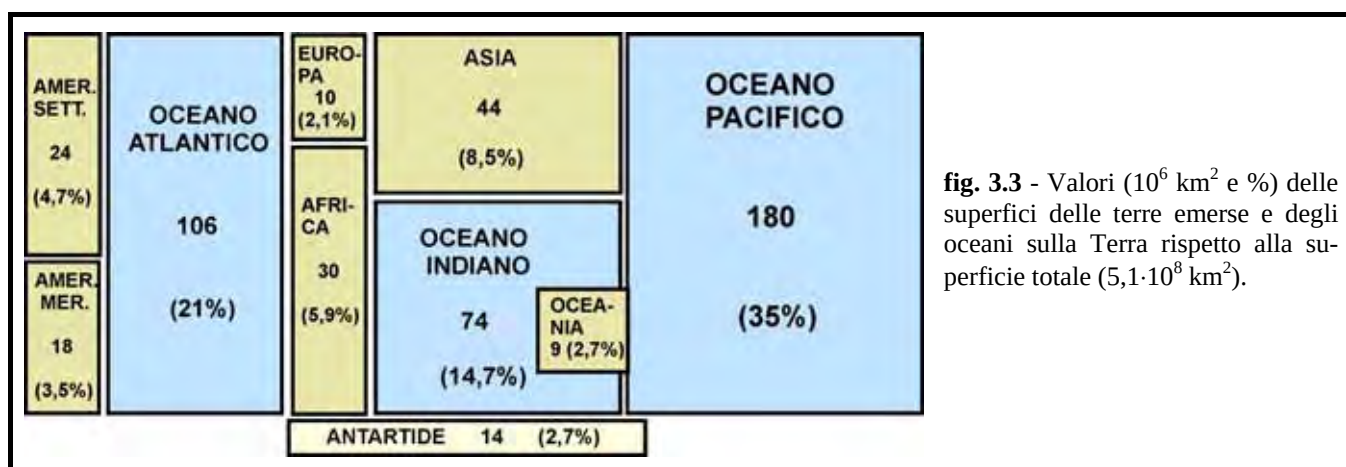


fig. 3.3 - Valori (10^6 km^2 e %) delle superfici delle terre emerse e degli oceani sulla Terra rispetto alla superficie totale ($5,1 \cdot 10^8 \text{ km}^2$).

La moderna geografia è suddivisa in quattro parti principali: geografia matematica e astronomica, fisica, umana e storica. La *geografia fisica* si avvale anche di altre scienze come la geologia, la meteorologia, l'idrologia, l'ecologia,.... i cui contenuti sono oggetto non solo di materie a se stanti, ma rientrano nel più vasto campo delle scienze geografiche, che possono quindi essere indicate come il miglior esempio di interdisciplinarietà. Le molteplici interazioni tra le quattro componenti fondamentali della superficie terrestre, litosfera, idrosfera, atmosfera e biosfera, costituiscono l'oggetto principale della geografia fisica. La *geografia matematica* (*geodesia*) e quella *astronomica* sono discipline propedeutiche alle altre scienze geografiche. La prima si occupa delle misure e dei calcoli relativi al globo terrestre e alla sua superficie (**fig. 3.4**); ne sono esempi tutti i dati su forma, dimensioni, massa,.... del nostro pianeta. L'*astronomia* interessa molto i geografi perché permette, per esempio, di interpretare le influenze dei moti della Terra nel Sistema Solare, sull'illuminazione da parte del Sole e sulle stagioni.

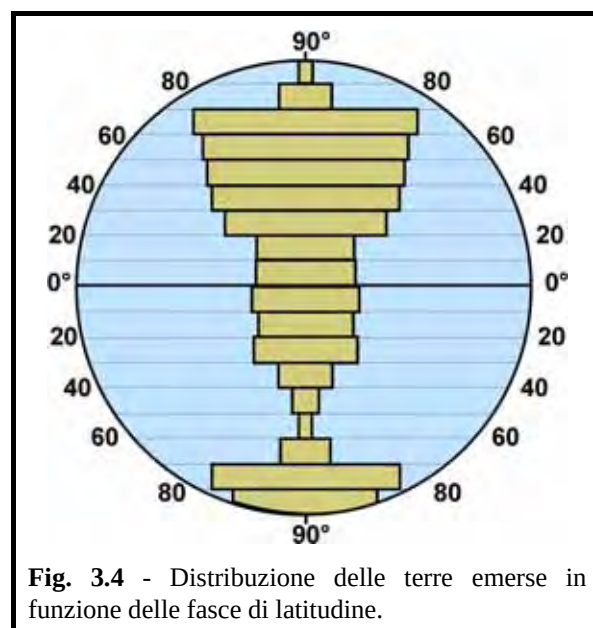


Fig. 3.4 - Distribuzione delle terre emerse in funzione delle fasce di latitudine.

La geodesia, grazie a precise tecniche sulle misure di distanze e dimensioni, consente la redazione delle **carte geografiche**. È stato detto da qualche sostenitore dell'importanza della cartografia: "se non puoi metterlo su carta, mettilo da parte", per significare che se l'argomento che viene trattato dal geografo non può essere

rappresentato mediante carte, è da considerarsi estraneo allo scopo della geografia. Questo giudizio è troppo drastico, ma contiene qualcosa di vero: la carta geografica è lo strumento di lavoro più usato dal geografo. Egli infatti ha bisogno di rappresentare una porzione di superficie terrestre con un modello grafico che fornisca una sintesi di quanto studiato; si tratta di un “disegno”, più o meno corredato da simboli od altri segni, con cui si comunicano informazioni. Trattandosi di uno strumento di sintesi, altri studiosi possono utilizzarlo sia per approfondire lo studio geografico, sia per scopi applicativi. Esempi classici sono le carte nautiche o le carte stradali, nelle quali si illustrano, su una porzione della superficie terrestre, le vie di comunicazione.



Fig. 3.5 - Esempio di classico mappamondo ad uso scolastico.

Il sistema più immediato e più corretto per rappresentare la superficie terrestre è il **mappamondo** (fig. 3.5). Esso è una sorta di plastico del pianeta, una Terra in miniatura, con la superficie rugosa in corrispondenza dei continenti, liscia e azzurra in corrispondenza degli oceani. Linee e macchie azzurre rappresentano fiumi e laghi; il tutto appare come agli occhi degli astronauti, ma senza i vortici e le sfilacciate biancastre delle nubi. Il mappamondo è uno degli strumenti più utilizzati per lo studio della geografia, ma presenta due inconvenienti: la sua forma a sfera, che lo rende molto ingombrante e le limitate dimensioni. Infatti per rappresentare l'Italia grande quanto una pagina di un atlante, occorrerebbe un mappamondo con un diametro di oltre 2,5 metri.

Per ovviare all'inconveniente dovuto alle eccessive dimensioni, si potrebbero rappresentare, mediante plastici, solo piccole porzioni della superficie della Terra, per meglio evidenziare i rilievi, le depressioni, le superfici pianeggianti,... Con diversi colori, quali il verde per indicare la vegetazione, tonalità diverse di marrone per le altitudini, l'azzurro per le acque, il bianco per i ghiacciai ed altri colori e simboli per indicare le attività umane (strade, ferrovie, ponti,...), è possibile una rappresentazione tanto più dettagliata quanto maggiore è la scala del plastico. La **scala** è il *rapporto fra le dimensioni lineari del modello* (mappamondo, plastico,

trenino, fotografia,...) *e quelle reali*. Per esempio, se la distanza fra le cime di due montagne sul plastico è 20 cm, mentre quella reale 20 km (2.000.000 cm), la scala risulta dal rapporto:

$$\frac{20}{2.000.000} = \frac{2}{200.000} = \frac{1}{100.000} = 1:100.000$$

Il plastico è in scala 1 a 100.000, ovvero le distanze reali sono 100.000 volte più grandi di quelle del modello. Con grandi scale (1:25.000 o 1:10.000) si costruiscono modelli molto dettagliati, perché poco più piccoli della realtà; con piccole scale (1:500.000 o 1:1.000.000) si possono rappresentare solo gli aspetti più importanti, essendo i modelli troppo piccoli rispetto alle dimensioni reali. Per una descrizione dettagliata della forma del terreno e delle attività antropiche occorrerebbe quindi un plastico di grandi dimensioni per una porzione di superficie terrestre relativamente piccola. In questo modo risolviamo il problema di rappresentare in modo preciso piccole aree del globo, ciò che era impossibile con il mappamondo, ma non si risolve il problema delle dimensioni e delle possibilità di trasporto. Un plastico non si sposta facilmente ed è quindi poco utilizzabile dal geografo che ha l'esigenza opposta di usare strumenti più agili, in particolare durante le escursioni.

3.2 - La fotografia dall'alto

Un sistema per la rappresentazione di porzioni della superficie terrestre è la fotografia. La macchina fotografica è uno strumento importante per il geografo, ma proprio perché illustra la realtà come ci apparirebbe se fossimo presenti nel luogo, è in realtà “povera” di informazioni. La fotografia, cogliendo il “tutto” generico di un paesaggio, fornisce una visione d'insieme senza entrare nei dettagli che, spesso, sono invece gli aspetti che più interessano. La fotografia inoltre farebbe apparire il paesaggio diverso a seconda dell'inquadratura, del tipo di obiettivo, della posizione del punto di ripresa, del tipo di pellicola o sensore, del tipo di illuminazione (ora del giorno e condizioni meteorologiche),... Le condizioni di ripresa sono influenzate da numerosi parametri; per rendere le situazioni più omogenee e confrontabili, le fotografie potrebbero essere effettuate dall'alto, in modo che l'obiettivo punti verticalmente rispetto alla superficie terrestre; è la trasposizione moderna di una concezione già nota nell'antichità, dove era consuetudine fornire rappresentazioni “a volo d'uccello”.

Le **foto aeree** vengono riprese da satellite (fig. 3.6) o in successione da un aeroplano che vola ad una altezza costante e che compie più rotte lineari e parallele allo scopo di coprire tutta la porzione di territorio da

rappresentare (**fig. 3.7**). I fotogrammi così ottenuti vengono composti in un mosaico rappresentativo di un'area più estesa rispetto a quanto ottenibile con una fotografia. Si può obiettare che una sola immagine potrebbe essere sufficiente per comprendere tutto il territorio studiato aumentando l'altezza di ripresa e utilizzando obiettivi "grandangolari"; così si eviterebbero gli errori dovuti alla giustapposizione dei fotogrammi ed al fatto che sono tutti "scattati" in momenti diversi, pur se vicini. In realtà, maggiore è l'altezza di ripresa, minore è la qualità dell'immagine, sia per l'aumento dello spessore dell'aria (e della foschia) tra la macchina da ripresa e il suolo, sia per la perdita di qualità conseguente al forte ingrandimento durante il processo di stampa. La scelta del metodo ovviamente dipende dal tipo di utilizzo della foto aerea.



Fig. 3.6 - A destra è rappresentata la **foto da satellite** di una piccola area del centro storico della città di Torino ripresa da satellite e tratta dal sito web "Google Earth". A sinistra è la stessa area rappresentata con una "piante" con sviluppo del tema stradale e tratta dal "Tutto Citta" allegato alle Pagine Gialle pubblicate da Seat (To).

Fig. 3.7 - In questa **foto aerea** è ripreso il lago artificiale di Ceresole, in provincia di Torino.

Sul versante sinistro (in alto) si osservano boschi di larici in fase di ingiallimento (in chiaro); essi sono interrotti da canali con elevata pendenza, lungo i quali scendono le slavine d'inverno e materiali detritici trascinati dalle acque in occasione di piogge intense.

Sul versante opposto (in basso) sono presenti boschi di abeti di colore scuro.

L'autunno è la stagione migliore per studiare la vegetazione con le foto aeree, per le diverse sfumature di colore dovute all'ingiallimento delle latifoglie decidue e dei larici, ben distinguibili dagli alberi sempreverdi.

Una foto di questo tipo è utile al geologo per lo studio della stabilità dei versanti ed al botanico per lo studio della vegetazione.



Salendo di quota, fino alle altezze dei satelliti artificiali, le foto permettono una visione di più ampie porzioni di territorio (**fig. 3.8**), ma si perdono i dettagli che sono invece più evidenti in foto aeree in grande scala. Tuttavia

una serie temporale di foto da satellite di una stessa porzione di continente permette, per esempio, di seguire l'evoluzione delle manifestazioni meteorologiche con grandi vantaggi per le previsioni del tempo atmosferico. È possibile controllare i grandi eventi planetari, come, altro esempio, una nube tossica liberata per qualche incidente in un complesso industriale e che percorre migliaia di chilometri.



Fig. 3.8 - In questa fotografia, ripresa da un satellite, è illustrata l'Italia settentrionale in totale assenza di nubi.

La Pianura Padana, solcata dal fiume Po e dai suoi maggiori tributari, è circondata dai rilievi montuosi, i più elevati dei quali (Alpi occidentali e centrali) coperti dalla neve.

In basso e a sinistra sono i mari Ligure e Adriatico che appaiono molto scuri (come i grandi laghi sudalpini Maggiore, Iseo, Garda,...).

L'acqua del Po scorre da Ovest (Alpi occidentali) verso Est (foce in Adriatico). Voltando le spalle alle sorgenti e guardando verso la foce, il territorio a Nord del Po, è detto *versante sinistro orografico*; il territorio a Sud del Po è detto *versante destro orografico* (**fig. 3.9**).

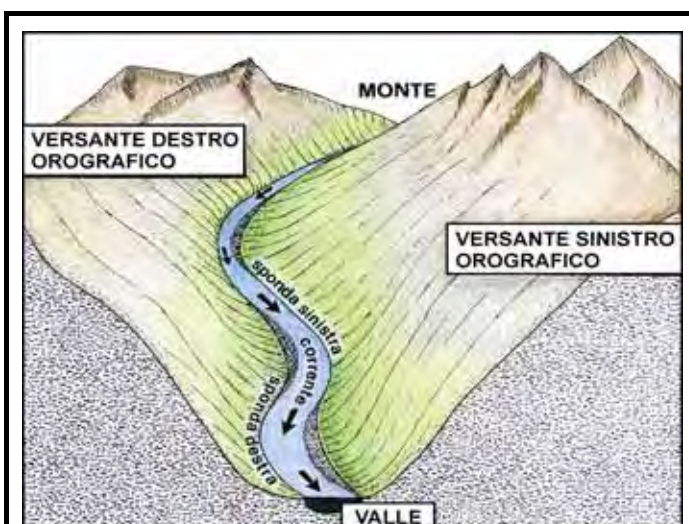


Fig. 3.9 - Voltando le spalle a **monte** e volgendo lo sguardo a **valle**, si distinguono la **destra** e la **sinistra orografica**.

La **fig. 3.9** (cfr. **fig. 3.8**) illustra la distinzione fra i due versanti di una stessa vallata sulla base di criteri orografici. Un'altra distinzione fa riferimento alla diversa esposizione rispetto all'illuminazione del Sole, soprattutto nelle vallate ad andamento Ovest - Est; la conseguenza più evidente è di tipo climatico con versanti più freddi quando esposti a Nord e più caldi se esposti a Sud (**fig. 3.10**).

3 - Le carte topografiche

Le fotografie di paesaggio ed aeree e quelle da satellite descrivono gli aspetti più mutevoli dell'ambiente: il tempo meteorologico, il manto nevoso, la copertura vegetale,... ma non permettono di misurare la pendenza di un versante o di un corso d'acqua, individuare una piccola carrozzabile nascosta dalla

vegetazione. La fotografia non è adatta per segnare su di essa piccoli disegni o appunti, o colorare alcune porzioni per mettere in evidenza caratteristiche (per es. i tipi di coltivazioni). Il geografo ha bisogno di uno strumento in grado di descrivere porzioni di superficie terrestre di agevole trasporto e facilmente riproducibile, sul quale si possano annotare tutte le osservazioni effettuate durante escursioni, su cui compiere misure. Questo strumento è la **carta topografica**. Essa è un disegno complesso, basato sulla proporzionalità delle dimensioni, sui colori e sui segni (forma, spessore e continuità), con il quale si rappresenta una porzione di territorio.

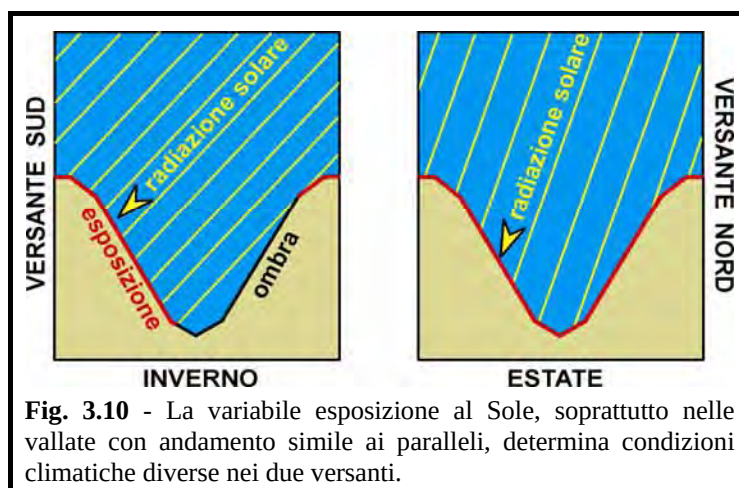


Fig. 3.10 - La variabile esposizione al Sole, soprattutto nelle vallate con andamento simile ai paralleli, determina condizioni climatiche diverse nei due versanti.



Fig. 3.11 - Il lago della **fig. 3.7** è riportato su una carta topografica. In essa ciò che conta è la descrizione della forma del territorio; la disposizione delle isoipse (o curve di livello) permette di distinguere i rilievi e le depressioni, di verificare la pendenza del terreno, di rappresentare il reticolo idrografico,... Altri simboli (indicati in legenda insieme alla scala) illustrano i manufatti (strade, sentieri, case,...). Leggendo una carta topografica, è possibile ottenere più informazioni (e più precise) rispetto ad una fotografia di paesaggio o da una foto aerea.

Se immaginiamo di camminare lungo un sentiero con percorso parallelo alle isoipse, la pendenza è nulla o quasi; se questo taglia, sulla carta, le curve di livello, ha una certa pendenza, tanto maggiore quanto più le isoipse sono fra loro ravvicinate. Talvolta le curve di livello sono così ravvicinate da essere confuse (pareti rocciose molto ripide). Al contrario, in morfologie pianeggianti, le isoipse sono talmente distanziate da non rappresentare l'elemento più importante della carta, risultando molto più utili i punti quotati.

La carta topografica (**fig. 3.11**) trasmette informazioni sugli aspetti qualitativi e quantitativi del terreno per facilitare una conoscenza sintetica e complessiva del territorio nei suoi caratteri essenziali. Essa pertanto non considera le informazioni sovrabbondanti od inutili (cosa che non è possibile con le fotografie) e traduce in simboli, di facile ed immediata interpretazione, le informazioni utili.

La carta topografica guida chi deve muoversi sul terreno, fornisce informazioni sulla sua forma e sulle opere che vi insistono, ma soprattutto è lo strumento base conoscitivo per la trasformazione del territorio. Infatti la programmazione di progetti e di interventi (case, strade, fabbriche, ponti, impianti sportivi, istituzione di parchi,...) non può prescindere dalla conoscenza dello stato attuale del territorio, che deve essere completa ed aggiornata.

I vari tipi di carte topografiche si possono classificare in base alla scala e al contenuto. La **scala** condiziona l'abbondanza delle informazioni e il tipo di rappresentazione simbolica:

- **carte a piccola scala**; rapporto di riduzione minore di **1:25.000** (studi di pianificazione delle risorse a livello provinciale e regionale, studi naturalistici);
- **carte a media scala**; rapporto di riduzione compreso fra **1:25.000** e **1:5.000** (pianificazione territoriale, progettazione di massima, studi naturalistici);

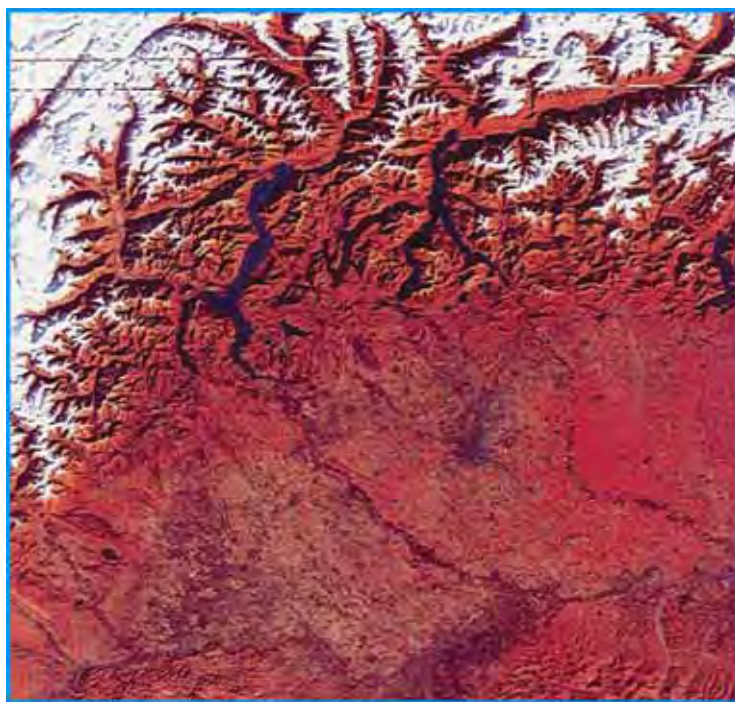


Fig. 3.12 - In questa foto da satellite è rappresentata parte della pianura padana delimitata a Nord dalle Alpi centrali innevate e a Sud Est dall'Appennino emiliano. Al centro si distingue il Ticino (emissario del lago Maggiore) che confluisce nel Po presso Pavia. Il gioco delle ombre dimostra che la foto è stata ripresa in tarda mattinata.

- **carte a grande scala;** rapporto di riproduzione maggiore di **1:5.000** (interventi urbanistici, progettazione); con scala superiore a 1:1.000 si usano più frequentemente i termini “**piante**”, se rappresentano zone urbane (es. quelle turistiche dei centri storici) e “**mappe**”, se rappresentano zone rurali (identificano, con buona precisione, i confini terrieri).

Il **contenuto** è la lista degli elementi della superficie fisica del terreno rappresentati sulla carta:

- **carte generali;** rappresentano la maggior quantità di particolari di interesse comune al maggior numero di utilizzatori;
- **carte speciali (tematiche);** su una base topografica generale, riportano informazioni dettagliate riguardanti una sola caratteristica qualitativa e/o quantitativa del territorio relativa alla sua natura o alle attività umane che insistono su di esso.

Fotografia di paesaggio, foto aerea e soprattutto carta topografica rappresentano un insieme molto utile per ottenere informazioni sul territorio (come dimostrato dalla successione di immagini riportate nelle **figg. 3.12, 3.13 e 3.14**) e per effettuare, in modo corretto, studi finalizzati al calcolo e gestione delle risorse naturali, alla pianificazione degli interventi ed alla progettazione.



Fig. 3.13 - La confluenza Ticino /Po rappresentata con una carta topografica a piccola scala.

È un disegno in cui si utilizzano simboli diversi per elementi essenziali del paesaggio naturale e dei manufatti.

Notare la ricchezza di alcuni particolari (piccole strade ponderali, cascine, canali irrigui,...) più facilmente distinguibili rispetto alle immagini dal vero.

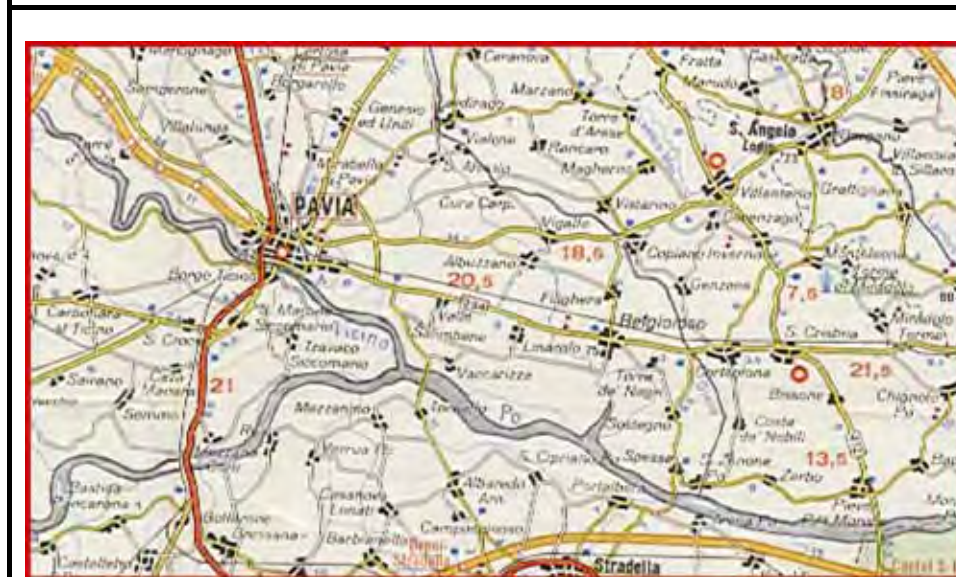


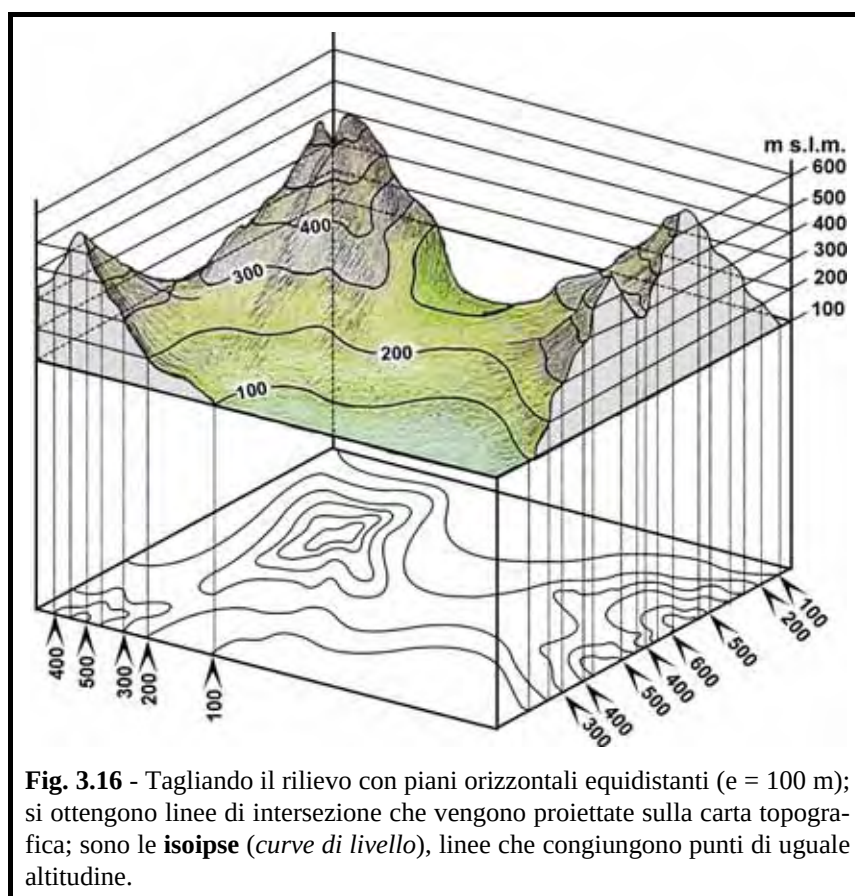
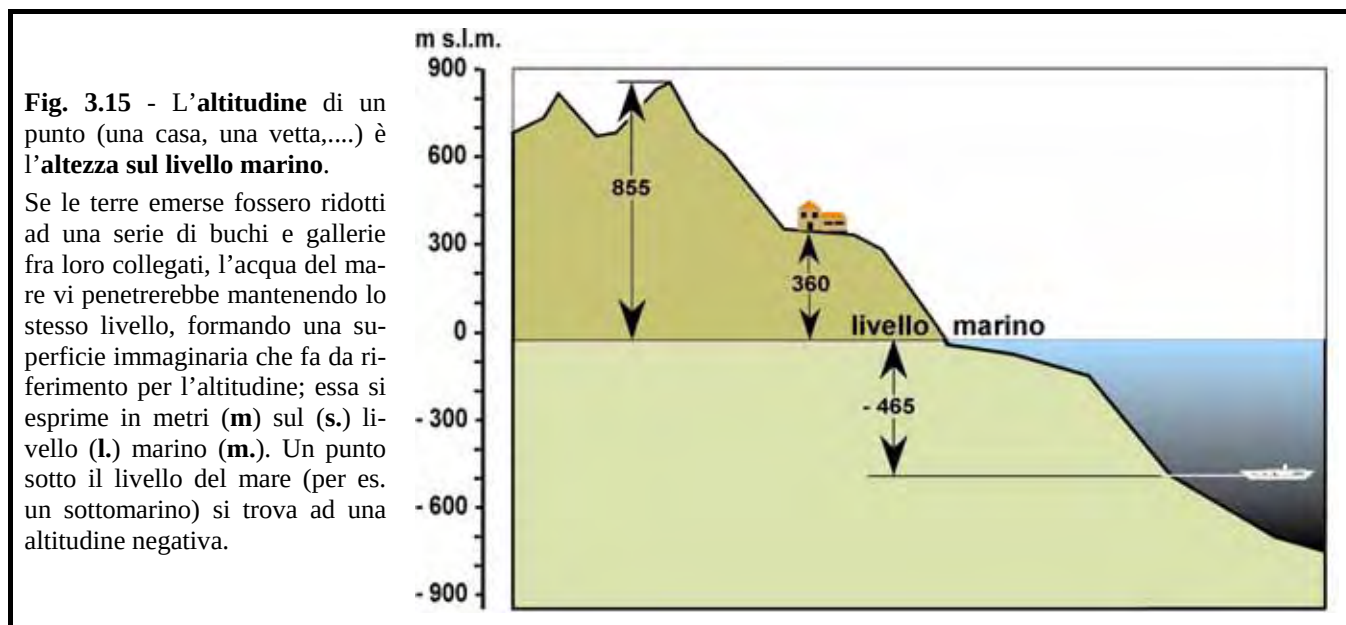
Fig. 3.14 - La Carta Turistica Regionale della Lombardia dell'Automobil Club Italiano (scala 1:275.000) è una carta corografica tematica il cui contenuto è costituito dalle vie di comunicazione (carta stradale) e dalle più importanti informazioni turistiche.

Il confronto con le figure precedenti permette il riscontro di mancata coincidenza per quanto riguarda alcuni particolari. Per esempio il ponte stradale non è visibile nella foto da satellite (**fig. 3.12**), si trova immediata monte a monte della confluenza nella carta topografica (**fig.**

3.13) ed un poco più a valle in quella turistica. Questa non pretende di essere molto precisa, dato che i contenuti che con essa si vogliono trasmettere sono diversi.

3.4 - La rappresentazione del rilievo

Uno degli aspetti più importanti da rappresentare sulle carte topografiche è la forma del paesaggio, rilievi e depressioni. Altri particolari, come le opere dell'uomo (strade, ferrovie, ponti, sentieri, canali, case, cimiteri,...) e aspetti della natura (boschi, corsi d'acqua, scarpate,...) si rappresentano con diversi simboli e colori il cui significato è illustrato sulle legende delle carte. Il paesaggio reale è dato da tre dimensioni, di cui una è l'altezza (**altitudine** o **quota**; fig. 3.15) normalmente espressa in **metri sul livello marino [m s.l.m.]**.



La raffigurazione del rilievo si può effettuare con diverse sfumature di colore; in molte carte geografiche si rappresentano le fasce di maggiore altitudine col marrone scuro, mentre le aree a quota inferiore sono indicate con marrone chiaro, che sfuma in diverse tonalità del verde per indicare le pianure. Un'altra convenzione prevede l'uso di tratteggi di lunghezza e spessori variabili in funzione dell'altitudine o della pendenza dei versanti di montagne e colline. In alcuni disegni o "schizzi geografici" (cartine storiche, mappe ferroviarie,...) le catene montuose vengono rappresentate con linee marcate passanti per le principali vette. Simili procedimenti hanno il vantaggio di rendere percepibile il rilievo, ma non permettono la rilevazione dei caratteri morfometrici; consentono la redazione di carte di tipo prevalentemente qualitativo, permettendo poche osservazioni quantitative. Il sistema migliore per rappresentare le altezze è l'uso delle **isoipse** o **curve di livello** (fig. 3.16), il più importante segno grafico delle carte topografiche di media scala (1:25.000),

che costituiscono la base fondamentale per la redazione delle altre carte in scala minore (figg. 3.17, 3.18 e 3.19). Le carte topografiche che comprendono porzioni di superfici marine, riportano le **isobate**, linee che uniscono i punti a uguale profondità (ad una altitudine "negativa" rispetto al livello marino; fig. 3.15).



Fig. 3.17 - In questa foto aerea si osserva, in alto a sinistra, un centro abitato attraversato da una strada principale che, a Sud del paese, prosegue attraversando il fiume (in basso a destra). In centro a sinistra vi è un incrocio con una strada che giunge da Ovest che evita così l'attraversamento del paese. Da sud verso Nord il fiume scorre formando ampi meandri.

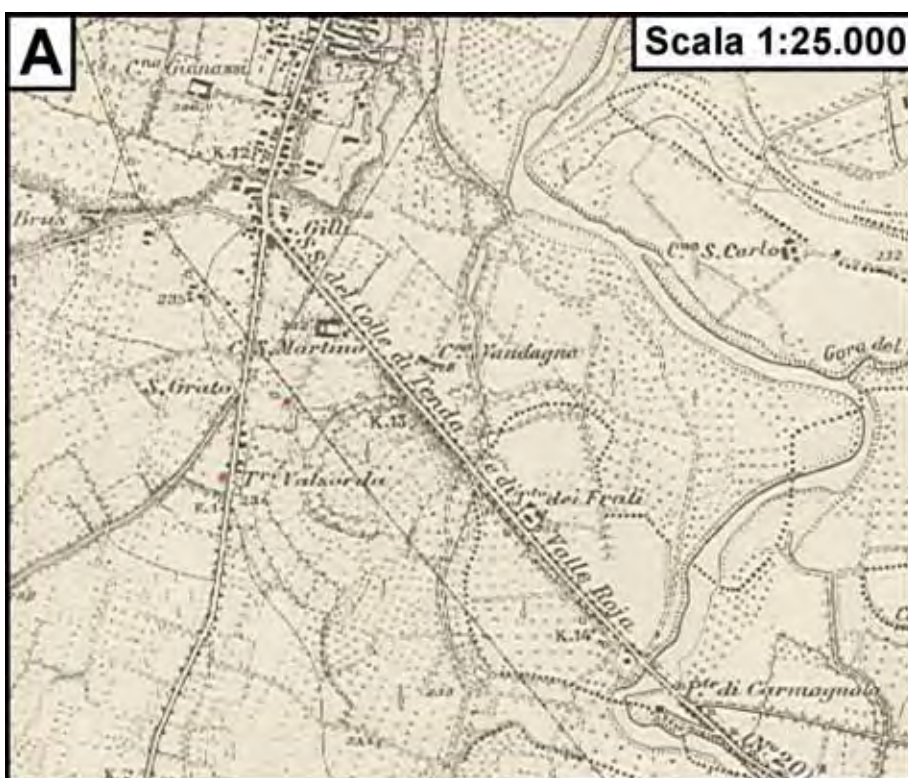


Fig. 3.18 - Le tre carte topografiche (orientate con il lato superiore verso Nord) illustrano la stessa porzione di territorio della foto aerea della **fig. 3.17**:

A) scala **1:25.000**, ottenuta da un rilevamento effettuato nel 1963; non sono presenti l'incrocio stradale e i laghetti dovuti alle cave, indicati nella precedente figura; trattandosi di zona di pianura le curve di livello (con equidistanza $e = 5$ m) sono talmente distanziate che non sono neppure riportate;

B) scala **1:50.000** ottenuta dalla precedente, ma aggiornata al 1970; è riconoscibile l'incrocio, ma non ancora i laghetti; diminuendo la scala si perdono molti dettagli come i piccoli canali irrigui che corrono in superficie delimitando i campi e le stradine ponderali;

C) scala **1:100.000** ottenuta dalla base 1:25.000, ma non aggiornata, dato che è ancora assente l'incrocio; tale carta rappresenta il limite di scala minimo per essere considerata ancora "topografica".



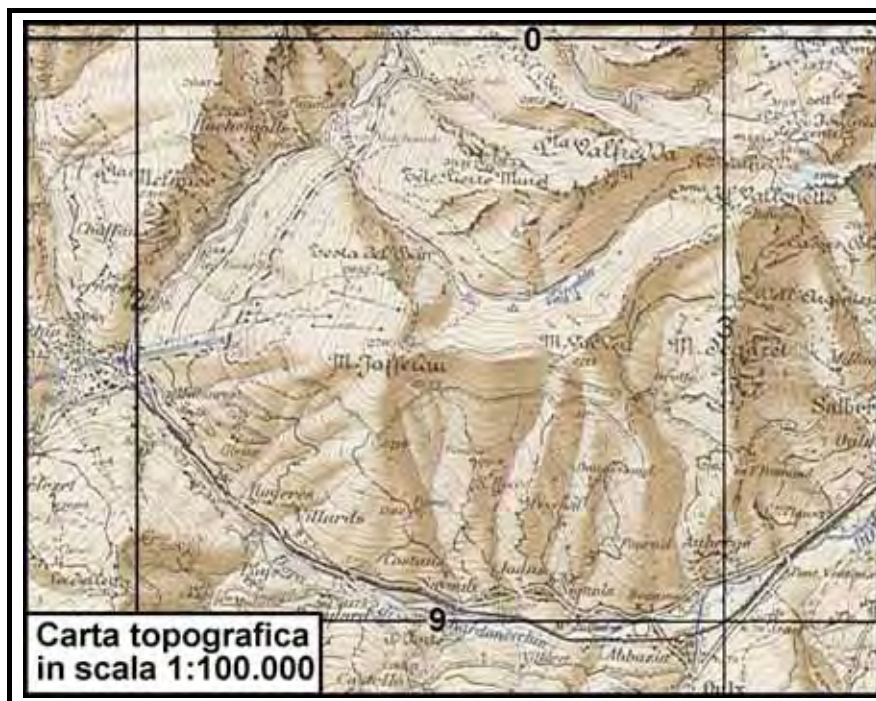


Fig. 3.19 - La carta topografica fondamentale dell'Italia è quella dell'I.G.M. (ISTITUTO GEOGRAFICO MILITARE) in scala 1:100.000. Sono evidenti le isopse con equidistanza $e = 25$ m, alcune delle quali con tratto più evidente con equidistanza $4e = 100$ m.

Le carte topografiche, soprattutto quelle in media e grande scala, se redatte con le curve di livello, permettono la misurazione di numerosi particolari riguardanti la forma del territorio. Le **figg. 3.20** e **3.21** rappresentano un esempio di come sia possibile ricavare profili di versanti vallivi e quindi le pendenze dei rilievi. Le carte topografiche di dettaglio permettono di misurare lunghezze, superfici, pendenze,... un insieme di valutazioni quantitative che costituiscono la base conoscitiva essenziale per lo studio e la programmazione del territorio.

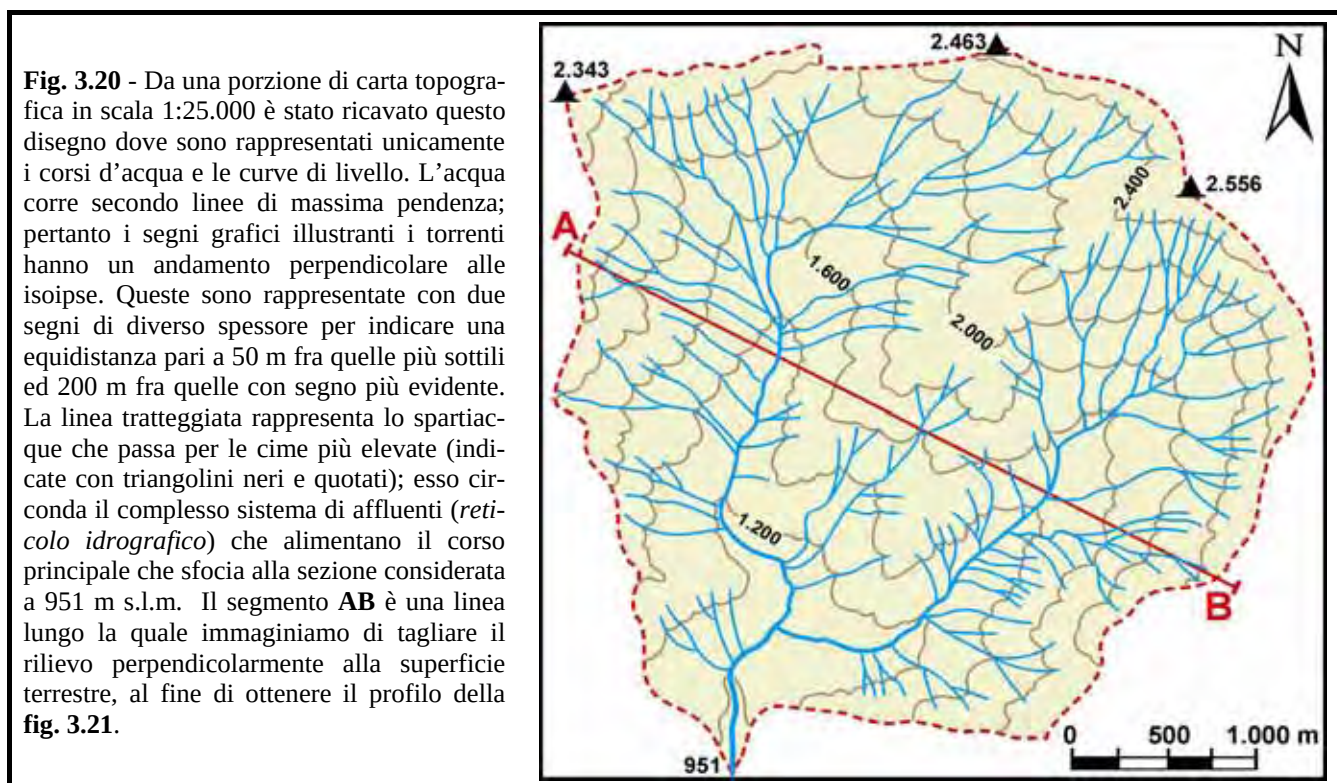
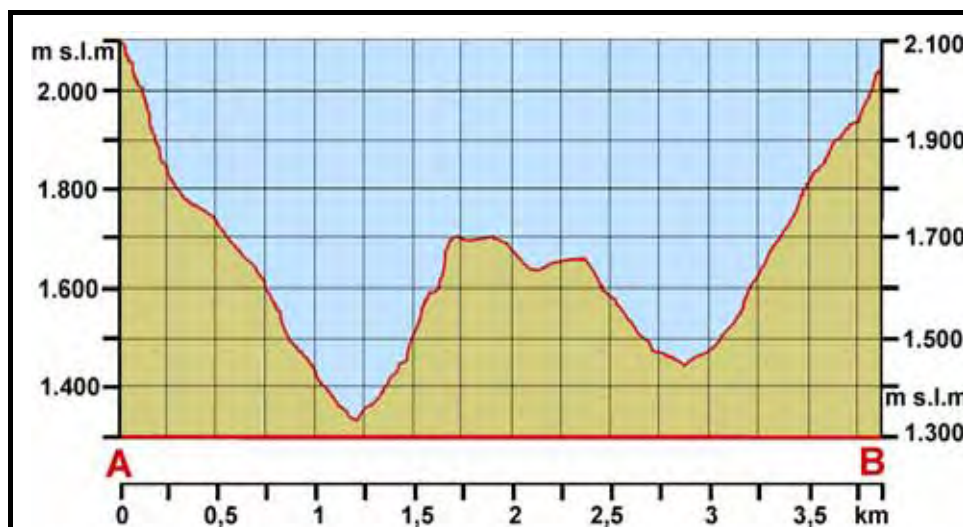


Fig. 3.20 - Da una porzione di carta topografica in scala 1:25.000 è stato ricavato questo disegno dove sono rappresentati unicamente i corsi d'acqua e le curve di livello. L'acqua corre secondo linee di massima pendenza; pertanto i segni grafici illustranti i torrenti hanno un andamento perpendicolare alle isopse. Queste sono rappresentate con due segni di diverso spessore per indicare una equidistanza pari a 50 m fra quelle più sottili ed 200 m fra quelle con segno più evidente. La linea tratteggiata rappresenta lo spartiacque che passa per le cime più elevate (indicate con triangolini neri e quotati); esso circonda il complesso sistema di affluenti (*reticolo idrografico*) che alimentano il corso principale che sfocia alla sezione considerata a 951 m s.l.m. Il segmento **AB** è una linea lungo la quale immaginiamo di tagliare il rilievo perpendicolarmente alla superficie terrestre, al fine di ottenere il profilo della **fig. 3.21**.

3.5 - L'Istituto Geografico Militare (I.G.M.)

Fra le diverse istituzioni italiane che si occupano di cartografia (**scheda 3.1**) molto importante è l'**I.G.M.** che ha sede in Firenze e dipende dallo Stato Maggiore dell'Esercito. Coordina le strutture geodetiche utili alle conoscenze metriche (planimetria e altimetria) del territorio nazionale. In un secolo di attività ha redatto una carta topografica di tutto il territorio italiano in scala 1:25.000 (es. **figg. 3.11** e **3.18A**) dalla quale deriva la carta

fondamentale italiana in scala 1:100.000 (es. **figg. 3.18C e 3.19**). Essa copre l'Italia con 321 **fogli**, nei quali il rilievo è rappresentato con curve di livello con equidistanza di 50 m; nata all'inizio (1872) per scopi militari, è poi diventata il sostegno di tutto lo sviluppo nazionale. In questi ultimi anni è iniziata la preparazione della carta in scala 1:50.000 (es. **figg. 3.13 e 3.18B**) che, in molti particolari, è simile alla precedente, ma la stampa a colori, la simbologia più selettiva e il tratto del disegno la rendono più chiara e leggibile.



un ipotetico percorso AB. Il profilo evidenzia due valli solcate dai due torrenti che, in **fig. 3.16**, si vedono confluire poco a monte della quota 951 m.

Fig. 3.21 - Sull'asse orizzontale sono riportate le distanze da **A** verso **B** della **fig. 3.20**. Misurando sulla carta, con un normale righello, le distanze da A alle quali le isoipse tagliano il segmento **AB** e riportando, in scala opportuna, i valori delle quote di ciascuna curva di livello, si ottiene un profilo trasversale (così detto perché "trasversale" alla direzione dei principali corsi d'acqua o delle relative vallate). È come se si rappresentassero graficamente tutte le discese e salite che si incontrerebbero se si camminasse lungo

Per gli usi tecnici la carta più adatta è quella in scala 1:25.000; si tratta di **tavolette** in cui l'equidistanza di base delle isoipse è di 25 m, talora con curve ausiliarie di 5 m. In sintesi il territorio italiano è così suddiviso (**fig. 3.22**):

- **fogli in scala 1:100.000**; carte topografiche in piccola scala con lati 40 cm x 40 cm che coprono un'area di 1.600 km², cioè un quadrato con lato pari a 40 km; una distanza di 1 cm sulla carta equivale 1 km nella realtà, mentre una superficie di 1 cm² sulla carta equivale a 1 km² (100 hm² = 100 ha) nella realtà; essi sono suddivisi in quattro quadranti;
- **quadranti**; sono indicati dai numeri romani **I, II, III e IV** dal primo in alto a destra in senso orario; carte topografiche ancora in piccola scala con lati di 40 cm x 40 cm, (1:50.000) che coprono un'area di 400 km², cioè un quadrato con lato pari a 20 km; sono più dettagliate; infatti una distanza di 1 cm sulla carta equivale a 0,5 km = 500 m nella realtà, mentre una superficie di 1 cm² sulla carta equivale a 0,25 km² (25 hm² = 25 ha) nella realtà; essi sono divisi in quattro tavolette;
- **tavolette**; sono contrassegnate dal numero del foglio, dal quadrante e dal punto cardinale (**NO, NE, SO e SE**) del quadrante stesso; carte topografiche in media scala (1:25.000) molto dettagliate, con lati 40 cm x 40 cm, che coprono un'area di 100 km², un quadrato con lato pari a 10 km; una distanza di 1 cm sulla carta equivale a 0,25 km = 250 m nella realtà; una superficie di 1 cm² sulla carta equivale a 0,0625 km² (6,25 hm² = 6,25 ha) nella realtà.

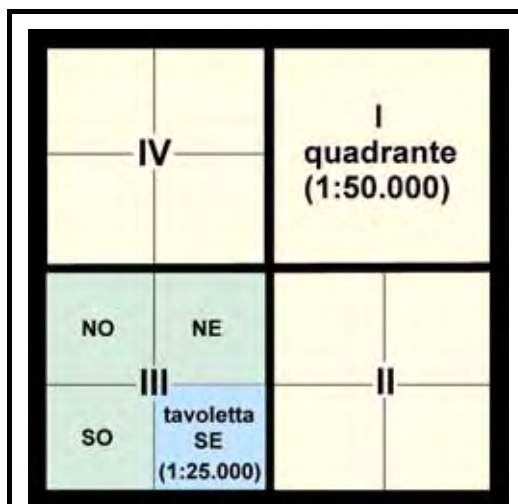


Fig. 3.22 - Divisione di un **foglio della Carta Topografica d'Italia** in scala 1:100.000 in **Quadranti (1:50.000)** ed in **Tavolette (1:25.000)**. La tavoletta in azzurro viene indicata nel seguente modo: *Tavoletta S.E. del III Quadrante del Foglio 68* (il Foglio di cui fa parte la porzione di carta in **fig. 3.18A**).

3.6 - Le carte geografiche generali

Le **carte topografiche** in scala superiore a 1:100.000 descrivono porzioni limitate della superficie terrestre e consentono valutazioni di tipo morfometrico (es. **figg. 3.11, 3.18a e 3.17**). Non vi sono problemi per precisione nella riproduzione in scala delle forme e delle dimensioni del paesaggio. Ma quando si considerano carte con scala più piccola, con rappresentazione di più ampie porzioni di territorio, sorgono problemi dovuti al fatto che,

mentre la superficie terrestre è in realtà curva, quella della carta è piana. Se una carta topografica rappresenta una superficie reale sufficientemente piccola da essere considerata praticamente piana, senza che ciò comporti errori apprezzabili, una carta a minor scala risulta approssimata, poiché è impossibile riportare la superficie sferica su un piano senza errori o deformazioni.

Le **carte geografiche** sono la rappresentazione approssimata e simbolica in scala piccolissima ($1:1.000.000 \div 1:100.000.000$) della superficie terrestre (nazioni e continenti). Le **carte corografiche** (o **carte regionali**) sono caratterizzate da una scala intermedia ($1:100.000 \div 1:1.000.000$) come, per esempio, le carte turistiche regionali dell'Automobil Club Italiano (**fig. 3.14**). I **mappamondi** o **planisferi** hanno scala inferiore a $1:100.000.000$ e rappresentano tutta la superficie terrestre (**fig. 3.23**); questi tipi di carte, raffigurate negli atlanti, sono molto deformate perché con esse si "pretende" di rappresentare sul piano una semisfera o addirittura una sfera intera.

Facendo riferimento al **reticolato geografico**, formato dall'intersezione dei meridiani e dei paralleli, nella rappresentazione delle carte, per effetto delle deformazioni, si commettono i seguenti tipi di errore:

- **distanza**; i rapporti fra le distanze sulla carta e quelle reali non corrispondono esattamente alla scala;
- **superficie**; estensioni uguali in diversi punti della carta non sono ugualmente equivalenti a quelle reali delle corrispondenti porzioni di territorio;
- **angoli**; in conseguenza delle deformazioni il reticolato geografico non appare costituito da meridiani e paralleli tra loro perpendicolari come invece accade nella realtà.

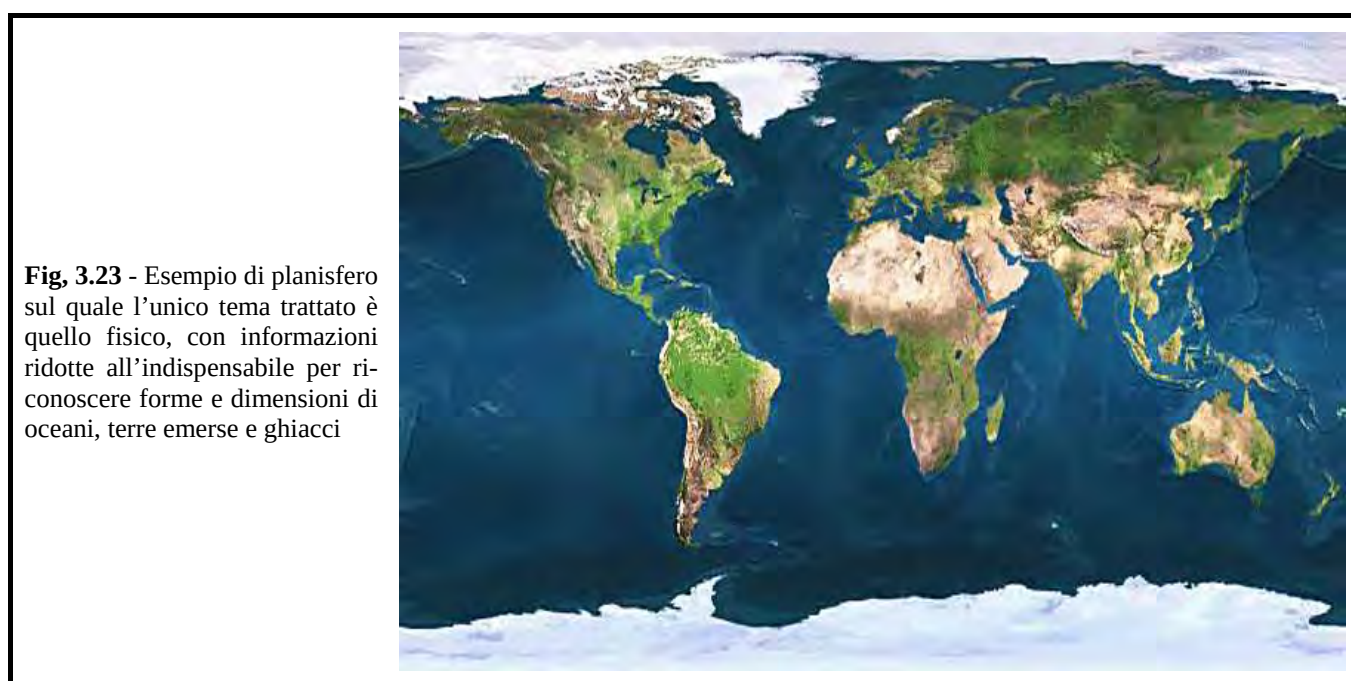


Fig. 3.23 - Esempio di planisfero sul quale l'unico tema trattato è quello fisico, con informazioni ridotte all'indispensabile per riconoscere forme e dimensioni di oceani, terre emerse e ghiacci

Adottando opportuni accorgimenti è possibile ottenere carte che siano precise rispetto ad almeno uno dei precedenti fattori di errore. Si potranno così ottenere:

- **carte equidistanti**; le distanze, in tutte le direzioni, sono in scala;
- **carte equivalenti**; ogni maglia del reticolo rappresentata ha un'area equivalente a quella reale sul terreno;
- **carte conformi**; i meridiani e i paralleli sono perpendicolari tra loro; non presentano errori angolari.

I metodi escogitati per trasferire su un piano la superficie della Terra vengono detti **proiezioni**; essi riducono al minimo o eliminano almeno uno degli errori succitati. La scelta del tipo di proiezione dipende dall'applicazione prevista per la carta (**schede 3.2 e 3.3**).

3.7 - Il sistema U.T.M. e reticolo chilometrico

In Italia, per la cartografia I.G.M., è stato adottato il procedimento inventato dal geodeta tedesco Carlo Federico GAUSS (1771 ÷ 1855). Tale sistema viene indicato con la sigla **Gauss-Boaga** o **Sistema Nazionale**. Esso è adottato, per convenzione internazionale, nella cartografia ufficiale di tutto il mondo e viene anche detto **sistema U.T.M. (Universal Transverse Mercator)**. È una proiezione che utilizza un cilindro tangente ad un meridiano. L'asse del cilindro è perpendicolare all'asse di rotazione terrestre (**fig. 3.24**). Il sistema U.T.M. utilizza un cilindro

diverso per ogni fuso di 6 gradi di longitudine, tangente al meridiano centrale del fuso. Il *meridiano centrale d'Italia* si trova a $12^{\circ} 27' 8''$ Long. Est (da Greenwich) e viene indicato, nella cartografia ufficiale, **Meridiano di Monte Mario** (o *Meridiano di Roma*). L'Italia comprende i fusi 32 (fra i meridiani 6° e 12° Long. E, ad Ovest del Meridiano di Roma) e 33 (fra i meridiani 12° e 18° Long. E, ad Est del Meridiano di Roma). La **fig. 3.24** mostra, con un'area gialla, la porzione d'Italia ad Est del Meridiano di M. Mario, quella compresa nel fuso 33, il cui meridiano centrale è a 15° Long. Est. Gli errori dovuti alle inevitabili deformazioni non superano quelli dovuti alle imprecisioni del disegno delle carte topografiche (lo spessore della linea più sottile sulla carta corrisponde, alla scala 1:25.000, ad una distanza reale di 5 m).

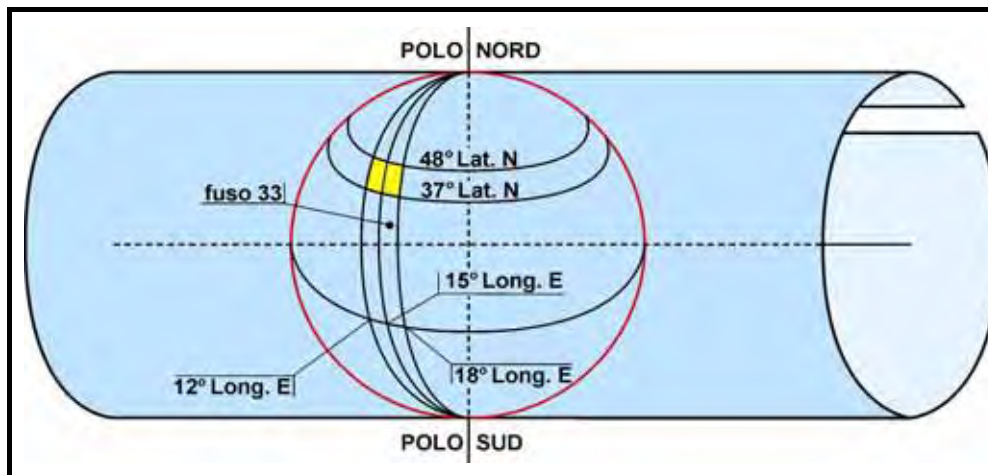


Fig. 3.24 - Proiezione secondo il sistema U.T.M. utilizzata dalla cartografia ufficiale dallo Stato italiano. Sul cilindro tangente al meridiano di **15° Long Est** viene proiettata una fascia compresa in appena 6° di longitudine. L'area gialla comprende la porzione d'Italia nel **fuso 33** a Est del meridiano di Monte Mario.

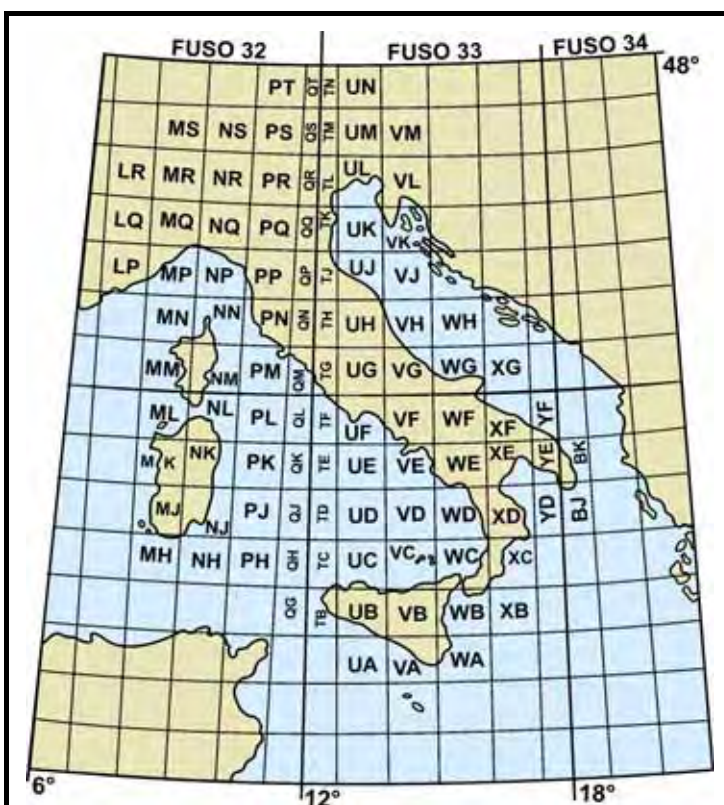


Fig. 3.25 - Confronto fra reticolato geografico (evidenziato dai meridiani 6° , 12° e 18° Long. Est, delimitanti i fusi 32 e 33) e il reticolato chilometrico, le cui linee verticali risultano leggermente divergenti rispetto ai meridiani.

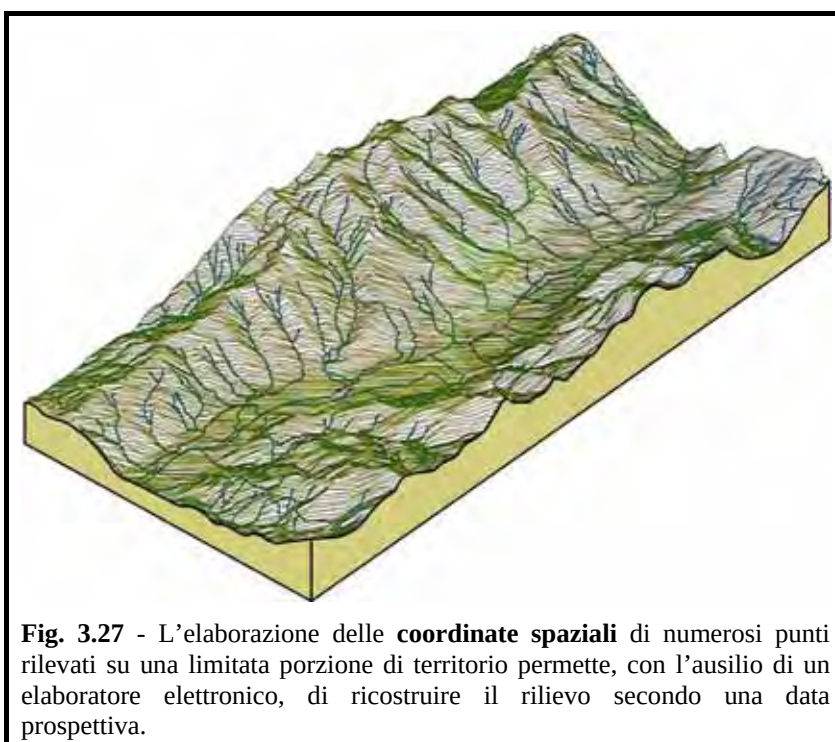
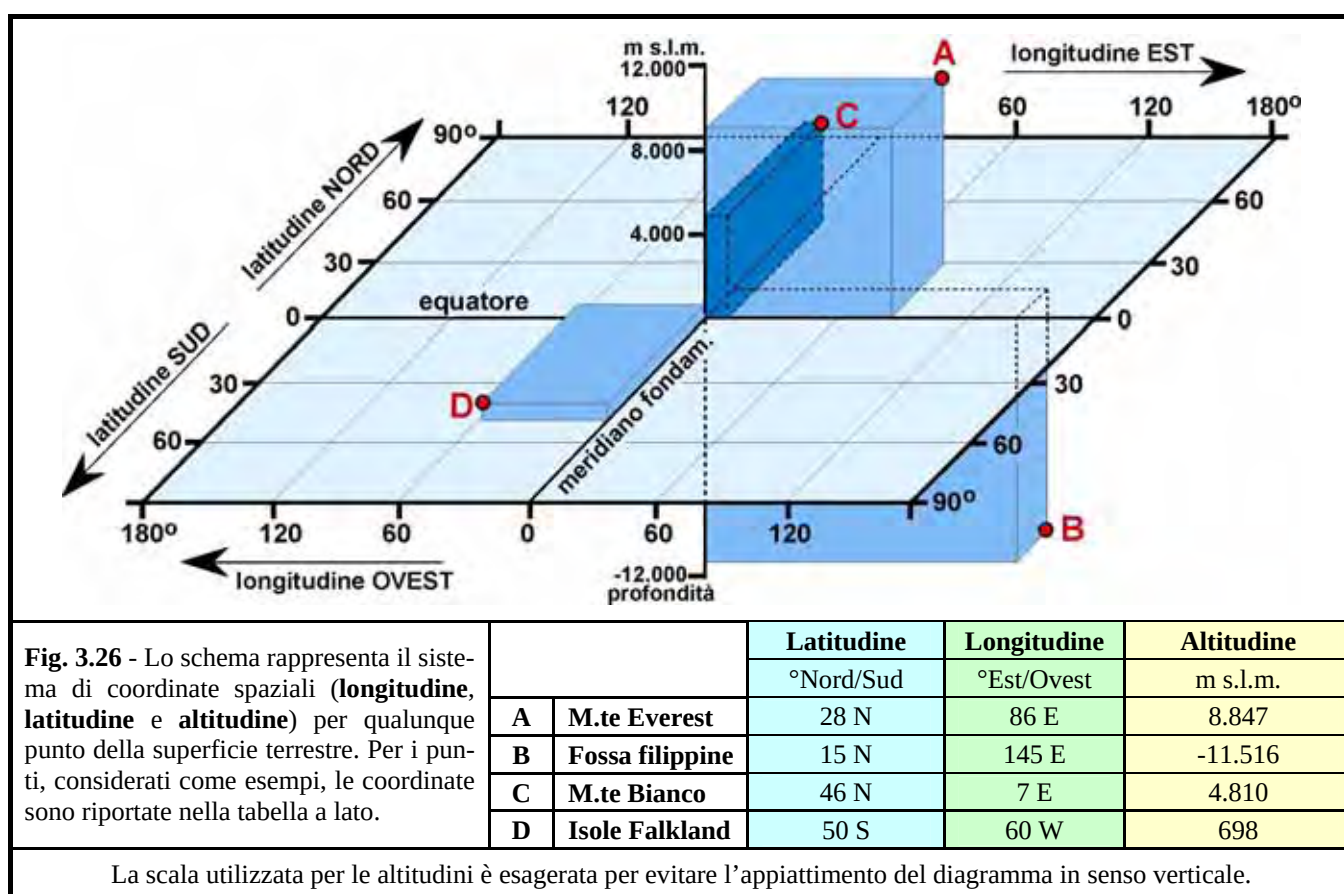
Nelle carte dell'I.G.M. non è disegnato il reticolo geografico, ma il **reticolo chilometrico**, come è ben visibile nella **fig. 3.11**. L'intersezione delle linee del reticolo chilometrico origina una serie di quadrati di lato pari a 100 km (**fig. 3.25**) contraddistinti da una coppia di lettere; la prima indica la colonna in senso W-E e la seconda la riga in senso N-S. Ognuno di questi quadrati è diviso in 10.000 quadrati di 1 km di lato, il cui reticolo compare sulle carte in scala 1:25.000 e 1:50.000; nelle carte in scala 1:100.000, per motivi di leggibilità, i quadrati hanno lati di 10 km. Infatti i quadrati hanno lati di 4 cm nelle carte topografiche in scala 1:25.000 (**fig. 3.11**) e di 2 cm nelle carte topografiche in scala 1:50.000 (**fig. 3.18B**). I reticolati geografico e chilometrico non sono coincidenti. I meridiani geografici infatti, per il tipo di proiezione usata, convergono verso Nord. La divergenza tra le righe verticali dei due reticolati (*disorientamento*) è riportata sulle carte, con indicazione del valore tra le note del bordo dei fogli.

3.8 - Coordinate spaziali di un punto

Un qualunque punto della superficie terrestre può essere individuato per mezzo di *tre coordinate spaziali*, di cui due sono le coordinate geografiche e

la terza è l'altitudine. Si tratta di un sistema ortogonale a tre assi definito da: ascisse, ordinate ed altezza. A titolo di esempio, in **fig. 3.26**, viene illustrato un sistema a tre assi di cui quello orizzontale (coincidente con l'equatore) rappresenta l'asse su cui sono riportati i valori da 0° a 180° Long. Est (verso destra, oriente) e da 0° a 180° Long. Ovest (verso sinistra, occidente). L'origine degli assi corrisponde all'intersezione dell'equatore con il meridiano fondamentale; questo rappresenta l'asse su cui sono riportati i valori da 0° a 90° Lat. Nord (verso l'alto, nell'emisfero boreale) e da 0° a 90° Lat. Sud (verso il basso, nell'emisfero australe). Questa coppia di assi

ortogonali (equatore e meridiano fondamentale) rappresenta il sistema delle coordinate geografiche, utili per individuare un punto su una superficie che, nella **fig. 3.26**, appare come un reticolato geografico a maglie larghe, coincidente con il livello marino.



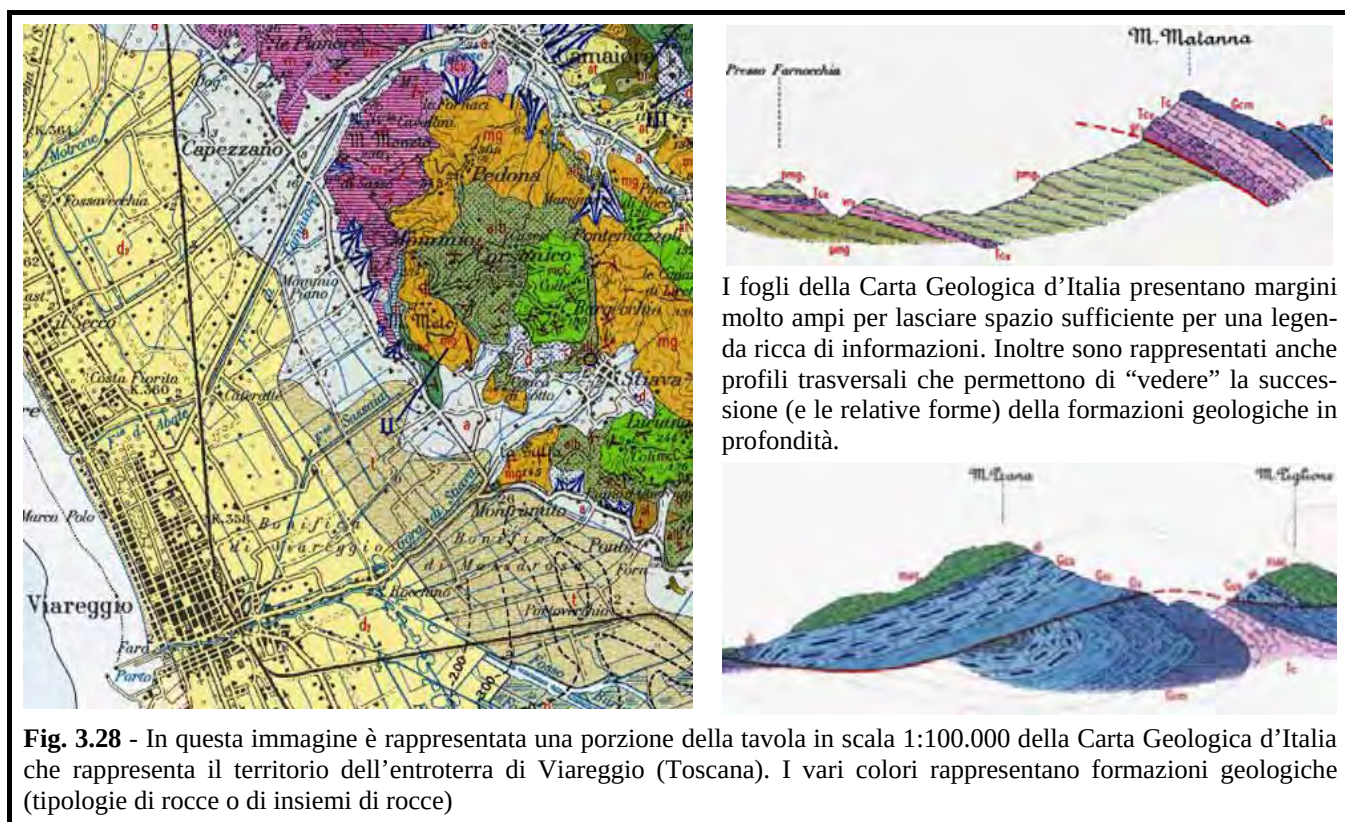
L'asse perpendicolare a tale piano, passante per la stessa origine di intersezione equatore/meridiano fondamentale, rappresenta le altitudini positive verso l'alto e negative (profondità) verso il basso. Nel diagramma spaziale di **fig. 3.26** sono rappresentati, come esempi, quattro punti particolari della superficie terrestre. Ma lo stesso ragionamento potrebbe essere effettuato con un sistema di coordinate spaziali sulla base di una porzione di territorio molto più limitata (anche pochi chilometri quadrati) avendo a disposizione una carta topografica di grande dettaglio (per es. in scala 1:10.000) dalla quale si possano derivare le coordinate spaziali di numerosi punti. Elaborando i valori delle coordinate con l'ausilio di un elaboratore elettronico, è possibile produrre immagini simili a quella indicata in **fig. 3.27**, dove il rilievo è rappresentato secondo una pro-

spettiva scelta a piacere. Queste elaborazioni permettono di visualizzare la forma del territorio e di effettuare misure e calcoli topografici per fini applicativi in tempi talmente brevi, da rendere possibili interpretazioni delle dinamiche territoriali fino a pochi decenni fa impensabili.

SCHEDA 3.1 - Gli enti cartografici italiani

In Italia l'attuale ordinamento prevede alcuni ENTI CARTOGRAFICI UFFICIALI:

Servizio Geologico d'Italia. Redige ed aggiorna la cartografia geologica del territorio nazionale. Prima della proclamazione del Regno d'Italia, Felice Giordano, ispettore del Corpo delle Miniere, aveva segnalato al governo il problema della conoscenza geologica del territorio in modo sistematico, come ormai da decenni si stava facendo in altri paesi del mondo. Fu istituita una commissione di cui fece parte anche Quintino SELLA, scienziato di fama internazionale in campo mineralogico e fondatore del Club Alpino Italiano. Fu egli stesso che presentò al Re un decreto che ordinava la realizzazione della carta geologica d'Italia in scala 1:50.000. Ma tre mesi dopo Quintino Sella diventò ministro delle finanze nel governo Rattazzi e dal suo ministero, inesorabilmente votato al pareggio dei conti dello Stato, il progetto non venne mai finanziato. Con l'avvento al potere di Depretis, nel 1876, iniziò il rilevamento del territorio italiano, ma in una scala meno dettagliata, 1:100.000. È stata una impresa che si è a lungo trascinata, con colpevole e scarsa attenzione dello Stato, tanto che l'ultimo foglio fu pubblicato nel 1970, 109 anni dopo la firma del decreto. È una storia esemplare che è alla radice della insufficiente conoscenza del territorio, aggravata dal fatto che, ancora oggi, il Servizio Geologico d'Italia (come altri enti) non è in grado di funzionare in modo adeguato rispetto alle gravi emergenze dei dissesti ambientali. La **Carta Geologica d'Italia** è stata redatta sulla base topografica I.G.M. in scala 1:100.000. Usando segni convenzionali e diversi colori, si rappresentano le strutture fondamentali e le formazioni costituenti le porzioni più superficiali della crosta, la loro origine ed età, aspetti molto utili per gli studi territoriali e per la gestione delle risorse naturali (esempi in figg. 3.28 e 3.29).



Istituto Geografico Militare Italiano (IGM). Nato soprattutto per curare l'allestimento delle reti geodetiche, planimetriche e altimetriche necessarie al rilevamento topografico di tutto il territorio nazionale. Realizza cartografie a varie scale. Tra le più significative si citano la Carta Topografica alla scala 1:100.000 (figg. 3.18A e 3.19), 1:50.000 (figg. 3.13 e 3.18B) e 1:25.000 (figg. 3.11 e 3.18C). Negli anni '60, ha dato avvio a una nuova serie di carte che rispondono ai criteri di unificazione europea con la realizzazione di fogli alla scala 1:50.000, sottomultipli della carta alla scala 1:250.000 e a sua volta inquadrata su una carta alla scala 1:1.000.000 identica alla Carta Internazionale del Mondo.

Ministero della difesa - Marina Militare Italiana - Istituto Idrografico della Marina. Ha il compito di eseguire il rilievo sistematico dei mari italiani, studiare le coste, produrre e aggiornare le carte nautiche ufficiali per la navigazione marittima. La cartografia prodotta comprende la copertura dei mari nazionali con la rappresentazione dei litorali e dei porti dalla scala 1:50.000 alla scala 1:5.000. La carta fondamentale italiana per la fascia costiera (I.I.M.) è in scala 1:100.000 nel formato 110 x 70 cm.

Ministero della difesa - Aeronautica Militare - Centro Informazioni Geotopografiche Aeronautiche (ex Sezione fotocartografica dello Stato Maggiore dell'Aeronautica). Ha compiti di pianificazione e programmazione nel settore fotocartografico, di produzione di carte per la navigazione aerea e di informazione geotopografiche. Ha realizzato la **Carta Aeronautica d'Italia** (1:500.000), a tinte ipsometriche (rappresentazione del rilievo con le sfumature di colore) divisa in undici fogli, il cui uso è legato alla navigazione aerea.



Fig. 3.29 - Riunendo tutti i 277 fogli in scala 1.100.000 e semplificando le informazioni si ottiene una carta geologica che rappresenta l'intero territorio italiano. Naturalmente, per la redazione di tale carta, è stato necessario adottare una piccola scala, pari a 1:1.250.000; si può quindi considerare una carta geografica/tematica.

Ministero dell'Economia e delle Finanze Agenzia del Territorio (ex Amministrazione del catasto e dei servizi tecnici erariali). Rileva, conserva ed aggiorna le mappe catastali dei comuni; esse descrivono con dettaglio la situazione del territorio nazionale dal punto di vista della proprietà fondiaria e urbana, delle colture e della utilizzazione del suolo. Il Catasto per la conservazione della proprietà privata e pubblica, per la valutazione dei redditi fondiari ed urbani, per la qualificazione e classificazione dei terreni, si basa su una propria cartografia. Lo scopo amministrativo e fiscale fanno della carta catastale una "carta speciale"; essa non prevede necessariamente la rappresentazione altimetrica del terreno; si tratta di mappe (carte in grande scala, fino a 1:500) che costituiscono un prezioso ausilio tecnico per i Comuni.

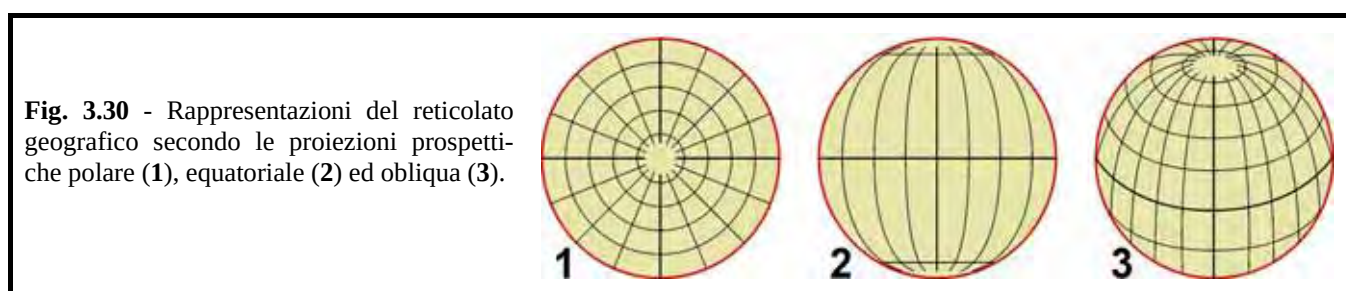
SCHEDA 3.2 - Proiezioni prospettiche o azimutali

Le proiezioni prospettiche affrontano il problema come un pittore che voglia rappresentare lo spazio nelle due dimensioni di un quadro. Anche il globo terrestre può essere visto in prospettiva, come proiettato su un quadro piano da un qualunque punto di vista. Quindi gli elementi essenziali di una proiezione sono: *punto di vista*, il *globo terrestre* e il *piano di proiezione*. Il modo con cui questi tre elementi essenziali stanno fra loro permette di classificare il tipo di proiezione prospettica. In funzione della **posizione del piano di proiezione** (fig. 3.30) le proiezioni possono essere:

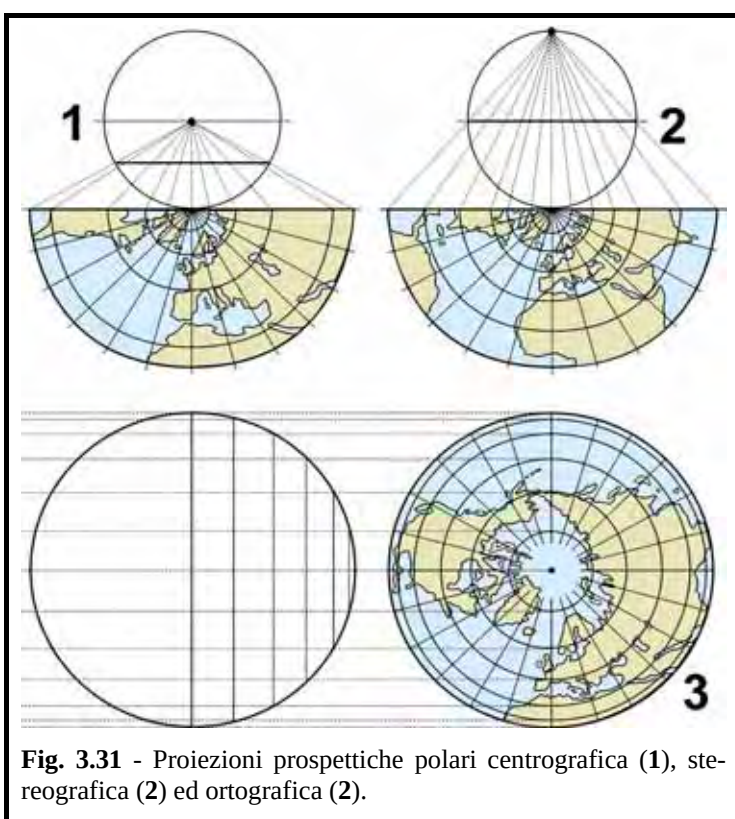
polari (se tangenti ad un polo);
equatoriali (se tangenti all'equatore);
oblique (se tangenti ad un qualunque parallelo).

Mentre in funzione della **posizione del punto di vista** le proiezioni possono essere:

ortografiche (se all'infinito);
stereografiche (se all'antipode del punto di tangenza del piano);
centrografiche (se al centro della Terra).



Pertanto si possono distinguere i casi nel seguito descritti.



PROIEZIONI PROSPETTICHE POLARI. Il disegno della carta è sempre circolare e serve per rappresentare unicamente le terre polari con contenute deformazioni verso il centro; verso l'esterno le terre che si trovano a latitudini più basse risultano con contorni via via più deformati. I meridiani appaiono come raggi divergenti dal centro (polo), mentre i paralleli risultano cerchi concentrici disposti a seconda della posizione del punto di vista:

proiezione prospettica polare centrografica (fig. 3.31/1) in cui i paralleli si allontanano molto verso l'esterno; l'equatore non è proiettabile;

proiezione prospettica polare stereografica (fig. 3.31/2); i paralleli si allontanano di poco dal centro; il cerchio più esterno è l'equatore;

proiezione prospettica polare ortografica (fig. 3.31/3); i paralleli si avvicinano dal centro; anche in questo caso il cerchio più esterno è l'equatore.

PROIEZIONI PROSPETTICHE EQUATORIALI. L'equatore e il meridiano, che passa per il punto di tangenza del piano di proiezione, sono due rette che si tagliano a metà nel centro di proiezione; si distinguono i seguenti casi:

proiezione prospettica equatoriale centro-grafica (fig. 3.32/1); i paralleli sono curve complesse che rivolgono la concavità verso i poli; i meridiani sono

rette parallele, perpendicolari all'equatore e più distanziate verso l'esterno;

proiezione prospettica equatoriale stereografica (fig. 3.32/2); i paralleli sono archi via via più distanziati e con raggio che diminuisce verso i poli; i meridiani sono archi più distanziati verso l'esterno;

proiezione prospettica equatoriale ortografica (fig. 3.32/3); i paralleli sono rette parallele all'equatore la cui distanza diminuisce verso i poli; i meridiani sono archi più ravvicinati verso l'esterno.

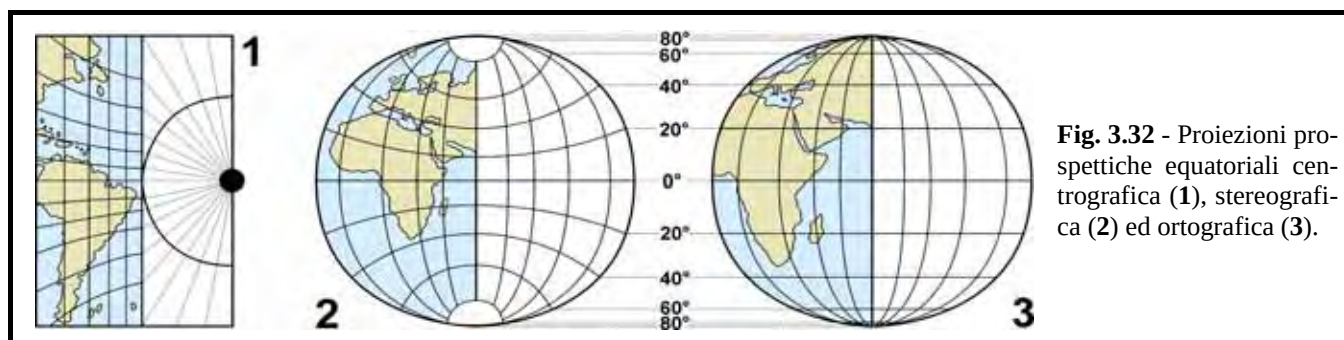


Fig. 3.32 - Proiezioni prospettiche equatoriali centrografica (1), stereografica (2) ed ortografica (3).

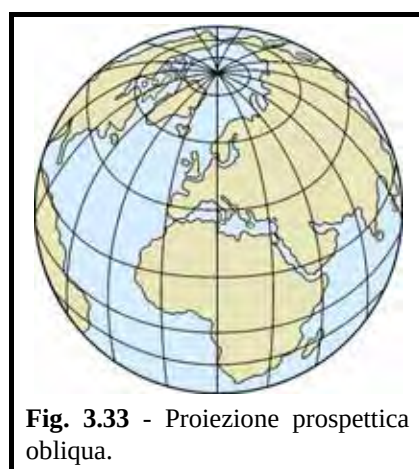


Fig. 3.33 - Proiezione prospettica obliqua.

PROIEZIONI PROSPETTICHE OBLIQUE. Il disegno è sempre circolare; meridiani e paralleli sono sempre archi di circonferenza, mentre alcuni paralleli possono essere addirittura dei cerchi (fig. 3.33).

SCHEDA 3.3 - Proiezioni di sviluppo

Le proiezioni di sviluppo sono ottenute immaginando di avvolgere il globo terrestre con un cono (**proiezione di sviluppo conica**) o con un cilindro (**proiezione di sviluppo cilindrica**). La proiezione del reticolato geografico avviene sulla superficie interna del cono (la fig. 3.34 riporta il caso di una proiezione centrografica) o del cilindro (la fig. 3.35 riporta il caso di una proiezione ortografica) che possiamo poi immaginare di "srotolare" sul piano. Dallo sviluppo del cono si ottiene un settore circolare (fig. 3.36), mentre da quello del cilindro si ottiene un rettangolo (fig. 3.37).

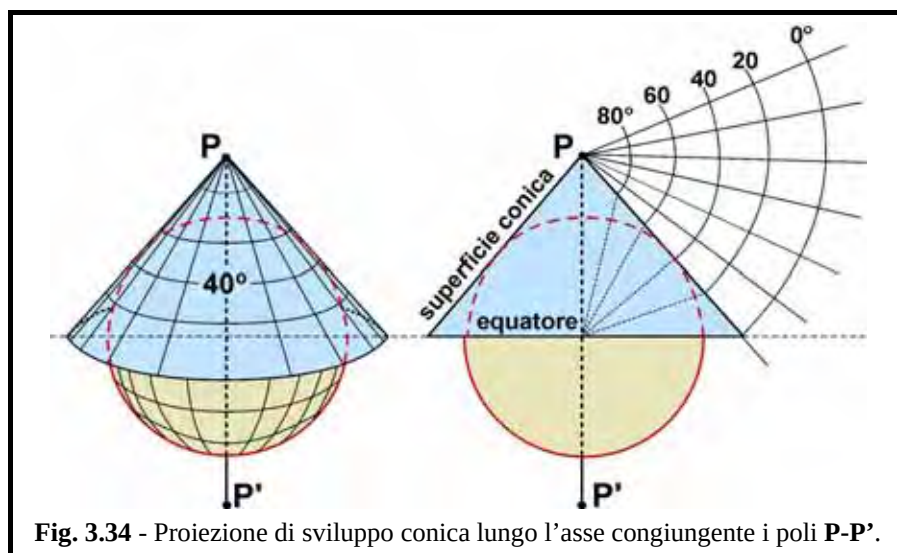


Fig. 3.34 - Proiezione di sviluppo conica lungo l'asse congiungente i poli P-P'.

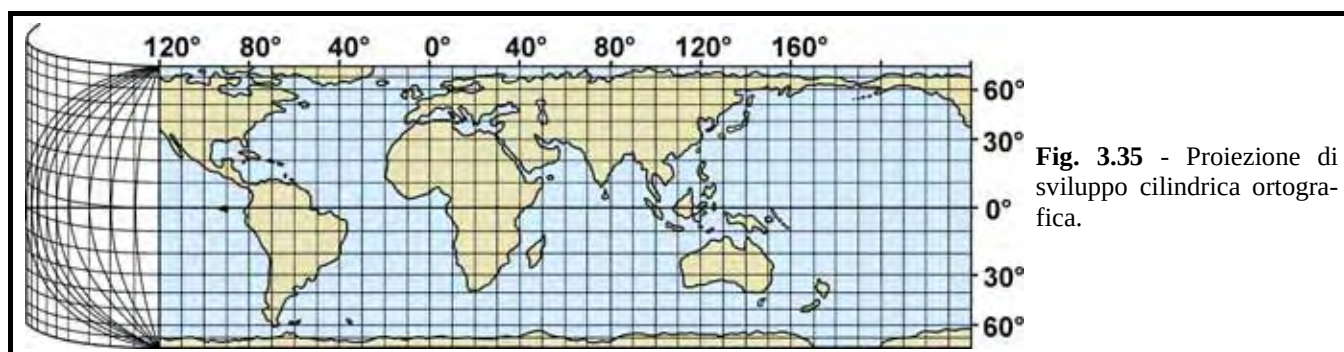


Fig. 3.35 - Proiezione di sviluppo cilindrica ortografica.

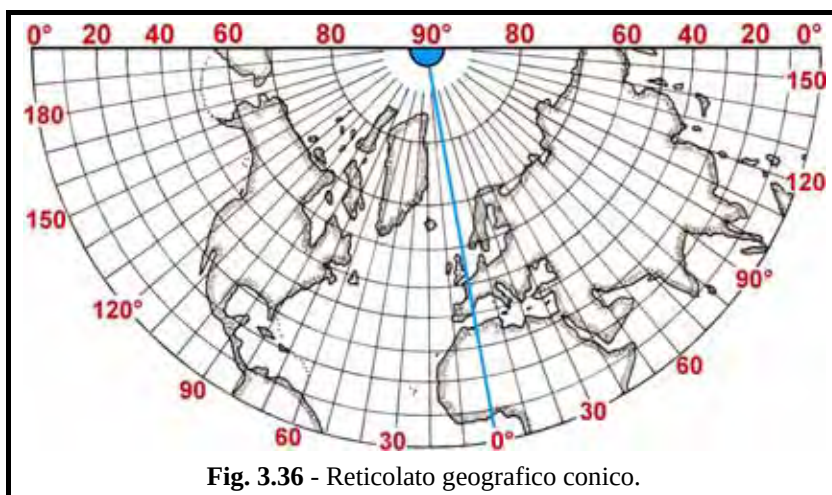


Fig. 3.36 - Reticolato geografico conico.

Tali proiezioni sono dette **vere**, perché ottenute dalla applicazione delle regole geometriche della proiezione. Esse non forniscono una precisione sufficiente; pertanto sono state proposte opportune modifiche per ottenere le **proiezioni di sviluppo modificate**, anche indicate come pseudoconiche (coniche modificate) e pseudocilindriche (cilindriche modificate). Un esempio è la **conica equivalente di Lambert-Gauss**, in cui il cono è “secante” (invece che tangente) al globo terrestre lungo due paralleli comprendenti il territorio che si vuole rappresentare con la migliore approssimazione. Questa proiezione è indicata per le regioni di media latitudine e le carte che si ottengono possono essere considerate equivalenti. Molto importante è la

cilindrica conforme di Mercatore (fig. 3.38) in cui i meridiani sono disposti come nelle cilindriche vere, mentre i paralleli sono rette parallele all’equatore che si allontanano reciprocamente verso i poli secondo una progressione corretta in modo da ridurre al minimo gli errori angolari. Si tratta quindi di un tipo di carta conforme adatta alla navigazione sia aerea, sia su mare ed alla quale si ispira il sistema U.T.M. (par. 3.7); l’aspetto negativo è rappresentato dalle notevoli deformazioni alle elevate latitudini.

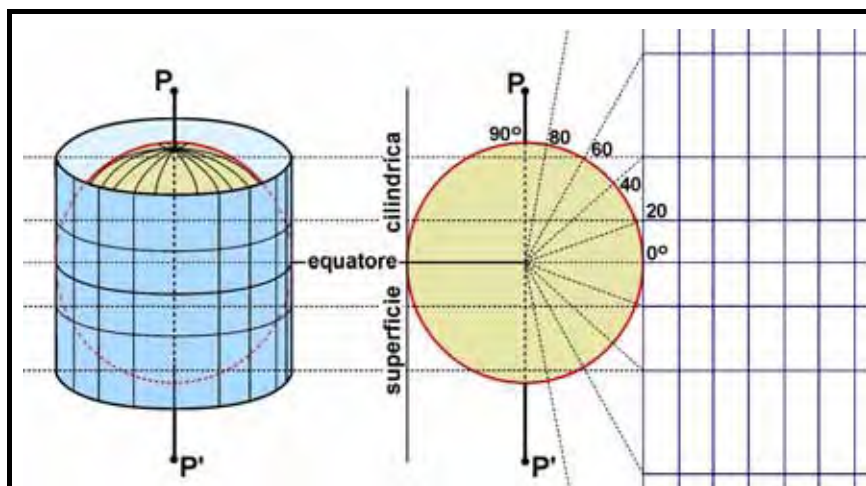


Fig. 3.37 - Proiezione di sviluppo cilindrica centrografica lungo l’asse congiungente i poli P-P’.

Se le proiezioni sono modificate secondo criteri non rigorosamente geometrici, ma con metodi in parte empirici, per ottenere il miglior compromesso fra le diverse esigenze di conformità, di equivalenza e di equidistanza, si ottengono le **proiezioni convenzionali**. Esse, per il fatto di non essere precise per nessuno dei diversi fattori di deformazione e quindi di non essere adatte per speciali applicazioni, ma essendo forse quelle più indicate per rappresentare l’intero globo terrestre sulla carta senza grandi deformazioni per nessuno di quegli stessi fattori, hanno un notevole valore divulgativo e sono molto usate negli atlanti tradizionali. Fra esse ricordiamo:

- **proiezione di Mollweide**; l’equatore e il meridiano centrale sono due segmenti che si tagliano a metà e il primo ha una lunghezza doppia del secondo (fig. 3.39/1); i paralleli sono rette parallele all’equatore come nella cilindrica ortografica, ma con distanze fra essi che diminuiscono più gradualmente delle due metà dell’equatore, che sono due semicirconferenze; allo scopo di ridurre le deformazioni, si può frazionare la proiezione in porzioni del globo comprendendo gruppi di continenti (fig. 3.39/2) ottenendo la **proiezione interrotta di Mollweide**;
- **proiezione ellittica equivalente di Eckert** in cui i poli vengono “stirati” per ridurre gli errori angolari che caratterizzano la proiezione di Mollweide, soprattutto alle elevate latitudini, migliorando anche i rapporti di equivalenza (fig. 3.39/3);
- **proiezione sinusoidale di Eckert** in cui i meridiani sono curve sinusoidali migliorando i rapporti di equivalenza rispetto alla precedente proiezione; ma aumentano gli errori angolari sui bordi, dove il contorno dei continenti è molto deformato (fig. 3.39/4).



Fig. 3.38 - Reticolo geografico di Mercatore.

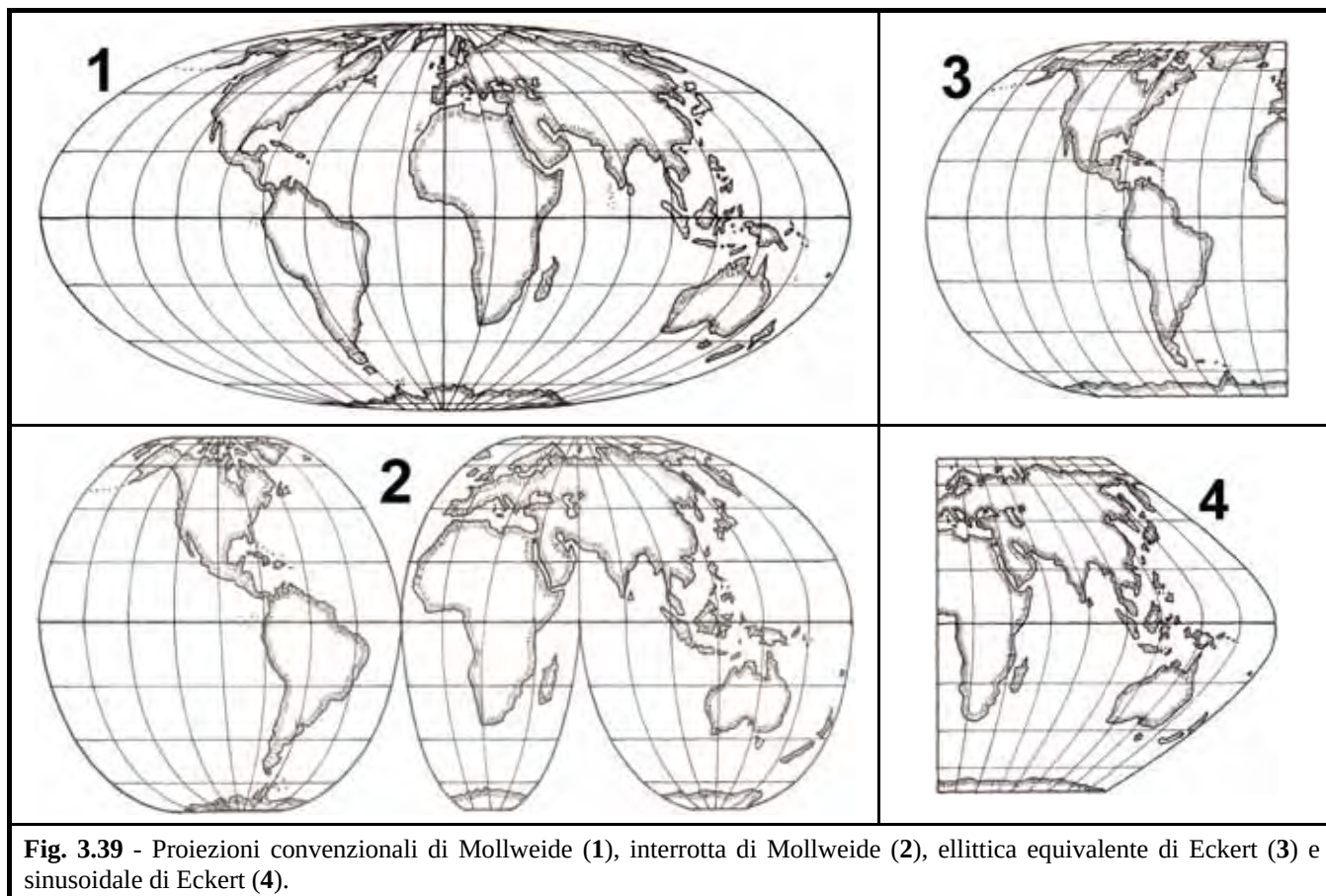


Fig. 3.39 - Proiezioni convenzionali di Mollweide (1), interrotta di Mollweide (2), ellittica equivalente di Eckert (3) e sinusoidale di Eckert (4).

SCHEDA 3.4 - Esempi di applicazioni in cartografia

CURVA IPSOGRAFICA. Facendo riferimento alla carta topografica in scala 1:25.000 illustrata in **fig. 3.20**, è possibile ricavare informazioni sulla pendenza dei versanti lungo una data sezione (**fig. 3.21**). Dalla stessa carta si possono ottenere altri dati utili per una migliore conoscenza del territorio rappresentato. Con un planimetro (strumento per la misura delle superfici) o con la tecnica della sovrapposizione di un foglio trasparente di carta millimetrata, si misura l'area compresa tra l'altitudine massima e una determinata curva di livello (in **fig. 3.20** tra 2.556 m s.l.m. e l'isoipsa 2.400 m). Questa superficie è valutata sulla carta in cm^2 , misura rapportata in quella reale in km^2 o in ettari [ha] secondo il quadrato del rapporto in scala (trattandosi di superfici). Questa operazione non comporta errori significativi in quanto le carte topografiche sono a piccola e media scala, equivalenti con un buon grado di precisione. La misura successiva viene eseguita sull'area compresa fra l'altitudine massima e una curva di livello di altitudine inferiore. Oppure viene misurata l'area fra la prima isoipsa e la seconda (fra le curve 2.400 e 2.300 m), ottenendo così la superficie di una **fascia altimetrica** o **ipsografica**; in questo caso il valore ottenuto viene cumulato al precedente per ottenere lo stesso che si sarebbe ottenuto misurando tutta la superficie compresa tra la vetta e la seconda isoipsa. Viene poi misurata l'area tra la vetta e una terza curva di livello (2.200 m), oppure l'area della fascia 2.300 - 2.200 m che viene cumulata al precedente valore. Si eseguono diverse misure che si riferiscono a superfici sempre più ampie verso valle, fino al valore finale che rappresenta l'area totale. I valori ottenuti si rappresentano su un diagramma dove, sulle ordinate, sono riportate le altitudini, mentre in ascissa, le aree crescenti verso valle (**fig. 3.40**).

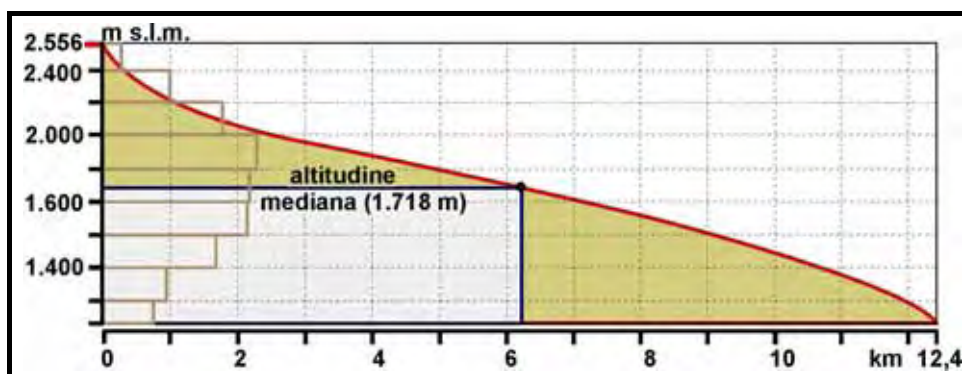


Fig. 3.40 - Curva ipsografica del territorio riportato in **fig. 3.20**. Le singole fasce altimetriche sono riportate come istogrammi di lunghezza proporzionale alle superfici; la loro somma è la superficie totale di ~ 12,4 km^2 , leggibile in corrispondenza del termine della curva a destra del diagramma.

Si individuano quindi diversi punti; la posizione di ciascuno è determinata dalle coordinate che sono la superficie cumulata tra la vetta e la curva di livello per l'ascissa e la quota di quella isoipsa per l'ordinata. Unendo i punti si ottiene la **curva**

ipsografica (o **ipsometrica**) che illustra la relazione tra estensione del territorio e altitudine. Da tale diagramma è possibile ricavare graficamente l'*altitudine mediana*, definibile come quella quota al di sopra e al di sotto della quale sono le due metà areali del territorio. Nella **fig. 3.41** è riportata la curva ipsografica del Mondo.

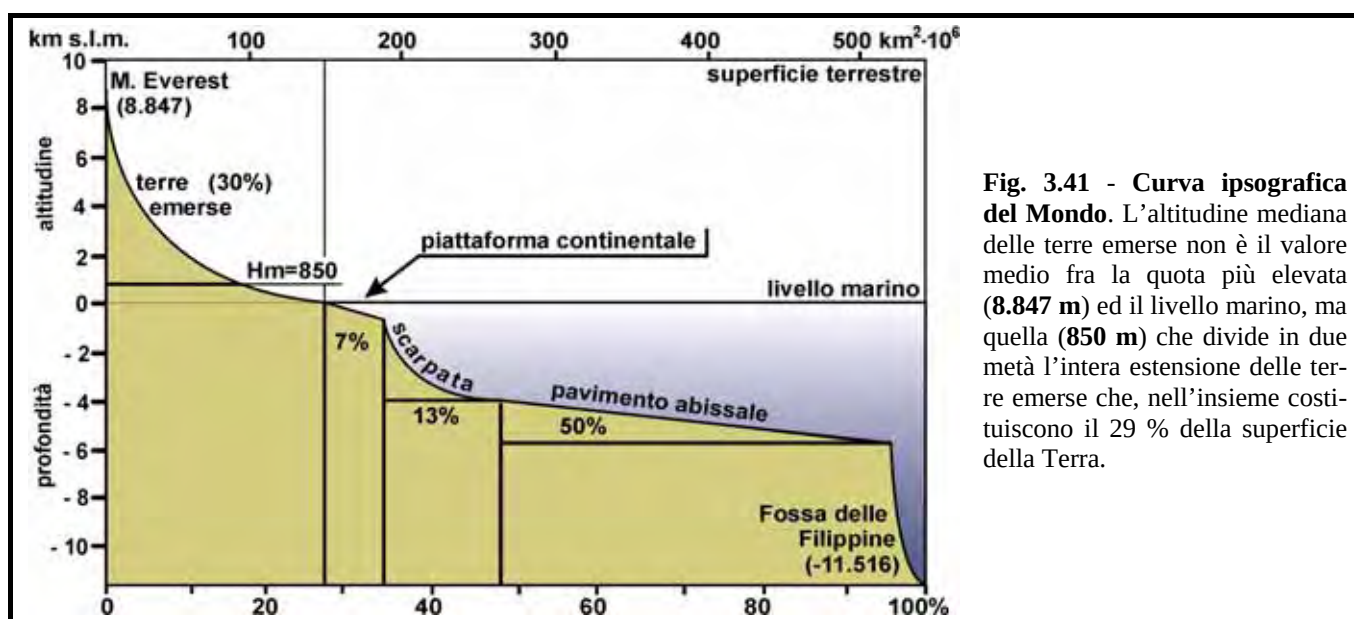


Fig. 3.41 - Curva ipsografica del Mondo. L'altitudine mediana delle terre emerse non è il valore medio fra la quota più elevata (8.847 m) ed il livello marino, ma quella (850 m) che divide in due metà l'intera estensione delle terre emerse che, nell'insieme costituiscono il 29 % della superficie della Terra.

L'analisi della distribuzione delle fasce altimetriche è utile per interpretare i fenomeni idrologici. Le porzioni di bacino ad elevata altitudine, soprattutto nelle Alpi, sono caratterizzate dall'accumulo di neve nella stagione invernale; pertanto i deflussi sono influenzati dalla fusione dei ghiacci e delle nevi nella tarda primavera e all'inizio dell'estate. Se la curva ipsografica evidenzia una prevalenza delle fasce altimetriche di bassa altitudine, il bacino alimenta il reticolo idrografico e le riserve sotterranee con contributi che derivano quasi esclusivamente dalle piogge.

CURVA DI FONDO DI UN FIUME. In **fig. 3.20**, presso la vetta situata a NW (in alto a destra) di altitudine pari a 2.556 m, si trovano le sorgenti dei due corsi d'acqua che confluiscono poco a monte della sezione terminale situata a quota 951 m. I corsi d'acqua sono indicati con tratti che tagliano le curve di livello secondo linee di massima pendenza. Il torrente più lungo che nasce a NW di quella vetta ha le sorgenti poco sopra la curva di livello 2.400 m. Fra le isoipse principali, con equidistanza $e = 200$ m, ve ne sono altre secondarie con equidistanza $e = 50$ m. Le sorgenti si trovano ad una altitudine leggermente inferiore alla curva 2.450 m. Le origini di quel corso d'acqua quindi si trovano a ~ 2.240 m s.l.m.; il torrente compie un percorso che lo porta a 951 m s.l.m. (limite inferiore della carta) con un dislivello pari a $2.240 - 951 = 1.289$ m. Con un compasso di precisione ad apertura fissa ($3 \div 5$ mm) si contano i passi necessari dalle origini alla sezione terminale; moltiplicando il numero di passi per il valore di apertura del compasso, si ottiene la lunghezza totale del corso d'acqua espressa in millimetri sulla carta. Utilizzando il rapporto di scala, si ottiene la lunghezza reale che, nel nostro caso, vale $\sim 5,8$ km. Quindi l'acqua del torrente scende a valle con una pendenza che si può grossolanamente stimare come il rapporto dislivello/lunghezza ($1.289 \text{ m} : (5,8 \text{ km}) = 222,2 \text{ m/km}$, un dislivello di poco più di 220 m per kilometro di percorso. Il profilo longitudinale del corso d'acqua è paragonabile ad un triangolo rettangolo la cui ipotenusa rappresenta la lunghezza reale dell'asta fluviale, l'altezza è il dislivello fra le quote massima e minima (1.289 m), mentre la base ($5,8 \text{ km} = 5.800 \text{ m}$) rappresenta la proiezione della lunghezza vera misurata sulla carta. Il rapporto fra i cateti $1.289 : 5.800 = 0,22$ è la pendenza dell'ipotenusa; moltiplicando tale valore per 100, si ottiene la pendenza % (22 %). Una pendenza pari al 100 % corrisponde ad un angolo di 45° (in quanto i due cateti sono uguali). Ma la pendenza del torrente non è la stessa in tutto il percorso; per avere più informazioni di come essa cambia dalle origini verso valle, è necessario disegnare la **curva di fondo** del corso d'acqua.

Si misura un primo valore, sulla carta, che si riferisce alla distanza tra le sorgenti e l'intersezione del corso d'acqua con l'isoipsa 2.400 m, un secondo valore sulla distanza tra le sorgenti e l'isoipsa 2.300 m, un terzo valore fino alla curva di livello 2.200 e così via, con distanze crescenti dalle sorgenti fino alle diverse curve di livello con equidistanza $e = 100$ m (o anche $e = 50$ m, ed anche meno, se è necessaria maggiore precisione). Si ottengono diverse coppie di dati (lunghezza dell'asta fluviale e quota) che individuano, su un diagramma con altitudine [m s.l.m.] per ordinate e lunghezza del torrente [km] per le ascisse, una serie di punti. Unendo questi ultimi si ottiene la curva di fondo del corso d'acqua considerato (**fig. 3.42**). Misurando l'area compresa fra la curva di fondo e gli assi e dividendo tale valore per la base (5,8 km), si ottiene l'altezza di un rettangolo equivalente che esprime l'*altitudine mediana* del corso d'acqua; cioè la quota al di sopra e al di sotto della quale corrono le due metà della lunghezza totale del torrente. Il rapporto percentuale tra l'altezza del triangolo di area uguale e la base (proiezione della lunghezza totale del corso d'acqua espressa in metri) esprime la *pendenza media* dell'alveo (cioè un valore più attendibile rispetto a quello sopra calcolato considerando il profilo longitudinale del torrente come un semplice triangolo). L'alveo del torrente è più ripido nel tratto a monte, dato che la curva di fondo è più alta del segmento che esprime il valore medio. A valle la curva di fondo passa sotto la retta ad indicare una minor pendenza. Questo fenomeno è caratteristico della maggior parte dei corsi d'acqua, molto più ripidi ed impetuosi in alta montagna rispetto alle fasce collinari e di pianura.

La **fig. 3.42** esagera le altezze sulle ordinate rispetto alle lunghezze sulle ascisse; il profilo appare quindi più ripido rispetto alla realtà. Utilizzando ipoteticamente la stessa scala per i due assi, il profilo apparirebbe meno inclinato, con l'altezza pari a poco meno di un quinto della base. La misura delle lunghezze sulla carta topografica è in realtà una misura delle loro proiezioni; nel caso illustrato le lunghezze misurate sono quelle riportate sulle ascisse, mentre quelle vere andrebbero misurate sul profilo. Tutte le determinazioni su carte sono misure su pianta topografica, quindi sottostimate rispetto alle dimensioni reali in modo tanto maggiore quanto più accentuate sono le pendenze dei rilievi e dei corsi d'acqua. Le misure su aree sono comunque rappresentative delle superfici reali che accolgono le acque delle precipitazioni che è l'aspetto che più interessa ai fini idrologici; la maggior parte dei corsi d'acqua inoltre ha pendenze inferiori al 10 % ed anche inferiori all'1 %; pertanto l'errore è trascurabile o addirittura inferiore al grado di precisione degli strumenti utilizzati. Nel caso di alvei con forti pendenze la costruzione della curva di fondo permette di ovviare a tali inconvenienti.

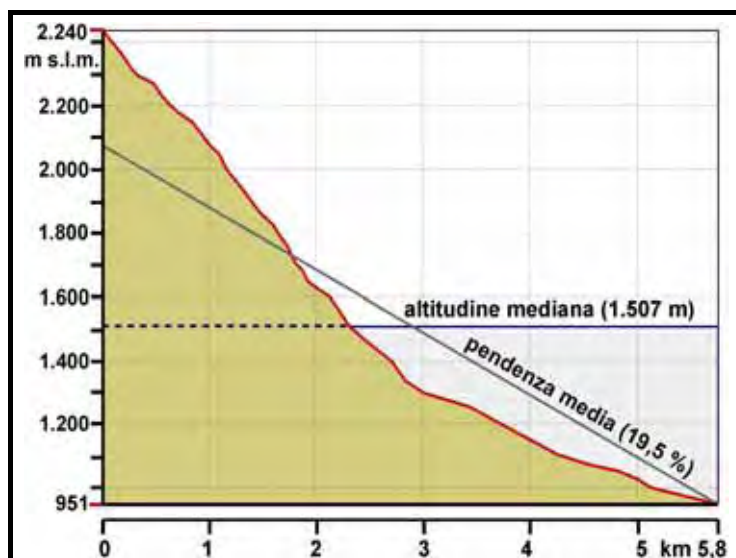


Fig. 3.42 - Curva di fondo del corso d'acqua indicato nella carta topografica di **fig. 3.20**. Lo zero delle ordinate viene fatto coincidere con la quota 951 m, corrispondente alla sezione terminale del torrente.

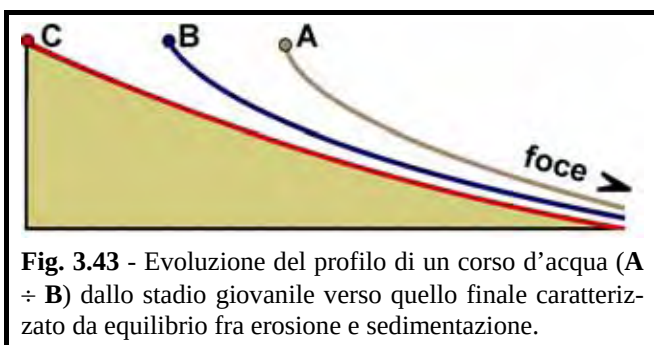


Fig. 3.43 - Evoluzione del profilo di un corso d'acqua (A ÷ B) dallo stadio giovanile verso quello finale caratterizzato da equilibrio fra erosione e sedimentazione.

La curva di fondo è un **profilo longitudinale di un corso d'acqua**, che rappresenta il variare della pendenza dalle sorgenti alla foce. Si consideri un ipotetico fiume che drena le acque di un bacino nel suo stadio giovanile; il profilo longitudinale ha l'aspetto della curva A della **fig. 3.43**. Con il tempo l'erosione favorisce l'arretramento delle sorgenti e la diminuzione della pendenza (curva B), finché si arriva ad una situazione in cui l'inclinazione è quasi uniforme (curva C). Con lo stadio di vecchiaia il grafico tende a diventare un triangolo dove il cateto base (**livello base** del profilo, corrispondente alla quota della foce) è la lunghezza totale in pianta del fiume, l'altezza è il dislivello fra le sorgenti e la foce,

mentre l'ipotenusa è un tratto a pendenza costante, con equilibrio fra erosione e sedimentazione in tutta la sua lunghezza.

INDICE DI FORMA. Importante è anche la forma di un determinato territorio; tanto più essa è simile a quella circolare, tanto più breve è il tempo di concentrazione delle acque di ruscellamento. In un bacino allungato gli afflussi derivati da un rovescio temporalesco sono più diluiti nel tempo. La forma del bacino può essere espressa dall'**indice di sinuosità (I)**, che indica il rapporto tra il perimetro **L** [km] del bacino e quello di una circonferenza racchiudente un'area **A** [km²] di uguale estensione:

$$I = \frac{L}{2 \cdot \sqrt{\pi \cdot A}}$$

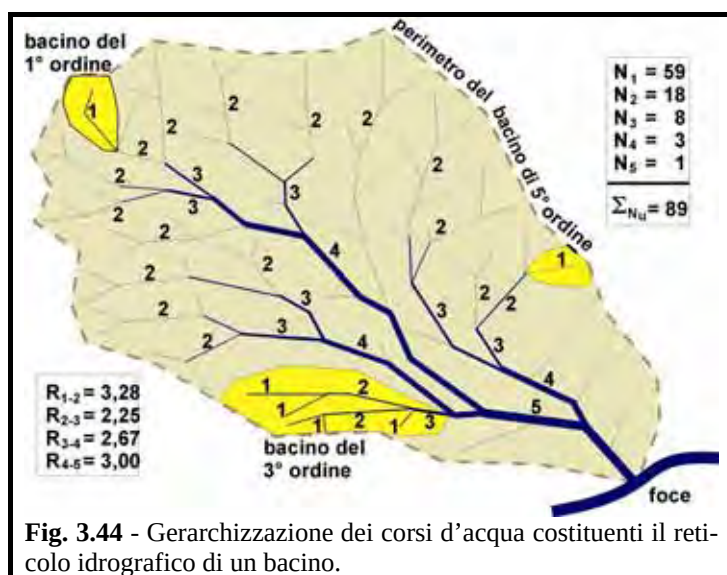


Fig. 3.44 - Gerarchizzazione dei corsi d'acqua costituenti il reticolo idrografico di un bacino.

Se il bacino avesse una forma perfettamente circolare, sarebbe $I = 1$; tanto più la forma è lontana da quella circolare, tanto più I è superiore ad uno.

GERARCHIZZAZIONE DEL RETICOLO IDROGRAFICO. Quando la rete idrografica ha una buona organizzazione in sistemi di corsi d'acqua che, confluendo assieme, danno origine a fiumi via via più importanti, è possibile, lavorando su una carta topografica, non solo separare con linee spartiacque i vari bacini idrografici parziali presenti in un determinato bacino, ma indicare l'ordine gerarchico dei vari segmenti fluviali con un criterio uniforme, sia pure convenzionale. Le aste che non ricevono confluenze vengono dette di primo ordine. Due corsi d'acqua di primo ordine che confluiscono danno origine ad un segmento di secondo ordine. Due di secondo danno origine ad uno di terzo ordine e così via. Attenzione! Un'asta, per esempio, di terzo ordine, se riceve il contributo di un corso d'acqua di ordine inferiore, permane, a valle del-

la confluenza, dello stesso livello gerarchico, fino a quando non confluisce con un fiume dello stesso ordine diventando così del quarto livello gerarchico (**fig. 3.44**). Se indichiamo con u il numero d'ordine dei segmenti idrografici e con N_u il numero di segmenti idrografici di ordine u in un determinato bacino, troveremo che N_u diminuisce regolarmente con l'aumentare del numero d'ordine u . Si definisce così il **rapporto di biforcazione** che viene espresso dalla seguente relazione:

$$R_b = \frac{N_u}{N_{u+1}}$$

Questo indice dovrebbe variare poco al passaggio fra due ordini successivi e via via superiori (per esempio da un massimo di 3,28 ad un minimo di 2,25 in **fig. 3.38**) in un bacino con caratteristiche omogenee, in cui la struttura geologica non eserciti una influenza dominante sul disegno della rete idrografica. Con R_b pressoché costante, i vari N_u crescerebbero in progressione geometrica al diminuire di u .

TEMPO DI CORRIVAZIONE. Quando sono note le caratteristiche morfometriche di un bacino e del suo reticolo idrografico, è possibile valutare alcuni parametri utili per l'interpretazione di determinati fenomeni fisici di particolare interesse. Fra questi il **tempo di corrivazione** (T), cioè *il tempo teorico che una goccia d'acqua, caduta nel punto più lontano del bacino, impiega per giungere ad una determinata sezione di un fiume (o ad un lago)*. Esso si ottiene dall'applicazione di formule più o meno complesse; fra quelle note dalla letteratura scientifica si è ritenuto proporre quella proposta da GIANDOTTI (1937) che, per i bacini con superficie inferiore a 500 km², è la più utilizzata:

$$T = \frac{4 \cdot \sqrt{S} + 1,5 \cdot L}{0,8 \cdot \sqrt{Z}}$$

dove S [km²] è la superficie di bacino sotteso alla sezione in corrispondenza della quale si vuole determinare T ;
 L [km] è la lunghezza del corso d'acqua dalle sorgenti alla sezione considerata;
 Z è la differenza [m] tra l'altitudine mediana e quella della sezione.

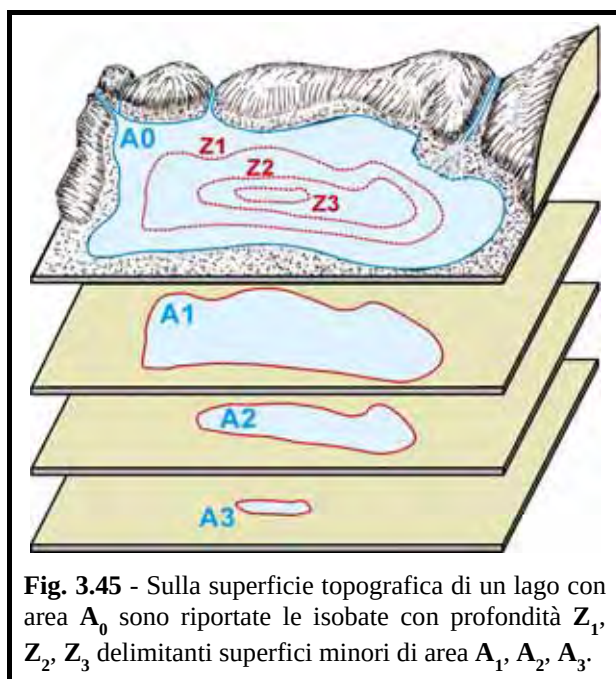


Fig. 3.45 - Sulla superficie topografica di un lago con area A_0 sono riportate le isobate con profondità Z_1, Z_2, Z_3 delimitanti superfici minori di area A_1, A_2, A_3 .

Il tempo di corrivazione viene utilizzato per la stima dei fenomeni di piena quando siano noti i valori delle massime precipitazioni e concentrate in breve tempo (su scala oraria) registrate alle stazioni pluviometriche. In linea di massima questo dato è tanto più piccolo quanto minori sono le dimensioni del bacino e tanto più vicino ad uno è l'indice di forma; in tali condizioni i fenomeni di piena sono determinati prevalentemente dai brevi ma violenti rovesci temporaleschi. I bacini di maggiori dimensioni, con minori pendenze delle aste fluviali, una buona gerarchizzazione ed un elevato indice di forma, presentano più alti tempi di corrivazione; quindi il maggior deflusso delle acque è conseguenza di precipitazioni pure intense, ma insistenti per più tempi più lunghi.

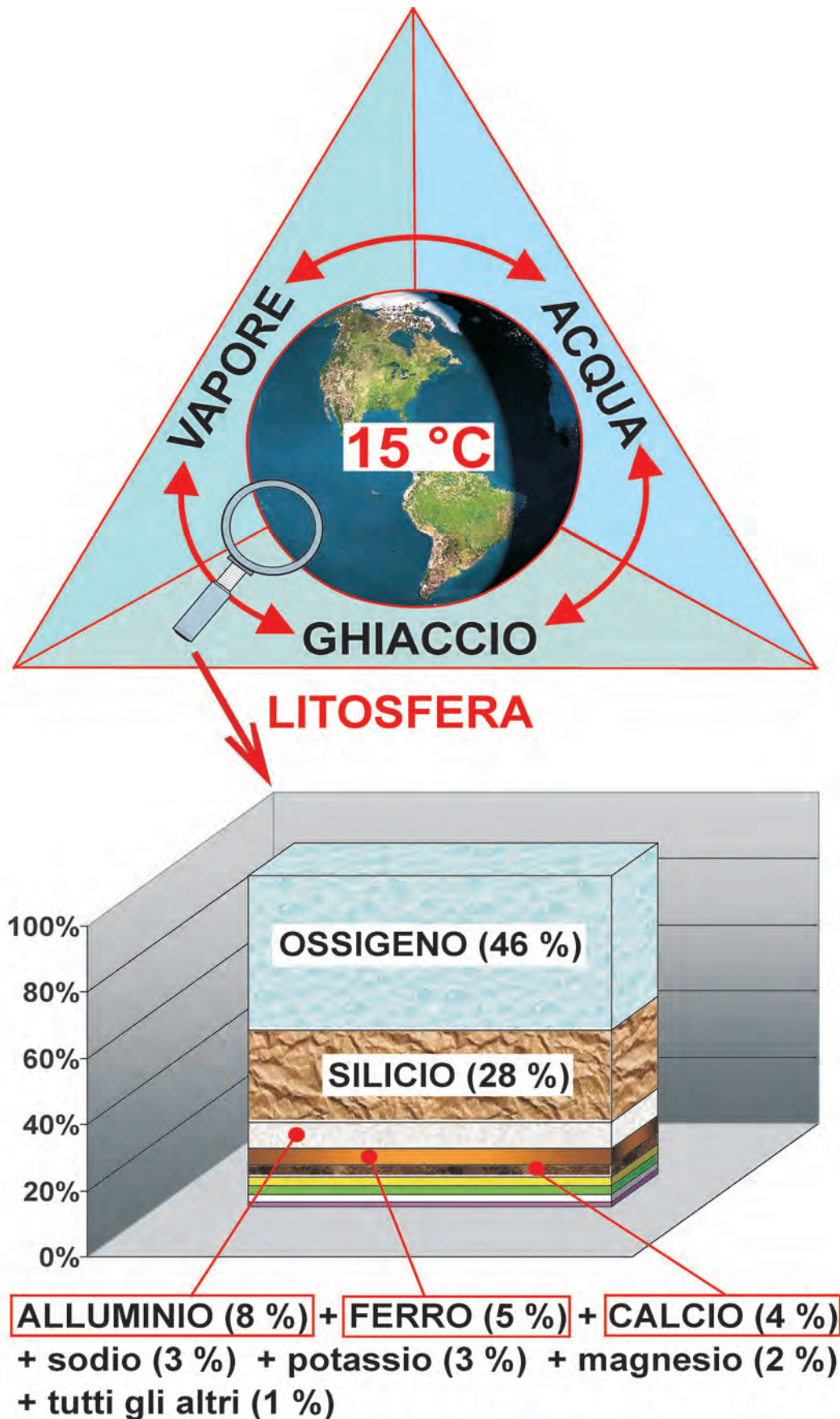
VOLUME DI UN LAGO. Disponendo della batimetria di un lago (desunta mediante scandagli o ecometri) si ricava la *profondità massima* (Z) e misurando le aree comprese entro le isobate (linee congiungenti punti con uguale profondità; **fig. 3.45**) sulla carta batimetrica, si determinano i volumi d'acqua delle diverse fasce di profondità considerandole con la geometria del tronco di cono. $Z_1, Z_2, Z_3, \dots, Z_n$ sono le profondità crescenti delle isobate tracciate sulla topografia del lago fino alla profondità massima Z_m . $A_0, A_1, A_2, A_3, \dots, A_n$ sono le superfici totali del lago e comprese nelle isobate. Si paragona il lago ad una sovrapposizione di tronchi di cono aventi per basi le superfici racchiuse dalle isobate

e per altezze le distanze tra queste. Il volume totale del lago (V) è dato dalla somma dei volumi dei tronchi di cono:

$$\begin{aligned} V_1 &= [Z_1 \cdot (A_0 + A_1 + A_0 \cdot A_1)] : 3 & + \\ V_2 &= [(Z_2 - Z_1) \cdot (A_1 + A_2 + A_1 \cdot A_2)] : 3 & + \\ V_3 &= [(Z_3 - Z_2) \cdot (A_2 + A_3 + A_2 \cdot A_3)] : 3 & + \\ &\dots\dots\dots & \\ V_{n-2} &= [(Z_{n-1} - Z_{n-2}) \cdot (A_{n-2} + A_{n-1} + A_{n-2} \cdot A_{n-1})] : 3 & + \\ V_{n-1} &= [(Z_n - Z_{n-1}) \cdot (A_{n-1} + A_n + A_{n-1} \cdot A_n)] : 3 & + \\ V_n &= [(Z_m - Z_n) \cdot A_n] : 3 & = \\ V &= V_1 + V_2 + V_3 + \dots\dots + V_{n-2} + V_{n-1} + V_n \end{aligned}$$

Sempre utilizzando la carta topografica di un lago si possono poi misurare la *superficie* (S), la *lunghezza massima* (L), la *larghezza massima* (b), il *perimetro* (P), dati utili per il calcolo di altri parametri quali la *larghezza media* (A/L), l'*indice di forma* (I) e il *rapporto tra superficie del bacino e quella del lago*, importante per una migliore interpretazione dell'idrologia. Un più ampio bacino raccoglie più precipitazioni e ciò implica un migliore ricambio d'acqua, ricambio che può essere limitato per un grande lago ma con relativo bacino molto piccolo. Mediante il semplice rapporto V/A si ricava la *profondità media* (Z_m). Il rapporto Z/Z_m rappresenta l'*indice di incavamento*, che indica quanto sono incassate le sponde di un lago.

MODULO II: COMPOSIZIONE DELLA TERRA



La probabilità che in un punto dell'Universo possa esserci una temperatura alla quale possa esistere **acqua** allo stato liquido è pari a circa 1 su 10.000.000. Una situazione eccezionale, ma lo è ancor di più quella della Terra, la cui temperatura media superficiale (**15 °C**), è compresa nell'intervallo $10 \div 20$ °C che consente la contemporanea presenza dell'acqua anche allo stato solido (**ghiaccio**) e gassoso (**vapore**).

La contemporanea presenza dei tre stati fisici dell'acqua è una caratteristica che rende il nostro pianeta unico nel Sistema Solare e molto raro nell'Universo; è la ragione per cui è possibile il **ciclo dell'acqua**, che comporta continui passaggi da uno stato all'altro. Dal ciclo dell'acqua dipendono molti dei fenomeni sulla superficie della Terra, la sua stessa morfologia e l'esistenza della vita.

Non solo acqua tuttavia ed anche se la sua presenza distingue la Terra nell'Universo, non è la materia più abbondante. La massa della **litosfera** (la porzione più superficiale del globo), per esempio, è costituita dal **46 % di ossigeno** (entra nella composizione chimica di quasi tutte le sostanze), dal **28 % di silicio** (costituente fondamentale dei materiali rocciosi) e da minori quantità di **alluminio**, **potassio**, **magnesio**,....

Fra gli elementi più rari è il **carbonio**, eppure il più importante per la vita. Tutti i materiali che costituiscono i viventi (ed i loro derivati) sono costituiti da composti del carbonio. Possiamo affermare che così come il dominio minerale può essere descritto dalla "*chimica del silicio*", quello vivente può essere descritto dalla "*chimica del carbonio*".

Con il **Modulo II (Composizione chimica della Terra)** si definiscono le principali caratteristiche dei materiali costituenti il nostro pianeta attraverso l'analisi delle abbondanze degli elementi e del loro ruolo nei cicli della materia (**capitolo 1**). Quindi si passa a descrivere lo stato fisico dei materiali terrestri e le loro trasformazioni (**capitolo 2**). Infine si studiano i composti del silicio quali costituenti fondamentali del dominio minerale (**capitolo 3**). Si tratta di rispondere alla seguente domanda: **di che cosa è fatta la Terra?**

1 - COMPOSIZIONE CHIMICA DELLA TERRA

1.1 - Di che cosa è fatta la Terra

La Terra (**fig. 1.1**) può essere suddivisa nel seguente modo:

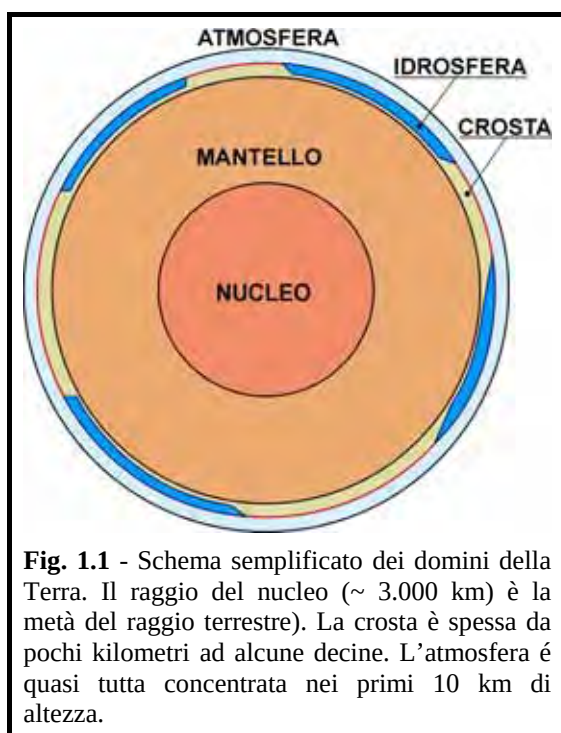


Fig. 1.1 - Schema semplificato dei domini della Terra. Il raggio del nucleo (~ 3.000 km) è la metà del raggio terrestre). La crosta è spessa da pochi chilometri ad alcune decine. L'atmosfera è quasi tutta concentrata nei primi 10 km di altezza.

biosfera, insieme di tutti gli organismi viventi sulla Terra;
atmosfera, involucro gassoso della Terra;
idrosfera, insieme delle acque superficiali (mari, fiumi, laghi, nubi,...) e sotterranee (falde acquifere, umidità del suolo, acque ipogee,...);
litosfera, involucro rigido della Terra (crosta e porzione superficiale del mantello superiore);
astenosfera, costituisce gran parte del mantello superiore (fino ad un massimo di 250 km di profondità);
mantello inferiore e nucleo, le parti più profonde della Terra, quelle meno conosciute.

Usando una terminologia cara ai naturalisti di un tempo, astenosfera, litosfera, idrosfera e atmosfera costituiscono il **dominio minerale**, mentre la biosfera è il **dominio vivente**; più modernamente **ambiente fisico** e **ambiente biologico** rispettivamente. È un modello a sfere concentriche, in cui si succedono una serie di "strati" fra loro interdipendenti, ispirato da certe visioni medioevali del mondo, protese a raffigurare una grande struttura unitaria, una sorta di architettura dell'Universo.

Conosciamo abbastanza bene la biosfera, l'atmosfera, l'idrosfera e la parte più superficiale della litosfera (poco delle sue porzioni profonde). Sappiamo nulla direttamente della astenosfera,

ma è possibile formulare ipotesi attendibili. Le supposizioni sulla composizione delle porzioni più profonde della Terra vanno considerate con molta cautela. *Ciò che conosciamo e che possiamo conoscere del nostro pianeta è sempre più approssimativo e difficile dalla superficie verso il centro.* Qual è lo stato attuale delle conoscenze? Per rispondere a tale domanda è necessario conoscere un po' di *chimica* (**scheda 1.1**).

1.2 - Elementi della biosfera, dell'atmosfera e dell'idrosfera

Le sostanze elementari (specie atomiche) più diffuse nei viventi, animali e vegetali, di qualunque dimensione, acquatici o terrestri, sono rappresentati nella **tab. 1.1**. Esse partecipano alla formazione della materia vivente per il 97 % in massa circa. Quali costituenti fondamentali del corpo degli organismi, sono detti **elementi primari plastici**; essi hanno numero atomico minore di 10, tanto che l'atomo più pesante, l'ossigeno ($M \sim 16$) è uno dei più leggeri tra quelli elencati in **tab. 1.6**. Il restante 3 % è costituito da più di venti elementi, i più importanti dei quali con numero atomico compreso fra 10 e 20 (**scheda 1.2**). Gli elementi pesanti nella materia vivente sono scarsi.

elemento	simbolo	numero atomico (Z)	massa atomica relativa (M)
ossigeno	O	8	15,99
carbonio	C	6	12,01
idrogeno	H	1	1,01
azoto	N	7	14,01

Tab. 1.1 - Elementi primari plastici.

L'atmosfera, escludendo l'acqua in essa contenuta (umidità, nebbia, nuvole, pioggia, grandine, neve) ed eventuali sostanze inquinanti, è costituita dagli elementi riportati in **tab. 1.2**; i valori tengono conto anche degli elementi che compongono l'anidride carbonica (CO_2 ; ~ 0,03 %) ed il metano (CH_4 ; ~ 0,0002 %). È difficile stabilire i limiti dell'atmosfera; il suo strato più basso (*troposfera*) compenetra parte delle altre sfere (litosfera, idrosfera e biosfera). L'aria si mescola con le acque superficiali, si insinua nelle minuscole discontinuità del suolo, entra nella materia vivente a tutti i livelli della sua organizzazione.

elemento	simbolo	numero atomico (Z)	massa atomica relativa (M)	% in volume
azoto	N	7	14,01	78,08
ossigeno	O	8	15,99	20,97
argon	Ar	18	39,95	0,93
carbonio	C	6	12,01	0,017
neon	Ne	10	20,18	0,002
elio	He	2	4,00	0,0005
idrogeno	H	1	1,01	0,0002
kriptone	Kr	36	83,80	0,0001
xenone	Xe	54	131,30	0,000009

Tab. 1.2 - Gli elementi dell'atmosfera.

a stratificarsi; le più pesanti (azoto e ossigeno) sono in prossimità della superficie, quelle più leggere (idrogeno), al di sopra (**tab. 1.3**). La situazione è più evidente dall'osservazione della **fig. 1.3**, dove viene illustrata l'abbondanza dei gas più comuni in funzione dell'altezza e dove si osserva che il più leggero costituisce quasi interamente l'atmosfera oltre i 130 km di altezza. Le molecole più pesanti sono quelle dell'anidride carbonica e dell'acqua, ma in quantità così ridotte (0,03 % e 0,2 % rispettivamente) che non sono rappresentate nel diagramma. Salendo di quota l'argo diventa molto rarefatto, fino a diventare assente fra i 60 e 80 km di altezza, mentre compare l'elio che diventa il gas più importante con l'idrogeno. In linea di massima il comportamento fisico dell'atmosfera obbedisce alle classiche leggi della termodinamica (**scheda 1.3**).

La troposfera, parte dell'atmosfera che si innalza a non più di una decina di chilometri di altezza, contiene il 70 ÷ 80 % della massa totale dell'aria; in essa avvengono la circolazione dell'aria (fondamentale per il tempo atmosferico in tutto il globo) e una parte importante dei processi legati ai viventi. Ha uno spessore sottile, meno della cinquecentesima parte del raggio terrestre, come una pellicola inferiore al millimetro che avvolge una sfera di un metro di diametro. All'aumentare della altitudine la pressione dell'aria diminuisce (**fig. 1.2**); l'aria si fa più rarefatta, fino a diventare quasi inesistente, senza che sia possibile stabilire un confine.

Le molecole dei diversi gas che compongono l'atmosfera, in funzione della loro massa, tendono

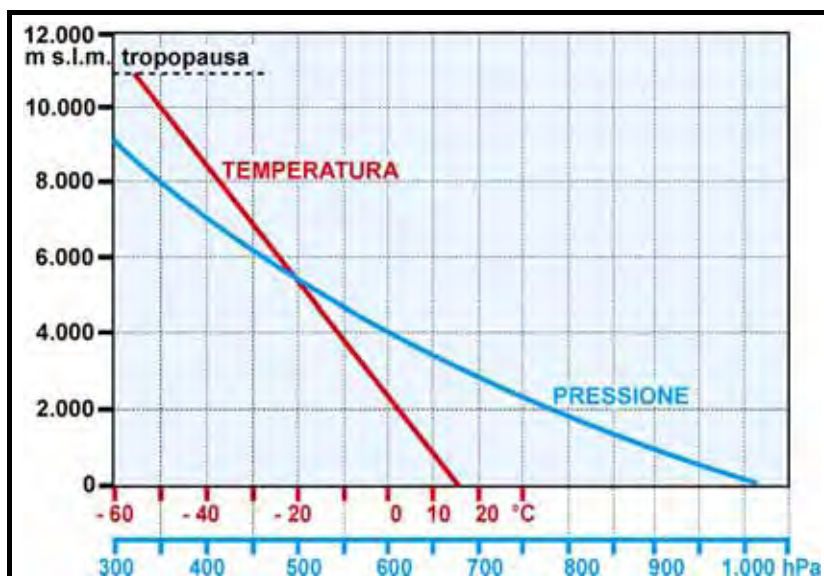


Fig. 1.2 - Andamento della **pressione** atmosferica [hPa] e della **temperatura** dell'aria [°C] in funzione dell'altitudine [m s.l.m.].

Altezza (km)	pressione mm Hg	Ar [%]	N ₂ [%]	H ₂ O [%]	O ₂ [%]	CO ₂ [%]	H ₂ [%]	He [%]
140	0,0040	-	0,01	-	-	-	99,63	0,36
120	0,0052	-	0,19	-	-	-	99,35	0,46
100	0,0067	-	2,97	0,05	0,11	-	96,31	0,56
80	0,0123	-	32,39	0,17	1,86	-	65,11	0,47
60	0,0935	0,03	81,33	0,15	7,70	-	10,69	0,10
40	1,94	0,22	86,43	0,06	12,61	-	0,67	0,01
20	40,99	0,59	81,24	0,02	18,10	0,01	0,04	-
15	89,66	0,77	79,52	0,01	19,66	0,02	0,02	-
10	168,00	0,94	78,02	0,01	20,99	0,03	0,01	-
5	405,00	0,94	77,89	0,18	20,95	0,03	0,01	-
suolo	760,00	0,93	78,08	0,20	20,75	0,03	0,01	-

Tab. 1.3 - Composizione dell'atmosfera alle varie altitudini. Sono espresse le percentuali in volume (rispetto al totale) relative ai diversi gas.

L'**acqua** pura è costituita dall'89 % in peso di **ossigeno** e dell'11 % in peso di **idrogeno**, ma in essa sono presenti altre sostanze, comunque in percentuali quasi sempre molto piccole. La maggior parte della superficie della Terra (3/4) è coperta dall'acqua (**fig. 1.4**). La temperatura dell'aria, a livello del suolo, è tale da consentire l'esistenza dell'acqua contemporaneamente nei tre stati: *solido* (il ghiaccio e la neve sulle montagne e sui poli), *liquido* (mari,

laghi e fiumi) e *gassoso* (l'umidità contenuta nell'atmosfera). Questa speciale condizione, rispetto agli altri pianeti del Sistema Solare (e forse rispetto ad altri satelliti di altri sistemi stellari dell'Universo), è la ragione della vita.

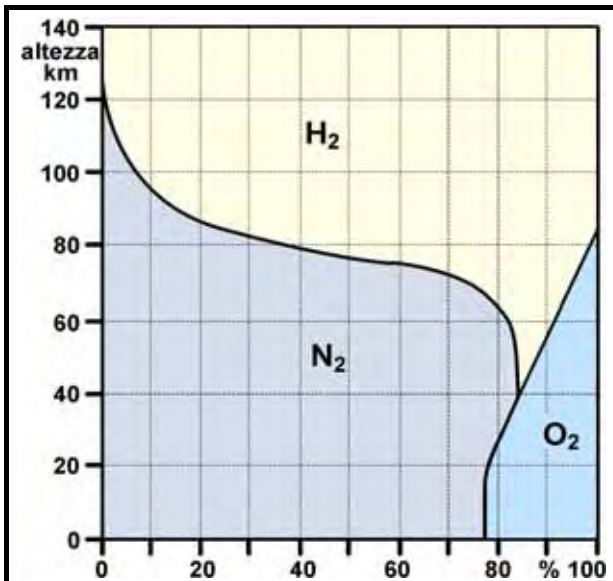


Fig. 1.3 - Composizione dell'atmosfera alle varie altezze. % (rispetto al totale) in volume relative ai gas più importanti: **azoto (N₂)**, **ossigeno (O₂)** e **idrogeno (H₂)**. Tutti gli altri citati nelle **tabb. 1.2 e 1.3** sono in quantità trascurabili per essere rappresentati.

Il diverso irraggiamento solare, maggiore all'equatore e minore ai poli, determina squilibri termici tali da provocare grandi spostamenti di masse d'aria che sono all'origine della successione degli eventi meteorologici nel tempo e nello spazio. In questi processi è ancora protagonista l'acqua, coinvolta in un grande ciclo che ne permette la distribuzione sulle terre emerse, consentendo l'alimentazione dei ghiacciai, dei fiumi, dei laghi.

L'acqua costituisce la frazione principale degli organismi (**tab. 1.4**) e costituisce il mezzo fondamentale dei liquidi di trasporto in natura (sangue, linfa delle piante, soluzioni nutritive presenti nel suolo a disposizione delle radici). L'acqua è il solvente per eccellenza (col tempo quasi tutte le sostanze presenti in natura si sciolgono in essa).

1.3 - Elementi della litosfera e della Terra profonda

Le analisi chimiche, effettuate da diversi decenni su un elevato numero di campioni di materiali della litosfera provenienti un po' da tutto il globo (raccogliendo frammenti della

superficie o di pozzi e di miniere molto profonde o di materiali espulsi dai vulcani,... e, più recentemente, anche dai fondali oceanici, abissi compresi) hanno permesso, con buona approssimazione, di determinare gli elementi più abbondanti della litosfera (**tab. 1.5**), quasi tutti mediamente più "pesanti" rispetto a quelli delle altre "sfere".

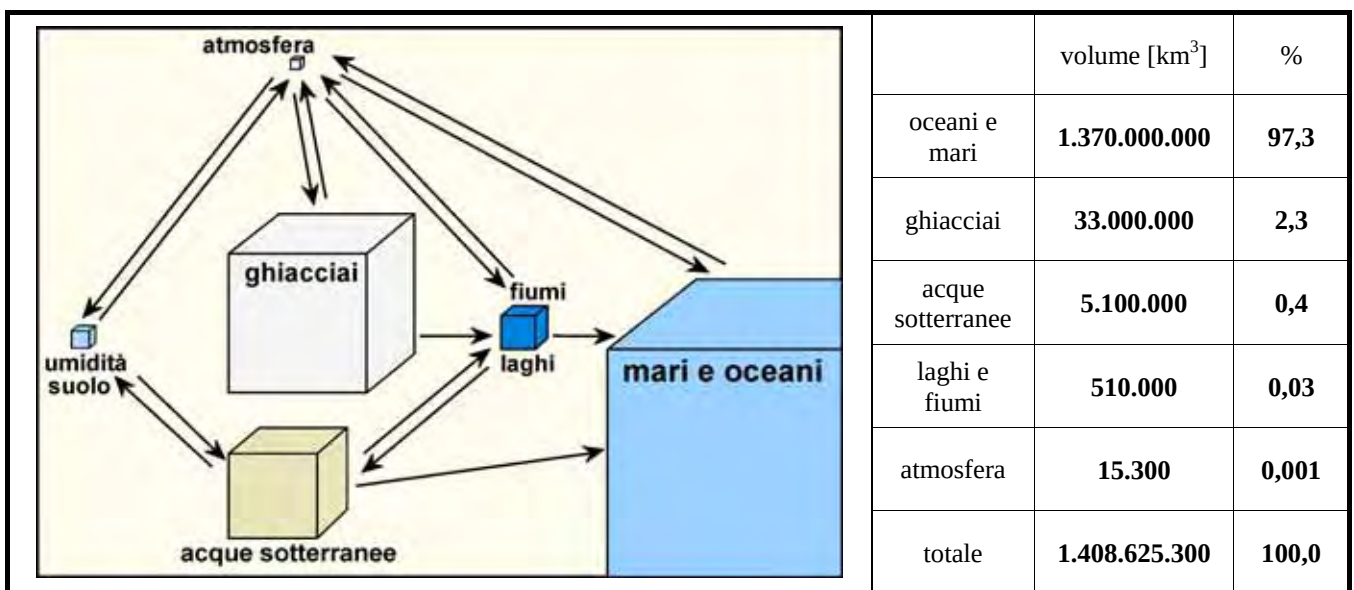


Fig. 1.4 - I valori riportati nella tabella a lato sono raffigurati con cubi di volumi proporzionali. Il cubo dell'acqua marina compare solo per 1/8 del suo volume; quello dell'acqua atmosferica è leggermente ingrandito rispetto alle dimensioni reali. Questa immagine è anche un esempio di rappresentazione del **ciclo dell'acqua**.

L'ossigeno e il silicio rappresentano insieme i 3/4 del peso totale e quasi il 95 % del volume. Gli altri elementi sono distinti in tre gruppi fondamentali: alluminio/ferro (sempre presenti ed abbondanti), calcio/sodio/potassio/magnesio (quasi sempre presenti e, salvo qualche caso, quasi mai abbondanti) e quello di tutti gli altri elementi (molto rari, talvolta presenti in tracce, eccezionalmente in quantità apprezzabili). Considerando maggiori profondità della Terra, le conoscenze diminuiscono. Ciò che sappiamo sui materiali profondi, sotto la crosta, non è il risultato di indagini dirette, ma basato su prove indirette e su modelli compatibili con esse. Fenomeni di origine profonda possono infatti essere registrati in superficie.

Vegetali		Animali		Uomo	
seme di girasole	5	ratto	65	corpo umano	65
chicco di	70	aringa	67	ossa	22
frutto di ananas	87	gallina	74	cervello	74
pomodoro	95	rana	78	muscolo	77
		aragosta	79	rene	81
		lombrico	80	sangue	84
		medusa	96		

Tab. 1.4 - Percentuali dell'acqua rispetto al peso di alcuni organismi o di parti di essi.

Non vi sono valide ragioni per negare che tutto il mantello sia costituito dagli stessi elementi della litosfera, ma non è ancora possibile indicare le percentuali in peso o in volume delle singole specie atomiche, come sopra visto per le altre sfere. Possiamo ipotizzare percentuali minori dell'insieme silicio/ossigeno e una maggiore presenza degli elementi più pesanti; il ferro, per esempio, dovrebbe essere in percentuale crescente con la profondità. D'altra parte sappiamo che in una miscela di materiali, i più leggeri tendono a "galleggiare" sugli altri che migrano, per gravità, verso il basso. L'ipotesi che i materiali del mantello siano costituiti da elementi più pe-

santi in funzione della profondità è coerente con le caratteristiche fisico-meccaniche che tali materiali debbono avere per rendere ragione delle modalità con le quali si propagano le onde sismiche. Si ipotizza che le composizioni chimiche qualitative dei materiali della crosta e del mantello siano simili; con la profondità cambia la composizione quantitativa a vantaggio degli elementi più pesanti. Al di sotto dei 2.900 km, nel nucleo, tutto cambia repentinamente tanto che la densità dei materiali quasi raddoppia (oltre 10 kg/dm³), fino a più di 13 kg/dm³ nel nucleo interno. Si pensa ad una composizione in elementi in grado di rendere ragione di simili densità, pur con tutte le cautele del caso, dato che il centro della Terra è in condizioni di pressione e temperatura poco note e molto diverse da quelle che conosciamo, sulle quali fondiamo le nostre conoscenze di fisica e di chimica.

È possibile che il nucleo terrestre sia composto di ferro con piccole quantità di altri minerali. Il ferro è un elemento comune nel Sistema Solare, è il più abbondante nella Terra dopo l'ossigeno, il silicio e l'alluminio e ha una densità vicina al valore desunto dallo studio della propagazione delle onde sismiche. Le meteoriti metalliche sono composte di ferro con un po' di nichel e anche nel Sole si trova del ferro. Esso è stato sottoposto in laboratorio a pressioni molto grandi e i risultati di questi esperimenti non danno motivo per escludere che, insieme al nichel, possa essere il principale elemento costituente il nucleo. Secondo un'altra ipotesi, meno accettata, il nucleo non sarebbe chimicamente molto diverso dal mantello, ma il materiale, sottoposto a straordinarie pressioni, vi raggiungerebbe un'alta densità e si comporterebbe come un metallo.

elemento	simbolo	numero atomico (Z)	massa atomica relativa (M)	% in peso	% in volume
ossigeno	O	8	15,99	46,6	93,8
silicio	Si	14	55,85	27,7	0,9
alluminio	Al	13	26,98	8,1	0,5
ferro	Fe	26	55,85	5,0	0,4
calcio	Ca	20	40,08	3,6	1,0
sodio	Na	11	22,99	2,8	1,3
potassio	K	19	39,10	2,6	1,8
magnesio	Mg	24	24,31	2,1	0,3
tutti gli altri	-	-	-	1,5	0,9
totali	-	-	-	100	100

Tab. 1.5 - Gli elementi della litosfera.

1.4 - Una breve sintesi

Riassumendo quanto sopra sulla composizione in elementi delle diverse "sfere" della Terra, si possono trarre le seguenti conclusioni:

- l'ossigeno, considerando l'insieme di tutte le sfere e ad eccezione del nucleo, è l'elemento più abbondante ed è sempre accompagnato da uno o più elementi caratteristici;
- il **nucleo** sembra costituito da **ferro** e da una minore quantità di **nichel**; questa sfera può essere indicata con il termine **nife** (dai simboli chimici **Ni** e **Fe**);
- il **mantello profondo** sembra costituito dagli elementi più pesanti fra quelli presenti nella crosta; l'ossigeno è forse ancora l'elemento più abbondante, accompagnato dal **silicio**; il ferro sembra in maggiore percentuale rispetto alla crosta e crescente con la profondità; altro elemento più abbondante rispetto alla crosta è il **magnesio**; questa sfera è indicata con il termine **sima** (dal simbolo chimico **Si** e dalle iniziali del **magnesio**);
- la **litosfera** (comprensiva della crosta e del mantello superiore) è dominata dalla prevalenza dell'ossigeno e dal silicio; il silicio è l'elemento caratterizzante il dominio minerale; il ferro, pur essendo il quarto elemento, è meno importante; diminuisce il magnesio ed aumenta l'**alluminio**; questa sfera è indicata con il termine **sial** (dai simboli chimici **Si** ed **Al**);

- l'**idrosfera** è anch'essa dominata dall'ossigeno, ma questa volta l'elemento caratteristico è l'**idrogeno**, raro sulla Terra, ma il più abbondante nell'Universo;
- nell'**atmosfera** l'**ossigeno**, pur essendo l'elemento più importante per i processi fisici, chimici e biologici di cui è responsabile, perde il primato dell'abbondanza a favore dell'**azoto**, importante nel regno vivente e decisamente meno rilevante in quello minerale;
- anche nella **biosfera** l'**ossigeno** è abbondante, insieme all'idrogeno e all'azoto; ma l'elemento più caratteristico è il **carbonio** che, per contrasto, è fra i più rari e meno disponibili nel dominio minerale.

La denominazione delle sfere del dominio minerale in nife, sima e sial tiene conto della composizione chimica dei materiali che le costituiscono e ricalcano il modello di costituzione della Terra proposto da SUESS nel 1885. Successivamente furono proposte altre teorie, basate su nuove conoscenze; tuttavia si è descritto il modello di Suess perché più semplice ed in grado di associare meglio l'abbondanza degli elementi fondamentali in funzione della profondità. È necessario sottolineare che gli elementi che caratterizzano le varie sfere del nostro pianeta non costituiscono quasi mai sostanze pure, ma combinazioni di atomi diversi a formare composti e miscugli (**scheda 1.4**) e con continue trasformazioni chimiche che sono alla base dei cicli degli elementi stessi.

1.5 - Sostanze organiche ed inorganiche: il ciclo del carbonio

Non si conoscono validi motivi per pensare che la composizione chimica della litosfera di oltre tre miliardi di anni fa fosse diversa dalla attuale (**tab. 1.5**). Allora, secondo le teorie più accreditate, ebbe origine la vita. I primi semplici organismi avevano a disposizione, come oggi, tanta acqua (ossigeno e idrogeno), moltissimo silicio, molto alluminio e ferro e una discreta abbondanza di calcio, sodio, potassio e magnesio. Si potrebbe quindi supporre che la composizione chimica dei viventi (biosfera) preveda gli elementi appena citati. In realtà, come abbiamo appena visto, il 97 % in peso degli organismi viventi è composto da quattro elementi: ossigeno, idrogeno, carbonio e azoto (**tab. 1.1**). Che i primi due siano abbondanti non ci stupisce in quanto l'acqua costituisce una percentuale variabile dal 60 al 90 % del peso degli organismi (**tab. 1.4**). Ma i quattro succitati elementi e soprattutto l'azoto ed il carbonio rimangono predominanti in un vivente anche quando ad esso è sottratta tutta l'acqua. Eppure carbonio e azoto sono elementi rari sulla crosta tanto che, insieme ad una novantina di altri (**tab. 1.5**), costituiscono appena l'1,5 % in peso della litosfera. Sembrerebbe che, sull'insieme dei complessi e non ancora ben chiariti processi di formazione della vita, il carbonio, per le sue caratteristiche speciali (leggerezza e possibilità di formazione di un elevatissimo numero di composti con altri elementi), "sia stato scelto" come l'elemento cardine di tutta l'evoluzione successiva, a dispetto del silicio che, sebbene così abbondante nell'ambiente, compare soltanto come accidentale negli organismi.

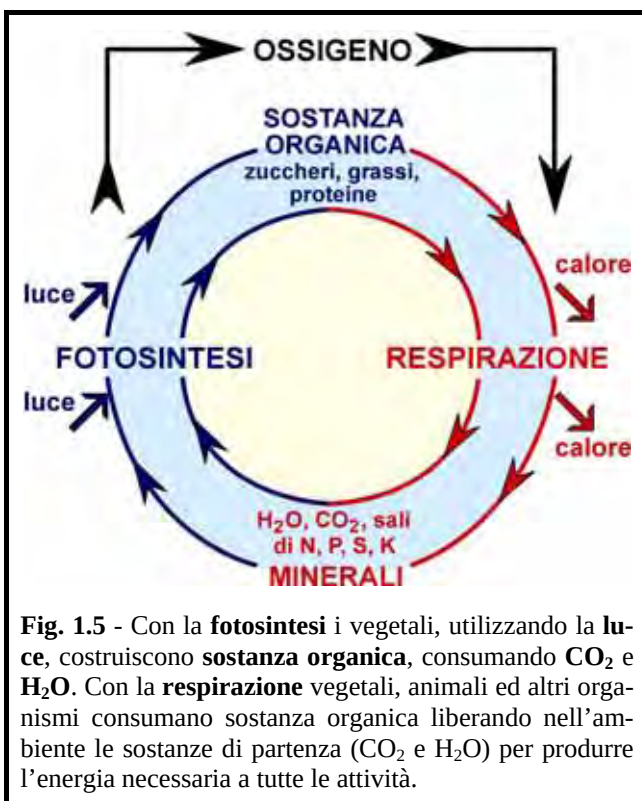


Fig. 1.5 - Con la **fotosintesi** i vegetali, utilizzando la **luce**, costruiscono **sostanza organica**, consumando CO_2 e H_2O . Con la **respirazione** vegetali, animali ed altri organismi consumano sostanza organica liberando nell'ambiente le sostanze di partenza (CO_2 e H_2O) per produrre l'energia necessaria a tutte le attività.

La *chimica organica* è la scienza che studia le sostanze composte contenenti carbonio. Tutte le sostanze che ci circondano possono essere suddivise in due grandi categorie: **composti organici** (contenenti carbonio, escluse poche eccezioni come CO_2 e CH_4) e **composti inorganici** (che non lo contengono). I primi sono legati ai viventi (biosfera) e quasi sempre combustibili; i secondi appartengono al dominio minerale (l'ambiente fisico), quasi mai combustibili. Gran parte dei materiali che ci circondano sono costituiti da sostanze organiche come tutti i manufatti in legno, i tessuti, il cuoio, le pelli, le materie plastiche e i prodotti combustibili (il petrolio e il carbone hanno ancestrali origini organogene), i cibi,... La ringhiera metallica, i mattoni e le mattonelle, i piatti di ceramica, il vetro dei bicchieri,... sono invece esempi di sostanze inorganiche. Quali sono i processi naturali che rendono interdipendenti il regno organico e quello inorganico, il regno vivente (l'ambiente biologico) e quello minerale (l'ambiente fisico)? A questo quesito, semplificando molto, si può rispondere citando due processi biologici fondamentali: la **fotosintesi** e la **respirazione**.

Un organismo vegetale è in grado di svolgere un processo chimico formidabile, difficilmente attuabile dall'uomo nei più attrezzati dei laboratori; è in grado di costruiri-

re complesse sostanze organiche (zuccheri, grassi, proteine,...) utilizzando, come materie prime, semplici composti inorganici come l'*anidride carbonica* (CO_2 , presente come gas nell'aria e nelle acque), *acqua* (H_2O , nel terreno, fiumi, laghi, mari,...) e *sali minerali* (sciolti nell'acqua e contenenti azoto e minori quantità di fosforo, calcio, sodio,...). Per far ciò un vegetale ha bisogno di energia ed utilizza, grazie alla clorofilla, quella più disponibile: la *luce solare*. Questo processo, che come prodotto di scarto produce *ossigeno* che va ad arricchire l'ambiente circostante, è la *fotosintesi* (**fig. 1.5**). In tal modo i vegetali crescono e si riproducono; attraverso la fotosintesi si “costruiscono” la materia di cui essi stessi sono costituiti. I vegetali sono detti **autotrofi** (dal greco *trophe* = nutrizione; **autosufficienti**) oppure **produttori**. La fotosintesi consente alla materia di passare dallo stato inorganico a quello organico (*organizzazione*). Fino ai primi decenni del secolo scorso si pensava che le sostanze organiche potessero essere costruite solo dagli organismi e non potessero essere sintetizzabili artificialmente o formarsi spontaneamente dal regno inorganico, ma un interessante esperimento dimostrò il contrario, aprendo nuove prospettive nella ricerca sull'origine della vita (**scheda 1.5**).

Un organismo animale deve utilizzare, come fonte di accrescimento, sostanza organica “già costruita”. È un **consumatore**: deve cibarsi direttamente di vegetali se erbivoro, di animali se carnivoro; oppure è un **decompositore** (vermi, insetti, funghi, batteri,...), cioè un consumatore che utilizza, come fonte di cibo, detriti o rifiuti organici, spoglie di altri organismi o loro residui. I consumatori sono anche detti **eterotrofi**, non in grado di autoprodursi sostanza organica. In questo caso gran parte del materiale organico utilizzato come cibo viene “distrutto”, con consumo di ossigeno e produzione di scarti come acqua e anidride carbonica, secondo un processo contrario a quello della fotosintesi (**fig. 1.5**) e denominato **respirazione**, esclusivo negli eterotrofi e presente anche negli autotrofi e utilizzato allo scopo di ottenere energia per tutte le attività metaboliche. La respirazione è il processo che permette alla materia di passare dallo stato organico a quello inorganico (*mineralizzazione*). Se con la fotosintesi avviene la trasformazione da sostanze inorganiche semplici a sostanze organiche complesse (con consumo di energia e produzione di ossigeno), con la respirazione avviene l'opposto e si viene così a chiudere il ciclo regno organico - regno minerale. La **fig. 1.6** illustra un esempio caratteristico di un ambiente acquatico.

Il **ciclo del carbonio** è molto importante per lo studio degli ambienti naturali; prendiamo come esempio un piccolo lago (o uno stagno). Le acque sono popolate da tanti organismi fra i quali numerosissimi e piccolissimi esseri, la maggior parte dei quali visibili solo al microscopio; sono incapaci di compiere veri e propri spostamenti e rimangono più o meno “sospesi” nel mezzo acquoso circostante. L'insieme di quei piccolissimi esseri costituisce il **plancton**. Una parte di quegli organismi (**fitoplancton**) è costituita da autotrofi; essi si accrescono e si riproducono utilizzando l'acqua del lago e l'anidride carbonica e i sali in essa disciolti, sfruttando l'energia della luce solare che riesce a penetrare per qualche metro di profondità. Il fitoplancton costituisce un vero e proprio “pascolo” a disposizione dello **zooplancton** (plancton animale) che ottiene quindi materia ed energia per mezzo unicamente della respirazione. Il plancton costituisce cibo per altri organismi di maggiori dimensioni come i piccoli pesci. Questi, a loro volta, sono prede di pesci più grandi e così via fino agli uccelli acquatici ed altri predatori, uomo compreso (**fig. 1.6**). Abbiamo appena descritto una **catena alimentare**, dove il primo anello (o livello trofico) comprende gli autotrofi (i produttori come il fitoplancton), il secondo anello comprende gli erbivori (i consumatori primari come lo zooplancton), il terzo i carnivori (i consumatori secondari come i piccoli pesci), e così via.... Un luccio, un martin pescatore, una lontra, l'uomo, per esempio, si trovano agli ultimi livelli trofici.

Mentre i produttori trasformano sostanza inorganica in organica (ma consumandone una parte), i consumatori demoliscono quest'ultima esclusivamente consumandola e producendo scorie costituite da composti inorganici

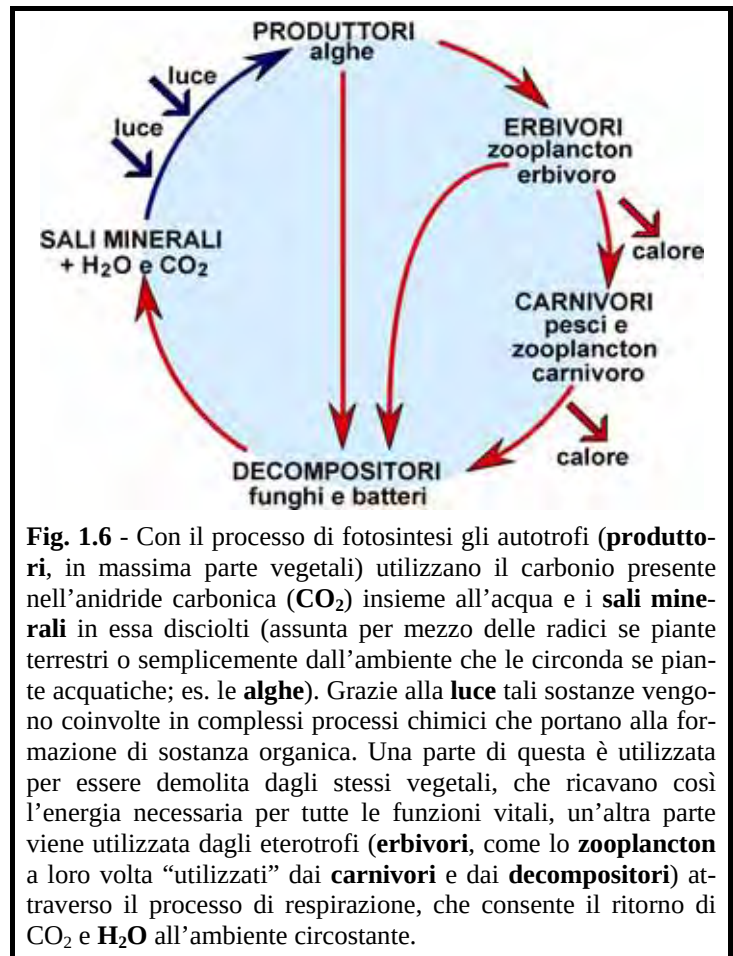


Fig. 1.6 - Con il processo di fotosintesi gli autotrofi (**produttori**, in massima parte vegetali) utilizzano il carbonio presente nell'anidride carbonica (CO_2) insieme all'acqua e i **sali minerali** in essa disciolti (assunta per mezzo delle radici se piante terrestri o semplicemente dall'ambiente che le circonda se piante acquatiche; es. le **alghe**). Grazie alla **luce** tali sostanze vengono coinvolte in complessi processi chimici che portano alla formazione di sostanza organica. Una parte di questa è utilizzata per essere demolita dagli stessi vegetali, che ricavano così l'energia necessaria per tutte le funzioni vitali, un'altra parte viene utilizzata dagli eterotrofi (**erbivori**, come lo **zooplancton** a loro volta “utilizzati” dai **carnivori** e dai **decompositori**) attraverso il processo di respirazione, che consente il ritorno di CO_2 e H_2O all'ambiente circostante.

(acqua, anidride carbonica,...) e da residui organici (come gli escrementi) che vengono dispersi nell'ambiente circostante a costituire "cibo" per microrganismi (per lo più batteri e funghi decompositori) che completano la demolizione (con la respirazione) fino a riottenere semplici composti inorganici, cioè nuovamente quei sali minerali a disposizione dei produttori. I processi biologici appena esaminati sono comuni anche ad altri ambienti acquatici come i mari e i fiumi ed analoghi a quelli degli ambienti terrestri (come per esempio un bosco); essi sono materia di studio dell'**ecologia**; tale termine deriva dal greco "*oikos*", che significa "casa" o "posto per vivere". Letteralmente l'ecologia è lo studio degli organismi "nella loro casa" o meglio la disciplina che studia le interazioni reciproche tra l'ambiente e gli organismi.

Le considerazioni sopra espresse hanno carattere molto generale. In realtà il ciclo del carbonio è molto più complesso e caratterizzato da diversi sottocicli che coinvolgono gli ambienti terrestri e quelli acquatici, andando ad interessare la litosfera, la biosfera, l'idrosfera e l'atmosfera. Parte del carbonio entra a far parte delle rocce sedimentarie carbonatiche nei sedimenti dei laghi e dei mari oppure va a costituire la materia organica coinvolta nei processi di carbonizzazione e di trasformazione in petrolio e derivati (**fig. 1.7**).

Una parte della massa organica, dopo la morte degli organismi, può precipitare sul fondale oceanico, venire sepolta e qui trasformarsi (in assenza di ossigeno) in combustibili fossili. Questi restano nella litosfera per molto tempo e rappresentano una frazione di carbonio sottratta al ciclo biologico ed immessa nel ciclo geologico. Sono rocce caratterizzate da abbondanza di materia organica, derivata dall'accumulo di resti di organismi viventi in condizioni di scarsa ossigenazione. In queste condizioni, la materia organica non viene ossidata e può essere seppellita con il graduale accumulo dei sedimenti, dando origine ad una massa amorfa definita kerogene. Con l'aumentare della profondità di seppellimento, l'aumento della temperatura (oltre 100 °C) provoca la progressiva "rottura" (cracking) dei legami molecolari del kerogene, che si trasforma in composti più semplici: gli idrocarburi che si originano secondo la successione solidi (bitume), liquidi (petrolio), gassosi (con molecole sempre più semplici, fino al metano).

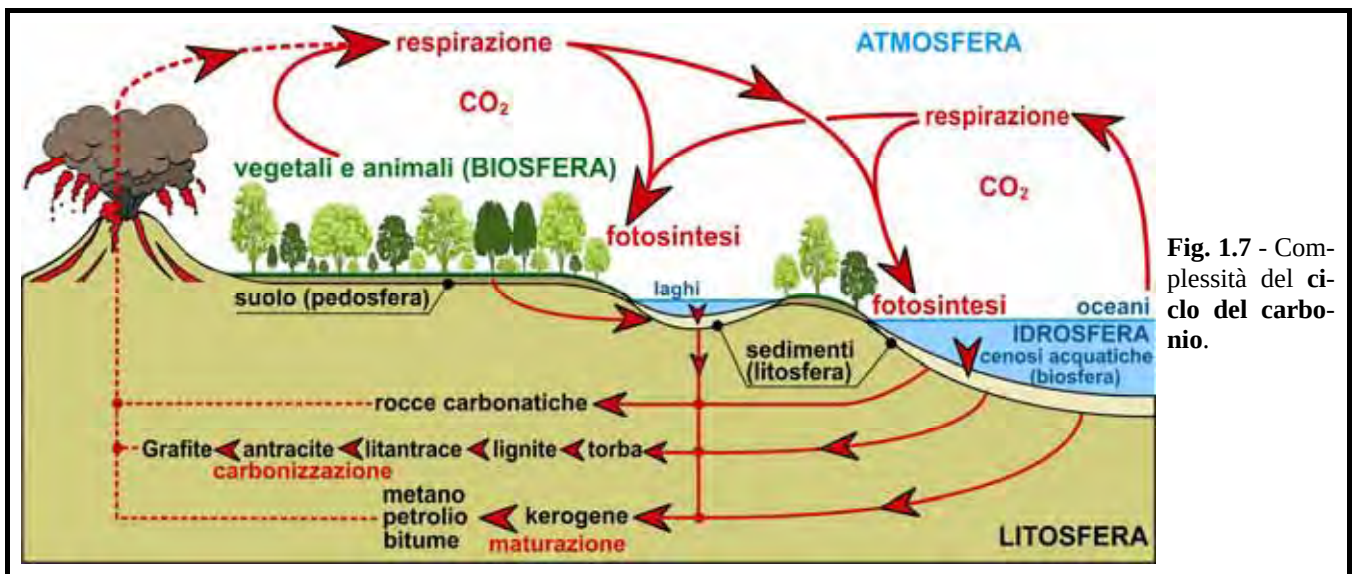


Fig. 1.7 - Complessità del ciclo del carbonio.

L'atmosfera può essere arricchita di CO_2 con le emissioni vulcaniche e con quelle di origine antropica che, consumando combustibili fossili (petrolio, carbone, gas) rimettono in ciclo del carbonio che era stato, in tempi geologici, inglobato nel sottosuolo, andando così ad alterare il bilancio complessivo del ciclo stesso. Si possono effettuare alcuni calcoli, sebbene in termini generale ed approssimativi. Sommando le emissioni dovute alla respirazione dalle comunità viventi terrestri, acquatiche e vulcaniche (rispettivamente frecce verso l'alto verdi, azzurre e rosse in **fig. 1.8**) si ottiene un valore molto vicino a quello della somma delle quantità di CO_2 immagazzinate come materia organica attraverso la fotosintesi (frecce rivolte verso il basso nella succitata **fig. 1.8**). Ciò dimostra un equilibrio nel ciclo del carbonio. A questo punto occorre considerare anche le emissioni dovute alle attività antropiche (freccia nera rivolta verso l'alto) dovute prevalentemente al consumo dei combustibili fossili. Il 40 % circa delle emissioni umane di CO_2 vengono assorbite prevalentemente da vegetazione ed oceani. Ciò che resta rimane in atmosfera. La conseguenza è che la CO_2 atmosferica è attualmente al livello più alto mai raggiunto negli ultimi 15 ÷ 20 milioni di anni. L'incremento dovuto alle attività umane negli ultimi 120 anni è paragonabile a quelli che, in natura, avvengono nell'arco di migliaia ed anche decine di migliaia di anni. Tale situazione sembra all'origine dei recenti mutamenti climatici ormai riconosciuti da quasi tutta la comunità scientifica.

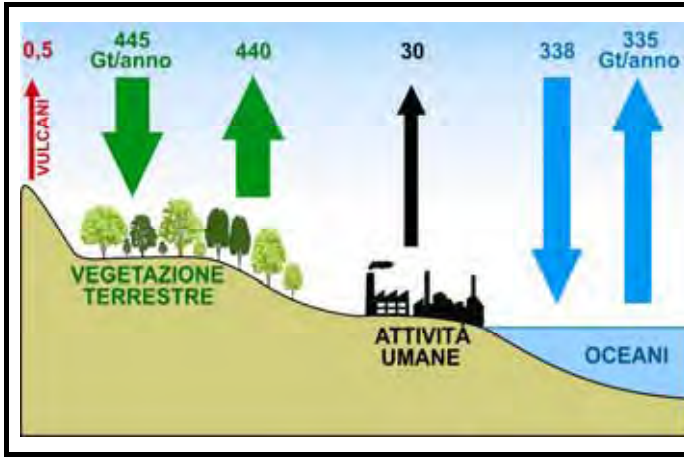


Fig. 1.8 - Rappresentazione, molto schematica, delle quantità di CO_2 in gioco nel ciclo del carbonio. Valori espressi in gigatonnellate (10^9 tonnellate) per anno [Gt/anno]. Le frecce rivolte verso il basso rappresentano le quantità “fissate” prevalentemente sotto forma di materia organica tramite la fotosintesi, sia dai vegetali terrestri (frecce verdi), sia da quelli acquatici (frecce azzurre). Con le frecce dello stesso colore sono rappresentate le quantità che ritornano all’atmosfera prevalentemente con i processi di respirazione dei viventi. La quantità di CO_2 liberata con le eruzioni vulcaniche è poco rilevante, ma influenza il ciclo del carbonio su scala dei tempi geologici. Attualmente e nel prossimo futuro, molto più importanti sono le emissioni dovute alle attività umane.

1.6 - Il carbonio inorganico

A rigore il termine “organico” non definisce più con esattezza un confine della materia, essendo una eredità dei tempi in cui, fino al 1850, si credeva che i composti organici potessero essere sintetizzati esclusivamente dagli organismi. Oggi è invece possibile ottenere numerosi composti del carbonio per via sintetica, in laboratorio, senza l’intervento di organismi. Tuttavia la distinzione tra natura organica ed inorganica appare ancora molto utile e comoda per la classificazione dei fenomeni naturali.

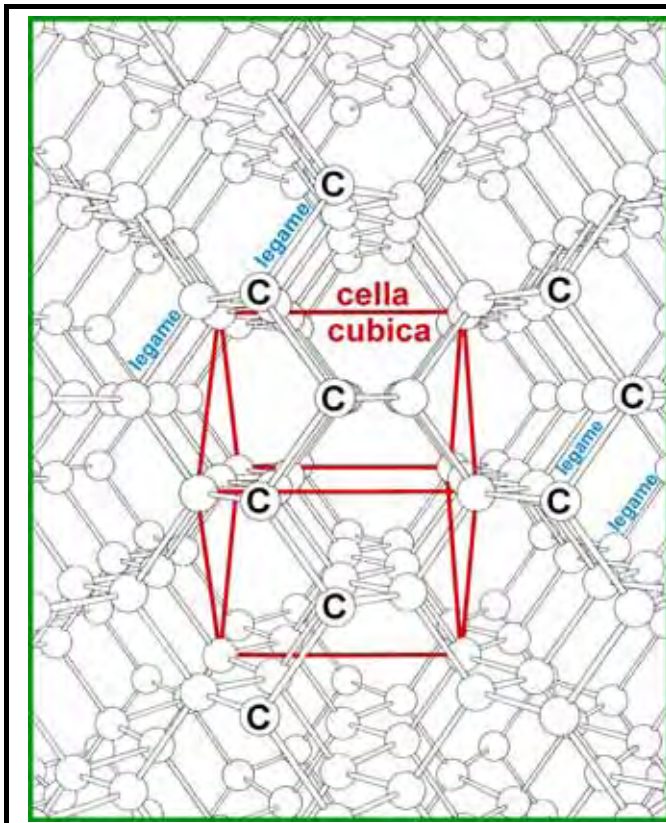


Fig. 1.9 - Il **reticolo cristallino del diamante** è costituito unicamente da **atomi di carbonio (C)** distribuiti in una struttura che si ripete all’infinito. Ogni atomo è legato a quelli vicini con forti **legami** uguali in tutte le direzioni. Questa distribuzione spiega la notevole durezza di tale materiale. La **cella cubica** interna al reticolo rappresenta la simmetria base con la quale gli atomi sono disposti nello spazio. Nella figura appaiono quasi 100 atomi; ne occorrerebbero quasi 10^{23} per un diamante del peso di un grammo.

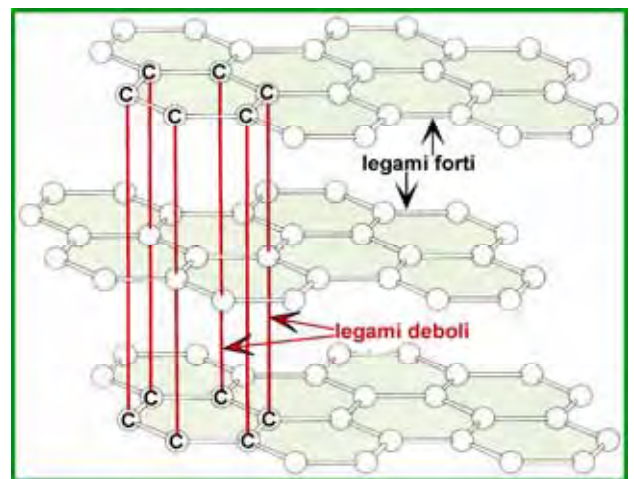


Fig. 1.10 - La **grafite**, come il diamante, è costituita unicamente da **carbonio**, ma la simmetria della disposizione degli atomi (C) nello spazio è diversa. Nella grafite sono legati con forza solo su piani di forma esagonale; all’interno di essi la grafite è più dura del diamante, ma fra essi la distanza è maggiore e le forze più deboli. La grafite infatti si può facilmente sfaldare lungo piani paralleli.

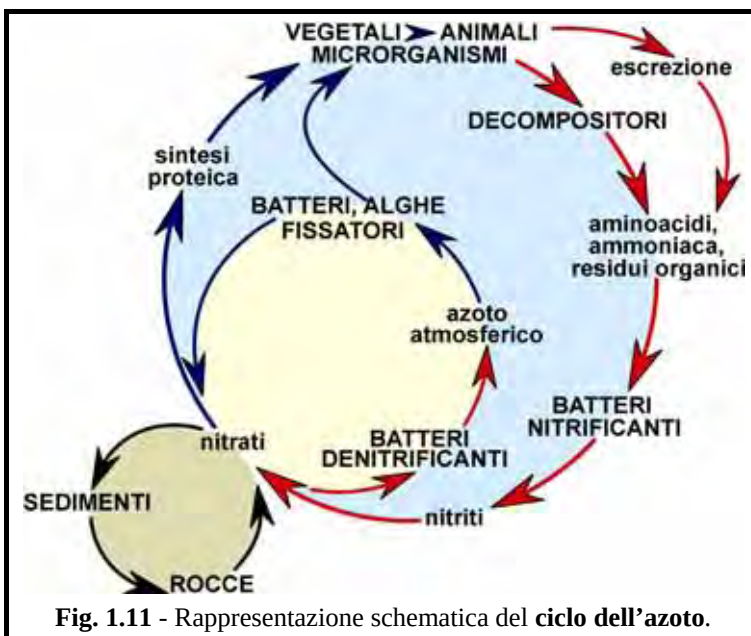
Se il carbonio fosse un elemento esclusivamente legato al vivente non potrebbe esistere in un mondo privo di vita. Invece questo elemento, seppure relativamente raro, era presente sulla Terra in tempi precedenti l’origine della vita, affinché questa potesse averlo disponibile per la sintesi organica. Sembra una sorta di circolo vizioso; tuttavia la presenza di carbonio inorganico (CO_2 e CH_4 soprattutto), presente del resto nell’atmosfera di alcuni pianeti del Sistema Solare privi di vita, è ammessa in un’atmosfera terrestre primordiale priva di ossigeno. La

prima metà di questo secolo ha visto il fiorire di studi fondamentali sull'origine della vita dalla materia inorganica: hanno fatto storia le teorie di OPARIN e le esperienze di MILLER e (**scheda 1.5**).

Il **diamante** è un elemento nativo ed è un altro esempio di carbonio inorganico. Tale forma del carbonio allo stato elementare è costituita da atomi fra loro legati a formare un complesso reticolo (in **fig. 1.9**). Il diamante è molto duro (è il principale degli abrasivi), trasparente e incolore ed è molto apprezzato come pietra preziosa. La **grafite** è un altro esempio di carbonio allo stato elementare ma l'origine è diversa; è cioè organogena (di derivazione dei carboni fossili; **fig. 1.7**). La **fig. 1.10** mostra una disposizione di atomi differente rispetto al diamante, da cui deriva la notevole facilità con la quale tale materiale può essere sfaldato "sfogliandosi" lungo piani in direzioni preferenziali. Si tratta di un esempio di **polimorfismo**; il diamante e la grafite sono due sostanze elementari costituite unicamente da carbonio (uguale composizione chimica), ma il primo è inorganico con una simmetria di distribuzione degli atomi nello spazio molto diversa dalla seconda che è invece di origine organica. Ciò conferisce alle due sostanze caratteristiche così diverse che, nella scala di MOHS (la scala di durezza dei materiali), la grafite si trova al primo posto e il diamante all'ultimo.

1.7 - Il quarto elemento della biosfera: l'azoto

Anche l'azoto è un elemento che si presenta in stato sia inorganico che organico. Nel primo caso si trova come sostanza elementare nell'atmosfera di cui costituisce oltre i 3/4 in volume (**tab. 1.3** e **fig. 1.3**); oppure si trova combinato con l'idrogeno (NH_4^+ da cui derivano i **sali di ammonio**) a formare l'ammoniaca o all'idrogeno e all'ossigeno a formare l'acido nitroso (HNO_2 da cui derivano i **sali nitriti**) e l'acido nitrico (HNO_3 , cioè una forma più ossidata, più ricca di ossigeno, da cui derivano i **sali nitrati**). L'azoto, allo stato organico, è un elemento essenziale degli aminoacidi; di questi se ne conoscono una ventina di specie; essi, unendosi fra loro a formare lunghe e complicate catene, danno origine alle **proteine**. Queste sono presenti in tutti gli organismi come costituenti essenziali in tutte le cellule viventi; compongono la parte principale della pelle, dei muscoli, dei tendini, dei nervi e del sangue, formano gli enzimi, gli anticorpi e numerosi ormoni. L'azoto minerale (inorganico) si trova sciolto nell'acqua del terreno e con essa viene assorbito dalle piante per mezzo delle radici per essere trasportato alle parti verdi, dove viene soggetto a trasformazioni chimiche per essere introdotto come costituente nell'intelaiatura di carbonio dei composti organici edificati grazie alla fotosintesi. In questo modo i vegetali si costruiscono gli aminoacidi poi utilizzati per la sintesi proteica.



L'azoto, una volta organico (dallo stato minerale a quello organico; **fig. 1.11**) in tessuti vegetali, va a costituire tessuti animali dei consumatori primari (erbivori) e dei livelli trofici superiori (predatori). Sia come spoglie vegetali (foglie, rami secchi) e animali (carogne), sia come escrementi o altri residui, torna al terreno ancora nello stato organico come azoto proteico. Esso è il nutrimento dei detritivori (vermi, insetti e loro larve, molluschi,...) che viene quindi tritato e sminuzzato in particelle più piccole e più facilmente aggredibili dai detritivori microscopici, soprattutto batteri e funghi, che a loro volta producono, come rifiuti, azoto in forma ammoniacale. Questo è il processo di "ammonificazione" ed è il primo passaggio della mineralizzazione dell'azoto stesso. I sali di ammonio sono già utilizzati dalle piante, oppure vengono ossidati a formare sali contenenti ossigeno da nitrito-batteri e nitrato-batteri rispettivamente

come nitriti e nitrati, a disposizione dei vegetali, chiudendo così il ciclo (**fig. 1.11**).

Le radici delle Leguminose presentano tubercoli contenenti batteri (*Rizobium leguminosarum*) che utilizzano direttamente l'azoto allo stato elementare presente nell'aria tra i pori del terreno. In questo modo le Leguminose sfruttano questa fonte dipendendo in misura minore dall'azoto minerale. Tale associazione tra i due organismi è una **simbiosi**, grazie alla quale ciascuno dei due trae vantaggio dalla convivenza con l'altro; il *Rizobium*, in cambio dei sali minerali, ottiene sostanza organica che la pianta produce con la fotosintesi; quando questa muore le sue spoglie cadono sul terreno e vengono mineralizzate con conseguente incremento di azoto minerale nelle

acque che umidificano il suolo. La fissazione atmosferica dell'azoto è operata anche da altri organismi (tra cui certe alghe azzurre). L'arricchimento di azoto proveniente dall'atmosfera è compensato da un processo inverso (denitrificazione microbica), dovuto ad altri batteri che riescono ad ottenere energia, per i loro processi vitali, direttamente dai nitrati producendo azoto elementare che ritorna, come gas, nell'atmosfera. In questo modo si ha nuovamente chiusura del ciclo, nel rispetto di un bilancio in equilibrio (**fig. 1.11**).

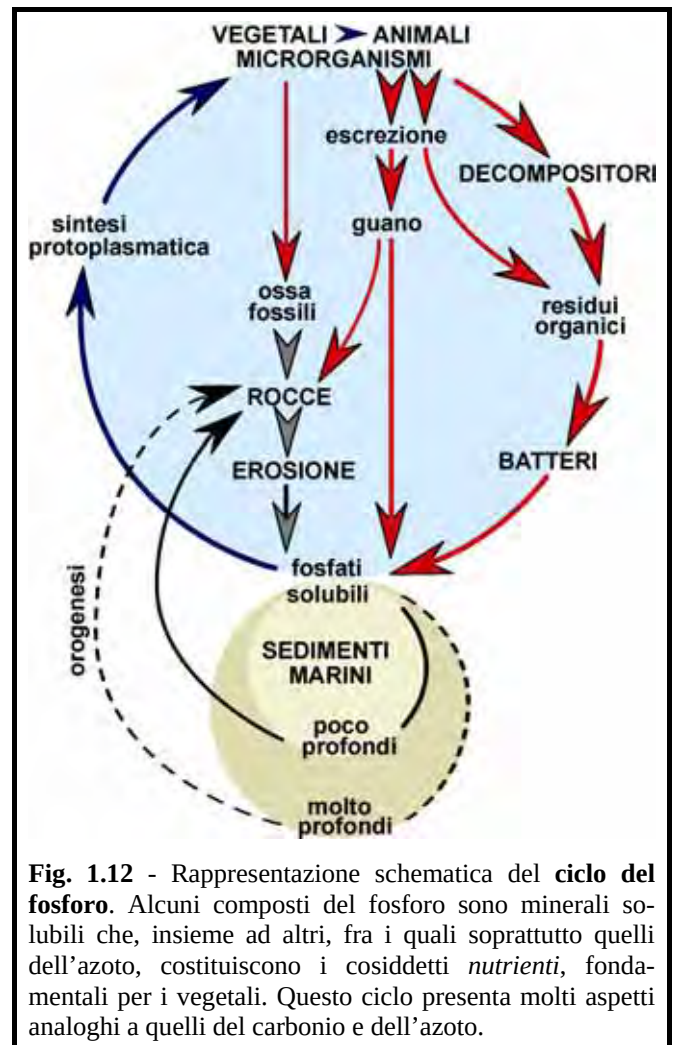
Tale equilibrio può essere alterato a seguito di immissioni di notevoli quantità di azoto minerale nei diversi ambienti da parte dell'uomo. Una causa è la fissazione industriale, ma più importante è l'uso dei concimi usati in agricoltura. Questi sono generalmente miscele di sali di elementi fondamentali della biosfera (azoto, fosforo e potassio), già presenti in natura nelle acque dei terreni o degli ambienti acquatici; essi vengono utilizzati dai vegetali e pertanto vengono anche denominati **nutrienti**. Cospargere i terreni di sali minerali e innaffiare significa fornire ai vegetali coltivati una maggior quantità di materia prima a disposizione del processo di fotosintesi e quindi una maggior crescita delle piante (maggiore produzione agricola). Ma l'utilizzo eccessivo di concimi può alterare l'equilibrio a cui si è prima accennato, con conseguenze negative per l'ambiente; fra queste l'**eutrofizzazione**, che interessa un po' tutti gli ambienti, soprattutto quelli acquatici (**scheda 1.6**).

1.8 - Il fosforo

Il fosforo può essere ritenuto il principale fra gli elementi oligodinamici (**scheda 1.2**). Negli organismi esso è presente in una quantità circa dieci volte inferiore a quella dell'azoto; esso è il più importante dopo i quattro elementi plastici. Entra nella composizione degli acidi nucleici (presenti nel nucleo delle cellule a costituire la materia fondamentale del patrimonio genetico) e in molte sostanze grasse. Allo stato minerale è più abbondante dell'azoto, principalmente sotto forma di fosfato di calcio (fosforiti) che ha formula $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$. Tuttavia, quasi sempre, i sali del fosforo sciolti nelle acque dolci (laghi, fiumi, nel terreno,...) e nei mari, sono in quantità decisamente inferiori rispetto ai sali di azoto (in **fig. 1.12** è riportato il ciclo). Molte delle sostanze in natura (costituenti gli organismi o i loro resti) e di quelle di rifiuto prodotte dall'uomo (soprattutto scarichi cloacali e molti di quelli industriali) sono organiche, cioè composte dal carbonio con idrogeno e ossigeno soprattutto, una discreta quantità di azoto, più piccole quantità di altri elementi, fra i quali il fosforo.

Quando sostanze organiche giungono in acqua (o sul suolo di un sottobosco), queste vengono “demolite”, sia per processi ossidativi puramente chimici, sia per processi biologici dovuti soprattutto a microrganismi. Il risultato è sempre più o meno lo stesso: la sostanza organica viene demolita con consumo di ossigeno e produzione di composti inorganici molto semplici, quali anidride carbonica e, fra gli altri, sali di azoto e di fosforo. Questi ultimi sono sali nutritivi che vengono successivamente utilizzati dalle piante acquatiche (o dagli alberi) per crescere. Scaricare sostanze organiche in acqua vuol dire, in ultima analisi, concimare letame. Ma un albero può anche essere concimato direttamente. Laghi e mari possono essere “concimati” direttamente o piovono, dei terreni agrari molto concimati.

Se si escludono le sostanze inquinanti in quanto tossiche, perché veleni poco degradabili che uccidono gli organismi, quasi tutte quelle prodotte come rifiuti dall'uomo possono essere considerate concimi sia direttamente



(come i sali di azoto e di fosforo), sia indirettamente (le sostanze organiche destinate, col tempo, a trasformarsi nei sali nutritivi).

L'eccessiva produzione di sostanze organiche e di sali nutritivi (o **nutrienti**) determina, negli ambienti acquatici, una forte produzione algale al primo anello della catena alimentare e quindi un rapido incremento della produttività che apparentemente sembra produrre effetti benefici, quali l'aumento della produttività ittica, ma successivamente manifestazioni deleterie. Queste si manifestano come crisi anossiche sui fondali a causa del forte consumo di ossigeno ad opera dei decompositori che vivono alle spese dei detriti derivati dalla massiccia produzione algale. Si tratta del succitato processo di **eutrofizzazione**, consistente in una condizione di eccessivo incremento di ricchezza di sostanze nutritive in un ambiente (**scheda 1.6**). Altre conseguenze di questo fenomeno sono la diminuzione della trasparenza delle acque, lo sviluppo anormale di certe specie che talvolta possono risultare anche tossiche, ecc...

Molti dei concimi in commercio sono bilanciati, contengono cioè quantità dei vari elementi in dovute proporzioni. Concettualmente la crescita di una pianta o di un'alga è limitata dalla carenza di un qualunque elemento essenziale, indipendentemente dalla quantità totale dei sali nutritivi. Questa è la *legge del minimo* di LIEBIG (1940): *la velocità di crescita di un organismo vegetale o delle popolazioni di organismi vegetali presenti in un determinato ambiente, dipende da quell'elemento che è presente nella minima quantità in rapporto alla richiesta e alla disponibilità*; esso viene indicato come **elemento limitante**. Fra i principali sali nutritivi presenti negli ambienti acquatici (ed anche in quelli terrestri), quasi sempre l'elemento limitante è il fosforo. Esso viene quindi normalmente ritenuto rappresentativo della totalità delle sostanze nutritive presenti in un ambiente. Quindi, per esempio, si può rappresentare il carico complessivo di sostanze nutritive (organiche e minerali) che giunge ad un lago con l'equivalente carico di fosforo; oppure sullo stesso lago si può determinare il livello di eutrofizzazione in base del valore medio di concentrazione di fosforo (quantità per unità di volume). Questo spiega l'insieme dei tentativi per produrre detersivi con minori quantità di fosfati.

Il lago Maggiore è alimentato dalle acque raccolte da un territorio di $\sim 6.600 \text{ km}^2$, dove quasi 700.000 abitanti vivono, lavorano e producono rifiuti corrispondenti a ~ 900 tonnellate di composti del fosforo in un anno, di cui almeno la metà giunge al lago; in esso giungono anche circa 65 tonnellate di composti del fosforo dovuto alla cessione naturale dei terreni. Il carico complessivo è quindi stimabile in ~ 500 tonnellate all'anno che determinerebbe una concentrazione media di fosforo totale di 25 mg/m^3 nelle acque del lago, il cui volume è quasi 38 km^3 . Con calcoli analoghi è stato stimato, per il mare Adriatico, un carico, dal bacino padano e dalle regioni che vi si affacciano (ex Jugoslavia compresa), pari a un valore compreso fra 50.000 e 100.000 tonnellate all'anno di fosforo. Per riportare le attuali condizioni di ipertrofia dell'Adriatico a quelle di un mare con qualità delle acque accettabile, il carico di fosforo (quasi tutto dovuto alle attività umane) andrebbe ridotto del 90 %.

SCHEDA 1.1 - Un po' di chimica: atomi ed elementi

Tutte le sostanze che costituiscono l'Universo definiscono la materia; tutto quanto ci circonda, e noi stessi, è materia; essa è costituita da **atomi**, particelle di massa e volume estremamente piccoli; esistono poco più di cento specie diverse di atomi, formati a loro volta da particelle elementari molto più piccole. Ogni atomo è costituito da un **nucleo** centrale (un aggregato di **protoni** e **neutroni**) intorno al quale si trovano gli **elettroni**, in numero uguale a quello dei protoni.

Il protone è una particella con massa pari a $1,67 \cdot 10^{-24} \text{ g}$ (meno di due milionesimi di milionesimo di milionesimo di grammo) e con una piccola carica elettrica positiva (e^+). Il neutrone è una particella con massa quasi identica a quella del protone, ma elettricamente neutro (privo di carica). L'elettrone ha una massa ancora più ridotta (quasi 2.000 volte più piccola delle precedenti) e con carica elettrica uguale a quella del protone, ma di segno negativo (e^-). Le differenze fra gli atomi sono date dal diverso numero di particelle che li compongono.

L'**ossigeno** (simbolo **O**) è una sostanza costituita da atomi che hanno un nucleo con 8 protoni e 8 neutroni, circondato da una "nuvola" di 8 elettroni. La carica complessiva è quindi: $8e^+ + 8e^- = 0$ (complessivamente neutro perché le otto cariche positive bilanciano esattamente le otto cariche negative). Se si vuole avere una idea delle dimensioni degli atomi di ossigeno si deve pensare che ne occorrerebbero circa 100.000.000 per formare una fila lunga un centimetro; ne occorrerebbero quasi $4 \cdot 10^{22}$ (decine di migliaia di miliardi di miliardi) per formare una massa di appena 1 g. Se si potesse ingrandire un atomo di ossigeno fino a far diventare il nucleo grande come una pallone da calcio, gli elettroni (delle dimensioni di nocchie) viaggerebbero intorno passando da pochi metri fino a centinaia di metri di distanza; ciò perché l'atomo non è un "edificio" compatto, ma è costituito da molto spazio vuoto.

Non tutti gli atomi di ossigeno sono composti nel modo descritto. Su 100.000 atomi, 99.759 hanno nucleo formato da 8 protoni e 8 neutroni, in tutto con 16 particelle nucleari (**O¹⁶**); 37 hanno nucleo formato da 8 protoni e 9 neutroni (**O¹⁷**) e 204 da 8 protoni e 10 neutroni (**O¹⁸**). Questi atomi di ossigeno hanno tutti le stesse proprietà chimiche, ma una massa leggermente diversa; essi sono gli **isotopi** dell'ossigeno (uguale numero di protoni ma uno o due neutroni di differenza).

Tab. 1.6 - Elenco degli elementi conosciuti, con indicazione dello stato fisico alla temperatura di 25 °C ed alla pressione di 1 atm (**S** = solido; **L** = liquido; **G** = gas) e del simbolo. **Z** = numero atomico. **M** = massa atomica relativa. **Tf** = temperatura di fusione [°C]. **Te** = temperatura di ebollizione [°C]. **EI** = energia di prima ionizzazione [kJ/mole]. **EN** = elettronegatività secondo PAULING. **D** = densità [g/mL]. **NO** = numero di ossidazione. **CE** = configurazione elettronica.

Elemento		Z	M	Tf	Te	EI	EN	D	NO	CE
Afnio (S)	Hf	72	178,49	2.233	4.602	642	1,30	13,3	+4	(Xe) 4f ¹⁴ 5d ² 6s ²
Alluminio (S)	Al	13	26,9815	660	2.519	578	1,61	2,70	+3	(Ne) 3s ² 3p ¹
Americio (S)	Am	95	243	1.176	2.011	579	1,30	13,7	+3 +4 +5 +6	(Rn) 5f ⁷ 7s ²
Antimonio (S)	Sb	51	121,75	631	1.587	834	2,05	6,68	±3 +5	(Kr) 4d ¹⁰ 5s ² 5p ³
Argento (S)	Ag	47	107,868	963	2.162	731	1,93	10,5	+1	(Kr) 4d ¹⁰ 5s ¹
Argon (G)	Ar	18	39,948	- 189	- 186	1.521	-	1,78·10 ⁻³	-	(Ne) 3s ² 3p ⁶
Arsenico (S)	As	33	74,9216	817	-	947	2,18	5,73	±3 +5	(Ar) 3d ¹⁰ 4s ² 4p ³
Astato (S)	At	85	210	302	337	930	2,20	-	±1 +3 +5 +7	(Xe) 4f ¹⁴ 5d ¹⁰ 6s ² 6p ⁵
Attinio (S)	Ac	89	227	1.051	3.159	499	1,10	10,10	+3	(Rn) 6d ¹ 7s ²
Azoto (G)	N	7	14,0067	- 210	- 196	1.402	3,04	1,25·10 ⁻³	+2 ±3 +4 +5	(He) 2s ² 2p ³
Bario (S)	Ba	56	137,34	727	1.897	503	0,89	3,59	+2	(Xe) 6s ²
Berillio (S)	Be	4	9,0122	1.288	2.471	899	1,57	1,85	+2	(He) 2s ²
Berkelio (S)	Bk	97	249	1.050	-	601	1,30	14,8	+3 +4	(Rn) 5f ⁹ 7s ²
Bismuto (S)	Bi	83	208,980	271	1.560	703	2,02	9,8	+3 +5	(Xe) 4f ¹⁴ 5d ¹⁰ 6s ² 6p ³
Boro (S)	B	5	10,811	2.300	3.650	801	2,04	2,47	+3	(He) 2s ² 2p ¹
Bohrio (S)	Bh	107	260	-	-	660	-	-	-	(Rn) 5f ¹⁴ 6d ⁵ 7s ²
Bromo (L)	Br	35	79,904	-7	59	1.140	2,96	3,12	±1 +3 +5	(Ar) 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁵
Cadmio (S)	Cd	48	112,40	321	765	868	1,69	8,65	+2	(Kr) 4d ¹⁰ 5s ²
Calcio (S)	Ca	20	40,08	842	1.484	590	1,00	1,55	+2	(Ar) 4s ²
Californio (S)	Cf	98	251	1.060	-	608	1,30	-	+3	(Rn) 5f ¹⁰ 7s ²
Carbonio (S)	C	6	12,0112	3.550	-	1.086	2,55	2,26	+2 ±4	(He) 2s ² 2p ²
Cerio (S)	Ce	58	140,12	798	3.424	528	1,12	6,77	+3 +4	(Xe) 4f ¹ 5d ¹ 6s ²
Cesio (S)	Cs	55	132,905	28	669	376	0,79	1,87	+1	(Xe) 6s ¹
Cloro (G)	Cl	17	35,453	- 101	- 35	1.251	3,16	3,21	+1 +3 +5 +7	(Ne) 3s ² 3p ⁵
Cobalto (S)	Co	27	58,9332	1.495	2.927	758	1,88	8,80	+2 +1	(Ar) 3d ⁷ 4s ²
Cromo (S)	Cr	24	51,996	1.907	2.672	653	1,66	2,19	+2 +3 +6	(Ar) 3d ⁵ 4s ¹
Curio (S)	Cm	96	247	1.345	-	581	1,30	13,5	+3	(Rn) 5f ⁷ 6d ¹ 7s ²
Darmastadio (S)	Ds	110	271	-	-	-	-	-	-	-
Disprosio (S)	Dy	66	162,50	1.409	2.567	572	1,22	8,53	+3	(Xe) 4f ¹⁰ 6s ²
Dubnio (S)	Db	105	262	-	-	640	-	-	-	(Rn) 5f ¹⁴ 6d ³ 7s ²
Einsteinio (S)	Es	99	254	860	-	619	1,30	15,1	+3	(Rn) 5f ¹¹ 7s ²
Elio (G)	He	2	4,0026	- 272	- 269	2.372	-	1,8·10 ⁻⁴	-	1s ²
Erbio (S)	Er	68	167,26	1.522	2.868	589	1,24	9,05	+3	(Xe) 4f ¹² 6s ²
Europio (S)	Eu	63	151,96	822	1.597	547	-	5,24	+2 +3	(Xe) 4f ⁷ 6s ²
Fermio (S)	Fm	100	253	1.527	-	627	1,30	-	+3	(Rn) 5f ¹² 7s ²
Ferro (S)	Fe	26	55,847	1.535	2.861	759	1,83	7,86	+2 +3	(Ar) 3d ⁶ 4s ²
Fluoro (G)	F	9	18,9984	- 220	- 188	1.681	3,98	1,70·10 ⁻³	-1	(He) 2s ² 2p ⁵
Fosforo (S)	P	15	30,9738	44	280	1.012	2,19	1,82	±3 +5	(Ne) 3s ² 3p ³
Francio (S)	Fr	87	223	27	677	380	0,70	1,00	+1	(Rn) 7s ¹
Gadolinio (S)	Gd	64	157,25	1.311	3.273	592	1,20	7,89	+3	(Xe) 4f ⁷ 5d ¹ 6s ²
Gallio (S)	Ga	31	69,72	30	2.204	579	1,81	5,91	+3	(Ar) 3d ¹⁰ 4s ² 4p ¹
Germanio (S)	Ge	32	72,59	937	2.830	762	2,01	5,32	+2 +4	(Ar) 3d ¹⁰ 4s ² 4p ²
Hassio (S)	Hs	108	265	-	-	750	-	-	-	(Rn) 5f ¹⁴ 6d ⁶ 7s ²
Idrogeno (G)	H	1	1,00797	- 259	- 253	1.312	2,20	1,00·10 ⁻⁵	±1	1s ¹
Indio (S)	In	49	114,82	157	2.072	558	1,78	7,31	+3	(Kr) 4d ¹⁰ 5s ² 5p ¹
Iodio (S)	I	53	126,904	114	184	1.008	2,66	4,93	±1 +5 +7	(Kr) 5d ¹ 6s ²
Iridio (S)	Ir	77	192,2	2.446	4.550	878	2,20	22,5	+3 +4	(Xe) 4f ¹⁴ 5d ⁷ 6s ²
Itterbio (S)	Yb	70	173,04	824	1.427	603	1,10	6,98	+2 +3	(Xe) 4f ¹⁴ 6s ²
Ittrio (S)	Y	39	88,905	1.523	3.345	616	1,22	4,47	+5	(Kr) 4d ¹ 5s ²
Kripto (G)	Kr	36	83,80	-157	-152	1.351	3,00	3,75·10 ⁻⁵	-	(Ar) 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶
Lantanio (S)	La	57	138,91	920	1.454	538	1,10	6,17	+3	(Xe) 4d ¹⁰ 5s ²
Laurenzio (S)	Lw	103	257	-	-	-	1,30	-	+3	(Rn) 5f ¹⁴ 6d ¹ 7s ²
Litio (S)	Li	3	6,939	181	1.342	513	0,98	0,55	+1	(He) 2s ¹
Lutezio (S)	Lu	71	174,97	1.656	3.315	524	1,27	9,84	+3	(Xe) 4f ¹⁴ 5d ¹ 6s ²
Magnesio (S)	Mg	12	24,312	650	1.090	738	1,31	1,74	+2	(Ne) 3s ²

Continua tab. 1.6

Segue tab. 1.6

Elemento		Z	M	Tf	Te	EI	EN	D	NO	CE
Manganese (S)	Mn	25	54,9380	1.244	2.061	717	1,55	7,43	+2 +3 +4 +6 +7	(Ar) 3d ⁵ 4s ²
Meitnerio (S)	Mt	109	268	-	-	840	-	-	-	(Rn) 5f ¹⁴ 6d ⁷ 7s ²
Mendelevio (S)	Md	101	200,59	827	-	637	1,30	-	+2 +3	(Rn) 5f ¹³ 7s ²
Mercurio (S)	Hg	80	256	- 39	357	1.007	1,90	13,6	+1 +2	(Xe) 4f ¹⁴ 5d ¹⁰ 6s ²
Molibdeno (S)	Mo	42	95,94	2.617	4.639	685	2,16	10,20	+1 +2 +3 +4 +5 +6	(Kr) 4d ⁵ 5s ¹
Neodimio (S)	Nd	60	144,24	1.010	3.074	530	1,14	7,00	+3	(Xe) 4f ⁴ 6s ²
Neon (G)	Ne	10	20,183	- 249	- 246	2.081	-	9,0·10 ⁻⁴	-	(He) 2s ² 2p ⁶
Nettunio (S)	Np	93	237	640	3.902	597	1,36	20,4	+3 +4 +5 +6	(Rn) 5f ⁴ 6d ¹ 7s ²
Nichel (S)	Ni	28	58,71	1.455	2.913	737	1,91	8,90	+2 +3	(Ar) 3d ⁸ 4s ²
Niobio (S)	Nb	41	92,906	2.468	4.742	664	1,60	8,57	+3 +5	(Kr) 4d ⁴ 5s ¹
Nobelio (S)	No	102	254	-	-	642	1,30	-	+2 +3	(Rn) 5f ¹⁴ 7s ²
Olmio (S)	Ho	67	164,930	1.470	2.720	581	1,23	8,80	+3	(Xe) 4f ¹¹ 6s ²
Oro (S)	Au	79	196,967	1.064	2.856	890	2,54	19,3	+1 +3	(Xe) 4f ¹⁴ 5d ¹⁰ 6s ¹
Osmio (S)	Os	76	190,2	3.033	5.027	839	2,20	22,6	+2 +3 +4 +6 +8	(Xe) 4f ¹⁴ 5d ⁶ 6s ²
Ossigeno (G)	O	8	15,9994	-219	- 183	1.314	3,44	1,43·10 ⁻³	-2	(He) 2s ² 2p ⁴
Palladio (S)	Pd	46	106,4	1.553	2.963	805	2,20	12,0	+2 +4	(Kr) 4d ¹⁰
Piombo (S)	Pb	82	207,19	328	1.740	716	2,33	11,4	+2 +4	(Xe) 4f ¹⁴ 5d ¹⁰ 6s ² 6p ²
Platino (S)	Pt	78	195,09	1.768	3.827	868	2,28	21,4	+2 +4	(Xe) 4f ¹⁴ 5d ⁹ 6s ¹
Plutonio (S)	Pu	94	242	641	3.228	585	1,28	19,7	+3 +4 +5 +6	(Rn) 5f ⁶ 7s ²
Polonio (S)	Po	84	210	254	962	812	2,00	9,2	+2 +4 +6	(Xe) 4f ¹⁴ 5d ¹⁰ 6s ² 6p ⁴
Potassio (S)	K	19	39,102	63	760	419	0,82	0,86	+1	(Ar) 4s ¹
Praseodimio (S)	Pr	59	140,907	931	3.520	523	1,13	6,77	+3	(Xe) 4f ³ 6s ²
Promezio (S)	Pm	61	145	1.080	2.457	523	-	7,22	+3	(Xe) 4f ⁵ 6s ²
Protoattinio (S)	Pa	91	231	1.572	3.756	568	1,50	15,4	+4 +5	(Rn) 5f ² 6d ¹ 7s ²
Radio (S)	Ra	88	226	700	1.140	509	0,90	5,00	+2	(Rn) 7s ²
Radon (G)	Rn	86	22	- 71	- 62	1.037	-	9,72·10 ⁻³	-	(Xe) 4f ¹⁴ 5d ¹⁰ 6s ² 6p ⁶
Rame (S)	Cu	29	63,546	1.084	2.567	745	1,90	8,96	+1 +2	(Ar) 3d ¹⁰ 4s ¹
Renio (S)	Re	75	186,2	3.186	5.627	760	1,90	21,0	+4 +6 +7	(Xe) 4f ¹⁴ 5d ⁵ 6s ²
Rodio (S)	Rh	45	102,905	1.966	3.695	720	2,28	12,4	+3	(Kr) 4d ⁸ 5s ¹
Roentgenio (S)	Rg	111	272	-	-	-	-	-	-	-
Rubidio (S)	Rb	37	85,47	39	686	403	0,82	1,53	+1	(Kr) 5s ¹
Rutenio (S)	Ru	44	101,07	2.334	4.150	711	2,20	12,5	+2 +3 +4 +5 +6 +7	(Kr) 4d ⁷ 5s ¹
Rutherfordio (S)	Rf	104	261	2.673	6.073	409	-	-	+4	(Rn) 5f ¹⁴ 6d ² 7s ²
Samario (S)	Sm	62	150,35	1.072	1.778	543	1,17	7,54	+2 +3	(Xe) 4f ⁶ 6s ²
Scandio (S)	Sc	21	44,956	1.541	2.836	631	1,36	2,99	+3	(Ar) 3d ¹ 4s ²
Seaborgio (S)	Sg	106	263	-	-	730	-	-	-	(Rn) 5f ¹⁴ 6d ⁴ 7s ²
Selenio (S)	Se	34	78,96	221	685	941	2,55	4,81	-2 +4 +6	(Ar) 3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁴
Silicio (S)	Si	14	28,086	1.414	3.280	786	1,90	2,33	+2 ±4	(Ne) 3s ² 3p ²
Sodio (S)	Na	11	22,9898	98	883	496	0,93	0,97	+1	(Ne) 3s ¹
Stagno (S)	Sn	50	118,69	232	2.602	709	1,96	729	+2 +4	(Kr) 4d ¹⁰ 5s ² 5p ²
Stronzio (S)	Sr	38	87,62	777	1.384	549	0,95	2,60	+2	(Kr) 5s ²
Tallio (S)	Tl	81	204,37	304	1.473	589	2,04	11,8	+1 +3	(Xe) 4f ¹⁴ 5d ¹⁰ 6s ² 6p ¹
Tantalio (S)	Ta	73	180,948	3.017	5.425	761	1,50	16,7	+5	(Xe) 4f ¹⁴ 5d ³ 6s ²
Tecnezio (S)	Tc	43	99	2.157	4.265	702	1,90	11,50	+4 +5 +6 +7	(Kr) 4d ⁵ 5s ²
Tellurio (S)	Te	52	127,60	450	988	869	2,10	6,24	-2 +4 +6	(Kr) 4d ¹⁰ 5s ² 5p ⁴
Terbio (S)	Tb	65	158,924	1.356	3.230	564	1,20	8,27	+3	(Xe) 4f ⁹ 6s ²
Titanio (S)	Ti	22	47,90	1.668	3.287	658	1,54	4,55	+2 +3 +4	(Ar) 3d ² 4s ²
Torio (S)	Th	90	232,038	1.750	4.788	587	1,30	11,7	+4	(Rn) 6d ² 7s ²
Tullio (S)	Tm	69	168,934	1.545	1.950	596	1,25	9,33	+2 +3	(Xe) 4f ¹³ 6s ²
Tungsteno (S)	W	74	183,85	3.422	5.655	770	2,36	19,3	+2 +3 +4 +5 +6	(Xe) 4f ¹⁴ 5d ⁴ 6s ²
Uranio (S)	U	92	238,03	1.135	4.131	584	1,38	19,0	+3 +4 +5 +6	(Rn) 5f ³ 6d ¹ 7s ²
Vanadio (S)	V	23	50,942	1.910	3.407	651	1,63	6,11	+2 +3 +4 +5	(Ar) 3d ³ 4s ²
Xenon (G)	Xe	54	131,30	- 112	- 107	1.170	2,60	5,90·10 ⁻³	-	(Kr) 4d ¹⁰ 5s ² 5p ⁶
Zinco (S)	Zn	30	65,37	420	907	906	1,65	2,14	+2	(Ar) 3d ¹⁰ 4s ²
Zirconio (S)	Zr	40	91,22	1.852	4.409	660	1,33	6,49	+4	(Kr) 4d ² 5s ²
Zolfo (S)	S	16	32,064	115	445	1.000	2,58	2,09	-2 +4 +6	(Ne) 3s ² 3p ⁴

Il **carbonio** (simbolo **C**) è una sostanza costituita da un nucleo di 6 protoni e 6 neutroni (quindi 12 particelle nucleari) circondato da 6 elettroni. L'atomo di carbonio è quindi leggermente più piccolo di quello di ossigeno. Gli isotopi del carbonio sono **C¹²** (molto abbondante) e i rarissimi **C¹³** (6 protoni + 7 neutroni) e **C¹⁴** (6 protoni + 8 neutroni). Il **silicio** (simbolo **Si**) è

costituito da atomi più pesanti con nucleo di 14 protoni + 14 neutroni (28 particelle nucleari e quindi una massa più che doppia rispetto al carbonio). Il **ferro (Fe)** è ancora più pesante, con 26 protoni nel nucleo (ed un numero leggermente superiore di neutroni), ma fra i più pesanti in assoluto troviamo delle sostanze con nuclei costituiti anche da un centinaio di protoni. L'atomo più leggero è quello dell'**idrogeno (H)**. Il suo isotopo più diffuso (*protio*) ha un nucleo formato da un solo protone (H^1) intorno al quale orbita un elettrone; esso è 5.000 più abbondante dell'isotopo *deuterio* con un protone e un neutrone (H^2); un terzo isotopo (H^3 : 1 protone + 2 neutroni) è ancora più raro.

Abbiamo descritto alcuni esempi di atomi; per tutti gli altri si rimanda alla **tab. 1.6** dove è riportato l'elenco alfabetico, delle specie atomiche conosciute. Per distinguere queste ultime si fa riferimento ad alcune definizioni della chimica:

- **numero atomico** (simbolo **Z**); numero di protoni presenti nel nucleo;
- **numero di massa** (simbolo **A**); numero di protoni e neutroni nel nucleo; in molti casi A è doppio di Z come per esempio negli isotopi O^{16} e C^{12} ; in altri casi A è più del doppio di Z come per esempio negli isotopi O^{17} e C^{14} o in nuclei di atomi molto pesanti dove i neutroni sono in numero superiore ai protoni; in ogni caso la differenza $A - Z$ è il numero di neutroni;
- **massa atomica relativa** (simbolo **M**); numero che esprime quante volte la massa di un determinato atomo è più grande di quella dell'isotopo dell'idrogeno protio, assunto come unità (essendo costituito da un nucleo di un solo protone); per esempio l'atomo dell'alluminio ha massa pari a quasi 27 volte quella del protio, il mercurio oltre 200 volte.

Nella tabella si osserva che la massa atomica dell'idrogeno anziché essere 1 (perché dovrebbe pesare una volta se stesso), risulta diverso anche se molto prossimo (1,00797); ciò è dovuto alla presenza degli isotopi deuterio e trizio, con massa atomica circa doppia e tripla di quella del protio, che influenzano il valore medio dell'idrogeno. La massa atomica permette anche di calcolare quella di un qualunque atomo semplicemente conoscendo la massa del protio, assunta come riferimento; questa è praticamente quella del protone e vale $\sim 1,67 \cdot 10^{-24}$ g; quindi moltiplicando questo valore per M per un determinato tipo di atomo, si ottiene la sua massa. Quando una porzione omogenea di materia è costituita da atomi tutti dello stesso tipo, essa costituisce una *sostanza allo stato elementare*, cioè un **elemento** (una goccia di mercurio, un pezzo di ferro puro, il diamante costituito esclusivamente da carbonio, il contenuto di una bombola di ossigeno,...).

SCHEDA 1.2 - Classificazione degli elementi dei viventi

Oltre agli elementi plastici occorre ricordare gli **elementi secondari indispensabili** (anche detti **oligodinamici**) che partecipano, come i precedenti, alla formazione delle strutture viventi, ma in quantità molto più limitata ($\sim 2,5$ % in peso; **tab. 1.7**). Lo zolfo presente in molte proteine e il fosforo nel nucleo delle cellule; il magnesio è un costituente fondamentale della clorofilla; calcio, sodio potassio e cloro rappresentano la componente minerale negli organismi. Sempre presenti, ma in piccole tracce (meno dello 0,5 % in peso) in tutti gli organismi e necessari per molte funzioni vitali, sono gli **elementi rari indispensabili** (**tab. 1.8**). Il ferro è contenuto nell'emoglobina del sangue per il trasporto dell'ossigeno (come il rame nei Molluschi); lo iodio è presente in un ormone prodotto dalla ghiandola tiroidea; il rame e lo zinco sono regolatori di funzioni vitali forse in tutti i viventi. Bisogna ricordare infine gli **elementi rari speciali** (vanadio, boro silicio, bario, stronzio, manganese e cobalto), che non sono presenti in tutti gli organismi, ma che sono fondamentali in qualche caso (come per esempio il silicio nei "gusci" delle alghe diatomee) e gli **elementi accidentali**, che si riscontrano nella materia vivente solo accidentalmente (piombo, titanio,...), forse non necessari.

elemento	simbolo	numero atomico (Z)	massa atomica relativa (M)	elemento	simbolo	numero atomico (Z)	massa atomica relativa (M)
fosforo	P	15	30,97	ferro	Fe	26	55,85
zolfo	S	16	32,06	rame	Cu	29	63,55
sodio	Na	11	22,99	zinco	Zn	30	65,37
potassio	K	19	39,10	iodio	I	53	129,90
calcio	Ca	20	40,08	fluoro	F	9	18,99
cloro	Cl	17	35,45	bromo	Br	35	79,90
magnesio	Mg	12	34,31	Tab. 1.8 - Elementi rari indispensabili.			
Tab. 1.7 - Elementi secondari indispensabili.							

SCHEDA 1.3 - Un po' di termodinamica: il gas aria

La **pressione** è una **forza per unità di superficie** [N/cm^2]. Nei **fluidi (liquidi e gas)** la pressione in un dato punto è la stessa in tutte le direzioni. Ad una certa profondità la pressione esercitata su un sommozzatore, indipendentemente dalla direzione (verso il basso o l'alto, lateralmente), è sempre la stessa (legge di PASCAL, 1650). Essa aumenta con la profondità in conseguenza dell'incremento di peso dell'acqua (una atmosfera ogni 10 metri). Si può immaginare che il sommozzatore sopporta il peso della colonna d'acqua che lo sovrasta (**figg. 1.13 e 1.14**).

La Terra è circondata da uno strato di aria alto 800 km (anche se la maggior parte è concentrata nei primi dieci). La superficie terrestre è paragonabile al fondo di un fluido (l'atmosfera) che esercita una pressione; essa si rende evidente con lo schiacciamento di un barattolo di latta ermeticamente chiuso mentre viene gradualmente svuotato. Una migliore indicazione della pressione atmosferica si ottiene riempiendo un lungo tubo di vetro con mercurio e rovesciando in una bacinella anch'essa contenente mercurio (fig. 1.15); una parte del liquido esce dal tubo e si forma un dislivello fra le superfici del mercurio nella bacinella e nel tubo. Sulla superficie del mercurio nella bacinella, l'aria esercita una pressione capace di equilibrare il peso del liquido nel tubo, il cui piccolo spazio sovrastante è vuoto. La pressione dell'aria si misura con un dispositivo simile a quello raffigurato in fig. 1.15 (**barometro a mercurio**) e vale il peso della colonna di mercurio diviso per la superficie della sezione del tubo. Un altro barometro (fig. 1.16) si basa sullo schiacciamento di un piccolo contenitore vuoto che si deforma (si schiaccia come la latta) in funzione della pressio-

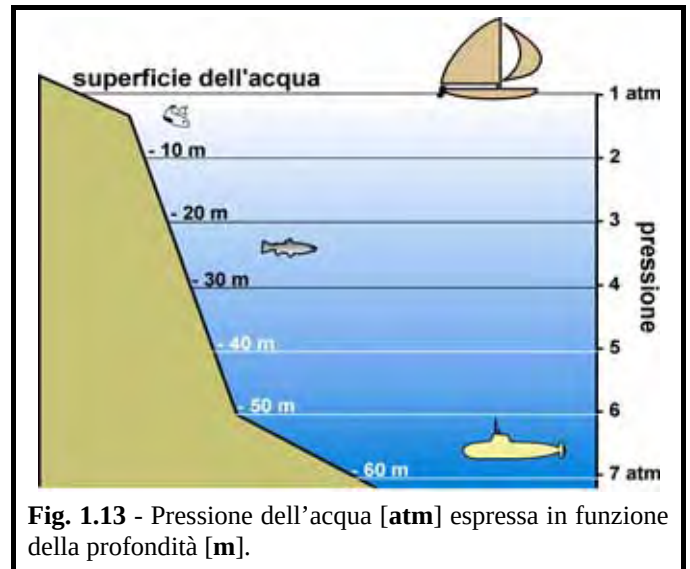


Fig. 1.13 - Pressione dell'acqua [atm] espressa in funzione della profondità [m].

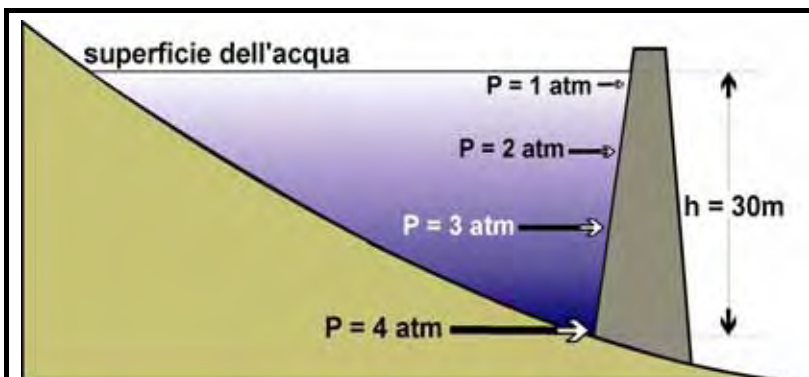


Fig. 1.14 - Alla base di una diga alta 30 m la pressione esercitata dall'acqua accumulata nel bacino artificiale è di circa 4 atm, cioè oltre 40 N/cm², una forza pari al peso di 40 m³ di acqua per metro quadrato. Questo ragionamento vale per altitudini prossime a quella del mare; infatti occorre tenere conto che salendo di quota diminuisce la pressione dell'aria (in ragione di 0,01 atm ogni 100 m di quota in più; fig. 1.2).

ne atmosferica; la deformazione è trasmessa ad un ago che segna le variazioni.

La pressione atmosferica varia con il tempo meteorologico (diminuisce con il brutto tempo e viceversa) e con l'altitudine (salendo di quota diminuisce il peso dell'aria sovrastante). Si definisce **atmosfera standard [atm]** la pressione che equilibra una colonna di mercurio alta 760 mm, a 0 °C (la temperatura modifica le condizioni fisiche del gas) e al livello del mare (la forza di gravità, che pure varia con l'altitudine, può cambiare il peso dell'aria sovrastante), corrispondente ad un valore di **10,14 N/cm²** (il peso di poco più di un litro d'acqua su una superficie di 1 cm²). La pressione si può quindi misurare in atmosfere o in millimetri di mercurio (**mm Hg** o **Torr**, in onore di E. TORRICELLI inventore, nel 1644, del barometro). Altra unità di misura è il **millibar (mb)**; 1 atm standard corrisponde a circa 1.013 mb.

Dal punto di vista dimensionale, la pressione **P** è una **forza per unità di superficie [N/m²]**. Il Newton [N] è l'unità di misura fondamentale della forza; essa è quella che, applicata ad un corpo di massa $m = 1$ kg, produce una accelerazione $a = 1$ m/s². La stessa massa precipita, sulla superficie della Terra, con una accelerazione $g = 9,81$ m/s²; quindi il suo peso è $P = 9,81$ N (quello di un litro d'acqua, cioè di 1 dm³). L'azione di una forza (**F**) pari ad 1 N su una superficie (**S**) di 1 m² è l'unità di misura fondamentale della pressione, detta **Pascal [Pa]**. È una unità piuttosto piccola; più frequentemente si utilizza un suo multiplo cento volte più grande [**hPa**]. Il seguente schema di equivalenze riassume le principali unità di misura:

$$P_{\text{standard}} = 10,13 \text{ N/cm}^2 = 1 \text{ atm} = 1,013 \text{ bar} (1.013 \text{ mbar}) = 101.300 \text{ Pa} (1.013 \text{ hPa}) = 760 \text{ mm (Hg)}$$

La pressione dell'aria può variare fino ad un 5 ÷ 10 % in più o in meno a seconda del tempo meteorologico ed in maggior misura con l'altitudine (fig. 1.2). Per esempio da 1.013 hPa presso il livello marino può scendere a valori intorno a 900 hPa a 1.000 m di quota; a 3.000 m di altitudine la pressione atmosferica scende a circa 700 hPa; salendo ancora di quota l'aria si fa sempre più rarefatta e fredda e la pressione scende a valori intorno alla metà (500 ÷ 550 hPa) a 5.000 m (tanto che anche la respirazione diventa difficoltosa).

La misura della pressione dell'aria richiede l'uso di un barometro, strumento che può essere collocato in qualunque luogo, all'aperto o al chiuso di una stanza. Infatti non esiste differenza tra la pressione esterna e quella all'interno degli edifici. Lo strumento più semplice ed economico è il barometro aneroidale (fig. 1.16). È economico e facile da usare, ma deve essere opportunamente tarato ed è poco preciso. Più precisi sono i barometri a mercurio, ma piuttosto costosi e di lettura più

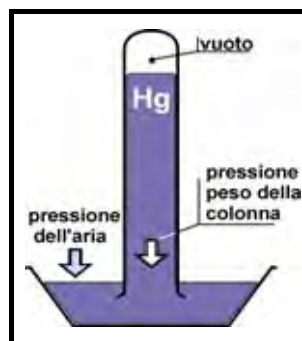


Fig. 1.15 - Rappresentazione dell'esperienza di Torricelli. Il dislivello fra le superfici libere del mercurio nel tubo e nella bacinella è misurato in millimetri; esso rappresenta la pressione atmosferica. Questo principio è alla base dei barometri a mercurio.

complessa. I più indicati sono i barometri analogici, muniti di display che indicano direttamente il valore di pressione in hPa e talora illustrano anche un grafico con l'andamento della pressione nelle ultime 24 ore. La pressione misurata è quella del sito ove è collocato lo strumento; in base alle precedenti considerazioni, essa non dipende solo dalle condizioni meteorologiche (che sono quelle che interessano), ma anche dall'altitudine (**fig. 1.2**). Il dato corretto deve tenere conto del fattore altitudinale, altrimenti non sarebbe possibile il confronto con le misure effettuate nello stesso momento presso altre località. La misura della pressione "reale" deve quindi essere corretta al corrispondente valore riferito al livello del mare. Ciò significa, molto grossolanamente che, al valore misurato con il barometro, occorre aggiungere:

- 1 hPa per 9 m di quota fino a 500 m s.l.m.;
- 1 hPa per 8,5 m di quota da 500 a 1.000 m s.l.m.;
- 1 hPa per 8 m di quota sopra i 1.000 m s.l.m.

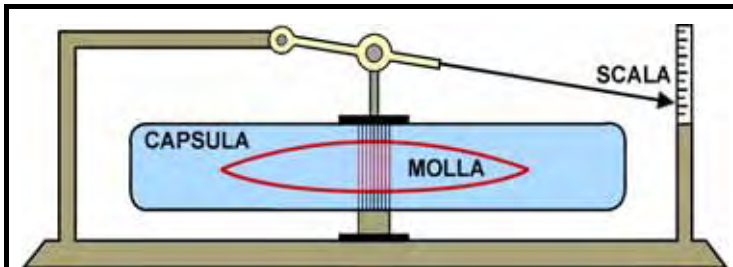


Fig. 1.16 - Schema di **barometro aneroido** con una capsula metallica il cui interno è vuoto con una molla per compensare parzialmente la pressione esterna; in funzione di questa la capsula si deforma facendo muovere l'ago su una scala graduata. Tale strumento è molto diffuso ed economico, spesso appeso alle pareti delle case. Sullo stesso principio si basa l'altimetro, strumento per misurare l'altitudine: all'aumentare della quota diminuisce lo spessore di aria sovrastante e quindi la pressione atmosferica.

Per esempio, se misuriamo una pressione pari a 980 hPa presso una determinata località situata all'altitudine di 450 m s.l.m., occorre aggiungere $450:9 = 50$ hPa. Pertanto la pressione ridotta al livello marino diventa $980 + 50 = 1.030$ hPa ed è questo il dato di cui tenere conto; esso è significativamente superiore al valore standard di 1.013 hPa, quindi da considerare una "alta pressione", probabilmente rappresentativa di una condizione meteorologica di "tempo buono".

Una proprietà caratteristica dei gas è la loro grande comprimibilità. Questa è espressa dalla legge di BOYLE (1662): *a temperatura costante una data quantità di gas occupa un volume inversamente proporzionale alla pressione esercitata su di esso*. In altri termini in un sistema in cui la temperatura non cambia, raddoppiando la pressione il volume occupato dal gas si dimezza. Oppure il fluido si può dilatare fino ad occupare un volume tre volte superiore se la pressione viene ridotta ad un terzo. In realtà non sempre i gas si com-

portano esattamente come previsto dalla legge di Boyle; tuttavia, per i nostri scopi, possiamo ritenere *l'aria come un gas facilmente comprimibile o dilatabile in stretta relazione con la pressione*.

Altra proprietà dei gas è la capacità di variare il volume in funzione della temperatura (legge di CHARLES, 1787). Se la pressione non cambia l'aria è libera di dilatarsi con l'aumento della temperatura e viceversa. In modo analogo, se il volume non cambia, la pressione dell'aria aumenta con la temperatura e viceversa. Altri fisici (DALTON, 1801; AVOGADRO, 1810) studiarono la termodinamica dei fluidi e formularono modelli matematici in grado di spiegare molti fenomeni naturali.

Pressione, volume, temperatura sono le principali variabili per la descrizione dello stato fisico dell'aria che compone l'atmosfera e sono fra loro legate dalle classiche equazioni della fisica termodinamica, a loro volta influenzate dal comportamento dell'acqua presente come gas nella atmosfera. Una massa d'aria che gravita su un porzione di terra molto riscaldata dal sole può dilatarsi (per l'aumento del volume con la temperatura), diventare più leggera e salire in alto; essa pesa quindi di meno comportando anche una diminuzione di pressione; ma salendo di quota, per il diminuire della temperatura, si raffredda e l'umidità presente condensa dando origine alla formazione di nubi e a rovesci temporaleschi. È un esempio a dimostrazione dell'utilità dello studio della termodinamica per una buona interpretazione dei fenomeni atmosferici.

SCHEDA 1.4 - Sostanze elementari e composte, miscugli

La **sostanza elementare** è una porzione di materia costituita da un solo elemento, cioè da atomi della stessa specie (tutti con uguale numero atomico). Conosciamo un centinaio di elementi diversi (**tab. 1.6**), ma abbiamo a che fare con un numero immensamente più grande di sostanze diverse, ciascuna con peculiari caratteristiche fisiche e chimiche. Possiamo fare un esempio; se usassimo solo le lettere dell'alfabeto per esprimerci, saremmo molto limitati perché potremmo utilizzare soltanto una ventina di simboli, assolutamente insufficienti; nel linguaggio comune sono rari i concetti rappresentati da una sola lettera. Combinando insieme in vario modo i simboli dell'alfabeto è possibile ottenere, in teoria, un numero infinito di parole, ciascuna delle quali utile per illustrare un concetto (un oggetto, un'azione, uno stato,...). Combinando insieme delle parole si possono ottenere delle espressioni (frasi) che sono alla base del nostro linguaggio.

Anche la chimica usa un linguaggio, le cui regole condizionano le modalità con le quali i simboli degli elementi possono essere tra loro "uniti" per ottenere "parole". Le sostanze elementari sono rare in natura, come in un libro sono poco frequenti le parole costituite da una sola lettera. Noti sono i casi in cui determinati elementi si trovano allo stato puro, si tratta più frequentemente di metalli che vengono indicati con il termine **elementi nativi**. Sono esempi il *platino* (giacimenti in URSS, in Sudafrica e in Canada), l'*oro* (Alaska, California), il *rame*, l'*argento*, il *ferro*, ecc... Vi sono anche i metalloidi come il *carbonio* (per esempio nella forma del diamante che viene estratto in Australia, Brasile, Africa, Africa Australe) e lo *zolfo* (di cui giacimenti si trovano anche in Sicilia).

Combinando elementi diversi (cioè atomi con diverso numero atomico) è teoricamente possibile ottenere un numero infinito di combinazioni. Il **composto** (o **sostanza composta**) è la *combinazione di due o più elementi*. Tralasciamo le modalità con

le quali specie atomiche diverse si uniscono fra loro; facciamo alcuni esempi utilizzando le **formule chimiche**; esse sono combinazioni di simboli degli elementi così come le lettere dell'alfabeto possono essere combinate per formare le parole. Con le formule chimiche si possono costruire "equazioni" per illustrare dei fenomeni (allo stesso modo con cui si usano le parole per costruire delle frasi) secondo regole di una speciale "grammatica della chimica". L'acqua è una sostanza composta da ossigeno (**O**) ed idrogeno (**H**); la sua formula chimica è **H₂O**; il numero 2 è un indice di H; ciò significa che per ogni atomo di ossigeno vi sono due atomi di idrogeno, oppure che gli ultimi sono sempre in numero doppio rispetto ai primi. La formula chimica di un composto indica da quali elementi è formato (con i simboli) e, con indici numerici, in quali proporzioni (come numeri di atomi) stanno tra loro. Sapendo che l'ossigeno ha numero di massa atomica circa 16 volte superiore a quella dell'idrogeno (**tab. 1.6**), il peso totale del primo sarà, nell'acqua, 8 volte superiore a quello dell'idrogeno (dato che il numero degli atomi di idrogeno è doppio); quindi la percentuale del peso di ossigeno nell'acqua è circa $[8:(8+1)] \cdot 100 = 89 \%$ coincidente con il valore che abbiamo indicato precedentemente.

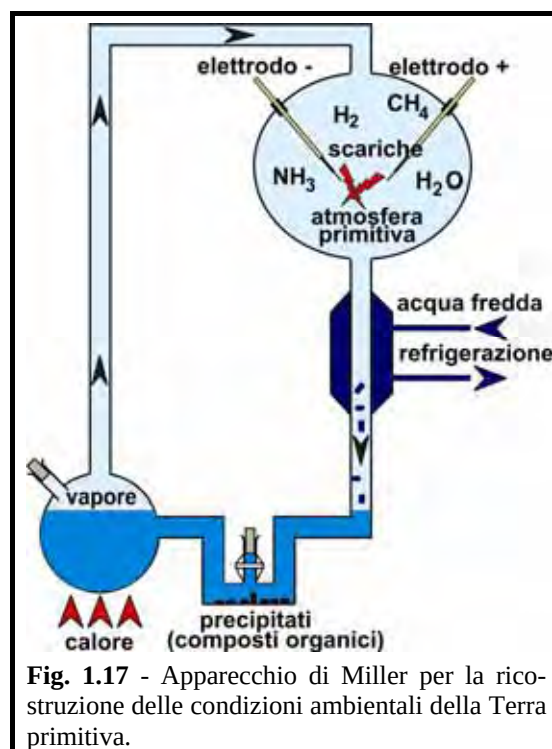
Le formule chimiche possono darci molte indicazioni sulle sostanze composte. Il cloruro di sodio (il sale da cucina) ha formula **NaCl**. Esso è perciò costituito da cloro (**Cl**) e sodio (**Na**) in uguali proporzioni, ma l'atomo di cloro è più grande ($M = 35,45$) rispetto a quello di sodio ($M = 22,99$); infatti il nucleo del primo ha 17 protoni + 17 neutroni, mentre l'altro ha un nucleo con 22 particelle nucleari in tutto. La somma delle due masse atomiche vale 58,44, di conseguenza il peso percentuale del cloro rispetto al totale è $(35,45:58,44) \cdot 100 = 61 \%$; il restante 39 % in peso è dovuto al sodio. **CH₂O** è la formula dello zucchero costituito da un ugual numero di atomi di carbonio ($M = 12,01$) e di ossigeno ($M = 15,99$) e da un numero doppio di atomi di idrogeno ($M = 1,01$). La somma delle masse atomiche è $12,01 + 15,99 + (1,01 \cdot 2) = 30,02$; la percentuale in peso del carbonio è $(12,01:30,02) \cdot 100 = 27,7 \%$; quella dell'ossigeno è $(15,99:30,02) \cdot 100 = 53,3 \%$, mentre quella dell'idrogeno si ottiene con la differenza $100 - (27,7 + 53,3) = 19,0 \%$.

Le operazioni che abbiamo appena eseguito sono esempi di calcoli stechiometrici. La **stechiometria** è la scienza del calcolo in chimica e fu introdotta nella seconda metà del '700 da LAVOISIER; essa si avvale della matematica e della fisica, con le quali si posero le basi per una interpretazione quantitativa della chimica, facendo compiere notevoli progressi nello studio delle trasformazioni della materia. Per esempio la silice, una sostanza composta molto comune nel regno minerale e costituente fondamentale del vetro (**SiO₂**), è costituita da ossigeno per il 53 % in peso e per il 47 % da silicio. L'anidride carbonica ha formula **CO₂**, il metano ha formula **CH₄**, l'anidride solforosa (di cui si sente spesso parlare per gli effetti inquinanti) ha formula **SO₂**. Ma vi sono sostanze con formule più complicate come quelle dell'acido solforico (**H₂SO₄**) dove per ogni atomo di zolfo ve ne sono due di idrogeno e 4 di ossigeno, del carbonato di calcio (**CaCO₃**), costituente fondamentale del calcare o quella del bicarbonato di sodio (**NaHCO₃**), costituito da quattro specie atomiche diverse. Tutte formule che sono ancora ben lontane dal rappresentare il massimo della complessità.

Se le sostanze allo stato elementare in natura sono rare, quelle composte "pure" sono poco frequenti. L'acqua, per esempio, è una sostanza che non si trova mai allo stato puro (ad eccezione dell'acqua distillata ottenuta artificialmente); in essa sono sempre sciolte altre sostanze. Nella quasi totalità dei casi la materia si presenta sempre come **miscugli** di sostanze diverse (elementi o composti). L'aria è una miscela di gas; la silice contiene quasi sempre delle impurezze, talvolta in piccolissime quantità, ma in grado di conferirle colorazioni particolari; la carta che compone le pagine di questo libro è prevalentemente costituita da una sostanza molto complessa, la cellulosa, unitamente a numerosi altri composti. Un frammento di materia qualsiasi, pur di aspetto omogeneo, quando sottoposto ad una analisi chimica, quasi sempre, risulta costituito da un insieme di due o più sostanze, a loro volta frequentemente composte e raramente elementari.

SCHEDA 1.5 - L'esperienza di MILLER

Presso l'Università di Chicago, nel 1930, il premio Nobel per la chimica, H.C. UREY, sulla base delle ipotesi di OPARIN, formulate 25 anni prima, studiava le teorie sulla formazione del Sistema Solare e sull'atmosfera che avvolgeva la Terra primitiva. Un suo studente, S.L. MILLER simulò tale atmosfera in laboratorio, ricreando, in una ampolla, le condizioni che precedettero l'origine della vita (~ 3,5 miliardi di anni fa). Il ricercatore introdusse nell'ampolla sotto vuoto (**fig. 1.17**) metano, ammoniaca ed idrogeno e la collegò, tramite un tubo, ad un pallone nel quale fece bollire dell'acqua. Si sviluppava così vapore caldo che raggiungeva l'ampolla, mescolandosi con gli altri composti. Venne così ricostruita l'atmosfera primitiva, calda e riducente (al contrario di quella attuale che, contenendo ossigeno, è detta "ossidante"). Con un paio di elettrodi si producevano scariche per "imitare" i fulmini che dovevano coinvolgere l'atmosfera primitiva che, essendo calda e molto umida, era probabilmente teatro di numerosi e violenti temporali. Con un sistema di refrigerazione veniva provocata la condensazione del vapore "imitando" le piogge che, in quell'epoca, colmarono d'acqua le depressioni, dando origine agli oceani. Miller volle verificare se, in simili condizioni, potevano formarsi spontaneamente nuove sostanze, come conseguenza di processi all'interno dell'ampolla, gli stessi forse dell'atmosfera primitiva. Se nuove sostanze si formarono in quelle condizioni,



esse dovevano raccogliersi nei mari primordiali; ciò significa che, nell'apparecchio di Miller, al fondo dell'ansa ad "U" (**fig. 1.17**), avrebbero dovuto raccogliersi precipitati di composti formati nell'ampolla. Dopo una settimana Miller esaminò il liquido dell'ansa e verificò la presenza di composti organici fra i quali aminoacidi (componenti fondamentali delle proteine). Nel 1963 Miller pubblicò sulla rivista "Scienze" un articolo intitolato *Produzione di aminoacidi in condizioni che avrebbero potuto essere quelle della Terra primitiva*, con il quale divenne famoso in tutto il mondo. Con l'esperienza di Miller si ha la prova che la formazione spontanea di molecole organiche complesse al di fuori della vita, in condizioni analoghe a quelle della Terra primitiva, non era solo possibile, ma probabile.

SCHEDA 1.6 - Eutrofizzazione

Consideriamo un ipotetico lago, relativamente profondo; le acque sono trasparenti e la luce solare vi penetra fino ad oltre 30 m. Le concentrazioni dei nutrienti (principalmente sali dell'azoto e del fosforo) sono modeste; la produzione di materia organica nella stagione calda (ad opera soprattutto del fitoplancton) non è eccessiva e la quantità di ossigeno per la sua decomposizione è inferiore a quella totale presente nelle acque profonde. Si è ben lontani da condizioni di deficit di ossigeno ed il pesce non è abbondante. Un lago di questo genere probabilmente è "giovane" come genesi e, per il fatto di essere poco produttivo e povero di vita vegetale e animale, viene indicato con il termine *oligotrofico*.

Con il passare del tempo (decenni, secoli o millenni) le acque incanalate o di ruscellamento portano al nostro ipotetico lago sali nutritivi asportati dai terreni circostanti. In occasione di piene, gli immissari trasportano argille, limi e sabbie che decantano sui fondali. Le foglie portate dal vento, gli insetti catturati dai pesci, gli escrementi degli uccelli acquatici, contribuiscono all'ingresso di nuova materia al lago. Quando nuovo materiale giunge al letto di un fiume, viene immediatamente rimosso dalla corrente e trascinato a valle. Diversa è la situazione dei laghi; le acque non vengono ricambiate facilmente come nei fiumi; nella migliore delle ipotesi i tempi necessari al ricambio totale possono essere anche di alcuni anni. Nel lago Maggiore, per esempio, è risultato che dopo 25 anni permane ancora il 20 % dell'acqua originaria. La conseguenza è che tutto ciò che arriva al lago ne diventa automaticamente parte, sedimentando o entrando nei cicli biologici.

Col passare del tempo il nostro ipotetico lago diventa meno profondo per i processi di sedimentazione e più produttivo per l'apporto di nutrienti dai territori circostanti. La vita è più abbondante, maggiore è la "fioritura" del plancton nella stagione calda. Il materiale organico prodotto costituisce una massa notevole, ma l'ossigeno è ancora sufficiente per la sua totale decomposizione, senza che si verifichino situazioni di deficit. Le acque, per la presenza di maggiori quantità di plancton, sono meno trasparenti ma, presso le rive, è ancora possibile scorgere il fondo oltre i due metri di profondità. La produzione di pesci è buona. Un lago di questo tipo viene considerato "maturo" come età e, per la maggior produttività, viene indicato con il termine *mesotrofico*.

Ma l'evoluzione non si ferma qui perché, col passare del tempo, dai territori circostanti arriva altro materiale che tende a riempire sempre di più il lago e ad aumentarne la produttività (per l'apporto di altri nutrienti). In queste condizioni, sia per il diminuito volume delle acque profonde (minore riserva di ossigeno), sia per l'eccessiva mole di sostanza organica prodotta nella stagione calda (che richiede troppo ossigeno per essere consumata integralmente), cominciano ad instaurarsi situazioni di deficit di ossigeno presso il fondo. Il quadro generale è quello di un lago molto produttivo (abbondante la fauna ittica) con grande sviluppo di plancton, di alghe superiori e di canneto che ingombrano le rive. Vi è assenza di ossigeno presso i fondali in estate e i sedimenti sono fetidi perché formati in un ambiente anossico e ricco di ammoniaca e di acido solfidrico. Un lago di questo tipo è "vecchio" e viene indicato con il termine *eutrofico*.

Oligotrofia, mesotrofia, eutrofia sono gli stadi trofici attraverso i quali un lago passa dalle sue condizioni giovanili a quelle di vecchiaia. Si assiste cioè ad un graduale processo di *eutrofizzazione* naturale durante la "maturazione" del lago, che porta alla sua estinzione, alla formazione di uno stagno, poi di palude che può definitivamente colmarsi a pianura. Questo processo, che inizia dalla genesi del lago e che si conclude a livello di palude e pianura, si attua, in natura, in tempi lunghissimi, di secoli, di millenni o di decine di migliaia di anni, a seconda del tipo morfologico del bacino lacustre. I sedimenti che si accumulano nel lago oligotrofico sono, per la maggior parte, costituiti da detriti minerali (sabbia ed argilla, più frequentemente di colore chiaro). Nei laghi eutrofici oltre alla componente minerale si accumulano sui fondali maggiori quantità di materiali organici (di colore scuro) che non vengono decomposti in conseguenza della scarsità di ossigeno presso il fondo.

Quando il lago eutrofico si colma definitivamente si forma una **torbiera**, uno spazio pianeggiante costituito prevalentemente (o totalmente) da **torba**, che è quindi materiale organico sedimentato in ambiente eutrofico. Questo materiale (la cui composizione media è C = 50 ÷ 60 %, H = 4 ÷ 7 % e O = 25 ÷ 35 %) si presenta come una massa spugnosa bruna o nera, ricca d'acqua (90 %), composta da un feltro di resti vegetali più o meno decomposti, talvolta riconoscibili anche ad occhio nudo. La torba, che può essere definita un tipo di **carbone fossile**, viene usata in agricoltura per conferire caratteristiche particolari ai terreni oppure, tra gli altri usi, può venire seccata ed usata come combustibile povero. Industrialmente è di scarso valore e viene usata come combustibile in loco quando si tratta di grandi giacimenti di facile sfruttamento (come il bacino di Mosca). In rari casi viene utilizzata come combustibile per la produzione di gas d'aria o gas d'acqua, oppure viene sottoposta a distillazione per ricavarne catrame, carbone e gas. In Italia le più estese torbiere si trovano in Toscana, a Torre del Lago.

Il processo di eutrofizzazione naturale (comune anche ai laghi costieri ed in ambienti più francamente marini) può avvenire nel modo prima descritto a condizione che il territorio circostante sia poco o nulla antropizzato. Le attività delle popolazioni umane, infatti, comportano la produzione di materiali di rifiuto che, comunque vengano eliminati, giungono, più o meno trasformati, al lago. Fra essi una buona porzione può essere rappresentata da nutrienti soprattutto di origine organica derivati

dalle attività domestiche ed immessi attraverso scarichi cloacali. Pensiamo inoltre alle notevoli quantità di concimi che, dai terreni agrari, giungono a concimare anche il lago. Le acque lacustri, spesso, sono sottoposte ad una forte pressione turistica, il che vuol dire una ulteriore produzione di prodotti di rifiuto e la loro eliminazione diretta nelle acque. La conseguenza di tutto ciò è l'ulteriore apporto di altri nutrienti ai cicli biologici dei laghi. Questa azione di "fertilizzazione" si traduce in una accelerazione di processi i quali, in condizioni naturali, avverrebbero pur sempre, ma entro archi di tempo assai più ampi. In altri termini le attività economico - produttive determinano una notevole accelerazione dei processi di eutrofizzazione dei laghi facendoli "invecchiare" precocemente. Il caso dell'eutrofizzazione del mare Adriatico, che può essere considerato una sorta di grande lago poco profondo, è esemplificativo (**fig. 1.18**).



Fig. 1.18 - L'eccessiva proliferazione di alghe è una delle conseguenze più evidenti dell'eutrofizzazione nei laghi e nei piccoli bacini marini. A sinistra si osserva, presso la superficie dell'Adriatico, una vasta area letteralmente invasa dalla mucillagine. Tali fenomeni si possono osservare anche presso le coste come nel caso del porto di Grignano (a destra) in provincia di Trieste

2 - L'ACQUA

2.1 - L'acqua ed il sale

L'acqua è una sostanza composta da **idrogeno (H)** e **ossigeno (O)**. Gli atomi di idrogeno sono i più piccoli tra tutti gli elementi, formati da un solo protone che costituisce il nucleo, intorno al quale è presente un solo elettrone, in un orbitale che potrebbe contenerne due. Gli atomi di ossigeno sono più grandi; schematizzando molto il nucleo è costituito da 8 protoni e 8 neutroni. 8 elettroni formano un guscio esterno diviso su due livelli energetici (orbitali), uno che ne contiene due ed un altro che può contenerne fino ad 8. Vi è quindi spazio per 10 elettroni in tutto; ma l'ossigeno ne ha solo 8, di cui due saturano il primo orbitale e i rimanenti 6 occupano il secondo, dove quindi rimane spazio per altri 2. I due tipi di atomi legano bene insieme "fondendo" parzialmente i gusci elettronici per ottenere una situazione in cui l'unico orbitale dell'atomo di idrogeno risulta colmato con 2 elettroni, mentre l'orbitale "incompleto" dell'atomo di ossigeno risulta colmato con 8 elettroni, ma a condizione che si legni con 2 atomi di idrogeno (**fig. 2.1**). L'unione di un atomo di ossigeno con due atomi di idrogeno forma la **molecola d'acqua**, in cui i due elementi sono fra loro legati da una forza detta **legame covalente**, termine che trae origine dalla "messa in compartecipazione" degli elettroni.

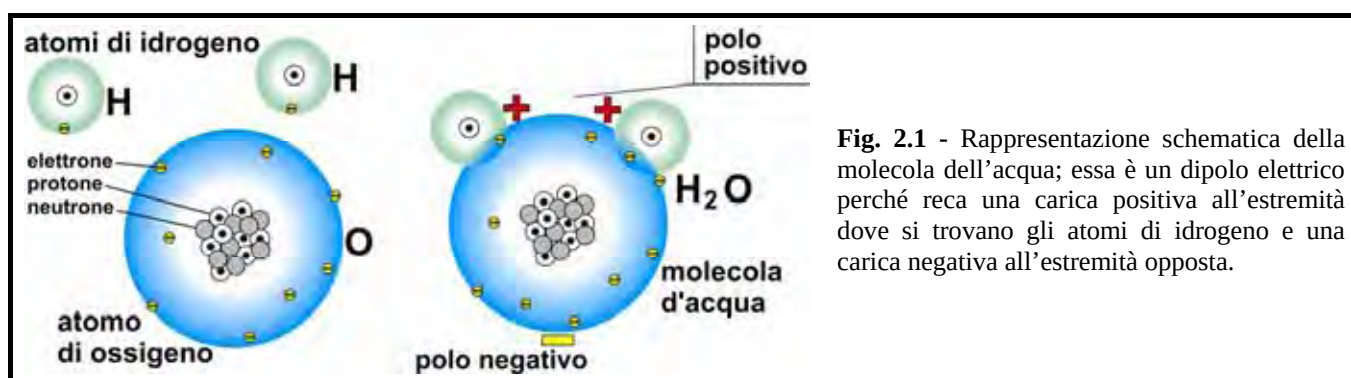


Fig. 2.1 - Rappresentazione schematica della molecola dell'acqua; essa è un dipolo elettrico perché reca una carica positiva all'estremità dove si trovano gli atomi di idrogeno e una carica negativa all'estremità opposta.

Il legame covalente caratterizza molti altri composti. Per esempio il metano (CH_4) è costituito da molecole con un atomo di carbonio legato a quattro atomi di idrogeno (**fig. 2.2**). L'anidride carbonica (CO_2) è costituita da un atomo di carbonio che mette in compartecipazione 4 elettroni con due coppie di elettroni di due atomi di ossigeno; risulta una molecola costituita da 1 carbonio e 2 ossigeni. L'ammoniaca (NH_3) è costituita da molecole con al centro un atomo di azoto, legato a tre atomi di idrogeno (**fig. 2.2**). Le formule chimiche riproducono le proporzioni numeriche con le quali stanno fra loro i diversi elementi nelle molecole. Infatti si indica con H_2O la formula dell'acqua, in quanto il numero doppio degli atomi di idrogeno rispetto a quelli di ossigeno è una conseguenza del tipo di molecola che abbiamo descritto. Tutte le sostanze che sono costituite da molecole (gruppi uguali di atomi legati con forza tra loro da legami di tipo covalente) si dicono **sostanze molecolari**.

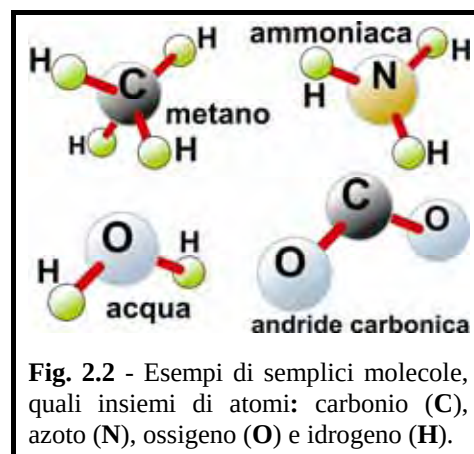
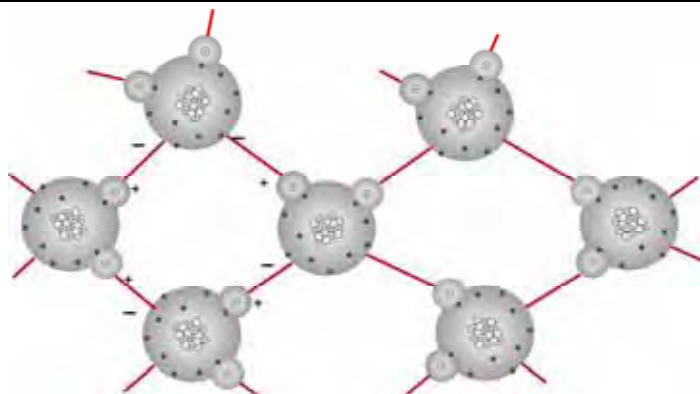


Fig. 2.2 - Esempi di semplici molecole, quali insiemi di atomi: carbonio (C), azoto (N), ossigeno (O) e idrogeno (H).

L'acqua è dunque una sostanza molecolare, formata da molecole con un atomo di ossigeno con 8 protoni ($8e^+$) e 8 elettroni ($8e^-$) e con due atomi di idrogeno, ciascuno con un protone ($1e^+$) e un elettrone ($1e^-$). La carica complessiva della molecola è $[(8e^+ + 8e^-) + 2(1e^+ + 1e^-)] = 0$; il che vuol dire che essa è elettricamente neutra. I due atomi di idrogeno sono sistemati in modo tale da formare un angolo di circa 105° fra le direzioni di allineamento fra i nuclei; essi sono quindi da un lato della molecola (**fig. 2.1**). Gli elettroni messi in compartecipazione si trovano fra il nucleo dell'idrogeno con una piccola carica positiva ($1e^+$) e quello dell'ossigeno con una più forte carica positiva ($8e^+$). Gli elettroni (negativi) sono attratti da una maggiore forza elettrostatica verso il nucleo di ossigeno. Complessivamente, quindi (**fig. 2.1**), risulta un insieme di cariche che non sono distribuite uniformemente; la molecola si comporta come un **dipolo elettrico**, con una estremità, o polo, negativa da una parte (ossigeno) e positiva dall'altra (idrogeni). Fra i poli positivi e negativi di molecole d'acqua diverse e vicine si manifestano forze di attrazione di natura elettrostatica (**fig. 2.3**); esse sono all'origine di quasi tutti i fenomeni naturali legati all'acqua (**tab. 2.1** e **schede 2.1** e **2.5**). Le considerazioni e le immagini fin qui proposte danno l'idea della molecola d'acqua come una figura piana; in realtà essa presenta una struttura tridimensionale tetraedrica, illustrata nella **scheda 2.2**.

Fig. 2.3 - Le molecole d'acqua sono reciprocamente attratte da forze di tipo elettrostatico dovute ai poli opposti (+/-) di molecole vicine (linee rosse). Tali forze costituiscono i cosiddetti *legami idrogeno*, in quanto questo atomo si trova sempre compreso fra due ossigeni (uno della molecola di appartenenza e l'altro di quella vicina).



angolo fra i legami H-O nella molecola	104,5	gradi
distanza H-O nella molecola	$1 \cdot 10^{-8}$	cm
carica elettrica media polare	0,44	e ^{+/-}
momento dipolare	0,8	Debye
costante dielettrica	80	-
massa molecolare	18,0153	-
calore specifico (per T = 25 °C)	1,0	cal/g/ °C
calore latente di fusione	80	cal/g
calore latente di evaporazione	540	cal/g
calore latente di sublimazione	540	cal/g
tensione superficiale	72	10^{-5} N/cm
densità a 4 °C	1,0	g/l
punto crioscopico (per P = 1 atm)	0	°C
punto ebullioscopico (per P = 1 atm)	100	°C
coefficiente di autodiffusione	$2,2 \cdot 10^{-5}$	cm ² /sec
conducibilità termica	$1,4 \cdot 10^{-3}$	cal/sec/cm/°C
viscosità	8,9	millipoise
prodotto ionico [H ⁺][OH ⁻] - T=25 °C	$1 \cdot 10^{-14}$	(acqua pura)
Tab. 2.1 - Caratteristiche fisiche e chimiche dell'acqua.		

Il comune sale da cucina è composto da sodio (Na) e da cloro (Cl) in uguali proporzioni numeriche: la formula chimica è NaCl (cloruro di sodio). Sembrerebbe che tale sostanza sia composta da molecole, ciascuna costituita da un atomo di sodio strettamente legato con un atomo di cloro; ma la realtà è diversa. Il cloro ha 17 elettroni in un guscio elettronico costituito da una serie di orbitali a diversi livelli energetici; in quello più esterno (che ne potrebbe contenere 8) sono presenti 7 elettroni; ne manca uno solo per completarlo. Gli atomi di cloro tendono ad acquisire un elettrone in più, quindi con 17 cariche positive nel nucleo e 18 negative nel guscio elettronico. Il bilancio $[(17e^{+} + 18e^{-}) = 1e^{-}]$ fra le cariche di segno opposto non è più in pareggio e l'atomo diventa un **anione** o **ione negativo** perché carico negativamente. Il sodio ha 11 elettroni distribuiti in tre orbitali: due completi e con uno solo elettrone in quello più esterno che ne potrebbe contenere 8; l'atomo ne dovrebbe allora acquisire altri 7 per completare l'ultimo livello energetico, diventando una particella con 11 cariche positive nel nucleo e 18 negative nel guscio, cioè un anione con una carica pari a $7e^{-}$, una condizione fisicamente impossibile. L'atomo di sodio, invece, tende a perdere quell'unico elettrone di quell'orbitale largamente incompleto, conservando "pieni" gli altri due livelli energetici, diventando un **catione** o **ione positivo** con carica pari a $11e^{+} + 10e^{-} = 1e^{+}$. Cloro e sodio hanno comportamenti chimici opposti; ogni atomo di sodio cede un elettrone ad un atomo di cloro diventando un catione il primo e un anione il secondo, così che fra i due si instaura una forza di attrazione di natura elettrostatica (fra cariche di segno opposto) che rappresenta il legame fondamentale nel composto NaCl. Questo tipo di legame, molto diverso da quello covalente, viene detto **legame ionico** e i composti i cui atomi sono legati in questo modo vengono detti **composti ionici**.

mo ne dovrebbe allora acquisire altri 7 per completare l'ultimo livello energetico, diventando una particella con 11 cariche positive nel nucleo e 18 negative nel guscio, cioè un anione con una carica pari a $7e^{-}$, una condizione fisicamente impossibile. L'atomo di sodio, invece, tende a perdere quell'unico elettrone di quell'orbitale largamente incompleto, conservando "pieni" gli altri due livelli energetici, diventando un **catione** o **ione positivo** con carica pari a $11e^{+} + 10e^{-} = 1e^{+}$. Cloro e sodio hanno comportamenti chimici opposti; ogni atomo di sodio cede un elettrone ad un atomo di cloro diventando un catione il primo e un anione il secondo, così che fra i due si instaura una forza di attrazione di natura elettrostatica (fra cariche di segno opposto) che rappresenta il legame fondamentale nel composto NaCl. Questo tipo di legame, molto diverso da quello covalente, viene detto **legame ionico** e i composti i cui atomi sono legati in questo modo vengono detti **composti ionici**.

Per capire in quale modo gli atomi del sale si dispongono nello spazio, si può immaginare di avere a disposizione parecchie palline da ping-pong, che rappresentano gli ioni Na^{+} , e palline da tennis che rappresentano gli ioni Cl^{-} . Potremmo poi disporre le sfere Na^{+} in modo che ciascuna sia circondata da 6 sfere Cl^{-} e viceversa; il tutto cercando di "impacchettare" occupando il minor spazio possibile, usando della colla affinché la struttura non si smonti facilmente. Nel nostro modello la colla rappresenta la forza di attrazione elettrostatica che lega le sfere. Risulta una costruzione tipo quella rappresentata in **fig. 2.4** che dovremmo moltiplicare per miliardi di miliardi di volte per ottenere un minuscolo granello di sale. Questo, esaminato con un modesto microscopio, apparirebbe di forma geometrica regolare, un solido con superfici quadrangolari fra loro perpendicolari, una sorta di cubo o parallelepipedo mal riuscito o un insieme di cubi e parallelepipedi fra loro compenetrati (**fig. 2.5**).

Nella **fig. 2.6** sono stati rappresentati unicamente i centri degli atomi; è così più facile notare che essi "disegnano" nello spazio un cubo; esso è la **cella elementare** del cloruro sodico che, ripetuta in tutte le direzioni, origina il granello di sale; questo assume un aspetto esterno in conseguenza del tipo di simmetria data dalla particolare disposizione degli atomi che si ripete all'infinito nel **reticolo cristallino**. Quindi NaCl non è il risultato di molecole costituite da coppie Na-Cl, ma è un impacchettamento di ioni paragonabili a sfere di un tipo ciascuna legata a 6 sfere dell'altro tipo.

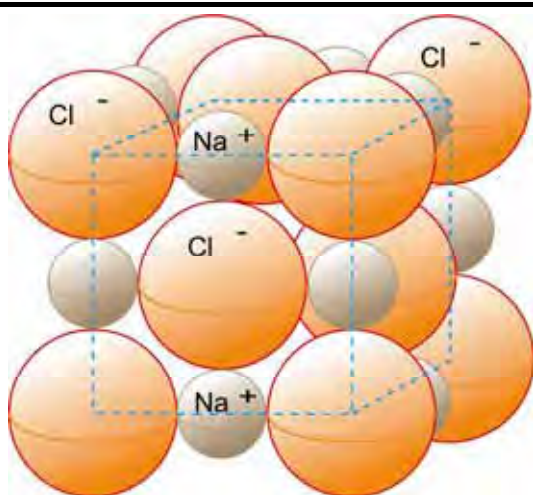


Fig. 2.4 - Modello del **cloruro di sodio**. Nel comune sale da cucina, ogni anione cloro (Cl^-) è circondato da 6 cationi sodio (Na^+) e viceversa; risulta un “impacchettamento” molto compatto, con lo spazio sfruttato al massimo.

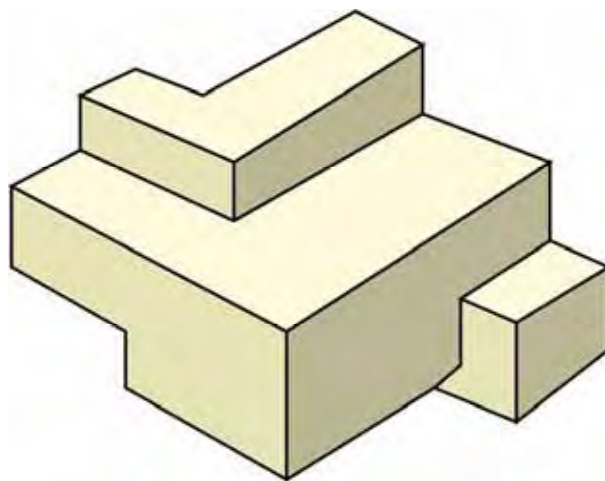


Fig. 2.5 - Forma di un granello di sale da cucina (NaCl) come potrebbe apparire con una forte ingrandimento

Il sale è una sostanza ionica cristallina; numerose altre sostanze cristalline sono costituite da reticoli ionici. Altre sono costituite da molecole a loro volta disposte nello spazio a formare reticoli cristallini; sono sostanze molecolari cristalline. Per esempio un granello di zucchero, ingrandito al microscopio (**fig. 2.7**), appare con un abito cristallino, cioè con una forma che rispecchia l'ordine e la simmetria con le quali le complesse molecole di zucchero (costituite da numerosi atomi di carbonio, idrogeno e ossigeno) si dispongono nello spazio.

Le diverse sostanze (elementari o composte, molecolari o ioniche) sono costituite da atomi o da gruppi di atomi o da singoli ioni che possono disporsi nello spazio con reticoli caratterizzati da simmetrie anche molto diverse, originando una notevole varietà di forme (vedi gli esempi descritti nella **scheda 2.4**). C'è sufficiente materia per una intera disciplina, la “*mineralogia*” della quale, utilizzeremo ancora altre nozioni.

2.2 - L'acqua e l'ossigeno

Se si mette un cucchiaino di zucchero (*soluto*) in un bicchiere d'acqua (*solvente*) e si mescola il tutto, dopo pochi istanti lo zucchero non si vede più: si ottiene una *soluzione*. L'esperienza può essere ripetuta più volte, ma ad un certo punto, dopo il rimescolamento, l'ultima quantità di soluto, che sembrava anch'essa disciolta, si deposita sul fondo del bicchiere a mano a mano che diminuisce la turbolenza dell'acqua. Esiste una quantità massima di zucchero che può essere sciolta nell'acqua senza che si formi del deposito. Il rapporto fra la massima quantità di soluto che può sciogliersi e il volume del solvente, viene denominato **concentrazione di saturazione**. Quando la concentrazione è inferiore si dice che la soluzione è *sotto-satura*. Quando invece è superiore si dice che la soluzione è *sopra-satura*; quest'ultima condizione si ha soltanto se l'acqua è agitata. Si può provare a ripetere le precedenti prove con un bicchiere d'acqua calda, per scoprire che la massima quantità di zucchero che si riesce a sciogliere completamente è maggiore: *la concentrazione di saturazione di un soluto aumenta con la temperatura*. Questa è una legge che vale per la maggior parte delle sostanze che si sciolgono in acqua.

Anche i gas si sciolgono in acqua e, in particolare, l'ossigeno, che costituisce ~ il 20 % dell'aria che respiriamo. Gli organismi acquatici necessitano di ossigeno per “respirare”, per compiere più o meno le stesse funzioni che, con tale gas, compiono gli organismi terrestri, uomo compreso. Attenzione! L'ossigeno coinvolto nei processi respiratori di un pesce, di un gambero, di un mollusco, di un'alga, non è quello legato con l'idrogeno nelle molecole d'acqua, ma quello “libero”, sotto forma di gas, presente come soluto nell'acqua stessa e rappresentato

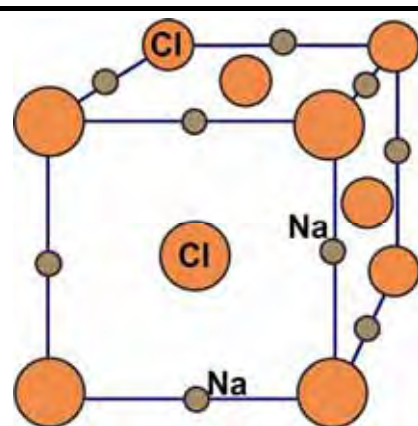


Fig. 2.6 - Nello schema sono rappresentati solo i centri degli atomi della **fig. 2.4**. È evidente la simmetria del cubo secondo cui sono disposti nello spazio gli atomi di cloro (anioni Cl^-) e quelli di sodio (cationi Na^+). Questa struttura (cella elementare) si ripete nello spazio per un elevatissimo numero di volte, originando “granelli” di sale la cui forma rispecchia l'ordine e la simmetria del reticolo cristallino.

con il simbolo “O₂” (perché formato da molecole biatomiche ciascuna costituita da due atomi di ossigeno uniti da un legame covalente). Per l’O₂, come per gli altri gas, valgono, più o meno, le stesse considerazioni viste prima.



Fig. 2.7 - Il comune zucchero da tavola (saccarosio) è un insieme di numerosissimi granelli, ciascuno costituito da un cristallo al cui interno le complesse molecole (C₆H₁₂O₆) sono ordinate in reticolo caratterizzato da ordine ed elevata simmetria.

Si parla quindi di acqua satura di O₂ (quando la concentrazione di tale gas è massima in acque tranquille), di acqua soprassatura (nelle acque turbolente) e di acqua sotto-satura (concentrazione di O₂ inferiore a quella di saturazione). La concentrazione si esprime con il numero di milligrammi [mg] di ossigeno contenuti in un litro [L]; per esempio la concentrazione di saturazione di O₂ nell’acqua alla temperatura di 20 °C è pari a 9 mg/L circa.

Lo zucchero, come la maggior parte delle sostanze solubili, si scioglie tanto meglio quanto più l’acqua è calda, ma ciò non capita per i gas; tanto più l’acqua è fredda tanto più l’ossigeno atmosferico si scioglie meglio: *la concentrazione di saturazione dell’ossigeno in acqua aumenta al diminuire della temperatura (fig. 2.8)*. Per esempio a 5 °C di temperatura la massima concentrazione di ossigeno è quasi 13 mg/l e soltanto 8 mg/l quando la temperatura sale a 25 °C.

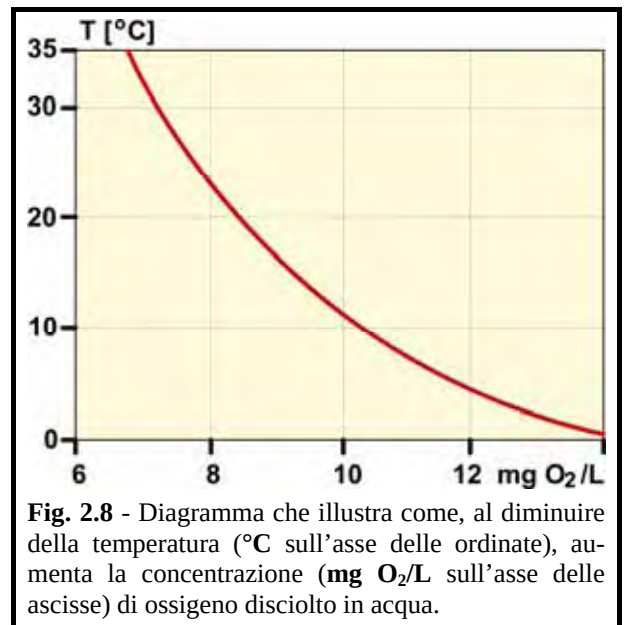
I pesci respirano facendo entrare acqua dalla bocca e facendola uscire dagli opercoli; in tal modo le branchie vengono “bagnate” abbondantemente; il colore rosso vivo di tali organi respiratori è dovuto alla presenza di numerosi capillari che permettono al sangue di assumere ossigeno direttamente dall’acqua e restituendo anidride carbonica. L’ossigeno, come in quasi tutti gli organismi, viene utilizzato per “bruciare” il “combustibile cibo” (soprattutto zuccheri e grassi) allo scopo di ottenere energia

per i processi vitali e tale gas è presente sia nell’aria, a disposizione dei viventi terrestri, ma anche sciolto nell’acqua, a disposizione dei viventi acquatici e in misura tanto maggiore quanto più bassa è la temperatura.

2.3 - Stati della materia

- Una sostanza allo **stato solido** è **incomprimibile** (variando la pressione non si notano variazioni di volume); **mantiene il suo volume** e **non cambia la sua forma** (indipendentemente da quella del contenitore; per es. un cubetto di ghiaccio rimane tale anche se in un bicchiere a forma di calice).
- Una sostanza allo **stato liquido** è **incomprimibile**; **mantiene il suo volume**, ma **senza avere una propria forma** (perché assume quella del contenitore che la contiene; un litro d’acqua mantiene il suo volume, ma assume forme molto diverse a seconda di quelle delle bottiglie di pari capacità).
- Una sostanza allo **stato gassoso** è **comprimibile** (variando la pressione, cambia il volume); **non mantiene il suo volume** e **non ha forma propria** (il gas contenuto in una grande bombola a debole pressione può essere contenuto in una bombola diversa per forma e anche più piccola a maggiore pressione).

L’anidride carbonica è un gas perché adatta la sua forma all’ambiente in cui si trova espandendosi o riducendosi a seconda dello spazio disponibile. L’olio (come l’acqua) è un liquido perché incomprimibile, ma capace di adattare la propria forma a quella di qualsiasi contenitore. Un pezzo di marmo dalla forma di parallelepipedo è un solido (come il ghiaccio) perché l’unico modo per adattare la sua forma ad un contenitore cilindrico è quello di frantumarlo con un martello. Un cubetto di plastilina in un contenitore cilindrico mantiene la sua forma: è un solido; ma se viene schiacciata anche con una debole pressione essa adatta la propria forma: è un liquido. Una sfera di vetro appoggiata su un tavolo rimane tale: è un solido; ma se poniamo sopra un forte peso, dopo molto tempo, si deforma; dopo un tempo indefinito, si schiaccia come una goccia d’acqua appoggiata su un piano, sotto l’azione del proprio peso; è solo una questione di tempi diversi con



cui si manifestano i due fenomeni che abbiamo paragonato: il vetro è un liquido. Questi esempi dimostrano che la classificazione succitata degli stati della materia non funziona?

Emerge un fatto: *date tempo ai solidi ed essi si comporteranno come liquidi*. Qualunque sostanza definita solida può, in tempi lunghi, modificare la propria forma, così come i liquidi la cambiano in tempi brevi. Basta avere pazienza e i geologi (scienziati della Terra) ne hanno parecchia, dato che studiano fenomeni naturali della durata di milioni di anni, dall'origine del nostro pianeta ($4,5 \cdot 10^6$ anni fa). Quanto visto permette, per esempio, di paragonare i continenti ad enormi zatteroni (lastre di crosta terrestre più spessa in corrispondenza delle terre emerse) “galleggianti” sul mantello, come iceberg sull'oceano e di ipotizzare che essi possano affondare maggiormente o riemergere rispetto ai materiali sottostanti. Sembra una ipotesi difficile da accettare in quanto sappiamo che quei materiali sono allo stato solido e perciò difficilmente paragonabili allo stato liquido. Ma tutto risulta più plausibile se immaginiamo che con il tempo (fino a centinaia di milioni di anni) anche i solidi (e quindi i materiali del mantello) finiscono col comportarsi come “liquidi al rallentatore”.

La precedente classificazione è comunque utile perché distingue stati di una stessa sostanza caratterizzati da comportamenti fisici diversi (come acqua e ghiaccio, come ferro fuso e solido, ecc...). Un altro sistema di classificazione è basato sullo stato di aggregazione degli atomi o delle molecole che compongono una determinata sostanza (**scheda 2.5**):

- **stato cristallino** - gli atomi o le molecole che compongono una sostanza si aggregano ponendosi nello spazio secondo un reticolo caratterizzato da un preciso ordine e nel quale è possibile individuare delle simmetrie; (per esempio grafite, diamante, ghiaccio, metalli); da ciò consegue la definizione di **minerale**: *una sostanza elementare o composta (perciò descrivibile con una formula chimica) ordinata in uno stato cristallino*.
- **stato amorfo** - gli atomi e/o le molecole che compongono una determinata sostanza si aggregano ponendosi nello spazio senza un preciso ordine (non esiste reticolo cristallino e quindi non è possibile individuare simmetrie); vale come esempio il vetro.

Quindi si potrebbe affermare che l'acqua, nella quale le molecole hanno perso la disposizione del reticolo cristallino del ghiaccio, potrebbe essere definita come una sostanza amorfa. Allo stesso modo il ferro fuso, i cui atomi hanno perso la loro ordinata disposizione ad impacchettamento compatto nel reticolo del ferro solido, potrebbe essere definito amorfo. In realtà la distinzione tra stato cristallino e amorfo viene utilizzata esclusivamente per le sostanze allo stato solido così come lo abbiamo definito precedentemente, in quanto è implicito che lo stato liquido, per l'alta energia cinetica che caratterizza le particelle, implica uno stato disordinato in antitesi al reticolo cristallino. Bisogna tuttavia riconoscere che è facile generare confusione; infatti a volte si sente affermare che i cristalli sono “veri solidi”, mentre i “finti solidi” sarebbero le sostanze amorfe (cioè dei liquidi?), mescolando, in questo modo, concetti e definizioni. Il vetro è un solido amorfo, il ghiaccio è un solido cristallino; quando fondono entrambi non sono più né amorfi, né cristallini, sono semplicemente liquidi.

Spesso un solido cristallino possiede un abito esterno (una forma) che ricorda il tipo di simmetria del reticolo; è il caso delle stelline esagonali del ghiaccio, della forma delle gemme, dei granuli del sale, ecc..., in questo caso si dice che si trova allo stato **idioromorfo**. Altre volte la forma esterna non rispecchia quella delle figure regolari e simmetriche che possono essere individuate nel reticolo cristallino; in quel caso il cristallo è detto **allotriomorfo**.

2.4 - Cambiamenti di stato

Nei passaggi di stato dell'acqua la temperatura aumenta e diminuisce in funzione del calore posseduto, cioè dell'energia di movimento (cinetica) delle molecole. Se l'energia termica è bassa, le molecole mantengono le posizioni in un reticolo cristallino (*minima energia, massimo ordine*). Se l'energia termica è elevata, le molecole perdono la disposizione ordinata del ghiaccio. Se è molto elevata, le molecole acquisiscono la più completa indipendenza le une rispetto alle altre, come succede nei gas (*massima energia, massimo disordine*). I passaggi di stato **fusione** (solido $\Rightarrow$ liquido) ed **evaporazione** (liquido $\Rightarrow$ gas) comportano un aumento di energia e una diminuzione dell'ordine; viceversa i passaggi di stato **liquefazione** (gas $\Rightarrow$ liquido) e **solidificazione** (liquido $\Rightarrow$ solido) comportano una diminuzione di energia ed un aumento dell'ordine. Quanto appena affermato non vale solo per l'acqua, ma per quasi tutte le sostanze conosciute (**fig. 2.9**).

Il vetro è un solido amorfo, le cui particelle non sono disposte in modo ordinato in un reticolo cristallino, ma quando fonde il disordine aumenta. Il ferro è un solido cristallino i cui atomi sono fra loro legati con più forza rispetto alle molecole d'acqua: ci vuole più energia per “rompere” il reticolo cristallino e recare disordine nella struttura; infatti il **punto di fusione** ($1.535\text{ }^{\circ}\text{C}$) è molto più elevato di quella dell'acqua ($0\text{ }^{\circ}\text{C}$).

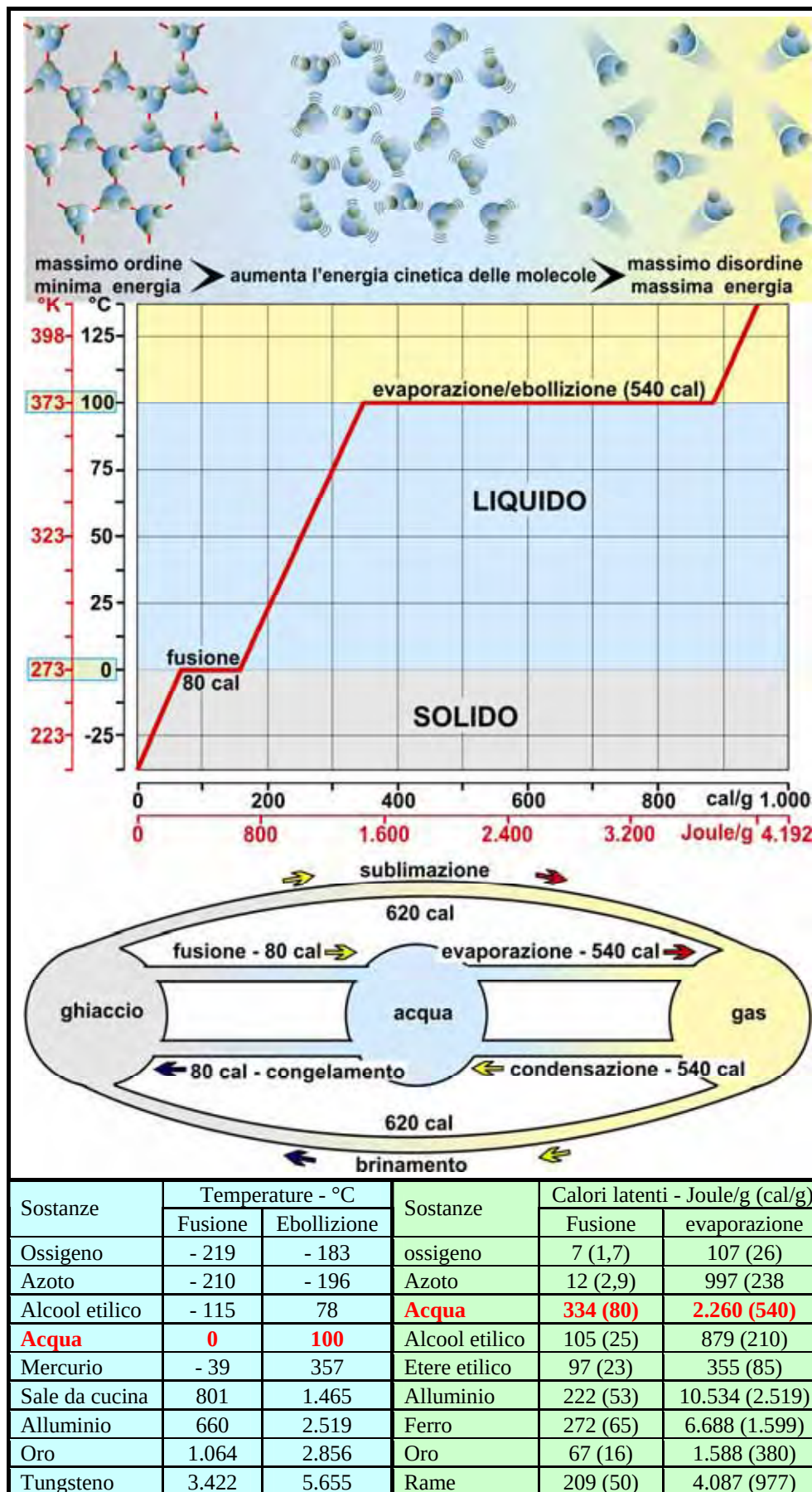


Fig. 2.9 - I passaggi di stato dell'acqua sono condizionati da scambi di energia elevati. I valori sono espressi in calorie per grammo d'acqua (ed in Joule/grammo). Essi sono tra i più elevati rispetto alla maggior parte delle sostanze.

Il **calore latente di fusione** è l'energia necessaria per rompere parzialmente i legami che vincolano le particelle in un reticolo cristallino ordinato e caratterizzato dal massimo ordine.

Il **calore latente di evaporazione** (decisamente maggiore del precedente) è l'energia necessaria per rompere definitivamente i legami tra le particelle, lasciandole così completamente libere di muoversi nello spazio sotto forma di moti del tutto caotici.

Durante i passaggi di stato, nonostante gli scambi di energia, la temperatura rimane costante. Il diagramma di riscaldamento dell'acqua infatti mette in evidenza due **soste termiche**. Ciò significa che, nonostante si continui a fornire calore la temperatura rimane costante (uguale al punto crioscopico = 0 °C) finché tutto il ghiaccio non fonde in acqua liquida. La sosta termica relativa al processo di ebollizione è più lunga, perché maggiore è il calore latente di vaporizzazione (540 cal/g) rispetto a quello di fusione (80 cal/g).

La forma del diagramma di riscaldamento è condizionata dai valori dei **punti crioscopico (0 °C)** ed **ebullioscopio (100 °C)**

Raffreddando il ferro fuso, cioè sottraendo energia cinetica agli atomi, fra questi, quando la temperatura si abbassa al **punto di solidificazione** (uguale al punto di fusione trattandosi di processi inversi), tornano a prevalere le forze di legame, favorendo il ritorno alla struttura cristallina. Le forze di legame che "costringono" gli atomi di mercurio (Hg) in un reticolo cristallino sono assai deboli, tanto che è sufficiente poca energia per romperle; la

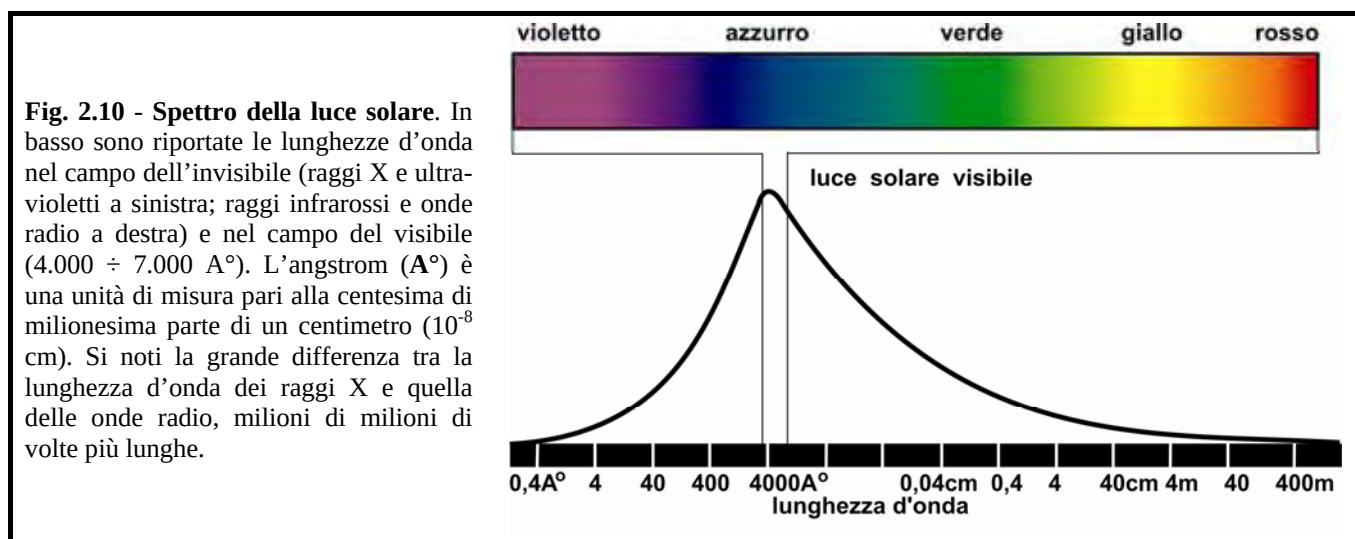
temperatura di fusione è di appena $-39\text{ }^{\circ}\text{C}$. Al contrario i legami tra gli atomi di carbonio nel reticolo del diamante sono molto forti, tanto che il punto di fusione è $\sim 3.500\text{ }^{\circ}\text{C}$. Analoghi ragionamenti possono valgono per l'altro passaggio di stato (evaporazione e quello inverso liquefazione o **condensazione**). Sappiamo che il punto di ebollizione dell'acqua è $100\text{ }^{\circ}\text{C}$, mentre quelli della maggior parte delle altre sostanze è più elevato: $1.100\text{ }^{\circ}\text{C}$ per il magnesio, circa $1.300\text{ }^{\circ}\text{C}$ per il calcio, $880\text{ }^{\circ}\text{C}$ per il sodio, $760\text{ }^{\circ}\text{C}$ per il potassio,...

Quanto fin qui affermato è vero ad una importante condizione: gli scambi di calore non devono avvenire troppo rapidamente. Detto in altro modo, la temperatura deve cambiare gradualmente; altrimenti intervengono fattori di complessificazione del modello proposto. Una brusca diminuzione di temperatura durante la solidificazione non consente agli atomi o alle molecole che compongono la materia fusa di rallentare gradualmente il loro movimento e, di conseguenza, non vi è possibilità, per le forze di legame, di organizzare le particelle in un reticolo ordinato. È come se le particelle venissero bloccate improvvisamente in posizioni qualunque in una configurazione spaziale disordinata. In sintesi un raffreddamento lento di un fluido ad alta temperatura può portare ad uno stato cristallino; un raffreddamento troppo rapido, dello stesso materiale, può comportare, come conseguenza un solido amorfo (vetro). Bisogna comunque rilevare che i fenomeni precedentemente descritti avvengono in condizioni "normali", cioè entro determinati ambiti di pressione e di temperatura (**scheda 2.6**).

È necessario fornire molta energia per aumentare di poco la temperatura dell'acqua; viceversa il raffreddamento comporta la restituzione di molta energia: l'acqua ha un elevato **calore specifico** (**scheda 2.5**). Quando si scalda del ghiaccio la sua temperatura sale fino a raggiungere il punto crioscopico ($0\text{ }^{\circ}\text{C}$); continuando a fornire calore la temperatura non aumenta più finché non si completa del tutto il passaggio di stato da solido a liquido (fusione o liquefazione). La quantità di energia necessaria alla liquefazione del ghiaccio viene indicata con il termine **calore latente di fusione** ed è uguale alla quantità di energia per il processo inverso (solidificazione). La temperatura non varia neppure durante gli scambi di calore nei passaggi di stato ebollizione (liquido - gas) e condensazione (passaggio inverso); si parla allora di **calore latente di ebollizione** (**fig. 2.9**). Quanto appena visto non vale solo per l'acqua, ma per quasi tutte le sostanze, ciascuna caratterizzata da specifici valori dei calori latenti. L'importante è sapere che l'acqua ha valori elevati dei calori latenti di fusione e di ebollizione. Di conseguenza nei continui passaggi di stato che caratterizzano il ciclo dell'acqua si verificano grandi scambi di energia che condizionano notevolmente i fenomeni meteorologici.

2.5 - La trasparenza dell'acqua

La luce può essere studiata come un fenomeno ondulatorio, cioè in modo analogo alle onde del mare, alle vibrazioni elastiche, alle onde sonore, a quelle sismiche. I fenomeni ondulatori si studiano mediante specifiche caratteristiche; per esempio la **lunghezza d'onda** è la distanza fra due punti in cui assume il valore massimo (come fra le creste di due onde consecutive del mare). La luce solare è costituita da onde elettromagnetiche. Esse sono di vario tipo a seconda della lunghezza d'onda come è illustrato in **fig. 2.10**.



La luce bianca è composta da diversi colori, come ci rivela lo spettro dell'arcobaleno che evidenzia il violetto, l'azzurro, il verde, il giallo e il rosso. Quando la luce bianca colpisce un oggetto colorato, per esempio una foglia, questa trattiene tutte le onde riflettendo quella verde, il colore che vediamo. Un oggetto rosso assorbe tutte le radiazioni riflettendo solo quella rossa. Un oggetto bianco le riflette tutte, mentre uno nero le assorbe. Dove

finisce la luce non riflessa? Si pongano due padelle, una nera e una bianca, sotto la luce di un potente faro; dopo qualche minuto è possibile cuocere un uovo nella padella nera, mentre quella bianca è solo tiepida. La luce assorbita da un corpo viene dunque trasformata in calore: *le onde elettromagnetiche trasportano energia*.

Gli organismi vegetali, acquatici e terrestri, utilizzano l'energia solare per compiere il processo di fotosintesi, che consente ad essi di crescere andando a costituire un "pascolo" a disposizione degli animali erbivori prede, a loro volta, di carnivori in un ordine gerarchico noto come catena alimentare. Nei mari e nei laghi, la penetrazione della luce nell'acqua, assume grande importanza giacché in assenza di questa la vita vegetale è inibita e la catena alimentare è molto più povera.

Della luce incidente sulla superficie di un mare o di un lago, ne viene riflessa una parte, mentre la rimanente (alle nostre latitudini è mediamente il 90 %) penetra nelle acque. L'acqua però non è completamente trasparente e, a seconda delle sue caratteristiche, assorbe, in misura più o meno grande, la luce che vi penetra. La luce si estingue completamente a circa 110 m di profondità in acqua distillata; in natura condizioni simili si hanno nel limpidissimo mare dei Sargassi dove bisogna scendere fino a 100 m per avere buio. Nei laghi alpini più limpidi si può avere luce fino ad un massimo di 40 ÷ 60 m (con una riduzione del 50 % a 8 m di profondità), mentre in molti casi (piccoli laghi di pianura, la costa adriatica italiana) vi è quasi totale buio ad appena pochi metri sotto la superficie. La trasparenza dell'acqua dipende da ciò che essa contiene; la presenza di particelle sospese di sostanza organica (scarichi cloacali) o di argilla (portata, per esempio, da un fiume in piena) e soprattutto un rigoglioso sviluppo di plancton (negli ambienti eutrofizzati) favoriscono l'assorbimento della luce. Gli ambienti acquatici quali laghi e mari possono essere suddivisi in fasce di profondità in funzione della penetrazione della luce (**scheda 2.7**)

L'assorbimento della luce non è uguale per tutte le lunghezze d'onda. I raggi ultravioletti sono assorbiti totalmente nei primi decimetri d'acqua. Nei laghi (o mari) più trasparenti la lunghezza d'onda che penetra più profondamente è quella azzurra; in quelli sufficientemente trasparenti la luce che raggiunge la massima profondità è quella gialla; nelle acque meno trasparenti è la rossa. Questo diverso grado di assorbimento è molto importante nel determinare il colore dei laghi e dei mari, ma è dovuto anche al colore del plancton e delle sostanze organiche e inorganiche sospese nell'acqua oltre che al colore del fondale, se ad esso riesce ad arrivare la luce.

2.6 - La massa dell'acqua

Sappiamo che un litro ($1 \text{ L} = 1 \text{ dm}^3$) di acqua distillata, alla temperatura di circa 4°C , ha una massa di $1 \text{ kg} = 1.000 \text{ g}$ (ed un peso di quasi 10 N): la densità è pari a 1 kg/L , oppure (dividendo entrambe le unità di misura per 1.000), 1 g/mL (un grammo peso ogni millesimo di litro - 1 cm^3). D'altra parte l'unità di misura fondamentale della massa è il kilogrammo [kg] definito come quella di un litro (1 dm^3) di acqua pura (perfettamente distillata) alla temperatura di 4°C . La definizione della densità dell'acqua è importante per comprendere le ragioni per cui altri materiali possono galleggiare o affondare (**fig. 2.11 e 2.12**).

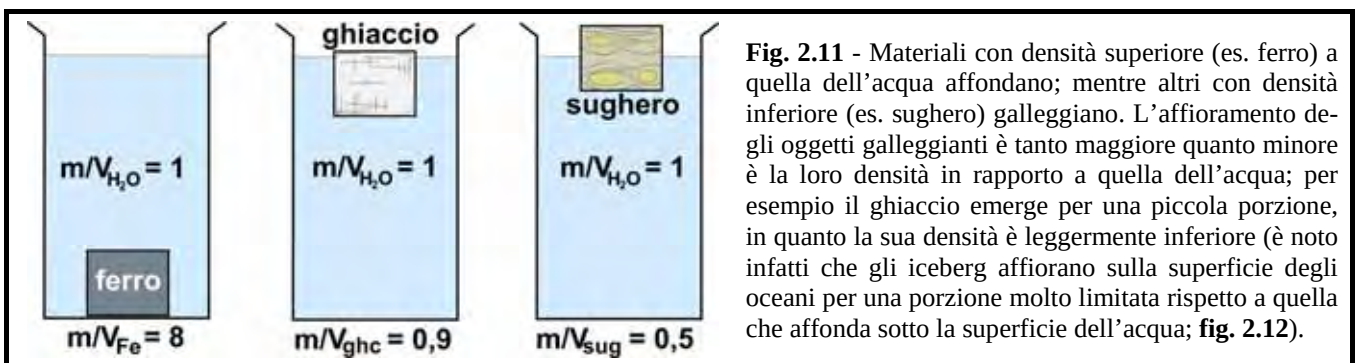


Fig. 2.11 - Materiali con densità superiore (es. ferro) a quella dell'acqua affondano; mentre altri con densità inferiore (es. sughero) galleggiano. L'affioramento degli oggetti galleggianti è tanto maggiore quanto minore è la loro densità in rapporto a quella dell'acqua; per esempio il ghiaccio emerge per una piccola porzione, in quanto la sua densità è leggermente inferiore (è noto infatti che gli iceberg affiorano sulla superficie degli oceani per una porzione molto limitata rispetto a quella che affonda sotto la superficie dell'acqua; **fig. 2.12**).

È importante precisare il valore termico di 4°C , dato che a temperature diverse la stessa massa d'acqua occuperebbe volumi leggermente diversi; infatti la densità dell'acqua cambia col variare della temperatura (**fig. 2.13 e scheda 2.8**). A 10°C un litro d'acqua ha massa pari a 999 g ($0,1\%$ in meno), mentre a 20°C la massa scende a 998 g ($0,2\%$ in meno). L'acqua dunque diventa più "leggera" quando aumenta la temperatura. È come se il suo volume "gonfiasse"; infatti 1.000 g d'acqua, a 10°C , occupano un volume di 1.001 mL . Il fatto sorprendente è che l'acqua diventa più "leggera" anche a temperature inferiori a 4°C . La relazione tra densità dell'acqua e temperatura è causa della stratificazione termica delle acque dei laghi e dei mari (**scheda 2.9**).



Fig. 2.12 - Gli **iceberg** sono enormi masse che si staccano dai ghiacci polari. La densità del ghiaccio è poco inferiore a quella dell'acqua. Quindi le porzioni emerse sul livello marino sono notevolmente inferiori a quelle immerse. Gli iceberg hanno dimensioni tali da permettere di elevarsi da pochi metri, fino anche a 70 ÷ 80 m sul livello marino e possiedono una massa anche di centinaia di migliaia di tonnellate. Il più grande iceberg mai registrato nell'Atlantico settentrionale sporgeva di 168 m sopra il livello del mare, quanto un edificio di 55 piani.

Quando l'acqua congela si ha un brusco aumento di volume: il ghiaccio è più leggero dell'acqua (il 9 % in meno a parità di volume) e quindi galleggia. Se così non fosse, se fosse più pesante (come succede a quasi tutte le altre sostanze che, allo stato solido, pesano di più rispetto a quello liquido) e se più pesante fosse anche l'acqua a zero gradi (anziché a quattro), i fondali dei mari e dei laghi, nei climi freddi, sarebbero ingombri di ghiacci che non riuscirebbero a sciogliersi data la bassa temperatura delle acque immediatamente sovrastanti. Il volume di tali ghiacci aumenterebbe ogni inverno, fino ad occupare gran parte dei bacini, con conseguenze negative sul clima della Terra e sulla vita acquatica. Invece il ghiaccio, galleggiando, forma una coltre che contrasta la conduttività termica limitando, quindi, il raffreddamento degli strati d'acqua sottostanti impedendo che essi cedano ulteriore calore all'atmosfera. In questo modo gli organismi acquatici sfuggono agli effetti distruttivi del gelo. Contemporaneamente nei mari e nei laghi più profondi, l'acqua più "pesante", in prossimità del fondo, non arriva quasi mai a temperature inferiori ai 4 °C.

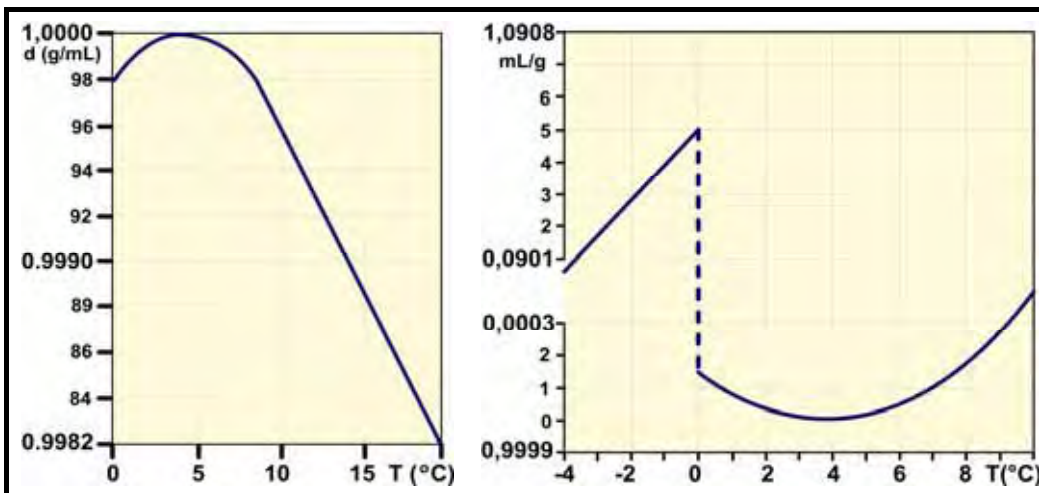


Fig. 2.13 - A sinistra: correlazione tra la densità dell'acqua " d " [g/mL] e la temperatura " T " [°C]. A destra: correlazione tra il volume specifico [mL/g] e la temperatura " T " [°C]. Dalla forme dei grafici si osserva che l'acqua più "pesante" è quella alla temperatura di 4 °C circa.

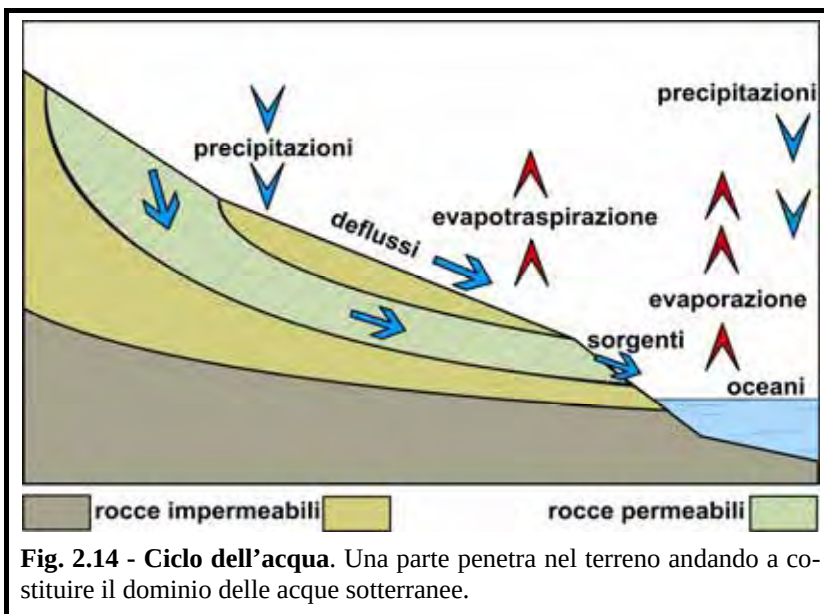
Quando l'acqua penetra nelle fessure delle rocce e successivamente gela, aumentando di circa un decimo del volume, esercita sulle pareti interne una forte pressione ($1.500 \div 2.000 \text{ N/cm}^2$) che le allontana allargando le fessure stesse. Quando sopravviene lo sgelò, l'acqua penetra più profondamente nelle fessure che, con il successivo gelo, si allargano ulteriormente. Questo fenomeno prende il nome di **gelivazione** (o **processo crioclastico**, o **azione del gelo e disgelo**); esso si verifica nella stagione invernale nei climi temperati al passaggio dal giorno alla notte, soprattutto nelle zone montane e più generalmente in quelle a clima freddo. Le fessure, con il tempo, vengono ampliate finché la roccia si fende e si scompone in frammenti. Se la superficie del suolo è orizzontale o poco inclinata i frammenti rimangono in posto e danno origine a campi di detrito (*mare di sassi*). Se

la superficie è molto inclinata, i frammenti, via via che si staccano, precipitano in basso accumulandosi in potenti falde di detrito (come è frequente osservare in montagna ai piedi dei più ripidi versanti rocciosi).

2.7 - Il ciclo dell'acqua

La disponibilità d'acqua (risorsa idrica) dipende da un bilancio ad andamento ciclico di cui normalmente si distinguono tre stadi fondamentali:

- l'acqua passa sotto forma di gas dal serbatoio del mare (e da altri di minore capacità) all'atmosfera;
- l'atmosfera trasporta il gas sulle terre emerse dove può trasformarsi in acqua (nubi) e cadere sotto forma di precipitazioni (pioggia, neve, grandine); le precipitazioni avvengono anche direttamente sul mare;
- le precipitazioni sulle terre emerse danno origine a fiumi e a correnti sotterranee che riportano l'acqua nel mare per ricominciare il ciclo.



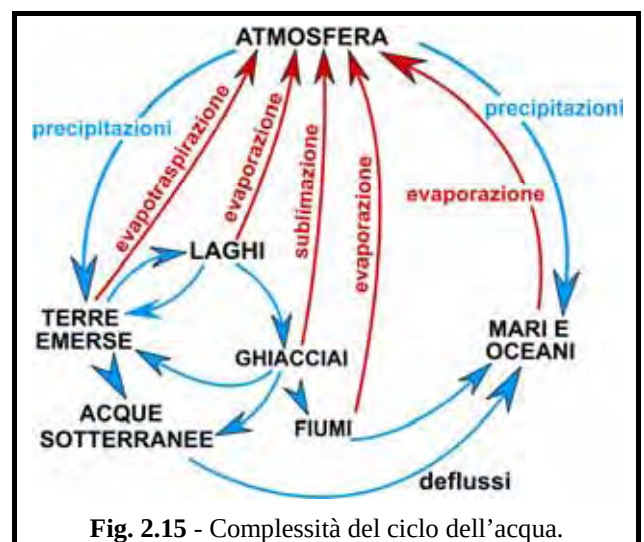
Questo è uno schema molto semplificato (**fig. 2.14**). Talvolta si sollevano leggere nebbie (goccioline d'acqua) da campi appena arati o da una strada appena bagnata dalla pioggia con la ricomparsa del sole; si tratta di acqua che ritorna all'atmosfera senza passare dal serbatoio mare. L'acqua di una pozzanghera può evaporare e tornare dopo poco tempo con un temporale che si scatena nella stessa zona. La neve che cade oggi sulle Alpi può essere acqua evaporata due settimane prima dall'Atlantico e trasportata da venti occidentali.

Il ciclo dell'acqua, in realtà, è piuttosto un insieme di sottocicli con continui scambi di umidità fra terra, mari e atmosfera (**fig. 2.15**). Per esempio l'acqua può passare dall'oceano all'aria e ritor-

narvi senza passare attraverso la terra. Durante una pioggia molte gocce non riescono a raggiungere il suolo ma evaporano ritornando direttamente all'atmosfera. Anche le acque dei fiumi o dei laghi possono tornare all'atmosfera senza passare attraverso i mari. Infine si può avere evaporazione direttamente dal terreno umido.

La **fig. 2.16** illustra le modalità con le quali si producono i deflussi superficiali (l'acqua che scorre sulla superficie dei terreni per incanalarsi nel reticolo idrografico), quelli cioè che contribuiscono alle portate disponibili nei fiumi. Una parte delle acque delle precipitazioni evapora prima ancora di giungere al suolo o appena giunta sul terreno, oppure da questo più lentamente tramite la traspirazione dei vegetali. Un'altra parte penetra nel sottosuolo e ritorna all'atmosfera, sia per evaporazione diretta, sia per traspirazione, oppure (o contemporaneamente) alimenta i deflussi tramite sorgenti ed i collegamenti falda - fiume. Un'altra parte scorre sulla superficie per alimentare direttamente i deflussi.

Questa importante frazione del ciclo delle acque terrestri può essere alterata, talora anche in modo consistente, dall'uomo, soprattutto con la "cementificazione", cioè con la realizzazione di strade, case e costruzioni varie che impermeabilizzano il terreno e limitano la penetrazione dell'acqua nel sottosuolo (**fig. 2.17**). Di conseguenza si verifica una minore alimentazione delle riserve sotterranee (preziose soprattutto per gli usi potabili), una minore disponibilità di acque nel suolo a svantaggio della vegetazione ed una maggiore alimentazione diretta dei deflussi superficiali, contribuendo così, anche se in misura limitata, alla formazione di piene rovinose in occasione delle



manifestazioni meteorologiche intense (le alluvioni, generalmente apportatrici di morte e distruzioni). Una minore penetrazione nel suolo inoltre comporta una sottrazione dei volumi d'acqua che, in condizioni naturali incrementerebbero l'evapotraspirazione; ciò significa una minore umidità dell'aria e modificazioni climatiche a livello locale, fondamentali nel determinare le condizioni vitali per la vegetazione e per l'agricoltura. È un esempio di alterazione del ciclo dell'acqua (**schede 2.10 e 2.11** per approfondimenti).

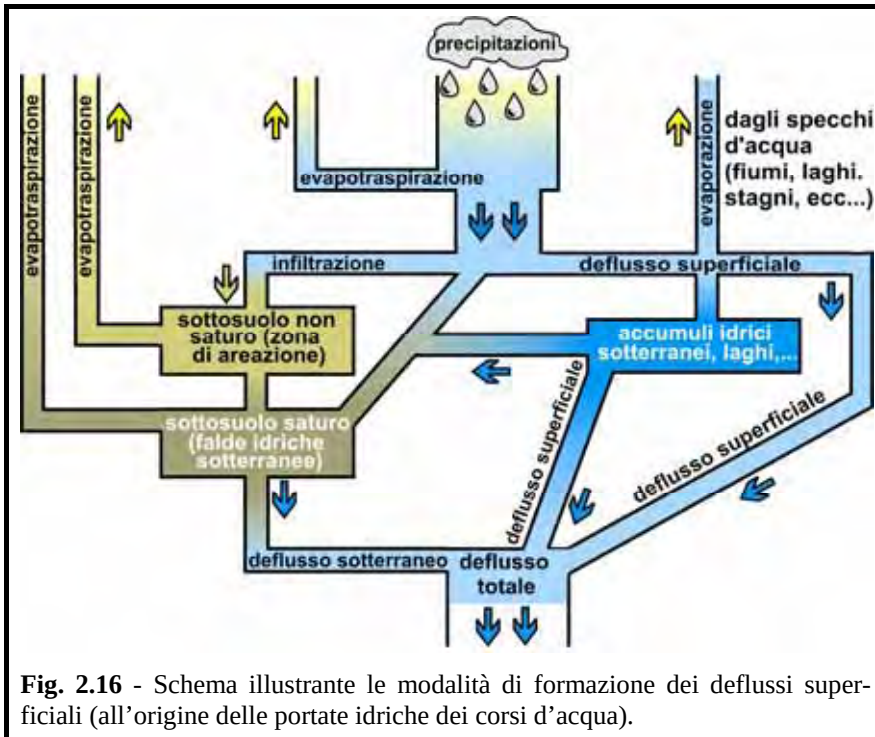


Fig. 2.16 - Schema illustrante le modalità di formazione dei deflussi superficiali (all'origine delle portate idriche dei corsi d'acqua).

tutto i vegetali che traspirano enormi quantità di acqua; gli ecosistemi delle foreste equatoriali liberano nell'atmosfera volumi d'acqua paragonabili a quelli che evaporano dai mari. Dunque il ciclo dell'acqua è un anello di retroazione piuttosto complesso e interagisce con i cicli della materia, in particolar modo con quelli degli **elementi biogeni** (fondamentali della biosfera: C, H, O, N).

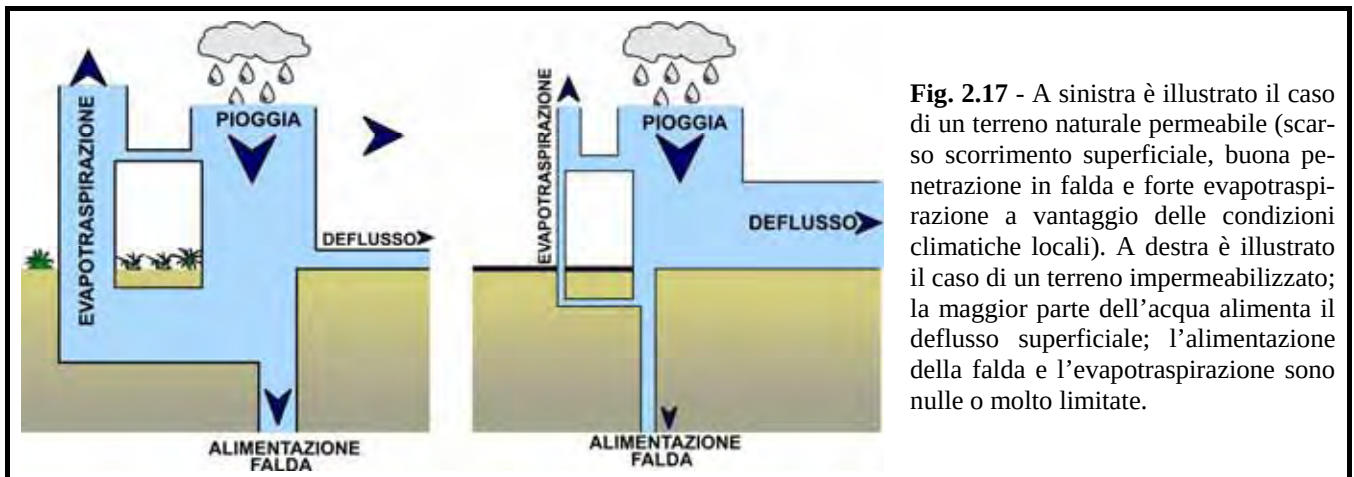


Fig. 2.17 - A sinistra è illustrato il caso di un terreno naturale permeabile (scarso scorrimento superficiale, buona penetrazione in falda e forte evapotraspirazione a vantaggio delle condizioni climatiche locali). A destra è illustrato il caso di un terreno impermeabilizzato; la maggior parte dell'acqua alimenta il deflusso superficiale; l'alimentazione della falda e l'evapotraspirazione sono nulle o molto limitate.

2.8 - Le acque dolci e salate

Se la Terra fosse una sfera completamente liscia, sarebbe interamente coperta da uno strato d'acqua profondo 3 km; in realtà gli oceani occupano una superficie di $364 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ contro un'area totale di $510 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (il 71 %, poco meno di 3/4). Del volume totale dell'acqua terrestre ($1,41 \cdot 10^9 \text{ km}^3$) circa il 97 % costituisce gli oceani ($1,37 \cdot 10^9 \text{ km}^3$) distribuiti prevalentemente nell'emisfero australe. L'acqua marina è una soluzione acquosa di molti sali (**tab. 2.2**). Quello più importante è il cloruro di sodio (oltre il 27 %) che aggiunto agli altri (cloruri e solfati), porta ad un totale di concentrazione media pari al 35 %. In alcuni mari (Mar Rosso, Mediterraneo orientale, Golfo Persico) la salsedine arriva fino al 40 %. Dove l'evaporazione è molto limitata e gli apporti dei

fiumi elevati, le salinità sono più basse, anche inferiori al 5 ‰ (Golfo di Botnia o Mar d'Azov). Quasi tutta l'acqua terrestre è rappresentata da quella marina, ma la salinità non ne consente l'utilizzo da parte dell'uomo. Esso può servirsi quasi esclusivamente di acqua dolce, appena il 3 ‰ circa dell'acqua totale.

cloruro di sodio	NaCl	27,2
cloruro di magnesio	MgCl₂	3,8
solfato di magnesio	MgSO	1,7
solfato di calcio	CaSO₄	1,3
solfato di potassio	K₂SO₄	0,9
carbonato di calcio	CaCO₂	0,1
bromuro di magnesio	MgBr₂	0,1

Tab. 2.2 Composizione media dell'acqua marina (g/kg d'acqua). La somma dei valori riportati è pari a circa 35 g/kg, espresso come 35 ‰.

Meno del 3 ‰ delle acque terrestri sono poco salate (acque dolci) e soltanto esse sono utilizzabili dall'uomo. Le acque dei ghiacciai non sono disponibili, pur costituendo la maggior parte delle acque dolci (5/6). L'acqua allo stato gassoso e quella presente come umidità nel terreno non sono utilizzabili. La porzione disponibile è quella delle acque superficiali continentali (fiumi e laghi) e una parte di quelle sotterranee. Nell'insieme l'uomo può utilizzare non più dello 0,5 ‰ delle acque terrestri che non a caso sono le più inquinate. L'acqua presente nelle acque correnti (fiumi e torrenti) e stagnanti (laghi, stagni, paludi) costituisce lo 0,04 ‰ delle acque terrestri; eppure le acque continentali superficiali sono indispensabili per la vita sulle terre emerse e per le attività umane. Il dominio delle acque atmosferiche, sebbene rappresenti appena lo 0,001 ‰ di quelle terrestri, è molto importante; esso rappresenta la fase chiave del ciclo dell'acqua; solo le acque sotterranee non sono ad esso collegate,

anche se esiste un legame indiretto attraverso il suolo. Il motore del ciclo dell'acqua è alimentato dall'energia solare; essa viene impiegata per il passaggio di stato liquido/gas; l'acqua dagli oceani, dalle terre emerse ed anche dai ghiacciai viene "sollevata" e resa disponibile per le precipitazioni, senza le quali non esisterebbero le acque continentali.

Le precipitazioni sulla superficie del globo sono molto variabili; i valori medi annui sono pari a 1.140 mm sugli oceani e 720 mm sulle terre emerse. Vi sono aree geografiche, come alcuni deserti, con piogge quasi assenti ed altre in cui si raggiungono valori superiori a 10.000 mm (il massimo medio annuo conosciuto è 11.981 mm a Mount Waichale nelle Hawaii). Il valore medio annuo per l'intero globo è 1.020 mm (per la penisola italiana è 970 mm); moltiplicando tale valore per la superficie terrestre ($5 \cdot 10^8 \text{ km}^2$) si ottiene un volume di oltre 500.000 km^3 di cui circa 4/5 ritorna come acqua condensata negli oceani e 1/5 sulle terre emerse. Nell'arco di un anno, un volume d'acqua quasi 40 volte superiore a quello presente nell'atmosfera e grande come quello dei ghiacciai, evapora e ritorna come precipitazioni passando attraverso l'atmosfera stessa; questa può essere paragonata ad un serbatoio che si riempie e si svuota 40 volte in un anno.

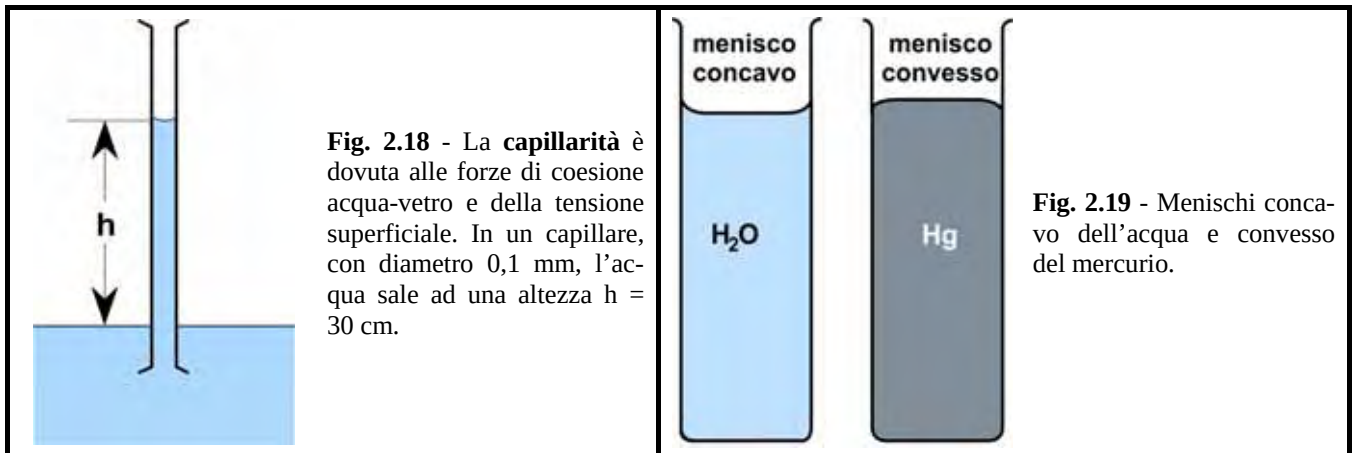
Il calore latente di evaporazione dell'acqua è 540 cal/g (**fig. 2.9**); si può calcolare il calore necessario per far evaporare 500.000 km^3 ($5 \cdot 10^{20} \text{ g}$) di acqua. Si ottiene un valore pari a $2,7 \cdot 10^{23} \text{ cal}$, più di un terzo dell'energia solare che giunge sulla superficie terrestre in un anno. La stessa quantità di energia viene restituita con il passaggio di stato inverso. L'evaporazione e le precipitazioni comportano scambi di immense quantità di energia e ciò avviene prevalentemente nel livello più basso dell'atmosfera (*troposfera*), che forma uno strato di poco oltre 11.000 m, una sottile pellicola che avvolge la Terra, con uno spessore 600 volte inferiore al suo raggio. Queste grandezze fanno comprendere come il serbatoio dell'acqua atmosferica rappresenti l'ingranaggio più importante del meccanismo che regola il ciclo dell'acqua.

2.9 - L'acqua nella terra

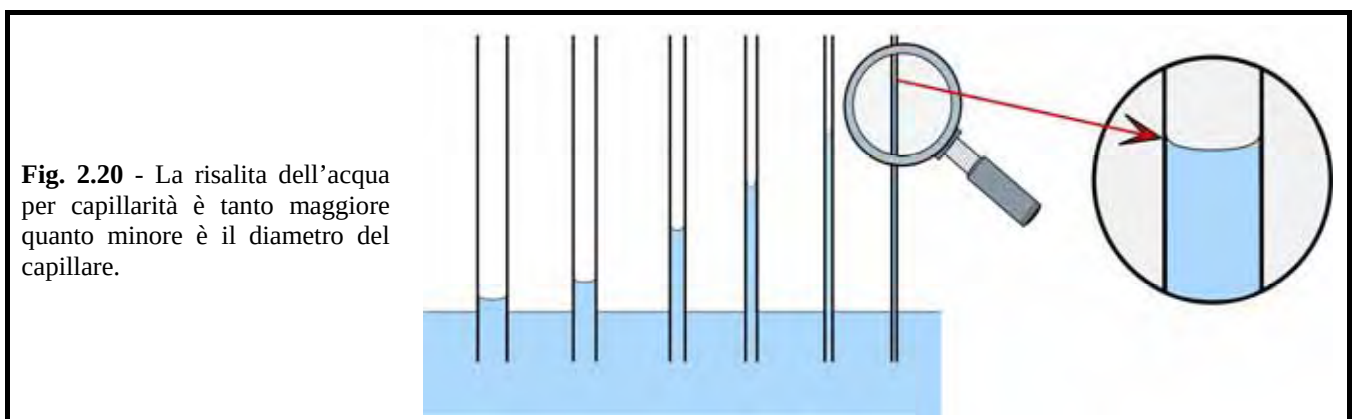
La quantità di acque dolci sotterranee è circa dieci volte quella delle acque superficiali. La terra su cui poggiamo i piedi "galleggia" su un immenso lago che ogni tanto affiora in sorgenti, pozzi, paludi,... La distribuzione dell'acqua nel sottosuolo è regolata principalmente dall'azione congiunta di due forze: quella di gravità (il peso dell'acqua) verso il basso e quella legata alla **capillarità** verso l'alto, in assenza della quale la parte più superficiale del suolo risulterebbe più asciutta e la vita sulla Terra sarebbe più difficile. Per comprendere il fenomeno della capillarità immaginiamo di immergere in un recipiente d'acqua un tubo di vetro con diametro interno inferiore al mezzo millimetro (**fig. 2.18**). Si vedrà l'acqua salire fino ad un certo livello "h" ed inoltre la sua superficie libera nel capillare sarà concava (**Fig. 2.19**). La risalita dell'acqua per capillarità è tanto maggiore quanto minore è il diametro del capillare (**fig. 2.20**).

La spiegazione di questo fenomeno sta nella natura delle molecole d'acqua. Legate le une alle altre da forze di natura elettrostatica in tutte le direzioni, esse tendono ad "aderire" ad una grande varietà di altre sostanze come il vetro, l'argilla o il terreno. Infatti quasi tutti i composti che siano costituiti anche da ossigeno, attirano l'idrogeno dell'acqua. Quando le molecole, a contatto con la sezione del tubo (o con le pareti interne di capillari sanguigni, o dei canalicoli che nelle piante portano verso l'alto le soluzioni di sali nutritivi provenienti dalle radici, o dei minuscoli anfratti fra le particelle di argilla, di sabbia e di frammenti organici che costituiscono il terreno), si

elevano aderendo alle molecole di vetro sovrastanti, si trascinano appresso le altre molecole, mentre la superficie dell'acqua (per la tensione superficiale) trascina verso l'alto l'intera colonna. Lentamente le molecole, a contatto con le pareti interne del capillare, continuano l'ascesa e l'acqua si eleva sempre di più. La salita ha termine quando il peso della colonna diventa uguale alla forza che l'ha innalzata.



Il fenomeno della capillarità è molto importante per il terreno. L'acqua si sposta dalle zone umide a quelle asciutte, tendendo a distribuirsi uniformemente a vantaggio della vegetazione che, nel suolo, affonda le proprie radici per attingere acqua ed i sali in essa disciolti. Non si deve pensare tuttavia che terreni completamente asciutti possano diventare umidi grazie all'acqua che passa da terreni abbondantemente irrigati pur se adiacenti o a quella presente a diversi metri di profondità. La "circolazione" dell'acqua fra gli interstizi delle particelle di terreno ha precisi limiti fisici. Per esempio nella sabbia l'acqua, pur se rapidamente, può risalire per capillarità per pochi decimetri. Nell'argilla (costituita da particelle più fini e quindi con interstizi più piccoli) l'acqua può risalire, ma molto più lentamente (fino a parecchi giorni), anche per quasi un metro.



La presenza di acqua nel terreno, nelle zone climaticamente fredde e temperate, in conseguenza dei passaggi di stato solido-liquido (*crioclastismo*), può essere all'origine di particolari formazioni in superficie. Nei prati umidi di alta montagna o delle regioni pianeggianti ad elevata latitudine, l'acqua può gelare durante le notti più fredde aumentando di volume e facendo gonfiare leggermente il suolo sollevandolo in certi punti; in corrispondenza di questi aumentano i "vuoti" interni che si riempiono d'acqua durante il giorno per il disgelo e si dilatano ulteriormente per il gelo della notte successiva. Il terreno si solleva sempre più in modo non uniforme, formando un insieme di **cuscineti erbosi** fra i quali, in certi casi durante i temporali estivi, l'acqua scorre approfondendo i solchi che li dividono contribuendo così ad accentuare l'irregolarità della superficie del terreno.

Può succedere che il riscaldamento diurno non sia sufficiente per il disgelo dell'acqua nel suolo o addirittura che il gelo continui anche durante tutto il giorno (come nelle zone artiche o di alta montagna). L'acqua rimane permanentemente allo stato solido ed anzi il gelo si propaga più in profondità (fino a decine di metri); soltanto in estate avviene il disgelo, ma solo in superficie (talvolta appena pochi cm), mentre il ghiaccio permane per tutto l'anno (e per migliaia di anni se non si modifica il clima) nel terreno profondo o addirittura anche in superficie. I suoli permanentemente gelati, vengono detti **permafrost** (*permagelo*).

Con il disgelo nello strato superficiale, i materiali si "ammorbidiscono", perché resi più "plastici", non più vincolati dalla "rigidità" del ghiaccio e riducono leggermente il volume, per il minor volume specifico dell'acqua

allo stato liquido; viceversa lo strato immediatamente sottostante non subisce modificazioni conservando il suo stato di gelo. I due strati a contatto si comportano quindi diversamente: si “muove” ad ogni estate il primo, mentre rimane permanentemente “rigido” il secondo. Ciò è all’origine di particolari “disegni” in superficie per la formazione di piccole fessure allungate (simili a crepe) che si congiungono a formare poligoni, in genere di alcuni dm^2 di estensione ciascuno (analoghi a quelli che si formano nell’argilla quando si asciuga velocemente). Si tratta dei cosiddetti “suoli poligonali” che, in alcuni casi, si presentano con figure anche molto grandi, con poligoni di qualche m^2 , le cui fessure marginali possono riempirsi di ciottoli come a formare “corone” di sassi che evidenziano i limiti fra i poligoni stessi.

2.10 - L’acqua nell’aria

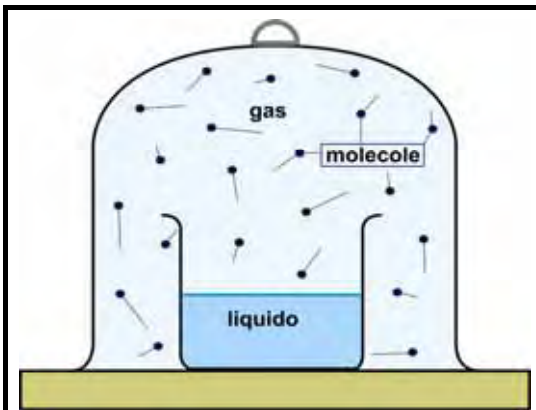


Fig. 2.21 - Una campana di vetro delimita uno spazio intorno ad un recipiente con acqua. Le molecole “evaporate” (con maggiore energia cinetica) “saturano” l’ambiente diventando così numerose che il numero di quelle che rientrano casualmente nel liquido compensa il numero di quelle che escono: si ha un equilibrio che dipende dalla temperatura del sistema

L’acqua contenuta in un recipiente aperto verso l’esterno evapora, passa allo stato di gas aumentando di volume. Il fenomeno può essere spiegato con la *teoria cinetica della materia* (scheda 2.5). Alcune molecole d’acqua subiscono urti casuali con quelle vicine con conseguente aumento della loro energia cinetica che può quindi risultare anche molto superiore a quella media di tutte le molecole del liquido. Se tali molecole si trovano vicino alla superficie acqua-aria, possono vincere le forze attrattive con le molecole circostanti e sfuggire nella fase gassosa. Dato che a lasciare il liquido sono le molecole a contenuto energetico maggiore, quelle che restano hanno energia cinetica minore e quindi la temperatura si abbassa: **l’evaporazione è accompagnata da raffreddamento**. Questo fenomeno è più evidente per i liquidi che evaporano facilmente, come per esempio l’alcool che, versato sulla pelle, determina una netta sensazione di raffreddamento.

L’evaporazione continua fino a che tutto il liquido è passato allo stato gassoso senza che vi sia stata ebollizione. Supponiamo di mettere sul recipiente una cupola di vetro (**fig. 2.21**); il livello del liquido scende fino ad un valore costante. Le molecole che sfuggono dal liquido, passando alla fase gassosa, hanno uno spazio limitato; man mano che aumenta in esso il numero di molecole, aumenta anche la probabilità che alcune, nel loro moto caotico, ritornino nel liquido. A questo punto il livello del

liquido diventa costante in quanto, in un dato tempo, il numero di molecole che “evaporano” è uguale al numero di quelle che “condensano” (equilibrio dinamico). Le molecole nella fase gassosa esercitano una pressione; il valore di tale pressione in condizioni di equilibrio viene detta **tensione di vapore**. Essa dipende dalla temperatura; innalzando questa aumenta l’energia cinetica media delle molecole; diventa quindi maggiore la frazione di quelle che possiedono energia sufficiente per evaporare e, di conseguenza, aumenta la pressione di vapore di equilibrio. La *tensione di vapore dell’acqua (e)* può anche essere espressa come la massima quantità d’acqua in grammi [g] che può essere contenuta allo stato gassoso in un determinato volume d’aria [m^3]. Essa è molto variabile con la temperatura (T); per esempio per $T = 7^\circ\text{C}$ la tensione di vapore è pari a $7,27 \text{ g/m}^3$, mentre sale a $17,31 \text{ g/m}^3$ con una temperatura di 30°C (**fig. 2.22**).

La quantità d’acqua effettivamente contenuta allo stato gassoso nell’aria è detta **umidità assoluta (Ua)** e si misura anch’essa in g/m^3 . Il rapporto Ua/e [%] è l’**umidità relativa (Ur)**. Per esempio se la quantità d’acqua allo stato gassoso effettivamente presente nell’aria fosse $Ua = 9,41 \text{ g/m}^3$, alla temperatura di 10°C coinciderebbe con la tensione di vapore “e”; pertanto l’umidità relativa sarebbe pari a $Ur = 100\%$ (**fig. 2.22**). Ma se la temperatura fosse più elevata, per esempio 20°C , il valore di “e” diventerebbe pari a $17,31 \text{ g/m}^3$ e quindi l’umidità relativa $Ur = Ua/E = (9,41 : 17,31) \cdot 100 = 54\%$. In altri termini altra acqua ($100 - 54 = 46\%$) potrebbe passare allo stato gassoso per

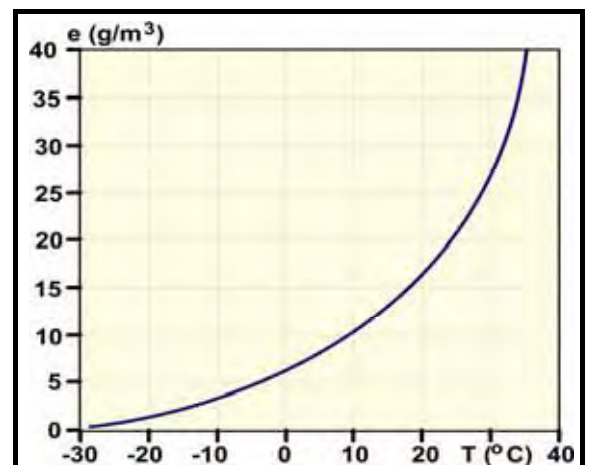


Fig. 2.22 - La **tensione di vapore “e”** dell’acqua [g/m^3] dipende dalla **temperatura “T”** dell’aria [in $^\circ\text{C}$]. Risulta più di 5 volte superiore (oltre 25 g/m^3) a 30°C rispetto al valore (poco meno di 5 g/m^3) corrispondente alla temperatura di 0°C

saturare l'aria e cioè una quantità pari a $17,31 - 9,41 = 7,90$ g per ogni m^3 d'aria (il 46 % rispetto alla tensione di vapore). Riassumendo:

- l'umidità assoluta (U_a) è la quantità d'acqua realmente presente nell'aria;
- la tensione di vapore (e) è la quantità d'acqua massima (saturazione) che può essere contenuta allo stato gassoso nell'aria ad una data temperatura;
- l'umidità relativa (U_r) è il rapporto U_a/e [%] e fornisce indicazioni su quanta acqua potrebbe ancora passare allo stato gassoso per raggiungere la saturazione.

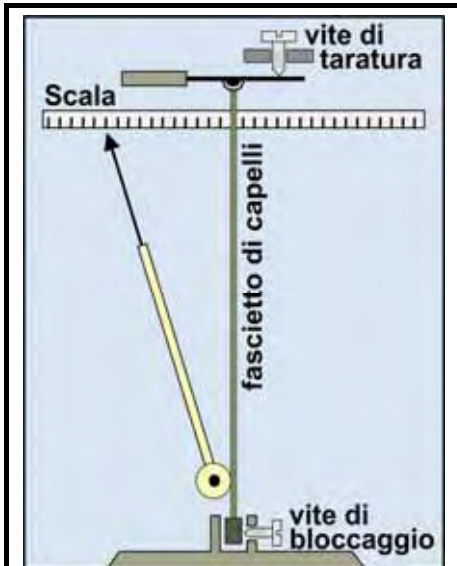


Fig. 2.23 - L'igrometro a capelli è basato sulla proprietà dei capelli di allungarsi all'aumentare dell'umidità in aria. Un **fascetto di capelli** è teso verso il basso da un peso (o da una molla) ed è vincolato ad un asse che ruota in senso orario con l'allungamento. In seguito ad una opportuna taratura un indice segnala il valore di umidità relativa % su una scala graduata.

L'umidità relativa dell'aria può essere misurata con uno strumento: l'**igrometro**. Il più semplice e diffuso (l'igrometro a capelli) è schematizzato in **fig. 2.23**. Esso è basato sulla proprietà che hanno i capelli di allungarsi all'aumentare dell'umidità relativa dell'aria.

È possibile effettuare un esperimento disponendo di un termometro e di un igrometro. Supponiamo di voler determinare il contenuto di acqua nell'aria in un aula lunga 6 m, larga 5 m e alta 3,5 m (volume = $6 \cdot 5 \cdot 3,5 = 105 \text{ m}^3$). Se il termometro segna una temperatura di 22°C , per mezzo del diagramma e/T (**fig. 2.22**) si ricava la corrispondente tensione di vapore (g/m^3). Se l'ambiente fosse saturo di vapore, l'aria presente in aula conterrebbe una quantità d'acqua pari a $(105 \text{ m}^3) \cdot (19 \text{ g/m}^3) = 1.995 \text{ g}$, quasi due litri. Supponiamo ora che l'igrometro segni un'umidità relativa pari al 65 %; ciò significherebbe che la quantità d'acqua effettivamente presente per ogni metro cubo sia pari a $0,65 \cdot 19 \text{ g/m}^3 = 12,35 \text{ g/m}^3$, per un totale di quasi 1.296 g (poco meno di 1,3 litri) in tutta l'aula. In altri termini occorrerebbe che altra acqua, pari a $1.995 - 1.296 = 699 \text{ g}$, evaporasse per portare l'ambiente a saturazione (umidità relativa pari al 100 %. Oppure, se ipoteticamente si potesse abbassare la temperatura fino a 13°C circa, la tensione di vapore si abbasserebbe fino al valore di $12,35 \text{ g/m}^3$; essa coinciderebbe con la quantità d'acqua effettivamente presente e l'umidità relativa diventerebbe pari al 100 %.

L'aria diventa satura di vapore se aumenta la quantità d'acqua che passa allo stato gassoso oppure se diminuisce la temperatura. Una volta raggiunta la tensione di vapore se altra acqua evapora (o se la temperatura diminuisce ancora), altra acqua deve condensare (sistema in equilibrio), come nel caso del recipiente nella campana di vetro (**fig. 2.21**). Questo è il meccanismo con il quale si formano le nebbie o le nuvole.

Masse d'aria, già quasi sature di vapore per aver "sorvolato" un oceano o una foresta tropicale, si raffreddano nei loro spostamenti verso aree più fredde; se la diminuzione di temperatura comporta un abbassamento della tensione di vapore a valori pari o inferiori all'umidità assoluta, quella relativa raggiunge la saturazione; l'acqua oltre il 100 % condensa in goccioline che formano le nubi. Viceversa un aumento di temperatura (per esempio al sorgere del sole) determina un aumento della tensione di vapore e quindi un abbassamento dell'umidità relativa a valori inferiori al 100 % con "riassorbimento" della nebbia con il ritorno alla fase gassosa dell'acqua delle goccioline sospese nell'aria.

SCHEDE 2.1 - La superficie dell'acqua

Le piccole gocce, dovute a spruzzi, su una superficie piana (per esempio sui vetri di un'auto), tendono a mantenere la forma di mezza sfera come se l'acqua tendesse a raggrupparsi, a non spargersi. Allo stesso modo la goccia che, ingrandendosi a poco a poco, sembra stentare a staccarsi da un rubinetto non ben chiuso; come se preferisse gonfiarsi, fino a che il peso non la fa precipitare. Sembra che l'acqua sia avvolta da una pellicola elastica, la stessa che appare ricoprire la superficie di uno stagno. Piccoli insetti ($1 \div 2 \text{ cm}$) "corrono", senza bagnarsi gli arti, su quella pellicola sottile che ricopre le acque tranquille in una ansa di fiume o in un lago presso la riva. Sono le "idrometre", i "gerridi", le "velie" che vivono predando altri insetti (**fig. 2.24**). L'acqua possiede una elevata **tensione superficiale** dovuta alle forze di attrazione di

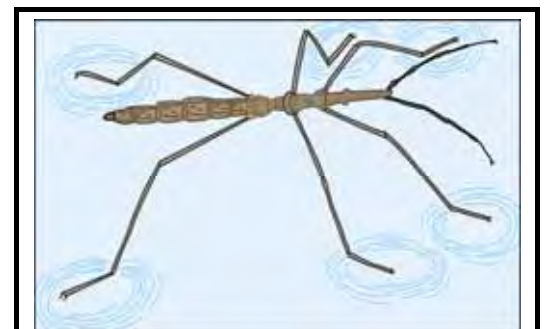


Fig. 2.24 - Sulle acque tranquille spesso si vedono insetti correre e saltare sulla superficie sfruttando la tensione superficiale.

natura elettrostatica fra i poli opposti delle molecole che, in corrispondenza della superficie acqua - aria, sono più forti determinando una condizione paragonabile a quella di una membrana elastica. Essa deve essere “lace-rata” per permettere a piccoli oggetti (di densità maggiore) di affondare. Un modo per controllare le proprie doti di pazienza e di “mano ferma” è quello di provare ad appoggiare uno spillo sulla superficie dell’acqua contenuta in un bicchiere usando un paio di pinzette; una volta riusciti, con un piccolo urto, si può “aiutare” lo spillo a lacerare quella membrana per affondare.

SCHEMA 2.2 - Il tetraedro, geometria della natura

Sembra che la natura abbia eletto il tetraedro a forma geometrica solida fondamentale nella costruzione della maggior parte delle sostanze. Per comprendere le caratteristiche di questa particolare figura conviene pensare ad un cubo (**fig. 2.25**); quindi si considerino i vertici opposti di due facce quadrate fra loro parallele; si tratta di quattro vertici opposti del cubo, quelli posizionati alla massima distanza possibile tra loro. Unendo tali vertici (linee rosse in **fig. 2.25**) si ottiene un tetraedro. Esso è un solido regolare caratterizzato (ad esclusione della sfera) dal più elevato grado di simmetria (simile a quella del cubo) e dalla massima semplicità e cioè appena quattro facce, quattro spigoli e quattro vertici. Nella molecola d’acqua il centro è occupato dal nucleo dell’ossigeno, mentre i nuclei dei due atomi di idrogeno occupano due dei vertici del tetraedro; gli altri due vertici sono occupati dagli elettroni dell’ossigeno non impegnati nei legami covalenti (**fig. 2.26**).

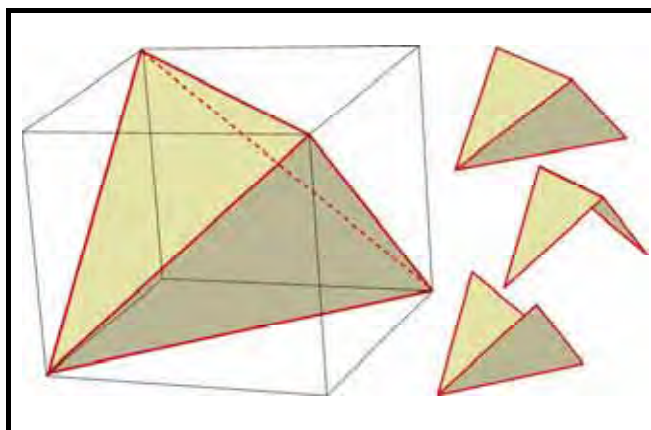


Fig. 2.25 - La figura del tetraedro si può ricavare da quella del cubo. Massima semplicità ed alta simmetria sono le qualità fondamentali di questo solido geometrico che caratterizza la forma di moltissime molecole della natura.

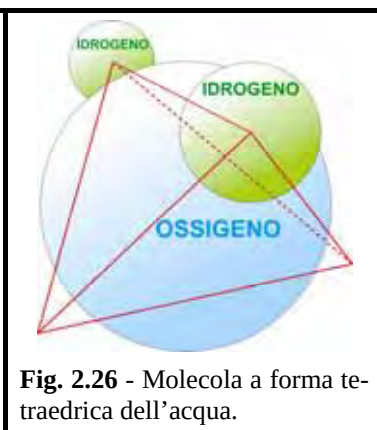


Fig. 2.26 - Molecola a forma tetraedrica dell’acqua.

Un altro esempio è rappresentato dalla molecola del Metano (CH_4), nella quale il centro del tetraedro è occupato dal nucleo del carbonio, mentre sui quattro vertici si trovano i nuclei degli atomi di idrogeno. La struttura tetraedrica è ben rappresentata, sia nel dominio minerale (nella silice), sia nel dominio dei viventi. Per esempio gli aminoacidi (componenti fondamentali delle proteine) sono molecole complesse con il nucleo di un atomo di carbonio ad occupare il centro del tetraedro, mentre i quattro vertici sono occupati da un atomo di idrogeno, da un gruppo amminico ($-\text{NH}_2$), da un gruppo carbossilico ($-\text{CO}_2\text{H}$) e da un quarto gruppo variabile a seconda del tipo di aminoacido.

In generale la forma delle molecole, quando si legano fra loro, impone ad esse determinate posizioni nello spazio, secondo precise regole geometriche, importanti nel conferire particolari caratteristiche ai materiali. Per ritornare all’acqua, la forma tetraedrica delle molecole impone posizioni reciproche in un reticolo cristallino (ghiaccio) che risulta difficilmente rappresentabile in un disegno a due dimensioni. A questo proposito la **fig. 2.27** è più realistica di quanto proposto dalla **fig. 2.3**.

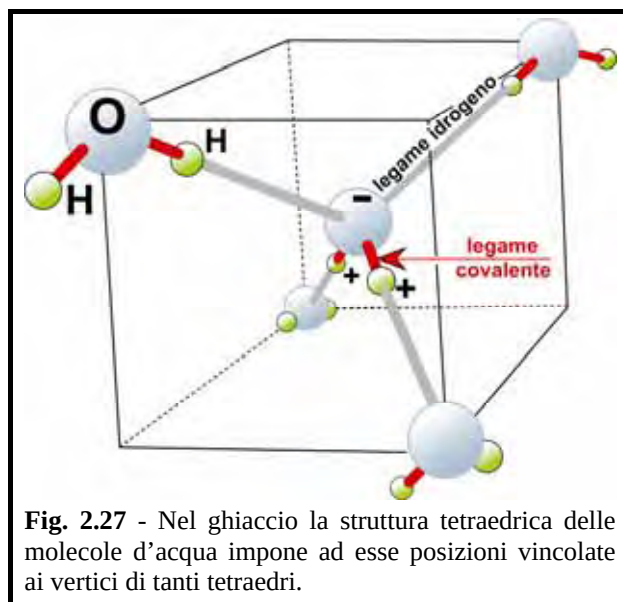
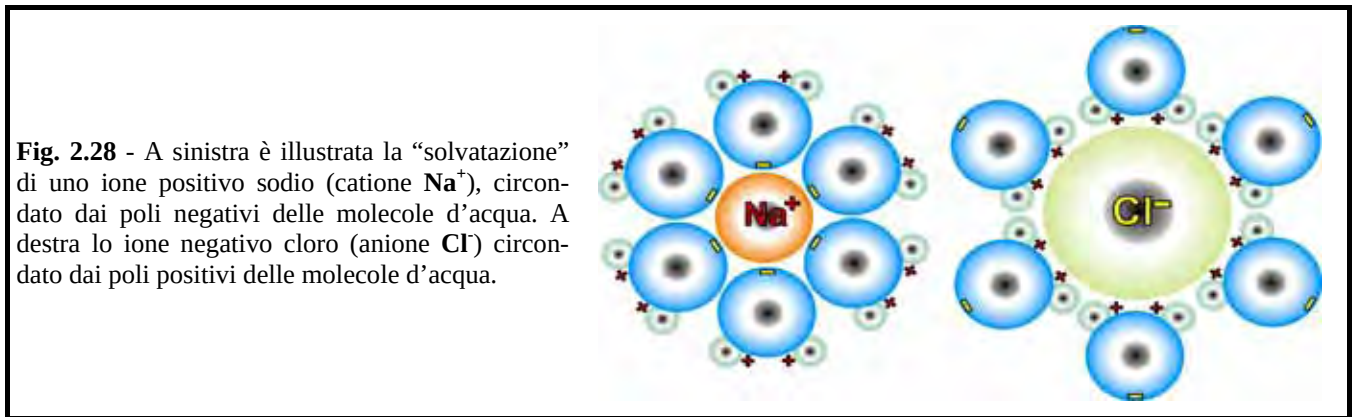


Fig. 2.27 - Nel ghiaccio la struttura tetraedrica delle molecole d’acqua impone ad esse posizioni vincolate ai vertici di tanti tetraedri.

SCHEMA 2.3 - Come il sale si scioglie in acqua

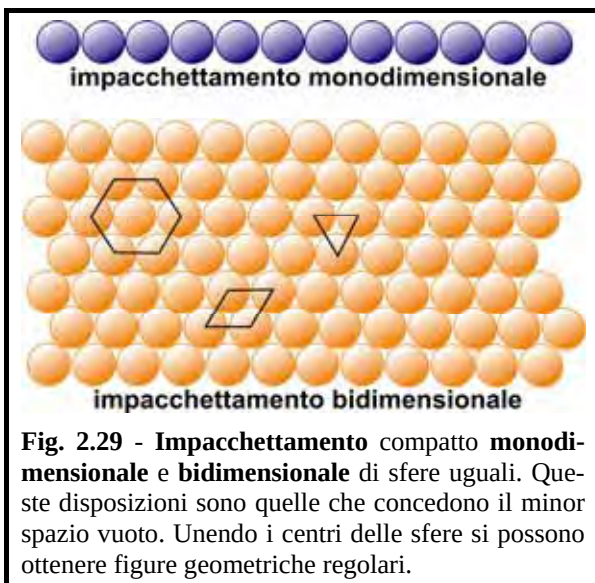
Il sale è un **soluto** mentre l’acqua è un **solvente**; il soluto, sciogliendosi nel solvente, forma una **soluzione** omogenea in cui le due parti non sono distinguibili. La facilità con cui il cloruro di sodio si scioglie in acqua è dovuta alla sua struttura ionica. Esso viene “attaccato” dalle molecole del solvente che, essendo polari, staccano gli ioni uno ad uno. Essendo lo ione cloro negativo, le molecole di acqua che lo circondano, rivolgono verso di esso le estremità positive, cioè gli atomi di idrogeno; l’anione, così circondato dalle molecole del solvente, si stacca dal solido (il granello di sale) e passa in soluzione per diventare uno ione cloro *solvato* (cioè circondato da una pellicola di molecole di solvente che lo isolano dalla materia circostante). Intanto lo ione sodio subisce una analoga idratazione, con la differenza che le molecole d’acqua di solvatazione

rivolgono verso di esso le loro estremità negative, cioè l'atomo di ossigeno. Gli ioni cloro e sodio sono dunque ben isolati e difficilmente potranno riunirsi a ricomporre il sale solido (fig. 2.28).



L'acqua scioglie bene anche lo zucchero perché le molecole di questo sono polari, cioè hanno una estremità caricata elettricamente e quindi in grado di interagire con le molecole polari dell'acqua. Tutte le sostanze polari (ioniche o costituite da molecole polari) si sciolgono in acqua, mentre le sostanze apolari (costituite da molecole con cariche elettriche uniformemente distribuite) non sono idrosolubili. L'olio, per esempio, non si scioglie, ma se mescolato energicamente, può frammentarsi in microscopiche goccioline che si disperdono nell'acqua formando un liquido bianco (**emulsione**); lasciando riposare tale miscuglio, le goccioline d'olio si riuniscono separandosi dall'acqua, raccogliendosi su di essa con netta separazione fra le due fasi. Anche la benzina (apolare) non si scioglie nell'acqua (si scioglie però nell'olio) così come l'acetone e le sostanze grasse. Sono poche tuttavia le sostanze che non si sciolgono in acqua; questa infatti è, in natura, il solvente per eccellenza.

SCHEDA 2.4 - Esempi di strutture cristalline



Un insieme di sfere uguali possono assumere diverse disposizioni, lasciando vuoti fra loro. Le disposizioni che lasciano il minimo spazio sono dette **impacchettamenti compatti**, che permettono di porre il maggior numero di sfere in un dato volume. Per capire queste particolari disposizioni conviene partire dall'esame di quelle compatte monodimensionale e bidimensionale. La prima è un allineamento di sfere a contatto, senza interruzioni (fig. 2.29). La seconda è uno strato di sfere composto da tanti allineamenti avvicinati in modo che ogni sfera di un certo allineamento è a contatto con due sfere degli allineamenti adiacenti (fig. 2.29); quindi ogni sfera è circondata da altre sei. Nello strato così costruito si possono prendere in considerazione triangoli equilateri di lato pari al diametro delle sfere e con vertici al centro delle stesse (ma si possono immaginare altre figure geometriche regolari). I baricentri di questi triangoli vengono chiamati *lacune triangolari* (buchi) che sono in numero doppio rispetto alle sfere.

Consideriamo ora uno strato compatto orizzontale e di appoggiarvi sopra una sfera. Questa si dispone con il suo centro sulla verticale di una lacuna triangolare; disponendo uno strato compatto sopra il primo, i centri delle sfere si disporranno tutti sulle verticali delle

lacune. Sovrapponendo altri strati nello stesso modo, si ottiene un impacchettamento tridimensionale di cui la fig. 2.30 è un esempio e dove si osserva che ogni sfera è circondata da altre 12. Vi possono essere altri modi di sovrapporre i diversi strati, ma questo, caratterizzato da una *simmetria esagonale*, sembra meglio soddisfare caratteristiche di economicità in natura, tanto che si possono verificare numerose convergenze in campi molto distanti fra loro: poligoni di disseccamento dei suoli argillosi, fessurazione dei basalti colonnari, disegno dei favi delle api...

Consideriamo come esempio l'oro; esso si può rinvenire sotto forma di pepite (frammenti delle dimensioni di piccole pietre); basti ricordare l'epopea dei cercatori d'oro il cui sogno prevalente era costituito dal rinvenimento di grosse pepite e quindi dal facile arricchimento. Gli atomi di oro si possono paragonare a tante sfere tutte uguali. Immaginiamo di disporre un certo numero su un piano in modo da attaccarle le une alle altre a formare delle file. Le diverse file vengono poi attaccate a formare gruppi paralleli e quindi un piano di sfere, i centri delle quali stanno ai vertici di quadrati e dove ciascuna è circondata da altre quattro (fig. 2.31). Con lo stesso procedimento costruiamo un altro piano di sfere identico al primo. Successivamente disponiamo i due piani in modo che ciascuna sfera di quello sovrastante si sovrapponga agli spazi lasciati liberi fra gruppi di quattro sfere del piano sottostante. Procediamo collocando altri piani con lo stesso criterio. In tal modo, escludendo le sfere ai

marginati della struttura che abbiamo immaginato di costruire, quasi tutte saranno a contatto con dodici sfere: quattro del piano sottostante, quattro del proprio piano e del piano sovrastante. Si tratta di un impacchettamento simile al precedente, ma dove i centri delle sfere, per ogni piano, formano quadrati invece che esagoni o triangoli.

Abbiamo visto che fra gli elementi nel regno minerale ve ne sono alcuni (oltre all'ossigeno e al silicio), quali alluminio (Al), ferro (Fe), nichel (Ni), magnesio (Mg), potassio (K), calcio (Ca), ecc... relativamente abbondanti; sono metalli che, nella maggior parte dei casi, in natura, si presentano legati con altri elementi a formare dei composti come la pirite (FeS_2), la blenda (ZnS), la galena (PbS), che sono tutti solfuri (composti con lo zolfo) o come la fluorite (CaF_2), la silvite (KCl), il corindone (Al_2O_3), ecc... Allo stato elementare i metalli sono rarissimi (nativi); nella maggior parte dei casi essi vengono "estratti" con procedimenti chimici industriali dai composti prima citati. Ma qual è la struttura chimica degli elementi metallici, come si dispongono gli atomi nello spazio? In genere vi è un solo elettrone nel guscio elettronico più esterno (che potrebbe essere saturato con due); allora due atomi potrebbero fondere parzialmente i loro orbitali instaurando un legame covalente e formando una molecola biatomica (costituita da due atomi uguali). Rimane il problema di come tali molecole possano poi unirsi per formare una massa dura e compatta come quella della maggior parte dei metalli; inoltre un simile modello non è in grado di spiegare le proprietà fisiche che caratterizzano tali materiali.

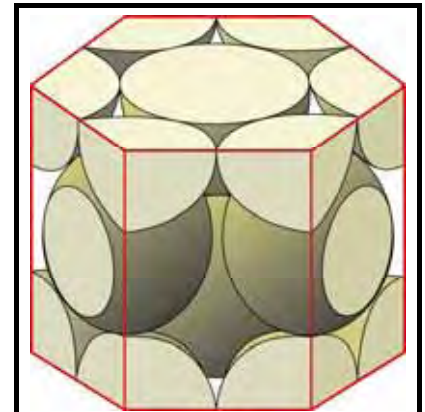


Fig. 2.30 - Esempio di impacchettamento compatto tridimensionale: ogni sfera è circondata da altre 12.

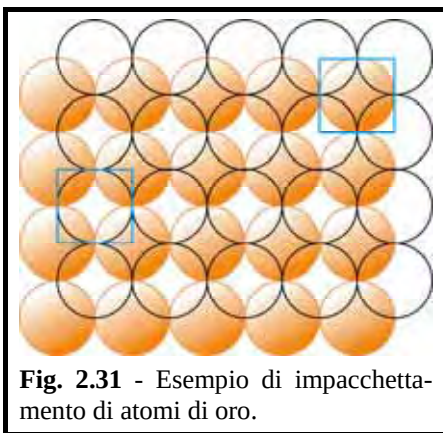


Fig. 2.31 - Esempio di impacchettamento di atomi di oro.

In realtà gli atomi di un metallo si dispongono come sfere in un impacchettamento tridimensionale compatto dove fondono un dodicesimo del proprio orbitale con ciascuno dei dodici atomi che lo circondano (esistono altri tipi di impacchettamento compatto per i quali valgono le stesse considerazioni). È una struttura solida, dove gli elettroni coinvolti in questo legame multidirezionale, non appartengono ad un solo nucleo o a una coppia di nuclei, ma ad un insieme di atomi, passando dall'uno all'altro (*elettroni mobili*). Ciò spiega la *conducibilità* dei metalli. Sappiamo dalla fisica che la corrente elettrica è il movimento di elettroni entro i conduttori e il fatto che i metalli dispongano di tali particelle relativamente libere di muoversi li rende adatti al trasporto di energia elettrica. È un esempio che dimostra che **lo studio del modo in cui gli atomi e le molecole si dispongono nello spazio** (uno dei capitoli della mineralogia) **fornisce molte spiegazioni del comportamento fisico delle sostanze**; fatto questo che trova numerose applicazioni nel campo delle tecnologie dei materiali.

SCHEDE 2.5 - Il movimento nell'acqua

Il botanico scozzese R. BROWN, nel 1827, osservò che minuscoli granuli di polline, immersi in acqua e osservati al microscopio, erano in continuo movimento, si agitavano senza mai fermarsi. Inizialmente lo scienziato pensò ad una presenza di vitalità nel polline; poi constatò che lo stesso fenomeno si verificava anche per altre minuscole particelle che nulla avevano a che fare con i viventi. Oggi sappiamo che sono le molecole d'acqua, in continuo movimento che, colpendo ripetutamente quei granuli, conferiscono loro una apparente vitalità. Questa è una nozione estremamente importante: *in ogni sostanza, le molecole o gli atomi che la compongono non sono mai fermi, ma in continuo movimento in funzione dell'energia posseduta.*

Tentiamo una spiegazione per mezzo di un modello. Supponiamo di disporre di tante palline da ping-pong e piccole molle metalliche, tipo quelle delle penne a sfera. Ogni pallina potrebbe essere attaccata ad altre quattro per mezzo delle estremità delle molle, facendo in modo che vi sia sempre un angolo fisso di poco meno di un terzo di giro fra le molle stesse. Al di là della costruzione precisa bisogna immaginare una struttura a tre dimensioni, costituita da tante palline tenute insieme da molle; le prime rappresentano idealmente le molecole d'acqua e le seconde quelle forze di attrazione di natura elettrostatica fra poli di carica opposta (rappresentate in **fig. 2.3**). Sembrerà di vedere un complesso reticolo ordinato nello spazio con simmetrie assimilabili a tanti esagoni da qualunque direzione si guardi (**fig. 2.9**).

Questo modello rappresenta il ghiaccio che, in condizioni particolari, si presenta come delicate stelline esagonali la cui simmetria è la conseguenza del reticolo di molecole ordinate nello spazio (**fig. 2.32**). In realtà le molecole, nel ghiaccio, non sono ferme (lo sarebbero alla temperatura di $-273\text{ }^{\circ}\text{C}$) ma in continuo movimento. Tornando al nostro modello, ciò significa dare piccoli urti al tavolo su cui esso è appoggiato; vedremmo allora che, in virtù dell'elasticità delle molle, le palline "traballerebbero" vistosamente. Scaldare il ghiaccio significa fornire energia alle molecole: esse aumentano il loro movimento. Nel nostro modello significa urtare più decisamente il tavolo. Se gli urti sono sempre più



Fig. 2.32 - L'ordine e la simmetria con cui le molecole d'acqua sono disposte nello spazio a formare il reticolo cristallino del ghiaccio, spesso portano alla formazione di delicate stelline esagonali (per esempio i piccoli fiocchi di neve o di brina).

“energetici” (se scaldiamo ulteriormente il ghiaccio) le palline si muoveranno a tal punto che qualche molla comincerà a staccarsi (le molecole d’acqua acquisteranno tanta energia cinetica o di movimento che qualcuna, o qualche gruppo, si stacca dalle altre) e il nostro modello si rompe in pezzi più piccoli o in palline separate che cadono dal tavolo (il ghiaccio fonde, la temperatura ha raggiunto 0 °C). Nell’acqua quindi le molecole sono parzialmente libere di muoversi, solo in parte ostacolate dalle reciproche forze di attrazione. Fornendo energia (scaldando ancora) aumenta la velocità con cui si muovono le molecole, diventando più libere di muoversi, fino a diventare completamente indipendenti le une dalle altre, non essendo più sufficienti le forze di attrazione a tenerle vincolate. Sopra i 100 °C, in condizioni normali, l’acqua può esistere solo allo stato di gas (porzione superiore della **fig. 2.9**).

Abbiamo appena visto che, in condizioni normali, l’acqua esiste nella fase di liquido entro un campo di temperatura superiore a zero (**punto di congelamento** o **punto crioscopico**) e inferiore a cento gradi (**punto di ebollizione**). Tale campo può ampliarsi aggiungendo un soluto. Aggiungendo sale all’acqua si ottiene una soluzione il cui punto di congelamento scende tanto più al di sotto dello 0 °C, quanto maggiore è la concentrazione. In virtù di questo principio viene utilizzato il sale denaturato da spargere sulle strade e sui marciapiedi per diminuire le probabilità di gelate. L’acqua di mare è una soluzione con concentrazione intorno a 35 grammi di sali in un litro (soprattutto cloruri di sodio e di magnesio e solfato di magnesio); in questo modo l’acqua marina congela a due gradi sotto lo zero. Questo è un grande vantaggio in quanto la superficie dei mari sgombri da ghiaccio, nelle zone geografiche climaticamente fredde, è notevolmente superiore a quella che ci sarebbe se l’acqua marina congelasse a zero gradi (il ghiaccio è sempre svantaggioso per gli organismi viventi e per le attività umane).

acqua	1,000	diamante	0,104	piombo	0,031
ghiaccio	0,49	ferro	0,11	porcellana	0,260
acciaio	0,11	glicerina	0,540	potassio	0,177
alcool	0,535	grafite	0,170	quarzo	0,188
alluminio	0,215	magnesio	0,25	rame	0,092
ammoniaca	1,098	mercurio	0,033	sodio	0,295
argento	0,049	olio d’oliva	0,471	vetro	0,190
calcio	0,149	oro	0,031	zinco	0,091

Tab. 2.3 - Calori specifici [cal/g/°C] di alcune sostanze confrontate con l’acqua e il ghiaccio.

Scaldando o raffreddando, si determina un aumento o una diminuzione dell’energia di movimento delle molecole d’acqua. Quando si scalda dell’acqua, l’energia fornita è utilizzata soprattutto per contrastare le forze di coesione che vincolano le molecole, impedendo loro di muoversi liberamente. Lo stesso discorso vale, all’inverso, per il raffreddamento. È come se l’insieme di quelle forze di coesione costituisse una sorta di “serbatoio” che accumula e che restituisce energia. Il risultato è che occorre fornire o sottrarre molto calore per aumentare o diminuire di poco la temperatura: *l’acqua ha un elevato calore specifico (tab. 2.3)*. Le masse dei mari e dei grandi laghi quindi si raffreddano e si scaldano lentamente senza subire improvvise escursioni

termiche, attenuando anche quelle delle terre emerse circostanti (che sono perciò caratterizzate da un clima con estati meno calde e inverni meno rigidi). Solo l’acqua dei piccoli ruscelli e dei piccoli stagni può subire brusche variazioni termiche, ma sempre meno repentine rispetto all’atmosfera circostante. Negli ambienti acquatici, dunque, si hanno leggere variazioni di temperatura fra il giorno e la notte, mentre i cambiamenti stagionali sono gradualmente e le temperature estreme meno accentuate. In tali condizioni la maggior parte degli organismi sono *eterotermi* (a sangue freddo), perché non hanno bisogno di adattarsi a forti escursioni termiche giornaliere e stagionali, e *stenotermi*, in grado di vivere bene entro non ampi limiti di temperatura.

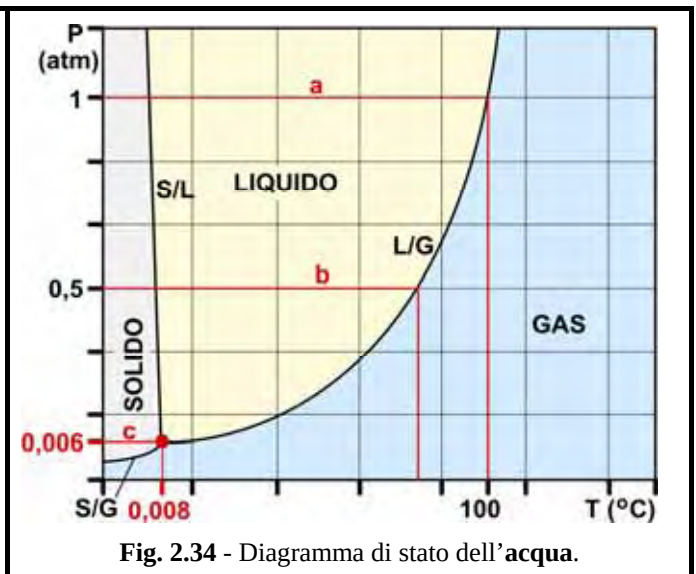
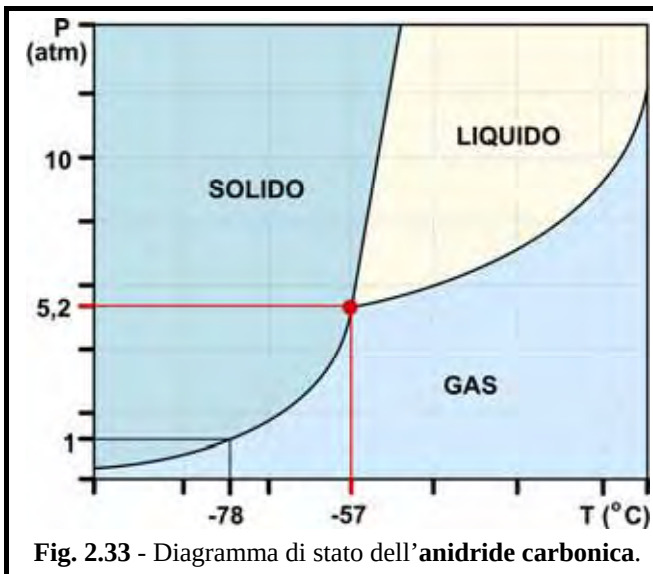
Il precedente modello delle palline si può utilizzare per spiegare altre caratteristiche dell’acqua. La **viscosità** è circa 100 volte superiore a quella dell’aria; quindi il movimento per gli organismi degli ambienti acquatici è più difficoltoso che per quelli terrestri. Non a caso la forma affusolata dei pesci viene spesso presa a miglior esempio della idrodinamicità, caratteristica adatta al mezzo acquoso che offre molta resistenza al movimento (in cambio si ha una spinta idrostatica che elimina il problema al corpo di essere sostenuto da zampe, condizione necessaria invece per i tetrapodi terrestri). La viscosità diminuisce all’aumentare della temperatura. La maggiore energia di movimento delle molecole dell’acqua più calda, determina un indebolimento delle forze di coesione con conseguente diminuzione della viscosità (il 30 % in meno quando si passa da 5 a 20 °C); se non fosse per il rischio di prendersi una polmonite, si nuoterebbe meglio nell’acqua fredda.

SCHEDA 2.6 - Diagrammi di stato pressione/temperatura

Fino ad ora abbiamo considerato gli stati della materia, e i relativi cambiamenti di stato, immaginando di modificare esclusivamente la temperatura; così abbiamo visto che una sostanza può esistere, entro determinati campi termici, nei diversi stati. Per esempio il Bario (Ba) è solido al di sotto di 850 °C, è liquido fra le temperature 850 ÷ 1.500 °C, è gassoso sopra i 1.500 °C; i due valori termici sono rispettivamente i punti di fusione e di ebollizione (oppure di solidificazione e di liquefazione). Ma tutti i ragionamenti presupponevano, implicitamente, di trascurare un’altra variabile, oltre alla temperatura, in grado di influenzare tali fenomeni; si è sempre considerata la pressione costante, uguale a quella standard, cioè pari al valore di una atmosfera (1 atm). Ciò non dovrebbe preoccuparci dato che viviamo sulla superficie della Terra, dove la pressione atmosferica è sempre la stessa, salvo piccole variazioni non superiori al 10 % in conseguenza delle vicende meteorologiche. Inoltre l’esperienza dimostra che occorrono variazioni ben superiori al 10 % per avere influenze sensibili nei cambiamenti di stato. Ma la Terra non è fatta solo di superficie e a noi interessano tutti i fenomeni naturali, compresi quelli che si manifestano sotto i nostri piedi fino, al limite, al centro del pianeta. A questo punto, dato che le pressioni alle quali sono sottoposte i materiali della crosta profonda, del mantello e del nucleo sono straordinariamente superiori a quella standard (20.000 atm a 70 km di profondità ed oltre 100.000 atm a 300 km sotto la crosta), è opportuno considerare quanto detto alla luce di questa seconda variabile.

Le relazioni tra gli stati solido, liquido e gassoso di una sostanza, in funzione della temperatura e della pressione, sono riassunti in un grafico detto **diagramma di stato** o **di fase**, caratteristico di ciascuna sostanza e ricavato da osservazioni sperimentali. La **fig. 2.33** rappresenta il diagramma di stato dell'anidride carbonica, dove ogni punto è individuato da due coordinate, l'ascissa che riporta le temperature e l'ordinata che riporta le pressioni. Il grafico è delimitato da linee che individuano delle regioni ciascuna rappresentante una fase; tutti i punti all'interno della regione liquido rappresentano le possibili condizioni temperatura/pressione compatibili con quello stato. Le linee che separano le fasi sono dette **curve di equilibrio**; l'intersezione tra queste linee rappresenta il **punto triplo** in cui tutte e tre le fasi sono in equilibrio (alla temperatura di $-57\text{ }^{\circ}\text{C}$ e con una pressione di 5,2 atm, la CO_2 può esistere simultaneamente nei tre stati).

Alle temperature caratteristiche della superficie della Terra e alla normale pressione atmosferica, l'anidride carbonica si trova allo stato gassoso. Non può esistere allo stato liquido a pressioni inferiori a 5,2 atm per qualunque temperatura e non può esistere allo stato solido a temperature superiori a $50\text{ }^{\circ}\text{C}$ per qualunque pressione. La linea di equilibrio solido - liquido è leggermente inclinata a destra; ciò significa che il passaggio dallo stato liquido a quello solido (al diminuire della temperatura) è favorito dall'aumento di pressione. A pressione maggiore la solidificazione avviene a temperature più elevate perché la CO_2 (come quasi tutte le altre sostanze) allo stato solido occupa minor volume che allo stato liquido; quindi un materiale, in un ambiente ad alta temperatura, ma costretto allo stato solido da una elevata pressione, può fondere per semplice diminuzione della pressione stessa pur conservando una uguale temperatura.



Il diagramma di stato dell'acqua (**fig. 2.34**) ha una caratteristica anomala rispetto alla maggior parte delle sostanze conosciute in quanto la linea di equilibrio solido - liquido è leggermente inclinata a sinistra (invece che a destra); infatti l' H_2O , allo stato solido occupa un volume più grande rispetto allo stato liquido (ha densità minore e quindi, fatto straordinario rispetto ad altre sostanze, il ghiaccio galleggia sull'acqua).

SCHEDE 2.7 - La trasparenza negli ambienti acquatici

L'estinzione completa della luce in un mare molto limpido può avvenire anche a ben 500 m sotto la superficie; a profondità così grandi i nostri occhi non vedrebbero che buio e comunque non vi è energia luminosa sufficiente per la fotosintesi. Per misurare le debolissime quantità di luce che arrivano così in basso sarebbe necessario esporre una sensibilissima lastra fotografica per lungo tempo. Ciò che interessa alla vita è la profondità alla quale arriva abbondante la luce, usando, come criterio, il valore necessario a sostenere efficacemente il processo di fotosintesi, che è all'origine di tutte le manifestazioni vitali. Lo strato d'acqua dove la luce arriva abbondante è detto **zona fotica**, il cui limite inferiore è molto variabile (da decimetri a decametri nei mari e nei laghi) a seconda della trasparenza. Il dominio delle acque profonde, dove non arriva luce (buio apparente, insufficiente per i vegetali acquatici), è detto **zona afotica**. Il passaggio fra le due è più o meno graduale a caratterizza una fascia intermedia, detta **zona oligofotica** (**fig. 2.35**). La distinzione di queste fasce è molto importante negli studi di *idrobiologia*, sia nel campo della *biologia marina*, sia in quello della *limnologia* (scienza dei laghi),

SCHEDE 2.8 - Esperimento sulla densità dell'acqua

Versiamo alcune gocce di inchiostro in un beker con acqua fredda ed osserviamo con quali modalità la sostanza scura si diffonde nel liquido. Ripetiamo lo stesso esperimento, ma questa volta scaldando l'acqua dal basso (per esempio fino alla temperatura di $70 \div 80\text{ }^{\circ}\text{C}$); in brevissimo tempo, tutta l'acqua nel beker si tinge di scuro in modo omogeneo. Per interpretare il diverso comportamento dell'acqua fredda e dell'acqua scaldata dal basso conviene procedere ad un secondo esperimento (**fig. 2.36**). Introduciamo alcune gocce di inchiostro in una provetta colma d'acqua fredda (quella del rubinetto); si verificherà

più o meno lo stesso fenomeno già osservato nel primo beker. Scaldiamo ora la parte superiore di una seconda provetta con acqua fino a quando vediamo lo sviluppo di bollicine (cioè l'inizio dell'ebollizione solo nella porzione superficiale). Quindi aggiungiamo alcune gocce di inchiostro ed osserviamo. Sulla sommità della seconda provetta risulta uno strato di acqua calda sporca di inchiostro che non si mescola con l'acqua sottostante fredda e pulita. Muovendo leggermente la provetta o inserendo il bulbo di un termometro a pescare sia nello strato superficiale (dove si registra una temperatura intorno a $60 \div 80$ °C), sia in quello profondo (con temperatura intorno ai 20 °C), il mescolamento non avviene. Sembra che fra i due strati sia presente una sorta di barriera fisica che si oppone persino ai movimenti indotti dalla manipolazione della provetta. Se lasciamo riposare la provetta, con il passare dei minuti, la temperatura dell'acqua superficiale si abbassa diventando più simile a quella dell'acqua sottostante. Con il diminuire della differenza di temperatura i due strati di acqua tendono lentamente a mescolarsi, segno evidente che la barriera che prima impediva il rimescolamento era dovuto alla differenza di temperatura. L'acqua calda stava sopra quella fredda; la prima era più "leggera", pertanto "galleggiava" sulla seconda.

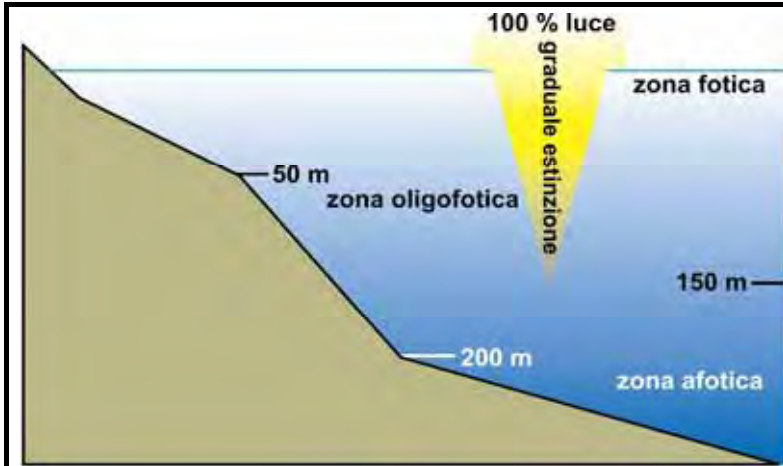


Fig. 2.35 - Suddivisione degli ambienti in acque lacustri e marine in funzione dell'assorbimento della luce.

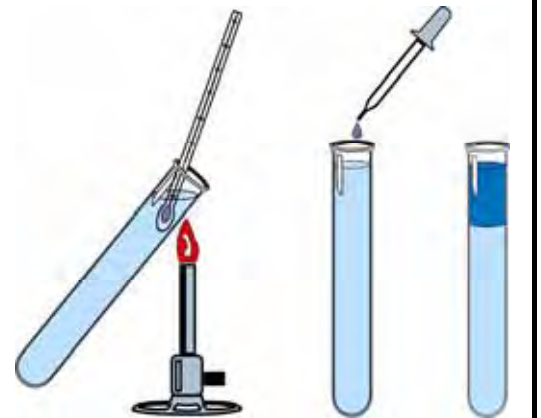


Fig. 2.36 - Dimostrazione sperimentale della mancanza di mescolamento tra acqua fredda e acqua calda.

SCHEDE 2.9 - Stratificazione termica nei mari e nei laghi

Misurando la temperatura dell'acqua a varie profondità durante l'estate nei mari e nei laghi, si apprezza il fenomeno della **stratificazione termica**. La massa d'acqua, nei mesi estivi, si presenta stratificata in una zona superiore calda (**epilimnio**) ed in una zona più fredda (**ipolimnio**), separate da una zona di transizione (**metalimnio**) in cui si ha un brusco abbassamento dei valori termici (**fig. 2.37**).

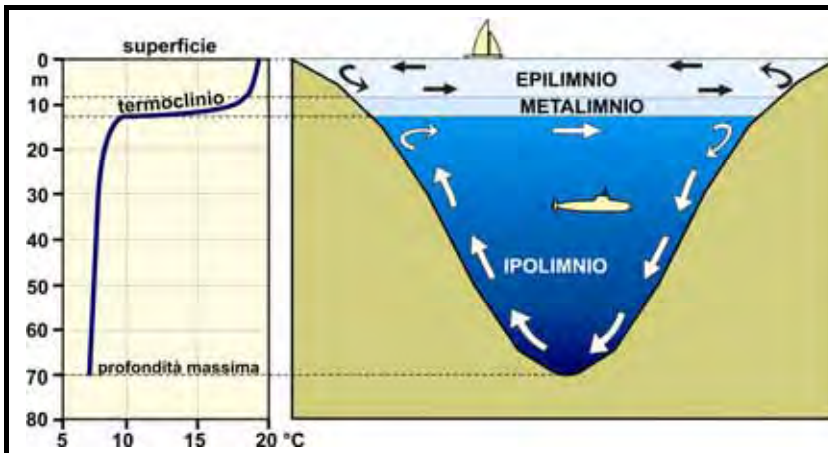


Fig. 2.37 - Schema di circolazione in un lago stratificato. Pur essendo presenti correnti di una certa consistenza, che determinano rimescolamenti nell'ambito dell'**epilimnio** e dell'**ipolimnio**, le acque delle due zone rimangono ben separate.

Dato che l'acqua, a seconda della temperatura, varia la propria densità, l'epilimnio tende a separarsi "galleggiando" sugli strati sottostanti. Viene così ostacolato il rimescolamento dell'intera massa d'acqua (un po' come avviene nella provetta della **fig. 2.36**); di conseguenza nell'ipolimnio non avviene il rimpiazzo dell'ossigeno consumato nei processi metabolici dell'idrofauna di profondità e degli organismi decompositori. Se una tale situazione dovesse mantenersi indefinitamente, la sopravvivenza della biocenosi lacustre potrebbe essere messa in forse per il sopravvenire della totale anossia nelle acque profonde. Oppure se la quantità di nutrienti nelle acque superficiali fosse molto elevata, da determinare una eccessiva crescita di alghe, la quantità di materiale organico che si accumula sul fondo potrebbe risultare così grande che tutto l'ossigeno verrebbe demolito (anossia) prima del termine della stagione estiva. La sostanza organica non decomposta si accumulerebbe nei sedimenti formando depositi scuri. L'anossia che si manifesta nei fondali dei mari e dei laghi è conseguenza

dell'eccessiva produzione vegetale o, in altri termini, dell'**eutrofizzazione**, fenomeno che ha colpito numerosi laghi italiani e l'Adriatico.

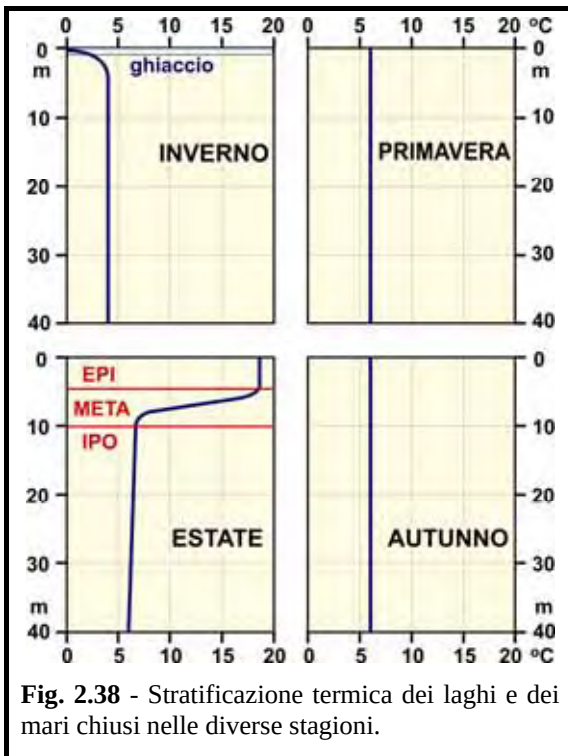


Fig. 2.38 - Stratificazione termica dei laghi e dei mari chiusi nelle diverse stagioni.

Con l'autunno lo strato superficiale, non più scaldato a sufficienza dai raggi solari, cede progressivamente calore all'ambiente esterno, fino a raggiungere una temperatura simile a quella degli strati sottostanti. L'acqua, diventata più "pesante", scende sul fondo fino a che, in tempi più o meno lunghi a seconda della profondità del lago, tutta la massa d'acqua assume la stessa temperatura (generalmente pochi °C, non superiore a 10 °C e mai inferiore a 4 °C, temperatura corrispondente alla massima densità dell'acqua). L'*omotermita* così raggiunta rende possibile il trasferimento all'ipolimnio dell'ossigeno abbondante nell'epilimnio: le acque profonde del lago o del mare ricevono una "boccata d'ossigeno", essenziale al mantenimento dei processi vitali (**fig. 2.38**). Questa situazione, a parte un piccolo strato superficiale, con acque talvolta più fredde e con l'eventuale formazione di ghiaccio nei mesi più rigidi dell'inverno, perdura fino alla tarda primavera quando il Sole irradia energia sufficiente per instaurare nuovamente le condizioni per la stratificazione termica.

SCHEMA 2.10 - L'influenza delle attività umane

Le attività umane influenzano, in modo più o meno importante e a seconda dei luoghi sulla Terra, il ciclo dell'acqua. Schematicamente ricordiamo:

- i bacini artificiali modificano i regimi delle acque superficiali continentali; l'uomo ha contribuito ad aumentare il volume delle acque dei laghi (quello totale dei laghi artificiali nel mondo è quasi 2.000 km³);
- l'irrigazione, che in molte aree geografiche, nelle stagioni calde, comporta la totale sottrazione d'acqua dai fiumi (**fig. 2.39**), incrementa l'umidità del suolo e quindi l'evapotraspirazione;
- la deforestazione altera alcune fasi del ciclo dell'acqua; i processi di traspirazione delle foreste equatoriali sono una componente importante del passaggio dell'acqua all'atmosfera;
- i prelievi idrici dai fiumi e dal sottosuolo, per usi industriali e civili, hanno assunto proporzioni enormi, comportando problemi anche per gli approvvigionamenti potabili;
- le modificazioni climatiche indotte dalle attività umane (effetto serra, buco nell'ozono, inquinamenti termici,...) inducono variazioni dell'entità, distribuzione e frequenza delle precipitazioni con effetti sulle disponibilità delle risorse idriche;
- dopo gli oceani i ghiacciai costituiscono il "serbatoio" più grande; essi partecipano al ciclo dell'acqua inducendo importanti cambiamenti in funzione dell'evolversi del clima; il riscaldamento dell'atmosfera a causa delle attività antropiche potrebbe comportare la fusione di parte dei ghiacci con ripercussioni catastrofiche, anche secondo le previsioni meno pessimistiche;
- la cementificazione del territorio comporta l'impermeabilizzazione del suolo (**fig. 2.17**); le aree urbane hanno una superficie ricoperta da asfalto e cemento oltre il 50 % (in certi casi fino al 100 %); in tale situazione l'acqua delle precipitazioni ruscella velocemente non filtrando più nel suolo ed eventualmente nel sottosuolo.

Fig. 2.39 - L'irrigazione per l'agricoltura comporta i maggiori consumi di acqua. I fiumi vengono ampiamente sfruttati per questo scopo; ad essi viene sottratta acqua per irrigare i campi mediante sbarramenti e derivazioni nei canali. I regimi idrologici vengono quindi fortemente condizionati, con gravi ripercussioni sulle cenosi acquatiche e sulle acque sotterranee. Talora i prelievi sono tali da prosciugare letteralmente anche gli alvei dei più importanti corsi d'acqua. È ciò che accade ormai per quasi tutto il reticolo idrografico in Italia. Nell'immagine è l'alveo, del tutto prosciugato, del fiume Varaita in provincia di Cuneo.



L'uso dell'acqua per irrigazione è quello dominante (**fig. 2.40**); mediamente sull'intero globo è pari a circa 2.700 km³ in un anno, contro 500 km³ per l'industria e 200 km³ per gli usi personali; soltanto 180 milioni su 1.400 milioni di ettari coltivati

sono irrigati. Per produrre una tonnellata di barbabietole sono necessarie 1.000 tonnellate d'acqua; per una tonnellata di grano ce ne vogliono 1.500; per una tonnellata di riso sono necessarie 4.000 tonnellate d'acqua. Un albero di media dimensione, per aumentare la sua massa di 20 kg, ha bisogno di 60.000 litri d'acqua. Dell'acqua destinata al terreno solo una piccola parte entra e fa parte dei processi di fotosintesi contribuendo all'aumento della biomassa; una gran parte evapora direttamente dal terreno, mentre la porzione più grande traspira attraverso le piante stesse (l'evaporazione diretta dal suolo più la traspirazione della vegetazione viene detta "evapotraspirazione"). Se l'irrigazione potesse essere estesa a tutte le aree coltivate e se su tutte fosse abbondante come in quella delle nazioni più tecnologicamente avanzate, sarebbero necessari 30.000 km³ d'acqua, quasi 1/3 di tutta l'acqua delle precipitazioni sui continenti e più della totalità delle piogge sulle aree agricole. In una simile situazione non resterebbe più acqua disponibile per altri usi e non esisterebbero più gli ambienti acquatici continentali.

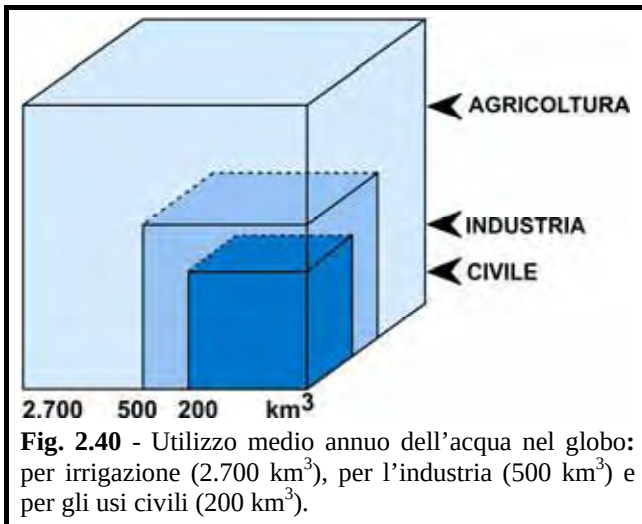


Fig. 2.40 - Utilizzo medio annuo dell'acqua nel globo: per irrigazione (2.700 km³), per l'industria (500 km³) e per gli usi civili (200 km³).

L'idroelettrico consente una produzione di energia in grado di soddisfare solo il 2 % del consumo medio mondiale (in Italia circa 1/5). Alcuni sostengono che la produzione idroelettrica non produce effetti negativi sull'ambiente; in realtà le captazioni idriche da fiumi e torrenti per l'alimentazione di centrali ad acqua fluente e le ritenzioni in bacini artificiali, alterano i regimi idrologici con gravi effetti sul ciclo dell'acqua. Inoltre la produzione idroelettrica comporta la sottrazione d'acqua dagli alvei dei fiumi e dei torrenti per tratti più o meno lunghi con danni per gli ambienti acquatici (fig. 2.41). Le centrali termoelettriche, una volta avviate, producono un flusso di energia costante. Ciò rende difficile regolare tale flusso in rete in funzione del carico di utilizzo, variabile anche nel giro di pochi minuti. Un esempio viene da una indagine effettuata in Inghilterra sull'uso di energia elettrica durante le ore serali di maggior ascolto televisivo. Fu verificata la presenza di picchi del consumo in corrispondenza della pubblicità televisiva; durante le pause pubblicitarie, gli utenti ne approfittano per accendere la luce, scaldare il cibo o preparare il caffè. Per far

fronte ad improvvise fluttuazioni del carico di energia utilizzata, le centrali idroelettriche sono necessarie come centri di compensazione. A questo proposito risultano utili le cosiddette "centrali di pompaggio" caratterizzate da due bacini posti a differenti livelli. Durante i periodi di massima utenza, l'acqua fluisce dal bacino superiore alle turbine per produrre energia e viene raccolta nel bacino inferiore. Durante i periodi di basso consumo, l'energia eccedente prodotta dalle centrali termiche viene utilizzata per azionare pompe che riportano l'acqua nel bacino superiore. Questo esempio dimostra che l'uso intelligente dei bacini artificiali comporta risparmio d'acqua che non viene così sottratta al suo ciclo.

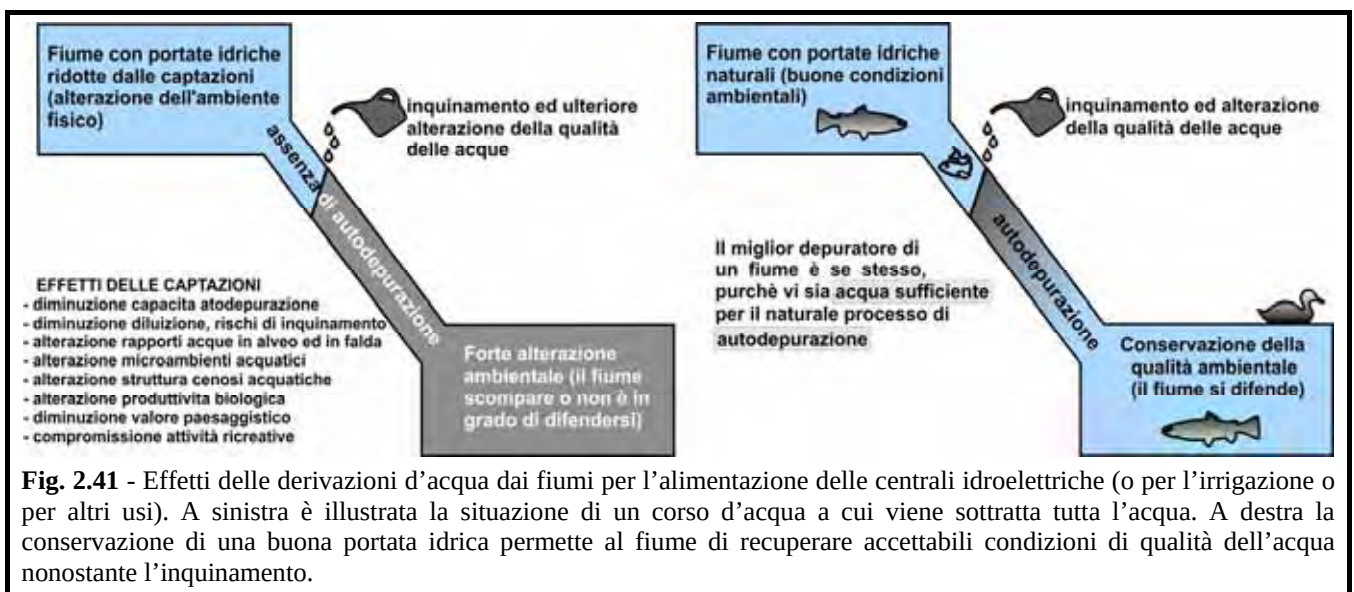


Fig. 2.41 - Effetti delle derivazioni d'acqua dai fiumi per l'alimentazione delle centrali idroelettriche (o per l'irrigazione o per altri usi). A sinistra è illustrata la situazione di un corso d'acqua a cui viene sottratta tutta l'acqua. A destra la conservazione di una buona portata idrica permette al fiume di recuperare accettabili condizioni di qualità dell'acqua nonostante l'inquinamento.

Le grandi dighe determinano gravi conseguenze sugli ambienti sommersi e indiretti su quelli circostanti, ma è possibile ottenere effetti positivi per gli ecosistemi fluviali a valle nell'ambito di una oculata gestione delle risorse idriche che consideri anche la tutela degli ambienti acquatici. I bacini artificiali consentono la "capitalizzazione" dell'acqua nei periodi di abbondanza (morbide e piene) per avere più volumi da "spendere" nei periodi di magra, a vantaggio delle utilizzazioni agricole e industriali e della tutela dei fiumi nel letto dei quali "devono" essere presenti portate minime in grado di garantire una buona qualità delle acque.

Oltre all'irrigazione e alla produzione di energia, l'acqua serve, pur se in quantità inferiori, all'industria; ~ 500 km³/anno per l'intero globo (meno di 1/5 del volume utilizzato in agricoltura). Una centrale termoelettrica di media potenza usa circa 2·10⁸ litri d'acqua all'ora per il raffreddamento. Nell'industria siderurgica, per produrre una tonnellata di acciaio, occorrono

100.000 litri d'acqua; altrettanti sono necessari per produrre una tonnellata di carta o di tessuti. Per produrre un'automobile occorrono 450.000 litri; 9 litri per un giornale e 10 litri per una scatola di pomodori pelati. In 1 kg di pane sono presenti 5 hg di acqua. Spesso l'acqua viene restituita dall'industria all'ambiente inquinata. L'attività industriale influisce relativamente poco sul ciclo dell'acqua in termini di volumi, ma ne peggiora la qualità.

L'uso personale dell'acqua (cucinare, lavare, bere,...) comporta un utilizzo medio annuo globale pari a circa 200 km³ (poco meno della metà dell'uso industriale). I consumi per usi civili, cambiano secondo le diverse zone geografiche (fig. 2.42), da centinaia di litri al giorno procapite a valori decine di volte inferiori nelle aree "deprese". Vi sono persone nel mondo che sopravvivono con pochi litri d'acqua al giorno, mentre altre ne sprecano ettolitri. Per un europeo, dei 160 litri consumati quotidianamente, circa 66 se ne vanno per lo sciacquone, 60 per la pulizia personale, 20 per il bucato e 8 per bere e cucinare (fig. 2.43). Il cittadino Nord-americano ne consuma da 4 a 5 volte di più. Ma nelle situazioni locali il consumo medio procapite può essere superiore alle medie; un americano benestante consuma un volume giornaliero di acqua decisamente superiore a quello medio degli U.S.A. Anche se il consumo per usi civili rappresenta solo da 1/20 a 1/30 degli utilizzi per fini diversi (agricoli, idroelettrici e industriali), l'acqua dei rubinetti deve essere molto "pulita". Essa deve avere caratteristiche fisiche e chimiche tali da essere facilmente potabilizzata.

L'acqua adatta agli usi civili è meno abbondante rispetto al dominio delle acque dolci sul pianeta ed è quindi più preziosa. Parte di essa deriva dal sottosuolo, oppure dalle zone montane che hanno conservato ottime condizioni ambientali. Se a ciò si aggiungono i pericoli di inquinamento, di eccessivo sfruttamento delle acque sotterranee e del notevole sviluppo turistico in zone montane, si capisce quanto siano preziose le risorse idropotabili e quanto sia importante una politica di uso corretto e razionale e di risparmio contro lo spreco. A tale scopo è necessario limitare l'uso personale dell'acqua, evitando gli sprechi e riducendo molto il consumo medio giornaliero, senza che ciò significhi rinuncia ai vantaggi della società moderna.

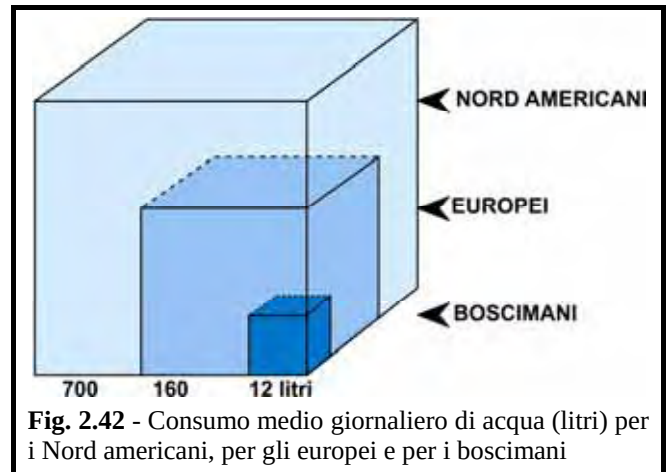


Fig. 2.42 - Consumo medio giornaliero di acqua (litri) per i Nord americani, per gli europei e per i boscimani

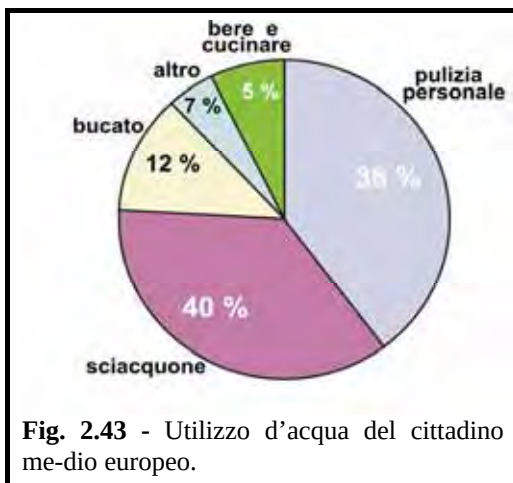


Fig. 2.43 - Utilizzo d'acqua del cittadino medio europeo.

Le acque sotterranee sono il maggiore serbatoio di acque dolci dopo quello dei ghiacciai. Esse possono essere sfruttate con pozzi che possono arrivare a profondità di migliaia di metri. Lo sfruttamento di questa risorsa comporta la sottrazione di volumi d'acqua che devono in qualche modo essere rimpiazzati. Mentre le acque superficiali appartengono a una delle parti più rapide del ciclo, le acque profonde sono caratterizzate da un "sottociclo" più lento (fino ad alcune migliaia di anni) senza contare che esso, per la sua natura, è molto difficile da indagare. Per esempio in seguito alla realizzazione del sistema di irrigazione della valle dell'Indo nel Pakistan, enormi volumi d'acqua filtrarono dai canali nel sottosuolo, aumentando di diversi metri il livello delle falde, riducendo a palude quasi un terzo della zona irrigata con acqua molto salina. In Israele ogni anno 300 milioni di tonnellate d'acqua vengono trasferite dal piovoso Nord verso le zone desertiche meridionali, dove viene immagazzinata in bacini sotterranei; si tratta di un sistema di riempimento artificiale del sottosuolo analogo al sistema adottato in California dove i serbatoi sotterranei del Sud vengono riempiti annualmente con circa 1 km³ d'acqua proveniente dal Nord.

In genere una falda molto sfruttata viene riportata a livelli "normali" in un anno di precipitazioni superiori alla media. In Tunisia le alluvioni del 1969 riempirono tutti i serbatoi, il cui livello si era ridotto di una ventina di metri per lo sfruttamento dei 15 anni precedenti. In natura, nelle zone temperate, ogni 10 ÷ 15 anni in media, si verificano anni con precipitazioni abbondanti, in grado di rimpinguare anche le falde intensamente sfruttate. Non è sempre tutto così facile; lo sfruttamento deve essere accompagnato da studi approfonditi per mantenere sotto controllo l'evoluzione della situazione delle acque profonde in seguito agli attingimenti, soprattutto nei confronti delle falde meno profonde. In Italia, per esempio, intorno a Ravenna si sono determinati depressioni del terreno (diversi centimetri all'anno) per l'abbassamento della falda a causa di captazioni per fini industriali. Lo stesso fenomeno è più evidente a Venezia per lo sfruttamento intensivo della falda acquifera sottostante la laguna da parte degli impianti industriali di Porto Marghera.

SCHEDA 2.11 - La gestione delle risorse idriche

L'acqua è oggi una risorsa strategica. La gestione delle risorse idriche è di primario interesse e coinvolge numerosi aspetti dell'organizzazione socio-economica di un Paese moderno e tecnologicamente avanzato come l'Italia. La disponibilità di acqua ha da sempre influenzato lo sviluppo delle civiltà e, nel periodo storico che stiamo vivendo, in cui l'uomo presume, con la scienza e con la tecnologia, di essere libero dai condizionamenti della natura, i moderni sistemi di produzione entrano

in crisi quando costretti a misurarsi con i problemi connessi all'uso del patrimonio idrico. Secondo il Programma per l'Ambiente delle Nazioni Unite l'acqua dolce sarà il problema del ventunesimo secolo.

Un recente rapporto della Commissione CEE identifica nella mancanza d'acqua un ostacolo allo sviluppo dell'economia europea. Vi è un generale accordo sul fatto che l'acqua è destinata a diventare, per la maggior parte delle regioni della Terra, la risorsa naturale critica per eccellenza. Il problema dello squilibrio tra offerta e domanda di acqua è destinato ad esplodere in modo rilevante nel prossimo futuro. Per tale motivo occorre prevedere una nuova politica di gestione delle risorse idriche secondo una nuova visione che impone all'acqua un elevato valore economico. A questo proposito più di ogni altra forma di intervento appare oggi essenziale, per razionalizzare l'uso dell'acqua, agire mediante la leva del prezzo. In questo contesto, per esempio, il consumo domestico di acqua potabile al di sopra di certi livelli può essere considerato un vero e proprio bene di lusso, così come lo è un'automobile di grossa cilindrata.

L'acqua, fonte di vita, ma anche dispensatrice di distruzione. Con essa l'uomo si è sempre misurato perché di essa ha bisogno. Città, paesi e gruppi di case o cascine isolate sono sorti sulle rive dei fiumi per rendere più facili gli approvvigionamenti idrici e l'eliminazione dei rifiuti. Occorre avvicinarsi al fiume per ricavare acqua destinata all'irrigazione, per far girare la ruota di un mulino (**fig. 2.44**), per alimentare una rete di canali in grado di giungere ai lavatoi sparsi sul territorio. Ancora oggi occorre avvicinarsi ai fiumi per utilizzare acqua per fini diversi e tutti di importanza strategica: potabile, irrigui, idroelettrici, industriali,... Per viaggiare, bisogna attraversare i fiumi del fitto reticolo idrografico delle nostre regioni. Ma le alluvioni dimostrano quanto sia pericolosa per l'uomo (le infrastrutture, le case, le produzioni; **fig. 2.45**) la vicinanza con l'acqua. L'utilizzo dell'acqua è tanto meno costosa, ma più pericolosa, quanto più si è vicini ad essa.

L'acqua degli stagni, dei laghi, dei fiumi costituisce un bene ambientale prezioso, non solo per il valore che essa stessa è in grado di esprimere quale elemento fondamentale della natura, ma anche perché rappresentativa dell'intero ambiente terrestre. Le caratteristiche dell'acqua che scorre in un fiume o che stagna in un lago sono il risultato finale di un complesso di fenomeni che, nel loro insieme, caratterizzano tutto il territorio del bacino imbrifero. La qualità dell'acqua che scorre in un fiume è lo specchio della qualità ambientale del suo bacino; ma tutto il territorio è un "puzzle" di bacini. La tutela dell'acqua è quindi tutela di tutta la natura.



Fig. 2.44 - Un vecchio mulino che sfruttava le acque del fiume Siene in Toscana. Si tratta di un esempio di utilizzo delle acque per produrre "forza motrice".



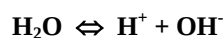
Fig. 2.45 - In occasione delle più intense manifestazioni idrometeorologiche si possono verificare gravi fenomeni di dissesto idrogeologico. In questa immagine si osserva un ponte autostradale sul torrente Malone (in provincia di Torino) in gran parte "spazzato" dall'alluvione del 1992.

Ogni nazione sfrutta le risorse di cui dispone, ma la loro gestione dipende dalla lungimiranza e dall'intelligenza dei politici e degli amministratori. L'Italia dispone di molta acqua. La precipitazione media annua europea è pari a ~ 650 mm. In Italia poche località registrano precipitazioni di $600 \div 700$ mm; la media italiana è decisamente superiore, con un valore annuo di quasi 1.000 mm, ma vi sono zone dove le piogge sono abbondanti quasi quanto nelle aree geografiche più piovose del pianeta. Nelle Alpi orientali si hanno valori vicini a 3.000 mm; sulle Alpi del Piemonte Nord - orientale si riscontrano precipitazioni medie annue vicine a 2.500 mm (1.500 mm la media delle Alpi italiane). Nonostante questa ricchezza e la buona distribuzione media delle piogge nell'anno (ad eccezione delle isole e della porzione meridionale della penisola), in Italia si può aver sete, patire le siccità, morire nelle alluvioni e far sparire dei fiumi.

SCHEDA 2.12 - Equilibrio acido - base nell'acqua

Abbiamo studiato la molecola d'acqua (**figg. 2.1 e 2.26**). In un litro d'acqua sono presenti $\sim 3,3 \cdot 10^{25}$ molecole, cioè oltre 30 milioni di miliardi di miliardi. Se quell'acqua è pura (distillata, senza sostanze in soluzione) ed alla temperatura di 25° , circa la decima di miliardesima ($1/10^{10}$) parte di essa si dissocia. Siccome il numero totale di molecole presenti in un litro d'acqua

è enorme, anche se la frazione è estremamente piccola, il risultato finale è ancora un numero grande (oltre 3 milioni di miliardi). La dissociazione della molecola d'acqua avviene con il "distacco" di un atomo di idrogeno che si allontana privo del suo elettrone. In pratica è un protone, cioè una particella con una carica positiva (e^+); esso è un catione (ione positivo), detto **ione idrogeno (H^+)**. L'elettrone rimane sulla porzione restante della molecola dissociata, composta dall'atomo di ossigeno e dall'altro atomo di idrogeno; questo elettrone in più conferisce una carica negativa (e^-) alla residua coppia di atomi che quindi assume le caratteristiche di un anione (ione negativo), detto **ione ossidrilico (OH^-)**. Riassumendo si dice che l'acqua è un *elettrolita debole* che si dissocia secondo l'equazione:



In un litro d'acqua pura quindi sono presenti 30 milioni di miliardi di ioni idrogeno ed altrettanti di ioni ossidrilici. Si tratta di un equilibrio modificabile con l'aggiunta di particolari sostanze solubili. L'acido muriatico (acido cloridrico) è un prodotto utilizzato anche fra le pareti domestiche. Introducendo alcuni grammi di quella sostanza (che anch'essa si dissocia liberando altri ioni idrogeno) in quel litro d'acqua il numero di ioni idrogeno può aumentare anche di alcune centinaia di volte, mentre quello di ioni ossidrilici diminuisce dello stesso ordine di grandezza. Un effetto opposto si otterrebbe con l'ammoniaca. Variando di 10, 100, 1.000,.... volte la quantità di ioni idrogeno nel litro d'acqua, comunque il loro numero rimane sempre una frazione piccolissima rispetto al volume totale. Eppure ciò influisce in modo determinante sulle caratteristiche dell'acqua.

Quando si parla di acqua, in natura, quasi mai si tratta del composto H_2O puro; quasi sempre si ha a che fare con soluzioni acquose, cioè acqua (solvente) con presenza di sostanze diverse (soluti) sciolte in essa. Persino l'acqua piovana contiene sostanze che le gocce raccolgono attraversando l'atmosfera; le sorgenti più pure contengono comunque sali minerali (per esempio le acque oligominerali). L'acqua del mare contiene mediamente circa 35 g di sali per ogni litro (**tab. 2.2**), mentre le acque dolci sono così denominate semplicemente perché contenenti una minore quantità più o meno degli stessi sali.

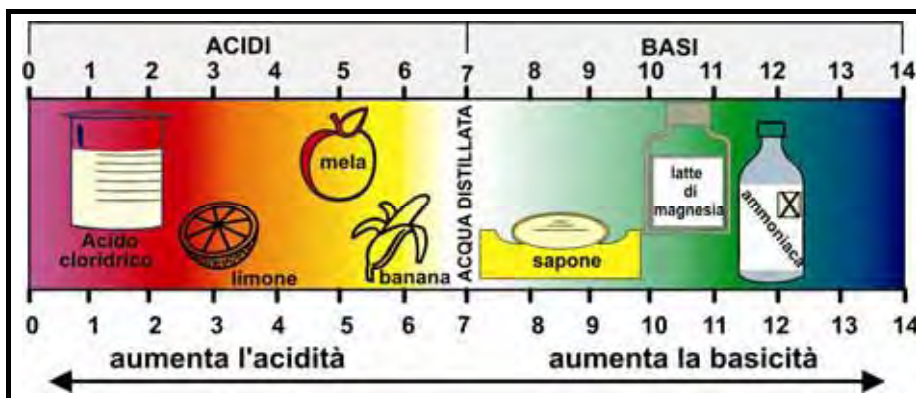


Fig. 2.46 - Rappresentazione della scala del pH, indice che esprime il livello di acidità (o di basicità) delle sostanze (generalmente soluzioni acquose).

La presenza di vari tipi di sostanze nell'acqua può determinare equilibri chimici diversi da quelli caratteristici dell'acqua "pura" ed in particolare per quanto riguarda la quantità (meglio sarebbe parlare di concentrazione) di ioni H^+ ed OH^- . Questi equilibri vengono descritti mediante un indice numerico (detto **pH**; "*pi-acca*"), il cui valore è espresso in base alla concentrazione $[H^+]$. Quando la soluzione acquosa presenta un equilibrio chimico paragonabile a quello dell'acqua pura, quando cioè la quantità di ioni idrogeno è pari a quella caratteristica dell'acqua distillata alla temperatura di 25° , vale $pH = 7$, valore che esprime condizioni di neutralità. Per valori inferiori a 7 la soluzione è acida; per valori superiori a 7 la soluzione è basica (**fig. 2.46**). L'acido muriatico che abbiamo prima citato è in realtà una soluzione di acqua con acido cloridrico molto acido (bassi valori del pH); sono soluzioni acide (seppure in misura minore) anche il succo di limone e l'aceto. Al contrario una soluzione con ammoniaca è basica. Le sostanze acide e basiche (che in soluzione abbassano o alzano il valore del pH) hanno comportamento chimico opposto, neutralizzandosi vicendevolmente. Per esempio aggiungendo acido cloridrico all'acqua il valore del pH può abbassarsi dal valore di neutralità (7) fino a valori anche inferiori a 4; aggiungendo successivamente ammoniaca si può far ritornare il pH al valore iniziale o addirittura superarlo fino a condizioni di basicità. Se l'acidità dello stomaco è eccessiva è possibile assumere del bicarbonato (una sostanza basica) al fine di correggere (aumentandolo) il valore del pH, fino ad una condizione vicina a quella della neutralità.

Le acque che circolano nel terreno (e che lo mantengono più o meno umido) sono ricche di sostanze disciolte; in pratica tali acque sono soluzioni complesse e quindi caratterizzate da un determinato pH. Quindi anche i terreni possono essere classificati come acidi, neutri o basici e come tali più o meno adatti ad ospitare forme vegetali diverse.

Il pH di una soluzione può essere determinato con diversi indicatori, fra i quali i più noti e diffusi sono le cartine di tornasole; esse sono sottili strisce di carta che, immerse in soluzione, assumono colorazioni diverse in funzione del pH. Oggi la tecnologia mette a disposizione precisi strumenti, detti *pi-accametri*, muniti di un elettrodo che, immerso in soluzione, permette la lettura dei valori del pH con precisione fino alla seconda cifra decimale.

Nei processi biologici è importante che il pH dei liquidi rimanga entro limiti ristretti. Il corretto funzionamento del sangue umano come mezzo di trasporto dell'ossigeno deve rimanere prossimo a 7,4 nonostante il metabolismo cellulare riversi nel sangue stesso numerosi cataboliti in grado di modificarne il pH. In ogni individuo vi è una differenza di appena 0,02 unità di pH tra sangue venoso e sangue arterioso nella grande circolazione; il sangue è in grado di "tamponare" gli apporti di sostanze diverse che tenderebbero a modificare il pH. Le soluzioni che contengono sostanze in grado di attenuare gli effetti sul pH determinati dalla presenza di altre sostanze con reazione acida o basica, vengono dette **soluzioni tampone**.

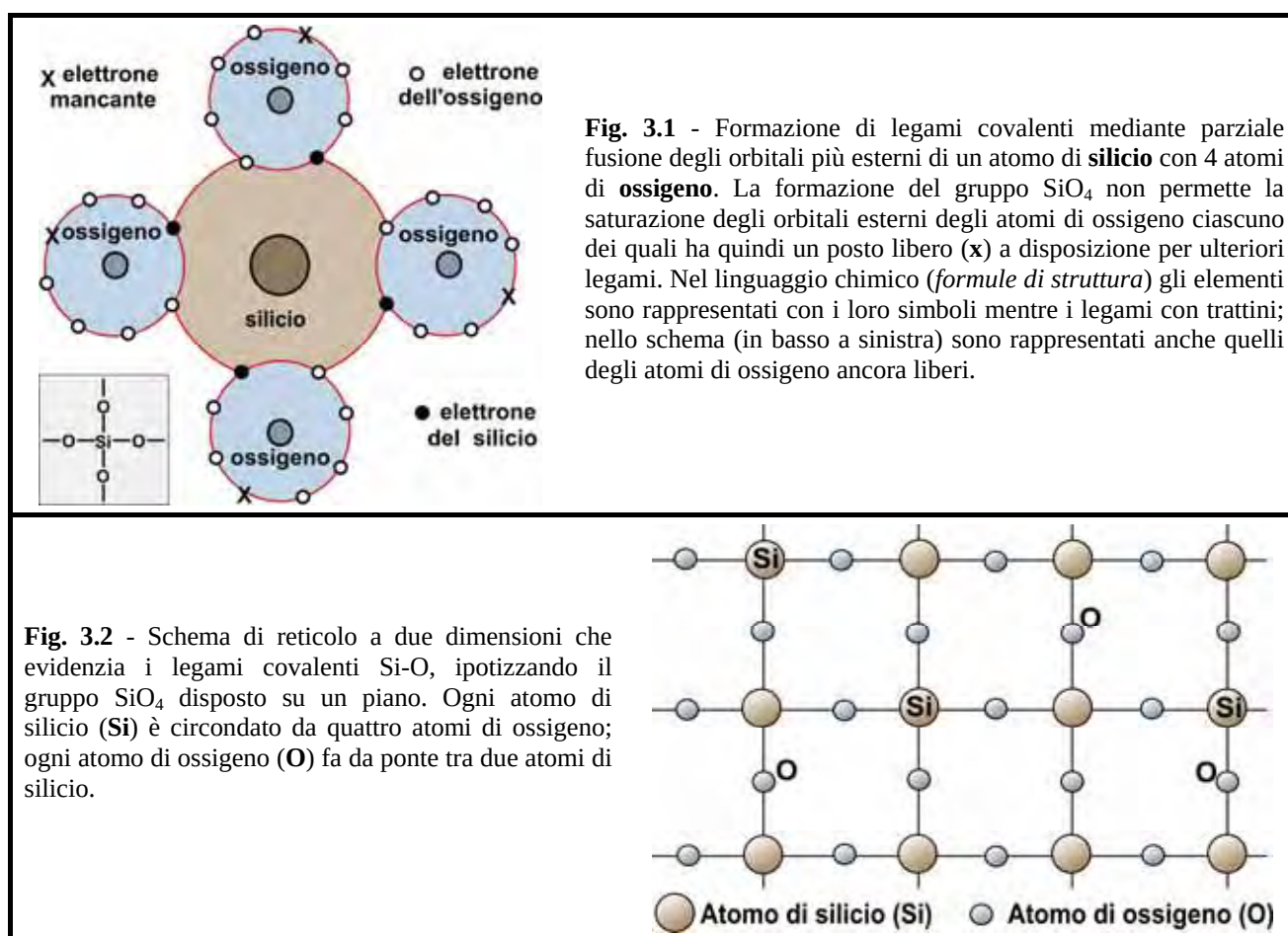
Nelle acque continentali la CO_2 è presente perché in esse si scioglie dall'atmosfera; vi giunge portata dalla pioggia e dal dilavamento del terreno, soprattutto quando ricco di sostanze organiche e di organismi; una parte importante di anidride carbonica deriva dai processi metabolici degli organismi acquatici. Una piccola quantità della CO_2 disciolta reagisce con l'acqua dando acido carbonico (H_2CO_3), favorendo così una diminuzione del pH. Nei suoli ricchi di sostanza organica ed in conseguenza dei processi metabolici degli organismi detritivi, l'acqua viene arricchita di CO_2 , e quindi si acidifica riuscendo così sciogliere più efficacemente il carbonato di calcio che costituisce le porzioni calcaree del sottosuolo, cioè della roccia madre su cui è appoggiato il suolo. In questo modo alle acque dei torrenti, dei fiumi e dei laghi giungono acque più ricche di carbonati e bicarbonati. Le acque continentali sono più ricche di anidride carbonica se i terreni circostanti sono di natura calcarea e se, come si verifica nei climi più umidi, sono coperti da una ricca vegetazione con suoli profondi e produttivi.

Se si aggiunge acido ad una soluzione, si determina una diminuzione del pH proporzionale alla quantità di acido introdotta. Anche in natura si verificano "aggiunte" di acido negli ambienti acquatici a causa di inquinamenti (per es. piogge acide). L'aggiunta di acido in un ecosistema acquatico produce variazioni del pH in parte attenuate. Infatti se l'acido tende ad abbassare il pH, ciò rappresenta una sorta di "tentativo" di spostare l'equilibrio verso una situazione di acidità. Ma ciò comporta la soluzione dei carbonati eventualmente presenti (generalmente poco solubili in acqua neutra) che esercitano un effetto opposto all'acido. È come se l'acido che viene aggiunto venisse consumato per trasformare i carbonati riuscendo così a modificare il pH di molto poco. Per questo motivo i carbonati nelle acque continentali esercitano un effetto tamponante, finché sono presenti; una volta consumati, se le immissioni di acido continuano, le acque si acidificano velocemente, e il pH può abbassarsi a valori inferiori all'intervallo 6,0 - 8,5 entro il quale possono svilupparsi le forme viventi. Inoltre l'acidificazione delle acque favorisce la soluzione di sostanze insolubili con valori di pH vicini alla neutralità; alcune di queste sono sali di metalli particolarmente nocivi per gli organismi.

3 - LA CHIMICA DEL SILICIO

3.1 - Il legame silicio - ossigeno

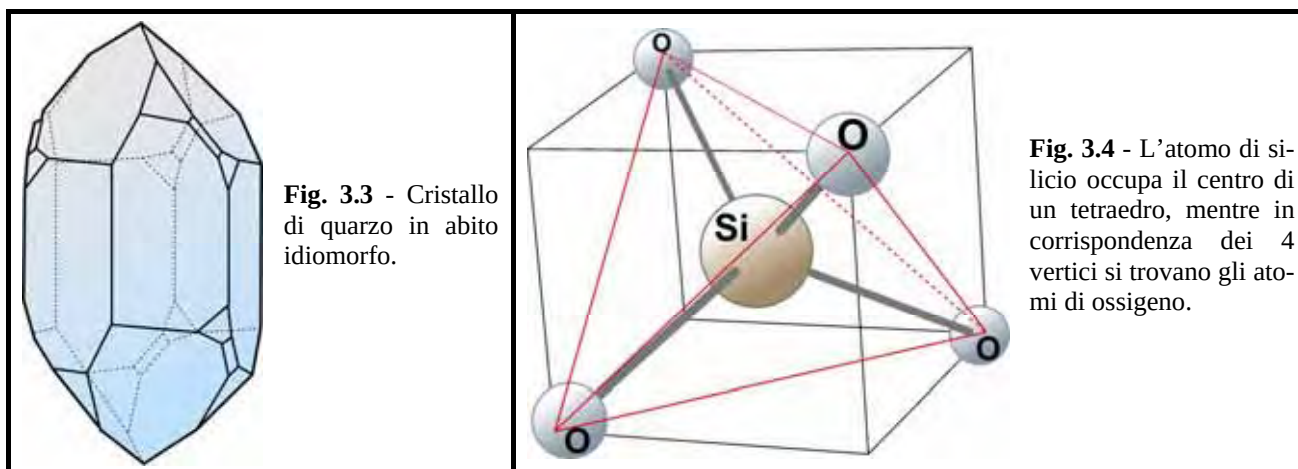
Il silicio e l'ossigeno costituiscono insieme il 74 % della massa e quasi il 95 % del volume della litosfera. Il silicio ha numero atomico 14; quindi nel nucleo sono presenti 14 protoni (ed altrettanti neutroni) e 14 elettroni esterni distribuiti su tre livelli energetici, dei quali il più interno è saturo con 2 elettroni e quello intermedio con 8; anche il guscio più esterno potrebbe essere saturato con 8 elettroni, ma in esso ve ne sono solo 4. Rimangono quindi 4 spazi disponibili. Di conseguenza il comportamento chimico dell'atomo di silicio è condizionato dalla tendenza ad assumere altri 4 elettroni per saturare il guscio esterno. L'atomo di ossigeno ha numero atomico 8; due elettroni saturano il guscio interno, mentre gli altri 6 occupano quello esterno, che può essere saturato con altri due. La **fig. 3.1** illustra i legami covalenti Si-O. I gusci elettronici esterni del silicio e di 4 atomi di ossigeno si fondono parzialmente. In questo modo il silicio avrà soddisfatta l'esigenza di possedere, in quel guscio, un ottetto elettronico completo. Gli atomi di ossigeno invece non raggiungono ancora il miglior equilibrio, dato che nel loro guscio esterno sono presenti 7 elettroni; ne manca ancora uno per la saturazione. L'unione di un atomo di silicio con quattro di ossigeno può essere rappresentata mediante l'espressione chimica "**SiO₄**".



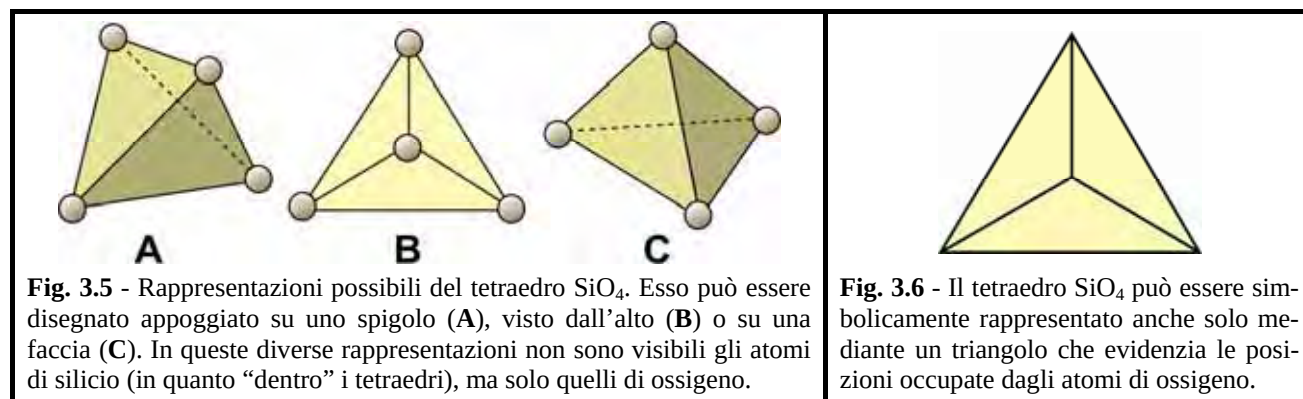
Ogni atomo di ossigeno del gruppo SiO₄, per acquisire il miglior equilibrio chimico, si lega ancora con un altro atomo per saturare il livello energetico più esterno. Il risultato è la formazione di legami covalenti con altri atomi di silicio come indicato approssimativamente in **fig. 3.2**. Ogni atomo di ossigeno fa da ponte fra due atomi di silicio; il silicio è sempre circondato da 4 ossigeni. Contando il numero di atomi dei due elementi in tale struttura, si constata che l'ossigeno è in numero doppio rispetto al silicio. Questo composto ha dunque formula **SiO₂** e viene detto biossido di silicio o **silice**. Un esempio è il **quarzo**, minerale che (allo stato idiomorfo) si presenta con forme simili a quella indicata in **fig. 3.3**, rispecchiando l'ordine e la simmetria con cui gli atomi si dispongono nello spazio a formare il reticolo cristallino.

In **fig. 3.2** la struttura è disposta su un piano, si sviluppa su due dimensioni, manca di "spessore". Inoltre il cristallo di quarzo ha una simmetria che ricorda quella dell'esagono, solido non compatibile con la **fig. 3.2**.

Negli schemi riportati in **fig. 3.1** l'angolo di legame Si-O è pari a 90° ; invece gli atomi di ossigeno tendono a sistemarsi in posizioni fra loro più distanti possibile. Per soddisfare questa condizione occorre che l'angolo di legame Si-O sia di poco superiore a 105° . In realtà l'atomo di silicio occupa il centro di un **tetraedro** i cui vertici sono occupati dai 4 ossigeni (**fig. 3.4**).



Nella **fig. 3.5** sono riportati diversi schemi utili per una migliore comprensione della simmetria del tetraedro. Se il gruppo SiO_4 non è disposto su un piano, ma costituisce una figura a tre dimensioni, l'unione di più tetraedri, che si dispongono nello spazio mettendo in comune i vertici, porta ad un reticolo cristallino ben diverso da quello rappresentato in **fig. 3.2** e caratterizzato dalla maggior complicazione che presuppone la terza dimensione. È importante sottolineare che la forma di tetraedro del gruppo SiO_4 è la caratteristica più importante della silice e di numerose altre sostanze composte da silicio e ossigeno. Nella maggior parte dei casi, data la complessità delle strutture cristalline, il tetraedro viene rappresentato come se fosse visto dall'alto (**B** in **fig. 3.5**), oppure come un semplice triangolo (**fig. 3.6**).



3.2 - I silicati

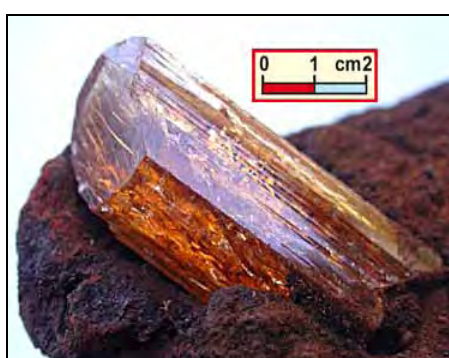
Il dominio minerale è formato da numerosi composti, con predominanza (92 %) di quelli costituiti da silicio e da ossigeno, spesso insieme ad altri elementi in diverse proporzioni; altre sostanze sono relativamente rare (**scheda 3.1**). Questi composti sono i **silicati**, che hanno, come carattere principale, una struttura cristallina che dipende dal modo con cui i tetraedri SiO_4 sono disposti nello spazio. Ciò porta ad una vasta serie di reticoli cristallini nei quali vi sono più o meno numerose posizioni occupate da atomi di altri elementi ed in particolare i metalli più abbondanti sulla Terra (ferro, alluminio, calcio, sodio,...).

La silice è un silicato particolare nella cui struttura cristallina non vi è praticamente spazio per elementi diversi dalla coppia silicio - ossigeno. All'opposto vi sono silicati in cui la presenza di elementi metallici è molto importante rispetto a quella dei gruppi SiO_4 . Si potrebbe allora proporre una classificazione dei silicati sulla base del rapporto **SiO_4 /metalli**, oppure sul modo con cui i tetraedri si uniscono fra loro o sulle caratteristiche fisiche dei minerali, compreso il loro aspetto esterno, quando sono allo stato idiomorfo. La classificazione dei silicati tiene conto di un insieme di criteri; quello più importante si basa sulla struttura del

reticolo cristallino; questo assume simmetrie molto diverse a seconda di come si dispongono nello spazio i gruppi SiO_4 . I silicati si possono suddividere in grandi famiglie:

- **nesosilicati (monosilicati);**
- **sorosilicati (disilicati);**
- **trisilicati, tetrasilicati, pentasilicati;**
- **ciclosilicati;**
- **inosilicati (polisilicati);**
- **fillosilicati;**
- **tettosilicati.**

NESOSILICATI. I gruppi SiO_4 sono isolati; gli ossigeni ai vertici dei tetraedri sono legati esclusivamente a metalli diversi dal silicio. Ogni tetraedro è collegato agli altri non direttamente, ma da atomi (prevalentemente ferro ed alluminio) che fanno da ponte fra i vertici dei tetraedri stessi. Sono esempi lo *zircone*, la *sillimanite*, il *topazio*, i *granati*, le *olivine*, ecc... Sono minerali nel cui reticolo cristallino vi è molto spazio per i metalli (**il più basso rapporto $\text{SiO}_4/\text{metalli}$**) per i quali, non essendovi atomi di ossigeno in comune fra i tetraedri, vale il rapporto numerico **$\text{Si}:\text{O} = 1:4$** .



Cristallo di topazio (nesosilicato)



Cristalli di granato (nesosilicato)



Cristalli di olivina (nesosilicato)

SOROSILICATI. I gruppi SiO_4 sono a coppie; un ossigeno costituisce un vertice comune a due tetraedri i quali formano quindi l'insieme Si_2O_7 (**fig. 3.7**) dove sei atomi di ossigeno si legano ad atomi metallici (alluminio, calcio, magnesio,...) che fanno da ponte con altre coppie di tetraedri. Sono esempi la *vesuviana* e i minerali del gruppo degli *epidoti*. Nel reticolo cristallino vi è meno spazio per i metalli, ma il **rapporto $\text{SiO}_4/\text{metalli}$ è ancora basso**; il fatto che vi sia almeno un atomo di ossigeno su un vertice comune di ogni coppia di tetraedri aumenta il rapporto **$\text{Si}:\text{O} = 1:3,5$** .

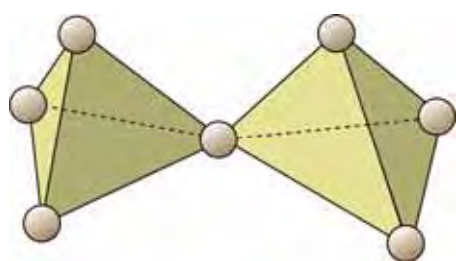


Fig. 3.7 - Coppia di tetraedri con un atomo di ossigeno in comune.

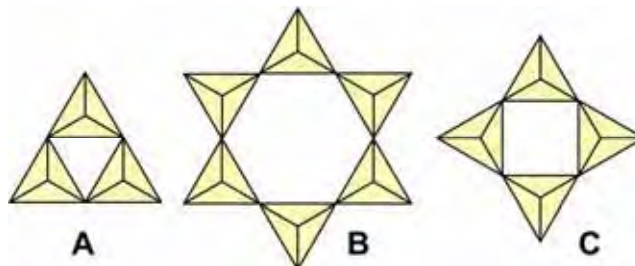


Fig. 3.8 - Anelli di 3 tetraedri Si_3O_9 (A), di 6 tetraedri Si_6O_{18} (B) e di 4 tetraedri Si_4O_{12} (C).

TRI - TETRA - PENTA - SILICATI. I gruppi SiO_4 sono uniti in insiemi di tre o quattro o cinque. Sono piccole catene di tetraedri; nel caso dei tetrasilicati, quattro tetraedri formano una breve successione in cui i vertici in comune sono tre (gruppi Si_4O_{13}). Costituiscono una famiglia rappresentata da pochi minerali.

CICLOSILICATI. Più di tre tetraedri (al massimo sei) sono uniti in spezzoni chiusi ad anello: due ossigeni di ciascun tetraedro formano sempre un ponte (**fig. 3.8**). Dei quattro ossigeni di ogni tetraedro due sono esclusivi mentre gli altri appartengono per metà a ciascuno dei due tetraedri adiacenti, tanto che vale il rapporto **$\text{Si}:\text{O} = 1:3$** , superiore a quelli dei precedenti silicati. Gli anelli costituiscono gruppi di tetraedri ciascuno con due ossigeni disponibili al legame con atomi metallici (Al, Ca, Mg, K,...) che fanno da ponte con gli anelli vicini; **aumenta il rapporto $\text{SiO}_4/\text{metalli}$** . Fanno parte dei ciclosilicati i minerali *berillo*, *tormalina*, *dioplasio*,...



Cristalli di vesuviana (sorosilicato)



Cristalli di berillo (ciclosilicato)



Cristalli di dioplasio (ciclosilicato)

INOSILICATI. Costituiti da catene lineari indefinite singole di gruppi SiO_4 (figg. 3.9 e 3.10) dove ciascun tetraedro ha due vertici in comune con quelli adiacenti ($\text{Si}:\text{O} = 1:3$); oppure le catene possono essere doppie (come due singole adiacenti; fig. 3.11) dove i vertici in comune sono in maggior numero ($\text{Si}:\text{O} = 2,75$). Le strutture cristalline degli inosilicati sono costituite da catene allineate nella stessa direzione e unite fra loro da atomi metallici (Ca, Mg, Na, Al,...) che fanno da ponte fra le estremità libere dei tetraedri di catene adiacenti; **aumenta il rapporto $\text{SiO}_4/\text{metalli}$** . Fra i più comuni minerali citiamo *pirosseni* ed *anfibioli* (es. orneblenda). In particolare merita citare anche l'amianto (scheda 3.2).

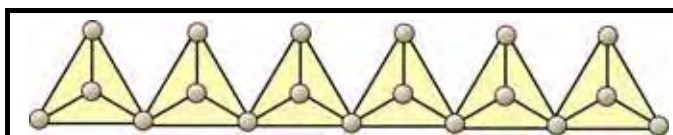


Fig. 3.9 - Semplice catena di tetraedri dove ogni tetraedro ha due vertici in comune con quelli adiacenti.

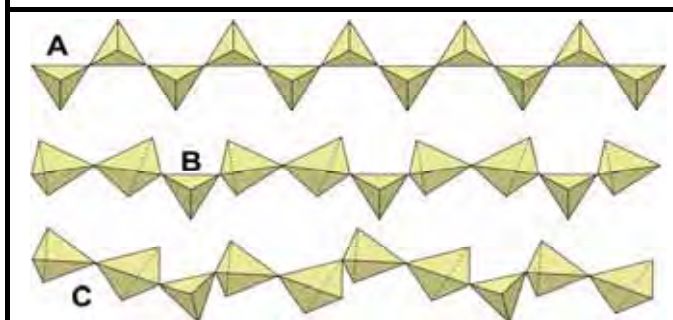


Fig. 3.10 - Esempi di catene semplici (inosilicati).

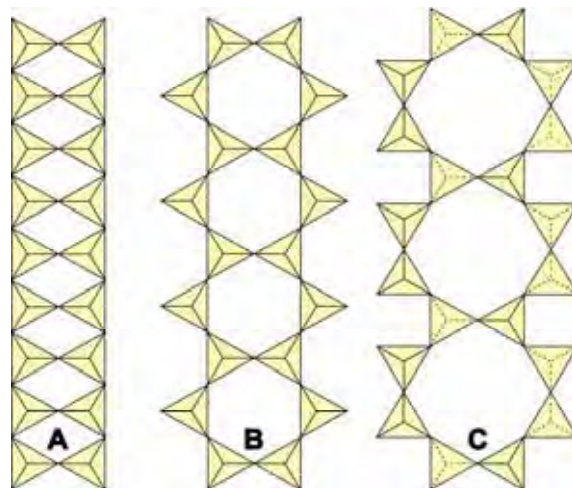
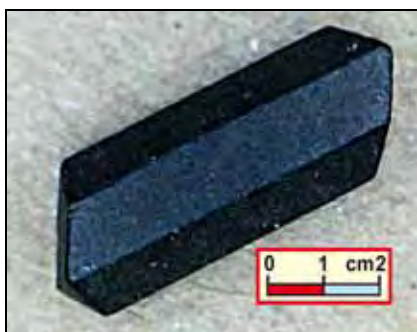


Fig. 3.11 - Catene doppie di tetraedri tipo *sillimanite* (A), *anfibo* (B) e *xonotlite* (C).

FILLOSILICATI. Tutti i tetraedri mettono in comune tre vertici complanari, formando strati indefiniti (figg. 3.12 e 3.13). Ogni gruppo SiO_4 possiede un solo ossigeno esclusivo e tre in comune con i gruppi adiacenti. Diminuisce il rapporto $\text{Si}:\text{O} = 1:2,5$. Ogni piano possiede tanti atomi di ossigeno liberi quanti sono i tetraedri che lo compongono; gli ossigeni liberi si legano con i metalli (prevalentemente Magnesio ed alluminio) che fanno da ponte con gli strati sovrastanti e sottostanti. Lo spazio per gli atomi metallici si riduce rispetto ai silicati precedenti e rimangono confinati fra gli strati stessi. È **alto il rapporto $\text{SiO}_4/\text{metalli}$** . I fillosilicati più diffusi sono il *talco*, i gruppi delle *miche* (es. biotite e muscovite), dei *serpentini*, delle *cloriti* e dei *minerali delle argille*.



Cristallo di pirosseno (inosilicato)



Cristalli di biotite (fillosilicato)



Cristalli di muscovite (fillosilicato)

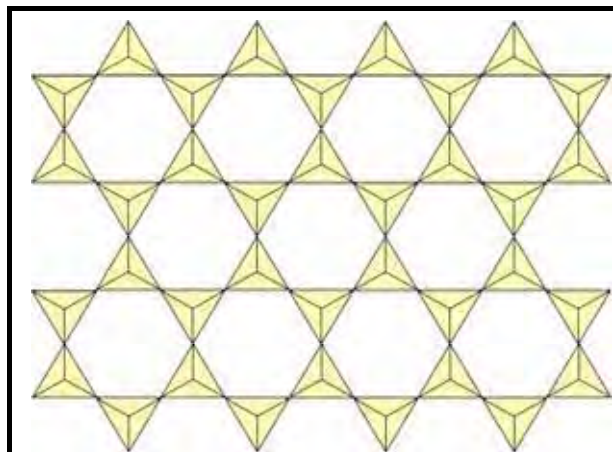


Fig. 3.12 - Strato di tetraedri a maglia esagonale.

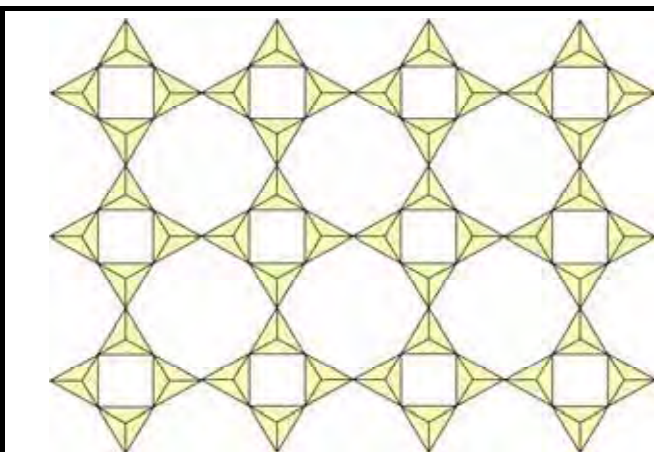


Fig. 3.13 - Strato di tetraedri a maglie quadrate ed esagonali.

TETTOSILICATI. Tutti i tetraedri hanno in comune i quattro vertici, dando origine ad una intelaiatura tridimensionale continua e indefinita. La formula per l'insieme è SiO_2 , con rapporto **Si:O = 1:2**, il più basso fra tutti i silicati. Non vi è teoricamente spazio per atomi metallici; tuttavia alcuni atomi di silicio possono essere sostituiti da atomi di alluminio, alterando la struttura cristallina e consentendo la disponibilità di spazi, seppure limitati, per altri metalli, quali soprattutto potassio e sodio, ma anche calcio, magnesio,...: il **rapporto $\text{SiO}_4/\text{metalli}$ è molto alto**. I minerali più frequenti sono il *quarzo* e i gruppi dei *feldspati* (es. ortoclasio che è un feldspato potassico ed il plagioclasio che può essere sodico o calcico), dei *feldspatoidi* (es. nefelina) e delle *zeoliti*.



Cristalli di quarzo (tettosilicati)



Cristalli di ortoclasio (tettosilicati)

3.3 - Dove si trovano i silicati

Il modo con il quale i tetraedri silicatici si dispongono nello spazio comporta molti tipi di strutture cristalline che, come visto, offrono spazi molto diversi ad atomi metallici. Questo aspetto è sintetizzato dal rapporto **$\text{SiO}_4/\text{metalli}$** , molto basso nei minerali come i nesosilicati o i sorosilicati e molto alto nei tettosilicati. Si dice che i primi sono “silicati poveri di silice” mentre i secondi sono caratterizzati da un “alto contenuto di silice”. Inoltre i tetraedri si legano fra loro mettendo in comune i vertici. Si va dai nesosilicati, dove ogni ossigeno è legato ad un solo atomo di silicio, ai tettosilicati, dove tutti gli ossigeni sono legati a due atomi di silicio. Pertanto il rapporto numerico **Si/O** va da un minimo di 1/4 nei primi ad un massimo di 1/2 nei secondi.

È molto importante mettere bene in evidenza il concetto secondo il quale *le caratteristiche fisiche di un minerale dipendono soprattutto da quelle del reticolo cristallino che lo compone* (**schede 3.3 e 3.4**). Di conseguenza i silicati, pur costituendo tutti un unico insieme di composti, presentano proprietà fisiche e chimiche molto diverse. Ciò non stupisce dato che abbiamo appena constatato come siano molto diverse le strutture cristalline delle famiglie di minerali che compongono i silicati stessi.

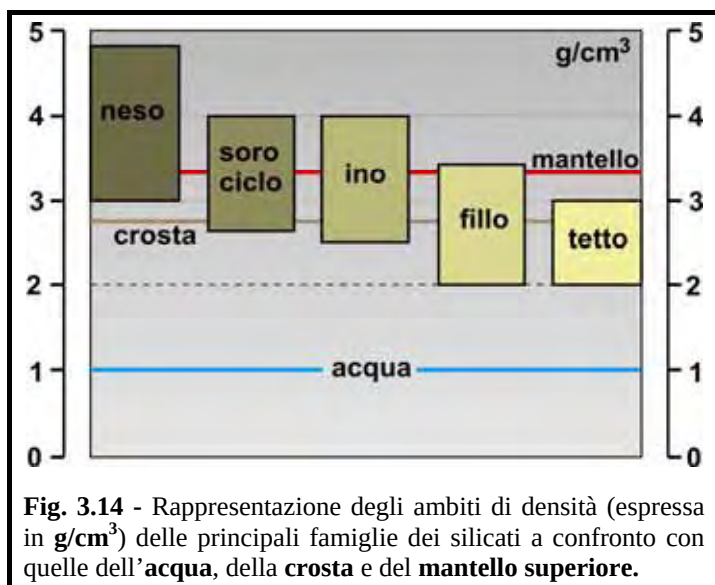


Fig. 3.14 - Rappresentazione degli ambiti di densità (espressa in g/cm^3) delle principali famiglie dei silicati a confronto con quelle dell'acqua, della crosta e del mantello superiore.

Una importante proprietà fisica è la **densità**, cioè il rapporto tra massa e volume di un determinato corpo ($\text{kg/dm}^3 = \text{g/cm}^3$). Ogni famiglia di silicati è costituita da numerosi minerali, ciascuno con caratteristici valori di densità. Tuttavia, per linee molto generali, è possibile (fig. 3.14) esprimere alcune considerazioni:

- la densità diminuisce all'aumentare dei rapporti $\text{SiO}_4/\text{metalli}$ ed Si/O ;
- i nesosilicati più "leggeri" hanno densità paragonabile a quella dei tettosilicati più pesanti.
- i tettosilicati ed i fillosilicati più "leggeri" hanno densità almeno doppia rispetto a quella dell'acqua (cinque volte superiore quella dei nesosilicati più "pesanti");
- i tettosilicati più "pesanti", la media dei fillo-silicati e i più leggeri fra gli altri silicati

(ad esclusione dei nesosilicati) hanno densità media simile a quella della crosta terrestre;

- nessun tettosilicato ha densità paragonabile a quella del mantello superiore o a quella dei fillosilicati più "pesanti" o, ancora, dei nesosilicati più "leggeri";
- *i silicati con minore densità* (come la maggior parte dei fillosilicati e dei tettosilicati, con elevato contenuto di silicio e di alluminio) *si trovano più frequentemente a costituire la parte superiore della crosta*; essi compongono materiali detti **rocce sialiche** (perché caratteristici del sial, cioè della litosfera); ciò non significa che tali minerali non siano presenti, anche se con minore frequenza, a maggiori profondità;
- *i silicati con maggiore densità* (come la maggior parte dei neso-soro-ciclo-silicati e parte degli inosilicati) *si trovano più frequentemente a costituire le porzioni più profonde della crosta e del mantello superiore*; essi compongono materiali detti **rocce femiche** (perché con minore contenuto di silicio e alluminio e con maggiore percentuale dei metalli più "pesanti", fra i quali il ferro); possono anche trovarsi, ma con minore frequenza, nella porzione superficiale della crosta;
- i minerali sono sostanze composte più o meno complesse, soggette alle leggi della chimica; quindi i silicati si distinguono anche in funzione del comportamento chimico; la presenza di atomi metallici condiziona il chimismo della sostanza conferendo ad essa la tendenza a comportarsi come "base"; pertanto i minerali conferiscono alle rocce che compongono caratteristiche tali da essere suddivise "acide" (sialiche) o "basiche" (femiche).

3.4 - Definizione di roccia

Conviene riproporre alcune definizioni fondamentali della chimica:

- **sostanza elementare**; porzione di materia costituita da un solo elemento; le sostanze elementari sono rarissime in natura; nel dominio minerale vengono dette **elementi nativi**; sono spesso metalli che possono formare piccoli minerali con dimensioni che raramente superano pochi millimetri, ma possono essere anche altri elementi come lo zolfo e il carbonio (grafite e diamante);
- **sostanza composta**; più frequenti in natura rispetto a quelle elementari, ma allo stato puro (o quasi) sono comunque rare; sono la combinazione di due o più elementi e descritte dalle formule chimiche; i minerali che abbiamo citato in questo capitolo sono esempi di sostanze composte piuttosto complesse, ma ve ne sono altre molto più semplici; in natura è possibile rinvenire composti allo stato puro in frammenti con dimensioni molto variabili da frazioni di millimetro fino a qualche centimetro; un classico esempio è rappresentato dai grossi cristalli di quarzo da collezione, cioè SiO_2 allo stato puro (o quasi) che può contenere piccolissime quantità di altri elementi (impurezze) spesso responsabili delle diverse tonalità di colore; anche le gemme sono esempi di sostanze composte allo stato più o meno puro; i granelli di sale da cucina sono piccoli minerali, cioè il composto cloruro di sodio (NaCl) in stato cristallino; l'acqua pura è una sostanza composta che, allo stato solido (cristallino), può essere considerata un minerale;
- **miscuglio**; insieme di sostanze, composte o elementari o di entrambe; se in Natura i materiali costituiti unicamente da un elemento o da un composto costituiscono l'eccezione, i miscugli rappresentano la norma; nel dominio minerale (inorganico) sono quindi rarissimi gli elementi nativi o i minerali isolati; quasi

sempre i materiali costituenti l'astenosfera sono insiemi di minerali e cioè dei miscugli o, in altri termini, **rocce**.

Una definizione di roccia è la seguente: **massa formata da aggregati di minerali che costituisce parte integrante della crosta o del mantello superiore**. I miscugli sono *miscele* di più individui chimici che possono essere *omogenee* o *eterogenee*. Le prime sono il risultato della mescolanza di due o più sostanze non più distinguibile dalle altre nella miscela ottenuta; un esempio è la soluzione acqua - sale da cucina che è quindi un *miscuglio omogeneo*. Quando le diverse sostanze sono distinguibili le une dalle altre, si parla di *miscuglio eterogeneo* (per esempio la miscela cemento - sabbia). La maggior parte delle rocce sono miscele eterogenee dato che sono aggregati di minerali diversi, ciascuno dei quali spesso distinguibile dagli altri. Un classico esempio è il granito, roccia costituita da un insieme di minerali silicatici (quarzo, feldspati e miche) che appaiono singolarmente separati e distinguibili per colore e per forma. Miscugli eterogenei come il granito vengono detti **rocce composte**. Anche miscugli omogenei possono dare origine a rocce composte, dove però le diverse sostanze (minerali) sono molto più difficilmente distinguibili o non affatto distinguibili. Le **rocce semplici** sono meno frequenti e sono costituite da un minerale (*essenziale*) che prevale nettamente sugli altri (*accessori*). I minerali accessori sono sparsi in quantità variabili da punto a punto, molto limitate e subordinate rispetto a quello principale. Un esempio è il calcare, una roccia composta prevalentemente dal minerale calcite. Le rocce possono essere classificate in base alla loro origine o alla composizione chimica e mineralogica (quando i cristalli che le compongono sono evidenti). Il chimismo di una roccia consente alcune considerazioni:

- le caratteristiche fisiche e chimiche delle rocce sono la risultante di quelle dei minerali che le compongono; se in una roccia prevale il minerale calcite, essa più di altre, è distruttibile per l'azione dell'acqua che scioglie i carbonati più facilmente rispetto ad altri minerali; una massa rocciosa dove prevalgono i tectosilicati, sarà meno "pesante" di un'altra dove sono più abbondanti i nesosilicati;
- le masse in cui sono assenti i carbonati e dove prevalgono fillosilicati e tectosilicati (e qualche inosilicato fra i più "leggeri") sono *rocce sialiche* o a *chimismo acido*, o *ricche di silice*; sono relativamente "leggere" (bassa densità) e pertanto si trovano prevalentemente nelle porzioni superficiali della crosta; anche le rocce carbonatiche sono "leggere" e superficiali, ma sono caratterizzate da un chimismo basico;
- le masse in cui prevalgono silicati a più basso rapporto " $\text{SiO}_4/\text{metalli}$ " (neso-soro-ciclosilicati e i più "pesanti" degli inosilicati) sono *rocce femiche* o a *chimismo basico* o *povere di silice*; sono relativamente pesanti (maggiore densità) e pertanto si trovano prevalentemente nelle porzioni profonde della crosta e nel mantello superiore.

SCHEDA 3.1 - Non solo silicati

I silicati sono composti dominanti della litosfera. Ma in piccole quantità sono presenti altre sostanze. Nella letteratura mineralogica esistono attualmente circa 2.000 tipi di minerali e altri se ne aggiungono alla media di una decina all'anno. Un numero così alto di specie rende inevitabile la necessità di una catalogazione sistematica. La classificazione cristallografica stabilisce che la specie minerale è definita come insieme di tutti gli individui minerali caratterizzati da un identico motivo strutturale e da una composizione chimica variabile entro limiti definiti, in genere ristretti, in equilibrio termodinamico in particolari condizioni effettivamente realizzate sulla Terra o nei corpi celesti accessibili all'uomo. La principale classificazione cristallografica è stata elaborata dal tedesco H. STRUNZ nel 1938 (aggiornata nel 1970 con la *Mineralogische Tabellen* - Lipsia) che propone nove classi che riportiamo con alcuni esempi tra i minerali più noti.

I - ELEMENTI. Si presentano spesso come elementi nativi (**scheda 1.4**). Abbiamo già avuto modo di citare il *diamante* e la *grafite* (**figg. 1.7 e 1.8**). Si possono anche ricordare il *rame* (sotto forma di cristalli cubici o ottaedrici di colore rossastro), l'*oro* (rarissimi cristalli in granuli o pagliuzze, spesso diffusi in una matrice di quarzo), lo *zolfo* (in cristalli piramidali o come impregnazioni e/o incrostazioni da giallo a nero),....

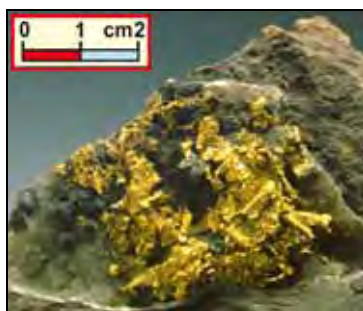
II - SOLFURI. Sono composti dello zolfo, fra i quali merita citare la *calcopirite* (CuFeS_2) da cui si estrae il rame, la *galena* (PbS) il principale minerale per l'estrazione del piombo, la *pirite* (FeS_2) utile per la produzione industriale dell'acido solforico,....

III - ALOGENIDI. Il più noto è il comune sale da cucina (salgemma, NaCl ; di cui si è ampiamente discusso nel precedente capitolo). Altri esempi sono la *fluorite* (CaF_2) utile per la produzione dell'acido fluoridrico e per l'industria ottica, la *silvite* (KCl) importante per la produzione di fertilizzanti,....

IV - OSSIDI E IDROSSIDI. Gruppo costituito da numerosi minerali fra i quali la *cuprite* (Cu_2O) minerale industriale del rame e talvolta tagliata come gemma, la *magnetite* e l'*ematite* (Fe_3O_4) importante per l'estrazione del ferro, il *corindone* (Al_2O_3) gemma di pregio, l'*opale* ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) una delle pietre preziose di maggior valore, la *bauxite* ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) utilizzato per l'estrazione metallurgica dell'alluminio, la *limonite* ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$),.... Anche il quarzo (SiO_2) è considerato un ossido, seppure meglio inseribile nella famiglia dei tectosilicati.



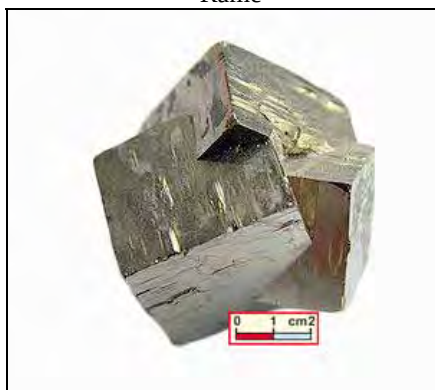
Rame



Oro



Zolfo



Pirite



Salgemma



Fluorite

V - NITRATI, CARBONATI, BORATI. Dopo il gruppo dei silicati è il più numeroso. Fra essi citiamo la *magnesite* (MgCO_3) fondamentale per l'estrazione del magnesio, la *siderite* (FeCO_3) utile per l'estrazione del ferro, la *calcite* e l'*aragonite* (CaCO_3) il comune carbonato di calcio, la *dolomite* (CaMgC_2O_6) caratteristica delle rocce delle Alpi Dolomitiche, la *malachite*,.... a cui si possono ancora aggiungere altri esempi di borati come la *borace* e la *colemanite*.

VI - SOLFATI. Fra i più noti citiamo l'*anidrite* (produzione di acido solforico, nell'industria cartaria e come pietra ornamentale per l'architettura di interni ed il *gesso* (materiale che si forma in ambienti evaporitici). Di questo gruppo fanno parte altri minerali più rari come cromati, molibdati e wolframati.

VII - FOSFATI, ARSENIATI, VANADATI. Sono minerali spesso considerati come gemme e/o per collezioni, fra le quali ricordiamo l'*apatite* ed il *turchese* (fosfati), la *mimetite* (arseniato), la *tirolite* (arseniato),....

VIII - SILICATI. È il gruppo più importante, suddiviso in diverse famiglie, come ampiamente illustrato in questo capitolo.

IX - SOSTANZE ORGANICHE. Nel campo mineralogico sono poco importanti, fra i quali si possono ricordare la *whewellite* e l'*ambra*.



Magnetite



Calcite



Malachite



Borace



Gesso



Mimetite

SCHEDA 3.2 - L'amianto

L'amianto (o asbesto) è un pirosseno relativamente comune in Natura. È un insieme di minerali a forma di microfibre. Grazie soprattutto alle sue capacità di isolante termico, fu utilizzato in passato (in particolar modo negli anni '80) come materiale per indumenti ed oggetti ignifughi, misto a cemento per l'isolamento degli edifici (il famoso **Eternit**), navi, treni e auto.



Fibre di amianto al microscopio.

Le fibre di asbesto sono molto più sottili di un capello. La loro lunghezza può arrivare a 50 μm (0,05 mm) con un diametro di 0,5 μm (0,0005 mm). Fibre di tali dimensioni possono giungere sino agli alveoli polmonari. Il materiale depositato nelle vie respiratorie può indurre un'inflammatione cronica detta **asbestosi**. Il sistema immunitario riconosce il corpo estraneo (la fibra) ed inizia ad attaccarla, ma senza successo. Questo comporta la cronicizzazione del processo, ovvero l'instaurarsi di un equilibrio di fenomeni di distruzione (dovuta dallo stesso sistema immunitario, stimolato dall'agente estraneo) e riparazione tissutale. Tale processo causa la perdita del tessuto nativo polmonare elastico, che viene sostituito da un ben più rigido tessuto fibroso, con conseguente perdita di capacità respiratoria e nascita di sindromi respiratorie.

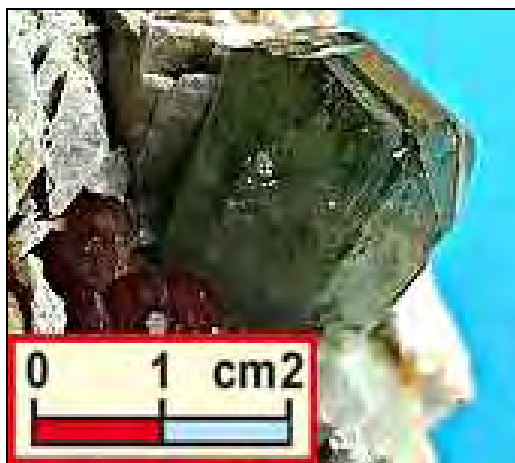
Altra patologia, ben più grave e spesso conseguente alla prima, è il **mesotelioma**. Si tratta di una forma di tumore molto aggressiva che arriva a coinvolgere anche le pleure che rivestono i polmoni. La causa è da attribuirsi alla capacità delle fibre di asbesto di comportarsi come potenti attivatori di recettori della crescita cellulare.

Dal 1992 in Italia è stato vietato l'uso di amianto (così come in molti paesi). Attualmente si opera per eliminare o mettere in sicurezza il materiale ancora presente. Ma ancora oggi il pericolo di trovarsi un tetto in eternit sulla testa è ben presente. È bene quindi controllare ed accertarsi dell'assenza o messa in sicurezza degli ambienti in cui viviamo.

SCHEDA 3.3 - Esempi di diagrammi di stato

I passaggi di stato solido-liquido-gas dipendono non solo dalla temperatura, ma anche dalla pressione; in linea di massima all'aumentare di questa aumenta la temperatura per il passaggio da uno stato ad un altro più disordinato. Ciò spiega il motivo per cui in alta montagna, dove la pressione dell'aria è inferiore, l'acqua entra in ebollizione ad una temperatura più bassa rispetto a quanto accade in pianura. Inoltre un corpo, costituito da una data sostanza, e quindi con una data massa, occupa meno volume allo stato solido che allo stato liquido; la densità del primo è maggiore del secondo: un pezzo di ferro solido affonda nel ferro fuso. A questa regola fa eccezione l'acqua, dato che su di essa il ghiaccio galleggia invece di affondare come succede per le altre sostanze.

Tali aspetti sono ben spiegati dai diagrammi di stato. Sono rappresentati sulla base di valori determinati sperimentalmente in laboratorio per quasi tutte le sostanze, ivi comprese quelle che compongono il dominio minerale. Riportiamo tre esempi fra i più semplici, con l'obiettivo di ribadire l'importanza delle condizioni ambientali (soprattutto pressione e temperatura) nel determinare le diverse fasi di una sostanza.



Cristallo di diopside

DIAGRAMMA P/T DEL DIOPSIDE. Il diopside è un pirosseno (inosilicato) con formula chimica $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$. È un minerale che, allo stato idiomorfo, si presenta con cristalli prismatici a sezione quasi quadrata o ottagonale, spesso di colore verde chiaro, azzurro, biancastro, giallastro o brucicco (densità $3,2 \div 3,3 \text{ kg/dm}^3$). Il diagramma di stato della diopside è rappresentato in **fig. 3.15**. Si può notare che non viene rappresentato il campo della fase gassosa. La ragione è l'impossibilità, in laboratorio, di sperimentare temperature così elevate da riuscire a provocare il passaggio liquido - gas. La temperatura di fusione di questo silicato a pressione standard (1 atmosfera) è pari $1.391,5^\circ\text{C}$. All'aumentare della pressione aumenta la temperatura di fusione, tanto che la curva di equilibrio solido - liquido ha una inclinazione inferiore a 90° gradi.

DIAGRAMMA P/T DEL SILICATO DI ALLUMINIO. Il silicato di alluminio ha formula chimica Al_2SiO_5 . È un nesosilicato che, a seconda della disposizione che assumono nello spazio i tetraedri e gli atomi metallici nel reticolo cristallino, può presentarsi in tre

forme distinte: *cianite* (cristalli tabulari allungati con densità $3,7 \text{ kg/dm}^3$), *andalusite* (cristalli prismatici tozzi a sezione quadrata; $3,1 \text{ kg/dm}^3$) e *sillimanite* (cristalli aciculari, senza terminazioni distinte; $3,2 \text{ kg/dm}^3$). Sono tre minerali distinti, pur se costituiti dallo stesso composto. È un caso di polimorfismo simile a quello diamante/grafite (fisicamente molto

diversi tra loro seppure entrambi costituiti unicamente carbonio). Lo stesso insieme di atomi di silicio, ossigeno ed alluminio si organizza nello spazio a costituire tre diversi reticoli cristallini; sono nesosilicati con uguale composizione chimica, ma con caratteristiche fisiche diverse.

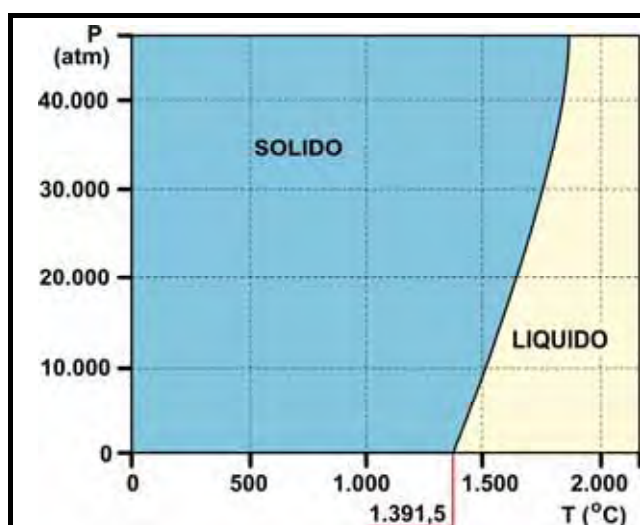


Fig. 3.15 - Diagramma di stato pressione/temperatura del diopside.

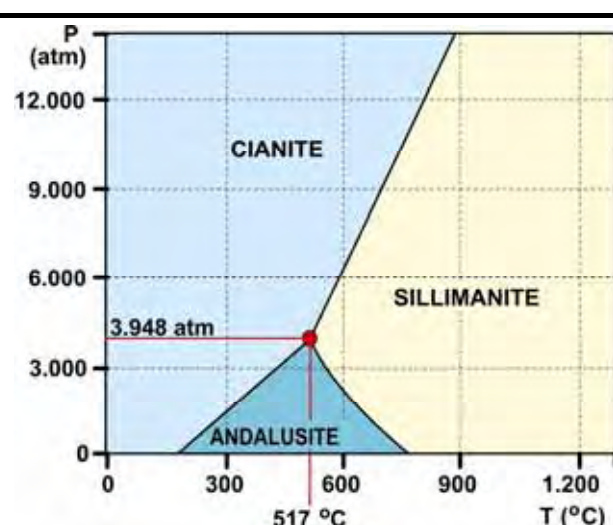


Fig. 3.16 - Diagramma di stato pressione/temperatura del silicato di alluminio (Al_2SiO_5).

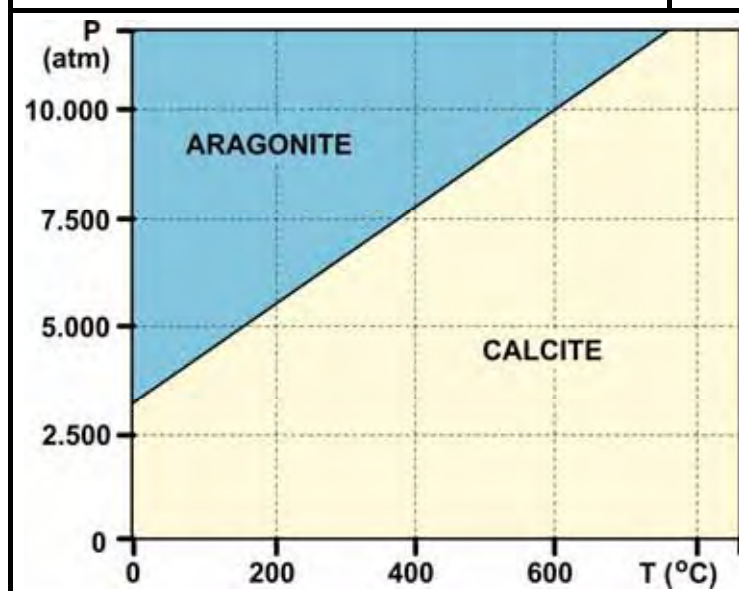


Fig. 3.17 - Diagramma di stato pressione/temperatura del carbonato di calcio (CaCO_3).

La **fig. 3.16** illustra il diagramma di stato del silicato di alluminio. Non sono rappresentate le fasi liquido (la fusione della sillimanite è un processo complicato che avviene, a partire da temperature superiori a 1.500 °C, in momenti diversi e con prodotti intermedi) e gassoso (il passaggio allo stato di gas richiederebbe temperature troppo elevate, non riscontrabili in natura e non riproducibili in laboratorio).

Le linee che rappresentano le curve di equilibrio delimitano le condizioni di temperatura e di pressione entro le quali possono esistere le diverse fasi cianite, andalusite e sillimanite. Per esempio a 2.000 atm di pressione, l'andalusite può esistere con temperature comprese tra 350 e 650 °C. A 400 °C la cianite può esistere a pressioni superiori a 2.500 atm.

Se la pressione è di poco inferiore a 1.000 volte la pressione dell'aria il silicato di alluminio allo stato fuso, con il diminuire della temperatura, solidifica nella forma sillimanite, ma se la temperatura scende sotto i 700 °C, gli atomi, pur rimanendo nello stato solido, cambiano leggermente di posizione per formare un nuovo reticolo, quello della fase andalusite. A temperature inferiori a 300 °C si ha un ulteriore cambiamento e il reticolo cristallino si riorganizza fino a diventare quello corrispondente alla cianite. Una migliore interpretazione del diagramma può essere data con un altro esempio; supponiamo una temperatura costante di 600 °C e immaginiamo un aumento graduale della pressione (**fig. 3.16**). Fino a circa 2.170 atm permane la fase andalusite; successivamente si ha un adeguamento alle nuove condizioni di pressione con il passaggio alla fase sillimanite.

Il cambiamento di fase sillimanite - cianite si ha per pressioni superiori a 5.000 atm, come conseguenza di una ulteriore riorganizzazione del reticolo cristallino in una disposizione più compatta quale risposta a pressioni molto elevate che costringono gli atomi in posizioni più ravvicinate (infatti la densità della cianite è più elevata rispetto a quelle delle altre fasi). In condizioni normali (pressione pari a 1 atm e temperatura molto inferiore a 100 °C) la fase stabile è quella della cianite (situazione rappresentata da un ipotetico punto vicino all'origine degli assi della **fig. 3.16**). Nelle stesse condizioni

P/T gli altri due minerali dovrebbero trovarsi in condizioni instabili dato che i loro campi nel diagramma di stato sono definiti da valori di pressione e di temperatura decisamente superiori. In condizioni normali minerali come sillimanite e andalusite sono destinati, in tempi molto lunghi, a trasformarsi in cianite.

IL CASO CALCITE - ARAGONITE. Il carbonato di calcio è una sostanza composta che ha formula CaCO_3 . Gli atomi che lo costituiscono sono distribuiti in un reticolo cristallino dove l'ossigeno si dispone in un impacchettamento compatto di sfere, mentre gli spazi sono occupati da atomi di carbonio e di calcio. Questa struttura cristallina può assumere due forme leggermente diverse originando due fasi solide della stessa sostanza. Si tratta di un altro caso di poli-morfismo; i due minerali sono la *calcite* (che ha densità $2,7 \text{ kg/dm}^3$) e l'*aragonite* (con densità di quasi 3 kg/dm^3). L'*aragonite*, in ragione della sua maggiore densità dovrebbe essere caratterizzata da un reticolo cristallino più compatto, con gli atomi fra loro leggermente più ravvicinati; questo minerale quindi dovrebbe trovarsi in condizioni stabili a maggiori pressioni rispetto alla calcite. Inoltre al crescere della temperatura, in conseguenza dell'aumento dell'energia cinetica degli atomi che tendono così ad allontanarsi reciprocamente, dovrebbe essere favorita la fase calcite sull'*aragonite*. Queste supposizioni sono confermate dal diagramma di stato rappresentato in **fig. 3.17**, dove la curva di equilibrio calcite/aragonite assume un andamento concorde con una correlazione positiva fra temperatura e pressione. Pertanto, in condizioni normali, la fase stabile è quella della calcite; ciò significa che in una soluzione acquosa di carbonato di calcio in cui il soluto sia in concentrazione superiore a quella massima di saturazione, si formerà un precipitato cristallizzato nella fase stabile del CaCO_3 in quelle condizioni: la calcite.



Cristallo di cianite

SCHEDE 3.4 - Proprietà fisiche dei minerali

La forma esterna e la simmetria dei cristalli dipendono dai legami e dalle posizioni degli atomi nei reticoli cristallini che determinano inoltre anche importanti proprietà fisiche dei minerali.

DUREZZA. Si può facilmente scalfire un cristallo di calcite (CaCO_3) con un chiodo, ma non un cristallo di quarzo che è quindi più "duro". La *durezza di scalfittura* è la resistenza opposta dal cristallo al tentativo di deformare la sua superficie o la resistenza che esso oppone ad un'azione esterna. Federico MOHS (1773 - 1839) propose una scala di durezza di 10 gradi dove il minerale rappresenta un grado che scalfisce quello che precede ed è scalfito dal successivo:

1. **talco** (fillosilicato)
2. **gesso** (un solfato di formula $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)
3. **calcite** (CaCO_3)
4. **fluorite** (CaF_2)
5. **apatite** (minerale di formula complessa con Ca, O, F, H e P)
6. **feldspato** (tettosilicato)
7. **quarzo** (tettosilicato)
8. **topazio** (nesosilicato)
9. **corindone** (Al_2O_3)
10. **diamante** (il minerale più duro)

I minerali di durezza 1 si possono rigare con l'unghia e sono untuosi al tatto. Un filo di rame riga quelli con durezza fino a 3 e un chiodo quelli fino a 5. Con una lima si può graffiare anche il quarzo; con lo stesso attrezzo non si possono rigare i minerali compresi fra 8 e 10, ma strappare loro delle scintille.

SFALDATURA. È la possibilità dei minerali di esseri divisi secondo piani caratteristici corrispondenti a direzioni di minima coesione. Un colpo di martello o la pressione della lama di un coltello permettono, in certi casi, di separare lamine da alcuni cristalli. Alcuni minerali possono sfaldarsi secondo direzioni diverse; il salgemma (NaCl) e la galena (PbS) parallelamente alle facce dei cubi (le figure solide alle quali si richiamano le forme dei cristalli), la fluorite secondo le facce di un ottaedro, la calcite secondo quelle di un romboedro. Ma il caso più rappresentativo è dato dalle miche; questi fillosilicati sono caratterizzati da una struttura cristallina costituita da piani di tetraedri SiO_4 a strati paralleli alternati a strati di atomi metallici che fanno da ponte fra i primi. Essi si presentano con una serie di "lamelle" sovrapposte, più o meno facilmente separabili singolarmente o a "fasci", dato che le forze di legame, dovute agli atomi metallici fra gli strati stessi, sono più deboli di quelle che legano fra loro i tetraedri con la compartecipazione dei loro vertici. Le miche quindi si sfaldano facilmente lungo quei piani, mentre lungo altre direzioni la sfaldatura è imperfetta o addirittura impossibile.

FRATTURA ED ALTRE PROPRIETÀ MECCANICHE. Numerosi minerali, come il quarzo o l'opale non si sfaldano, ma si spezzano irregolarmente. A seconda dell'aspetto delle superfici di frattura si distinguono fratture piane, disuguali, concoidi, ruvide,.... I metalli e i minerali tenaci, per esempio, hanno una frattura ruvida. Questa proprietà fisica può essere utilizzata come criterio di determinazione dei cristalli. Molti minerali (pirite, quarzo, opale) si scheggiano sotto il martello scricchiolando; essi vengono detti **fragili**. I cristalli **teneri** invece vanno in polvere senza produrre schegge. È possibile laminare i minerali **malleabili** (per esempio i metalli allo stato elementare). Una sottile lamina di mica può essere facilmente piegata con le dita; subito dopo essa riprende la forma iniziale grazie alla sua **elasticità**. Altri come il gesso e l'antimonite si possono piegare restando deformati definitivamente grazie alla loro **flessibilità**.

COLORE ED ALTRE PROPRIETÀ OTTICHE. Il **colore** è una delle proprietà più appariscenti dei minerali, ma anche una delle più aleatorie, in quanto dipende da numerosi fattori, quali per esempio il contenuto di impurità. Non dovrebbe quindi essere utilizzato per l'identificazione, se non come elemento aggiuntivo. La **lucentezza** è un criterio più utile; essa può essere **metallica** (minerali opachi ma con forte potere riflettente) e **non metallica** (o **submetallica** se risulta difficile la scelta fra le due precedenti categorie). Nel caso di minerali a lucentezza non metallica, si possono distinguere categorie diverse: **lucentezza adamantina** (come il diamante), **lucentezza vitrea** (o ialina), **lucentezza grassa**, **lucentezza opaca** (con debolissimo potere riflettente). La **trasparenza** di un minerale è una qualità che varia gradualmente; un minerale attraverso il quale si può facilmente leggere si dice trasparente (come molti cristalli incolori tipo salgemma e topazio).

Oltre a quelle citate vi sono diverse altre proprietà fisiche che meriterebbero di essere approfondite come l'**indice di rifrazione** (il più importante per la identificazione dei minerali), la **luminescenza** (capacità di emettere, in particolari condizioni, onde luminose), la **conducibilità termica**, il **magnetismo**, ecc... Si tratta comunque di argomenti molto specifici per i quali si rimanda ai testi di mineralogia.

SCHEDA 3.4 - Le risorse minerarie

Il regno minerale è un rifornitore (apparentemente) inesauribile di materie prime necessarie alle attività industriali. Molte sostanze, che si trovano sotto forma di minerali nelle rocce, vengono utilizzate come materie prime per la produzione e la lavorazione di materiali diversi. Forniamo un breve panorama di quelle principali.

I **carboni fossili** comprendono l'*antracite* e la *litantrace* di cui i maggiori giacimenti si trovano in Russia, negli Stati Uniti d'America, in Cina, in Gran Bretagna e nell'Europa centrale ed orientale. La *lignite* è abbondante in Europa centrale ed orientale. Sono combustibili il cui fabbisogno era diminuito negli ultimi decenni, grazie alla diffusione di fonti energetiche diverse; invece recentemente è aumentato lo sfruttamento di tale risorsa, sia per la crescita della domanda energetica, sia per la diminuzione della disponibilità di petrolio. La *torba* (presente in Europa settentrionale e, in minor misura, in Italia) ha scarso valore come combustibile ed è frequentemente utilizzata come materiale correttivo per la preparazione di terreni agricoli. Il **petrolio** è il più importante combustibile fossile. I principali produttori sono i Paesi arabi, Gli Stati Uniti d'America e la Russia. Dopo la crisi degli anni '70, quando si ipotizzava erroneamente un esaurimento in tempi brevi di tale risorsa, i consumi di petrolio sono ulteriormente cresciuti. In tempi molto più recenti invece si è compreso che, non solo il petrolio, ma più o meno tutti i combustibili fossili costituiscono una risorsa energetica eccessivamente sfruttata e destinata a ridursi in modo significativo.

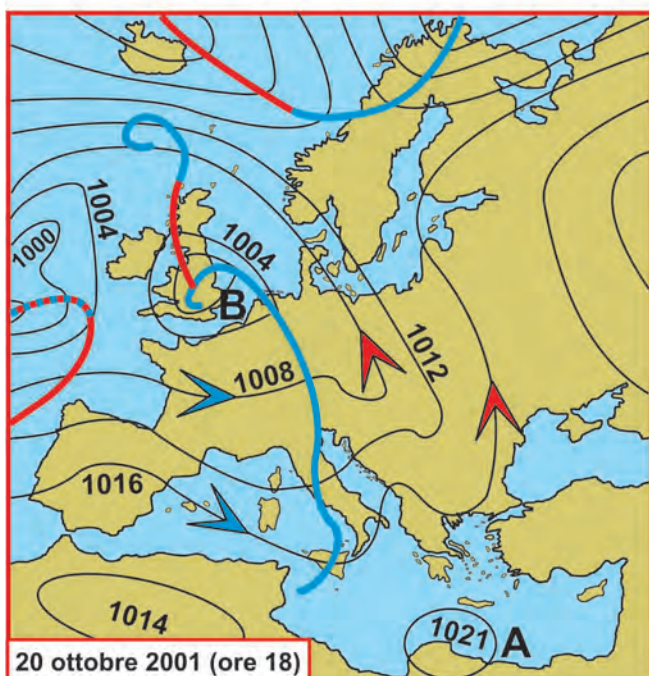
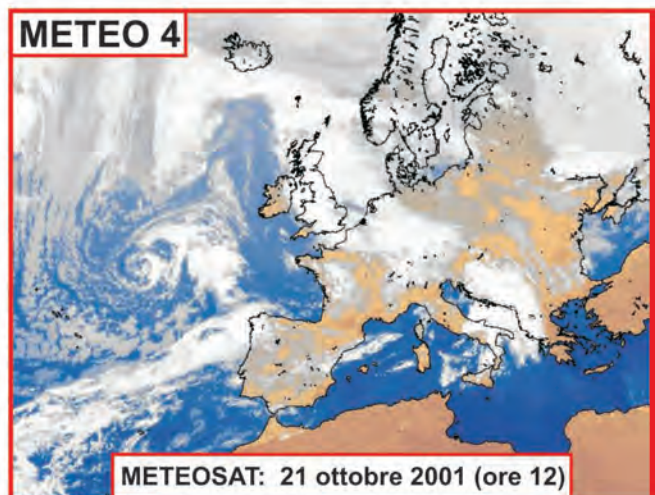
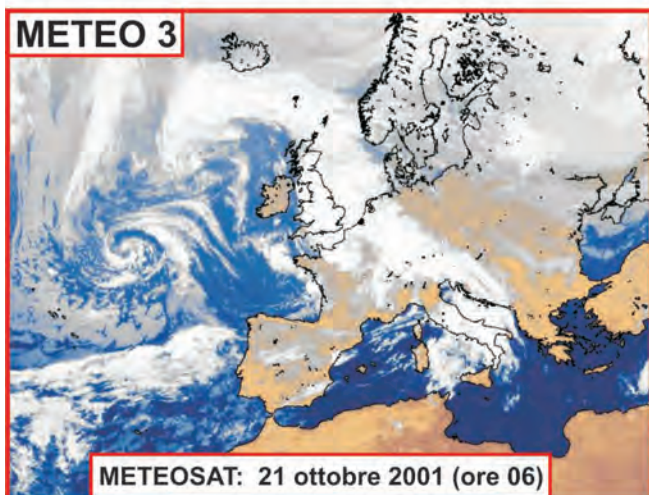
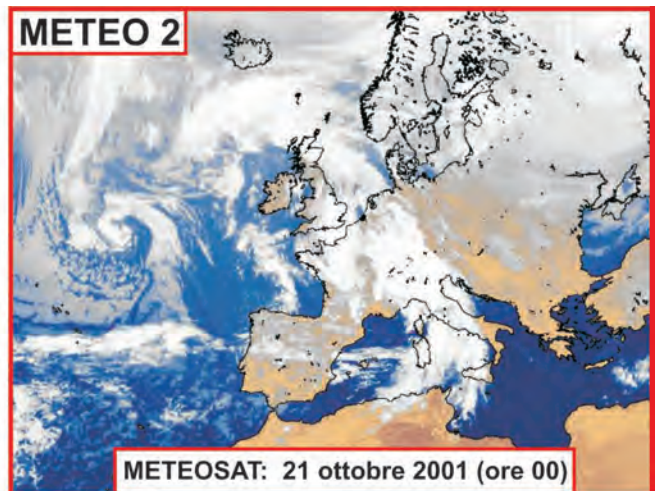
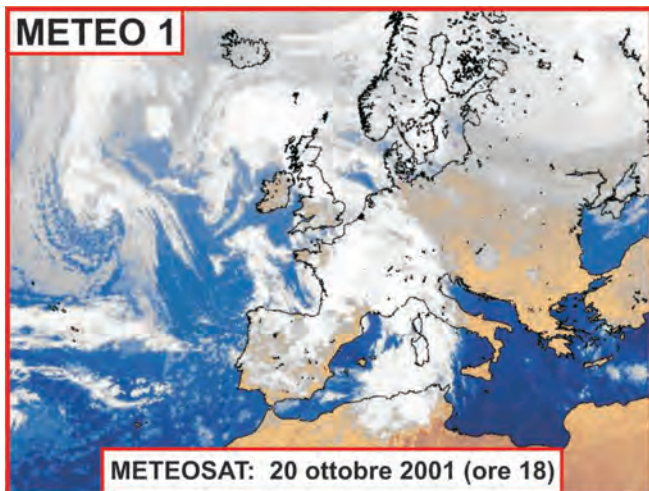
I principali giacimenti sfruttabili per l'estrazione del **ferro** (per centinaia di milioni di tonnellate l'anno) sono gli Stati Uniti d'America, la Russia, la Cina, la Francia,... ed anche l'Italia (circa 10 milioni di tonnellate). Negli stessi Paesi si trovano pure i più importanti giacimenti per l'estrazione del **rame** (milioni di tonnellate l'anno). La produzione mondiale di **stagno** è di quasi 200.000 tonnellate (Malaysia, Bolivia, Cina, Indonesia, Nigeria,...).

Gli altri metalli vengono estratti in minori quantità, sia perché meno abbondanti nella litosfera, sia per i minori fabbisogni in termini quantitativi, anche se talora indispensabili per determinate attività industriali. Fra essi citiamo lo **zinco**, con una produzione di pochi milioni di tonnellate (USA, Canada, Russia, Australia, Perù, Messico, Giappone,...), l'**alluminio**, con una produzione quantitativamente simile al precedente metallo (di cui la metà negli USA) e la **zolfo**, relativamente abbondante anche in Italia, primo Paese produttore nel Mondo fino alla fine degli anni '60 con 200.000 tonnellate all'anno (oggi diminuito fino a poche decine di migliaia).

I metalli di più elevato valore economico sono il **mercurio** (Italia, Spagna, USA, Messico, Giappone,...), l'**argento** (Messico, USA, Perù, Canada, Germania ed in minor misura Italia) e l'**oro** (Sudafrica, Canada, USA, Australia, Ghana, Rhodesia, Colombia,...).

L'**uranio** è un metallo radioattivo utilizzato per fini bellici (bombe atomiche) e per la produzione di energia (centrali nucleari). I principali giacimenti si trovano nel Madagascar, nel Giappone, in Cina, in Cecoslovacchia, in Inghilterra, in Scandinavia, in Russia,... Di un certo interesse sono quelli esistenti nelle Alpi marittime tra Savona ed il confine francese e nel litoraneo tirrenico laziale

MODULO III: METEOROLOGIA, CLIMATOLOGIA ED IDROLOGIA



PREVISIONI METEOROLOGICHE NIMBUS

Venerdì (19/10/2001) il vortice ciclonico profondo con minimo sull'Atlantico si spingerà verso la Spagna ed il Marocco da dove verranno innescate correnti meridionali Sud - occidentali verso il Nord - Ovest dell'Italia con prime piogge a partire dalla giornata di sabato (20/10/2001). Massima intensità dei fenomeni il sabato sera sull'Italia Nord - Ovest e durante la notte sul medio e alto Tirreno, specie in Toscana. Residui rovesci su Puglia e Basilicata (e forse Molise) il lunedì 22 ottobre; tempo buono altrove. Martedì 23 ottobre nubi in aumento al Nord con qualche pioggia sparsa specie in prossimità dei rilievi e tra Liguria orientale e Toscana. In serata spostamento delle nubi anche al centro, con piogge su Toscana, Umbria e Marche....

Nimbusweb

[Http://www.nimbus.it](http://www.nimbus.it)

Il più autorevole portale italiano della meteorologia e del clima

Una sottile **atmosfera** avvolge la Terra, uno strato d'aria paragonabile a quello di un velo di vernice su una sfera del diametro di due metri: così sottile, ma straordinariamente importante. In essa si manifestano tutti gli eventi meteorologici: pioggia, grandine, neve, caldo, freddo, brina, nebbia, vento,... che in modo determinante condizionano la vita quotidiana di miliardi di persone, costituiscono i passaggi fondamentali del ciclo dell'acqua, ridistribuiscono a livello globale l'energia solare, contribuiscono a modellare il paesaggio,....

La **meteorologia** è la scienza degli eventi atmosferici che si manifestano sotto i nostri occhi ed il cui obiettivo essenziale è lo studio della **macchina del tempo**, cioè dell'insieme dei meccanismi che promuovono gli spostamenti di masse d'aria e gli scambi di energia che avvengono nell'atmosfera. L'attendibilità delle **previsioni meteorologiche** dipende dai progressi scientifici e tecnologici di questa importante disciplina.

La **climatologia** è la scienza statistica del tempo meteorologico del passato e che descrive, per analogia, il tempo medio attuale. Le caratteristiche del clima delle varie regioni del Mondo sono in relazione con le distribuzioni delle diverse comunità biologiche (vegetali ed animali) sul nostro pianeta e quindi con le risorse agricole e zootecniche, con la storia dell'uomo e con le disponibilità delle risorse idriche (la cui valutazione è parte importante dell'**idrologia**). La meteorologia, la climatologia e l'idrologia sono discipline fondate sull'**acqua**, definita "*l'oro blu del nostro pianeta*".

Con il **Modulo III (Meteorologia, climatologia ed idrologia)** si descrive il ruolo dell'atmosfera sulla Terra, si studiano i più importanti fenomeni meteorologici e si propongono le previsioni meteo (**capitolo 1**). Quindi si passa ad una descrizione dei principali climi terrestri, ma soprattutto si impara a studiare il clima di una determinata località o regione (**capitolo 2**). Infine si utilizzano le conoscenze climatiche per capire quali tecniche si utilizzano per valutare le risorse idriche e le modalità con le quali l'acqua alimenta fiumi e laghi (**capitolo 3**). Si tratta di riconoscere il ruolo dell'energia solare che alimenta un "motore" funzionale ad un processo sintetizzabile con il seguente slogan: **acqua ed energia, dall'atmosfera alla terra**.

Un “corpo nero” assorbe le radiazioni luminose di una lampada o del Sole; esso si scalda ed emette, nello spazio circostante, radiazioni infrarosse (calore; **scheda 1.1**). Un corpo nero assorbe energia sotto forma di radiazioni nel visibile (lunghezza d’onda corta) per convertire tale energia sotto forma di onde lunghe o di “calore”. Questo effetto è tanto maggiore quanto più il corpo è scuro. Se il corpo fosse bianco la luce “rimbalzerebbe” tutta senza cedere energia. I gas sono “trasparenti” alle onde corte (non si scaldano) e molto meno alle onde lunghe (si scaldano); tale effetto è tanto minore quanto più il gas è rarefatto. Quindi la temperatura dell’aria non è determinata tanto dalle radiazioni solari, quanto soprattutto dal calore che il terreno restituisce verso l’alto (*irraggiamento*), comportandosi come un corpo nero che abbia ricevuto luce solare. L’effetto del riscaldamento da parte del corpo nero “terreno” nei confronti del gas “aria” è meno efficace se questa è meno densa. Ciò si verifica con l’aumentare dell’altitudine, in conseguenza della rarefazione dell’aria. Il risultato è un gradiente **termico verticale negativo**: la temperatura dell’aria diminuisce con la quota. Per le nostre montagne esso vale circa $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m s.l.m.}$; la temperatura media annua dell’aria diminuisce di circa un grado ogni duecento metri in più di quota, più elevato in estate con $-0,7\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, rispetto alla stagione invernale con $-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$).

Il clima è via via più rigido dalla pianura alla montagna e una delle conseguenze più evidenti è il rapido cambiamento degli ecosistemi, ben osservabili nella vegetazione (**fig. 1.3**). Si passa da boschi di latifoglie (in cui predominano il castagno, il faggio, la quercia e, più in alto, la betulla) a quelli di conifere (pini e abeti) e dove il larice lascia il posto agli arbusti ed alle praterie sotto le cime coperte dalle nevi perenni. Il gradiente termico verticale medio, valido per l’intero pianeta e risultato da misure effettuate senza l’influenza del suolo (quindi non in prossimità del versante di una montagna, ma alle varie quote sopra una pianura) vale $-0,64\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m s.l.m.}$ ($6,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ in meno ogni km in più di altezza). Considerando una temperatura media dell’aria in prossimità del suolo di $15\text{ }^{\circ}\text{C}$, rappresentativa di tutto il pianeta, è facile calcolare che, per esempio, a 11.000 m di altezza, la temperatura media si abbassa fino a $-55\text{ }^{\circ}\text{C}$. Sotto quell’altezza sono presenti i $3/4$ della massa dell’intera atmosfera.

Non sempre la temperatura diminuisce gradualmente e regolarmente con la quota, ma si possono verificare **inversioni termiche**. Nelle notti invernali serene e in assenza di venti, il suolo si raffredda per irraggiamento; lo strato d’aria a contatto col suolo si raffredda maggiormente rispetto agli strati d’aria sovrastanti, causando le cosiddette *nebbie di irraggiamento* (*inversione termica al suolo*; **figg. 1.4 e 1.5**). Le inversioni al suolo possono verificarsi anche con aria in movimento; per esempio, quando aria calda e umida, proveniente durante la notte dal mare, giunge a sovrastare il sottile strato d’aria più fredda sulla terra; si formano così le cosiddette *nebbie da avvezione* (o da trasporto). Le inversioni possono verificarsi anche in quota ed avere uno spessore di centinaia di metri e una grande estensione orizzontale; esse sono prodotte da uno scorrimento di aria più calda sopra un sottostante cuscinetto di aria più fredda (*inversione termica in quota*; **fig. 1.6**).

Riassumendo quanto fin qui esposto risulta che all’aumentare dell’altezza le caratteristiche fisiche dell’atmosfera cambiano in quanto diminuiscono: la densità e la pressione dell’aria, l’ossigeno, l’azoto (aumenta l’idrogeno) e la temperatura dell’aria. In base ai cambiamenti di tali caratteristiche è possibile suddividere l’atmosfera in diversi strati (**fig. 1.7**).

TROPOSFERA. È la zona più vicina alla superficie terrestre. Presso il suolo la temperatura media è circa $15\text{ }^{\circ}\text{C}$, molto variabile durante il giorno, a seconda della copertura nuvolosa, delle aree geografiche, della stagione. Il primato del caldo spetta alla località libica di El Azizia, nella quale il termometro (all’ombra) salì a $56,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ nel luglio 1913. Il valore più basso è stato registrato a Oimekon (alto Indigirka, a 63° Lat. Nord, a 800 m s.l.m.) con $-70,7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Il gradiente termico vale mediamente $-0,64\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m s.l.m.}$, tanto che a 11.000 m di altezza, alle medie latitudini, la temperatura tocca valori intorno a $-55\text{ }^{\circ}\text{C}$. Questo limite è indicato con il termine **tropopausa**, che separa la troposfera dalla zona sovrastante. Nella troposfera si svolgono quasi tutti fenomeni meteorologici e comprende i $3/4$ della massa di tutta l’atmosfera e quasi tutta l’acqua terrestre allo stato gassoso. I meteorologi in passato limitavano i loro studi alla troposfera, ritenendo che le condizioni degli strati sovrastanti non condizionassero le manifestazioni del tempo a livello del suolo. In realtà anche nella tropopausa si verificano

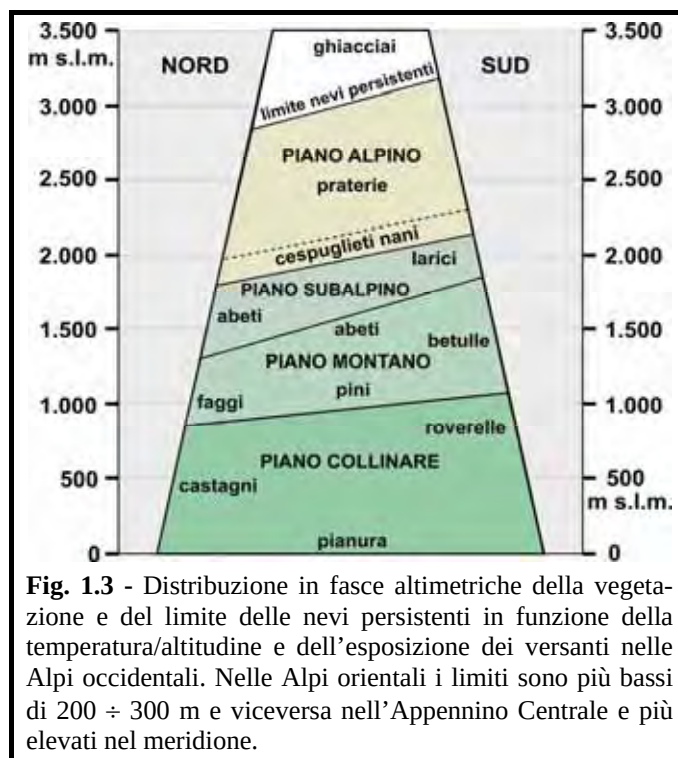


Fig. 1.3 - Distribuzione in fasce altimetriche della vegetazione e del limite delle nevi persistenti in funzione della temperatura/altitudine e dell’esposizione dei versanti nelle Alpi occidentali. Nelle Alpi orientali i limiti sono più bassi di $200 \div 300\text{ m}$ e viceversa nell’Appennino Centrale e più elevati nel meridione.

fenomeni che influiscono sui quelli meteorologici della troposfera. La tropopausa è più alta in estate rispetto all'inverno; ai poli si trova mediamente a 8 km di altitudine (con una temperatura di - 46 °C), all'equatore è molto più alta, fino a 18 km (con una temperatura di - 80 °C; **fig. 1.8**).

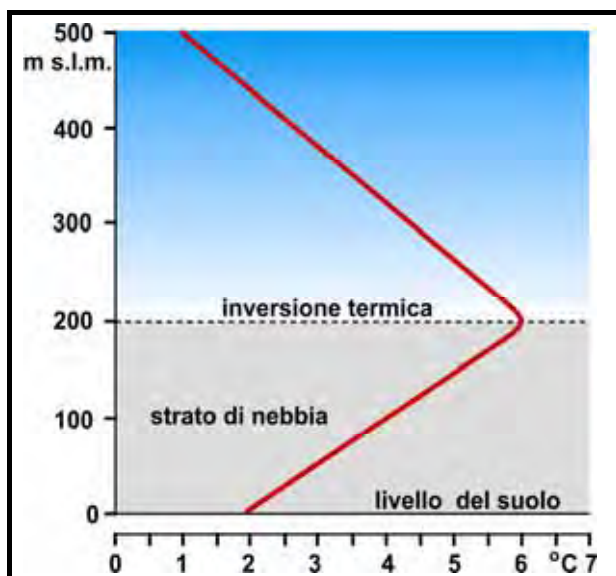
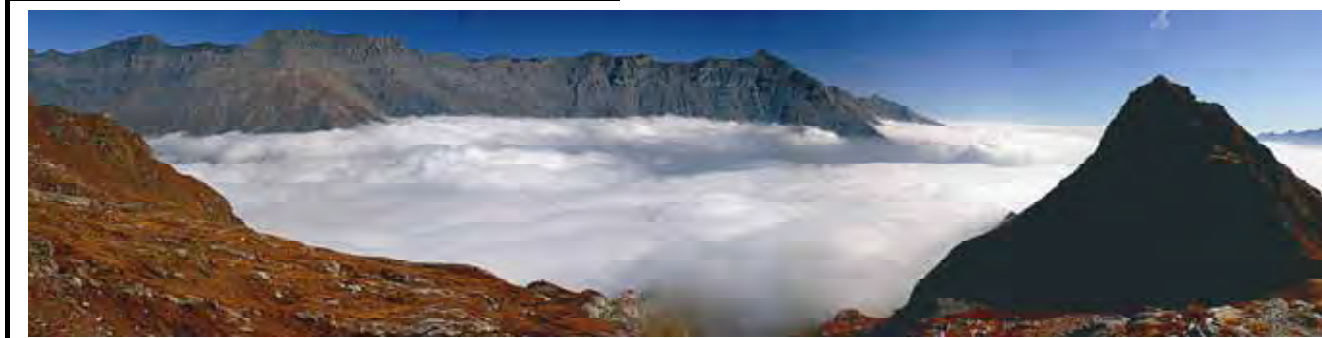


Fig. 1.4 - Inversione termica al suolo. In un sottile strato d'aria in prossimità del terreno (da pochi metri a qualche decametro) si ha un abbassamento della temperatura favorito da condizioni meteorologiche che consentono un forte irraggiamento del suolo (la linea rossa indica l'andamento della temperatura con la quota). Per il raffreddamento l'acqua contenuta nell'aria condensa in minute gocce con formazione di *nebbie di irraggiamento*. Il fenomeno è frequente nelle basse pianure, soprattutto nella stagione invernale.

Fig. 1.5 - L'inversione termica al suolo può anche interessare strati di un certo spessore e coinvolgere intere vallate originando formazioni nebbiose che ristagnano in basso, sotto un cielo sereno.



STRATOSFERA. Alle medie latitudini, la temperatura è costante intorno ai - 55 °C fino a poco più di 20 km di altezza per aumentare, dapprima gradualmente poi, a partire da circa 30 km di altitudine, molto più velocemente, fino a circa 50 °C all'altezza di una cinquantina di chilometri (**fig. 1.7**). L'aumento di temperatura, molto consistente fra i 20 e i 40 km di altitudine, sembra dovuto all'ossigeno e all'ozono che assorbono bene le radiazioni solari nello spettro dell'ultravioletto. In particolare l'**ozono** è costituito da molecole formate da tre atomi di ossigeno (O_3); esso, presente in tracce in prossimità del suolo, è rinvenibile in una fascia compresa fra i 15 e i 60 km di altezza, con una concentrazione massima intorno a 25 km. L'ozono è una presenza caratteristica della stratosfera; esso si forma dall'ossigeno per forti radiazioni; ad esempio in occasione dei temporali grazie alla notevole energia dei fulmini. È nella stratosfera che avviene, in massima parte, la reazione chimica ossigeno $\Rightarrow$ ozono ($3O_2 \Rightarrow 2O_3$): tre molecole biatomiche di ossigeno diventano due molecole triatomiche di ozono. Il fenomeno è dovuto all'energia dei raggi ultravioletti (**U.V.**); essi trasformano l'ossigeno in ozono e questo forma una barriera (l'**ozonosfera**) che impedisce agli stessi U.V. di giungere con grande intensità sulla superficie della Terra. Diversamente la vita sul nostro pianeta sarebbe molto più difficile. Un sottile strato, in cui la temperatura si mantiene su valori intorno a 50 °C, costituisce la **stratopausa**. Essa è compresa fra il limite superiore della stratosfera e il limite inferiore della sovrastante mesosfera.

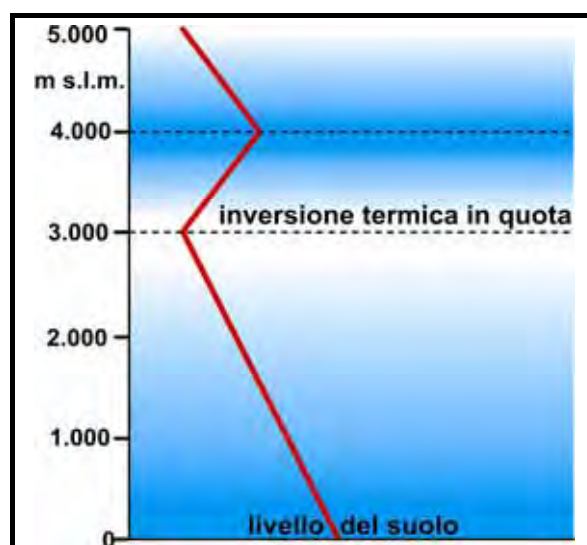
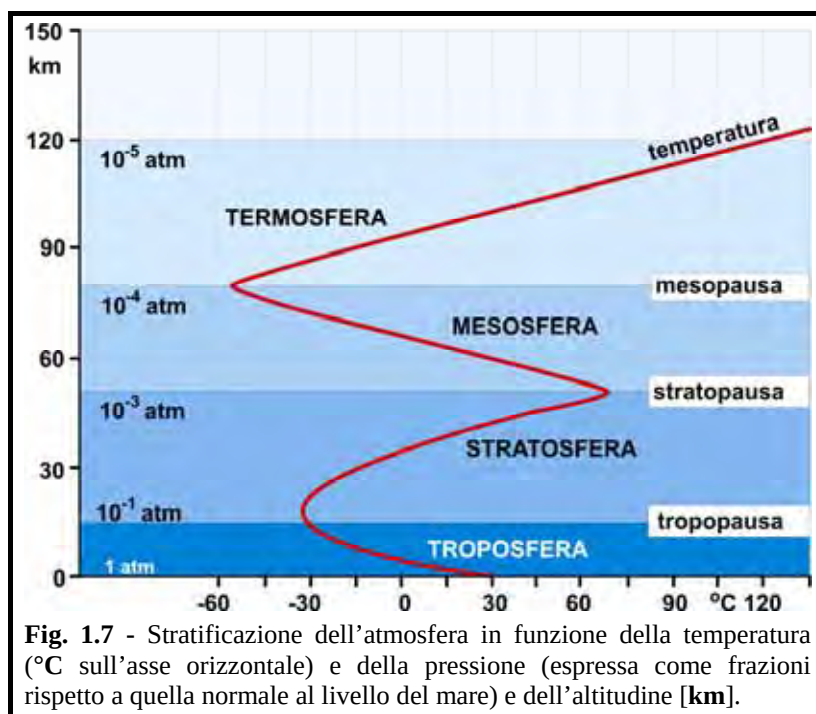


Fig. 1.6 - L'inversione termica in quota è dovuta da un trasporto orizzontale di uno strato di aria calda su quella più fredda sottostante.



MESOSFERA. La temperatura riprende a diminuire e raggiunge il minimo, fra -70 °C e -80 °C, intorno agli 80 ÷ 90 km (**mesopausa**), quota alla quale si osservano le *nubi nottilucenti* (**scheda 1.2**). Nella mesosfera è presente anche uno strato (detto *strato D*) che ha la capacità di riflettere le onde lunghe impiegate nella radiocomunicazione. La mesopausa segna anche il limite al di sotto la composizione qualitativa dell'atmosfera è più o meno costante (*ommosfera*); al di sopra (*eterosfera*) l'ossigeno e l'acqua diminuiscono rapidamente fino a sparire, l'azoto permane in piccolissime percentuali, mentre l'idrogeno diventa la componente più importante.

TERMOSFERA. Dall'altezza di 80 km, dove raggiunge i valori più bassi, la temperatura riprende ad aumentare, fino a 100 °C a ~ 100 km di quota, fino a 1.000 °C a 300 km e a valori superiori più in

alto. Le radiazioni solari, per mancanza di strati sovrastanti in grado di funzionare da "filtro", sono così intense da provocare la dissociazione chimica delle sostanze componenti l'atmosfera, con formazione di particelle cariche elettricamente (ioni); per tale motivo questo strato è anche detto **ionosfera**. La **termopausa** (400 ÷ 500 km di altezza) potrebbe essere definita come il limite (teorico) dell'atmosfera. Al di sopra, per centinaia di chilometri, si trova l'**esosfera**, che costituisce la *frangia dell'atmosfera*, in cui la materia si confonde con quella solare.

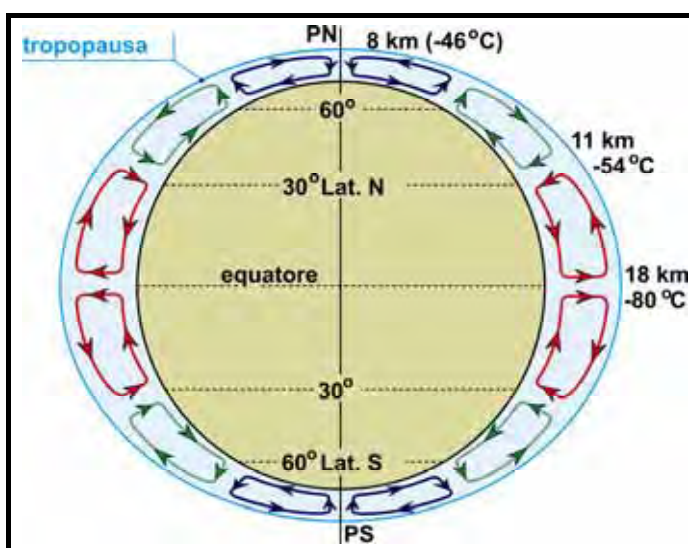


Fig. 1.8 - Sezione schematica della troposfera. Vengono indicate le altezze [km] e le temperature [°C] della tropopausa in corrispondenza dei poli, dell'equatore e della latitudine di 45°. Nella figura lo spessore della troposfera è fortemente esagerato. Nella realtà essa può essere paragonata ad una pellicola di vernice su una sfera di due metri di diametro.

1.2 - La radiazione solare

La quantità media di energia che giunge dal Sole in corrispondenza del margine esterno dell'atmosfera è pari a 1,98 cal/cm²/min, cioè quasi due calorie al minuto per ogni centimetro quadrato di una superficie disposta perpendicolarmente ai raggi solari. La quantità di energia della radiazione [cal/cm²] è l'unità di misura fondamentale detta **Langley [Ly]**, dal nome dell'astrofisico americano S.P. LANGLEY (1834 - 1906). La quantità di energia solare che giunge alla Terra viene detta **costante solare (Cs = 1,98 Ly/min)**.

Sapendo che il raggio medio terrestre vale $R = 6.371 \text{ km} \cong 6,37 \cdot 10^8 \text{ cm}$ (e che l'energia del Sole giunge sulla Terra come se illuminasse l'area racchiusa in un cerchio di raggio R e quindi πR^2), la quantità di energia (**E**) che giunge sull'intero pianeta vale:

$$E = \pi R^2 Cs = 3,14 \cdot (6,37 \cdot 10^8 \text{ cm})^2 \cdot (1,98 \text{ cal/min/cm}^2) = 2,53 \cdot 10^{18} \text{ cal/min} = 4,2 \cdot 10^{13} \text{ kcal/sec}$$

cioè una quantità di energia pari ad oltre 4.000 miliardi di kilocalorie in un secondo. Considerando poi 3.600 secondi in un'ora, 24 ore in un giorno e 365 giorni in un anno, si ottiene la quantità di energia (**Ey**) che giunge sull'intero pianeta in un anno:

$$E_y = (4,2 \cdot 10^{13} \text{ kcal/sec}) \cdot (3.600 \text{ sec/ora}) \cdot (24 \text{ ore/giorno}) \cdot (365 \text{ giorni/anno}) = 1,3 \cdot 10^{21} \text{ kcal/anno}$$

sufficiente a portare in ebollizione un volume d'acqua dieci volte più grande di quello del mare Mediterraneo. Tale energia, per effetto della rotazione terrestre, è in realtà distribuita su tutta la superficie del globo ($4\pi R^2$). Pertanto il valore di costante solare deve essere ridotto nella proporzione $\pi R^2/4\pi R^2 = 1/4$ per ottenere il valore effettivo della costante solare per unità di superficie reale della Terra: $C_s = 1,98/4 \approx 0,5 \text{ Ly/min}$. Moltiplicando tale valore per i minuti del giorno (60 min/ora $\times$ 24 ore/giorno = 1.440 min), si ottiene la costante solare media giornaliera pari a circa **714 Ly/g** (cioè 714 cal/cm² di superficie terrestre al giorno). Si tratta di un valore medio, ma bisogna tenere conto che la Terra, per il fatto di essere sferica, riceve i raggi del Sole diversamente inclinati; ne consegue che:

- nelle zone polari la lunga durata del periodo di illuminazione compensa la minore intensità della radiazione dovuta alla modesta altezza del sole sull'orizzonte; al momento dei solstizi estivi i poli ricevono oltre 1.100 Ly/g; ma la media su tutto l'anno è pari alla metà, inferiore a quello medio rappresentativo di tutto il globo;
- le medie latitudini ricevono in estate (in giugno nell'emisfero boreale e in dicembre in quello australe), per la maggiore lunghezza del dì, una quantità di energia solare superiore alla media; ma nell'inverno essa scende ad appena 300 Ly/g; il valore medio annuo è simile a quello calcolato per tutto il pianeta;
- all'equatore la durata del dì è costante e la radiazione solare è elevata e superiore alla media terrestre per tutto l'anno (800 ÷ 900 Ly/g).

Ma quanta di questa energia giunge effettivamente alla superficie della Terra? È un quesito molto importante perché tutti i fenomeni fisici dell'atmosfera e biologici sul suolo e nelle acque sono possibili grazie all'energia solare. Fenomeni di ampiezza planetaria, come la circolazione atmosferica, l'evaporazione dagli oceani, il ciclo dell'acqua, il periodico spirare di venti locali, le burrasche,... si verificano per l'energia portata dalla radiazione solare. Essa mette in movimento i circuiti delle correnti marine, determina le oscillazioni dei ghiacciai, consente la vita sulla Terra. Le principali fonti energetiche, come il carbone e il petrolio, sono energia solare trasformata da organismi vissuti sulla Terra centinaia di milioni di anni fa, mentre l'energia potenziale degli impianti idroelettrici è il risultato dell'evaporazione e del trasporto nell'atmosfera di vapore acqueo grazie all'energia fornita dal Sole.

La descrizione di quanto avviene nel momento in cui l'energia solare penetra nell'atmosfera è riportata nella **scheda 1.3**. Buona parte di essa (35 %) è riflessa dalla stessa atmosfera, dalle nubi e dal suolo (*albedo*). Risulta quindi una riduzione della costante solare al valore di 464 Ly/g, parte della quale, pur contribuendo a fornire energia all'atmosfera (che comunque fa parte della Terra), non giunge al suolo. Alla fine *la quantità di energia effettivamente assorbita dal suolo*, su tutto il globo, è pari a **336 Ly/g** (336 cal/cm²/giorno), sufficiente per scaldare una tazzina di caffè. Questo valore, oltre cambiare in funzione della latitudine, dipende da altri fattori:

- cresce all'aumentare dell'altitudine dato che i raggi solari devono attraversare uno strato meno spesso di atmosfera; questa, negli strati inferiori, è più densa, più ricca di particelle che riflettono e diffondono la luce;
- è minore nelle aree più umide per la maggiore copertura nuvolosa; è più elevata nelle aree desertiche per opposti motivi (le nuvole da pioggia dello spessore di qualche kilometro riflettono anche l'80 % della luce, come talvolta succede durante i temporali più intensi);
- è minore nelle aree industrializzate, per la presenza di un "velo" di sostanze in sospensione dovute all'inquinamento dell'aria (la tipica "cappa" di "smog" che ricopre le città, soprattutto nell'inverno, quando si aggiungono le combustioni per riscaldamento; il tutto aggravato da condizioni meteorologiche, come le inversioni termiche, che favoriscono il "ristagno" dell'aria, per esempio come spesso capita nell'area padana);
- nelle aree glaciali la neve e il ghiaccio hanno un forte potere riflettente, tanto che l'albedo assume valori prossimi a uno; i terreni molto scuri riducono quasi a zero la percentuale di radiazione diretta che viene riflessa verso lo spazio (i campi innevati contribuiscono a mantenere rigida la temperatura dell'aria; l'asfalto nero determina forti riscaldamenti dell'aria sovrastante);
- è variabile nelle medie ed alte latitudini in funzione delle stagioni (superiore nella stagione estiva, inferiore in quella invernale ed analoga alla media nelle stagioni intermedie);
- è variabile con l'alternarsi del dì e della notte.

L'intensità di energia solare è dunque molto variabile nelle diverse regioni della Terra: da valori inferiori a 40 kLy/anno nelle zone polari fino a cinque volte superiori nelle zone desertiche alle basse latitudini. **La Terra riceve quantità di energia molto diverse nel tempo e nello spazio (fig. 1.9).**

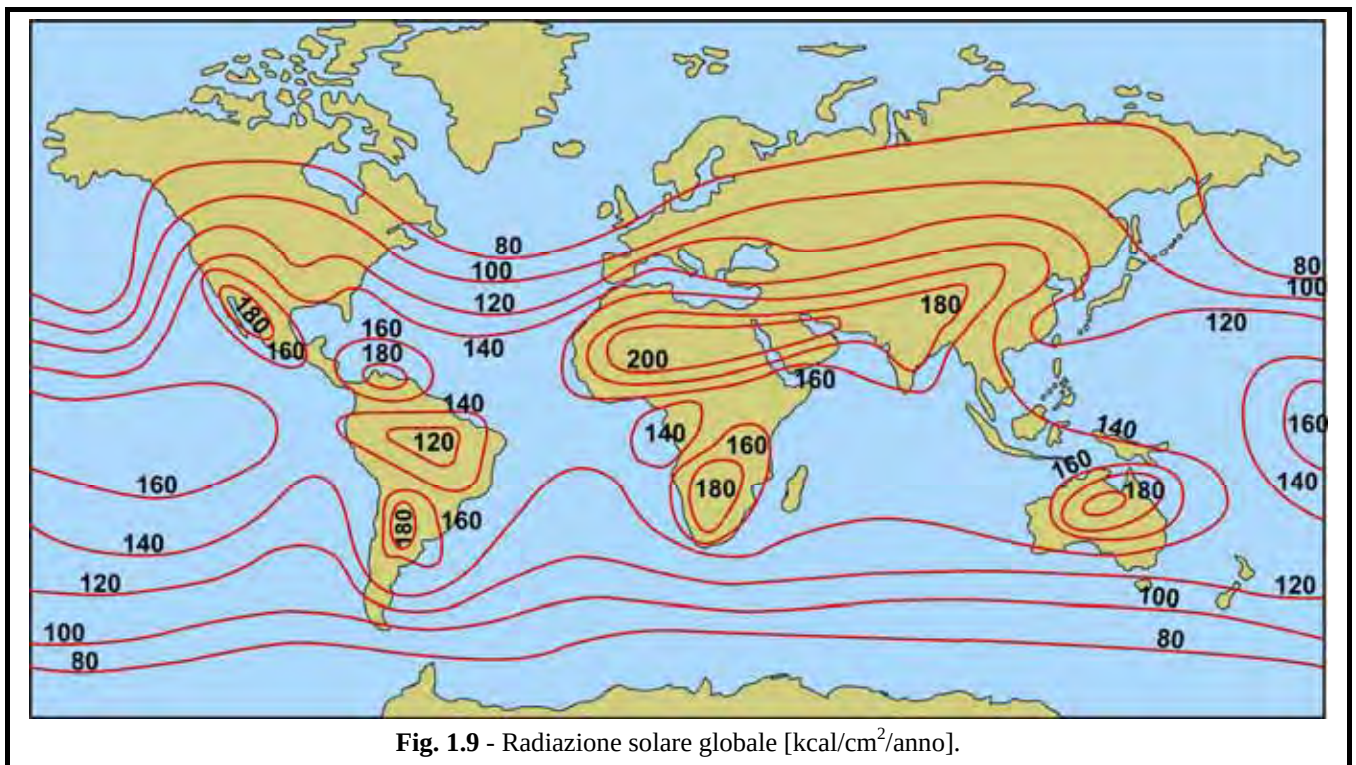


Fig. 1.9 - Radiazione solare globale [kcal/cm²/anno].

1.3 - Bilancio termico della Terra

L'energia solare che giunge al nostro pianeta scalda la superficie terrestre (terre e mari) e l'atmosfera (soprattutto dal basso), è all'origine dell'evaporazione, fonde nevi e ghiacci e promuove altri processi dissipativi. È difficile determinare la quantità di energia che viene impiegata in ciascuno dei fenomeni citati. Inoltre bisognerebbe tenere conto della perdita di energia per l'attrito del vento al suolo, di quella utilizzata nei processi biologici (per esempio la fotosintesi),... Una volta assorbita ed utilizzata, l'energia viene restituita dalla Terra verso lo spazio (*irraggiamento*) ed in coerenza con i principi della termodinamica, l'energia dalla forma più nobile proveniente dal Sole (onde elettromagnetiche a corta lunghezza d'onda) viene trasformata nella forma più degradata di calore (soprattutto onde lunghe nello spettro dell'infrarosso). Quanto vale l'energia che la Terra restituisce allo spazio?

La forma di energia emessa da un corpo dipende dalla sua temperatura. Quella emessa dal Sole è caratterizzata da onde elettromagnetiche di corta lunghezza d'onda per l'elevata temperatura della sua superficie. La temperatura media della superficie terrestre è pari a circa 15 °C; quindi la Terra emette energia nello spazio con uno spettro di lunghezze d'onda molto più lunghe, intorno a $10^4 \div 10^5 \text{ }^\circ\text{A}$ ($1 \text{ }^\circ\text{A} = 10^{-8} \text{ cm}$), cioè nel campo dell'infrarosso (**scheda 1.1**). L'intensità di tale emissione è pari a 820 Ly/g, circa il 14 % superiore alla costante solare.

Quindi sembrerebbe che la Terra sia destinata al raffreddamento dato che perde più energia di quella che riceve. Ma "...per buona sorte degli abitanti della Terra...", afferma il meteorologo contemporaneo H. FLOHN, "...questa radiazione viene trattenuta in grandissima parte dagli strati inferiori della superficie terrestre (contro - radiazione atmosferica)..." È il cosiddetto **effetto serra** (**scheda 1.3**), per cui mentre l'atmosfera è molto trasparente ai raggi solari, lo è molto meno al calore dal basso; essa pertanto si comporta come una vera e propria serra all'interno della quale si conserva molta energia.

L'effetto serra è più evidente nelle aree dove più intense sono le attività umane che, facendo uso di combustibili, immettono notevoli quantità di CO₂ nell'aria, con conseguente aumento della temperatura rispetto alle zone circostanti. Se il cielo è nuvoloso durante la notte, la temperatura dell'aria diminuisce poco o niente, perché il calore emesso dal terreno verso l'alto viene trattenuto grazie all'effetto serra che si manifesta in modo più accentuato per la presenza di una elevata quantità d'acqua nell'aria.

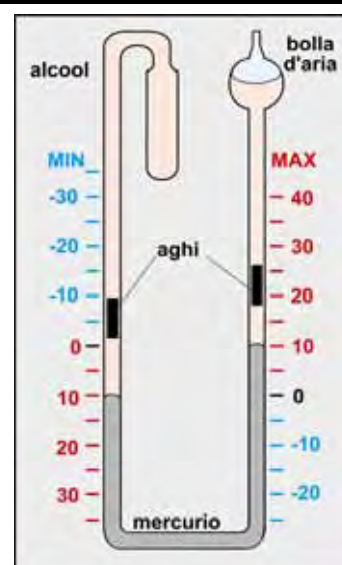
La perdita di calore è maggiore negli altipiani aridi, dove l'aria è limpida e secca; i cosiddetti "gas serra" sono meno abbondanti e durante la notte la temperatura diminuisce notevolmente rispetto ai valori diurni. Fenomeno analogo si verifica nei deserti delle basse latitudini, dove la temperatura nella notte può scendere fino a valori prossimi allo zero.

1.4 - Misura della temperatura dell'aria

La misura della temperatura dell'aria è essenziale per lo studio del tempo atmosferico; essa si esprime in **gradi centigradi** o **gradi Celsius** [°C] che prevede i due limiti fondamentali pari a 0 °C e a 100 °C in corrispondenza rispettivamente dei punti di fusione e di ebollizione dell'acqua in condizioni normali (alla pressione di una atmosfera). La scala Celsius è adottata a livello internazionale; tuttavia si utilizzano ancora altri sistemi. La *scala Remur* (Francia) va da 0 °R (punto di fusione dell'acqua) ad 80 °R (punto di ebollizione); quindi il grado Remur è più ampio del grado Celsius. Nei Paesi Anglosassoni si usa la *scala Fahrenheit*; con essa si segna 32 °F alla temperatura di fusione del ghiaccio e 212 °F alla temperatura di ebollizione. La **scala assoluta Kelvin** fu introdotta per ragioni teoriche e riveste grande importanza nella ricerca scientifica; in essa lo 0 °K corrisponde a -273,15 °C, temperatura alla quale l'energia cinetica delle particelle è nulla (lo *zero termico assoluto*). L'ampiezza del grado KELVIN è uguale a quella del grado centigrado; quindi il punto di fusione dell'acqua si trova a 273,15 °K, quello di ebollizione a 373,15 °K. Per passare da una scala termometrica ad un'altra, indicando con °C, °R, °F, °K il numero dei gradi nelle varie scale, si usa la relazione generale:

$$\frac{^{\circ}\text{C}}{100} = \frac{^{\circ}\text{R}}{80} = \frac{^{\circ}\text{F} - 32}{180} = \frac{^{\circ}\text{K} - 273,15}{100}$$

Fig. 1.10 - Il **termometro a massima e a minima** è un capillare ad "U" contenente **mercurio**. Sopra il mercurio è presente dell'**alcool**, il cui volume principale è contenuto in un serbatoio. Un altro serbatoio contiene una **bolla d'aria**. Due **aghi** metallici sono liberi di scorrere nei due rami occupati dall'alcool. Quando la temperatura sale si alza la colonna di mercurio di destra, grazie alla spinta dell'alcool che aumenta di volume nel serbatoio ed alla compressibilità della bolla d'aria; l'ago di destra viene spinto in alto. Quando la temperatura si abbassa diminuisce il volume di alcool; la bolla d'aria si espande e sale la colonna del mercurio di sinistra spingendo il corrisponde ago; l'altro ago rimane nella posizione precedente e alla base di esso si legge la massima temperatura raggiunta. Quando sale la temperatura l'ago di sinistra rimane nella posizione di minima consentendo la lettura del valore più basso raggiunto usando la scala di sinistra come un termometro capovolto. Ogni mattina viene letta la temperatura istantanea e le temperature massima e minima delle ultime 24 ore (cioè dalla lettura precedente). Dopo, con una calamita, si "spingono" gli aghi fino ad "appoggiarli" sugli apici delle colonne di mercurio, predisponendo quindi il termometro alla lettura del giorno seguente.



La misura della temperatura dell'aria si effettua con normali termometri, purché all'ombra (i raggi solari, scaldando lo strumento, portano ad una sovrastima), lontano da sorgenti di calore (come una superficie riflettente o un muro scaldato dal sole) e ad altezza d'uomo (~ 1,5 m sul suolo). Il termometro più classico (a massima e a minima; **fig. 1.10**) va inserito in una *capannina* meteorologica (**fig. 1.11**), insieme ad altri strumenti. Grazie a tecnologie più raffinate oggi si utilizzano elementi sensibili in grado di inviare impulsi radio a sistemi riceventi che registrano la temperatura in modo continuo, anche effettuando complesse elaborazioni statistiche.



Fig. 1.11 - A sinistra una "vecchia" capannina meteorologica con strumenti per la misura dei parametri atmosferici ad altezza d'uomo; le persiane consentono la libera circolazione dell'aria nell'interno riparato dalla radiazione solare diretta. A destra si osserva una struttura più "moderna", sovrastata da una apertura che consente all'acqua delle precipitazioni di raccogliersi all'interno per la misura delle quantità; sono visibili gli strumenti in grado di misurare "in continuo" i parametri atmosferici (essenzialmente termografi e pluviografi). Soprattutto merita osservare, nella capannina di sinistra, la presenza di un semplice termometro "manuale" a massima ed a minima, utile nel caso in cui gli strumenti più "s sofisticati" dovessero guastarsi.

La temperatura dell'aria è una caratteristica del tempo atmosferico molto variabile, in funzione della stagione, dell'altitudine, della latitudine e di diversi altri fattori geografici e cambia notevolmente nell'arco del giorno. Il terreno emette verso l'alto energia nel campo dell'infrarosso e perde calore durante l'intero arco delle 24 ore, ma riceve energia solare durante le ore di illuminazione, in misura tanto più abbondante quanto maggiore è l'altezza del Sole. Finché l'energia ricevuta supera quella restituita, come succede durante le prime ore del giorno, la temperatura del suolo e quindi dell'aria aumenta. Al sopraggiungere del buio si ha esclusivamente perdita di energia e quindi un rapido abbassamento della temperatura.

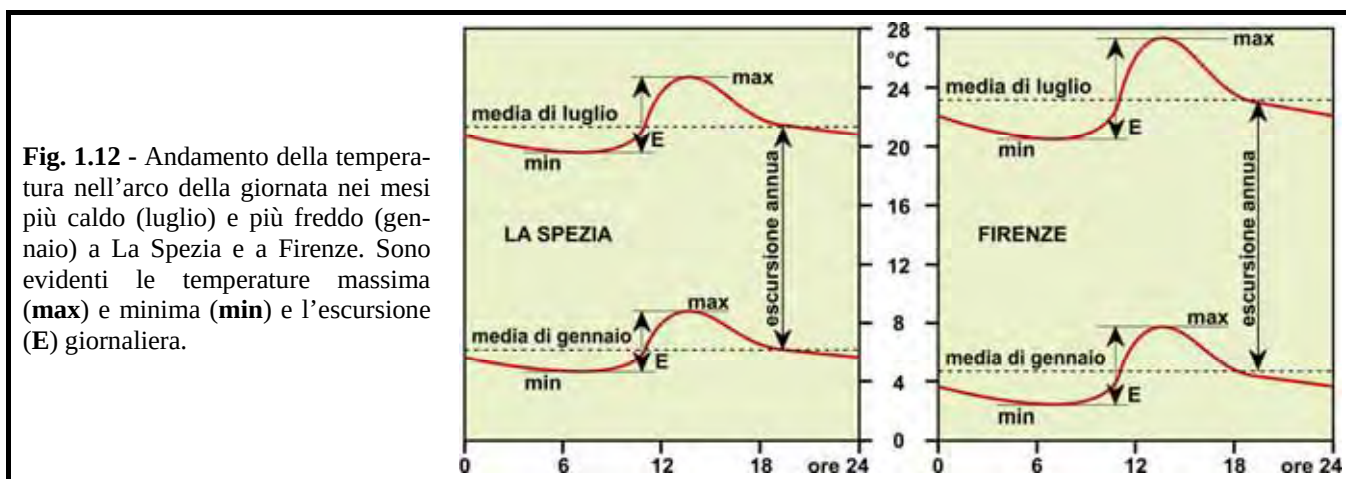


Fig. 1.12 - Andamento della temperatura nell'arco della giornata nei mesi più caldo (luglio) e più freddo (gennaio) a La Spezia e a Firenze. Sono evidenti le temperature massima (**max**) e minima (**min**) e l'escursione (**E**) giornaliera.

Per rappresentare l'andamento della temperatura nell'arco delle 24 ore conviene fare riferimento ai mesi centrali dell'inverno e dell'estate (gennaio e luglio), utilizzando i valori termici misurati in tutte le ore di tutti i giorni di quei due mesi per numerosi anni (**scheda 1.4**). In molte località vi sono stazioni meteorologiche dotate di capannine provviste di termometri registratori (*termografi*; **fig. 1.11**), per cui è possibile conoscere le temperature medie mensili. La differenza fra i valori termici rappresentativi dei mesi più caldo e più freddo rappresenta l'**escursione media annua**. La **fig. 1.12** illustra l'oscillazione diurna della temperatura in due località (Firenze e La Spezia) nei mesi luglio e gennaio. Si può osservare quanto segue:

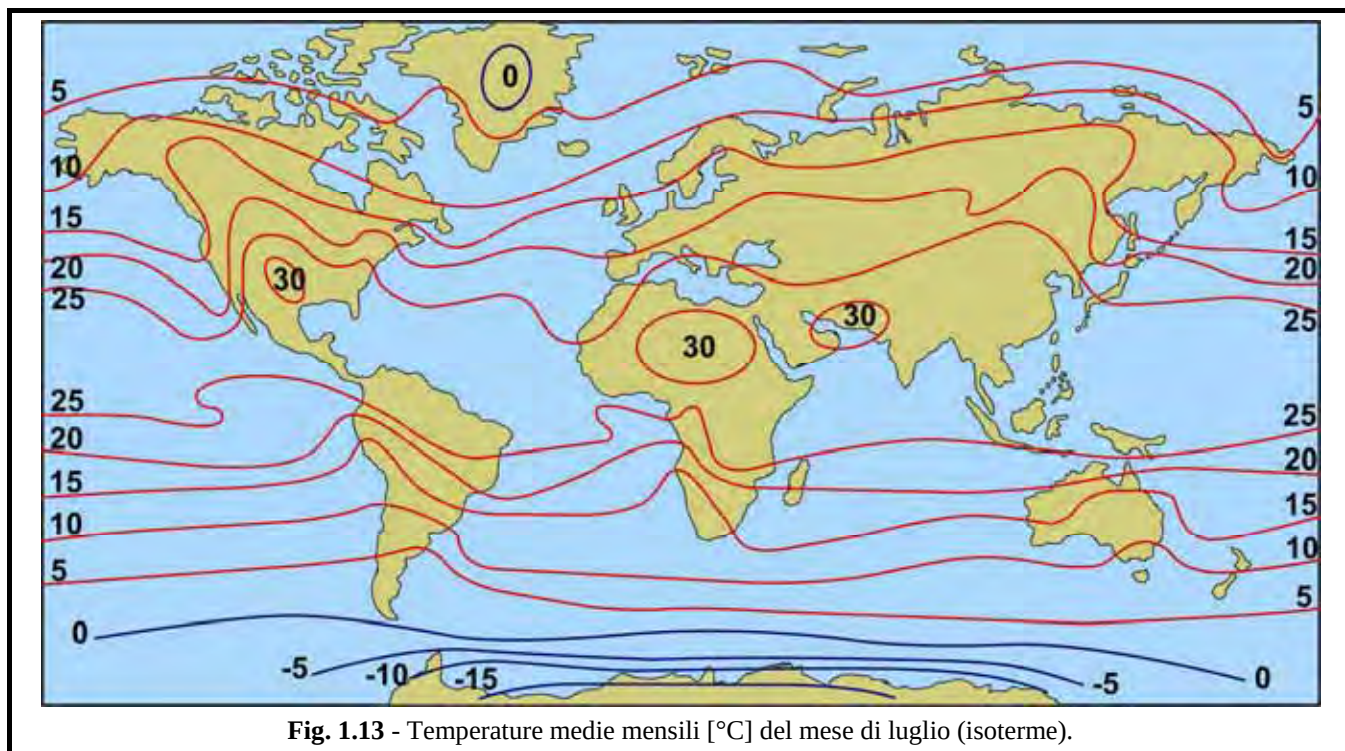
- il minimo diurno si manifesta in genere il mattino presto, mentre il massimo nel primo pomeriggio;
- l'escursione diurna (differenza fra il massimo e il minimo giornalieri) è maggiore in estate;
- le escursioni sono maggiori a Firenze; la Spezia risente della vicinanza della massa d'acqua del mare che attenua gli sbalzi di temperatura, funzionando come un vero e proprio "volano termico".

Non sempre l'andamento della temperatura nella giornata è simile a quanto illustrato. Se il cielo è nuvoloso minore è il riscaldamento durante il giorno (le nubi riflettono i raggi solari che quindi non arrivano a scaldare il suolo) e minore è il raffreddamento notturno (le stesse nubi trattengono verso il basso il calore emesso dal terreno). La conseguenza è la riduzione dell'escursione diurna e l'appiattimento del diagramma ad una linea quasi continua. Può anche accadere che durante la notte la temperatura dell'aria sia superiore a quella diurna.

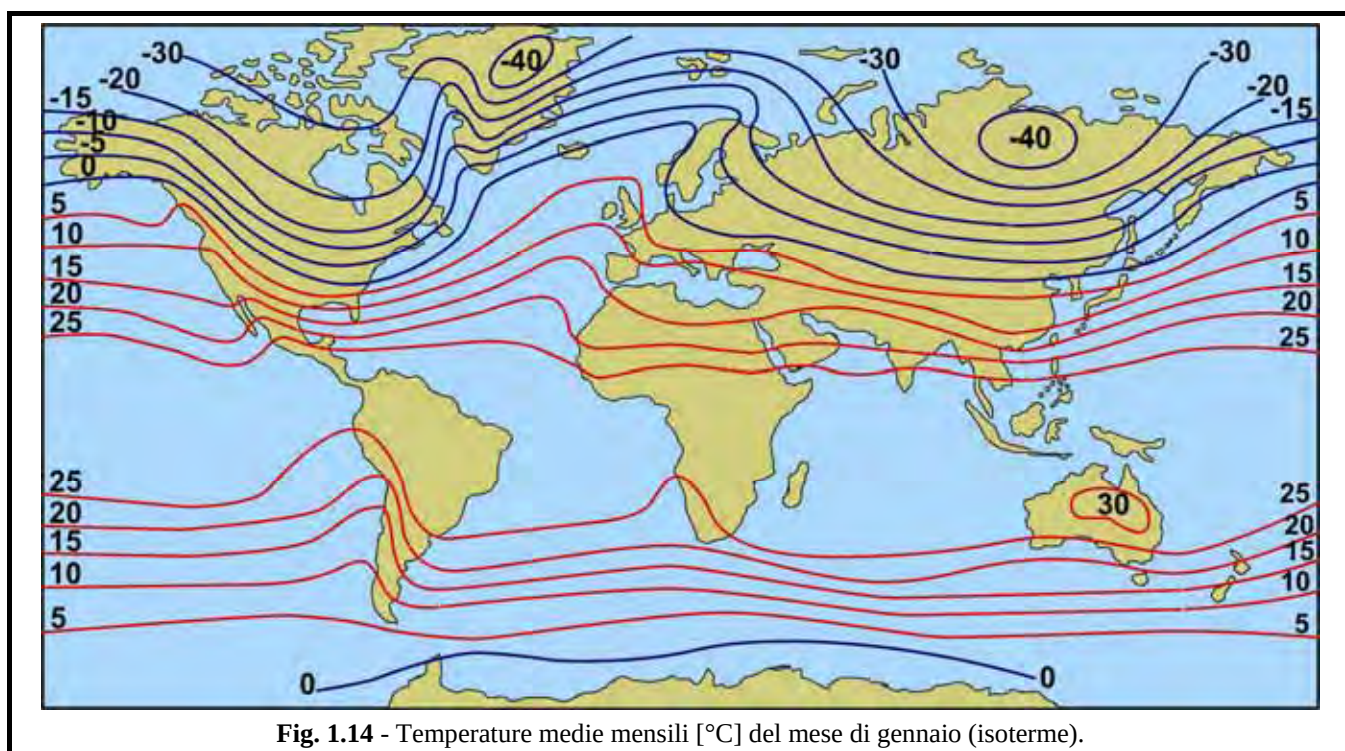
1.5 - La temperatura dell'aria al suolo

Le **figg. 1.13** e **1.14** rappresentano l'andamento delle isoterme del globo terrestre relative ai mesi centrali dell'estate e dell'inverno (luglio e gennaio per l'emisfero boreale). Le **isoterme** sono linee che congiungono punti della superficie terrestre con uguale temperatura, con valori ridotti al livello del mare; infatti le temperature medie mensili reali, risultate dall'elaborazione di dati rilevati dalle stazioni meteorologiche, sono fortemente influenzate anche dalla quota delle stazioni stesse; pertanto i valori sono stati "corretti" (ridotti al livello marino) in modo che il fattore altitudine (l'*orografia*) risulti non influente; altrimenti temperature misurate all'altezza dell'equatore, ma su elevate montagne, risulterebbero anche più basse rispetto a misure effettuate in pianura alle medie latitudini. L'esame di tali figure consente di osservare quanto segue:

- la temperatura diminuisce con la latitudine per la minore radiazione solare che giunge al suolo;
- le località lontane dal mare, con clima continentale, hanno forti escursioni termiche (grande differenza fra l'estate e l'inverno); presso le località marine la massa d'acqua agisce come un "volano termico", assorbendo calore in estate (la terra si scalda di meno) e restituendo energia in inverno (la terra si raffredda di meno);



- la maggiore estensione dei mari nell'emisfero Sud determina, a parità di latitudine rispetto all'emisfero Nord, temperature meno elevate in estate e meno rigide in inverno;
- l'alternarsi fra terra e mare lungo un parallelo, determina una maggiore irregolarità nella distribuzione delle isoterme; nell'emisfero australe, per la minore estensione dei continenti (cioè una superficie marina più omogenea), le isoterme sono più regolari e più simili all'andamento dei paralleli; se la superficie della Terra fosse interamente liquida (perfettamente omogenea) le isoterme risulterebbero con andamento lineare e parallele all'equatore;
- le temperature più elevate non si riscontrano all'equatore, ma in prossimità del tropico del cancro, in corrispondenza delle aree continentali; presso l'equatore le elevate umidità dell'aria e nebulosità diminuiscono la trasparenza dell'aria e la radiazione solare; inoltre la copertura forestale agisce come "volano termico" analogamente al mare;



- le temperature più basse si manifestano alle elevate latitudini, ma in corrispondenza delle aree continentali, dato che esse si raffreddano più velocemente dei mari; in gennaio, mentre ad oltre 60° Lat. Nord, nel continente asiatico, si registrano temperature medie inferiori a - 40 °C, alla stessa latitudine si registrano valori prossimi a 0 °C in corrispondenza dell’oceano Atlantico;
- le temperature rigide che si registrano sul continente artico, anche nell’estate australe, sono dovute all’effetto albedo; i ghiacci della calotta polare riflettono quasi interamente la radiazione solare.
- una qualunque isoterma mantiene un andamento più o meno lineare e parallelo all’equatore fin tanto che corre all’interno di un continente o di un oceano; subisce flessioni verso l’alto o verso il basso ai margini delle terre emerse;
- a parità di latitudine, le terre sono più calde dei mari nella stagione estiva e più fredde nella stagione invernale; un esempio si registra nell’America del Nord con temperature estive vicine a 30 °C, mentre a poche decine di chilometri verso occidente, alla stessa latitudine, in corrispondenza dell’oceano Pacifico, si registrano temperature intorno a 20 °C;
- anche le correnti marine influenzano la distribuzione delle isoterme (**scheda 1.4**); un caso eclatante è rappresentato dall’oceano Nord Atlantico che risulterebbe più freddo se non fosse per l’effetto della “calda” corrente del golfo, responsabile della flessione delle isoterme invernali verso l’alto.

1.6 - I movimenti dell’atmosfera

La diversa radiazione solare sulle varie porzioni della Terra (**fig. 1.9**) determina squilibri termici: temperature elevate nelle aree continentali alle latitudini inferiori e basse temperature presso i poli. Con il continuo riscaldamento delle prime ed il raffreddamento delle zone fredde, si giungerebbe a valori termici rispettivamente più elevati e più rigidi di quanto accade realmente. Nell’atmosfera avvengono spostamenti di masse d’aria (venti) calda verso Nord e fredda verso Sud, impedendo eccessivi raffreddamento delle zone polari e riscaldamento della fascia tropicale. Per comprendere i meccanismi dei movimenti dell’atmosfera (in particolare la troposfera) si osservi la **fig. 1.15**. Essa mostra una bacinella contenente acqua su una sorgente di calore. Il liquido è scaldato dal basso, la temperatura degli strati inferiori aumenta, mentre quella degli strati superiori si scalda meno. L’acqua del fondo potrebbe raggiungere una elevata temperatura, mentre quella in superficie rimanere fredda. In realtà l’acqua, man mano che si scalda, diventa più “leggera” e si sposta verso l’alto; quella superficiale, più fredda, è più “pesante” e si sposta verso il basso sostituendo la prima. Si formano **celle convettive**, piccoli circuiti grazie ai quali il fluido circola consentendo una distribuzione omogenea dell’energia termica.

La **fig. 1.15** illustra una macchina che funziona con i principi della termodinamica. La bacinella è un sistema fra due sorgenti a diversa temperatura: il fondo scaldato dalla fiamma e la superficie più fredda. Si soddisfa la condizione essenziale del secondo principio della termodinamica: *per ottenere lavoro dal calore è necessario disporre di due sorgenti a diversa temperatura*. Nel nostro caso il calore è fornito dalla fiamma e il lavoro consiste nello spostamento della massa d’acqua nelle celle convettive. Il tutto può essere paragonato ad una macchina alla quale si fornisce calore per produrre movimento (trasformazione di energia termica in energia cinetica). Nell’atmosfera la massa d’aria è in continuo movimento; essa si comporta come un motore alimentato dall’energia solare, tanto che si parla frequentemente di **macchina del tempo**; infatti sono proprio i continui spostamenti di masse d’aria sulla superficie del globo a determinare le diverse manifestazioni del tempo meteorologico.

La macchina del tempo può essere studiata come un modello semplificato del sistema atmosfera/Terra. Immaginiamo la superficie dell’intero globo perfettamente liscia ed omogenea, interamente coperta da un unico oceano, condizione teorica che consente di trascurare l’irregolare distribuzione di terre emerse, catene montuose e mari. Immaginiamo quindi spostamenti di masse d’aria lineari e senza ostacoli. Ammettiamo inoltre l’idea tolemaica di una Terra ferma, riscaldata da un Sole che gli orbita intorno. Supponiamo infine che l’asse di rotazione terrestre sia perfettamente perpendicolare al piano dell’orbita (assenza delle stagioni). La fascia equatoriale potrebbe essere paragonata al fondo della bacinella dove l’aria si scalda, si dilata, diventa più leggera (diminuisce la pressione al suolo) e sale verso gli strati superiori della troposfera. La zona polare può essere paragonata alla superficie della bacinella; in essa l’aria è fredda, si comprime, diventa più pesante (aumenta la pressione al suolo) e scende.

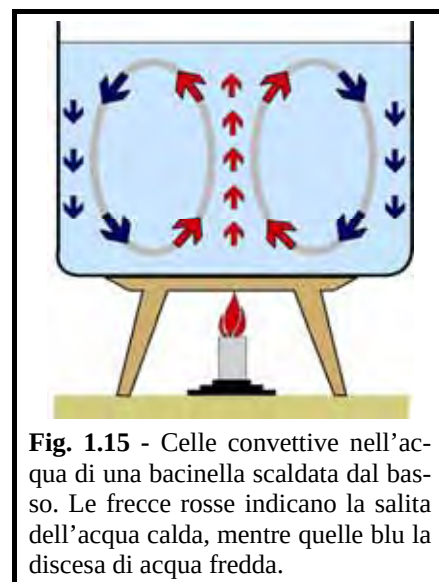


Fig. 1.15 - Celle convettive nell’acqua di una bacinella scaldata dal basso. Le frecce rosse indicano la salita dell’acqua calda, mentre quelle blu la discesa di acqua fredda.

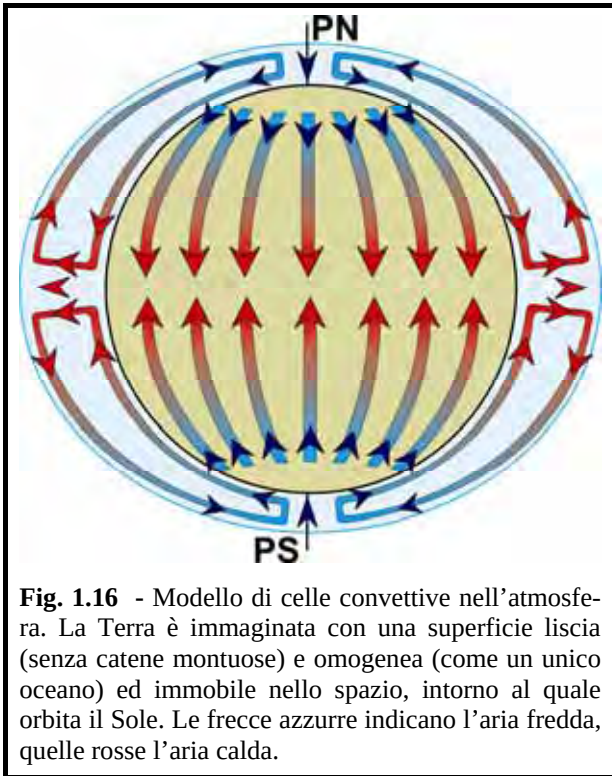


Fig. 1.16 - Modello di celle convettive nell'atmosfera. La Terra è immaginata con una superficie liscia (senza catene montuose) e omogenea (come un unico oceano) ed immobile nello spazio, intorno al quale orbita il Sole. Le frecce azzurre indicano l'aria fredda, quelle rosse l'aria calda.

L'aria calda migra in quota verso le zone polari raffreddandosi gradualmente (**fig. 1.16**), mentre quella fredda si sposta in prossimità del suolo verso le basse latitudini scaldandosi gradualmente. Si formano celle convettive di dimensioni planetarie che ridistribuiscono l'energia su tutto il pianeta. Con un simile modello le zone polari sarebbero costantemente dominate da alte pressioni (**anticicloni**), mentre quelle equatoriali da basse pressioni (**cicloni** o **depressioni**). Vi sarebbero venti costanti dalle alte latitudini verso l'equatore nella stessa direzione dei meridiani. Tutto ciò, anche se è utile per comprendere il meccanismo fondamentale della macchina del tempo, non corrisponde alla realtà. Perfezioniamo allora il modello eliminando una prima semplificazione: *la Terra non è ferma, ma ruota intorno all'asse del Mondo*.

Un oggetto sulla superficie della Terra all'equatore compie un giro pari al cerchio massimo ($2\pi R = 2 \cdot 3,14 \cdot 6.371 \text{ km} = 40.030 \text{ km}$) in 24 ore; esso si muove alla notevole velocità di $40.030 \text{ km}/24\text{h} = 1.668 \text{ km/h}$. Un oggetto su un polo non si sposta, ma ruota su se stesso. *La velocità periferica di un oggetto sulla superficie terrestre diminuisce all'aumentare della latitudine*. Consideriamo ora una particella d'aria che si sposta da Nord a Sud spinta da una forza che dipende da un gradiente di pressione; l'aria più fredda e più pesante si

sposta da un'area anticiclonica verso una depressione a sostituire l'aria più calda e più leggera che sale in quota, come se il ciclone, a livello del suolo, "succhiassse" aria dalle zone di alta pressione. Se quella particella si trova originariamente in un determinato punto della superficie terrestre ad elevata latitudine, possiede una bassa velocità periferica; muovendosi verso Sud, più o meno libera da vincoli con la superficie terrestre, giunge a "sorvolare" porzioni del globo con velocità periferiche maggiori. La particella d'aria mantiene la sua velocità periferica iniziale; ad un osservatore esterno (per esempio da una navicella spaziale) apparirà muoversi di moto quasi rettilineo con la Terra che ruota al di sotto; mentre ad un altro osservatore, vincolato sulla superficie, apparirà muoversi deviando verso Ovest. Infatti il Sole sorge a oriente e tramonta ad occidente; quindi la Terra ruota da Ovest verso Est; è come se la particella d'aria "rimanesse indietro", quindi ad Ovest, man mano che, scendendo verso l'equatore, "sorvola" territori che viaggiano più velocemente verso Est. In sintesi si può affermare che *la particella devia verso destra rispetto al verso di percorrenza dall'anticiclone alla depressione*.

Consideriamo ora un'altra particella d'aria che si trovi in quota all'altezza dell'equatore e che si muova verso Nord nella parte superiore della cella convettiva. Essa possiede una elevata velocità periferica, si muove verso Est sempre più velocemente rispetto ai territori che man mano "sorvola", dato che essi progrediscono con una velocità periferica progressivamente minore all'aumentare della latitudine. Anche in questo caso, per un osservatore sulla Terra, sembra che la particella d'aria subisca una deviazione verso destra rispetto al verso di percorrenza. Analoghi ragionamenti valgono per l'emisfero Sud risultando però una deviazione contraria, verso sinistra. L'aria si muove secondo un gradiente barico (di diminuzione di pressione), inizialmente lungo una direzione che va da un anticiclone a una depressione, subendo poi una deviazione verso destra che, come si è detto, è solo apparente; ma ad un osservatore sulla Terra appare come un reale cambiamento della direzione di spostamento dell'aria, determinato da una apparente forza deviatrice terrestre, detta **forza geostrofica** (**scheda 1.6**).

La pressione dell'aria al suolo viene misurata mediante strumenti (barometri). Disponendo di numerose misure contemporanee registrate da diverse stazioni meteorologiche, costituenti una "rete di rilevamento" distribuita su una porzione di territorio, è possibile tracciare, su una carta, una serie di linee (**isobare**) che uniscono punti con uguale pressione atmosferica. L'andamento di tali linee permette di osservare la distribuzione nello spazio di questa importante variabile meteorologica. Il disegno costituito dall'insieme di isobare è simile a quello delle curve di livello in una carta topografica: si distinguono aree in cui prevalgono alte pressioni (aria più fredda che scende comprimendosi) ed aree dominate da depressioni (aria più calda che sale dilatandosi). Dove le isobare sono più vicine maggiore è il gradiente di pressione (come nelle carte topografiche, il dislivello tra due punti è maggiore quando fra essi sono interposte numerose isoipse molto vicine fra loro). Dove le isobare sono molto distanti il "dislivello" di pressione fra due punti è ridotto (**fig. 1.17**).

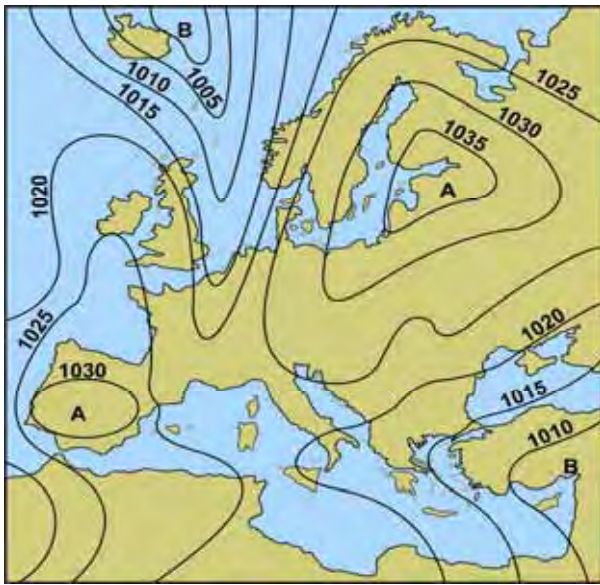
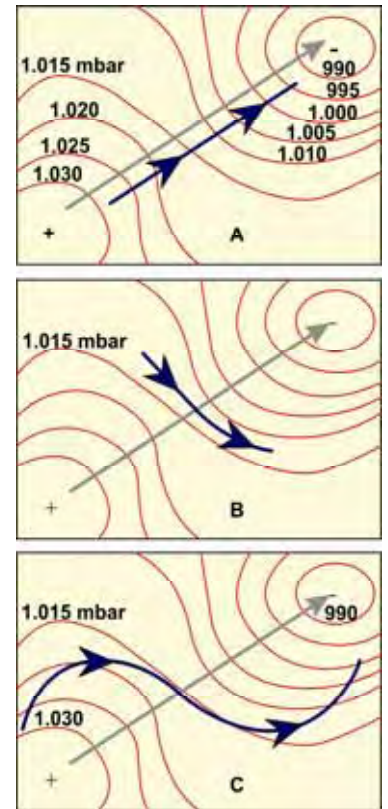


Fig. 1.17 - Le **isobare** sono linee che congiungono, su una carta geografica, punti con uguale pressione atmosferica in un determinato istante. L'insieme di queste linee assume un aspetto simile all'andamento delle curve di livello nelle carte topografiche. I "picchi" sono le alte pressioni (A), mentre i centri di bassa pressione (B) appaiono come vere e proprie depressioni (valori indicati in hPa; $P_{\text{standard}} = 1 \text{ atm} = 1.013 \text{ mbar} = 1.013 \text{ hPa}$).

Fig. 1.18 - Il vento è diretto dall'alta (+) alla bassa (-) pressione, tagliando le isobare con velocità tanto maggiore quanto più queste sono fra loro vicine (A). Ma la forza geostrofica, nell'emisfero boreale, devia il vento verso destra, tanto che esso tende ad assumere una direzione parallela alle isobare (B). A livello del suolo l'aria si sposta come una spirale in senso orario che diverge dall'anticiclone per convergere sulla bassa pressione (C) dove si "inverte" ruotando in senso anti-orario (valori indicati in hPa; $P_{\text{standard}} = 1 \text{ atm} = 1.013 \text{ mbar} = 1.013 \text{ hPa}$).



La pressione dunque cambia, più o meno rapidamente a seconda della distanza fra le isobare, se queste vengono tagliate lungo una direzione ad esse perpendicolare. Lungo tale direzione l'aria tende a spostarsi da un anticiclone ad una depressione (**fig. 1.18/A**). Ma per effetto della forza geostrofica il vento, nell'emisfero boreale, si sposta a destra e se il percorso è sufficientemente lungo, la direzione del vento finisce col diventare parallela alle isobare con velocità che dipende dal gradiente barico (venti tanto più intensi quanto più le isobare sono ravvicinate; **fig. 1.18/B**). Negli strati bassi dell'atmosfera l'aria fredda scende come una spirale che ruota in senso orario comprimendosi al suolo (alta pressione) ed "allargandosi" verso la periferia. Quell'aria viene come "risucchiata" dall'area di bassa pressione a sostituire quella calda e leggera che sale come un vortice ruotando in senso antiorario (**fig. 1.18/C**). Da quanto finora espresso è possibile enunciare la legge di Buys Ballot: *nel nostro emisfero, volgendo le spalle al vento, si ha la bassa pressione davanti a sinistra e l'alta pressione indietro a destra e viceversa nell'emisfero australe* (**fig. 1.19**).

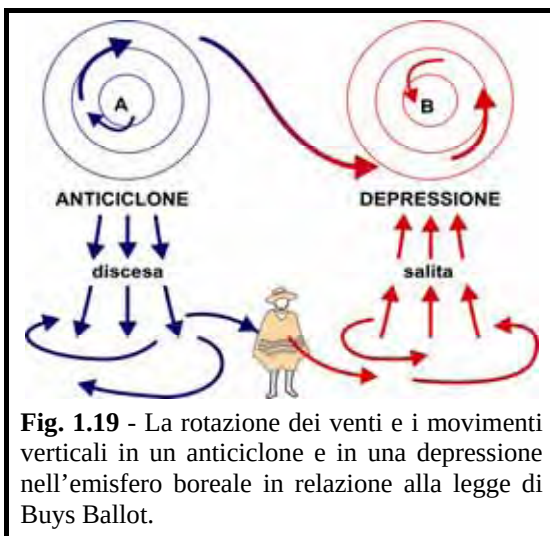


Fig. 1.19 - La rotazione dei venti e i movimenti verticali in un anticiclone e in una depressione nell'emisfero boreale in relazione alla legge di Buys Ballot.

Nell'emisfero boreale i venti, che in quota soffiano dall'equatore verso Nord, grazie alla forza geostrofica sono deviati a destra; a circa 30° di latitudine, l'aria diventa più fresca, si sposta da Ovest verso Est ed essendo più pesante, scende comprimendosi (**anticiclone subtropicale**); giunta al suolo una parte prosegue verso Nord, mentre una parte torna a Sud. Anche i venti al suolo che tornano verso l'equatore vengono sottoposti alla forza di deviazione piegando verso ovest. Lo stesso avviene per emisfero Australe; i venti al suolo di ritorno all'equatore (**alisei**) man mano scaldandosi (l'aria diventa più leggera), si incontrano e risalgono (**bassa pressione equatoriale**) chiudendo una prima cella convettiva (**fig. 1.20**). Al polo l'aria fredda e pesante si accumula al suolo (**anticiclone polare**) e tende a muoversi verso Sud man mano scaldandosi, ma interviene la forza geostrofica facendola deviare verso Ovest (**venti di Nord-Est**). A circa 60° di latitudine essa incontra quella proveniente dall'anticiclone subtropicale (**venti di ponente**) e forma una fascia depressionaria detta

subpolare dove l'aria risale chiudendo così un altro ciclo.

In sintesi i movimenti dell'atmosfera, per ogni emisfero, sono regolati da tre celle convettive (**fig. 1.20**), due fasce di alte pressioni (poli e tropici) e due fasce depressionarie (zona sub-polare ed equatore). Nelle porzioni centrali delle fasce depressionarie e anticicloniche l'aria si muove prevalentemente in senso verticale (verso l'alto e verso il basso rispettivamente). La bassa pressione equatoriale viene anche detta *zona delle bonacce* per la quasi totale assenza di venti al suolo. Nelle parti centrali delle fasce di transizione fra le alte e le basse pressioni, i venti al suolo assumono la maggiore velocità.

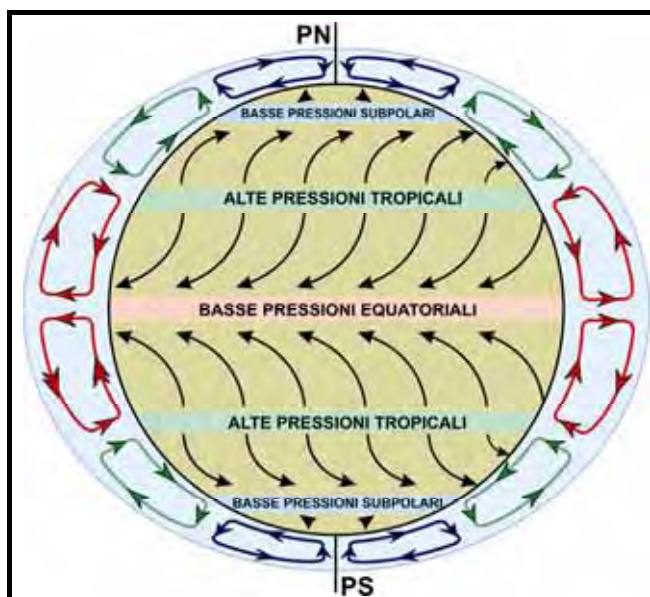


Fig. 1.20 - Schema della circolazione generale dell'atmosfera. Si tratta di un modello ancora semplificato, che tiene conto della rotazione terrestre, ma che non considera la diversa distribuzione delle terre emerse e dei mari. È uno schema più vicino alla realtà rispetto a quanto rappresentato in **fig. 1.16**. Per ogni emisfero sono presenti almeno tre celle convettive principali anziché una sola.

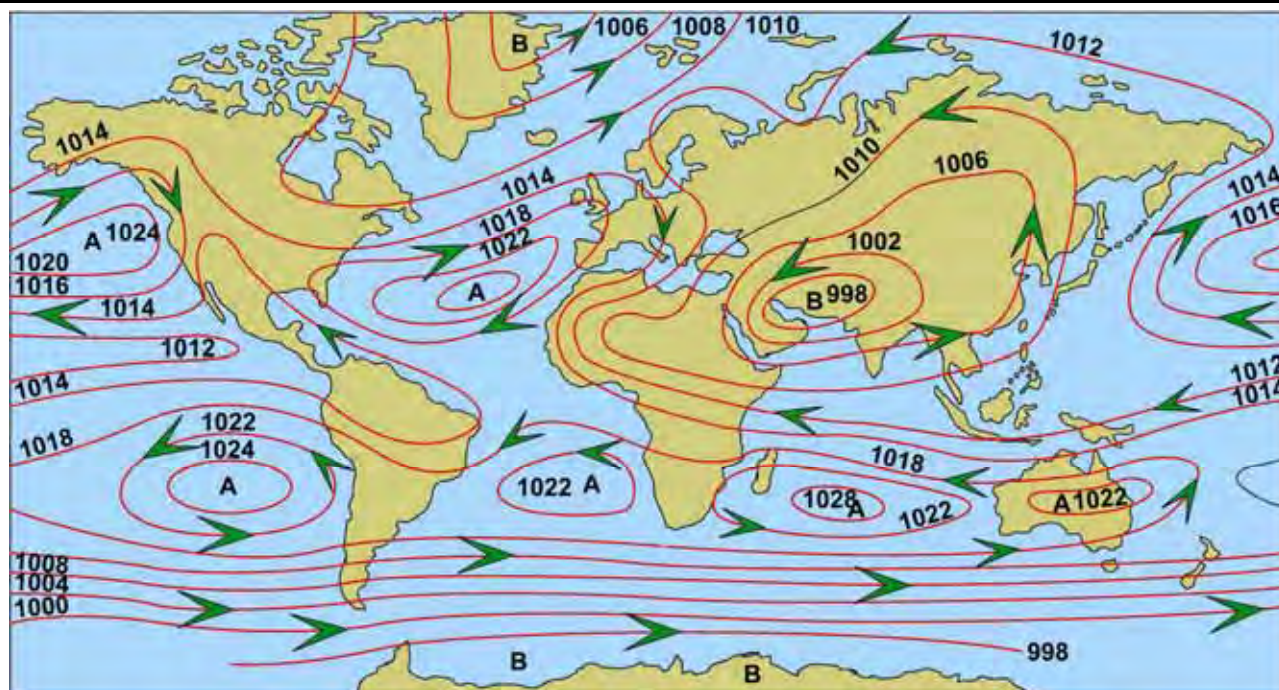


Fig. 1.21 - Isobare del mese di luglio (valori indicati in hPa; $P_{\text{standard}} = 1 \text{ atm} = 1.013 \text{ mbar} = 1.013 \text{ hPa}$).

Il modello fin qui illustrato non corrisponde ancora alla realtà, anche se, per certi aspetti, si dimostra adatto a spiegare fenomeni come i venti costanti alisei. Occorre pertanto eliminare altre semplificazioni del modello iniziale. È necessario considerare la diversa distribuzione delle terre emerse e dei mari e della diversa incidenza della radiazione solare nelle stagioni. Le **figg. 1.21** e **1.22** ci aiutano a capire come si complica ulteriormente il modello della circolazione generale dell'atmosfera. Esse mostrano la distribuzione media delle isobare in luglio e gennaio e ci consentono di osservare quanto segue:

- le isobare sono fra loro distanziate nella zona equatoriale in ambedue le carte; pertanto i gradienti di pressione sono deboli (zona delle bonacce); gli **alisei** sono venti costanti per tutto l'anno;
- le isobare hanno un andamento simile ai paralleli con un gradiente di diminuzione in entrambe le stagioni nella fascia compresa tra il Tropico del Capricorno (con presenza di anticicloni) e il circolo polare antartico

(depressione subpolare); nell'emisfero australe, dove prevalgono gli oceani, quindi con superficie più omogenea la situazione è analoga a quella descritta con il precedente modello; nell'emisfero boreale, per opposti motivi, la situazione si complica notevolmente;

- è parzialmente riconoscibile la fascia dell'anticiclone subtropicale nell'emisfero Nord; l'**anticiclone delle Azzorre** sull'Atlantico è presente sia in gennaio che in luglio; la depressione polare (**ciclone Nord - Atlantico**) è pure presente, ma veramente attiva solo nella stagione invernale;
- nell'inverno boreale il continente asiatico si raffredda maggiormente e più velocemente degli oceani circostanti (**fig. 1.14**); l'aria più fredda e più pesante forma un'alta pressione (**anticiclone siberiano; fig. 1.22**); in estate succede il contrario (**fig. 1.13**); l'aria più calda e più leggera forma una bassa pressione (**ciclone siberiano; fig. 1.21**); questa è una delle più evidenti "anomalie" rispetto al modello di **fig. 1.20**; confrontando le **figg. 1.13** e **1.14** con le **figg. 1.21** e **1.22**, ne risultano altre, pur se meno evidenti;
- nell'inverno boreale venti intensi (**monsoni invernali** da Nord Est; **fig. 1.23**) soffiano dal continente asiatico (alta pressione) verso Sud dove, sull'oceano Indiano, la temperatura è più elevata (bassa pressione); durante la stagione calda l'oceano è più fresco (alta pressione) rispetto al continente (bassa pressione); i venti soffiano in senso inverso e vengono detti **monsoni estivi** (da Sud-Ovest; **fig. 1.23**).

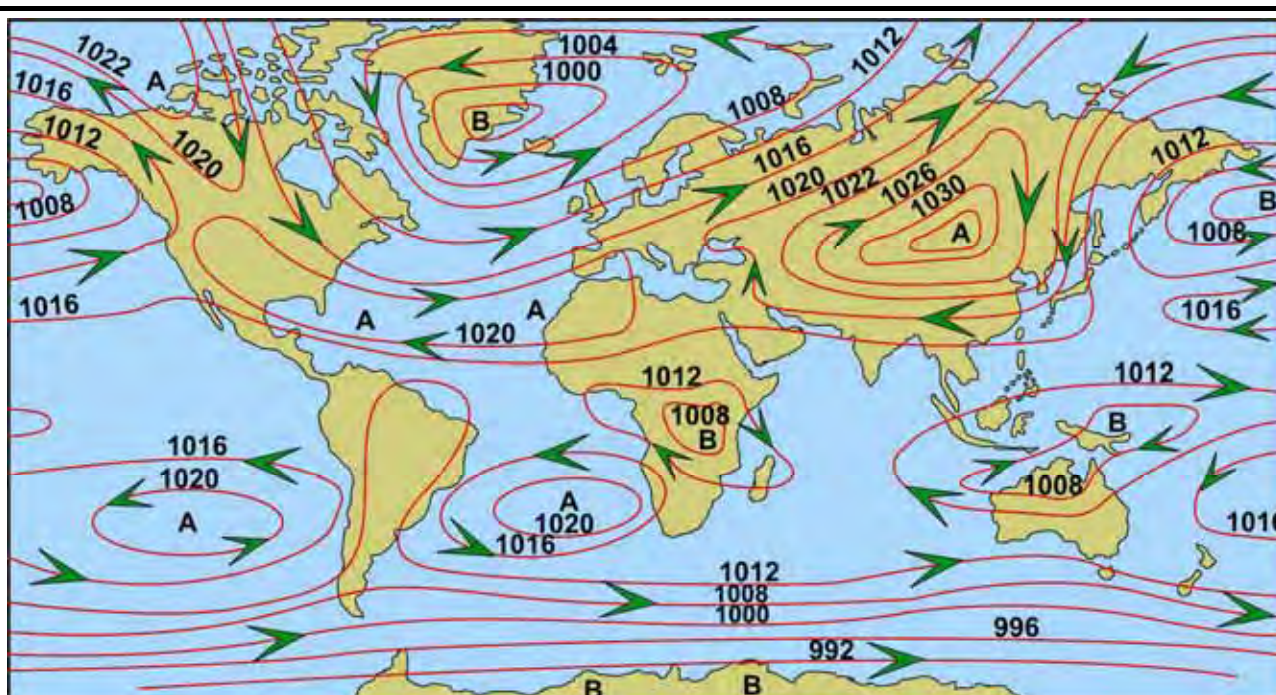


Fig. 1.22 - Isobare del mese di gennaio (valori indicati in mbar; $P_{\text{standard}} = 1 \text{ atm} = 1.013 \text{ mbar} = 1.013 \text{ hPa}$).



Fig. 1.23 - Nella stagione invernale i **monsoni** "soffiano" da Nord/Est a Sud/Ovest (a sinistra); in estate da Sud/Ovest a Nord/Est (a destra). Nell'inverno l'aria dal continente è più fredda e secca determinando un periodo poco piovoso. In estate l'aria dal mare, carica di umidità, è costretta a salire



di quota quando incontra il continente, determinando precipitazioni particolarmente copiose.

A questo punto abbiamo una visione abbastanza approfondita di come funziona la macchina del tempo, ma dobbiamo eliminare un'ultima semplificazione. Avevamo supposto che la Terra fosse liscia. In realtà vi sono montagne alte migliaia di metri, fino a 8.000 m le più elevate, poco inferiori al limite superiore della troposfera. Quando i venti "corrono" sulla superficie terrestre perdono energia per attrito, con riduzione della forza geostrofica; la deviazione è minore rispetto a quanto accade in quota. I rilievi costringono l'aria a salire per superarli o a cambiare rotta per aggirarli; addirittura montagne, colline e pianure possono costringere l'aria a cambiare direzione più efficacemente della forza geostrofica. Non si deve pensare che la presenza di rilievi renda vanifichi il modello di circolazione dell'atmosfera sopra descritto, ma lo complica a livello locale. Le condizioni

del tempo presso una determinata località dipendono da ciò che si verifica a livello del globo, ma dipendono anche dai caratteri morfologici locali che possono esaltare o attenuare i fenomeni meteorologici innescati dalla circolazione generale dell'atmosfera.

1.7 - La misura del vento

Il vento è una grandezza vettoriale che rappresenta la sua velocità. L'aria infatti può muoversi lungo determinate direzioni e versi. La **fig. 1.24** mostra la classica **rosa dei venti**; a ciascuno di essi è assegnata una denominazione a seconda del quadrante da cui proviene. I venti sono più o meno intensi e lo strumento adatto per misurarne la velocità è l'**anemometro**. Esso viene posto sulla sommità delle capannine meteorologiche, a condizione che queste siano situate in spazi aperti. Il vento è infatti una variabile meteorologica difficile da rilevare perché influenzabile da ostacoli naturali (colline, dossi,...) o artificiali (muri, case,...). Spesso gli anemometri sono collocati in cima a colline o a grattacieli e sono muniti di una **banderuola**, che si allinea con la direzione del vento. Questo mette in rotazione tre o quattro **coppe** vincolate, come in un mulinello a vento, ad un asse che ruotando aziona un contagiri dal quale è possibile ricavare il dato della velocità (**fig. 1.25**).

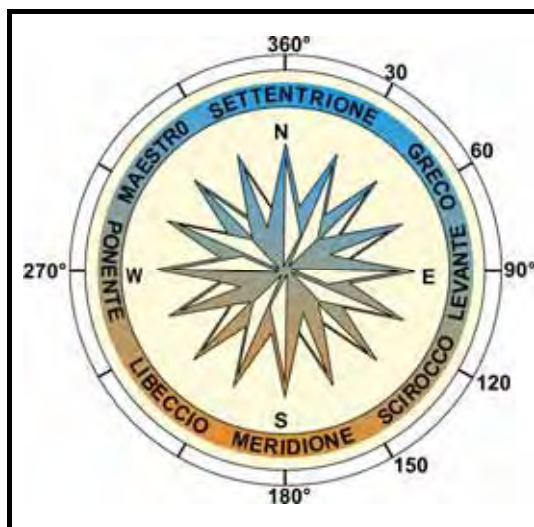


Fig. 1.24 - Rosa dei venti. Per esempio il vento da Nord/Est, è indicato con il termine "greco"; i venti occidentali vengono detti di "ponente".

Fig. 1.25 - Un anemometro è costituito da tre coppe vincolate ad un asse la cui rotazione è registrata sotto forma di segnali che, tramite un cavo, vengono trasmessi ad un sistema ricevente in grado di registrare, in continuo, la velocità del vento



L'unità di misura della velocità del vento può essere espressa in chilometri all'ora [km/h]. Tuttavia la tradizione dei naviganti, largamente condizionata dalle misure inglesi, ha imposto un ampio uso del "nodo" pari ad un miglio marino all'ora (un miglio marino = 1,853 km)¹. Un altro sistema, usato in aeronautica e in marina, è quello di indicare la **forza** del vento sulla base della Scala Internazionale di BEAUFORT (**tab. 1.2**).

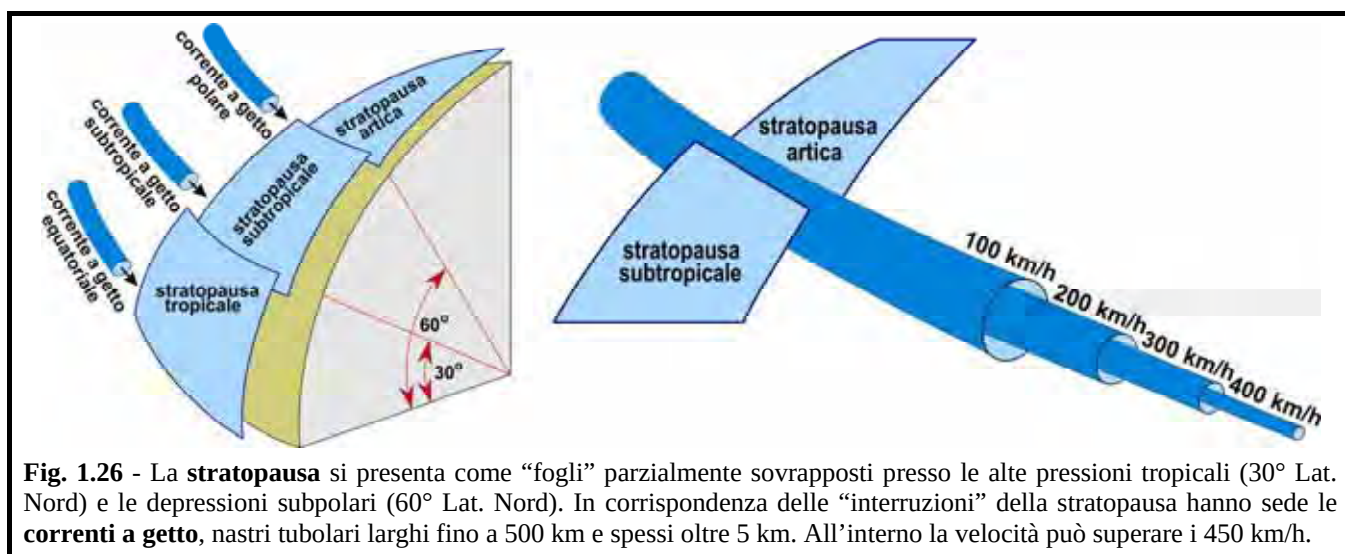
Tab. 1.2 - La **scala internazionale BEAUFORT** è una classificazione dei venti in funzione della "forza" (velocità). Un "nodo" corrisponde ad un "miglio marino" all'ora (1,609 km/h).

Scala	velocità		descrizione	osservazioni
	[km/h]	[nodi]		
0	0 ÷ 2	0 ÷ 1	calma	Il fumo sale verticalmente.
1	2 ÷ 6	1 ÷ 3	bava di vento	Direzione del vento indicata dal fumo, non dalle banderuole.
2	7 ÷ 13	4 ÷ 6	brezza leggera	Vento sensibile al volto; si muovono le foglie; si orientano le banderuole.
3	14 ÷ 22	7 ÷ 10	brezza tesa	Foglie ramoscelli in movimento; il vento distende le bandiere.
4	23 ÷ 33	11 ÷ 16	vento moderato	Polvere, pezzi di carta si sollevano; si muovono i piccoli rami.
5	34 ÷ 44	17 ÷ 21	vento teso	Si muovono rami; si increspano le acque nei bacini.
6	45 ÷ 57	22 ÷ 27	vento fresco	Si agitano i grossi rami; si odono fischi; uso difficoltoso di ombrelli.
7	58 ÷ 70	28 ÷ 33	vento forte	Alberi in movimento; si cammina controvento con difficoltà.
8	71 ÷ 85	34 ÷ 40	burrasca moderata	Piccoli rami si spezzano; si cammina controvento con molta difficoltà.
9	86 ÷ 100	41 ÷ 47	burrasca forte	Danni leggeri alle strutture (tegole, camini, ecc...).
10	101 ÷ 117	48 ÷ 55	burrasca fortissima	Alberi sradicati, danni considerevoli alle costruzioni.
11	118 ÷ 133	56 ÷ 63	bufera	Devastazioni gravi.
12	134 ÷ 152	64 ÷ 71	uragano	Devastazioni gravissime.

¹ Da non confondersi con il "miglio terrestre" pari a 1,609 km.

1.8 - Le correnti a getto

L'altezza della tropopausa non è uguale su tutta la superficie del globo, ma varia da un massimo di quasi 18 km presso l'equatore, ad un minimo di 8 km presso i poli nelle stagioni fredde (**fig. 1.8**). Questa differenza sembra dovuta ai moti verticali dell'aria verso l'alto, più intensi alle basse latitudini e nella stagione calda per la maggior radiazione solare (l'aria calda si dilata, diventa più leggera e sale). È una teoria non condivisa da tutti i meteorologi, dato che altri fattori sembrano influire sull'altezza della tropopausa. Essa non è una fascia continua che si estende dai poli all'equatore, come mostra lo schema molto semplificato di **fig. 1.8**; non è una sottile pellicola che avvolge in modo continuo la troposfera ad una altezza gradualmente variabile con la latitudine. In realtà essa presenta interruzioni. La tropopausa si presenta come “fogli” a diversa altezza e parzialmente stratificati ai loro margini (**fig. 1.26**) in corrispondenza delle alte pressioni tropicali (30° Lat. Nord) e delle depressioni polari (60° Lat. Nord). Nella stretta fascia dove i “fogli” si sovrappongono, lungo la verticale si registrano rapidi cambiamenti nella struttura fisica dell'atmosfera (temperatura, pressione,...) che innescano spostamenti di masse d'aria. Ciò accade perché movimenti dell'aria tendono sempre ad annullare, pur essendo da esse innescate, le diversità nello stato fisico tra le porzioni di atmosfera.



Ad alta quota l'aria è maggiormente libera di spostarsi non essendo vincolata, diversamente dai venti al suolo, dall'attrito con il terreno; inoltre le discontinuità fra i livelli della stratopausa determinano elevati gradienti fisici (veloci cambiamenti delle caratteristiche fisiche in poco spazio). Sono condizioni adatte alla formazione di venti intensi: **correnti a getto**. Esse sono vere e proprie fiumane d'aria molto veloci, larghe centinaia di chilometri e spesse alcuni chilometri, al cui centro i venti (da Ovest) possono spirare fino alla ragguardevole velocità di 500 km/h. Le correnti a getto non presentano caratteristiche costanti nell'arco dell'anno e contribuiscono a distribuire l'energia sulla Terra (**scheda 1.7**). Per esempio quella polare è molto più attiva durante nell'inverno, dato che più pronunciate sono le diversità in termini di altezza e di caratteristiche fisiche (quindi maggiori gradienti) fra la stratopausa a livello del polo e quella alle latitudini più basse. Le correnti a getto non sono nastri perfettamente paralleli all'equatore con la stessa larghezza, spessore e velocità dei venti; nell'emisfero boreale durante l'inverno sono relativamente costanti; nell'estate si spezzano e si indeboliscono.

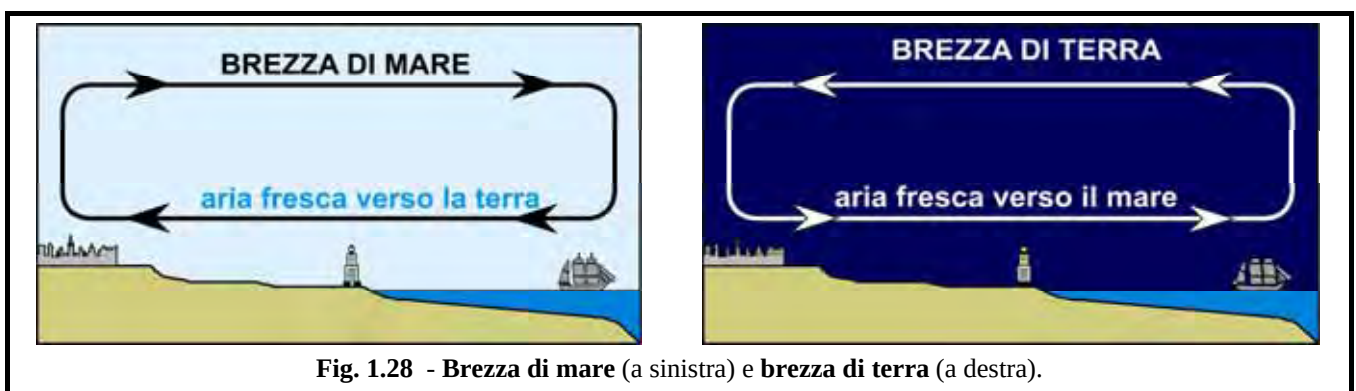
1.9 - I venti periodici

I venti periodici si verificano con frequenza regolare; l'intervallo di tempo fra una manifestazione e quella successiva può essere molto diverso a seconda delle situazioni. Un caso che abbiamo già esaminato è rappresentato dai monsoni che si succedono regolarmente due volte all'anno: una volta dal continente e una volta dall'oceano (**fig. 1.23**). Si tratta di un fenomeno che interessa un'ampia porzione del continente asiatico; Vi sono inoltre situazioni locali che determinano venti su piccola scala che si manifestano quotidianamente: le **brezze**.

La **brezza di valle** (**fig. 1.27**) si verifica durante il giorno come vento leggero dalla pianura o dalla porzione più bassa di un valle verso monte (venti ascendenti). Nelle ore più calde l'aria stazionante in pianura o nella valle si riscalda, si dilata e sale lungo i pendii montuosi. Le **brezza di monte** è un vento che spira nelle notti calme e serene muovendosi in senso opposto al precedente; nella notte i fianchi delle montagne si raffreddano abbassando la temperatura dell'aria immediatamente sovrastante che diventa più densa e scende a valle.



Il mare e la terra esposti alla medesima radiazione solare si riscaldano in modo diverso; il primo è più lento ad assorbire l'energia solare e a restituire calore, mentre la terra si riscalda e si raffredda più velocemente. Durante il giorno la terra costituisce un punto caldo e quindi una relativa bassa pressione e il mare un punto meno caldo con una relativa alta pressione: l'aria si muove dal mare verso la terra (**brezza di mare**; **fig. 1.28**). Durante la notte succede il contrario (**brezza di terra**).



1.10 - I fronti e le precipitazioni

La macchina del tempo è responsabile della circolazione globale dell'atmosfera; l'aria si sposta senza sosta con movimenti orizzontali e verticali al suolo e in quota. Il funzionamento di questo meccanismo dipende dalla fonte energetica solare che riscalda in modo disomogeneo porzioni diverse della Terra; queste si scaldano e si raffreddano con intensità diverse a seconda che si tratti di terre emerse o di oceani. In questo gioco entra anche l'acqua; l'aria muovendosi cambia il suo stato fisico (pressione, volume, temperatura) e l'acqua in essa contenuta, evaporata dagli oceani, dai laghi, dal terreno, traspirata dai vegetali, condensa in minute goccioline formando nubi e determinando precipitazioni (pioggia, grandine, neve), oppure può diventare più "secca".

Se diminuisce la temperatura di una massa d'aria, anche la sua umidità relativa diminuisce fino a diventare pari o inferiore all'umidità assoluta; l'acqua in eccesso passa dallo stato gassoso a quello liquido. Un abbassamento della temperatura può determinare la condensazione dell'acqua in minute goccioline con formazione di **nebbie** o di **nuvole**. Se la temperatura è molto bassa la condensazione può portare alla formazione di microcristalli di ghiaccio. Il passaggio dallo stato gassoso a quello liquido o solido viene facilitato dalla presenza di *nuclei di condensazione*, particelle igroscopiche attorno alle quali si raccolgono le molecole d'acqua. I nuclei di condensazione sono costituiti dal pulviscolo atmosferico e sembra anche dal cloruro di sodio, mobilizzato dal vento dagli spruzzi delle onde marine e trasportato a grande distanza. Il diametro delle goccioline (quando non sono formate da sottili aghi di ghiaccio) è pari a $0,004 \div 0,1$ mm. In aria ferma scendono con una velocità di ~ 1 cm/sec, ma è sufficiente una debole corrente per mantenerle in quota. Se il diametro supera 0,1 mm le gocce scendono con maggiore velocità (fino a 1 m/sec), possono unirsi fra loro e diventare vere e proprie gocce di pioggia, con diametro di $1 \div 5$ mm.

Quali sono i meccanismi che provocano condensazione in una massa d'aria che spostandosi cambia il suo stato fisico? Consideriamo una massa d'aria che si muove in prossimità di un terreno, che per comodità immaginiamo senza rilievi. Supponiamo che essa incontri un'altra massa d'aria più fredda (**fig. 1.29**); la prima tenderà a sormontare la seconda perché più leggera, che quindi sale di quota, si dilata e si raffredda con conseguente condensazione. Si formano nubi prevalentemente alte e stratificate, seguite da strati più bassi che provocano la

pioggia. È uno strato d'aria calda che sormonta e spinge una massa d'aria fredda, dove la linea di contatto al suolo fra le due viene detta **fronte caldo**. Una situazione analoga a quella descritta si ha spesso in inverno sulla Pianura Padana; essa costituisce un vero e proprio “cuscinetto” d'aria fredda, sul quale, quando spirano venti meridionali carichi di umidità raccolta dal Mediterraneo, scorre uno strato d'aria calda con conseguente formazione di nubi e talora nevicata anche abbondanti.

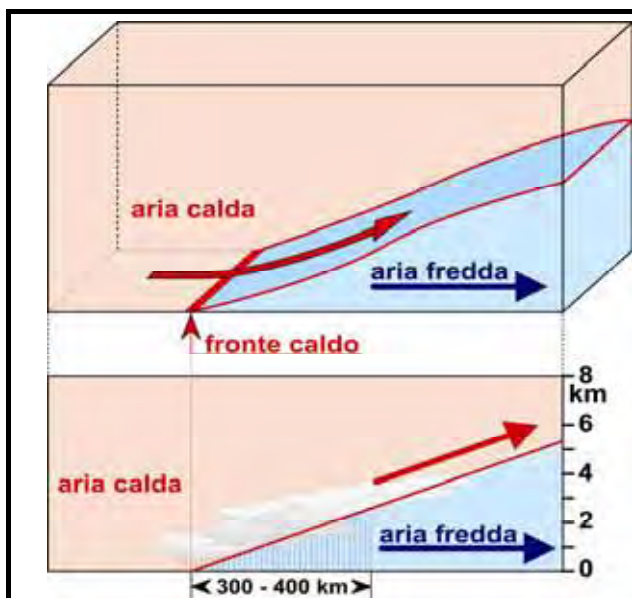


Fig. 1.29 - Il **fronte caldo** è dovuto ad una massa d'aria calda che spinge e sovrasta una massa d'aria fredda.

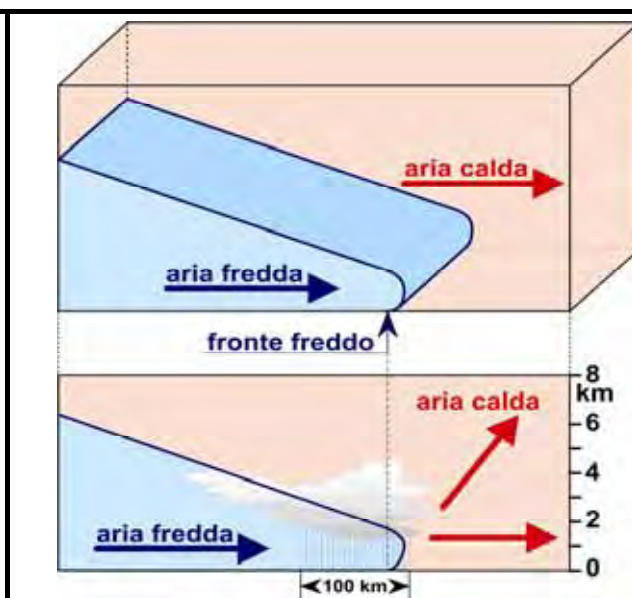


Fig. 1.30 - Il **fronte freddo** è dovuto a una massa d'aria fredda che spinge e solleva una massa d'aria calda.

Se una massa d'aria fredda, nel suo spostamento al suolo, incontra una massa d'aria più calda (**fig. 1.30**), questa viene violentemente sollevata verso l'alto con la prima che vi si incunea al di sotto. L'aria calda sale velocemente in quota dilatandosi e raffreddandosi, con formazione di nubi prevalentemente cumuliformi, vere e proprie “torri” con grande sviluppo verticale, spesso nubi temporalesche, così spesse, da risultare quasi nere ed in grado di provocare rovesci (piogge intense). La linea di contatto fra le due masse d'aria al suolo viene detta **fronte freddo**. In Italia situazioni del genere si hanno in occasione di invasioni di masse d'aria provenienti da Nord o da Nord/Nord - Ovest (venti di tramontana) e da Est o da Nord/Est (venti di Bora).

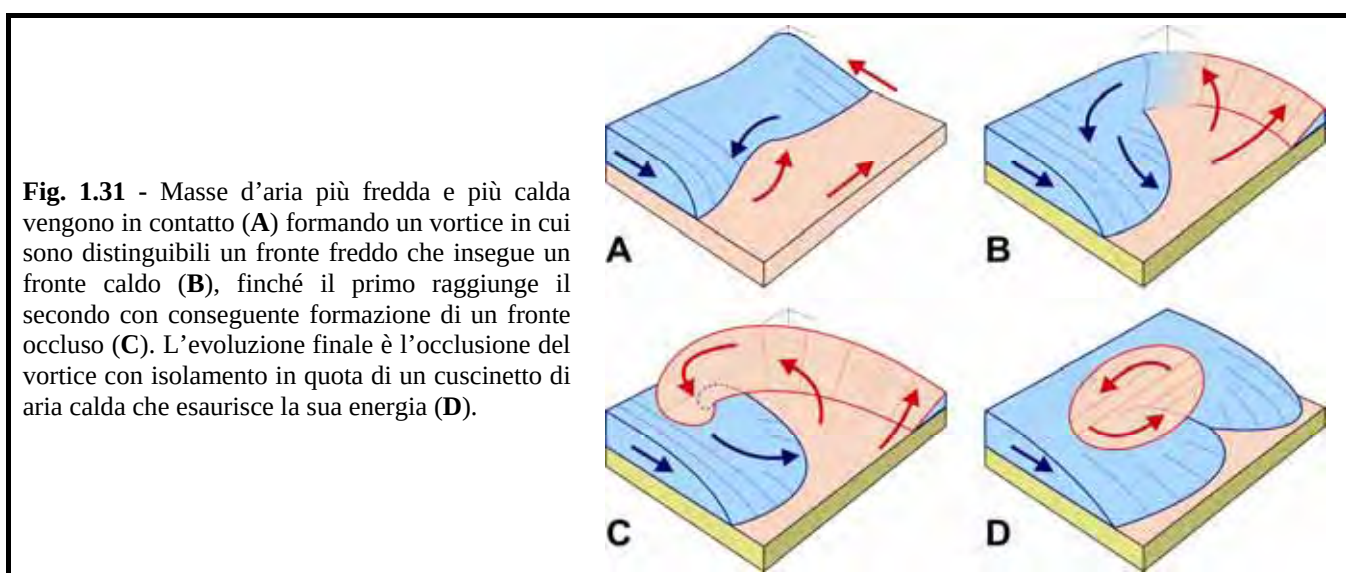


Fig. 1.31 - Masse d'aria più fredda e più calda vengono in contatto (A) formando un vortice in cui sono distinguibili un fronte freddo che insegue un fronte caldo (B), finché il primo raggiunge il secondo con conseguente formazione di un fronte occluso (C). L'evoluzione finale è l'occlusione del vortice con isolamento in quota di un cuscinetto di aria calda che esaurisce la sua energia (D).

La formazione dei fronti, così come illustrata, non spiega la maggior parte dei fenomeni associati agli spostamenti delle masse d'aria. Occorre analizzare la distribuzione delle alte e basse pressioni e delle isobare che determinano le direzioni dei venti. Consideriamo due masse d'aria più fredda e più calda che vengono in contatto (**fig. 1.31/A**). La Terra ruota da Est verso Ovest, pertanto l'aria fredda tende a spostarsi a Sud nella parte Ovest della figura; nel frattempo l'aria calda, che si trovava a Sud e quindi con velocità periferica superiore, sovrasta quella più fredda nella parte Est della figura. L'aria fredda si “incunea” nell'aria calda assumendo le caratteristiche di un fronte

freddo (**fig. 1.31/B**); contemporaneamente l'aria calda "spinge" ulteriormente quella fredda come in un fronte caldo. A questo punto si forma una depressione, un vortice ciclonico in cui le isobare assumono il caratteristico andamento illustrato in **fig. 1.32**. Il fronte freddo è più irruento e avanza più velocemente del fronte caldo, fino a raggiungerlo, inizialmente presso il centro del vortice, dove erano meno distanti, poi man mano anche in periferia (**fig. 1.31/C**). Quando il fronte freddo raggiunge e sovrasta quello caldo, si forma un nuovo sistema (**fronte occluso; fig. 1.33**), in cui l'aria calda rimane isolata a formare un cuscinetto sopra quella fredda. Nella sua evoluzione il vortice diventa un unico fronte occluso con una cellula residua d'aria calda (**fig. 1.31/D**) che esaurisce la sua energia fino a sparire del tutto, per ritornare ad una situazione simile a quella iniziale.

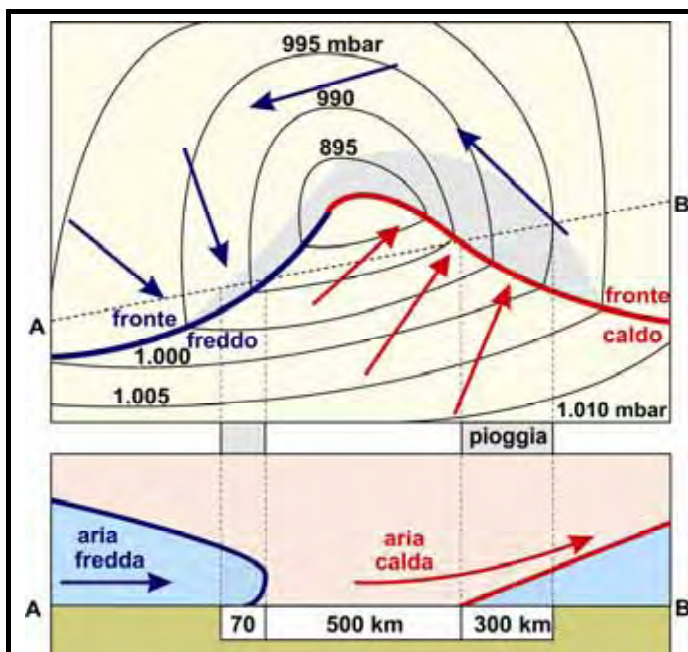


Fig. 1.32 - È riproposta la situazione della **fig. 1.31/B**. Notare la disposizione delle isobare, con verso di rotazione antiorario dei venti come è tipico di un ciclone nell'emisfero Nord.

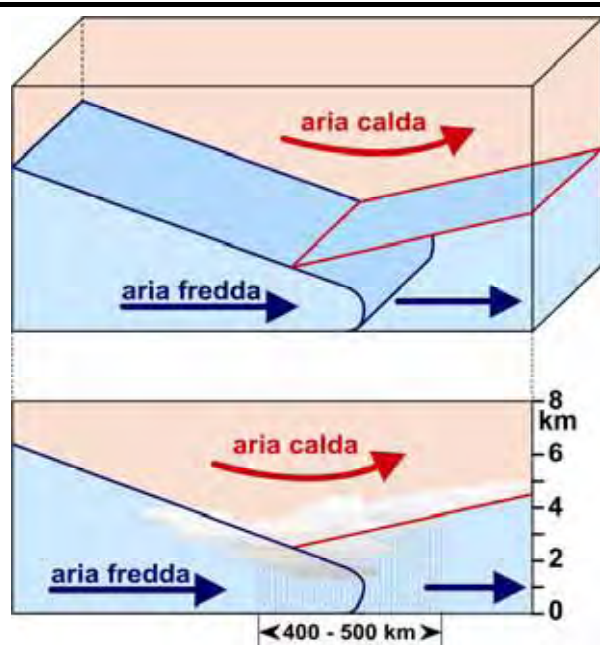


Fig. 1.33 - il **fronte occluso** è dovuto alla sovrapposizione di due fronti con quello freddo che raggiunge e si incunea in quello caldo.

Il sistema sopra descritto costituisce, nel suo insieme, una **perturbazione**: una alterazione di un equilibrio iniziale (seppure precario) in cui due masse d'aria sono in contatto ma separate. Tale disequilibrio porta alla formazione di un vortice ciclonico lungo la linea di separazione fra le due, tendente a mescolarle. La perturbazione è un fenomeno che contribuisce all'entropia del sistema Terra-atmosfera; infatti essa tende a mescolare parti dell'atmosfera inizialmente "ordinatamente" separate per arrivare ad un disordine, ad una distribuzione più omogenea nello spazio dell'energia e delle altre proprietà fisiche del gas aria.

La linea di contatto fra l'aria fredda dell'anticiclone polare e quella calda delle alte pressioni tropicali intorno a 60° Lat. Nord (**figg. 1.21 e 1.22**) può essere descritta come situazione analoga a quella appena analizzata. Lungo la fascia delle depressioni subpolari si formano numerosi vortici; essi sono perturbazioni che si spostano da Ovest verso Est (quindi dall'Atlantico invadono l'Europa) portando precipitazioni al loro passaggio. La posizione di quella fascia di basse pressioni (largamente influenzata dalla disposizione delle correnti a getto) non è costante. Una di queste è la depressione d'Islanda, che è più attiva e spinge la sua influenza a Sud durante la stagione invernale quando, per il maggior freddo, l'anticiclone polare estende la sua influenza verso latitudini più basse. Questa depressione "pulisce" con ritmi molto variabili, si forma presso l'Islanda, invade l'Europa, andando ad estinguersi nel continente eurasiatico, dove giunge normalmente quasi esaurita. Talvolta viaggia a latitudini superiori portando piogge e neve in Europa centrale e sulla penisola scandinava. Oppure estende la sua influenza più a Sud fino a portare precipitazioni sul Mediterraneo (**figg. 1.34 e 1.35**).

Nubi e precipitazioni possono manifestarsi anche in regime di alta pressione, in assenza di perturbazioni. In estate, soprattutto in pianura, durante il giorno, quando più intensa è la radiazione solare e dopo parecchi giorni durante i quali il ristagno dell'aria determina una elevata umidità relativa (la cosiddetta "afa" o "caldo umido"), l'aria diventa molto calda e sale in quota dilatandosi e raffreddandosi. Si formano nubi ad ampio sviluppo verticale (prevalentemente cumulonembi) che danno luogo a temporali brevi, talora anche intensi. Situazioni analoghe sono frequenti in montagna nei pomeriggi d'estate, in seguito alla risalita lungo le pendici di aria più calda proveniente dalle vicine pianure o dai fondovalle. Il rilievo e l'irregolare distribuzione delle terre emerse e dei mari condizionano notevolmente i fenomeni meteorologici ed in particolare proprio le precipitazioni.

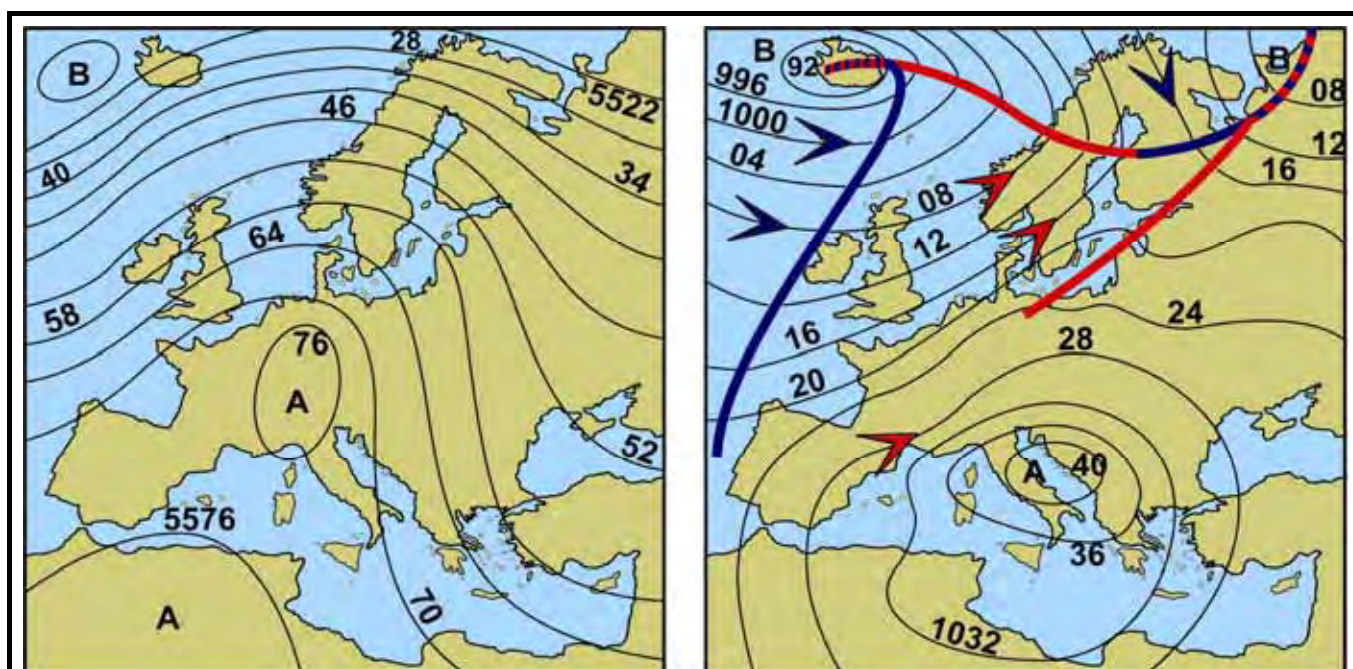


Fig. 1.34 - A sinistra è rappresentata la distribuzione di isobare all'altezza di 5.500 m. Normalmente l'anticiclone delle Azzorre ha il massimo nell'Atlantico ad Ovest del Mediterraneo; in estate invade il Mediterraneo portando "bel tempo" in Italia. Più raramente estende la sua influenza all'Europa centromeridionale nell'inverno (a sinistra). La stessa situazione è rappresentata dall'andamento delle isobare al suolo (in hPa, a destra); la maggiore irregolarità delle linee è dovuta all'influenza dei rilievi; si osservano due perturbazioni "guidate" dalla depressione d'Islanda che aggirano la "campana" di alta pressione, portando piogge sull'Europa settentrionale.

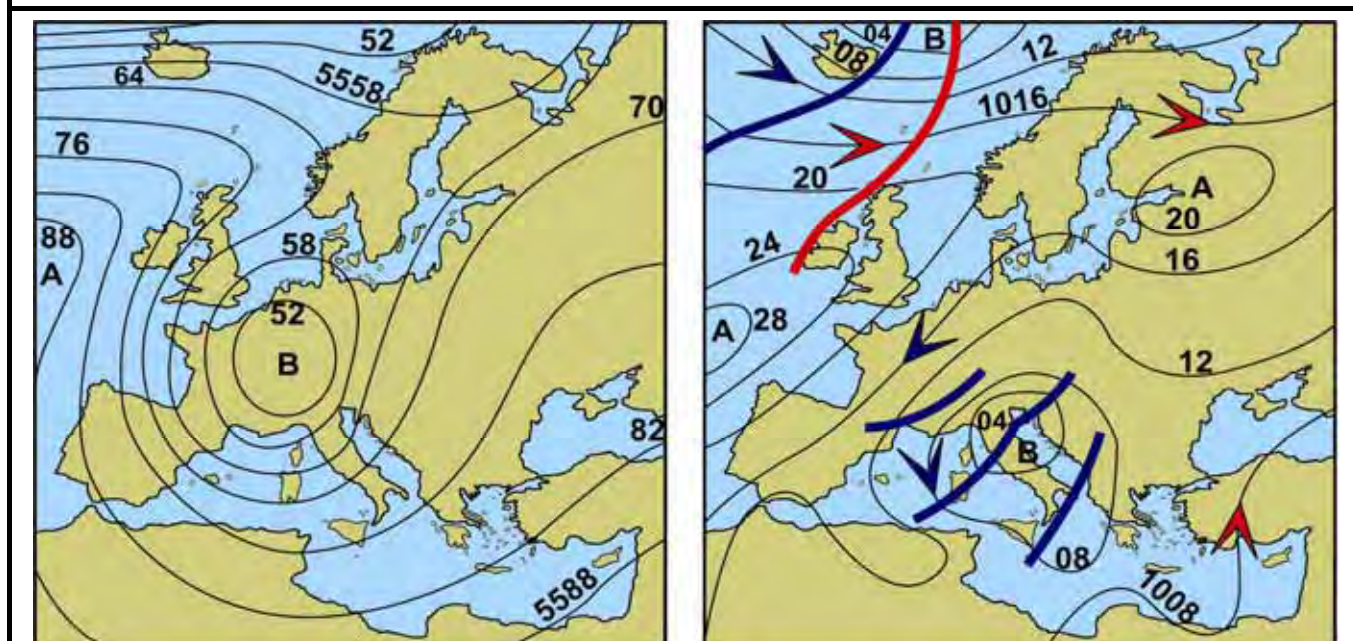


Fig. 1.35 - È illustrata la situazione registrata nel luglio 1966, con lo stesso tipo di rappresentazione utilizzata per la **fig. 1.34**. L'estate fu interrotta da un flusso d'aria fredda sul Mediterraneo occidentale a causa dell'arretramento ad ovest dell'anticiclone delle Azzorre e dell'anomala espansione della depressione d'Islanda. Si formarono fronti freddi che determinarono intense manifestazioni temporalesche sulla penisola italiana.

1.11 - La misura delle precipitazioni

Le precipitazioni vengono rilevate e misurate in millimetri presso le stazioni meteorologiche. Cumulando la pioggia di un mese si ha la **precipitazione mensile**. Calcolando la media delle precipitazioni mensili di un dato mese per un lungo periodo di osservazione, si ottiene la **precipitazione media mensile**. La somma dei dodici valori medi mensili è la **precipitazione media annua**.

La precipitazione può essere raccolta e misurata con un apparecchio (**pluviometro**). Quello più comune è un imbuto con una imboccatura quadrata o rotonda e da un recipiente graduato sottostante (**fig. 1.36**). Attraverso le pareti dell'imbuto si può far passare una resistenza elettrica in modo da fondere la neve per raccogliere l'equivalente quantità d'acqua. La misura può essere effettuata ad intervalli di 24 ore per registrare la pioggia giornaliera. Se nel recipiente graduato l'acqua raccolta in un giorno è pari a un litro, mentre la superficie di raccolta dell'imbuto è pari a un metro quadrato, è facile calcolare che l'altezza di precipitazione giornaliera è pari a un millimetro.

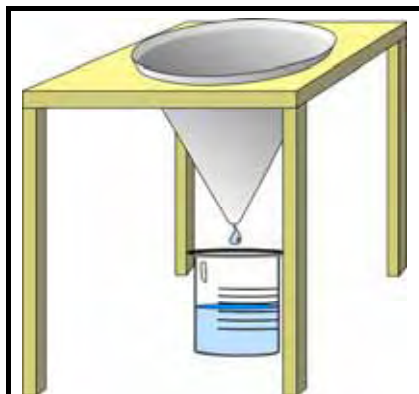


Fig. 1.36 - Il pluviometro più semplice è formato da un imbuto che raccoglie le acque di precipitazione in un cilindro graduato.

Pur basandosi sullo stesso principio i pluviometri sono strumenti più complessi. Sono muniti di un imbuto posto su una capannina meteorologica che porta acqua ad un "cucchiaio contatore", in grado di produrre un'azione ad ogni quarto di millimetro di pioggia (**fig. 1.37**). Vi sono strumenti in grado di registrare le precipitazioni con precisione ed in modo continuo, che permettono misure entro qualsiasi intervallo di tempo. Pur riconoscendo l'utilità della moderna tecnologia è doveroso riconoscere il valore storico delle rilevazioni effettuate in passato con strumenti molto meno sofisticati, fondamentali oggi per gli studi di climatologia.



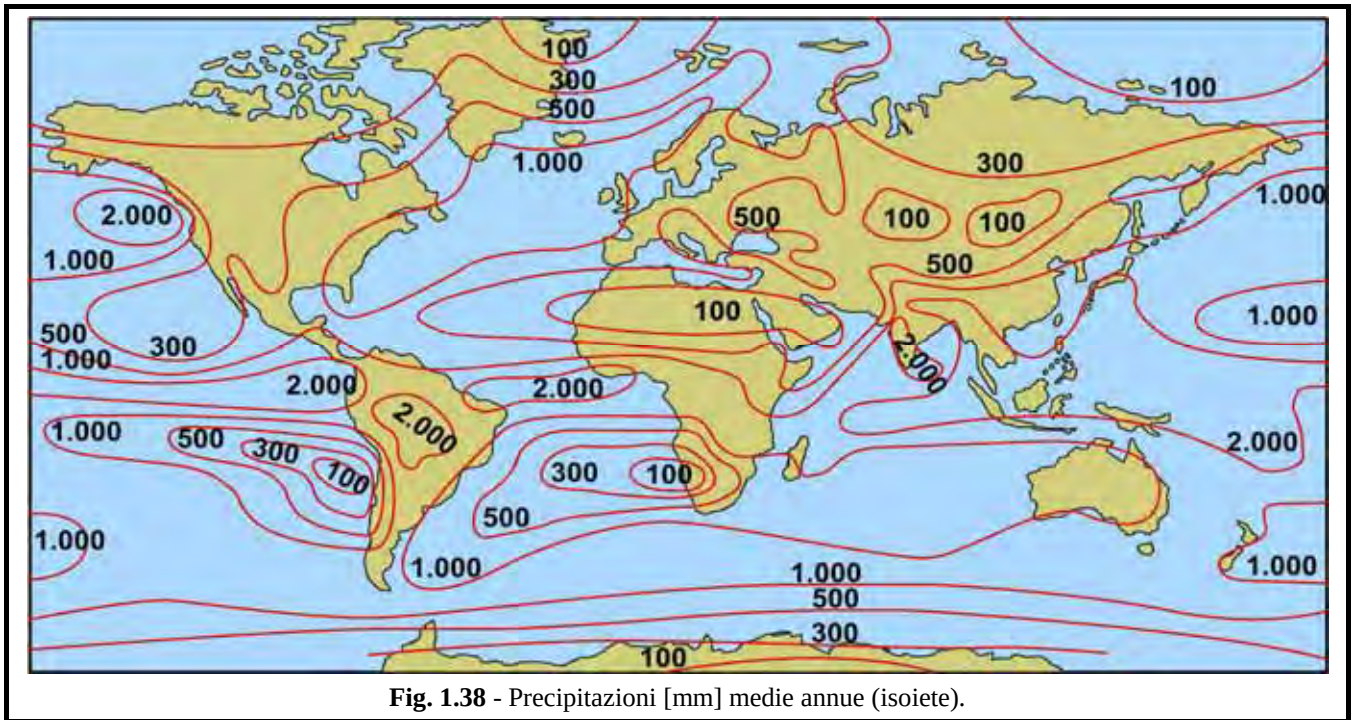
Fig. 1.37 - A sinistra una capannina meteorologica con strumenti per la misura dei parametri atmosferici ad altezza d'uomo ed un pluviometro a forma di cilindro sormontato dall'imbuto che raccoglie l'acqua delle piogge (vedi anche **fig. 1.11**). A destra si osservano i meccanismi interni del pluviometro, che consentono la rilevazione continua della quantità di precipitazione.

Disponendo di numerose stazioni pluviometriche che abbiano effettuato misure per un identico periodo di osservazione, è possibile tracciare le **isoiete**, linee su una carta topografica (o su una carta geografica regionale o continentale) che uniscono i punti con uguale precipitazione. In **fig. 1.38** sono rappresentate le isoiete medie annue sull'intero mappamondo.

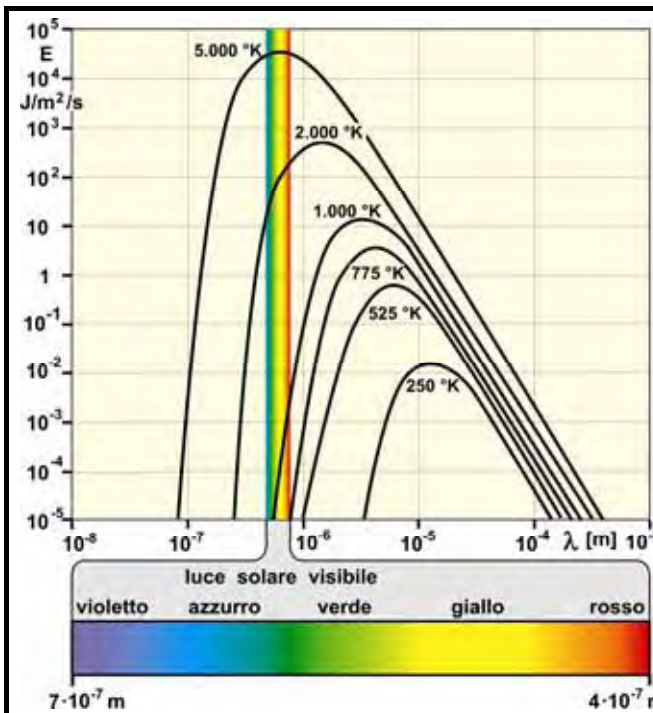
SCHEDA 1.1 - Radiazione del corpo nero

Le onde radio, le radiazioni infrarosse, la luce visibile (scomponibile nei diversi colori tipici dell'arcobaleno), i raggi ultravioletti, i raggi X, ecc... sono tutte radiazioni elettromagnetiche che si muovono alla velocità della luce nel vuoto (~ 300.000 km/s) e descrivibili come vere e proprie onde. Tali radiazioni si distinguono tra loro mediante un parametro fondamentale della fisica delle onde: la **lunghezza d'onda** (λ). Essa può variare da decine ed anche centinaia di metri per quelle più lunghe (radio), fino a milioni di milioni di volte più piccole, come nel caso dei raggi X (10^{-10} m). Le lunghezze d'onda nel campo del visibile sono comprese tra $7 \cdot 10^{-7}$ m (rossa) e $4 \cdot 10^{-7}$ m (blu). Le onde sono veri e propri sistemi di trasporto di energia, tanto più efficaci, quanto minore è la lunghezza d'onda. Per esempio i raggi ultravioletti ($\lambda = 2 \cdot 10^{-7}$ m $\div$ $4 \cdot 10^{-7}$ m) trasportano molta più energia (e sono pertanto pericolosi per i viventi) dei raggi infrarossi ($\lambda = 4 \cdot 10^{-7}$ m $\div$ $1 \cdot 10^{-3}$ m). Questi ultimi vengono denominati in tal modo perché si riferiscono a radiazioni "sotto il rosso" (dal latino *infra*, "sotto"), perché il rosso è il colore visibile con λ più lunga; inoltre i raggi infrarossi sono anche detti "onde del calore" ed hanno λ superiore a quelle radio.

La luce visibile proveniente dal Sole colpisce gli oggetti. Una parte delle radiazioni viene riflessa e giunge ai nostri occhi che quindi ci fanno "vedere" gli oggetti stessi. Un corpo appare bianco perché riflette "tutte" le radiazioni del visibile. Un corpo appare, per esempio, verde perché riflette quella radiazione, trattenendo le altre e i nostri occhi ci fanno "vedere" quel colore. Un corpo nero non riflette radiazioni, trattenendole tutte.



Dove finisce l'energia portata dalle radiazioni elettromagnetiche della luce visibile se queste non vengono riflesse, ma trattenute dal corpo? Per rispondere immaginiamo di mettere sotto il forte sole di luglio due pentole, una perfettamente bianca e una assolutamente nera. Dopo una decina di minuti la prima risulterà appena tiepida, mentre quella nera risulterà talmente calda da poterci quasi cuocere un uovo. Evidentemente l'energia nobile sotto forma elettromagnetica portata dalla luce viene convertita in calore.



Per esempio un pezzo di ferro fonde alla temperatura di poco più di 1.800°C (oltre 2.000°K). Se viene scaldato alla temperatura di 525°K ($\sim 250^\circ\text{C}$) emette calore o meglio radiazioni con $\lambda > 10^{-6}$ m, cioè nel campo dell'infrarosso. Se la temperatura viene incrementata a 775°K , il pezzo di ferro diventa incandescente, in quanto la corrispondente curva, nel grafico, va a comprendere anche il rosso visibile ($\lambda \sim 7 \cdot 10^{-7}$ m).

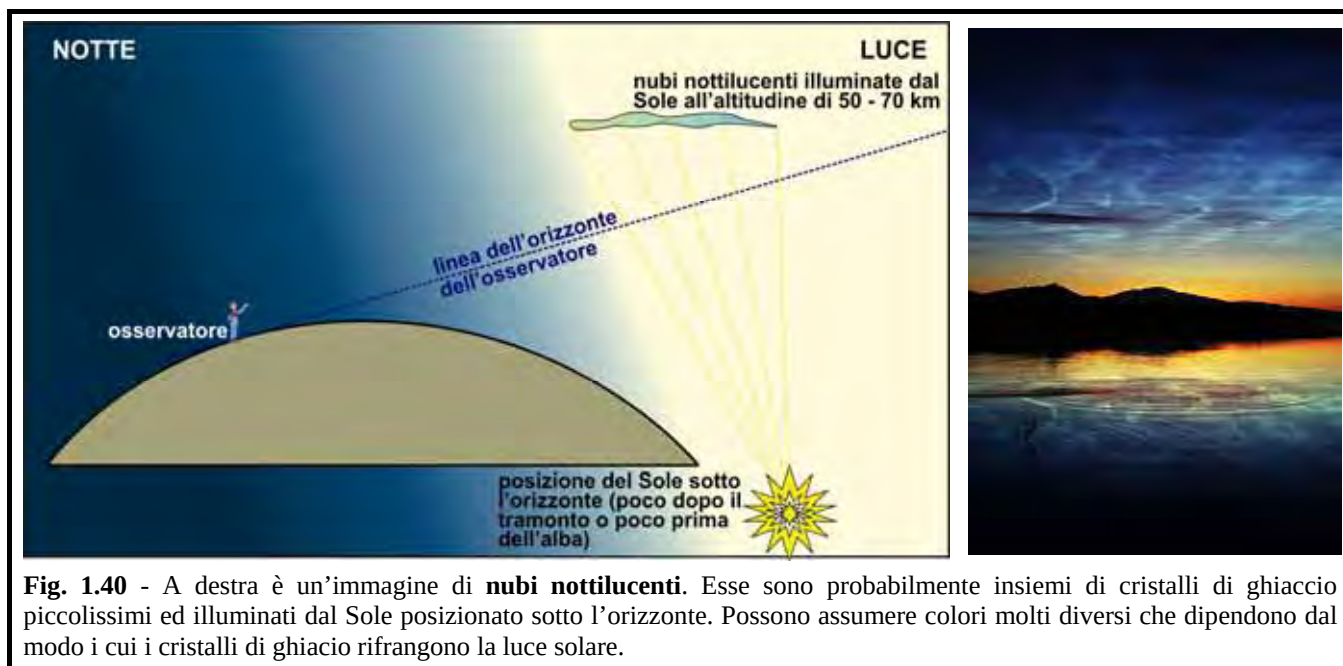
La temperatura superficiale del Sole è oltre 5.700°K . Nel grafico la curva relativa a 5.000°K comprende, oltre a tutte le radiazioni visibili in corrispondenza del suo picco, sia il campo dell'infrarosso ed onde ancora più lunghe (decimi di millimetri), sia quello delle onde più corte, soprattutto nel campo dell'ultravioletto).

All'aumentare della temperatura aumenta l'ampiezza e l'altezza delle curve e quindi l'energia totale emessa.

La padella calda può essere considerata un esempio di ciò che, in fisica, viene indicato come **corpo nero**, cioè un oggetto che assorbe tutta la radiazione elettromagnetica incidente (e quindi non ne riflette). Il corpo nero, per la conservazione dell'energia, irradia, sotto forma di infrarossi (calore), tutta la quantità di quella assorbita (coefficiente di emissività uguale a quello di assorbività) e deve il suo nome all'assenza di riflessione. Lo spettro (intensità della radiazione emessa ad ogni lunghezza d'onda) di un corpo nero è caratteristico e dipende unicamente dalla sua temperatura (**fig. 1.39**). In generale un corpo poco caldo, generalmente con temperatura pari o inferiore a un centinaio di gradi centigradi, irradia poca energia e quindi sottoforma di infrarossi. Un corpo più caldo emette radiazioni con lunghezza d'onda più corte; per esempio un chiodo ben scaldato alla fiamma diventa incandescente emettendo quindi nel campo del rosso visibile; aumentando ancora la temperatura, fin quasi alla fusione del ferro, la radiazione emessa tende al giallo, cioè con λ minore. Il Sole, per esempio, è molto caldo; pertanto emette radiazioni che vanno da quelle radio fino a quelle più corte, come i raggi gamma.

SCHEDA 1.2 - Nubi nottilucenti

Alle latitudini più elevate, generalmente sopra i 50°, nei mesi estivi, talvolta si osservano nel nubi molto particolari, denominate nottilucenti, in quanto sembrano risplendere quasi di luce propria contro il fondo più scuro del cielo. Si tratta di rare formazioni nuvolose che si formano nella mesosfera (la parte più alta della stratosfera), a 50 ÷ 70 chilometri di altitudine (mentre di solito le nubi più alte non superano i 12 km di quota nella troposfera) illuminate dal Sole sotto l'orizzonte poco dopo il tramonto o poco prima dell'alba (fig. 1.40).



Tali nubi furono notate la prima volta nel 1885, dopo l'esplosione del vulcano Krakatoa, avvenuta nel 1883 in Indonesia. Questo evento portò a ipotizzare che le nubi nottilucenti fossero causate dal residuo di polveri vulcaniche nell'alta atmosfera, e che meccanismi simili, come ad esempio polveri meteoriche, potessero alimentarle. Purtroppo è molto difficile studiare queste nubi, troppo alte per i palloni sonda e troppo basse per i satelliti. Sappiamo che sono minuscoli granuli di ghiaccio che probabilmente si aggregano attorno al pulviscolo meteorico o vulcanico che funge da seme di crescita per i cristalli, ma non è chiaro come avviene il meccanismo che trasporta l'acqua (o meglio vapore acqueo) in quella fascia atmosferica totalmente "secca".

SCHEDA 1.3 - Bilancio della radiazione solare

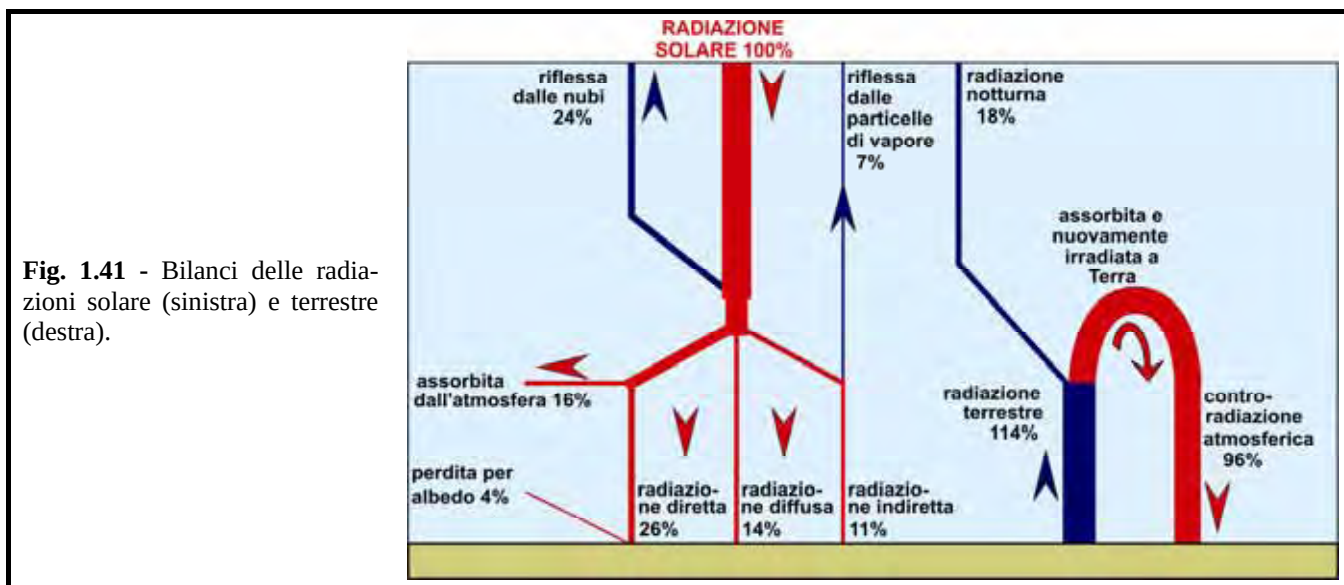
Il bilancio della radiazione solare è rappresentato in **fig. 1.41**. Se poniamo pari a 100 il valore della costante solare (714 Ly/g) rappresentativo dell'energia che giunge alla termopausa, risulta:

- il 16 % è assorbita dall'atmosfera (in particolare da ozono, CO₂ e H₂O); essa viene trasformata in calore o impiegata per processi fisici e chimici che coinvolgono i gas atmosferici; è un valore attivo in quanto l'atmosfera fa parte della Terra;
- il 18 % viene diffusa dalle molecole d'aria e dell'acqua in tutte le direzioni; il 7 % viene persa verso l'esterno (valore passivo) e l'11 % viene rinviata sulla superficie terrestre (attivo);
- le nubi coprono il cielo mediamente per un valore rappresentativo dell'intero globo di oltre il 50 %; nell'insieme assorbono il 40 % della radiazione solare, di cui la maggior parte, il 24 %, viene riflessa nello spazio (passivo); il 2 % viene assorbita e trasformata in calore dalle nubi stesse (attivo), mentre il restante 14 % giunge comunque alla superficie terrestre (attivo);
- il 26 % della radiazione solare giunge alla superficie come radiazione diretta; non si tratta di un valore interamente attivo perché le terre e i mari ne riflettono una parte (il 4 %; passivo) assorbendone il 22 % (attivo).

Sommando le voci passive si ottiene il 35 %, che rappresenta la percentuale di radiazione solare che non fornisce energia alla Terra; essa è il cosiddetto **albedo**, cioè il rapporto tra l'energia riflessa nello spazio e quella incidente. Per cui il valore di costante solare rapportato a tutto il globo si riduce da 714 a **464 Ly/g**. Se poi delle voci attive considerassimo soltanto quelle corrispondenti all'energia che giunge sulla superficie terrestre per essere effettivamente assorbita (11 % inviato dalla diffusione, 14 % dalle nubi e il 22 % dalla radiazione diretta assorbita), si ottiene il totale di 47 %, pari a **336 Ly/g**, valore medio globale che effettivamente raggiunge il suolo.

Dato che la radiazione terrestre è pari al (100 + 14) % di quella solare, poniamo tale emissione pari a 114 (**fig. 1.40**). Sono radiazioni nel campo dell'infrarosso, in gran parte assorbite dall'atmosfera grazie alla CO₂, all'acqua e ad altri gas, caratterizzati da molecole più grandi, ma che, come il metano, sono presenti in natura in quantità nettamente inferiori. Solo il

18 % riesce a passare attraverso questa sorta di “cappa” paragonabile ad una gigantesca cupola che funziona come una vera e propria serra. La maggior parte, il 96 %, viene trattenuto.



Della radiazione terrestre che si manifesterebbe in assenza di atmosfera (820 Ly/g) soltanto i 18/114 sfugge effettivamente dalla Terra: 129 Ly/g, mentre la restante parte (691 Ly/g) rimane come energia disponibile. Il valore di energia che viene effettivamente assorbita dal suolo è pari a 336 Ly/g. Se l'energia effettivamente dispersa dal suolo verso lo spazio è pari a 129 Ly/g, la differenza $336 - 129 = 207$ Ly/g rappresenta il bilancio energetico attivo medio della superficie della Terra. Il terreno sembrerebbe destinato a scaldarsi; in realtà esso funziona come una “piastra calda” che fornisce dal basso e in quantità diverse nelle varie aree geografiche, energia all'atmosfera affinché in essa possano verificarsi i fenomeni meteorologici.

La macchina del tempo rimane in funzione nell'atmosfera grazie al terreno che funziona come una caldaia. D'altra parte i fenomeni meteorologici rappresentano diversi aspetti del ciclo dell'acqua ed i passaggi di stato ghiaccio/liquido e liquido/vapore richiedono l'assorbimento da parte dell'acqua di grandi quantità di energia e viceversa. La maggior frazione dell'energia fornita dalla piastra calda “terreno” alla macchina termica “atmosfera” viene utilizzata sia per produrre grandi spostamenti di masse d'aria su scala planetaria, sia per i passaggi di stato dell'acqua.

Nell'atmosfera lo scambio di acqua tra precipitazione ed evaporazione avviene piuttosto rapidamente in quanto per ciascuna molecola il periodo di tempo medio tra la vaporizzazione dalla superficie terrestre e il suo ritorno in forma di pioggia è intorno ad una decina di giorni (intanto essa può, per il vento, percorrere circa mille chilometri). Il tempo di permanenza di una molecola d'acqua in un oceano è di poche migliaia di anni; nei grandi ghiacciai continentali può arrivare ad oltre diecimila anni.

SCHEMA 1.4 - Temperatura dell'aria: definizioni utili

La temperatura dell'aria si misura con un termometro posto sul suolo ad altezza d'uomo (1,6 m), all'ombra e distante da fonti di calore (figg. 1.1 e 1.37). Nell'arco della giornata la temperatura cambia (il giorno meteorologico va dalle ore 9 alla stessa ora del giorno seguente), ma sono due i valori più significativi:

$T_{max_g} \rightarrow$ la temperatura massima giornaliera (o diurna);

$T_{min_g} \rightarrow$ la temperatura minima giornaliera (o diurna).

Da essi si possono ricavare le seguenti definizioni:

$T_g = (T_{max_g} - T_{min_g}) : 2 \rightarrow$ la temperatura media giornaliera (o diurna);

$Esc_g = T_{max_g} - T_{min_g} \rightarrow$ la escursione giornaliera (o diurna).

Disponendo di una lunga serie di misure (almeno 20 ÷ 30 anni) sulle temperature massime e minime giornaliere effettuate presso una stazione meteorologica situata in una determinata località, è possibile effettuare elaborazioni statistiche che portano, come risultati, a valori molto utili per effettuare importanti considerazioni sui diversi climi della Terra:

- **temperatura media mensile**; media delle temperature medie giornaliere di tutti i giorni di un determinato mese per l'intero periodo di osservazione (la media calcolata su $31 \cdot 25 = 775$ dati nel caso in cui il mese considerato sia gennaio con 31 giorni e per un periodo di 25 anni di osservazione);
- **escursione media annua**; differenza tra le temperature medie mensili del mese più caldo (solitamente luglio o agosto nell'emisfero boreale) e di quello più freddo (solitamente gennaio o febbraio);
- **temperatura media annua**; media dei dodici valori termici medi mensili.

SCHEDA 1.5 - Temperatura e correnti marine

Le correnti marine condizionano la distribuzione della temperatura dell'aria su tutto il globo. Sono movimenti delle masse oceaniche orizzontali (che interessano sia gli strati superficiali, sia quelli profondi) e verticali (immersione o sollevamento di masse d'acqua), costanti o variabili, che coinvolgono gran parte del globo o strettamente locali. Le correnti marine possono essere "fredde" o "calde" a seconda della provenienza; sono fredde quando hanno origine da bacini profondi o giungono dalle alte latitudini; viceversa se sono di origine superficiale o se giungono da zone climaticamente calde. Le correnti marine sono provocate da differenza di salinità e di temperatura dell'acqua, dall'azione dei venti, dalle forze legate alle maree o alla rotazione terrestre,...

Il sistema delle correnti superficiali si limita ai primi 100 ÷ 200 m di profondità, mentre la loro velocità varia da meno di 1 a poco più di 7 km/h. Le acque superficiali oceaniche vengono sostituite completamente da acque profonde secondo un ciclo della durata di circa 500 anni. È grazie a questo ricambio (il motore principale dell'insieme dei grandi circuiti delle correnti marine) che i sali nutritivi, indispensabili agli organismi vegetali (al primo anello della catena alimentare), dei quali le acque superficiali tendono ad impoverirsi, hanno modo di rinnovarsi.

Le acque superficiali si scaldano in modo disuguale nelle diverse zone del mondo; quelle più calde sono più salate per la maggior evaporazione ed il conseguente aumento della concentrazione dei sali disciolti (**fig. 1.42**). Le correnti calde e salate, in moto verso le aree polari, si raffreddano, si appesantiscono e sprofondano spostando le acque preesistenti che di contro si muovono, come controcorrenti profonde, verso le basse latitudini per sostituire le precedenti e chiudendo così un ciclo.

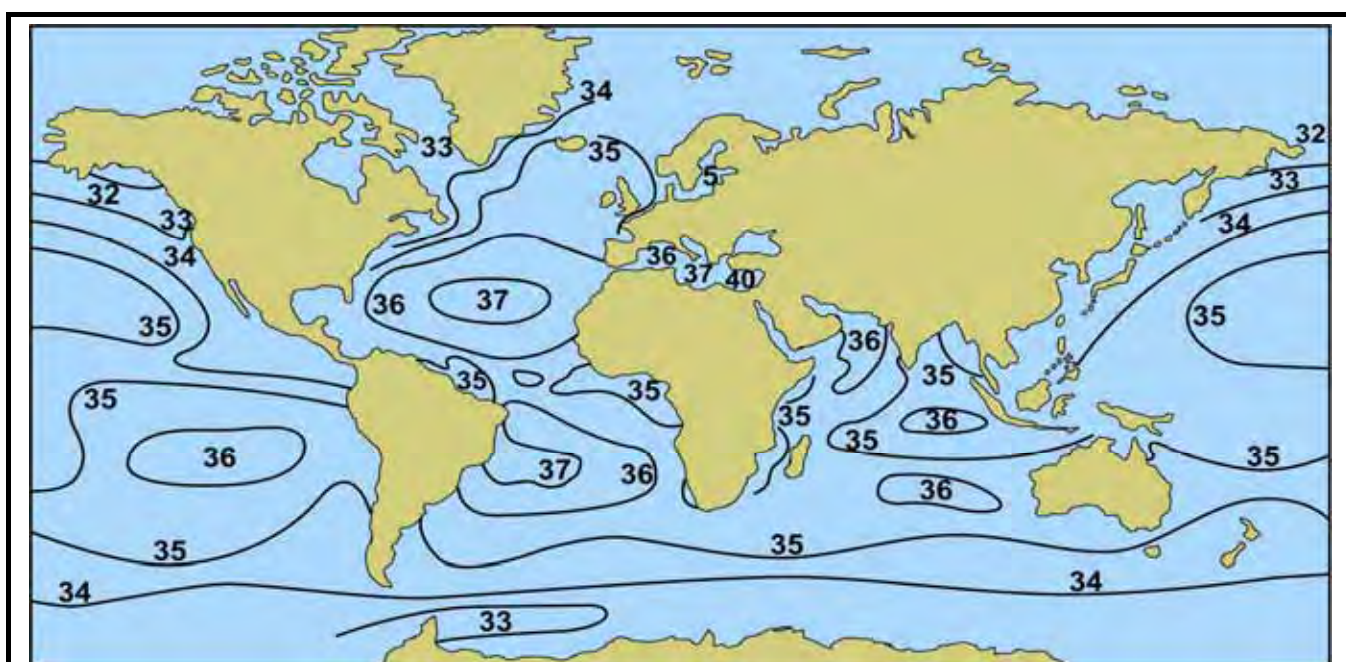
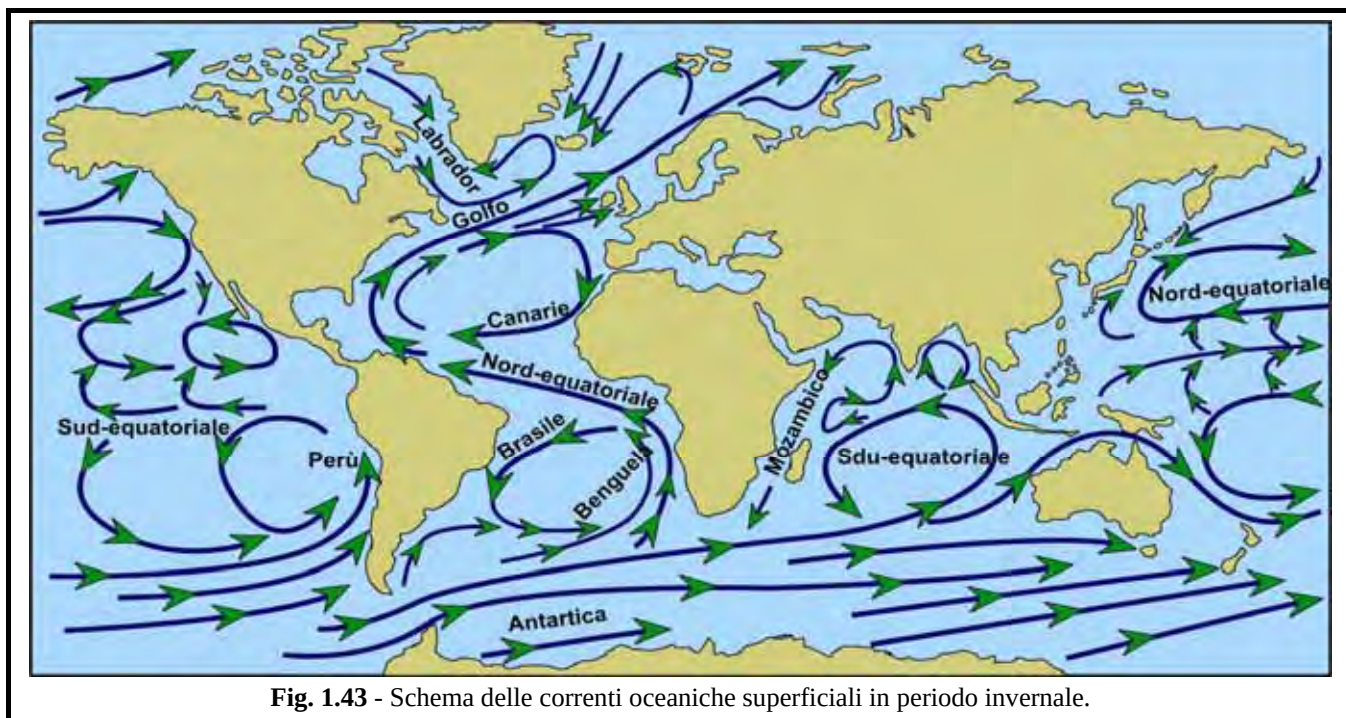


Fig. 1.42 - L'acqua marina è una soluzione la cui concentrazione varia da 33 a 37 grammi di sali in un litro, con valore medio di circa 35 ‰. La concentrazione diminuisce con la latitudine per la minor evaporazione (valori inferiori al 30 ‰ ad oltre 70° Lat. Nord). Nelle zone costiere e nei mari interni varia dal 40 ‰ (zone del Golfo Persico, Mar Rosso, Mediterraneo) a valori prossimi allo zero (Golfo di Finlandia e nel Mar Baltico).

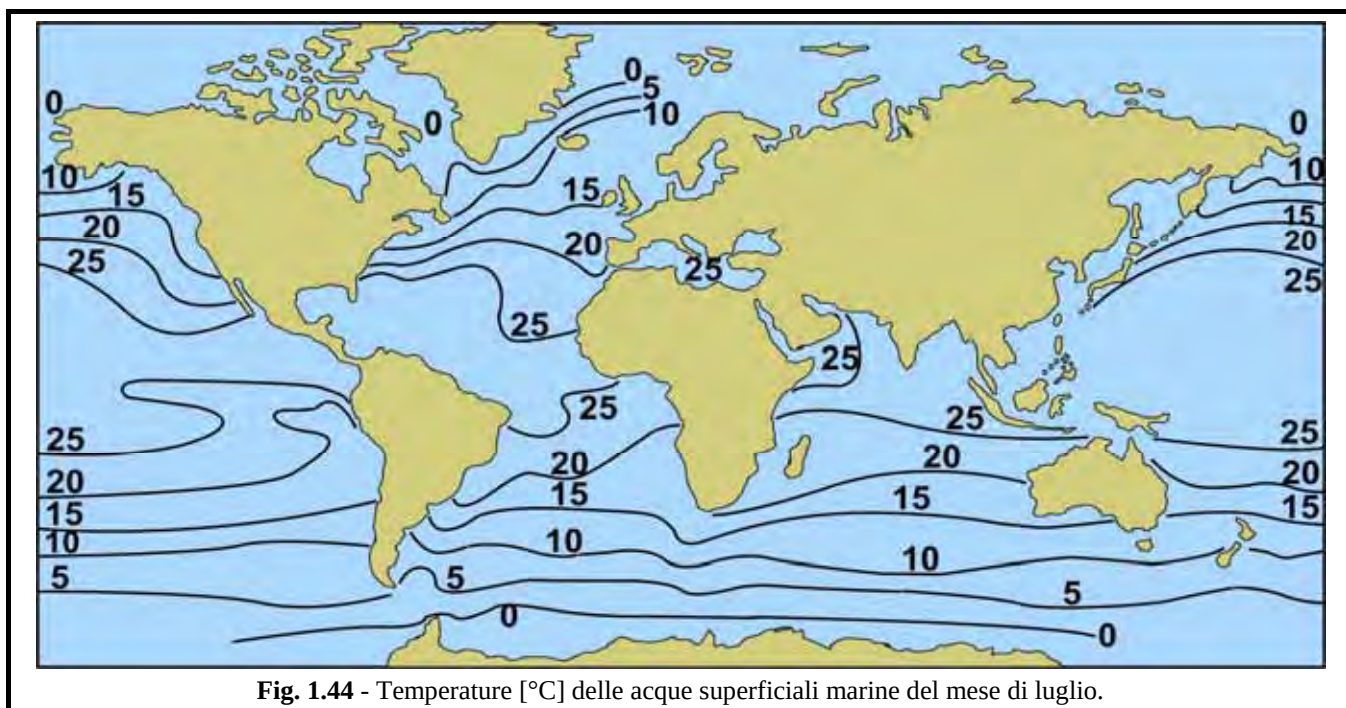
Un esempio di corrente superficiale calda è la *Nord - equatoriale* (**fig. 1.43**) che attraversa l'Atlantico, penetra nel Golfo del Messico, lambisce le Antille, forma un vortice caldo nel mar dei Sargassi e riparte come un fiume d'acqua calda, la **corrente del golfo**. Essa ha inizialmente una notevole profondità (400 ÷ 800 m), larga oltre 50 km, con una velocità di 5 km/h. Avvicinandosi al continente europeo si allarga, diminuisce di profondità e di velocità dividendosi in più rami. Il tronco principale si dirige verso Nord-Est, andando a mitigare il clima delle coste Nordeuropee (Inghilterra, Islanda, Norvegia). Un ramo meridionale ritorna verso Sud, andando a chiudere il circuito Nord oceanico, mentre i rami orientati verso Nord si raffreddano e sprofondano dando origine ad una corrente profonda di ritorno. La corrente del Golfo contribuisce alla flessione verso l'alto delle isoterme di gennaio sulla linea costiera dell'Europa Nord - occidentale (**fig. 1.14**).

Le correnti marine determinano non solo riscaldamento, ma anche raffreddamenti. Un caso è rappresentato dalla **corrente del Labrador**, che resta in superficie nonostante la bassa temperatura; essa scende dalla zona polare e raffredda le coste atlantiche del continente Nordamericano. Un caso più evidente, che contribuisce alla flessione verso l'alto delle isoterme in corrispondenza della costa atlantica meridionale dell'Africa (**fig. 1.13**), è la **corrente del Benguela**; essa è fredda, di origine profonda e giunge alla superficie lambendo la costa africana, convogliando elevate quantità di sali nutritivi da rendere quelle acque biologicamente molto produttive. La corrente del Benguela, man mano che si scalda, si dirige verso il largo dividendosi in due rami; uno verso Nord - Ovest a contribuire alla corrente Nord - equatoriale e l'altro verso Sud - Ovest, per diventare la **corrente del Brasile**; questa, dopo aver lambito il continente Sudamericano ripiega verso Est. Diverse analogie con la corrente del Benguela presenta la **corrente del Perù**; è una corrente di acqua fredda, di origine profonda e ricca di sali nutritivi. Infatti le coste Nord - occidentali dell'America latina sono molto pescose.



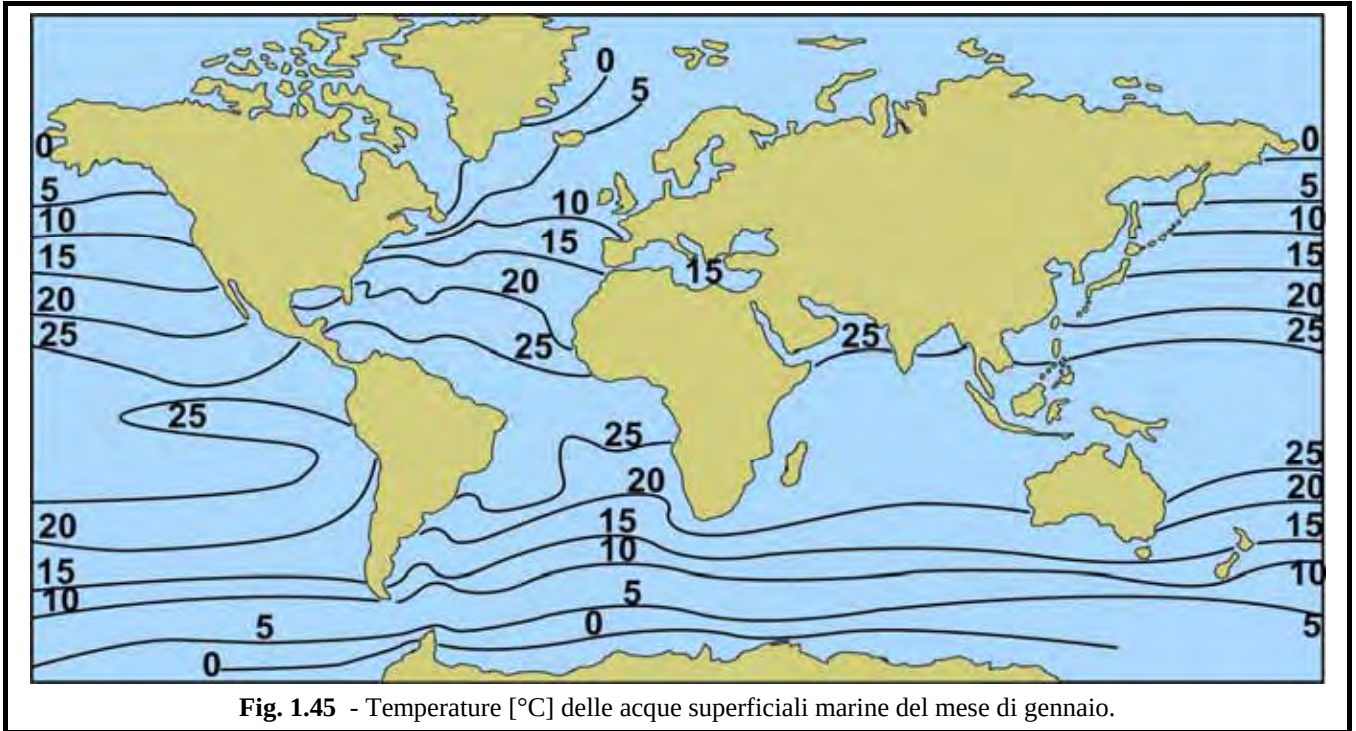
Il circuito oceanico Nord Atlantico influisce anche il Mediterraneo. In superficie una corrente più fredda, ma poco salata e più leggera, dall'Atlantico penetra nel Mediterraneo attraverso lo stretto di Gibilterra. In profondità, anche se più calda, ma più pesante perché molto più salata, l'acqua attraversa lo stretto in senso opposto, ma in quantità minore rispetto a quella che entra. Per l'intensa evaporazione infatti il Mediterraneo, se non fosse rimpinguato dall'oceano, si abbasserebbe di oltre un metro ogni anno.

In assenza delle correnti oceaniche la temperatura delle acque superficiali degli oceani aumenterebbe gradualmente e regolarmente dai poli verso l'equatore. Nella realtà, per effetto di tali notevoli spostamenti delle masse d'acqua più o meno fredde e calde, si determinano situazioni particolari come documentato dalle **figg. 1.44 e 1.45**.



SCHEDA 1.6 - Accelerazione di Coriolis

La velocità di un oggetto è un vettore; ciò significa che tale grandezza fisica non possiede soltanto un valore definito quantitativamente da un numero, ma è caratterizzata anche da una direzione e da un verso di percorrenza. Anche l'accelerazione è una grandezza fisica; essa descrive un cambiamento di velocità. Quindi il cambiamento di direzione e verso del vettore velocità, pur mantenendosi costante il suo valore numerico, è una accelerazione.

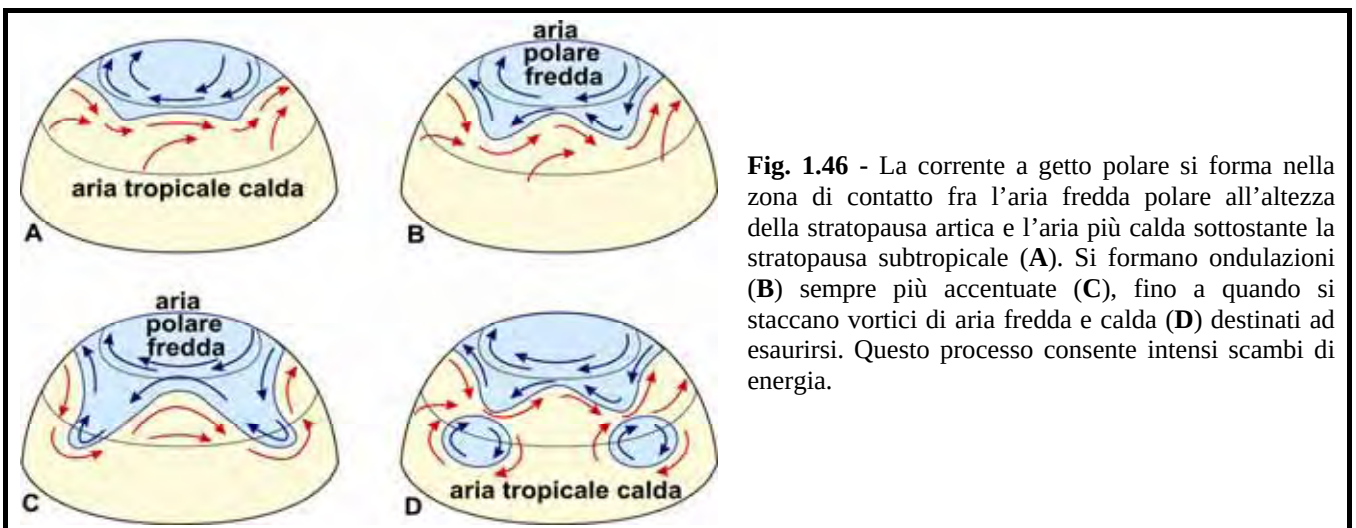


Un corpo che si muove di moto circolare con velocità periferica costante è in realtà un moto accelerato perché il vettore velocità cambia continuamente di direzione e verso; in questo caso si parla di *accelerazione centripeta* orientata verso il centro della circonferenza. Il vento si comporta allo stesso modo; in conseguenza della rotazione terrestre, subisce una forza deviatrice (geostrofica) apparente.

Il secondo principio di NEWTON afferma che ad ogni forza che agisce su un corpo ne consegue un cambiamento del suo stato di moto: una accelerazione; in questo caso il vento, subendo la forza geostrofica, viene sottoposto ad una *accelerazione centripeta* (**accelerazione di Coriolis**) risultato del cambiamento di propagazione del vento verso destra nell'emisfero Nord e verso sinistra nell'emisfero Sud.

SCHEDA 1.7 - Correnti a getto ed energia

I margini parzialmente sovrapposti fra i “fogli” della stratopausa sono caratterizzati dal contatto fra “lamine” di atmosfera a diverse temperature (**fig. 1.26**). Per esempio la stratopausa artica è costituita da aria fredda e pesante; essa viene a contatto con l'aria più calda e più leggera sottostante la stratopausa subtropicale (**fig. 1.46/A**) dove si forma la corrente a getto polare. L'aria calda tende a sormontare quella fredda più pesante che viceversa tende ad incunearsi sotto la precedente (**fig. 1.46/B**). Si formano delle onde (**fig. 1.46/C**) e la corrente a getto tende ad assumere un andamento sinuoso spingendosi molto più a Sud e molto più a Nord, finché cellule d'aria fredda si staccano come vortici indipendenti (**fig. 1.46/D**) che, nel giro di giorni o al massimo di qualche settimana, continuano a spostarsi verso Est fino ad esaurire la loro energia. Similmente accade per cellule d'aria calda che si “invorticano” e si esauriscono.

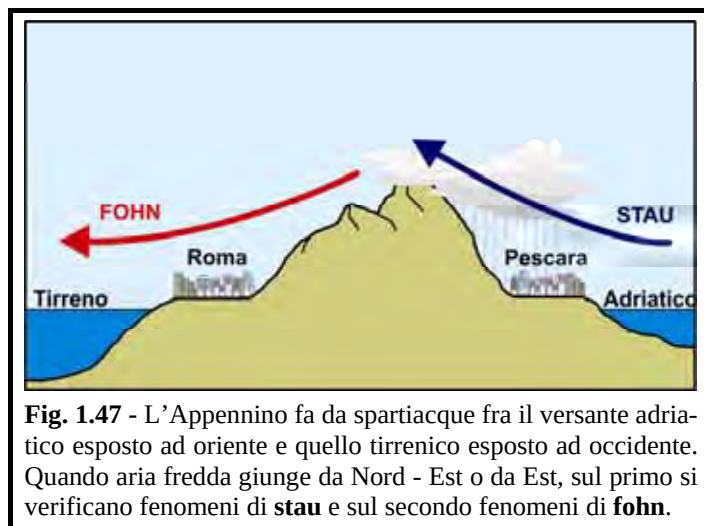


In questo modo si è avuto passaggio di aria fredda a Sud e di aria calda a Nord, mentre la corrente a getto tende a ritornare alla situazione iniziale per dare origine a nuove onde e quindi a nuovi scambi di energia in quota fra il tropico ed il polo. L'esistenza delle correnti a getto costituisce una ulteriore complicazione della macchina del tempo. Esse furono scoperte, durante la Seconda Guerra Mondiale, dall'equipaggio americano di un B29 che effettuava voli dal Giappone alle Marianne quando, con una certa frequenza, si imbatteva in venti provenienti da occidente con una intensità di gran lunga superiore a quella prevista.

SCHEDA 1.8 - Stau e fohn

Una massa d'aria in movimento, se i venti non sono molto forti, tende ad aggirare un ostacolo, quale una catena montuosa non troppo alta e non troppo estesa in lunghezza. Se la massa d'aria è veloce e le montagne da superare sono alte, essa è costretta a salire lungo il *versante sopravvento*, per ridiscendere sul *versante sottovento*. In prossimità del primo si generano processi di espansione e condensazione con conseguente formazione di nubi accompagnate da precipitazioni anche molto intense (**stau**). Lungo il versante opposto l'aria scende e si comprime, si scalda e le nubi si dissolvono (**fohn**).

Quando l'anticiclone delle Azzorre, soprattutto in inverno, si spinge molto più a Nord rispetto alla sua posizione normale, aria fredda e umida (da Nord - Ovest) scende a latitudini più basse giungendo sulla catena alpina Nord - occidentale, dove sono presenti i rilievi più elevati. Sul versante francese si manifesta lo stau, con abbondanti nevicate; mentre sul versante italiano sottovento si manifesta il fohn, che può provocare improvvisi aumenti di temperatura (vento secco e caldo), fino a $15 \div 20$ °C nella bassa Valle d'Aosta e nella pianura padana occidentale. Fenomeni analoghi si verificano, con una certa frequenza, nel resto della Padania, nella Valtellina, nella Valle dell'Adige, ecc.. Anche in altre parti d'Italia si verificano simili manifestazioni. Nella stagione invernale frequentemente l'anticiclone eurosiberiano estende la sua influenza fino all'Europa centrale, convogliando aria fredda e secca verso l'Italia (Bora). Una parte di questa si infila nella pianura Padana risalendola e determinando giornate limpide e molto fredde. Un'altra parte si dirige verso l'Italia centrale determinando fenomeni di stau sul versante appenninico orientale e di fohn sul versante tirrenico (**fig. 1.47**).



SCHEDA 1.9 - Precipitazioni occulte

Il passaggio dell'acqua dallo stato gassoso a quello liquido e viceversa, non avviene esclusivamente attraverso fenomeni a grande scala e appariscenti come le precipitazioni o l'evaporazione dai mari. La nebbia, per esempio, può essere paragonata ad una nuvola ad altezza del suolo e, come l'esperienza insegna, nelle giornate con nebbia fitta e persistente, il terreno, l'asfalto delle strade e tutti gli oggetti appaiono bagnati come se fosse in atto una leggera pioggia. Se il fenomeno avviene con la temperatura dell'aria sotto lo zero, tutto apparirebbe ammantato di bianco (*galaverna*) dando l'illusione di una breve nevicata (**fig. 1.48**).



Una sorta di precipitazione occulta si può avere anche in assenza di nebbia. Durante le giornate serene, con l'aria stagnante e umida, il suolo si può raffreddare raggiungendo temperature leggermente più basse dello straterello d'aria (spesso anche pochi centimetri) immediatamente sovrastante. L'acqua presente nell'aria a contatto con il suolo condensa bagnandolo e formando la "rugiada". Se la temperatura è sotto lo zero, al mattino, invece di vedere i prati umidi, noteremmo uno straterello bianco formato da ghiaccio (*brina*). Il ghiaccio della galaverna e della brina e l'umidità che ricopre il suolo, al primo sole "asciugano" velocemente consentendo il ritorno dell'acqua allo stato gassoso. I volumi in gioco in questo micro - ciclo dell'acqua sono praticamente insignificanti al confronto di quelli connessi con i fronti e le perturbazioni.

SCHEDA 1.10 - Cicloni



Fig. 1.49 - Esempio di tornado (Oklahoma - USA)

Il termine **ciclone** non è unicamente usato per indicare un'area depressionaria o il centro di un vortice di una perturbazione; viene anche usato per descrivere un evento meteorologico locale improvviso e rovinoso. I cicloni hanno una vasta diffusione e sono innescati da venti irregolari, bruschi e vorticosi, determinati da fortissimi gradienti di pressione fra due masse con caratteri fisici molto diversi. Nel mare delle Antille sono chiamati *Hurricanes*; essi, percorrendo le loro rotte, investono spesso regioni molto popolate. Nel mar Giallo i cicloni prendono il nome di *tifoni*, sulle Montagne Rocciose quello di *tornado* (fig. 1.49). Nelle regioni monsoniche i cicloni compaiono nei periodi di transizione tra due monsoni. In Italia si verificano fenomeni del genere, ma con minor intensità. Sono le *trombe marine* e le *trombe terrestri*, masse d'aria in rapidissimo movimento di rotazione e di traslazione, in grado di sollevare colonne d'acqua o di polvere e sabbia.

SCHEDA 1.11 - L'arcobaleno

L'**arcobaleno** è un classico esempio di rifrazione della luce nelle sue componenti colorate, da quelle di lunghezza d'onda maggiore come il rosso ($\lambda \sim 7 \cdot 10^{-7}$ m) a quelle con lunghezza d'onda minore come il blu/violetto ($\lambda \sim 4 \cdot 10^{-7}$ m) secondo lo schema illustrato nella scheda 1.1. La rifrazione è un fenomeno per cui un raggio di luce monocromatico (cioè costituito da un'unica lunghezza d'onda) cambia di direzione al passaggio da un mezzo di trasmissione ad un altro.

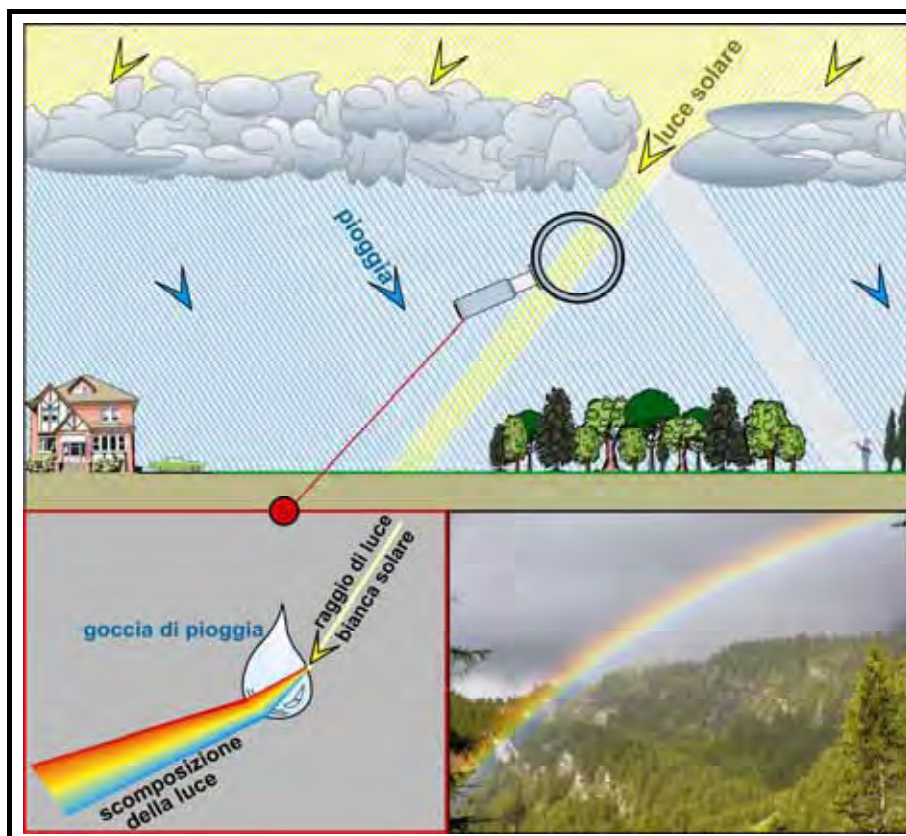


Fig. 1.50 - Attraverso uno squarcio nella fitta copertura nuvolosa associata ad un temporale, riesce a filtrare la luce del Sole che illumina le numerosissime e grandi gocce di pioggia che precipitano veloci verso il suolo.

Ciascuna goccia agisce come un piccolo prisma che rifrange la luce dividendola in fasci colorati. Ciascuna goccia quindi produce un microscopico arcobaleno. Ma le gocce sono numerosissime e gli effetti di tutte si sommano formando un "grande" e luminoso arcobaleno che si staglia ben visibile nel cielo.

Per esempio un raggio verde, dopo aver attraversato il mezzo aria, incontra la superficie di contatto aria/vetro. Appena è penetrato nel nuovo mezzo (vetro), la direzione di propagazione di quel raggio verde cambia leggermente, per ritornare a quella iniziale quando esce dal vetro per percorrere nuovamente l'aria. Lo stesso fenomeno può essere osservato in tutte le situazioni caratterizzate dal contatto tra due mezzi di trasmissione, naturalmente a condizione che siano entrambi trasparenti. Per esempio al passaggio dall'aria all'acqua, dall'olio (quello più limpido e meno colorato) all'acqua o dall'acqua al vetro.

L'entità della variazione della direzione di propagazione del raggio luminoso dipende dall'inclinazione con la quale il raggio stesso "colpisce" la superficie di separazione tra i due mezzi: con la perfetta verticalità la rifrazione è nulla ed è tanto maggiore quanto più elevata è l'inclinazione (angolo tra la direzione del raggio e la superficie di separazione). Ma dipende anche dalle caratteristiche fisiche delle sostanze coinvolte. Infine, per ciò che più interessa, dipende soprattutto dalla lunghezza d'onda del raggio luminoso. Un fascio luminoso è "bianco" quando è costituito da un insieme di raggi luminosi con lunghezze d'onda diverse (dal rosso al blu/violetto). Quando esso giunge alla superficie di contatto aria/acqua tutti i raggi vengono rifratti secondo le regole sopra illustrate, ma anche in modo diverso in funzione delle lunghezze d'onda. I raggi con onde più lunghe (giallo e soprattutto rosso) subiscono una rifrazione leggermente superiore; il cambiamento della direzione delle onde più corte (verde e soprattutto blu e violetto) è un po' meno evidente. In tal modo avviene una separazione dei colori analogamente a quanto rappresentato in **fig. 1.50**.

La luce bianca solare attraversa l'aria per incontrare la superficie della goccia d'acqua attraverso la quale avviene la scomposizione nei diversi colori con un effetto più o meno vistoso a seconda dell'angolo di incidenza della direzione della luce sulla superficie della goccia stessa. Quando l'effetto è più vistoso, tenuto conto della somma degli effetti dei miliardi di miliardi delle grosse gocce d'acqua di un temporale, si forma un arcobaleno, analogo a quello illustrato in **fig. 1.50**.

SCHEDA 1.12 - I colori del cielo

La luce bianca del Sole è una miscela di onde elettromagnetiche dal rosso ($\lambda \sim 7 \cdot 10^{-7}$ m) al blu/violetto ($\lambda \sim 4 \cdot 10^{-7}$ m). Se esaminiamo la composizione dell'atmosfera (**tab. 1.1**) risulta che le particelle più piccole sono atomi che compongono alcuni gas nobili come l'elio (He) e il neon (Ne), circa mille volte più piccoli (10^{-10} m) delle lunghezze d'onda del visibile (10^{-7} m). L'ossigeno è molto più abbondante; nell'atmosfera, si presenta sotto forma di molecole biatomiche (O_2), cioè coppie di atomi uguali strettamente legati tra loro, grandi quasi 10 volte i più piccoli atomi di elio, ma sempre 100 volte più piccole delle lunghezze d'onda nel campo del visibile. Le molecole d'acqua (H_2O) ed ancor più quelle di anidride carbonica (CO_2) sono un poco più grandi, ma sempre entro lo stesso ordine di grandezza.

Il miglior mezzo di propagazione delle onde elettromagnetiche è il vuoto, nel quale viaggiano alla velocità di 300.000 km/s. Nel mezzo "aria", costituito da particelle con dimensioni molto più piccole (da 100 a mille volte) della lunghezza d'onda, la luce perde un poco di velocità, ma tutto sommato si propaga ancora molto bene. In altri termini le onde elettromagnetiche con lunghezza d'onda nell'intervallo del visibile non "vedono" le singole particelle che compongono i principali gas dell'atmosfera perché troppo piccole e da esse sono poco o nulla influenzate nella loro propagazione attraverso l'aria.

Al limite superiore della troposfera le molecole d'acqua si riuniscono tra loro a formare goccioline piccolissime, non visibili ad occhio nudo e non in grado di sviluppare delle nubi, ma sufficientemente grandi da diventare paragonabili ai valori delle lunghezze d'onda del visibile. Tali goccioline possono anche diventare microscopici cristalli di ghiaccio di analoghe dimensioni. Inoltre altre particelle di natura diversa, microscopiche e quindi sufficientemente leggere da rimanere sospese negli strati alti dell'atmosfera, si uniscono a quelle di acqua e di ghiaccio. Da ciò si capisce che l'aria non è costituita soltanto dai gas elencati in **tab. 1.1**, ma anche da materiali, pur sempre molto leggeri e costituiti da particelle piccolissime, con dimensioni sufficienti per interferire con la luce solare.



Fig. 1.51 - la clorazione blu del cielo è particolarmente evidente nelle situazioni di atmosfera asciutta e pulita. In tal modo sono soltanto le più piccole particelle di acqua e micropolveri degli strati superiori ad interagire con le onde elettromagnetiche della luce solare, cioè quelle con dimensioni paragonabili alla lunghezza d'onda della luce blu. Cieli del genere si ammirano, per esempio, in alta montagna (**fig. 5.1**) oppure nei deserti, come quello raffigurato a sinistra.

Immaginiamo ora un fascio di luce solare bianca, somma dei colori dell'arcobaleno. Esso penetra nell'atmosfera incontrando, soprattutto negli strati superiori, particelle di acqua, ghiaccio e micropolveri le cui dimensioni sono simili alla lunghezza d'onda dello spettro solare vicino al blu ($\lambda \sim 4 \cdot 10^{-7}$ m). Succede allora che tutte le onde di lunghezza superiore (verde, giallo, rosso) attraversano l'atmosfera quasi del tutto indisturbate. Invece le onde blu sono leggermente "disturbate" nel loro movimento da quelle particelle; succede allora che una piccola parte di esse vengono rimbalzate o assorbite o deviate,... cioè

vengono separate dal fascio di luce originario, all'interno del quale rimangono ancora la maggior parte delle onde blu e quindi ancora portatore di luce bianca. Le onde di luce blu separate dal fascio originario per l'effetto sopra descritto si propagano in tutte le direzioni, anche verso i nostri occhi sulla superficie della Terra, rendendosi "visibili" e facendo apparire il cielo di colore azzurro o addirittura blu in certe situazioni (**figg. 1.5** e **1.51**).

Se l'umidità dell'aria è elevata, le goccioline d'acqua, pur ancora invisibili ad occhio nudo, sono più grandi. Inoltre, verso gli strati inferiori della troposfera, si possono trovare polveri caratterizzate da particelle un poco più grandi. Pertanto anche una parte delle luci con maggiori lunghezze d'onda possono essere interferite, andandosi ad aggiungere a quelle blu. Succede allora che l'insieme delle luci disperse comprende un po' tutti i colori dello spettro solare ed il cielo appare più chiaro, con passaggio dal blu al celeste e quindi ad un celeste sempre più pallido, fino a diventare, in certi casi, quasi bianco.

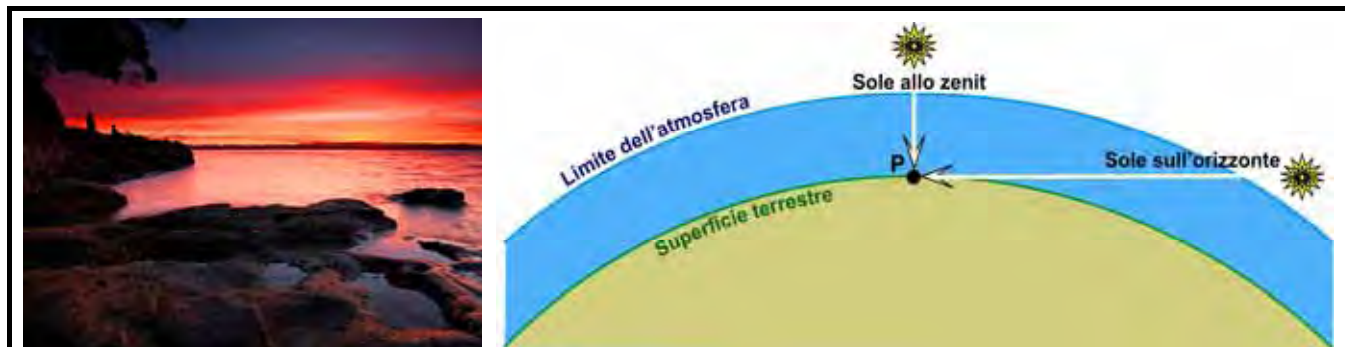


Fig. 1.52 - Con il Sole sull'orizzonte la luce, prima di giungere ad illuminare la superficie terrestre, deve effettuare un percorso attraverso l'atmosfera molto più lungo rispetto alla posizione dello zenit. La luce rossa (quella con lunghezza d'onda maggiore) è la frazione che giunge più abbondante al punto d osservazione (**P**), meno ostacolata dalle microscopiche particelle presenti nell'aria.

In assenza di atmosfera il cielo apparirebbe nero, in quanto assolutamente privo di materia "illuminabile". L'atmosfera invece è vera e propria materia (anche se rarefatta) e quindi "colorabile" con la luce. Il colore che risulta è quello corrispondente alla lunghezza d'onda (o combinazione di lunghezze d'onda) delle onde elettromagnetiche che maggiormente interferiscono con le particelle che fanno parte dell'atmosfera. Bisogna anche considerare che in ogni caso l'atmosfera assorbe la luce ed in misura superiore tanto più lungo è il percorso che la luce stessa deve effettuare per attraversarla, per esempio, per effetto della forte inclinazione dei raggi solari. Infatti spesso nelle tranquille serate con cielo leggermente velato di nubi alte e sottili si osserva una netta dominante rossa dovuta al fatto che, con il Sole al tramonto (sull'orizzonte; **fig. 1.52**) la luce è costretta ad effettuare un percorso molto più lungo nell'atmosfera rispetto a quanto accade con lo stesso Sole allo Zenit. In tali condizioni sono le onde elettromagnetiche più lunghe (quelle gialle soprattutto rosse) ad essere meno interferite dalle particelle microscopiche presenti nell'aria e quindi sono quelle che giungono più abbondanti ad illuminare tutto il paesaggio della sera.

2 - ELEMENTI DI CLIMATOLOGIA

2.1 - Meteorologia e climatologia

La pioggia, la neve, la brina, la grandine, il vento, la nebbia,... sono fenomeni atmosferici dovuti a scambi di energia tra masse d'aria con caratteri fisici diversi (umidità, temperatura, pressione,...). Esse provengono dalle varie parti del globo, dove hanno ricevuto disuguali quantità di calore. È la diversità di riscaldamento da parte del Sole (maggiore all'equatore e minore ai poli) che determina squilibri termici a livello dell'atmosfera. Quindi si hanno spostamenti di masse d'aria che tendono a riportare condizioni di equilibrio. Altrimenti la temperatura sarebbe più elevata ai tropici e più bassa ai poli. I caratteri della circolazione generale dell'atmosfera, le diverse modalità e intensità dei fenomeni al suolo ed in quota, la descrizione puntuale del “tempo” di un determinato momento e il tentativo di predirne l'evoluzione, sono argomenti della **meteorologia**: *scienza che studia il tempo atmosferico* (**schede 1.1 e 1.2**). Il fine della meteorologia è quello di “costruire un modello” della circolazione generale dell'atmosfera che tenga conto delle variabili che su essa possono influire, allo scopo di predire, sulla base della situazione meteorologica passata e presente, l'evoluzione del tempo futuro (previsioni) con crescente attendibilità. Le *previsioni del tempo* sono importanti per la programmazione di trasporti via aerea o marittima, per prevenire il dissesto idrogeologico (conseguente ad intense precipitazioni) e i danni all'agricoltura, ecc....

Quasi tutti i satelliti artificiali sono muniti di apparecchiature in grado di “fotografare”, in un determinato istante, la situazione meteorologica di una regione. La superficie terrestre è “coperta” da una fitta rete di stazioni che registrano milioni di dati riguardanti i parametri meteorologici al suolo. Palloni sonda controllano la situazione dell'atmosfera alle varie altitudini. In Italia la raccolta e l'elaborazione di tali dati è affidata al SERVIZIO METEOROLOGICO dell'AERONAUTICA, che collabora attivamente con enti meteorologici di tutta l'Europa e di buona parte del Mondo.

Alzarsi al mattino, vedere il “tempo che fa” per predirne l'evoluzione durante la giornata, vuol dire “fare della meteorologia”. Decidere di andare in vacanza in montagna nel mese di luglio perché si pensa che, in genere, è il più caldo e il meno piovoso dell'estate, vuol dire “fare della climatologia”. La **climatologia** è una scienza affine alla meteorologia, il cui obiettivo principale è quello di definire il *tempo medio* di una regione, come sintesi di analisi statistiche della successione di eventi meteorologici che hanno caratterizzato quella regione nel passato. La climatologia una scienza storica: non cerca di prevedere il tempo che farà, ma studia il *tempo che è stato*, andando indietro negli anni, nei decenni ed anche nei secoli. La climatologia utilizza, come strumento fondamentale, la *statistica*. Questa fornisce preziosi risultati se è grande il numero di dati a disposizione (rilevati alle stazioni meteorologiche e riguardanti la temperatura dell'aria, le precipitazioni, ecc....). I climatologi raccomandano che il *periodo di osservazione*, durante il quale sono state compiute le rilevazioni, presso una o più stazioni meteorologiche, non sia inferiore a $25 \div 30$ anni. In Italia, i dati che si utilizzano per gli studi di climatologia, oltre a quelli rilevati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica, si ricavano dagli *Annali Idrologici* pubblicati, a partire dal 1913, dal SERVIZIO IDROGRAFICO e MAREOGRAFICO ITALIANO.

Le alluvioni, dovute ad eventi meteorologici eccezionali (che recano danni a persone, ai manufatti, all'agricoltura ed all'economia,...), le siccità, l'uso più corretto e razionale delle risorse idriche,... dimostrano l'importanza dello studio e della programmazione di interventi sul territorio atti a limitare sempre più efficacemente i danni derivati da “capricci meteorologici”, prevedibili statisticamente. Gli eventi meteorologici intensi, sempre più spesso, innescano le manifestazioni del *dissesto idrogeologico*. I progetti di interventi di protezione sul territorio non possono prescindere da un accurato studio statistico della successione degli eventi meteorologici normali ed eccezionali che, storicamente, hanno caratterizzato il clima. Le applicazioni delle analisi climatiche sono numerose: dal ripristino di argini di corsi d'acqua alla sistemazione della rete idrica, dal calcolo e gestione delle risorse idriche al dimensionamento di fogne e collettori. Lo sfruttamento agricolo del territorio è connesso con le caratteristiche del clima che, tra l'altro, ha notevole influenza sui processi di formazione del suolo. La ricerca scientifica nel settore climatologico è un aspetto fondamentale dello studio e della tutela della Natura, una necessità improrogabile conseguente ai gravi guasti ambientali perpetrati soprattutto negli ultimi decenni.

2.2 - Le regioni climatiche

I diversi e molteplici aspetti del tempo atmosferico (temperatura dell'aria, pioggia, neve, grandine, nebbia, vento,...) non concorrono separatamente a costituire il clima di un qualsiasi località della Terra, ma si combinano tra loro in modo molto vario. Considerando solo i valori medi dei diversi parametri misurati per lungo tempo, le possibili combinazioni sono così numerose da ritenere praticamente impossibile per due luoghi della Terra avere

un clima identico. Esiste un numero illimitato di climi realmente esistenti e distinguibili; pertanto diventa necessaria un raggruppamento in tipi (classificazione). Le variabili che vengono prese in maggior considerazione sono le temperature e le precipitazioni, ma ciò non rende più facile individuare semplici criteri di classificazione. Si potrebbe considerare unicamente la temperatura media annua; due località diverse possono presentare uguale valore, ma una con valori stagionali molto simili e l'altra con valori estremi molto diversi, la cui media è comunque la stessa; quindi due località caratterizzate da grande differenza per l'escursione termica, potrebbero essere classificate nello stesso clima. Si potrebbe utilizzare, come criterio principale, il numero medio di giorni in cui si verificano temperature uguale o inferiori allo zero, limite biologico fondamentale; oppure si potrebbe utilizzare, come riferimento, la temperatura di 15 °C, il valore medio annuo dell'intero pianeta. Vi sono numerosi sistemi per classificare i climi della Terra, ciascuno dei quali presenta vantaggi, ma nessuno può definirsi il migliore. Il fine è lo stesso: ridurre gli innumerevoli climi locali a un numero relativamente esiguo di tipi fondamentali entro i quali i singoli elementi presentino caratteri in comune, suddividendo la Terra in **regioni climatiche**, cioè porzioni della superficie del nostro pianeta entro le quali i climi sono simili.

PARMENIDE di Elea (500 a.C.), prese come linee divisorie i tropici e i circoli polari e individuò una zona torrida centrale, due zone temperate con clima mite con sensibili oscillazioni termiche stagionali e due zone fredde. La classificazione di Parmenide è una ripartizione climatica secondo fasce di latitudine. Del resto sembra ovvio che la trama di fondo della distribuzione dei climi sulla Terra debba avere una base zonale in funzione della diversa intensità della radiazione solare. Una simile impostazione si complica per la diversa distribuzione delle terre emerse e dei mari, per l'orografia (montagne alle basse latitudini possono avere un clima analogo alle pianure delle alte latitudini) e per altri numerosi fattori. Una ripartizione dei climi basata solo sulle fasce latitudinali è insufficiente. Il geografo tedesco A. SUPAN (1879) utilizzò come criteri fondamentali i seguenti valori termici:

- la temperatura media annua pari a 20 °C, come limite fra i climi caldi e quelli temperati;
- la temperatura di 10 °C nel mese più caldo; tale isoterma coincide con il limite settentrionale delle foreste.

L'Autore ottenne una delimitazione di tre zone fondamentali della Terra (calda, temperata e fredda), più aderente alla realtà, ma ancora troppo schematica. Fra i numerosi tentativi di classificazione fondati prevalentemente sulla temperatura dell'aria, merita di essere ricordato quello di W.P. KOPPEN (1846 ÷ 1940) che, nel 1884, propose uno schema più articolato; esso individua cinque tipi climatici fondamentali:

- **clima tropicale**, in nessun mese il valore termico medio scende sotto i 20 °C;
- **clima subtropicale**, 4 ÷ 11 mesi con valore termico medio superiore a 20 °C; nei rimanenti mesi non scende sotto i 10 °C;
- **clima temperato**, meno di 4 mesi con temperatura media inferiore a 20 °C; 4 ÷ 12 mesi con temperatura compresa fra 10 e 20 °C e meno di 4 mesi con temperatura inferiore a 10 °C;
- **clima freddo**, 1 ÷ 4 mesi con temperatura media fra 10 e 20 °C e i restanti mesi con media inferiore a 10 °C;
- **clima polare**, tutti i mesi hanno un valore termico medio inferiore a 10 °C.

Anche i criteri proposti da Koppen sono criticabili. Lo stesso Autore propose modifiche al suo modello e dopo la sua scomparsa i suoi collaboratori lo perfezionarono ulteriormente. I dati in **tab. 2.1** sono sufficienti per la classificazione dei climi di numerose località del Mondo nei cinque tipi (e sottotipi) proposti da Koppen (essi possono essere convenientemente utilizzati per rappresentare i climogrammi termo - pluviometrici; **scheda 2.3**).

Numerosi altri ricercatori (DE MARTONNE nel 1926, THORNTHWAITTE dal 1948, FLOHN nel 1950, GAUSSEN nel 1952, TURC nel 1953 e tanti Altri) hanno proposto schemi di classificazione dei climi. Tuttavia sembra più che sufficiente ricordare quello proposto da Koppen, tanto più che ad esso assomigliano tutti gli altri, in quanto le differenze non sono facilmente distinguibili in carte a piccolissima scala dove, come sulle pagine di un atlante, si pretende di rappresentare tutta la Terra.

Tab. 2.1 - Valori [°C] medi mensili ed annui delle temperature "T" [°C], delle precipitazioni "P" [mm] e dell'escursione media annua "E" [°C] di alcune località in diverse parti del mondo.

Clima umido equatoriale. Uaupés (Brasile), presso l'equatore (83 m s.l.m.; E = 1,6 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	26,9	26,7	26,7	26,5	26,4	25,8	25,3	26,1	26,5	26,6	26,8	26,8	26,4
P	262	196	254	269	305	234	224	183	130	175	183	264	2.679
Clima monsonico. Cochín (India), presso l'equatore (3 m s.l.m.; E = 3,2 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	26,9	27,8	28,9	29,6	28,9	26,7	26,1	26,4	26,6	26,8	27,5	27,2	27,5
P	23	20	51	124	297	724	592	353	340	196	170	41	2.931

Clima secco tropicale umido. Saigon (Vietnam), sopra l'equatore (9 m s.l.m.; E = 3,6 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	26,4	27,2	28,6	29,7	28,9	27,8	27,5	27,5	27,2	27,2	26,7	26,1	27,8
P	15	3	13	43	221	330	315	335	269	260	114	56	1.974
Clima tropicale desertico. Cairo (Egitto), 30° Lat. Nord (116 m s.l.m.; E = 15,0 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	13,3	14,7	17,5	21,1	25,0	27,5	28,3	28,2	26,1	24,2	20,0	15,0	21,7
P	5	4	3	2	2	1	0	0	1	1	1	3	23
Clima tropicale steppico desertico. Bushire (Iran), 30° Lat. Nord (4 m s.l.m.; E = 18,3 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	14,2	15,0	18,9	23,3	28,1	30,3	31,9	32,5	30,3	26,7	21,4	16,4	24,1
P	74	46	20	10	5	0	0	0	0	3	41	81	280
Clima freddo desertico. Santa Cruz (Argentina), 50° Lat. Sud (12 m s.l.m.; E = 13,6 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	15,0	15,0	12,5	8,9	5,6	1,9	1,4	3,9	6,4	9,2	11,1	13,1	8,9
P	15	10	10	15	12	13	12	14	10	11	12	17	151
Clima freddo steppico. Ankara (Turchia), 40° Lat. Nord (861 m s.l.m.; E = 23,1 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	-0,3	1,1	5,0	10,8	16,1	18,6	22,5	22,8	18,3	13,6	8,3	2,2	11,7
P	33	30	32	34	48	25	13	10	18	23	30	48	344
Clima umido subtropicale. Nagasaki (Giappone), 32° Lat. Nord (133 m s.l.m.; E = 21,4 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	5,8	6,1	9,4	14,4	18,3	21,9	26,1	27,2	23,6	18,3	13,3	8,1	16,1
P	71	84	124	185	193	312	257	249	175	114	94	81	1.941
Clima costiero marino (Caldo estivo). Nuova Zelanda, 37° Lat. Sud (26 m s.l.m.; E = 8,3 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	19,4	19,2	17,2	16,4	13,6	11,7	11,5	11,1	12,5	14,2	15,6	17,5	15,0
P	79	81	94	97	127	137	145	117	102	99	91	79	1.247
Clima costiero marino (freddo estivo). Kodiak (Alaska), 54° Lat. Nord (4 m s.l.m.; E = 13,7 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	-0,6	0,0	0,6	3,3	6,1	9,7	12,5	13,1	10,3	6,1	2,2	0,3	5,3
P	124	114	99	94	150	119	86	130	135	183	152	147	1.534
Clima mediterraneo. Gerusalemme (Israele), 32° Lat. Nord (757 m s.l.m.; E = 15,3 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	8,9	9,4	13,1	16,4	20,6	22,5	23,9	24,2	23,1	21,1	16,4	11,1	17,2
P	137	127	64	28	3	1	0	0	2	13	71	86	532
Clima umido continentale (caldo estivo). Corea, circa 37° Lat. Nord (70 m s.l.m.; E = 28,6 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	-3,3	-1,7	3,3	10,0	15,3	20,3	23,9	25,3	20,3	14,4	6,4	-0,8	11,1
P	18	20	30	66	84	99	277	224	109	46	36	28	1.036
Clima subartico continentale. Quebec (Canada), 50 Lat. Nord (376 m s.l.m.; E = 35,0 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	-18,6	-16,4	-12,2	-2,2	6,7	13,1	16,4	15,0	10,0	3,1	-5,6	-14,7	-0,6
P	58	51	66	69	74	109	114	130	137	102	86	69	1.064
Clima subartico marino. Isole Falkland, quasi 52 Lat. Sud (2 m s.l.m.; E = 7,5 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	9,4	8,9	8,1	6,1	3,9	2,2	1,9	2,2	3,9	5,3	6,9	8,1	5,6
P	76	69	65	63	58	53	51	48	38	43	51	71	681
Clima della Tundra. Upernivik (Groenlandia), 73 Lat. Nord (18 m s.l.m.; E = 28,7 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	-21,7	-23,1	-20,8	-13,9	-3,6	2,2	5,0	5,6	0,8	-3,9	-9,7	-16,7	-8,3
P	10	13	18	15	15	13	23	25	28	30	28	15	234
Clima della calotta polare. Eismitte (Groenlandia), 71 Lat. Nord (3.000 m s.l.m.; E = 35,0 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	-41,7	-47,2	-40,0	-31,9	-21,1	-16,7	-12,2	-18,3	-22,2	-35,8	-38,3	-42,8	-30,6
P	15	10	8	5	3	2	4	8	9	11	13	25	111
Clima montano. La Paz (Bolivia), 16 Lat. Sud (3.658 m s.l.m.; E = 4,5 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	12,8	12,2	11,7	11,1	10,0	8,9	8,3	9,4	10,6	11,1	11,7	12,2	6,6
P	114	107	66	33	13	8	10	13	28	41	48	94	574

2.3 - Il clima in Italia

Il clima è comunemente definito come l'insieme delle condizioni meteorologiche medie che caratterizzano una località. La temperatura dell'aria, la pressione atmosferica, l'umidità, le precipitazioni,... sono gli *elementi del clima*; essi si condizionano vicendevolmente e sono molto variabili nelle diverse zone del mondo; infatti la classificazione dei climi è una disciplina molto complessa. Si potrebbe pensare che la classificazione dei climi in una regione molto limitata della Terra come la penisola italiana, sia più facile, ma la realtà è ben diversa. Sappiamo che gli elementi del clima sono, in Italia, fortemente influenzati da diversi fattori; fra essi ricordiamo:

- **latitudine**; l'Italia è molto sviluppata nel senso dei meridiani; i suoi limiti sono compresi tra 37° Lat. Nord e 47° Lat. Nord;
- **altitudine**; abbiamo aree costiere che si affacciano sul mare e montagne che superano i 4.000 m s.l.m.;
- **continentalità**; il clima delle zone costiere è molto influenzato dalla massa marina con basse escursioni termiche; viceversa le ampie pianure interne, come la pianura Padana centrale ed occidentale, sono poco influenzate dal mare e fortemente condizionate dalle nebbie nella stagione invernale (**fig. 2.1**);
- **l'esposizione**; molte montagne sono esposte a Nord e quindi caratterizzate da una minore radiazione solare; alcuni versanti delle Alpi orientali sono direttamente esposti a Est o a Nord - Est risultando quindi più freddi; al contrario il versante meridionale dell'Appennino ligure è esposto a Sud; la zona della Riviera, pur trovandosi nell'Italia settentrionale, presenta temperature invernali particolarmente miti.

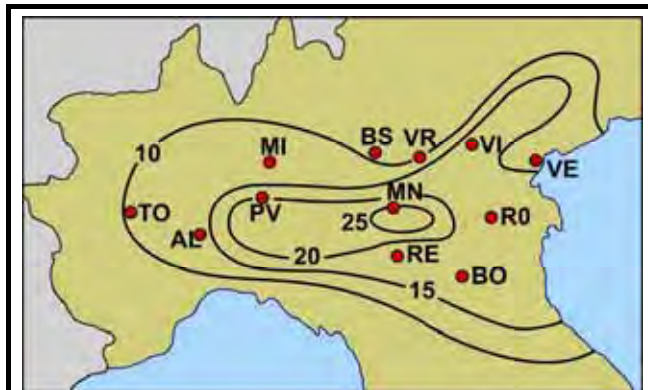


Fig. 2.1 - Frequenze (numero medio annuo di giorni) della nebbia sulla valle Padana nella stagione invernale.

Vi sono località alpine che presentano precipitazioni abbondanti in tutte le stagioni fino a valori annui che sfiorano i 2.000 mm (Gran S. Bernardo; **tab. 2.2**), ma ve ne sono altre nel meridione che non raggiungono i 600 mm (Reggio Calabria; **tab. 2.2**) e dove le precipitazioni sono prevalentemente concentrate nel semestre freddo quando minori sono le esigenze irrigue e potabili. Le temperature medie annue oscillano da valori negativi, presso le località alpine più elevate, fino a medie di quasi 18 °C come a Palermo. Infine bisogna considerare l'esposizione ai venti predominanti nel bacino del Mediterraneo. Freschi e molto umidi quelli occidentali, più freddi ed umidi i venti Nord - occidentali; ancora più freddi ma secchi quelli orientali e Nord - orientali. I venti meridionali sono temperati o addirittura caldi e molto umidi (**fig. 2.2**). Un approfondimento dei climi italiani è possibile mediante il confronto dei climogrammi termo - pluviometrici di più località (**scheda 2.3**).

Tab. 2.2 - Valori medi mensili ed annui delle temperature "T" [°C], delle precipitazioni "P" [mm] e dell'escursione media annua "E" [°C] di alcune località italiane.

ZONA ALPINA - Gran S. Bernardo (2.467 m s.l.m.; E = 16,1 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	-9,2	-9,0	-7,1	-4,3	-0,2	4,0	6,9	6,9	4,3	-0,5	-4,9	-7,9	-1,8
P	176	157	157	215	183	139	129	138	154	178	200	173	1.999
ZONA ALPINA - Cortina d'Ampezzo (1.275 m s.l.m.; E = 18,1 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	-2,3	-1,3	1,8	5,2	9,1	13,5	15,8	15,4	12,7	7,6	2,8	-1,6	6,6
P	51	47	82	138	132	128	148	117	115	119	116	59	1.252
ZONA PADANA - Milano (121 m s.l.m.; E = 22,9 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	1,9	3,8	8,6	13,2	17,3	22,2	24,8	23,9	20,3	13,7	8,5	3,0	13,4
P	57	55	69	78	101	80	59	68	74	93	97	75	906
ZONA PADANA - Torino (238 m s.l.m.; E = °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	0,9	3,3	8,3	12,9	17	21,2	23,4	22,8	19	12,9	6,9	2,4	12,5
P	32	37	58	93	113	84	60	66	68	73	79	54	817
ZONA PADANA - Bologna (55 m s.l.m.; E = 23,5 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	2,5	3,4	8,6	13,8	18,1	23,3	26,0	25,4	21,5	15,2	9,7	3,9	14,3
P	44	53	49	47	57	43	33	28	51	82	72	57	616

ZONA DELLA RIVIERA - Genova (21 m s.l.m.; E = 16,6 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	8,4	8,7	11,5	14,5	17,8	21,9	24,6	25,0	22,8	18,1	13,3	9,5	16,3
P	92	93	96	95	85	53	25	60	93	151	185	122	1.147
ZONA APPENNINICA - Urbino (451 m s.l.m.; E = 20,4 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	2,5	4,1	6,9	10,8	14,9	19,4	22,9	22,2	18,4	12,9	7,7	4,1	12,2
P	56	69	72	72	69	59	33	49	111	91	91	117	889
ZONA APPENNINICA - Potenza (826 m s.l.m.; escursione media annua = 18,3 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	3,5	3,7	6,6	10,5	14,4	19,3	21,8	21,0	18,8	14,1	10,1	5,3	12,5
P	102	79	65	64	70	49	26	30	58	71	99	103	816
ZONA ADRIATICA - Trieste (11 m s.l.m.; E = 14,3 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	5,3	4,8	8,6	12,9	17,1	21,2	24,0	23,8	20,8	15,6	11,0	6,3	14,3
P	61	50	65	77	87	91	69	70	94	113	119	67	963
ZONA ADRIATICA - Ancona (50 m s.l.m.; escursione media annua = 15,1 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	5,7	5,8	9,4	13,6	17,6	22,3	24,9	24,3	21,1	16,6	12,6	7,4	15,1
P	68	39	46	57	50	51	28	31	59	101	62	51	643
ZONA ADRIATICA - Bari (12 m s.l.m.; escursione media annua = 16,1 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	8,4	8,5	10,8	13,9	17,5	21,9	24,5	24,3	21,7	18,2	14,8	10,2	16,2
P	39	39	50	35	38	32	19	24	40	111	110	67	604
ZONA TIRRENICA - Firenze (50 m s.l.m.; E = 19,4 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	5,6	5,8	9,9	13,3	17,4	22,1	25,0	24,5	21,2	15,8	11,2	6,0	19,4
P	68	65	68	61	69	54	23	36	63	114	106	81	808
ZONA TIRRENICA - Roma (30 m s.l.m.; E = 16,5 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	7,5	8,5	10,0	13,0	17,0	21,0	23,5	24,0	21,0	16,5	11,5	8,5	15,2
P	103	99	68	65	48	34	23	33	68	94	130	111	876
ZONA TIRRENICA - Napoli (149 m s.l.m.; E = 16, 1 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	8,7	8,7	11,4	14,3	18,1	22,3	24,8	24,8	22,3	18,1	14,5	10,3	16,5
P	102	82	67	51	49	31	13	28	75	114	125	114	851
ZONA CALABRO - INSULARE - Reggio Calabria (15 m s.l.m.; E = 15,2 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	11,1	11,1	13,2	15,4	19,0	23,1	25,9	26,3	23,9	19,3	17,3	13,2	18,2
P	91	63	51	38	25	14	4	14	38	62	96	92	588
ZONA CALABRO - INSULARE - Palermo (71 m s.l.m.; E = 15,0 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	10,3	10,4	13,0	16,2	18,7	23,0	25,3	25,1	23,2	19,9	16,8	12,6	17,9
P	111	97	67	42	31	14	6	15	44	91	94	153	765
ZONA CALABRO - INSULARE - Cagliari (73 m s.l.m.; E = 15,9 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	9,9	10,3	12,9	15,3	18,6	22,8	25,8	25,7	23,3	19,5	15,6	11,8	17,6
P	70	59	59	45	38	11	6	7	38	64	73	80	668

2.4 - Il clima cambia

Il vulcano Agung (isola di Bali, Indonesia) ebbe una violenta eruzione nel marzo del 1963; la finissima polvere scagliata in alto venne sparsa dai venti nell'atmosfera. Le particelle di quella polvere formarono un velo che intercettò parte della radiazione solare, il che determinò, secondo le stime dei meteorologi, un raffreddamento dell'intero globo di circa un terzo di grado negli anni 1964 e 1965. Quella del vulcano Agung è stata una delle eruzioni più intense. Secondo il climatologo LAMB il quel "velo di polvere" era circa l'80 % di quello provocato dalla ben nota eruzione del Krakatau (Indonesia) del 1883. Una grande eruzione vulcanica influenza la macchina del tempo per alcuni anni, almeno sino a quando la polvere non si è deposta al suolo.

periodo più recente può essere stata determinata da un cambiamento del clima a livello dell'intero globo. Oppure, semplicemente, siamo di fronte a oscillazioni climatiche che rientrano in una normale distribuzione statistica di una qualunque successione di eventi naturali.

Possiamo considerare un'altra ipotesi, più semplice, ma non meno attendibile: l'*inquinamento termico*. Con questa espressione si fa riferimento all'enorme quantità di energia degradata (calore) liberata nell'atmosfera in conseguenza di una intensa attività antropica. Questo fenomeno è maggiore nelle grandi città (le cosiddette "isole di calore") che costituiscono un insieme di fonti di inquinamento termico: riscaldamento, energia termica dissipata dai motori, ecc...

Nelle ore notturne la temperatura si abbassa perché il terreno irraggiando si raffredda. La perdita di calore è tanto più pronunciata quanto più il cielo è sgombro di nubi. La temperatura si abbassa molto meno in città che in campagna, soprattutto con il "bel tempo". Questo fenomeno è tanto maggiore quanto più gli edifici sono alti e ravvicinati. Infatti i muri delle case irraggiando in tutte le direzioni, anche verso il basso, svolgono le stesse funzioni delle nubi. La differenza di temperatura tra campagna e città aumenta con l'espansione edilizia.

L'analisi della successione cronologica delle temperature registrate da stazioni meteorologiche lontane dai maggiori centri abitati ha messo in evidenza una tendenza all'aumento della temperatura dalla fine del 1800 fino al periodo attuale, in accordo con quanto si verificherebbe nelle città. Ma ciò rappresenta una contraddizione in quanto in aperta campagna non vi è stata una grossa espansione edilizia e industriale. È difficile formulare ipotesi di inquinamento termico e/o chimico dell'atmosfera immediatamente sovrastante, a meno che non si consideri il fatto che tali dispersioni inquinanti non rimangono circoscritte in una zona ristretta, ma si diffondono influenzando il clima anche nelle aree più o meno vicine. Oppure le compromissioni locali dell'atmosfera determinano degli effetti limitati e inferiori a quelli di grande scala che coinvolgono l'intero pianeta e pertanto il riscaldamento registrato dagli studi climatici sulle grandi città e sulle zone meno abitate rientra nel contesto generale dell'incremento di temperatura per l'effetto serra su tutta la Terra secondo le teorie oggi più accreditate.

Non è possibile fornire una risposta univoca ed esauriente sull'apparente modificazione climatica che coinvolgerebbe il mondo intero; abbiamo avanzato delle ipotesi che andrebbero "controllate" con ulteriori ricerche. È possibile a questo punto arrivare ad una conclusione assai importante: **il clima di una regione (o della Terra) può subire, nel corso della storia, fluttuazioni determinate da cause naturali o da fonti di inquinamento atmosferico**. Finché abbiamo dati riguardanti rilevazioni di stazioni meteorologiche, si può tentare di stimare l'entità e la durata di tali fluttuazioni, ma più indietro nel tempo, in epoche storiche, non si hanno dati sperimentali disponibili. È necessario, se si vuole percorrere a ritroso la storia del clima, fare riferimento a prove indirette quali documenti storici. Oppure si può ricorrere a metodi di ricerca cercando sulla superficie della Terra testimonianze della natura e del paleoclima di una data epoca (**schede 2.4 ÷ 2.9**).

2.5 - Le glaciazioni

Vi sono diverse tecniche di indagine sul clima del passato. Ciascuna di esse non fornisce risultati precisi ma occorre correlare tutte le informazioni dei diversi tipi di indagine in modo che non siano fra loro in contraddizione. Ancora oggi si aggiungono dati alle nozioni già acquisite che spesso mettono in crisi modelli e teorie che sembravano prima molto probabili. Facendo riferimento alle regioni italiane (le Alpi in particolare) e non volendo entrare nel dettaglio di una precisa cronologia, faremo riferimento a cinque grandi periodi freddi che hanno caratterizzato l'era Quaternaria. Ci limiteremo a indicare l'età (la più probabile secondo la maggior parte dei ricercatori) dell'inizio del primo di questi periodi freddi: *due milioni di anni fa*. Tale limite può essere fatto coincidere con quello inferiore dell'**era Quaternaria** (o **Neozoico**) suddivisa nei periodi **Pleistocene** e **Olocene** (gli ultimi 12.000 anni quest'ultimo cioè dalla fine dell'ultima glaciazione).

Le cinque fasi fredde (**glaciazioni**) che hanno caratterizzato il Pleistocene sono denominate, a partire dalla più antica (iniziata circa 2 milioni di anni fa): **Donau, Gunz, Mindel, Riss** e **Würm**. Fra una glaciazione e l'altra il clima era decisamente più mite (anche più caldo dell'attuale): periodi **interglaciali**. Attualmente stiamo vivendo in un periodo **postglaciale** che segue il Würm (l'ultima glaciazione). Nei periodi interglaciali il clima era anche più caldo dell'attuale e l'ambiente nella Pianura Padana, sulle colline e sulle montagne era decisamente diverso, simile a quello attuale delle regioni subtropicali. Le grandi masse di ghiaccio sulle montagne, dei poli e della Groenlandia erano ridotte, il livello marino assai più alto e le terre emerse meno estese (**fig. 2.4/A**).

Durante i periodi più freddi la temperatura della superficie terrestre era più bassa dell'attuale. Le grandi masse di ghiaccio dei poli raggiunsero la massima estensione invadendo parte del continente europeo e di quello Nordamericano (**fig. 2.5**). La conseguenza fu un generale abbassamento del livello marino e maggiore estensione delle terre emerse (**fig. 2.4/B**). L'ambiente naturale delle nostre regioni settentrionali era simile, come aspetto, a

quello attuale delle regioni fredde del Nord - Est europeo, con estese foreste di conifere in pianura alternate ad ampi spazi con vegetazione simile alla steppa. Questi ambienti erano popolati da animali tipici dei climi freddi.

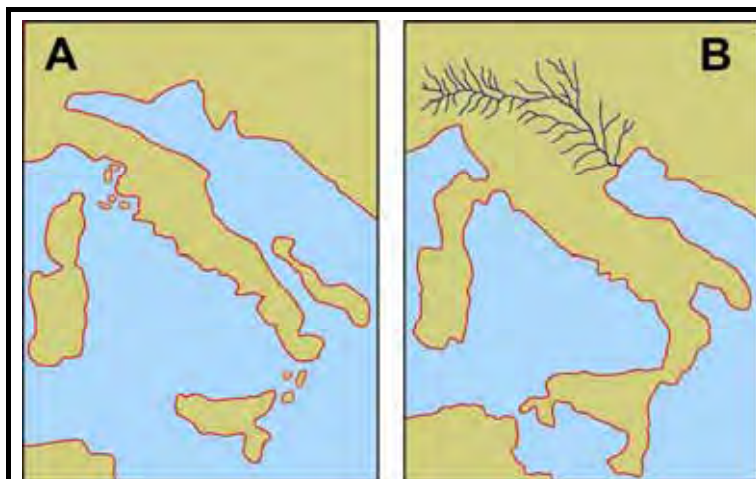


Fig. 2.4 - L'Italia all'inizio del Quaternario (A) prima delle grandi glaciazioni. Durante la massima espansione dei ghiacci (B), per l'abbassamento del livello marino, l'Adriatico aveva notevolmente ridotte le sue dimensioni ed il fiume Po sfociava presso l'attuale Ancona.



Fig. 2.5 - La calotta glaciale, durante la glaciazione più estesa, ricopriva l'Europa settentrionale. Le frecce indicano le direzioni di movimento dei ghiacci.

Durante le glaciazioni le Alpi erano “coperte” da grandi masse di ghiaccio che arrivavano ad invadere anche la pianura. L'estensione di tali ghiacciai, la loro azione di “esarazione” (erosione glaciale) nei confronti di quasi tutte le vallate alpine completamente occupate dai ghiacci, il trasporto da parte di questi ultimi di grandi quantità di detrito, hanno modificato notevolmente le forme del paesaggio. Possiamo affermare che, nel passato recente della storia della Terra, i ghiacciai sono stati i maggiori agenti di modificazione della morfologia di gran parte della superficie terrestre, soprattutto in quelle zone che sono state più coinvolte dai fenomeni di glacialismo; fra queste è senza dubbi tutta la regione alpina. Inoltre tale successione di intervalli freddi e caldi ha influito notevolmente sull'evoluzione delle comunità viventi (**scheda 2.10**).

SCHEDA 2.1 - Storia della meteorologia

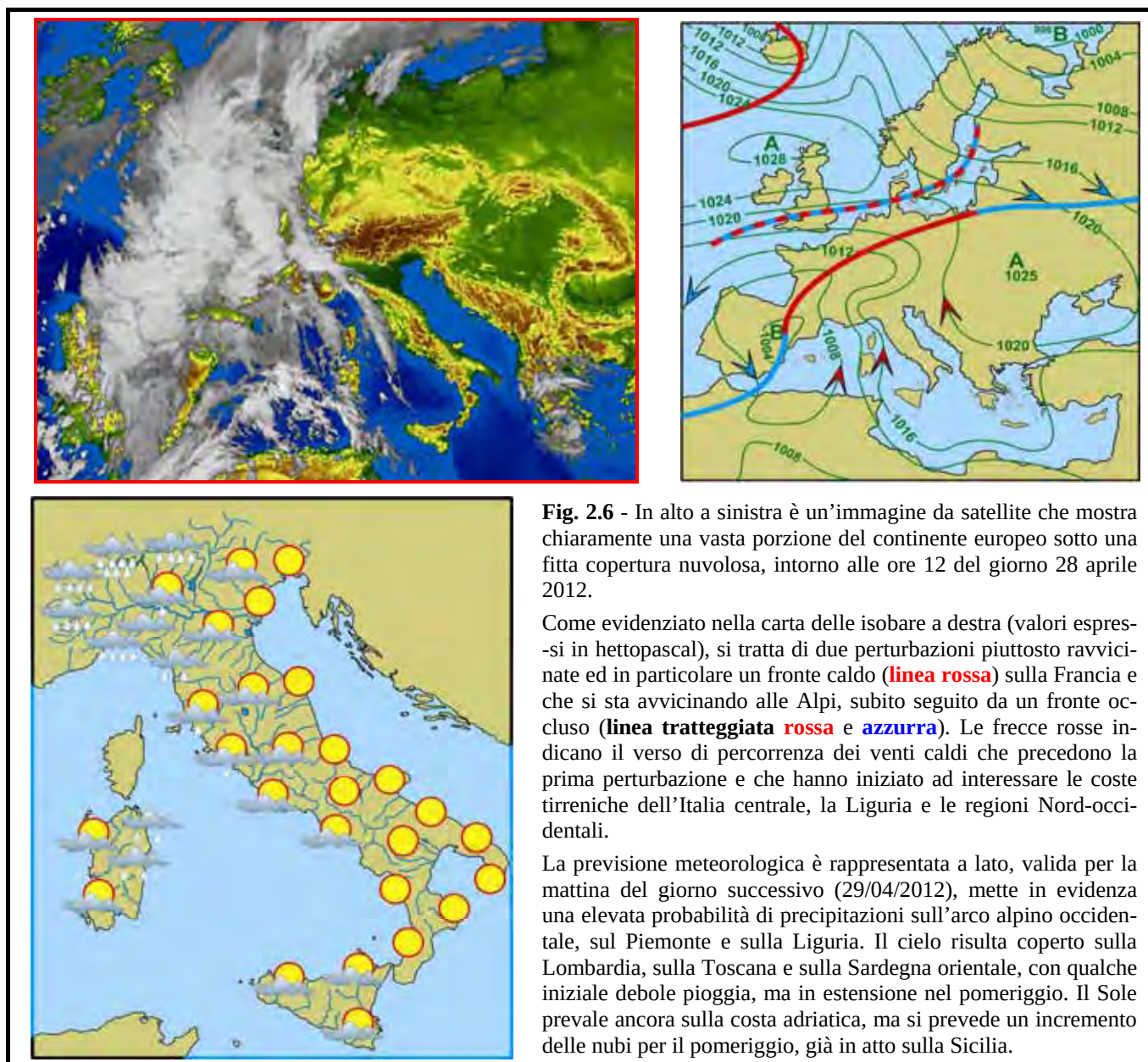
Da: **La stampa** (*Tutto Scienze e Tecnologia* - 13/02/2002) un articolo di Luca MERCALLI (www.nimbus.it).

La meteorologia è una tra le scienze applicate più complesse ed evolute. Ma spesso è ancora vista come disciplina ambigua, più vicina all'astrologia che alla fisica. Ne è sintomo lo stesso verbo “azzeccare” usato per le previsioni, oppure la fiducia riposta più nel canto dei merli o nei detti dei vecchietti di montagna che nella fluidodinamica. Eppure oggi la previsione meteorologica numerica, tecnicamente NWP (*Numerical Weather Prediction*) ha fatto passi da gigante, raggiunge affidabilità del 98 per cento sul primo giorno e tra l'80 e il 70 per cento sui cinque giorni successivi. Un traguardo forse unico nelle possibilità umane di predire il futuro al servizio delle più diverse attività, tant'è che l'Organizzazione Meteorologica Mondiale assegna agli investi-menti condotti in meteorologia un rendimento di 1 a 25.

Questo spettacolare successo si deve alla favorevole combinazione di tre elementi: l'istituzione (a partire dalla fine dell'800) di una rete di osservazione su tutta la Terra, una cooperazione internazionale di prim'ordine in campo fisico e matematico e la disponibilità di supercomputer in grado di accrescere la potenza di calcolo di un fattore 10 ogni cinque anni. Ma la strada per giungere a tutto ciò è stata lunga, e (come in tanti settori della scienza) deve i suoi frutti all'opera di scienziati e ricercatori dei quali non si parla mai. Nel 1904 il meteorologo scandinavo Bjerknes per primo concepì la previsione come un problema di meccanica e fisica, descrivibile da 7 variabili (componenti tridimensionali del vento, temperatura, densità, pressione e umidità dell'aria) connesse da altrettante equazioni differenziali. La soluzione di queste equazioni non lineari dette “primitive” apparve tuttavia impossibile ai tempi di Bjerknes. Nel 1922, l'inglese Lewis Fry Richardson semplificò le metodologie di calcolo e impiegò sei settimane per eseguire a mano le operazioni di una rudimentale previsione. Richardson teorizzò perfino un “teatro meteorologico” dove 64.000 matematici avrebbero potuto compiere i calcoli necessari in una sorta di catena di montaggio intellettuale, per ottenere una previsione meteorologica in tempo utile.

In realtà le cose andarono diversamente: Richardson, anche se era sulla buona strada, sbagliò alcuni calcoli e i risultati fuorvianti che ottenne fecero cadere nell'oblio le sue intuizioni per quasi trent'anni. Nel 1946, Jule Charney, brillante studente di matematica dell'Università della California, fu chiamato a Chicago dal meteorologo svedese Carl Gustav Rossby. A Princeton incontrarono il geniale matematico Von Neumann, uno dei padri del computer, che pensò subito che il primo

problema da sottoporre al nascente calcolatore elettronico sarebbe stato di tipo meteorologico. La costruzione del computer di Princeton andava tuttavia per le lunghe, così, grazie a Francis Reichelderfer, direttore del servizio meteorologico americano, nel marzo 1950 Charney e Von Neumann ottennero di poter utilizzare il famoso computer ENIAC che l'esercito americano aveva da poco messo a punto ad Aberdeen, nel Maryland. Ci vollero 33 giorni di lavoro per far ingoiare alle valvole termoioniche dell'enorme computer oltre 100.000 schede perforate contenenti le istruzioni per i calcoli, e la prima rozza previsione del tempo a 24 ore, che un moderno PC eseguirebbe oggi in pochi minuti, impiegò ben 24 ore per essere calcolata. Ma la strada era aperta e venne sancita in uno storico articolo dal titolo "*Numerical Integration of the Barotropic Vorticity Equation*" che Charney, Fjörtoft e von Neumann pubblicarono (sempre nel 1950) sulla rivista Tellus. Alla fine del 1953 venne sfornata dal computer svedese BESK anche la prima previsione numerica europea, che suddivideva l'atmosfera in una griglia di 300 km di lato e impiegava 6,5 ore per calcolare il tempo delle 24 ore successive, con risultati ancora modesti. Il 15 aprile 1955, negli USA, fu emessa la prima previsione meteorologica di uso operativo, ma gli errori erano ancora elevati e solo dal 1958 i meteorologi ottennero indicazioni utili per il loro lavoro di routine.



Attualmente, il modello spettrale T511, con risoluzione orizzontale di circa 40 km e 65 livelli verticali, usa potenze di calcolo di alcuni teraflop (miliardi di operazioni matematiche al secondo) per risolvere in poche ore le equazioni della dinamica atmosferica su 21 milioni di punti compresi tra la superficie terrestre e una quota di 65 km. Altri modelli girano su supercomputer di centri di ricerca soprattutto americani e si trovano liberamente sulla rete. Molta strada è stata dunque compiuta dalla prima previsione che Charney eseguì nell'aprile del 1950, e molta resta ancora da fare per migliorare continuamente una delle più entusiasmanti sfide scientifiche al servizio della vita quotidiana. Tuttavia, senza le tecnologie informatiche questi traguardi non sarebbero mai stati raggiunti.

Nuovi calcoli hanno dimostrato che il "teatro meteorologico" che Richardson immaginò nel 1922, avrebbe in realtà impiegato non 64.000 bensì almeno 200.000 matematici per risolvere le equazioni allora concepite. Con l'attuale complessità dei

modelli globali, non sarebbe sufficiente nemmeno l'impiego degli attuali 6 miliardi di cervelli umani disponibili sulla Terra. Ma Richardson, che era di culto quacchero, non voleva certo trasformare gli uomini in macchine calcolatrici e nel suo progetto stabilì che fuori dal teatro si trovassero campi da gioco, montagne e laghi "perché è giusto che chi calcola il tempo debba poterlo respirare liberamente".

In Europa nel 1957 veniva utilizzato un calcolatore IBM704 con 8 KB di memoria, il cui tempo di calcolo costava 1 marco al secondo: per una previsione sperimentale a 48 ore erano necessari ben 1500 minuti, pari ad oltre 90.000 marchi! Si dovette attendere la metà degli anni 1960 affinché le previsioni diventassero più economiche. Al progresso dei computer si affiancò quello teorico, che consentì di impostare i primi modelli atmosferici a scala globale con griglia di circa 300 km di lato, ai quali fece seguito lo sviluppo dei modelli più dettagliati ad area limitata, detti LAM (*Limited Area Models*), con griglia di circa 100 km (oggi siamo a 12 km). Nel 1974 la scuola meteorologica dell'Università di Belgrado, con Fedor Mesinger, introdusse il modello ETA, nettamente migliorato sul piano della fisica atmosferica e degli effetti del rilievo montuoso. I tempi erano ormai maturi per raccogliere frutti più sostanziosi cosicché, nel 1975, fu fondato a Reading, presso Londra il Centro Europeo per le previsioni a Medio Termine (ECMWF) oggi sostenuto da 22 paesi: la prima previsione operativa uscì nel giugno 1979 da un computer CRAY 1 costato 9 milioni di dollari con potenza di calcolo pari a un Pentium III di oggi.



Fig. 2.7 - L'evento alluvionale che, il 4 novembre 2001, ha colpito duramente la città di Genova (sopra) era stato previsto. Per essere più precisi fu lanciato l'allarme sull'alta probabilità di forti precipitazioni. Esse furono responsabili di vistosi fenomeni di ruscellamento che comportarono l'accumulo di notevoli volumi d'acqua limacciosi e violenti che, dai versanti delle vicine montagne, si sono riversati per le strade della città trasformandole in torrenti impetuosi che produssero gravi danni alle persone ed ai manufatti.

A sinistra è rappresentata la situazione meteorologica a livello europeo. L'intensa perturbazione (evidenziata con la linea gialla) era preceduta da forti correnti meridionali (**scirocco**) che, dopo essersi arricchiti di umidità nell'attraversare, da Sud, il Mediterraneo, colpirono le regioni italiane Nord-occidentali, soprattutto la Liguria, direttamente esposta a tali venti. Inoltre, verso Est, la presenza di un robusto anticiclone rallentò il movimento del fronte perturbato che pertanto insistette per più tempo sulle stesse regioni con piogge che, oltre ad essere abbondanti, furono anche prolungate.

Tali situazioni meteorologiche eccezionali producono gravi danni alle persone ed agli edifici e sono inevitabili. Possiamo tuttavia cercare di contenere i danni soprattutto con l'ausilio della **Protezione Civile** in grado di agire tempestivamente grazie alle **previsioni del tempo**, la cui affidabilità a breve termine (uno o due giorni) è ormai molto elevata.

SCHEDE 2.2 - L'importanza della Meteorologia

Da: **La stampa** (*Tutto Scienze e Tecnologia* - 13/02/2002) un articolo di Piero BANUCCI.

Il turismo, i trasporti, l'agricoltura, la produzione di energia, la pesca e innumerevoli altre attività che coinvolgono enormi interessi dipendono in modo cruciale dagli eventi meteorologici. Prevedere il tempo è quindi essenziale per l'economia. Ma ancora più importante è prevedere quei fenomeni che mettono a rischio vite umane. Le cifre parlano chiaro. Delle vittime di catastrofi naturali, quasi due terzi si devono a cicloni e inondazioni, solo un terzo a terremoti. Tra il 1997 e il 1998 le

perturbazioni legate al Nino hanno ucciso 2100 persone e fatto danni per 33 miliardi di dollari. Nelle Filippine il ciclone tropicale «Angela» ha causato un migliaio di morti e danni per mezzo miliardo di dollari. In Italia tutti ricordiamo la frana di Sarno e ogni anno facciamo i conti con inondazioni e siccità.

L'Organizzazione Meteorologica Mondiale, organismo dell'Onu con sede a Ginevra, calcola che tra il 1947 e il 1980 il 45 per cento delle vittime di disastri naturali è direttamente attribuibile alle condizioni meteorologiche e il 17 per cento a conseguenze indirette come frane, allagamenti e valanghe. Questi e molti altri dati si trovano in «Tempo, vita e salute», un libro che Guido Caroselli, il meteorologo che conduce la rubrica «Che tempo fa» su Rai Uno, ha appena pubblicato da Garzanti (226 pagine, 9,50 euro).

Nei giorni scorsi l'inquinamento da polveri fini (sotto i 10 micron) ha reso molto attuale il problema del rapporto tra meteorologia e salute: tre mesi di alta pressione atmosferica hanno infatti comportato un lungo periodo di siccità e di scarsa ventosità nel Nord Italia, con il conseguente accumulo nell'aria di polveri e altri inquinanti. Ai problemi dell'emergenza si affiancano quelli «normali»: Caroselli ci parla per esempio delle meteoropatie primarie e secondarie, ci spiega come il nostro benessere dipenda da un equilibrato rapporto tra umidità e temperatura dell'aria, chiarisce i concetti poco noti di «indice di calore» e di «effetto vento».

A metà strada tra normalità ed emergenza si pongono fenomeni come i temporali e la grandine. In ogni istante sulla Terra sono in corso circa duemila temporali che producono otto milioni di scariche elettriche al giorno. Le vittime dei fulmini sono ogni anno qualche migliaio e alcune zone risultano più esposte. Per limitarci all'Italia, le regioni più colpite sono quelle settentrionali e una fascia che comprende Toscana, Umbria e Lazio, dove cadono in media quattro fulmini all'anno per kilometro quadrato. Poche nozioni elementari permettono di proteggersi: basta ad esempio accucciarsi al suolo per dimezzare il rischio che si ha stando in piedi sotto un temporale.

Alla meteorologia si riconduce anche la nuova grande emergenza del pianeta: la scarsità di acqua dolce. La pioggia che ogni anno cade sulle terre emerse (ci ricorda Guido Caroselli) equivale a ben 110 mila kilometri cubi ma solo 9.000 sono effettivamente disponibili nelle zone abitate. Come se non bastasse, la distribuzione è molto disuguale: regioni troppo piovose da una parte, regioni aride dall'altra. Il risultato è che ogni anno almeno tre milioni e mezzo di persone, in gran parte bambini, perdono la vita per la cattiva qualità dell'acqua (secondo altre stime si sale a 10 milioni). I cambiamenti climatici legati all'effetto serra rischiano di peggiorare il quadro. Anche per questo il meteorologo ha molto da dire in difesa di un pianeta a misura d'uomo.

SCHEDA 2.3 - Diagrammi termopluviometrici

La descrizione dei climi di determinate località si può essere effettuare mediante i climogrammi termo - pluviometrici. Sono raffigurazioni grafiche basate sui valori medi mensili della temperatura dell'aria e delle precipitazioni, ricavati dalle elaborazioni statistiche dei dati rilevati da stazioni meteorologiche che, in quelle stesse località, abbiano funzionato per qualche decennio. Consideriamo, quali esempi, i dati riportati nelle **tabb. 2.1** (relativi ad alcune località rappresentative delle diverse regioni climatiche nel Mondo) e **2.2** (relativi ad alcune località italiane suddivise in zone climatiche).

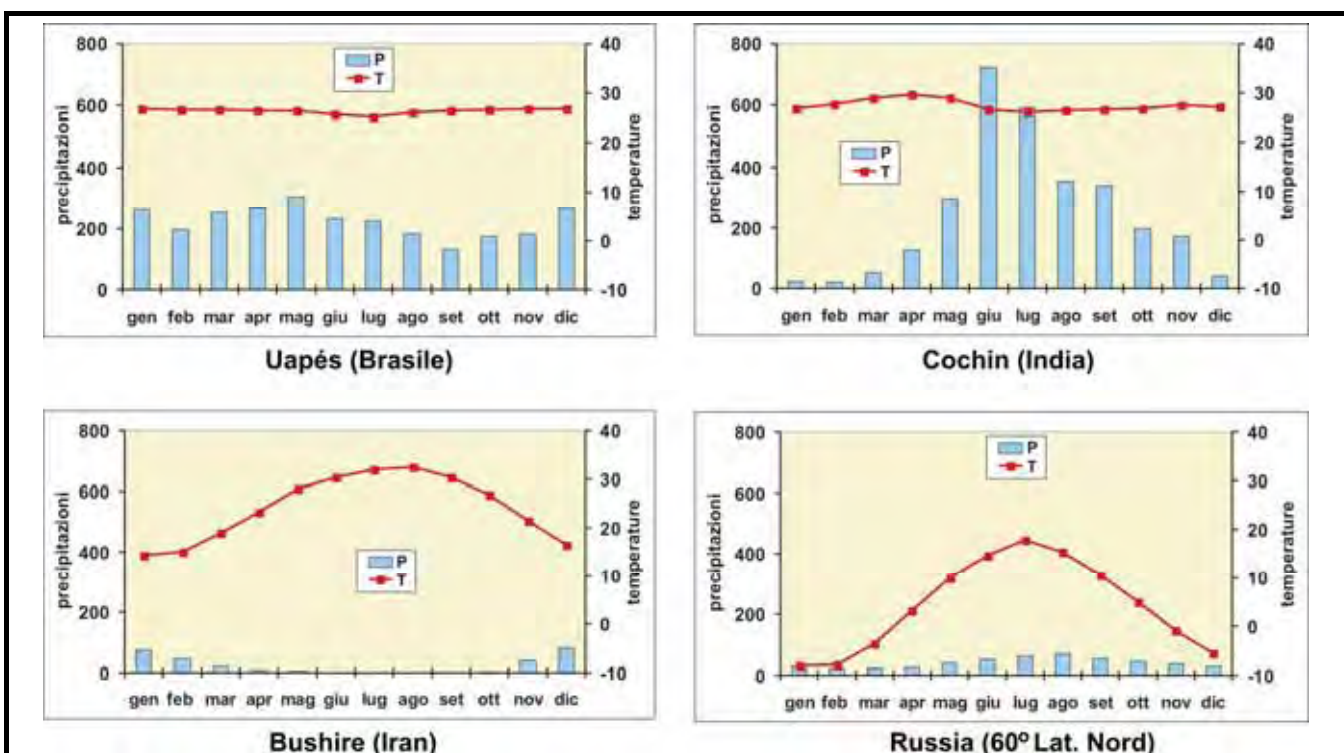


Fig. 2.8 - Climogrammi termo - pluviometrici di alcune località esemplificative di alcune regioni climatiche (in **tab. 2.1**). Sono rappresentati i valori medi mensili della temperatura dell'aria [°C] e delle precipitazioni [mm].

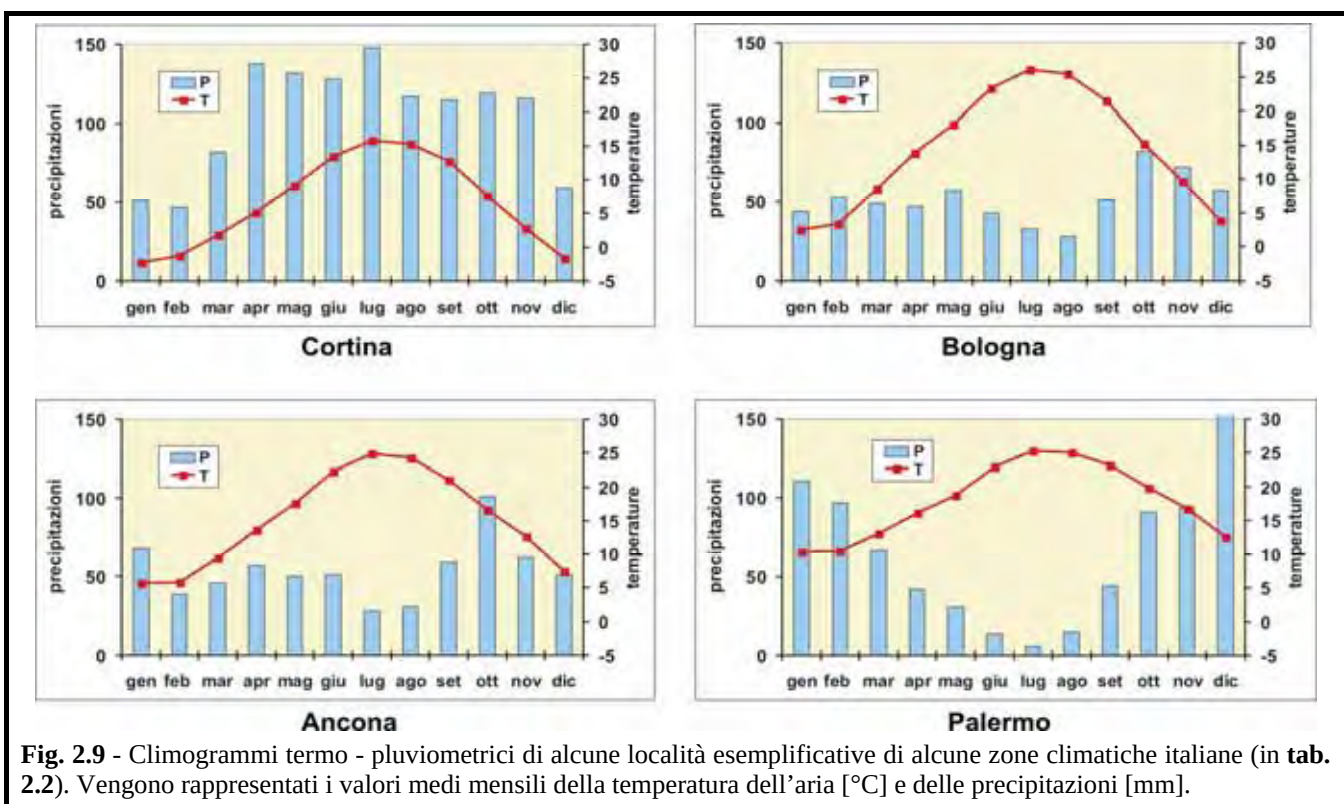
La **fig. 2.8** illustra, quali esempi, i climogrammi di Uaupés (Brasile), di Cochin (India), di Bushire (Iran) e di una località della Russia continentale. Sull'asse orizzontale (ascisse) è riportata la successione dei dodici mesi, da gennaio a dicembre. In corrispondenza di ciascun mese vengono elevati istogrammi di colore azzurro di altezza proporzionale ai valori medi delle precipitazioni (*regime pluviometrico medio*). Utilizzando le stesse ascisse si rappresentano (questa volta pur punti e quindi con una linea rossa spezzata) le temperature medie mensili (*regime termico medio*). Si possono utilizzare le scale che si ritengono più opportune, al fine di fornire un risultato grafico gradevole e comprensivo, ma quando si tratta di effettuare confronti fra climi diversi conviene utilizzare scale identiche.

Uaupés si trova in zona equatoriale, caratterizzata da precipitazioni abbondanti per tutto l'anno e con un minimo relativo di 130 mm nel mese di settembre (paragonabile ai valori dei mesi più piovosi nell'Italia settentrionale). Il totale annuo di precipitazione è quasi 2.700 mm, il triplo della media della penisola italiana. Il regime termico è "piatto", senza sostanziali differenze stagionali, tanto che l'escursione media annua (differenza fra i valori termici medi mensili dei mesi più caldo e più freddo) è di appena 1,6 °C. È una località con clima caldo e piovoso (umido equatoriale).

Cochin si trova in India, soggetta a clima monsonico. Il regime termico è relativamente costante, tanto che l'escursione media annua (3,2 °C) è poco superiore a quella di Uaupés. Il regime pluviometrico presenta invece una evidente oscillazione. Infatti mentre il totale annuo (poco oltre 2.900 mm) risulta poco superiore di quello della precedente località, risulta una stagione estiva molto piovosa (con un massimo di oltre 700 mm in giugno) ed una stagione invernale con scarse precipitazioni (appena 20 mm in febbraio). Questa particolare situazione è dovuta ai monsoni estivi caratterizzati da venti umidi provenienti dal mare ed ai monsoni invernali secchi provenienti dal continente asiatico.

Bushire (Iran) è una località con una evidente oscillazione del regime termico, con temperature relativamente basse nell'inverno (14 °C in gennaio) e decisamente elevate nell'estate (quasi 33 °C in agosto) e con una escursione media annua (18,3 °C) nettamente superiore di quelle precedenti, come è tipico dei climi continentali. Il regime pluviometrico è molto appiattito in basso ed in effetti la precipitazione media annua è di appena 280 mm, con quattro mesi mediamente asciutti (da giugno a settembre) e scarse precipitazioni nell'inverno (fino ad un massimo di 80 mm in dicembre). Si tratta di un clima tropicale stepico desertico.

Nel cuore della Russia a 60 ° Lat. Nord fa molto freddo; le temperature medie mensili di gennaio e febbraio sono intorno a - 8 °C, ma durante l'estate esse salgono a valori (quasi 18 °C in luglio) che potremmo definire caldo - primaverili. L'escursione termica media annua è quindi molto elevata (23,3 °C). La precipitazione media annua (quasi 500 mm) è paragonabile a quella delle località italiane meno piovose, con una stagione estiva più umida (70 mm ad agosto) ed una invernale più asciutta (minimo di 20 mm in febbraio).



La **fig. 2.9** illustra, a titolo esemplificativo) i diagrammi termo - pluviometrici di quattro località italiane sulla base dei dati riportati nella **tab. 2.2**. Dall'esame di tali grafici si esprimono alcune considerazioni generali:

- le precipitazioni risultano abbondanti per tutti i mesi dell'anno in montagna (soprattutto nell'arco alpino orientale) e, ciò che più conta, piove anche in estate, quando l'acqua è maggiormente necessaria alla natura ed all'uomo;
- il regime termico caratterizzato dalla maggiore escursione media annua (23,5 °C) risulta quello di Bologna, località maggiormente continentale tra quelle considerate;

- Bologna ed Ancona presentano precipitazioni meno abbondanti di Cortina (rispettivamente 906 mm e 643 mm i totali medi annui) ed in estate le situazioni di aridità (e quindi di carenze idriche) non sono particolarmente accentuate;
- la precipitazione media annua di Palermo è pari a 765 mm, quindi una disponibilità idrica complessiva piuttosto consistente; tuttavia risulta un massimo di oltre 150 mm in dicembre ed un minimo di appena 6 mm in luglio; per il trimestre invernale risulta un totale di 361 mm, quasi la metà di tutta la pioggia annuale, mentre in estate si hanno gravi problemi di deficit idrici;
- Cortina presenta le più basse temperature, con valori medi mensili negativi nei mesi centrali dell'inverno; essa è la località di più elevata altitudine (1.275 m s.l.m.) fra quelle considerate;
- le più elevate temperature estive sono simili per le località Bologna, Ancona e Palermo; il clima mite di quest'ultima non dipende tanto dai valori dei massimi, ma piuttosto da quelli poco rigidi invernali.

Un altro sistema per rappresentare i diagrammi termo - pluviometrici consiste nell'utilizzare i valori medi mensili delle temperature e delle precipitazioni mediante diagrammi a dispersione. Per ogni mese, i valori di temperatura e di precipitazione costituiscono una coppia di coordinate che individuano un punto sul diagramma suddiviso in quattro quadranti da due linee rappresentanti la temperatura media annua quella orizzontale ed il mese medio (la media dei dodici valori pluviometrici) quella verticale; l'intersezione delle due linee rappresenta l'anno medio (**fig. 2.10**)

I mesi invernali di Reggio Calabria (dicembre, gennaio e febbraio) risultano nel secondo quadrante che indica, per quella località, un clima relativamente freddo e umido. La primavera (marzo e aprile) è rappresentata dal secondo quadrante, con minori precipitazioni e con temperature che aumentano rapidamente. Maggio, per Reggio Calabria, può già essere considerato un mese estivo in quanto cade nel IV quadrante, con temperature più elevate e con precipitazioni meno copiose rispetto all'anno medio. Ma è il trimestre giugno - luglio - agosto che caratterizza la calda ed asciutta estate di tale località; settembre si trova ancora nello stesso quadrante. L'autunno (ottobre nel III quadrante) risulta una stagione breve, caratterizzata da un rapido abbassamento delle temperature e da una spiccato aumento delle precipitazioni. Infine il mese di novembre, il più piovoso dell'anno, apre alla stagione invernale.

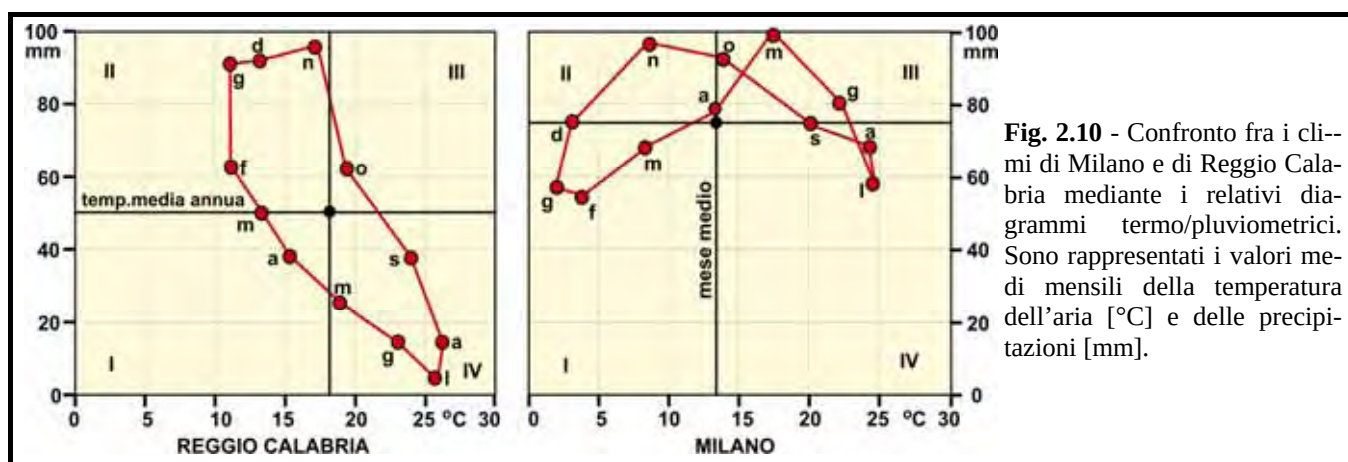


Fig. 2.10 - Confronto fra i climi di Milano e di Reggio Calabria mediante i relativi diagrammi termo/pluviometrici. Sono rappresentati i valori medi mensili della temperatura dell'aria [°C] e delle precipitazioni [mm].

Milano è una località con clima tipico continentale della pianura padana. La stagione fredda è relativamente lunga (dicembre ÷ marzo), ma i mesi veramente invernali sono gennaio e febbraio, durante i quali sono possibili manifestazioni meteorologiche che fanno assumere ai paesaggi della pianura fisionomie simili a quelle con climi più rigidi (**fig. 2.11**). Il mese di aprile si caratterizza per gli incrementi delle piogge e delle temperature, fino ad arrivare a maggio, il più piovoso dell'anno, ma ancora in giugno le precipitazioni sono relativamente elevate. Agosto e luglio (IV quadrante) costituiscono la vera estate milanese, soprattutto per le elevate temperature, in quanto le precipitazioni, seppure poco abbondanti, sono superiori a quelle invernali. Settembre è un mese ancora relativamente caldo, con caratteristiche in parte estive. L'autunno comincia in ottobre (III quadrante) con incremento delle piogge e soprattutto con una netta diminuzione delle temperature, fino ad arrivare al novembre (II quadrante), il mese che precede il brusco passaggio alla situazione invernale.

SCHEDE 2.4 - Clima e storia

Il duro inverno 1977 che colpì gli Stati Uniti (grande freddo all'Est e grave siccità all'Ovest), le anomalie climatiche del 1972 (duro inverno seguito da una secca estate in Russia, la mancanza del monzone in India, le siccità in Africa e in altre regioni), la diminuzione della produzione nelle grandi aree agricole (negli USA, in Russia e, in misura più limitata, in Europa) a partire dagli anni '60 per la maggiore variabilità climatica, gli inverni particolarmente rigidi del 1963 e del 1964 nell'Europa Nord Occidentale, la maggiore frequenza in inverno di masse d'aria più settentrionali sul Mediterraneo Occidentale e soprattutto l'intensificazione degli eventi meteorologici eccezionali di questi ultimi anni,... sono tutti segni che, secondo i climatologi, dimostrerebbero un peggioramento del clima sulla Terra. Questa tendenza potrebbe essere la porzione discendente di un'ampia oscillazione verso il caldo che ha caratterizzato il trentennio 1930 ÷ 1960 e che ha coinciso con un aumento della produzione agricola. Un maggior numero di climatologi sostiene invece che dalla fine del 1800 la tendenza generale è un aumento delle temperature, quale conseguenza soprattutto delle attività umane.

La fase climatica di questi ultimi cento anni (documentata da rilevazioni strumentali) segue un altro periodo, molto freddo, tra il 1430 e il 1850, detto **piccola era glaciale**. I ghiacciai in Europa avanzarono decisamente e alcuni villaggi nei pressi di Chamonix, in Francia, furono sopraffatti dal ghiaccio. Il fiume Tamigi, a Londra, gelò frequentemente, mentre in certe annate andava in secca tanto da essere difficilmente navigabile. L'agricoltura in Europa andò in crisi e i vigneti sparirono dall'Inghilterra. Questi citati sono una parte dei segni che caratterizzarono la piccola era glaciale, in un periodo storico e in una Europa lacerata da conflitti e da malattie che furono forse esasperate anche dal particolare clima rigido.

La piccola era glaciale fu preceduta da due secoli con clima assai variabile. Questo, che va dal 1200 al 1400, fu un periodo di transizione tra quello freddo successivo e quello precedente caldo e secco iniziato dal 500 a.C. e che poté consentire la coltivazione dei vigneti in Inghilterra. Questa lunga fase calda, durata circa 1.700 anni e interrotta da un ritorno al freddo dal 700 al 900, potrebbe aver favorito l'invasione dei vichinghi, nel IX secolo, dalla Scandinavia alla Russia, all'Europa Nord occidentale fino all'Islanda; i loro viaggi dopo la scoperta della Groenlandia (più sgombra di oggi dai ghiacci) sono tuttora controversi e secondo il climatologo CALDER (1974) *".....non c'era alcuna valida ragione climatica per la quale non dovessero riuscire nella traversata per il Nord America...."* Questo periodo di caldo (caratterizzato dal ritiro dei ghiacciai, dall'innalzamento del livello marino, dall'assenza o quasi di temporali sull'oceano Atlantico e sul mare del Nord) fu preceduto da un altro periodo freddo (dal 1300 a.C. al 500 a.C.) durante il quale sulle Montagne Rocciose, su quelle dell'Alaska, in Svezia, in Patagonia, si riformarono ghiacciai precedentemente scomparsi.

Dal 1300 a.C. ad oggi, in poco più di 3.200 anni, si sono quindi susseguiti periodi climatici diversi (come durata e intensità dei fenomeni) a dimostrare che la storia del clima è caratterizzata dalla alternanza di fasi fredde e calde. Più indietro nel tempo le notizie storiche sono più frammentarie. In particolare fra il 4000 a.C. e il 3000 a.C. (in coincidenza della nascita della civiltà mesopotamica e della fondazione della prima dinastia egiziana) il clima era più rigido dell'attuale e seguiva a un altro periodo che, dal 10.000 a.C., fu caratterizzato da elevate temperature con punte record, intorno al 5000 a.C., di due o tre gradi in più in Europa rispetto all'attuale.

La storia umana senza dubbi è influenzata dalla variabilità climatica; se poco o tanto è difficile quantificarlo. La piccola era glaciale contribuì a rendere difficili le condizioni di vita in un'Europa dilaniata da epidemie e da carestie. Però tentativi di spiegare gli eventi storici alla sola luce dei cambiamenti climatici sono aleatori. Ma, a titolo di cronaca, ricordiamo che gli imperi di Asoka in India, della dinastia Ch'in in Cina e dei romani in Europa *".....sono tutti cresciuti durante il periodo più caldo che ebbe inizio attorno al 500 a.C. I rivali dei romani nell'Africa del Nord e nel Mediterraneo orientale potrebbero essere stati indeboliti dalle generali condizioni di siccità e i miglioramenti successivi nel Nord non possono essere stati altro che d'aiuto ai 'barbari' che alla fine distrussero l'Impero Romano...."* (CALDER, 1974).

I fattori climatici dovevano, più indietro nella storia, essere in grado di condizionare i modi di vita di intere popolazioni. Nel tardo Paleolitico, nella piana alluvionale del Nilo, il comportamento del grande fiume (le sue variazioni cicliche a lungo termine, le inondazioni annuali, la portata e la velocità della corrente) era determinato da eventi climatici che si verificavano in Africa orientale; secondo lo storico SMITH (1976) *"....la piovosità locale, la temperatura e il comportamento degli affluenti che scorrevano attraverso la pianura scendendo dalle sorgenti situate sulle colline del mar Rosso,.... erano gli effetti prodotti dal tipo di circolazione esistente nell'emisfero settentrionale, nel quale si faceva ancora sentire l'influenza dei ghiacciai europei. Entrambi questi fattori si combinavano poi con la geomorfologia della pianura e delle aree adiacenti. Il risultato era un mosaico di microambienti e di habitat in una ristretta zona geografica...."* In un ecosistema instabile del genere, quando l'una o l'altra variabile subiva una modificazione, ci si poteva attendere il verificarsi di *"....improvvisi variazioni nell'assortimento di piante e di animali e nei metodi di sfruttamento delle colture umane che da quelle traevano i loro mezzi di sussistenza...."* (SMITH, 1976).

Più di 12.000 anni fa la Terra era ancora stretta in una morsa di freddo. In particolare l'escursione termica annuale della Grecia meridionale era probabilmente molto simile a quella attuale delle zone montuose della Grecia settentrionale. Seguì un graduale aumento di temperatura e di umidità; secondo lo storico JACOBSEN, (1976) *"....quando la coltre di ghiaccio si ritirò, il livello del mare crebbe lentamente....Gli alberi popolarono il paesaggio.... finché la steppa si trasformò in una regione di boschi e radure. Questo mutamento di clima sembra aver avuto una grande influenza sulla vita dei cacciatori - raccoglitori nell'Argolide...."* come dimostrato dai numerosi reperti archeologici trovati nella caverna di "Fracchthi" della Grecia meridionale.

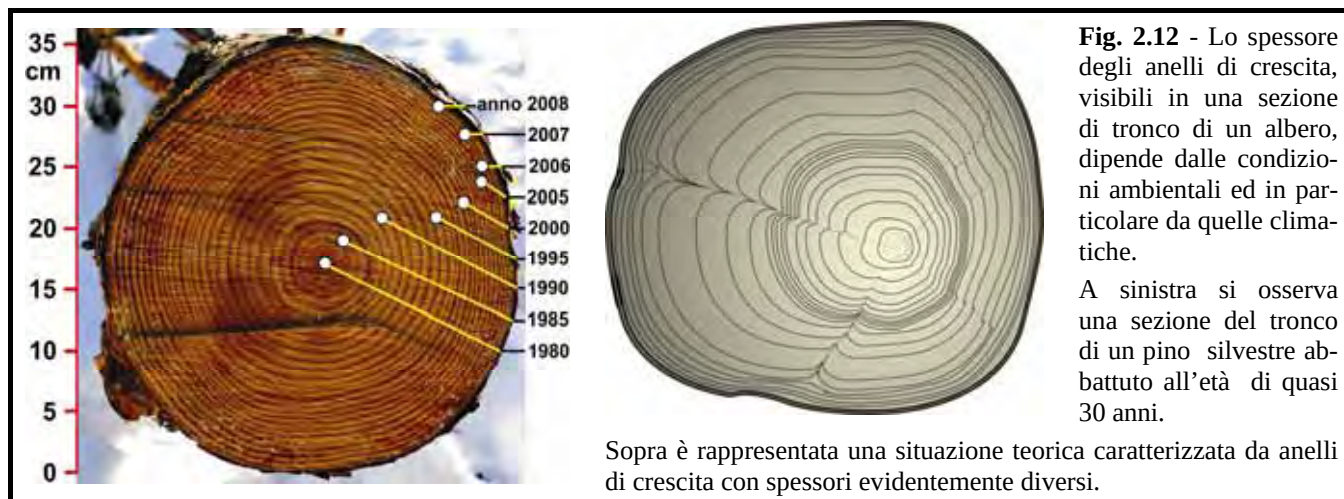
Lo studio degli ultimi 12.000 anni di storia dimostra che la Terra ha attraversato fasi calde e fredde, documentate anticamente dalle vicende umane (documenti storici, reperti archeologici e fossili) e più recentemente, da rilievi scientifici di parametri meteorologici. Più indietro nel tempo, più frammentarie sono le informazioni ed è più difficile datare l'inizio e la fine dei periodi climatici. Tenendo conto di tali limiti e utilizzando tecniche particolari è possibile andare più indietro nella storia della Terra, fino a qualche centinaia di migliaia di anni, con buona approssimazione.



Fig. 2.11 - Nella pianura padana possono verificarsi, nell'inverno, eventi meteorologici eccezionali, tali da conferire al paesaggio delle grandi città un aspetto simile a quello di località nordiche (Torino, inverno 1986).

SCHEDA 2.5 - La dendroclimatologia

Tra i metodi utilizzati per lo studio delle fluttuazioni climatiche in epoche storiche, la dendroclimatologia, sviluppatasi a rango di vera scienza a partire dagli anni 1950, è tra le più importanti, una delle tecniche più significative nelle determinazioni cronologiche. Ogni sezione trasversale del tronco di un albero evidenzia una serie di anelli di crescita concentrici; se ogni anello rappresenta la crescita annuale dell'albero, contando il numero degli anelli, si risale all'età dello stesso. Se l'insieme degli anelli di crescita ha valore cronologico, ciascun anello ha valore climatico, perché riflette le condizioni meteorologiche che hanno influito sulla sua crescita. Ogni anello è una specie di annotazione climatica dell'anno in cui si è formato (**fig. 2.12**). Se su un diagramma si riportano in ascissa gli anni e in ordinata l'incremento dello spessore degli anelli, si ottiene la "curva di crescita dell'albero". L'interpretazione corretta di tale curva fornisce indicazioni utili sulla successione di eventi meteorologici favorevoli o sfavorevoli che hanno caratterizzato la vita dell'albero.



L'interpretazione corretta di una curva di crescita presuppone alcune considerazioni; cosa significa condizioni meteorologiche favorevoli o sfavorevoli? Qual è il fattore critico principale nell'ostacolare la crescita dell'anello, la temperatura, le precipitazioni?... Molto dipende dalla fisiologia dell'albero e dal luogo in cui si trova. Alberi sistemati in modo diverso (esposti al vento o al riparo di una conca, presso un corso d'acqua o nel bosco,...) sono diversamente vulnerabili agli effetti del tempo. In un clima caldo un abbassamento termico estivo può giovare alla pianta, mentre per gli alberi che si trovano nelle zone climatiche fredde più è caldo meglio è. Annate negative possono influire su quelle seguenti. Ad ostacolare la crescita degli anelli sono anche la competizione con altri alberi per la luce e per l'acqua, i parassiti, ecc.... Sono fattori biologici che, molto spesso, agiscono nei confronti delle piante analogamente agli eventi meteorologici sfavorevoli. Tenendo conto di tutti questi fattori, scegliendo un elevato numero di alberi molto longevi (i *Pinus aristata*, per esempio, sono conifere che, sulle White Mountains della California, possono sopravvivere per più di 4.000 anni) e in diverse zone con opportune elaborazioni, si compiono correlazioni crescita/clima statisticamente attendibili. Tuttavia con la dendroclimatologia si effettuano correlazioni climatiche che, se anche precise, sono limitate all'ultimo millennio.

SCHEDA 2.6 - Il plancton

Le acque dei mari e dei bacini lacustri sono popolate (soprattutto nella zona fotica, cioè quella vicino alla superficie, dove la luce è abbondante) da piccoli organismi animali e vegetali (**plancton**), nella maggior parte dei casi unicellulari, che si lasciano trasportare passivamente dalle correnti essendo incapaci, soprattutto per le ridotte dimensioni, di eseguire veri e propri spostamenti autonomi. Le comunità di plancton sono diverse a seconda dei caratteri ambientali (temperatura, salinità, disponibilità di nutrienti,...) dei mari e dei laghi diversamente distribuiti sulla superficie della Terra. Molte specie del plancton sono protette da strutture rigide silicee o calcaree che possono conservarsi come spoglie o residui dopo la morte degli organismi (**fig. 2.13**).

Sui fondali marini avviene una vera e propria "pioggia" di quei residui che si accumulano e si conservano (fossili) formando, insieme ai fanghi, sedimenti che portano la testimonianza dei mutamenti di vita che si verificano in superficie. Con il tempo si sovrappongono sedimenti a formare strati dove si trovano, in basso, tracce di vita più antica e, in alto, più recente. Campioni di sedimenti possono essere prelevati median-

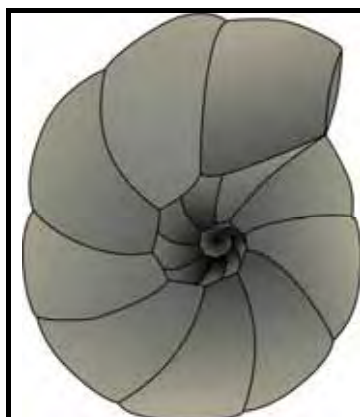


Fig. 2.13 - Rappresentazione (fortemente ingrandita) del guscio di un Foraminifero, organismo unicellulare (protozoo) facente parte del plancton marino. Erano organismi molto numerosi milioni di anni fa ed hanno importanza in micropaleontologia, specialmente in rapporto alle ricerche petrolifere. Parte dei fondali oceanici (2.000 ÷ 5.000 m di profondità) è ricoperta di scheletri di Foraminiferi del genere *Globigerina*; essi formano i cosiddetti *fanghi a globigerine*.

te cilindri molto lunghi (carote) per mezzo di navi oceanografiche in grado di “perforare” i fondali senza modificazioni della stratigrafia originaria. Analizzando le successioni di faune conservate nelle carote campionate in diversi punti, i ricercatori tentano di stimare la storia della vita del plancton che ha popolato le acque in passato. Si tenta cioè di individuare, nelle stesse località, successioni di popolazioni caratteristiche di ambienti caldi e freddi a testimonianza di mutamenti climatici che, andando indietro nel tempo, condizionarono la vita presso la superficie delle acque marine e lacustri.

SCHEDA 2.7 - Il ghiaccio ricorda

L'acqua è un composto formato da molecole, ciascuna costituita da un atomo di ossigeno e da due di idrogeno; la formula chimica è perciò H_2O . L'atomo di ossigeno ha numero atomico 8: 8 protoni e 8 neutroni nel nucleo e 8 elettroni orbitanti. Il numero di massa (numero totale di particelle nucleari) è 16. In natura non tutti gli atomi di ossigeno hanno numero di massa 16; ve ne sono alcuni “anomali” che hanno due neutroni in più (quindi con numero di massa 18) che costituiscono soltanto lo 0,2 % in media dell'ossigeno totale. Una piccola parte delle molecole d'acqua dei mari anziché H_2O^{16} ha formula H_2O^{18} che è più “pesante”. Nei laboratori di chimica, attrezzati con spettrometri di massa, si può stimare, in un campione d'acqua, le quantità di O^{16} e di O^{18} e quindi calcolare il rapporto O^{18}/O^{16} . Da studi condotti da numerosi ricercatori si è visto che il rapporto O^{18}/O^{16} è minore nell'acqua sottoforma di umidità nell'atmosfera rispetto a quella contenuta negli oceani. Lo stesso rapporto diminuisce nell'umidità di una massa d'aria che si sposta da una zona a clima caldo a un'altra a clima freddo. Questi fenomeni sono spiegabili se pensiamo che le molecole più pesanti (H_2O^{18}) “evaporano” meno facilmente delle altre, per cui sono in percentuale maggiore nello stato liquido. Allo stesso modo dallo stato di gas tendono a “condensare”, cioè a ritornare allo stato liquido più facilmente, tanto più bassa è la temperatura. Nella circolazione generale dell'atmosfera una massa d'aria umida diretta a Nord, cioè a una zona più fredda della Terra, scaricando parte della propria umidità durante il viaggio, arriverà man mano tanto più povera di ossigeno “pesante” quanto più diminuisce la temperatura.

Le precipitazioni sui ghiacci dei poli e della Groenlandia sono esclusivamente nevose con più basso rapporto O^{18}/O^{16} rispetto alle precipitazioni su altre parti della Terra in estate e ancora più basso, per le temperature più rigide, in inverno. La neve che cade in un anno su queste aree non fonde tutta, rimane sepolta da quella delle annate seguenti e si trasforma in ghiaccio, conservando quasi inalterate le proprie caratteristiche fisico - chimiche, compreso il rapporto O^{18}/O^{16} . Nello spessore dei ghiacci dei poli e della Groenlandia sono perciò sovrapposti strati che, come le pagine di un libro, sono il risultato della storia climatica degli eventi passati; quanto più gli strati sono profondi tanto più sono antichi. Il ghiaccio caratterizzato da un rapporto O^{18}/O^{16} più basso è dovuto alla neve caduta in un anno con clima più freddo e viceversa. Se teniamo conto che i vari strati di ghiaccio formano le immense masse delle calotte polari, questo metodo consente di risalire a ricostruzioni paleoclimatiche molto lontane nel tempo.

Non possibile risalire nel passato oltre la nascita delle attuali calotte glaciali (qualche milione di anni fa). In realtà il limite è più vicino. Supponendo, come minimo, un accumulo medio di neve di 10 grammi per centimetro quadrato all'anno, su una calotta artica costituitasi da un milione di anni, si arriverebbe a spessori di ghiaccio assolutamente impossibili, dell'ordine di 100 km (lo spessore medio attuale della calotta artica è circa 2 km). Numerosi meccanismi regolatori intervengono per eliminare il ghiaccio via via che si accumula; il più importante di questi è il deflusso per scorrimento verso i bordi della calotta dove si perde nell'oceano, sia per fusione, sia sotto forma di iceberg. Le ricerche in questo settore sono oggi arrivate, con buona approssimazione, a determinare l'alternanza di fasi climatiche fino ad alcune centinaia di migliaia di anni fa.

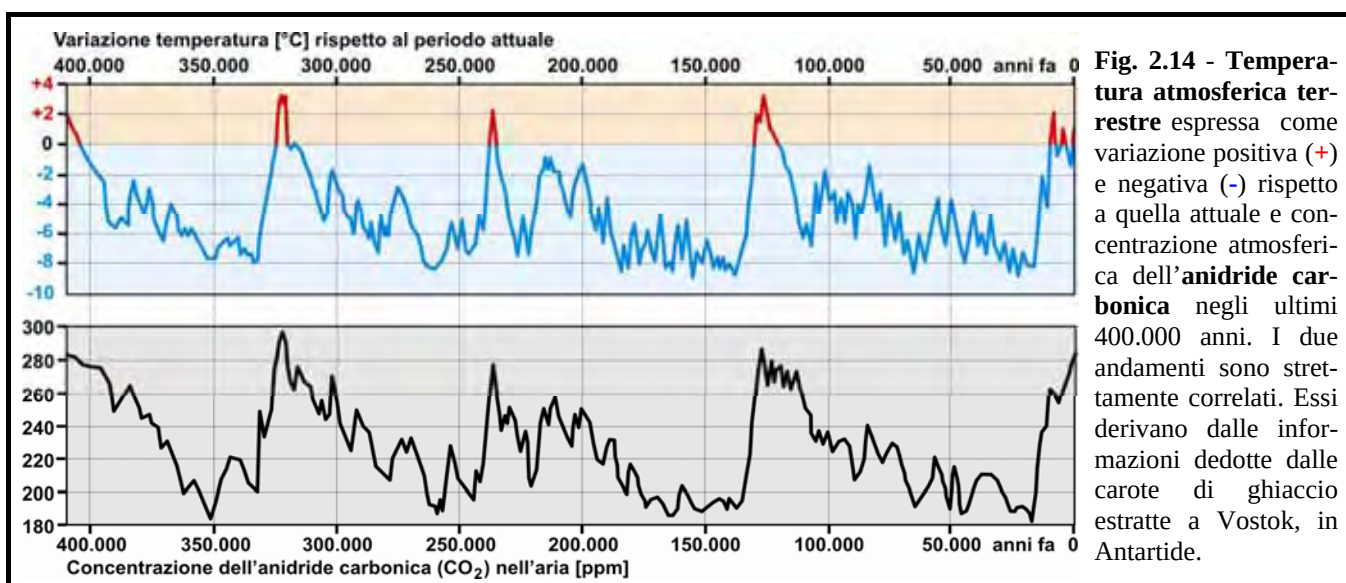


Fig. 2.14 - Temperatura atmosferica terrestre espressa come variazione positiva (+) e negativa (-) rispetto a quella attuale e concentrazione atmosferica dell'anidride carbonica negli ultimi 400.000 anni. I due andamenti sono strettamente correlati. Essi derivano dalle informazioni dedotte dalle carote di ghiaccio estratte a Vostok, in Antartide.

Il rapporto isotopico O^{18}/O^{16} può essere determinato anche dai gusci di carbonato di calcio ($CaCO_3$) degli organismi planctonici che sono stati costruiti con gli stessi atomi di ossigeno “pesante” presenti nell'acqua del mare. Più alto è tale rapporto nei gusci di un campione di sedimenti dei fondali marini, maggiore era la quantità di ghiaccio continentale presente all'epoca in cui il sedimento venne a depositarsi.

Nel ghiaccio sono presenti piccole bolle d'aria che, tra l'altro, lo rendono più "leggero" (minore densità) rispetto all'acqua liquida su cui galleggia. Quelle bolle contengono l'aria presente nel momento in cui il ghiaccio si è formato. Analizzando la composizione dei gas costituenti l'aria imprigionata nelle carote ottenute mediante campionamenti degli strati di ghiaccio polari e groenlandesi, si risale al tenore di anidride carbonica (CO₂) dei vari momenti della storia recente della Terra e si possono stabilire interessanti correlazioni con l'andamento termico (**fig. 2.14**). Una stretta correlazione tra questi due parametri risulta anche dai modelli numerici elaborati mediante potenti calcolatori che gli scienziati hanno messo a punto per studiare l'evoluzione del clima. Sebbene tali modelli siano semi-empirici e imperfetti, essi riescono comunque a risalire indietro nel tempo ricostruendo una storia climatica della Terra abbastanza simile a quella che deduciamo dalle osservazioni dirette. Non è chiaro, però, quale tra i due parametri (concentrazione dei gas serra in atmosfera e temperatura media del pianeta) sia la causa e quale l'effetto, cioè se negli ultimi 400.000 anni (periodo sul quale abbiamo dati di entrambi) sia stato l'aumento dei gas serra a causare il riscaldamento globale o viceversa. Si ritiene che le glaciazioni siano state avviate da altri fattori (in particolare dalle periodiche variazioni astronomiche dei parametri orbitali terrestri) e che ciò abbia in qualche modo influenzato il contenuto nell'atmosfera dei gas serra, amplificando enormemente le variazioni di temperatura. L'effetto serra si combina con altri cicli climatici globali e con una varietà di cicli interni di azione e retroazione operanti su differenti scale temporali. È perciò difficile riuscire a capire gli effetti combinati dei tanti elementi in gioco agenti sul clima. Tuttavia, l'opinione scientifica corrente riconosce la possibile esistenza di una forte connessione causale tra l'intensificazione dell'effetto serra dovuta all'attività umana e il fatto che la Terra si stia riscaldando.

Le cause del riscaldamento globale sono responsabili anche di altri effetti, conseguenza diretta dell'aumento della temperatura e della quantità di energia "intrappolata" nell'atmosfera biosfera:

- aumento della piovosità e dei fenomeni meteorologici estremi (temporali, trombe d'aria, uragani, estati torride,...);
- lento e progressivo innalzamento del livello medio dei mari, che entro il 2100 potrebbe salire anche di due metri, allagando varie città costiere del mondo;
- spostamento dei confini delle zone climatiche (e delle malattie ad esse legate), il quale provoca la tropicalizzazione o la desertificazione di nuove regioni del globo e una perdita della biodiversità di piante e animali, incapaci di adattarsi a novità così rapide.

Questi e altri cambiamenti sono già in atto, e il loro corso andrà probabilmente accelerando nei prossimi anni e decenni, in seguito all'aumento nell'atmosfera dell'anidride carbonica e di altri gas serra normalmente presenti in tracce e che si stanno ora invece accumulando progressivamente a causa delle attività umane.

SCHEDA 2.8 - Metodi palinologici

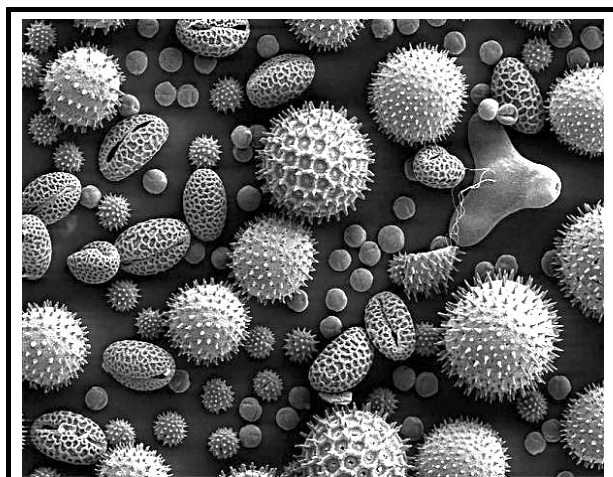


Fig. 2.15 - I granuli di polline hanno dimensioni microscopiche (decimi e centesimi di millimetro) ed hanno forme molto varie a seconda delle specie vegetali (piante superiori) che li producono.

I granelli di polline sono strutture microscopiche di riproduzione; sono gametofiti maschili particolarmente ridotti delle piante superiori (Angiosperme e Gimnosperme) con dimensioni da centesimi a decimi di millimetro (**fig. 2.15**). L'involucro protettivo dei granuli ha una grande resistenza agli agenti fisici e chimici; ciò è all'origine dell'attitudine delle spoglie di questi "microrganismi" a conservarsi a lungo nei sedimenti sotto forma di fossili.

I pollini sono diffusi dalle piante nell'ambiente circostante con vari meccanismi: dal vento (anemofili), da animali (insetti, uccelli, molluschi,...) o dall'acqua (idrofilo). Sono le piante forestali ad impollinazione anemofila (abeti, pini e larici) che producono la maggior quantità di materiale pollinico. La produzione annuale dei piceti della Svezia ammonta a circa 75.000 tonnellate; i granuli possono essere trasportati dal vento fino a oltre 50 km dalla sede di produzione. Nelle aree forestali l'aria è ricca di polline; si ha una vera e propria "pioggia" sui terreni intorno, compresi i bacini lacustri, lagunari e costieri, tipici ambienti dove avviene la sedimentazione.

Alcuni di questi bacini, con vita sufficientemente lunga, sono stati testimoni dei mutamenti climatici che hanno "recentemente" coinvolto la Terra. A condizioni climatiche variabili corrispondevano

essenze forestali diverse come densità e come specie (adatte cioè a climi caldi o freddi; **scheda 2.10**) e quindi a diversa produzione di tipi di polline che si raccoglieva insieme ai sedimenti in fondo ai bacini.

La cave di torba e di carbone sono antichi bacini dove sono raccolte notevoli quantità di materiali fitogeni e costituiscono i sedimenti più ricchi di polline. Eseguendo dei campionamenti (al solito gli strati più bassi sono i più antichi e viceversa) e facendo opportune analisi al microscopio in laboratorio, si può classificare e stimare la successione temporale dei pollini contenuti nei diversi strati e quindi delle associazioni vegetali che li hanno prodotti. Ma tali associazioni sono funzione del tipo di clima che caratterizzava l'ambiente in cui vivevano. Questo tipo di ricerca ("palinologia" utilizzata proficuamente in archeologia) ha fornito risultati molto utili alla comprensione delle vicende climatiche della storia recente della Terra.

SCHEDA 2.9 - Le varve glaciali

Vengono indicate con il termine “varve” (dallo svedese *varving* = ciclo) argille fittamente e regolarmente stratificate, in una serie di sedimenti, dove a strati chiari si alternano strati scuri. Le varve glaciali costituiscono i sedimenti che si accumulano sul fondo di bacini alimentati da corsi d’acqua derivanti dallo scioglimento di ghiacciai.

La sedimentazione è dovuta a due contributi. Uno al materiale morenico derivato dal ghiaccio. L’altro contributo è dovuto all’accumulo, sul fondo, di materiale organico che deriva dai cicli biologici propri dei bacini e da apporti alloctoni. La sedimentazione di materiale morenico è abbondante durante l’estate, per la maggior quantità di ghiaccio che fonde e praticamente nulla in inverno quando addirittura può gelare la superficie del bacino.

La sedimentazione del materiale organico non cessa mai durante tutto l’anno anche se più abbondante sul finire dell’estate e in autunno al termine del ciclo biologico produttivo. In questo modo i sedimenti che si formano in estate sono più chiari perché più ricchi di sabbia e di argilla, più scuri in autunno perché più ricchi di sostanza organica e meno di materiale morenico (le temperature più basse limitano la fusione del ghiacciaio). Nell’inverno vi è mancanza di deposizione di materiale morenico e si ha solo quello organico che, essendo comunque limitato, forma un piccolo straterello nero (fig. 2.16).

In una serie sedimentaria formata in un antico bacino, una varva è costituita da uno strato chiaro più spesso (estate), da un altro più scuro e di minore spessore (autunno) e infine da una pellicola quasi nera (inverno) che fa da limite al sovrastante strato chiaro dell’estate successiva e costituente la varva di un anno più giovane. In una serie sedimentaria, una successione di varve più chiare e più potenti denunciano un periodo climatico più caldo (per il maggior apporto di detrito morenico conseguenza della maggior fusione dei ghiacci), mentre una successione di varve più scure e meno potenti è caratteristica di un periodo climatico più freddo. L’analisi delle varve permette una datazione assoluta ma di valore limitato. Si è riusciti a sincronizzare tra loro numerose serie locali, in modo da capire quanto tempo impiegavano i ghiacciai dell’ultima glaciazione a fondere e a ritirarsi dalle posizioni occupate dalle loro fronti nel periodo di massima estensione fino alla loro estinzione.

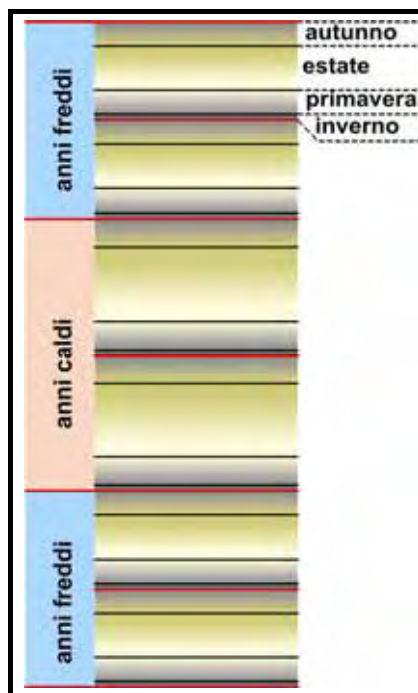


Fig. 2.16 - La varva (sedimento che si forma sul fondale di un bacino alimentato dalla fusione di ghiacciai) è tipicamente costituita da uno straterello molto scuro (quasi nero) in basso (che si forma nell’inverno per sedimentazione nettamente prevalente di materia organica). In primavera ed ancor più in estate, aumenta la sedimentazione di sostanza organica, ma aumenta in misura ben maggiore quella di detriti minerali portati dalle acque di fusione dei ghiacci, con conseguente formazione di straterelli più spessi e più chiari. Le varve più spesse (soprattutto nelle loro porzioni più chiare) indicano fasi climatiche più calde.

SCHEDA 2.10 - Aspetti biologici

Le oscillazioni climatiche del quaternario sono state messe in relazione non solo con fattori fisico - geografici, come le variazioni in altitudine delle masse continentali, la trasparenza dell’aria, la posizione dei poli sulla superficie terrestre, ma anche con “fattori astronomici” (precessione degli equinozi, variazioni dell’inclinazione dell’asse terrestre, variazioni dell’eccentricità dell’orbita terrestre). Lo studio di questi fenomeni ha permesso di costruire l’andamento della temperatura fino a due milioni di anni fa, definendo in modo soddisfacente una cronologia così come l’aveva già formulata MILANKOVITCH nel XIX secolo (fig. 2.17).

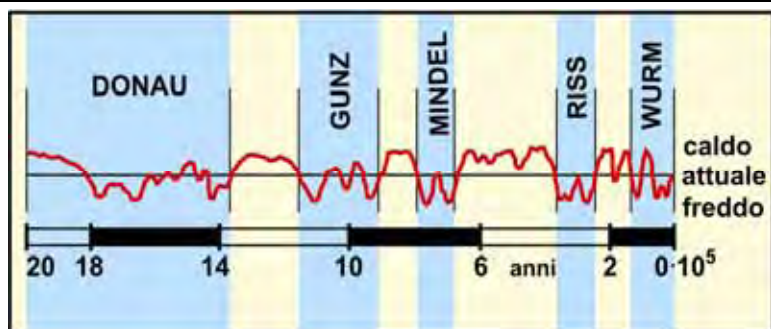


Fig. 2.17 - Scala cronologica degli eventi climatici del Quaternario secondo MILANKOVITCH.

Nelle Alpi i fenomeni glaciali portarono ad un abbassamento medio del limite delle nevi persistenti di 1.200 metri rispetto all’attuale. Ciò pare fosse dovuto non tanto a sostanziali variazioni delle temperature invernali, quanto ad un abbassamento di 6 °C delle temperature medie estive e ad un aumento delle precipitazioni. In tale situazione le nevi non fondevano

completamente nell'estate cosicché, anno dopo anno, il limite delle nevi persistenti si abbassava e i ghiacciai, alimentati in modo sempre più cospicuo, avanzarono notevolmente (**fig. 2.5**). Le glaciazioni furono intervallate da periodi a clima caldo, con notevoli regressioni delle fronti glaciali. Il clima dunque ha subito, in un intervallo relativamente breve, fluttuazioni intense che ebbero influenze sulla distribuzione degli organismi. In tutto il Quaternario assistiamo a sostituzioni di flore e di faune per migrazione. A causa delle frequenti e profonde oscillazioni climatiche la storia biologica presenta problemi assai complessi per cercare di risolvere i quali possiamo interpretare i dati fornitici dalla paleoclimatologia (**schede 2.5 ÷ 2.9**). Le maggiori e più documentate informazioni ci sono date dall'analisi dei resti fossili; essi sono concentrati normalmente in depositi sedimentari di bacini lacustri o nelle grotte, gli unici ambienti continentali nei quali prevalgono i processi di sedimentazione e di conseguente inglobamento di resti organici che altrimenti, in ambienti subaerei, verrebbero distrutti.



Fiore di *Linnaea borealis*.

Le ondate successive di freddo e le avanzate dei ghiacciai provocarono modificazioni anche nella composizione delle faune; da una parte una corrente migratoria verso zone più calde dei Mammiferi insofferenti del freddo, dall'altra la scomparsa di molte specie che vennero sostituite da forme più evolute di probabile provenienza asiatica. Fra gli orsi scomparvero l'*Ursus etruscus* e l'*Ursus deningeri*, mentre il successivo *Ursus spelaeus* si adattò al freddo ed alla vita in caverna fino alla sua estinzione con l'avvento dell'Olocene. Questa specie è la più conosciuta per aver lasciato numerose testimonianze fossili; non c'è anfratto o grotta nelle Alpi che non abbia restituito resti dell'orso delle caverne. In passato alcuni Autori, proprio a causa di ciò, hanno parlato di esplosione demografica nel tardo pleistocene di questa specie. Il ricercatore attento tuttavia non deve farsi abbagliare dalla frequenza dei resti rinvenuti; infatti essi appartengono, per lo più, ad individui molto anziani o molto giovani. È verosimile che solo gli orsi malati e deboli siano morti in caverne dove hanno cercato riparo, mentre gli adulti sani, morti al di fuori dei ripari, non ci hanno lasciato tracce. Di fatto abbiamo una ricca documentazione che ci consente di asserire che l'*Ursus spelaeus* non dovette rappresentare un successo evolutivo; tutti gli individui mostrano di essere stati affetti da malattie (casi di gotta, rachitismo, varie alterazioni dei denti associate ad infiammazioni delle mascelle) spesso letali. Una mascella infiammata significa una cattiva estate, scarsa possibilità di nutrimento e conseguente scarso immagazzinamento di grasso per l'inverno e, nel caso di femmine, morte sicura per i piccoli che, analogamente agli orsi attuali, vengono allattati proprio nel periodo invernale.



Scheletro completo di *Ursus spelaeus*.

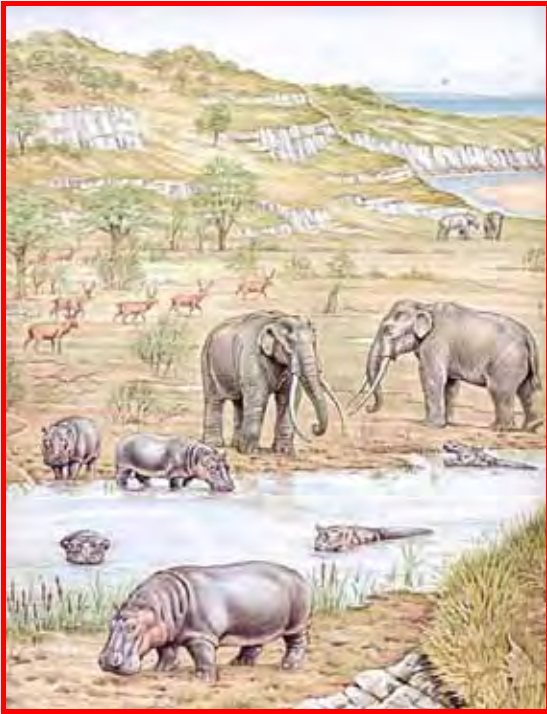


Ricostruzione del *Megantereon cultridens* (felide con denti a sciabola).

Quali sono dunque i principali fattori che determinarono l'estinzione dell'orso delle caverne? A rigore di logica raramente gli orsi sarebbero stati uccisi da altri animali; gli unici antagonisti potevano essere felidi quali il leone delle caverne (*Felis leo spelaea*) ed il leopardo (*Felis pardus*). Gli Autori non sono concordi, ma possiamo esprimere alcune considerazioni. Come specie questo orso ha sempre occupato una regione geografica molto ristretta (grosso modo centro Europa) non solo ma, nell'ambito di questa limitata diffusione, sono documentate numerose razze locali subnormali, il che di per se stesso è sufficiente a votare a sicura estinzione numerose popolazioni. A ciò aggiungiamo che, alle soglie dell'Olocene, vi fu un notevole incremento di mortalità giovanile, conseguenza della trasformazione della tundra/tai-ga subartica in foresta, cioè di improvviso cambiamento d'ambiente che vide, come contraccolpo, scendere il numero degli

animali al di sotto del minimo critico di sopravvivenza. A ciò contribuì anche l'uomo? E in che misura? Difficile rispondere, anche se sappiamo per certo che l'uomo conobbe l'orso delle caverne (fanno fede i graffiti rupestri) e forse ne entrò in competizione sia per il possesso dei rifugi naturali sia per predazione.

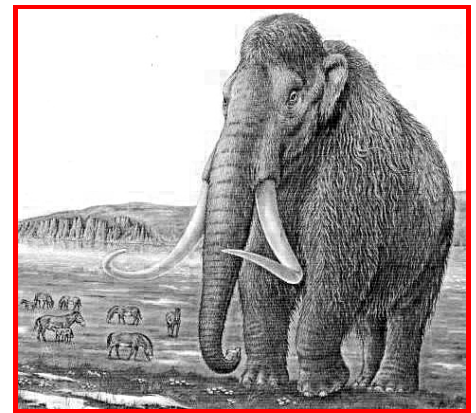
Fra gli elefanti che popolavano in mandrie numerose le pianure, scomparve ben presto l'*Elephas meridionalis*, tipico del Pleistocene inferiore; esso venne sostituito dall'*Elephas antiquus*, che resistette fino all'ultima glaciazione, benché non particolarmente adattato al freddo e da *Elephas throgotherii* ed *Elephas primigenius* (mammut), che si adattarono al freddo. I grandi ippopotami e rinoceronti, che negli interglaciali popolavano l'Italia, sparirono e sopravvissero solo in Africa; cavalli di tipo antico vennero sostituiti dall'attuale *Equus caballus*; durante il freddo Würm comparvero l'alce e la renna.



Ricostruzione dell'ambiente in fase calda interglaciale. Sono rappresentati l'*Elephas antiquus*, l'*Hippopotamus amphibius* ed il *Cervus elaphus*.

uno orientale (es. camoscio e stambecco) con forme provenienti dall'Asia in seguito a migrazioni iniziate alla fine del Terziario. Con l'avvento dell'Olocene termina la crisi biologica che ha portato all'estinzione numerose specie tipiche del Pleistocene, quali mammut, rinoceronte lanoso, orso delle caverne. Altre estinzioni si sono verificate anche in seguito; ad esse ha contribuito l'uomo (per esempio *Bos primigenius*, uro dei romani, progenitore degli attuali bovini). In epoca storica si segnala l'estinzione anche del leone in Europa.

In che modo si inserisce, in questo panorama, la comparsa dell'uomo (fig. 2.18)? E da dove veniva e per quale motivo ha sentito l'esigenza di occupare habitat apparentemente così inospitali? A questi interrogativi, con le attuali conoscenze, è difficile fornire risposte esaurienti. Va premesso che i resti umani sono molto scarsi e questo a causa del fatto che l'uomo è il "peggiore fossile" che sia mai esistito; non solo perché vive in ambiente terrestre (non acquatico) ma anche perché, a causa della sua intelligenza, difficilmente restava vittima di trappole naturali che potevano causarne la morte ed un rapido seppellimento. Tuttavia possediamo "documenti" a testimonianza della sua presenza, come tracce di insediamenti, manufatti e, quasi in epoca storica, inumazioni. L'uomo "veramente antico" è stato sulle Alpi? Probabilmente sì, ma le glaciazioni ne hanno distrutto le prove. Sono state rinvenute tracce di bivacchi di cacciatori musteriani della cultura di Levallois nell'interstadio Würmiano più accentuato a 1.477 m s.l.m. in Svizzera, associate a molti resti di orso delle caverne ed altre tracce fino a 2.477 m s.l.m. (Buca del Drago) databili a 51.000 anni fa.



Ricostruzione di *Elephas primigenius*.



Il leone delle Caverne in un dipinto di Heinrich Harder.

Dunque in piena glaciazione wurmiana la presenza dell'uomo è documentata ad altitudini piuttosto elevate. Più in basso, tra quote comprese tra gli 850 e 1.200 metri, le tracce sembrano risalire alla fine del glaciale Riss (130.000 ÷ 120.000 anni fa). Si tratta di *Homo sapiens*, l'uomo attuale.

I musteriani del Paleolitico antico affrontarono la montagna per utilizzarne le risorse in una economia decisamente di rapina e si spinsero fino a 54 gradi di latitudine Nord, in Russia, in prossimità dell'immane calotta glaciale pleistocenica. Non stupisce dunque la presenza dell'uomo sul Monfenera (Piemonte) che, nel Pleistocene, fu esposto più volte alle oscillazioni del vicino ghiacciaio valesiano alimentato dal monte Rosa. A farne le spese furono l'orso delle caverne, lo stambecco, il camoscio, la marmotta, le alci, le renne, i cinghiali, le iene, le volpi, i leoni che hanno lasciato tracce nei focolari primitivi unitamente a resti di uccelli e di pesci che dovevano costituire la dieta abituale dei paleolitici. Il carattere di bivacco ci è inoltre certificato

dalla presenza di resti di cervi e di bisonti, animali da pianura che, probabilmente, venivano uccisi e trasportati in questi insediamenti e che fungevano da scorta alimentare. Il Monfenera documenta una storia che, iniziata in età prewurmiana, seguirà il Paleolitico, il Neolitico, le età del Bronzo e del ferro fino ai tempi storici.

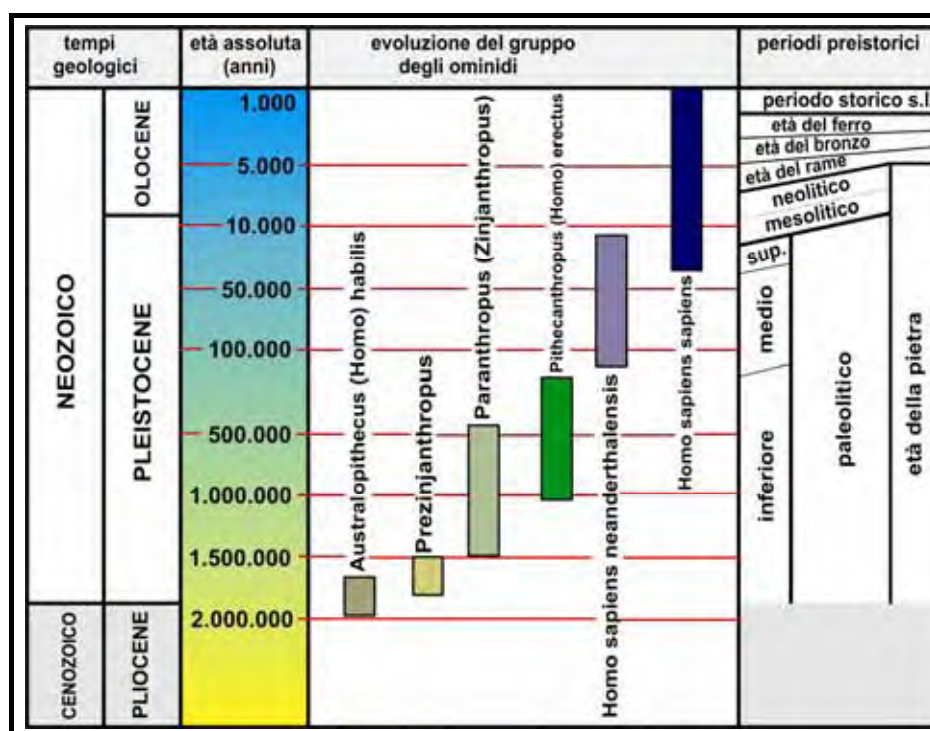


Fig. 2.18 - Il grafico riporta, accanto alla cronologia geologica, l'evoluzione del gruppo degli ominidi ed i corrispondenti periodi preistorici. Si tenga conto che l'interpretazione dell'evoluzione degli ominidi è suscettibile di continue revisioni. I periodi preistorici, nelle varie culture, hanno durate molto diverse; per esempio l'età del bronzo in Egitto è ridotta rispetto a quella alpina; in epoca attuale alcune civiltà si trovano ancora nell'età della pietra.

I ghiacciai ebbero l'ultima grande espansione con uno spessore di centinaia di metri tra il 16.000 e il 14.000 a.C., periodo che sembra coincidere con la deposizione delle morene frontali wurmiane più esterne nelle Alpi. A questi fenomeni corrisponde un brusco calo altimetrico delle frequenze umane, rarefazione che dura molto tempo, durante il quale gli strati ci hanno restituito solo resti di micromammiferi. Poi segue una risalita durante le fasi finali del Würm parallelamente a quella della vegetazione arborea e delle faune montano - forestali. Nel Tardiglaciale l'uomo risale sulle montagne; la sua organizzazione è ormai complessa, di tipo tribale (culture maddaleniane). È possibile che in tutta l'Europa la foresta sia diventata un ostacolo alla mobilità dei cacciatori il che spiega, tra l'altro, la loro graduale frammentazione in gruppi locali, che portarono all'affiorare di divergenze culturali fra i due versanti delle Alpi. In sintesi il popolamento alpino, attraverso più stadi, caratterizzati da una evoluzione biologica e culturale, si avvicina al 5.000 a.C., con la presenza di ceramiche e del frumento che ci riportano in epoca storica.

Mai prima dell'uomo una specie dominante e di grossa mole era stata in grado di espandersi su tutta la Terra. Gli esseri umani poterono compiere tale impresa perché riuscirono ad adattare le esigenze di una creatura tropicale in condizioni molto variabili. In altri termini l'adattamento e l'inventiva culturale ridussero la necessità di competizione biologica in ambienti diversi, introducendo un fattore disgregatore notevole negli equilibri ecologici di tutto il globo. Secondo l'antropologo MC NEILL (1976) "...lasciandosi alle spalle gli ambienti tropicali, i nostri progenitori sfuggirono a molti parassiti e organismi patogeni ai quali i loro predecessori ed i loro stessi contemporanei erano sottoposti. Di conseguenza se ne avvantaggiarono la salute ed il vigore e il moltiplicarsi del numero degli esseri umani assunse una dimensione fino allora mai raggiunta".

3 - ELEMENTI DI IDROLOGIA

3.1 - Il bilancio idrologico

Gli ambienti acquatici sono dominati dall'acqua, o meglio dalla *quantità d'acqua*. A parità di altri fattori ambientali è il volume d'acqua che condiziona l'ecologia di fiumi, torrenti, paludi, ecc... Uno stagno si distingue da un lago in base alla superficie ed alla profondità e quindi dalla massa dell'acqua. Anche il ricambio idrico è importante. Uno stagno lungo e stretto può avere lo stesso volume d'acqua di un tratto di fiume della stessa lunghezza e profondità; nel primo si ha un ricambio idrico molto limitato (acque stagnanti), nel secondo si ha un ricambio d'acqua la cui entità dipende dalla portata (fig. 3.1; scheda 3.1); di conseguenza gli organismi acquatici sono diversi nei due ambienti. Il volume d'acqua e il ricambio idrico di una zona umida dipendono dal contributo di acque provenienti dal **bacino imbrifero** (fig. 3.2; scheda 3.2) e in misura limitata, dalle precipitazioni dirette sulla sua superficie.

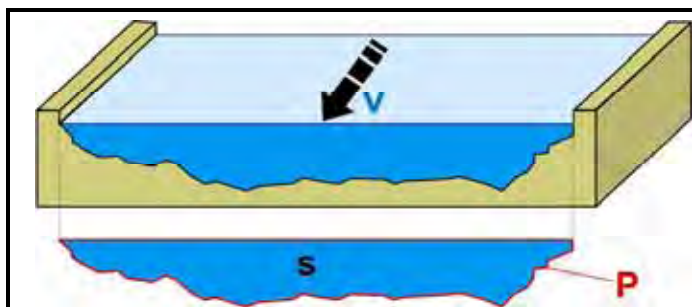
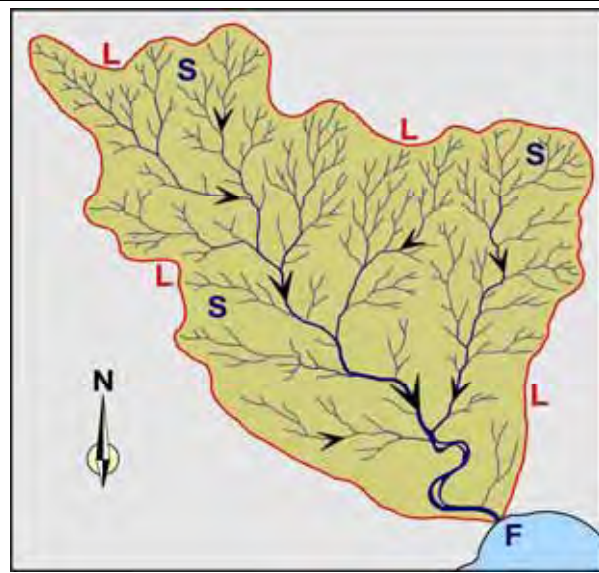


Fig. 3.1 - La **portata** (istantanea) in un qualunque sistema di trasporto (tubo, canale, fiume,...) è il **volume liquido che attraversa una sezione nell'unità di tempo**. $S [m^2]$ è la superficie del condotto in corrispondenza di una determinata sezione (delimitata dal perimetro **P**); $v [m/s]$ è la velocità dell'acqua che attraversa la sezione stessa. La portata $Q [m^3/s]$ è il prodotto $Q = v \cdot S$.

Fig. 3.2 - La quantità d'acqua (*deflussi*) che giunge al mare (o al lago o ad un altro fiume), in corrispondenza della foce (**F**), dipende dalla quantità d'acqua delle precipitazioni (*afflussi*) e quindi dal clima e dall'estensione del *bacino imbrifero*, delimitato da precisi limiti (**L**) o *spartiacque*. L'acqua delle piogge, delle sorgenti (**S**) e della fusione delle nevi scorre incanalata in un insieme di alvei naturali incisi nel terreno e costituenti il *reticolo idrografico* (in blu), una vera e propria rete naturale di drenaggio.



Il bacino è un “sistema aperto” con acqua in entrata (precipitazioni e contributi sotterranei dai bacini adiacenti) ed acqua in uscita (evapotraspirazione, deflussi superficiali e perdite sotterranee). Il confronto tra entrate e uscite costituisce il **bilancio idrologico**; di questo la voce **deflussi superficiali** è quella che permette di conoscere i volumi d'acqua ed il ricambio idrico della zona umida. Per la definizione del bilancio idrico di un bacino occorre un'analisi complessa, uno studio ecologico vero e proprio. Le variabili che vanno considerate sono numerose e comprendono:

- **clima** - condiziona le modalità delle precipitazioni, quasi sempre la principale voce dell'acqua in entrata;
- **morfometria** - la forma e le dimensioni del bacino influiscono sul ruscellamento e sul tempo impiegato dall'acqua per giungere al reticolo idrografico; questo è più o meno complesso ed influisce sulle modalità dei deflussi;
- **geologia** - i bacini possono essere **impermeabili**, se costituiti da materiali non porosi o non fessurati per cui non vi sono scambi sotterranei con bacini adiacenti, o **permeabili**, se la circolazione delle acque sotterranee assume molta importanza rispetto a quella delle acque superficiali;

- **suolo e vegetazione** - i diversi tipi di suolo (profondità, porosità, permeabilità, ecc...) e di copertura vegetale (boschi, prati, coltivi, ecc...) agiscono sullo scorrimento superficiale;
- **antropizzazione** - opere di captazione e/o ritenzione idriche (prese di alimentazione di canali e dighe per fini idroelettrici, irrigui, potabili, industriali,...) influiscono sull'idrologia di interi bacini; a ciò si aggiunge la progressiva impermeabilizzazione (catrame e cemento) delle superfici per la costruzione di manufatti.

3.2 - Regimi idrologici dei corsi d'acqua

L'**afflusso meteorico mensile** è il volume d'acqua totale di precipitazione caduta in un mese sul bacino imbrifero. Parte di essa può passare ad altri bacini per via sotterranea (situazione frequente nelle zone carsiche), un'altra parte è persa per evapotraspirazione (evaporazione diretta dal terreno e traspirazione delle piante). La rimanente è il volume totale (**deflusso mensile**) che esce dal bacino attraverso la sezione dell'alveo del corso d'acqua alla chiusura del bacino stesso (per es. "**F**" in **fig. 3.2**). Il deflusso mensile [m^3], se è una media calcolata per un certo periodo di osservazione, divisa per i secondi del mese, è la **portata media mensile** [m^3/sec]. La media fra le dodici portate medie mensili è la **portata media annua**; essa dipende dal volume d'acqua che passa in un anno nell'alveo di un fiume attraverso una determinata sezione. La portata dipende dall'abbondanza delle precipitazioni sul bacino e dalle dimensioni dello stesso.

In Italia i corsi d'acqua sono numerosi (**tab. 3.1**), quasi tutti caratterizzati da un breve percorso; unica eccezione è il Po che comunque non è fra i maggiori fiumi europei e del resto del mondo (**tab. 3.2**). I caratteri dei fiumi italiani sono molto variabili e ciò perché i vari tipi di clima che caratterizzano i loro bacini sono molto diversi (**tab. 3.3**). Se l'altitudine media di un bacino è bassa, la maggior parte dell'acqua meteorica è costituita da piogge, per cui le portate del corso d'acqua sono soprattutto influenzate da quel tipo di precipitazioni. Se il bacino è prevalentemente di montagna per l'abbondanza di precipitazioni nevose, il regime delle portate del corso d'acqua è prevalentemente influenzato dalle modalità di accumulo e di fusione delle nevi e dei ghiacci. Queste sono condizioni limite; nella realtà le situazioni sono assai varie. A titolo di esempio si sono considerati i regimi idrici di alcuni fiumi (**tab. 3.4**, gli stessi elencati in **tab. 3.3**).

In Italia centrale e meridionale il regime delle piogge presenta valori massimi in inverno e scarse precipitazioni estive. L'andamento delle portate dei fiumi Tevere e Volturno risulta analogo, con portate medie di gennaio da 3 a 5 volte superiori a quelle di agosto, quando le temperature sono più elevate e maggiore è la quantità d'acqua che ritorna all'atmosfera per evapotraspirazione senza contribuire ai deflussi. Il regime del Tanaro presenta un massimo principale in primavera (maggio), uno secondario in autunno (novembre), un minimo principale in inverno (gennaio) e uno secondario in estate (agosto). La distribuzione dei massimi e minimi nell'anno (linea blu in **fig. 3.3**) è simile a quella delle precipitazioni di gran parte del Piemonte: le portate del fiume Tanaro sono una risposta abbastanza immediata delle piogge. I regimi idrologici dei tre fiumi considerati sono essere classificati come tipo *pluviale*.

Tab. 3.1 - Origini, lunghezze, foci dei principali fiumi italiani.

fiume	origine	km	foce
SIMETO	M. Sori	113	Ionio
SANGRO	M. Turchio	115	Adriatico
BRADANO	L. Péssole	116	Ionio
FLUMENDOSA	Gennargentu	127	Tirreno
OFANTO	M. Proviara	134	Adriatico
ISONZO	Grinta di Plezzo	136	Adriatico
IMERA-SALSO	Madonie	144	Mar di Sicilia
PESCARA	M. Cinisella	145	Adriatico
BASENTO	M. Maruggio	149	Ionio
TIRSO	P.ta Pianedda	150	Mar Sardegna
LIRI	M. Arunzo	158	Tirreno
BRENTA	L. Levico	160	Adriatico
DORA BALTEA	M. Bianco	160	Po
OMBRONE	M. Macchioni	161	Tirreno
TAGLIAMENTO	Passo Mauria	170	Adriatico
VOLTURNO	M. Rocchetta	175	Tirreno
RENO	Piano Pratale	211	Adriatico
PIAVE	M. Peralba	220	Adriatico
ARNO	M. Falterona	241	Tirreno
TICINO	Passo di Novena	248	Po
TANARO	Passo Tanarello	276	Po
OGLIO	Corno Tre Signori	280	Po
ADDA	Passo Alpisella	313	Po
TEVERE	M. Fumaiolo	405	Tirreno
ADIGE	Passo di Resia	410	Adriatico
PO	M. Viso	652	Adriatico

	L	A	Portata med.annua [m ³ /sec]		
	km	10 ³ km ²	minima	massima	media
Rio delle Amazzoni	5.500	5.780	20.000	200.000	100.000
Congo	4.640	3.728	40.000	80.000	60.000
Yang-Tse-Kiang	5.100	1.872	4.000	42.000	22.000
Mississippi	6.970	3.240	8.500	51.000	19.000
Gange	2.700	1.060	600	50.000	13.000
Danubio	2.780	804	2.600	28.000	6.000
Nilo	6.500	2.812	500	7.000	2.000
Po	652	75	280	10.000	1.500

Tab. 3.2 - Lunghezze (L), superfici dei bacini imbriferi (A) e portate di alcuni fiumi del Mondo a confronto con il Po. Il Congo, nonostante una superficie di bacino simile a quella del Mississippi, ha una portata media annua tre volte superiore per l'abbondanza delle piogge che caratterizzano il primo. Ridotte sono le portate del Nilo, poco superiori a quelle del Po, con superficie di bacino 7 volte inferiore; ciò è dovuto alle scarse piogge sul primo, alimentato quasi esclusivamente dalle montagne sulla testata del bacino. Il Rio delle Amazzoni, per le grandi dimensioni del bacino e le piogge abbondanti tipiche del clima equatoriale, è quello con le maggiori portate.

Per il Flumendosa (Sardegna) la differenza tra l'inverno (piogge abbondanti = portate elevate) e l'estate (siccità = portate scarse) è più accentuata (**fig. 3.3**); la portata media mensile di luglio è 1/50 di quella di gennaio. Nelle estati più calde l'alveo del fiume è completamente asciutto, mentre negli inverni con piogge più abbondanti le portate assumono valori decine di volte superiori a quelli medi. In inverno il Flumendosa è un grande fiume impetuoso su un ampio letto; la massa d'acqua e la velocità della corrente consentono elevate capacità di trasporto solido e di erosione; in tale situazione il corso d'acqua trasporta grandi quantità di detriti (soprattutto ghiaia e piccoli massi) che costituiscono essenzialmente il materiale del fondo dell'alveo. In estate l'ampio letto del fiume diventa una larga *fiumara* di ciottoli in cui scorre un sottile rivolo d'acqua. Situazioni analoghe si hanno in tutta l'Italia meridionale come conseguenza dell'abbondanza delle piogge invernali rispetto

alle siccità estive. In quelle regioni, soprattutto in Sardegna e in Basilicata, sono stati costruiti bacini artificiali per accumulare l'acqua abbondante della stagione fredda per avere a disposizione riserve idriche per le esigenze agricole e potabili nella stagione calda.

Tab. 3.3 - Caratteristiche morfometriche dei bacini di alcuni fiumi italiani ordinati secondo le dimensioni decrescenti.

FIUMI (località stazione idrometrica del Servizio Idrografico Italiano)	Area bacino	Altitudine max	Altitudine med.	Alt. stazione
	km ²	m s.l.m.	m s.l.m.	m s.l.m.
TEVERE (Ripetta)	16.545	2.487	524	1
ADIGE (Boara Pisani)	11.954	3.899	1.535	9
ARNO (S. Giovanni alla Vena)	8.186	1.657	330	7
TANARO (Montecastello)	7.985	3.297	663	79
TICINO (Miorina)	6.599	4.633	1.283	190
VOLTURNO (Cancello Arnone)	5.558	2.241	532	3
ADDA (Lavello)	4.572	4.050	1.569	-
RENO (Bastia)	3.410	1.945	324	3
DORA BALTEA (Tavagnasco)	3.313	4.810	2.080	263
SELE (Albanella)	3.235	1.899	679	1
PESCARA (S. Teresa)	3.125	2.795	940	4
BRADANO (Tavole Palatine)	2.743	1.228	407	10
OFANTO (Samuele di Cafiero)	2.716	1.493	454	32
OMBRONE (Sasso d'Ombrone)	2.657	1.734	346	55
MINCIO (Monzambano)	2.350	1.556	996	-
VELINO (Terria)	2.076	2.487	970	370
RIENZA (Vandoies)	1.923	3.499	1.870	740
OGLIO (Capriolo)	1.842	3.554	1.429	-
SIMETO (Giarretta)	1.823	3.274	793	17
IMERA MERIDIONALE (Drasi)	1.782	1.912	586	56
BRENTA (Bassano)	1.567	3.185	1.256	106
TOCE (Candoglia)	1.532	4.633	1.641	198
FORTORE (Civitate)	1.527	1.150	474	17
NERA (Torre Orsina)	1.445	2.422	1.014	210
LIRI (Isola Liri)	1.410	2.349	1.037	244
BASENTO (Menzena)	1.405	1.835	664	20
CRATI (Conca)	1.332	1.856	664	35

ATERNO (Molina)	1.303	2.532	1.120	435
SECCHIA (Ponte Bacchello)	1.292	2.120	606	21
TOPINO (Ponte Bettona)	1.220	1.570	552	175
BIFERNO (Altopantano)	1.215	2.050	570	7
PLATANI (Passofonduto)	1.237	1.580	525	136
SINNI (Valsinni)	1.142	2.271	752	148
ANIENE (Lunghezza)	1.115	2.176	523	23
FLUMENDOSA (Monte Scrocca)	1.011	1.834	741	82
MAGRA (Calamazza)	939	1.904	612	45
CHIESE (Gavardo)	934	3.462	1.230	198
TRONTO (Tolignano)	910	2.478	959	90
MARTA (Centrale Traponzo)	851	1.053	340	48
SIEVE (Fornacina)	831	1.657	490	92
BREMBO (Ponte Briolo)	765	2.914	1.140	230
MANNU DI OZIERI (Coghinas)	757	1.259	471	190
SESIA (Ponte Aranco)	695	4.559	1.480	336
TANAGRO (Polla)	659	1.899	812	431
ISARCO (Pra di Sopra)	652	3.510	1.820	750
CECINA (Ponte di Monterufoli)	634	1.051	309	33
CEDRINO (Ponte Cedrino)	621	1.505	617	79
PARMA (Ponte Bottego)	618	1.851	650	49
ORCO (Acqualagna)	617	3.865	1.930	430
SCRIVIA (Serravalle)	605	1.699	695	195
STURA DI LANZO (Lanzo)	582	3.632	1.751	447
CHISONE (S. Martino)	580	3.280	1.751	400
STURA DI DEMONTE (Gaiola)	562	3.297	1.817	644
SANGRO (Ateleta)	545	2.795	1.320	720
ROIA (Airole)	478	3.045	1.460	90
PIAVE (Ponte della Lasta)	357	2.693	1.600	966
PO (Moncalieri)	4.885	3.841	950	214
PO (Piacenza)	42.030	4.810	-	42
PO (Baretto)	55.183	4.810	-	20
PO (Pontelagoscuro)	70.091	4.810	-	8

Il fiume Orco (provincia di Torino) presenta un massimo principale in giugno, mentre ancora in luglio le portate sono considerevoli. La collocazione del massimo secondario (autunno) e dei minimi (inverno ed estate) ricorda quella del Tanaro (linea blu in **fig. 3.3**). Le elevate portate della fine primavera e dell'estate sono da attribuire al contributo dovuto alla fusione delle nevi nella parte alta del bacino che si aggiunge alle abbondanti piogge del periodo. Per l'influenza delle nevi, oltre che delle piogge, il regime dell'Orco è classificato come *nivopluviale*. L'influenza delle nevi sul regime idrologico è evidente se si considerano anche i dati relativi alle altitudini massime e medie dei bacini.

Tab. 3.4 - Portate medie mensili ed annue (m^3/sec) dei corsi d'acqua elencati in **tab. 3.3** (ordinati secondo le dimensioni decrescenti dei relativi bacini imbriferi).

FIUMI	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
TEVERE	353	328	309	269	237	178	137	124	142	174	263	320	236
ADIGE	146	144	151	181	259	367	270	239	238	228	241	174	220
ARNO	168	193	173	111	87	46	17	10	19	58	139	171	99
TANARO	91	118	187	202	219	132	54	34	58	114	180	134	127
TICINO	146	142	149	257	441	500	389	306	319	315	333	198	292
VOLTURNO	193	168	163	114	80	57	42	37	40	63	105	175	103
ADDA	98	99	92	117	177	268	228	203	198	153	146	104	157
RENO	61	70	86	57	37	24	5	4	13	26	51	66	42
D. BALTEA	35	33	34	58	140	231	193	142	108	77	62	42	96
SELE	119	126	103	74	54	36	26	24	30	44	76	123	69
PESCARA	62	64	65	63	54	45	39	38	42	48	55	61	53

BRADANO	18	17	14	8	6	3	1	0,5	1	3	7	9	7
OFANTO	33	36	27	17	10	4	2	2	3	4	13	27	15
OMBRONE	44	48	42	29	24	12	5	4	11	19	44	48	27
MINCIO	47	43	43	57	67	69	69	77	70	48	47	47	58
VELINO	57	61	61	52	48	41	36	35	37	40	51	60	48
RIENZA	19	18	21	32	66	99	86	73	57	41	37	25	48
OGLIO	42	41	41	51	72	86	77	67	63	60	58	45	59
SIMETO	39	37	33	18	10	6	4	4	6	11	18	28	18
IMERA Mer.	17	10	8	4	3	1	0,5	0,5	0,6	1	2	8	5
BRENTA	47	40	50	89	109	91	63	58	71	72	100	70	72
TOCE	31	30	35	60	105	127	93	74	74	72	65	38	67
FORTORE	36	31	30	19	6	3	1	0,5	1	4	10	24	14
NERA	28	30	32	32	31	29	26	24	24	23	26	27	28
LIRI	34	38	39	34	30	25	20	18	18	21	31	42	29
BASENTO	28	25	23	15	10	4	2	1	2	4	12	22	12
CRATI	54	57	46	34	23	10	5	4	6	11	23	42	26
ATERNO	8	9	10	8	6	4	2	2	3	4	6	9	6
SECCHIA	25	30	43	41	31	12	3	2	5	14	37	31	23
TOPINO	16	18	18	14	12	7	4	3	5	8	12	17	11
BIFERNO	33	35	31	22	13	10	6	5	6	10	16	29	18
PLATANI	22	14	6	4	2	0,7	0,8	0,8	1	2	4	11	6
SINNI	43	44	35	24	17	8	4	3	6	8	24	38	21
ANIENE	38	39	38	37	34	29	23	21	21	23	32	40	31
FLUMEND.	24	22	21	12	7	3	1	0,5	1	7	9	22	11
MAGRA	58	60	58	44	37	21	11	8	15	39	72	66	41
CHIESE	27	28	29	34	42	46	38	37	35	33	38	29	35
TRONTO	20	26	31	31	27	15	8	5	6	9	16	20	18
MARTA	11	12	9	7	6	5	4	4	5	6	9	11	7
SIEVE	26	31	26	18	14	9	3	2	3	9	22	27	16
BREMBO	17	18	26	37	46	43	29	26	31	35	41	22	31
MANNU	13	15	10	6	3	1	0,1	0,1	0,3	1	6	13	6
SESIA	8	9	16	45	65	56	30	27	34	40	34	14	32
TANAGRO	20	21	16	11	8	5	3	2	4	6	12	20	11
ISARCO	7	6	7	13	31	44	37	31	26	19	15	9	20
CEDRINO	13	16	14	7	4	2	1	0,6	1	4	8	14	7
PARMA	11	11	15	18	6	3	0,1	0,1	1	6	17	17	8
ORCO	8	7	9	20	38	46	27	18	21	22	17	9	20
SCRIVIA	18	18	25	19	16	10	4	3	8	16	30	24	16
Stura di LANZO	7	7	10	21	40	46	26	17	20	21	17	9	20
CHISONE	5	5	7	15	31	31	13	7	9	13	12	7	13
Stura DEMONTE	8	8	11	21	37	39	21	13	14	18	16	11	18
SANGRO	13	15	16	13	11	7	5	4	4	6	12	16	10
ROIA	11	12	14	18	20	16	9	7	7	12	18	14	13
PIAVE	5	4	6	14	21	20	14	11	10	11	12	7	11
PO (Moncalieri)	62	61	79	96	152	114	46	30	47	78	97	78	78
PO (Piacenza)	634	696	899	928	1350	1270	793	605	834	1030	1310	840	932
PO (Baretto)	890	957	1.00	1250	1400	1360	838	707	1050	1350	1670	1200	1150
PO (P.te lagos.)	1190	1230	1500	1590	1840	1810	1200	937	1250	1620	1980	1470	1470

Il Tevere, il Volturno, il Tanaro e il Flumendosa presentano una altitudine media inferiore a 800 m s.l.m. e solo lo spartiacque del bacino del Tanaro passa per una punta superiore a 3.000 m s.l.m. In tali bacini l'influenza della fusione delle nevi che si accumulano nell'inverno è scarsa o nulla. Diversa è la situazione dell'Orco, con una altitudine media di quasi 1.930 m s.l.m.; nelle porzioni più elevate del relativo bacino, la cui principale vetta è il Gran Paradiso, all'inizio della primavera è ancora presente un manto nevoso molto spesso.

Una parte del bacino della Dora Baltea si trova sopra i 4.000 m s.l.m. e dove sono presenti numerosi ghiacciai (massicci del Bianco, del Rosa, del Gran Paradiso, del Cervino,...). La vetta più elevata del bacino dell'Adige è molto superiore al limite climatico delle nevi persistenti. Le altitudini mediane sono superiori a 1.500 m s.l.m. La fusione delle nevi e dei ghiacciai avviene nei mesi caldi: le maggiori portate sono in giugno e in luglio e permangono cospicue anche in agosto (**fig. 3.3**). Al contrario il minimo si manifesta nei mesi freddi. Le piogge, per questi fiumi, sono meno importanti, essendo i regimi dovuti essenzialmente al contributo dei serbatoi glaciali e nivali della Valle d'Aosta e del Trentino, regolati da regimi termici molto simili, come andamento, a quello delle portate. Sono quindi regimi *nivoglaciali*.

Le considerazioni sopra espresse (**scheda 3.3** per approfondimenti) si riferiscono a corsi d'acqua considerati come esempi. Nella realtà può spesso verificarsi il passaggio da un tipo di regime ad un altro lungo il corso d'acqua dalle sue sorgenti verso la foce (**scheda 3.4**).

3.3 - Portate di piena

Le piene sono eventi idrologici in situazioni meteorologiche eccezionali, della durata di alcuni giorni e che interessano grandi bacini. Nel caso di piccoli bacini, sono il risultato di violenti nubifragi, della durata di poche ore, con elevate intensità di pioggia. L'entità delle piene non dipende solo dall'intensità degli afflussi, ma anche dalla forma dei bacini; per esempio in un areale di forma "compatta" e con ripidi versanti, i tempi di corrivazione sono più brevi e quindi, a parità di precipitazioni, più elevate risultano le portate di piena.

I fenomeni di piena non sono esclusivamente quelli associati ad esondazioni o ad intense manifestazioni erosive. La

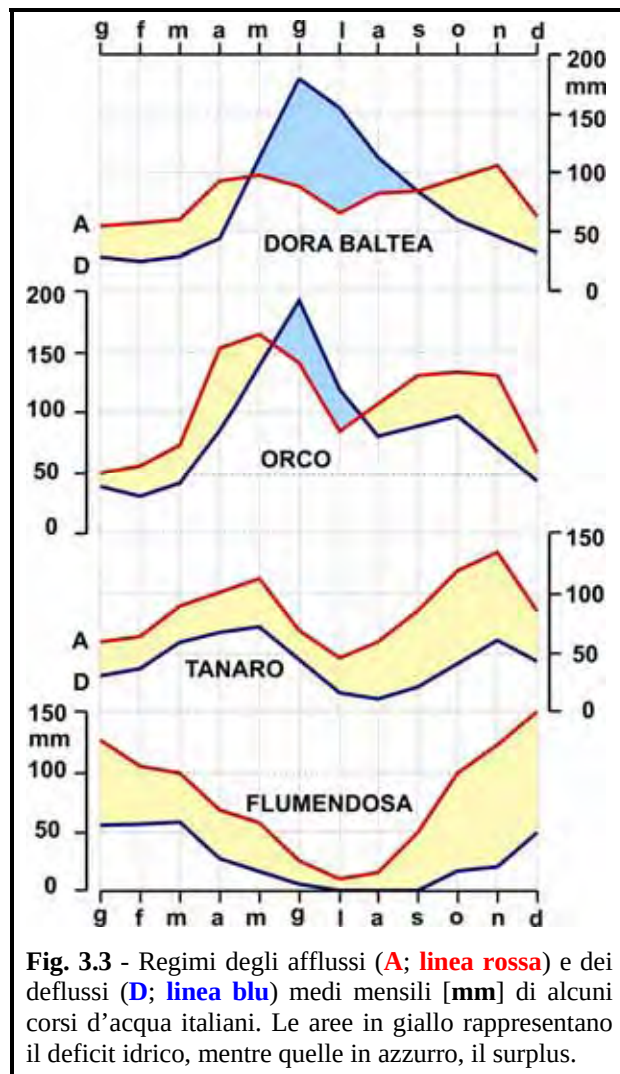


Fig. 3.3 - Regimi degli afflussi (A; linea rossa) e dei deflussi (D; linea blu) medi mensili [mm] di alcuni corsi d'acqua italiani. Le aree in giallo rappresentano il deficit idrico, mentre quelle in azzurro, il surplus.



Fig. 3.4 - In pianura, più che in montagna, i corsi d'acqua, durante le piene (dovute ad intense e prolungate piogge), diventano particolarmente torbidi a causa del trasporto di centinaia e migliaia di tonnellate di limo strappato dai terreni prevalentemente sabbiosi - argillosi delle campagne facenti parte del bacino imbrifero.

piena è una situazione idrologica particolare, con portate notevolmente superiori a quelle medie, con consistenti innalzamenti del livello dell'acqua in alveo, della velocità del flusso idrico e della torbidità (carico solido; **fig. 3.4**). Nel caso di piene eccezionali, a causa della violenza delle acque, oltre ai danni provocati alle attività umane e alle trasformazioni morfologiche del fondo e delle sponde fluviali per erosione, si possono avere conseguenze negative nei confronti delle cenosi; con piene particolarmente intense si determinano condizioni fisiche talora difficili anche per organismi adattati a più o meno intensi flussi idrici (non sono rari i casi di corsi d'acqua montani resi "deserti" in seguito a piene rovinose).

Le piene sono essenziali per gli ambienti ad acque correnti; esse "spazzano" gli alvei dei fiumi, altrimenti si trasformerebbero in canali ingombri di vegetazione acquatica e si accumulerebbero eccessive quantità di sostanze organiche sui fon-

dali di tranquille anse o immediatamente a valle di ostacoli, dove la debole corrente non riuscirebbe a rimescolare efficacemente le acque profonde (basta pensare all'aspetto autunnale dell'alveo di un corso d'acqua in periodo di magra con uno spesso strato di foglie che non vengono rimosse fino alla prima piena). Inoltre verrebbe a mancare l'azione erosiva dell'acqua che conferisce ai corsi d'acqua la molteplice variabilità di microambienti tipica degli ecosistemi fluviali.

Dal punto di vista dell'ingegnere idraulico l'eventuale eliminazione delle manifestazioni di piena, come talora succede immediatamente a valle delle dighe, può costituire un vantaggio. Dal punto di vista del naturalista (se si escludono le manifestazioni particolarmente eccezionali e rovinose) verrebbe a mancare un importante fattore ambientale in grado di "disegnare" la morfologia fluviale ed alla quale, nel corso di tempi su scala geologica, si è adattata una complessa comunità di viventi destinata ad essere gradualmente sostituita da organismi meno adatti alle correnti o addirittura tipici delle acque stagnanti (**scheda 3.5**).

La **tab. 3.5** riporta, per i corsi d'acqua elencati nelle precedenti tabelle, le portate massime assolute di piena registrate in un certo arco di tempo (indicato come numero "N" di anni di osservazione), insieme ai valori medi annui a titolo di confronto, espressi anche come contributo o *portata specifica*. Il contributo è la quantità d'acqua con la quale l'unità di superficie di bacino [km²], nell'unità di tempo [secondo], concede come surplus idrico destinato ad alimentare la portata. Per chiarire meglio il concetto si può ricorrere a due esempi. Se si indica con **Q** la portata media annua del Toce a Candoglia (67 m³/sec = 67.000 L/s) e con **S** la superficie di bacino sotteso (1.532 km²); il rapporto **Q/S** vale 44 L/sec/km². Il contributo medio annuo esprime la potenzialità idrica dell'areale contribuente il corso d'acqua; in questo caso ogni kilometro quadrato del bacino del Toce "contribuisce" all'entità delle portate con 44 L/sec. L'Arno a S. Giovanni alla Vena (**tabb. 3.3 e 3.4**) ha una portata media annua superiore (**Q** = 99 m³/s = 99.000 l/s); sembrerebbe un corso d'acqua più "generoso" rispetto al Toce; tuttavia il primo ha una superficie di bacino sotteso molto più grande (**S** = 8.186 km²) ed un rapporto **Q/S** inferiore (12 L/s/km²). Quindi le potenzialità idriche del Toce sono decisamente superiori a quelle dell'Arno anche se questo, in virtù della grande estensione del bacino sotteso, è un corso d'acqua con valore assoluto di portata superiore.

Dalle tabelle succitate si può tentare di capire la ragione di tale diversità fra i due bacini. La quota massima del bacino del Toce supera i 4.600 m s.l.m. e in corrispondenza delle fasce altimetriche più elevate sono presenti i ghiacciai del Massiccio del Rosa. L'altitudine mediana è oltre 1.600 m s.l.m.; è un bacino prevalentemente di montagna, con clima relativamente rigido e scarsa evapotraspirazione. Il coefficiente di deflusso è elevato e la maggior parte degli abbondanti afflussi meteorici tipici del clima del Piemonte Nord - orientale contribuiscono in modo rilevante ai notevoli contributi del bacino del Toce. L'altitudine massima del bacino dell'Arno (1.657 m s.l.m.) è minore e non sono presenti isole glaciali; l'altitudine mediana è di appena 300 m s.l.m.; le estati sono molto calde e poco piovose e i processi evapotraspirativi notevoli. Il coefficiente di deflusso è relativamente basso e quindi solo una piccola parte delle precipitazioni contribuiscono ai deflussi del bacino dell'Arno.

Tab. 3.5 - Portate media annua, massima e minima storica, rappresentative dei periodi di osservazione (N), per i fiumi riportati nelle **tabb. 3.3 e 3.4**.

FIUMI	N anni di osservazioni	portata media annua		portata max	portata min
		m ³ /s	L/s/km ²	m ³ /s	m ³ /s
TEVERE	50	236	14	3.300	60,8
ADIGE	21	220	18	1.700	56,6
ARNO	45	99	12	2.290	2,2
TANARO	50	127	16	3.170	6,5
TICINO	50	292	44	5.000	35,0
VOLTURNO	33	103	19	1.800	11,6
ADDA	25	157	34	683	16,5
RENO	30	42	12	863	0,0
DORA BALTEA	46	96	29	1.950	17,5
SELE	39	69	21	2.890	6,0
PESCARA	38	53	17	900	18,4
BRADANO	33	7	3	1.930	0,1
OFANTO	38	15	6	1.060	0,0
OMBRONE	39	27	10	3.120	1,1
MINCIO	20	58	25	163	0,5

VELINO	43	48	23	328	3,0
RIENZA	17	48	25	-	6,6
OGLIO	38	59	32	413	5,6
SIMETO	39	18	10	2.390	1,1
IMERA MERID.	11	5	3	645	0,0
BRENTA	14	72	18	-	17,9
TOCE	32	67	44	2.100	11,1
FORTORE	17	14	9	1.420	0,0
NERA	43	28	19	146	1,3
LIRI	27	29	21	600	8,4
BASENTO	25	12	9	1.420	0,0
CRATI	44	26	20	1.120	0,0
ATERNO	42	6	5	143	0,6
SECCHIA	43	23	18	823	0,0
TOPINO	37	11	9	390	1,0
BIFERNO	29	18	14	1.530	1,3
PLATANI	14	6	5	1.200	0,1
SINNI	27	21	19	2.370	0,7
ANIENE	43	31	28	865	9,4
FLUMENDOSA	38	11	11	3.300	0,0
MAGRA	40	41	43	3.480	2,6
CHIESE	32	35	37	533	11,7
TRONTO	39	18	19	1.320	1,0
MARTA	34	7	9	430	1,7
SIEVE	36	16	19	1.340	0,3
BREMBO	31	31	41	1.580	4,3
MANNU DI OZIERI	57	6	7	892	0,0
TANAGRO	11	11	16	490	0,5
ISARCO	20	20	31	-	3,3
CECINA	24	8	12	1.030	0,1
CEDRINO	50	7	11	2.360	0,1
PARMA	15	9	14	680	0,0
ORCO	39	20	33	1.410	1,2
SCRIVIA	25	16	26	1.800	0,4
STURA DI LANZO	39	20	35	1.600	2,8
CHISONE	34	13	22	700	1,6
STURA DEMONTE	18	18	32	400	3,2
SANGRO	40	10	18	420	0,9
ROIA	21	13	28	920	2,2
PIAVE	32	11	32	-	2,0
PO (Moncalieri)	44	78	16	2.230	1,0
PO (Piacenza)	47	932	22	12.800	125
PO (Baretto)	27	1.150	21	12.500	200
PO (Pontelagoscuro)	53	1.470	21	10.300	275

In **tab. 3.5** i bacini che presentano le maggiori potenzialità idriche sono il Toce, il Ticino, il Magra, il Brembo con oltre 40 L/s/km². Vi sono corsi d'acqua caratterizzati da valori medi annui inferiori a 6 L/s/km² come l'Aterno, il Platani, il Carapelle, il Cervaro, fino a valori minimi di 3 L/s/km² del Bradano e dell'Imera Meridionale. I corsi d'acqua che presentano le minori potenzialità idriche sono anche quelli per cui il rapporto tra la portata massima assoluta e la portata media annua è più elevato. In linea di massima le maggiori portate di piena sono decine di volte superiori alle medie annue nei bacini caratterizzati da ampie superfici e da grandi potenzialità idriche; sono anche centinaia di volte superiori alle medie annue nei bacini piccoli e caratterizzati da scarse potenzialità idriche. Si passa dalla situazione del Po, presso la foce, con una portata di massima piena 7 volte la media annua, all'estremo opposto dell'Esaro, in Provincia di Catanzaro, con una portata di massima piena quasi 450 volte superiore alla media annua.

3.4 - Portate di magra

La **tab. 3.5** riporta le **portate minime assolute** riscontrate presso le stazioni idrometriche dei principali fiumi italiani. Il confronto fra i diversi corsi d'acqua non può essere fatto con i dati assoluti in quanto, in linea di massima, i valori sono tanto più grandi quanto maggiori sono le dimensioni dei bacini. Infatti, dato che in **tab. 3.5** i corsi d'acqua sono ordinati secondo le dimensioni decrescenti dei relativi bacini, risultano conseguentemente minori le portate minime, da massimi fra $50 \div 60 \text{ m}^3/\text{s}$ per i primi (Tevere e Adige), fino a valori pari o prossimi a zero per gli ultimi. Tuttavia sono evidenti numerose eccezioni. Per esempio il Chiese (con superficie di bacino sotteso pari a 934 km^2) e l'Aniene (1.115 km^2) presentano minimi assoluti intorno a $10 \text{ m}^3/\text{s}$; mentre fiumi come l'Ofanto e l'Imera Meridionale, pur presentando superfici di bacino ben più ampie (rispettivamente 2.716 km^2 e 1.782 km^2), in situazioni siccitose neppure troppo eccezionali, possono presentare un alveo completamente asciutto. Nella maggior parte dei casi i bacini con le maggiori potenzialità idriche (più alti valori di contributi medi annui), presentano minimi di portata meno bassi; infatti i corsi d'acqua con minimi assoluti pari a $0 \text{ m}^3/\text{s}$, presentano contributi medi annui inferiori a 10 L/s/km^2 .

Quasi tutti i corsi d'acqua con minimi assoluti pari o prossimi a zero si trovano in parte dell'Italia centrale, nell'Italia meridionale e nelle isole; fanno eccezione pochi fiumi alimentati da bacini con porzioni altimetriche di montagna. In un bacino con un clima estivo caldo e siccitoso e senza consistenti riserve sotterranee che abbiano accumulato acqua nella stagione invernale, dove il ruscellamento superficiale dipende esclusivamente dal regime delle piogge, le portate possono ridursi a valori molto bassi o addirittura nulli in estate. In un bacino con vaste porzioni di elevata altitudine, in una situazione climatica come, per esempio, quella delle regioni Nord - orientali con precipitazioni abbondanti anche in estate, con ghiacciai di una certa estensione, ben difficilmente le portate sono esigue in estate; anzi i minimi si registrano nell'inverno per mancanza dell'ablazione dei ghiacci e delle nevi, quando si registrano anche i minimi pluviometrici; tuttavia, per le basse temperature, l'evapotraspirazione è molto contenuta o addirittura nulla, mentre le riserve idriche sono al colmo grazie alle abbondanti precipitazioni autunnali; in simili condizioni le magre invernali, rispetto alle medie annue, non sono così ridotte come quelle estive della maggior parte dei fiumi meridionali.

Se le manifestazioni di piena costituiscono un argomento di estremo interesse per gli ingegneri idraulici in conseguenza dei problemi legati al dissesto idrogeologico, all'opposto le portate di magra interessano i naturalisti. La piena, dal punto di vista biologico, è un tipo di evento naturale che fa parte integrante dell'insieme delle caratteristiche ambientali degli ecosistemi fluviali; essa contribuisce in misura determinante a "disegnare" la conformazione fisica degli alvei dei corsi d'acqua modificando nel tempo e nello spazio l'equilibrio fra sedimentazione ed erosione, aspetto questo tipico delle acque correnti. Molto raramente le piene, pur essendo "pericolose" per le attività umane, comportano conseguenze negative rilevanti per le comunità viventi acquatiche; sono rari i casi in cui dagli alvei dei fiumi vengono "spazzati" rovinosamente l'ittiofauna e gli altri gruppi di organismi vegetali ed animali; si tratta di episodi conseguenti a vicende idrometeorologiche veramente eccezionali ed accompagnati da situazioni idrogeomorfologiche particolari, caratterizzate da intensi fenomeni di trasporto solido (per esempio piene accompagnate da consistenti movimenti di terra).

La magra è una situazione idrologica di particolare vulnerabilità del corso d'acqua. Sono sufficienti pochi giorni con alveo asciutto anche una sola volta all'anno per impedire il mantenimento di comunità di organismi anche molto semplificate. Ma anche portate molto ridotte, pur garantendo perennemente la presenza di acqua in alveo, comportano situazioni di stress ambientale difficilmente sostenibili. Soprattutto oggi, a causa dell'inquinamento, quando i volumi d'acqua sono molto scarsi, un fiume potrebbe risultare gravemente compromesso. La situazione potrebbe aggravarsi ulteriormente in seguito a captazioni idriche; per esempio quelle per fini irrigui riducono ulteriormente le già modeste portate estive, soprattutto nei corsi d'acqua a regime pluviale; quelle per fini idroelettrici esercitano effetti negativi soprattutto nella stagione invernale nei corsi alpini. La fase più delicata del ciclo idrologico di un fiume è la magra, sia per il mantenimento degli equilibri biologici, sia per la gestione delle risorse idriche.

3.5 - Bilancio idrologico dei laghi naturali

I laghi naturali costituiscono una importante risorsa di acqua dolce; pertanto è importante conoscere i meccanismi con i quali avviene in tali ambienti il ricambio idrico. La valutazione del bilancio idrologico di un lago naturale è assai complessa perché richiede misure e stime di numerosi parametri idroclimatici. Per la maggior parte dei laghi italiani, mancano osservazioni di quel tipo, per cui risulta difficile il calcolo di bilanci idrologici completi. Quando invece si conoscono tutti i parametri idroclimatici, l'equazione completa del bilancio idrologico può essere così espressa:

$$I + R + P \pm S = E + U \pm H$$

dove **I** è il volume d'acqua che, in un dato intervallo di tempo, è convogliato nella cuvetta lacustre dagli immissari;
R è il volume d'acqua che giunge direttamente al lago attraverso il ruscellamento sui versanti del bacino;
P è la precipitazione diretta sulla superficie del lago;
S è la quantità d'acqua veicolata attraverso le falde sotterranee o le sorgenti subacquee;
E è l'acqua che evapora dalla superficie del lago;
U è la quantità d'acqua che fuoriesce dal lago attraverso l'emissario;
H il volume d'acqua corrispondente al dislivello fra le superfici lacustri all'inizio ed al termine delle osservazioni, vale a dire l'acqua immagazzinata (segno positivo) o persa (segno negativo).

La determinazione del volume [m³/anno] medio annuo delle uscite (**U**) è importante perché permette di calcolare il **tempo teorico di ricambio (T_r)** delle acque del lago:

$$T_r = \frac{V}{U}$$

Dove **V** è il volume del lago [m³]. *T_r* rappresenta il numero teorico di anni affinché tutta l'acqua del lago sia totalmente ricambiata; esso è utile per l'interpretazione dei processi di inquinamento e di eutrofizzazione. La **tab. 3.7** riporta i tempi teorici di ricambio dei principali laghi italiani. I valori dei tempi di ricambio delle acque lacustri, anche se indicativi a livello di confronto, sono puramente teorici, perché presuppongono il lago come un tratto fluviale a sezione più ampia e con morfologia molto regolare, entro il quale si sviluppa un trasporto liquido più o meno uniforme, senza tenere conto del complesso di fenomeni fisici, chimici e biologici che sono importanti nel determinare l'evoluzione dei laghi. I tempi reali di totale ricambio delle acque lacustri sono alquanto superiori a quelli teorici.

Tab. 3.6 - Caratteristiche morfometriche dei principali laghi del Mondo.

Laghi	area geografica	area lago [km ²]	profondità [m]		Volume [km ³]
			massima	media	
Baikal	Asia centrale	31.500	1.741	730	23.000
Tanganyka	Africa orientale	34.000	1.470	572	18.940
Caspio	Europa/Asia	436.000	946	183	79.319
Nyassa (Malawi)	Africa orientale	30.800	706	273	8.400
Issyk Kul	Asia	6.200	702	320	1.732
Crater	USA	55	608	364	20
Matana	Celebes	164	590	240	39
Hornindalsvaten	Norvegia	508	514	237	12
Tahoe	USA	499	501	249	124
Chelan	USA	150	458	-	-
Mjosa	Norvegia	362	449	187	-
Manapouri	Nuova Zelanda	145	445	100	145
Salsvatn	Norvegia	45	445	-	-
Maggiore	Italia	212	370	177	38
Garda	Italia	368	350	133	49
Ginevra	Europa centrale	580	309	-	-
Superiore	Canada/USA	83.300	307	145	12.000
Michigan	USA	67.850	265	99	5.760
Ladoga	Russia	18.734	250	52	920
Ontario	Canada/USA	18.760	225	91	1.720
Huron	Canada/USA	59.510	223	76	4.600
Victoria	Africa orientale	68.800	79	40	2.700
Aral	Asia	62.000	68	16	970
Erie	Canada/USA	25.820	64	21	540
Balkhash	Asia centrale	17.575	27	6	112
Winnipeg	Canada	24.530	19	13	1.900
Chad	Africa centrale	16.500	12	2	24

Tab. 3.7 - Caratteristiche morfometriche e tempo teorico di ricambio dei principali laghi naturali italiani.

LAGHI	area bacino imbrifero	area lago	profondità max	profondità media	volume lago	tempo ricambio
	[km ²]	[km ²]	[m]	[m]	[m ³ ·10 ⁶]	[anni]
ALLENGHE	233	0,52	18	10	5,4	0,02
ANNONE EST	28	3,8	11	6,3	24	1,4
ANNONE OVEST	15	1,7	10	4,0	6,8	0,81
ALSERIO	18	1,2	8,1	5,3	6,5	0,35
BOLSENA	273	114	151	81	9.200	121
BRACCIANO	147	57	165	89	5.050	137
CALDONAZZO	84	5,6	49	26	149	3,6
CANDIA	6,9	1,4	6,7	3,8	5,4	2,3
CAVAZZO	19	1,7	39	12	21	0,66
COMABBIO	15	3,6	8,0	4,6	16	1,7
COMO	4.570	145	410	153	22.500	4,5
DOBERDÒ	21	0,34	9,5	5,0	1,7	-
ENDINE	37	2,3	9,0	5,1	12	0,27
FIMON	8,2	0,54	4,0	2,0	1,0	0,13
FRASSINO	5,6	0,35	15	6,9	2,4	0,90
GARDA	2.260	368	350	133	49.030	26,6
GARLATE	4.610	4,5	34	16	100	0,02
GRANDE di AVIGLIANA	11	0,83	26	19	16	2,3
INFERIORE MANTOVA	-	1,3	4,0	2,0	2,5	0,02
ISEO	1.740	61	258	124	7.600	4,1
REVINE	8,7	0,46	12	7,4	3,6	0,26
LEDRO	101	2,1	47	36	76	0,85
LEVICO	27	1,2	38	11	13	1,0
LUGANO	615	49	322	130	6.390	8,0
MAGGIORE	6.600	212	370	177	37.500	4,0
MERGOZZO	10	1,8	73	45	83	6,0
MEZZOLA	721	4,9	69	40	200	0,2
MONATE	6,3	2,5	34	18	45	7,9
MONTORFANO	1,9	0,46	6,8	4,1	1,9	1,5
MUTA	32	0,93	16	7,0	6,5	0,38
OLGINATE	4.670	0,58	17	8	7	0,01
ORTA	116	18,2	143	71	1.300	8,9
PIANO	26	0,63	12	6,4	4,0	0,13
PICCOLO di AVIGLIANA	8,1	0,57	12	8	4,5	0,9
PUSIANO	94	4,9	24	14	69	0,68
SANTA MARIA	5,0	0,35	9,0	4,9	1,7	0,2
SEGRINO	3,4	0,38	8,6	3,2	1,2	0,42
SIRIO	1,4	0,30	43	18	5,4	5,7
SUPERIORE di MANTOVA	-	2,7	12	6,0	16	0,08
TENNO	18	0,25	48	20	5,0	0,36
TERLAGO	21	0,20	14	7	1,5	0,1
TRASIMENO	396	124	6,3	4,7	586	21,6
VARESE	111	15	26	11	160	1,8
VICO	41	12,1	48	22	261	17,0

3.6 - Le acque sotterranee

Le precipitazioni fanno giungere acqua al suolo; ad essa può aggiungersi quella di fusione dei ghiacciai e delle nevi nelle montagne più elevate. Una parte ruscella sulla superficie alimentando direttamente il reticolo idrografico (*deflusso superficiale*); una parte impregna il suolo e ritorna direttamente all'atmosfera per evaporazione dal terreno e

per traspirazione delle piante; una terza parte penetra nel sottosuolo in funzione della permeabilità dei materiali, andando ad alimentare il dominio delle **acque sotterranee**. Queste nell'intero globo ammontano ad oltre 5.000.000 km³, pari a circa lo 0,4 % dell'acqua totale terrestre, 13 volte quella delle acque continentali superficiali (laghi e fiumi) e meno di 1/6 di quella allo stato solido nei ghiacciai alpini e polari. Tenendo conto che le acque "imprigionate" nei ghiacciai non sono utilizzabili dall'uomo, se non in seguito allo scioglimento, quelle sotterranee costituiscono un "serbatoio" di grande importanza; una riserva di acqua dolce molto più grande di quella delle acque superficiali, spesso inquinate.

Se in una roccia vi sono piccoli interstizi tra i granuli che la compongono, essa è detta *porosa*, in grado di assorbire l'acqua come una spugna. Molte arenarie (costituite da grani delle dimensioni della sabbia, più o meno cementati) sono rocce porose. Certi graniti o calcari duri si presentano come materiali con molte *diaciasi*, che sono fratture, vere e proprie fessure nelle quali penetra l'acqua; questi materiali vengono detti *rocce fessurate*. Le rocce che lasciano passare l'acqua sono dette *permeabili*; quelle come l'argilla, nelle quali i fini granuli che le compongono sono così compatti da non lasciar passare l'acqua, si dicono *impermeabili*. I calcari fessurati, pur non essendo porosi, lasciano passare l'acqua; questa percorrendo le fessure può allargarle per alterazione chimica (**scheda 3.6**).

Dell'acqua sotterranea parte risale per capillarità verso la superficie del terreno per evaporare o per essere assorbita dalle radici ed essere utilizzata per la traspirazione della vegetazione; parte scende a grandi profondità fino ad incontrare zone della crosta terrestre molto calde entrando nel gioco dell'endodinamica (vulcanismo secondario). La maggior parte scorre negli interstizi delle rocce, come se fossero spugne impregnate, migrando per gravità verso il basso e riuscendo prima o poi ad emergere in superficie, talora con effetti spettacolari (**fig. 3.5**). In alcuni casi parte delle acque delle precipitazioni che si manifestano su un bacino, penetrano in profondità per riemergere sotto forma di sorgenti in corrispondenza dei versanti di bacini adiacenti (**fig. 3.6**). A questo proposito è possibile classificare i bacini secondo diverse categorie:

- **bacini impermeabili** - coincidenza fra spartiacque superficiali e sotterranei; materiali impermeabili; trascurabili i passaggi sotterranei di volumi d'acqua fra bacini adiacenti;
- **bacini semipermeabili** - volumi d'acqua di una certa rilevanza (inferiori al 50 % del bilancio idrico complessivo) si trasferiscono da un bacino all'altro per la presenza di rocce permeabili;
- **bacini permeabili** - la maggior parte dei materiali sono permeabili; bilanci idrologici fortemente influenzati dai cicli delle acque sotterranee.

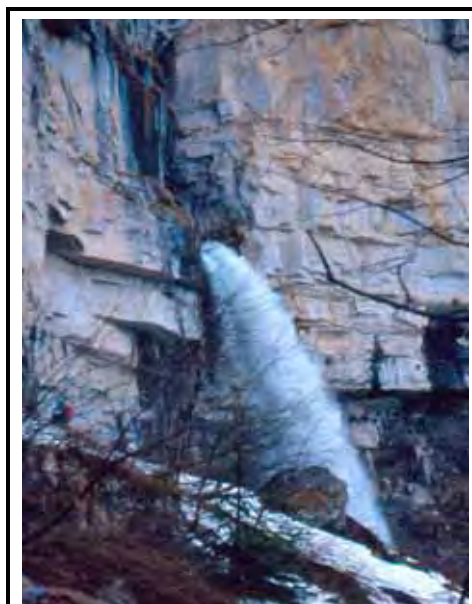


Fig. 3.5 - Nelle zone carsiche parte delle acque superficiali penetrano nel sottosuolo per riemergere come sorgenti o come veri e propri getti d'acqua caratterizzati da una elevata portata, che fuoriescono da una parete rocciosa dando origine a piccoli ed impetuosi torrenti.

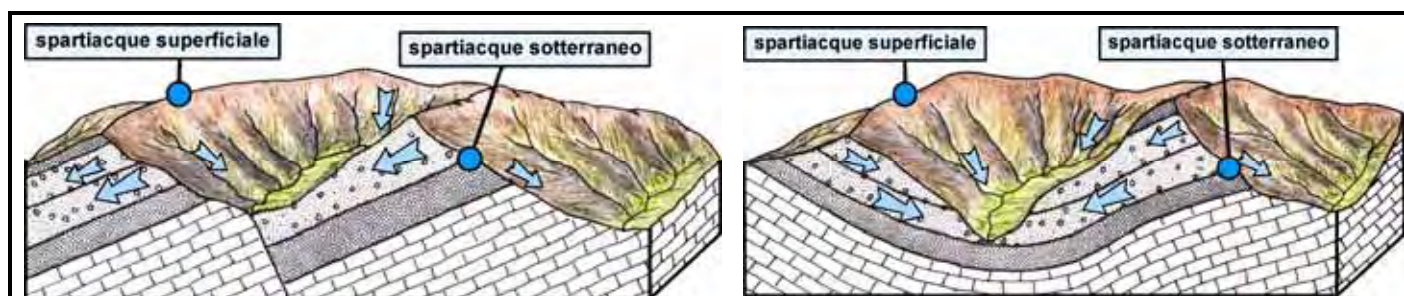


Fig. 3.6 - A sinistra è raffigurato un bacino che perde parte delle acque dal versante destro a vantaggio del bacino adiacente, ma riceve contributi tramite il versante sinistro. A destra gli **spartiacque sotterranei** delimitano un bacino idrogeologico più ampio rispetto al bacino imbrifero delimitato dagli **spartiacque superficiali**.

Se l'acqua che penetra nel terreno si arresta e si accumula su uno strato impermeabile, essa dà origine ad una **falda acquifera**. Se interessa il terreno prossimo alla superficie, alimentata direttamente dalle acque delle piogge, della fusione delle nevi e dei ghiacciai o dalle infiltrazione dei corsi d'acqua sovrastanti, viene detta **falda freatica** (**fig.**

3.7). Se interessa zone situate al di sotto dello strato impermeabile, viene detta **falda profonda**. Se la falda profonda è contenuta fra due strati impermeabili, la sua superficie “batte” contro lo strato impermeabile superiore; essa viene detta **falda artesiane** ed è in pressione come se corresse in una condotta forzata. Le acque e i pozzi freatici o artesiani sono rispettivamente derivati dalle falde freatiche ed artesiane. Nei **pozzi freatici** l’acqua, che è sottoposta unicamente alla pressione atmosferica, giunge in superficie solo se pompata. Nei **pozzi artesiani** l’acqua può risalire ed anche zampillare all’esterno per il principio dei vasi comunicanti (fig. 3.7).

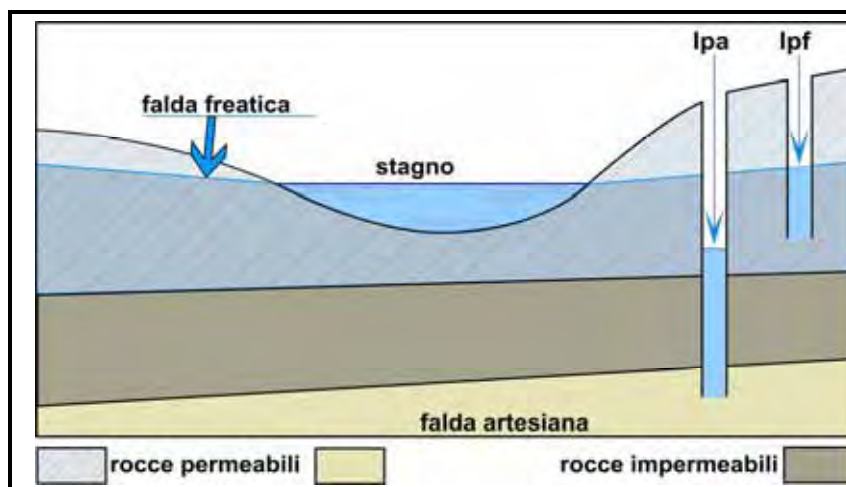


Fig. 3.7 - Schema illustrante le **falde freatica** ed **artesiane** ed i rispettivi pozzi (con indicazione dei livelli del pozzo freatico **lpf** ed artesiano **lpa**). L’intersezione del livello della falda freatica con la superficie del terreno è la linea di costa di una zona umida (**stagno**). Le falde sono entro **rocce permeabili** separate da strati di **rocce impermeabili**.

La superficie della falda freatica, nella maggior parte dei casi, non si trova alla stessa quota, ma può subire variazioni da pochi centimetri fino a parecchi metri. Il livello della falda dipende dal volume dell’insieme dei materiali impregnati d’acqua (saturi). Le variazioni di livello sono tanto più limitate quanto maggiore è la massa d’acqua sotterranea. In Italia le falde più grandi sono quelle che impregnano i terreni delle maggiori pianure, con una superficie la cui profondità può oscillare da pochi centimetri sotto il livello di campagna fino a qualche decametro. Si tratta di grandi masse d’acqua, la più grande delle quali costituisce un complesso di falde, fra loro collegate e a diversi livelli, che saturano i terreni profondi della pianura Padana. Il fattore che maggiormente influisce sull’altezza della superficie della falda freatica è la situazione idrometeorologica (fig. 3.8).

In occasione di prolungate siccità la falda si abbassa per mancanza di precipitazioni e per i cospicui processi di evaporazione dal terreno, favoriti dalle alte temperature dell’aria, e di traspirazione ad opera della vegetazione (fig. 3.8). Con il prolungarsi della siccità il livello della falda può abbassarsi a tal punto che i processi di capillarità non sono sufficienti a portare acqua in superficie; essa quindi non evapora più dal terreno e non è più disponibile per le porzioni più profonde dell’apparato radicale delle piante. I temporali occasionali o le prime precipitazioni di un giorno o due non sono in genere sufficienti per far giungere acqua alla falda; l’acqua bagna soltanto pochi centimetri (al massimo qualche decimetro) di suolo, con beneficio delle piante limitato ad un breve periodo; nel giro di poco tempo (qualche giorno), il terreno è nuovamente secco.

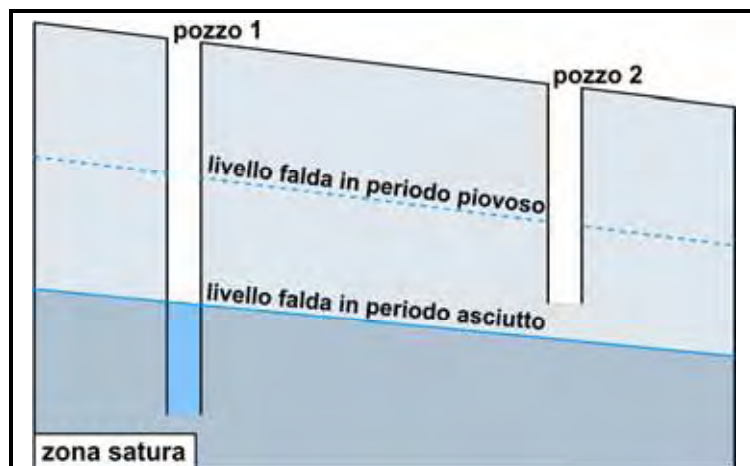


Fig. 3.8 - Intense e prolungate precipitazioni sono responsabili dell’innalzamento del livello della falda freatica. Durante i periodi asciutti tale livello può abbassarsi anche di alcuni metri.

Sono questi i periodi in cui l’agricoltura ha bisogno di acqua per irrigazione; essa viene captata in gran parte da fiumi e torrenti, pompata da pozzi, ecc... I campi vengono inondati (irrigazione a spargimento) o bagnati con irrigatori a pioggia, ma difficilmente l’acqua di irrigazione riesce a raggiungere la falda, la cui superficie si trova spesso a parecchi metri di profondità. Quando eccezionalmente l’acqua di irrigazione raggiunge la falda, porta con sé una parte di prodotti chimici utilizzati in agricoltura (concimi, antiparassitari e anticrittogamici, ecc...) contribuendo all’inquinamento delle acque sotterranee. L’inquinamento delle falde a causa della agricoltura è particolarmente

pronunciato nelle risaie, dove vaste estensioni di terreno vengono trattate con grandi quantità di prodotti chimici e allagate per lunghi periodi; in tale situazione l'acqua inquinata penetra profondamente fino a raggiungere la falda, tra l'altro poco profonda.

Solo le intense e prolungate precipitazioni fanno giungere acqua in profondità rimpinguando le falde; il loro livello si innalza fino ad arrivare, in qualche caso, poco al di sotto della superficie libera del terreno. Le acque sotterranee, rispetto a quanto si crede comunemente, sono poco importanti per la vegetazione perché essa dipende quasi esclusivamente dall'acqua presente nel suolo fino alla profondità alla quale giungono le radici; tale profondità si spinge in genere fino a qualche metro per le specie arboree di maggiori dimensioni. La funzione più importante è svolta dalle radici più superficiali presenti nella porzione di terreno più ricco di nutrienti e dove è possibile trovare anche l'acqua di una breve pioggia in grado di impregnare solo la porzione superficiale del suolo. Nella maggior parte delle situazioni, durante le siccità, la falda si trova troppo in basso perché possa fornire acqua alle piante; durante i periodi con abbondanti precipitazioni la falda si alza, talvolta anche fino a raggiungere l'apparato radicale della vegetazione, quando non c'è ne più bisogno perché i terreni sono abbondantemente "irrigati" dalla pioggia.

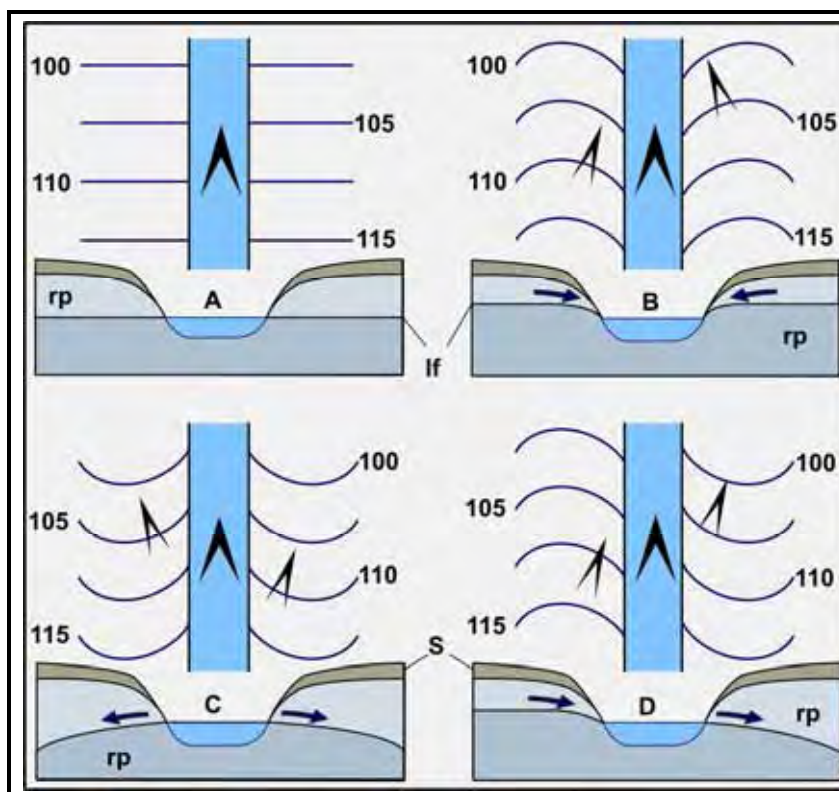


Fig. 3.9 - Relazioni fra il livello dell'acqua del fiume e quello della falda freatica circostante entro materiale permeabile *rp* (lo strato più superficiale è il suolo *s*). **A**: il livello della falda è all'altezza del livello delle acque del fiume; non vi sono scambi. **B**: la falda alimenta il fiume. **C**: il fiume alimenta la falda. **D**: la falda alimenta il fiume dalla sinistra e questo alimenta la falda sulla destra.

La profondità della superficie della falda freatica cambia in funzione delle condizioni idrometeorologiche e della morfologia del terreno. Con rilevazioni particolari (perforazioni) e con misure in corrispondenza dei pozzi, è possibile tracciare, su una carta topografica, le *isofreatiche*, linee che uniscono punti con la stessa profondità della superficie freatica; questa può essere in piano (caso poco frequente) o inclinata, con conseguente flusso dell'acqua dalle porzioni di falda più elevate a quelle più profonde. L'andamento delle isofreatiche mette in evidenza l'aspetto della superficie freatica che varia in funzione dei fattori idrometeorologici.

Un altro fattore che influisce sulla morfologia della superficie freatica è il livello delle acque negli alvei fluviali. Il caso **A** della **fig. 3.9** illustra una situazione in cui il livello dell'acqua nell'alveo del fiume è in equilibrio con quello della falda. In caso di siccità il livello del fiume scende e viene parzialmente alimentato dall'acqua della riserva sotterranea (caso **B**). Nel caso **C** si ha una situazione che potrebbe verificarsi durante una piena; il livello delle acque nell'alveo del fiume si alza improvvisamente alimentando in parte la falda. Il fiume può anche ricevere acqua dalla falda da un lato e immetterla nella falda dall'altro (caso **D**).

Esiste un delicato equilibrio tra le acque dei fiumi e quelle accumulate come riserva nel sottosuolo; esso dipende dalle diverse situazioni idrometeorologiche che si succedono nel tempo. Tale equilibrio è in funzione con la permeabilità delle sponde e del fondo del fiume per gli scambi di acqua nelle diverse direzioni; ogni intervento umano in grado di

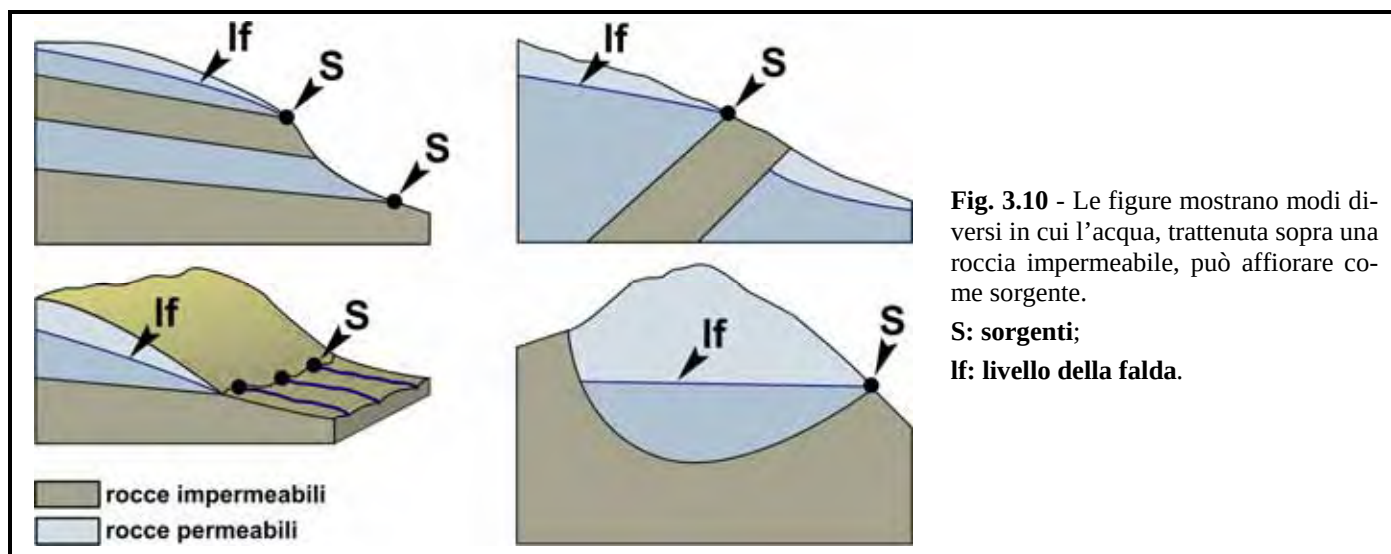
limitare tale scambio produce una alterazione dell'equilibrio. Questa è una ulteriore conseguenza negativa della cementificazione degli alvei dei corsi d'acqua.

Attualmente le acque sotterranee sono minacciate dall'inquinamento. Oltre a quello agricolo, vi sono altre fonti pericolose. Acque luride (di fogna) possono giungere in profondità da pozzi perdenti o attraverso il dilavamento di concimaie o di discariche. Pericoloso è l'inquinamento di origine industriale per l'elevata tossicità di molti prodotti chimici; questi, anche se non scaricati direttamente in falda attraverso pozzi perdenti (abusivi), ma eliminati nelle acque di un fiume, possono giungere in falda per le connessioni fra acque superficiali e quelle profonde. Lo sfruttamento delle acque sotterranee comporta l'abbassamento delle superfici freatiche. Eccessivo sfruttamento ed inquinamento hanno compromesso la qualità e la quantità delle riserve idriche sotterranee, determinando problemi per il loro utilizzo, soprattutto per quanto riguarda gli approvvigionamenti idropotabili.

3.7 - Le sorgenti

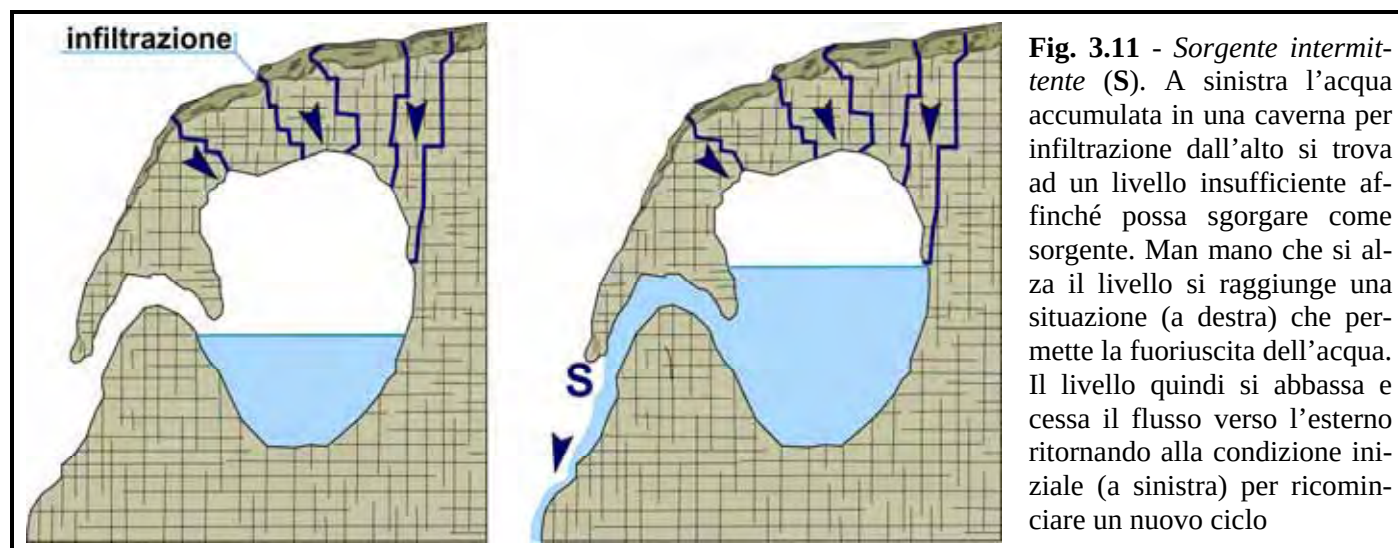
L'intersezione fra la superficie freatica e quella topografica da origine alle sorgenti (**fig. 3.10**); alcune emergenze d'acqua particolari sono le sorgenti intermittenti (**fig. 3.11**). Spesso nella zona di transizione tra l'alta e la bassa pianura Padana, la falda, pur essendo vicina alla superficie, non affiora; tuttavia è sufficiente scavare un poco il terreno perché l'acqua possa sgorgare (**fontanili o risorgive**) con una temperatura praticamente costante. Talvolta l'emergenza della sorgente può essere subacquea, cioè al di sotto del livello marino o di quello di un lago (**fig. 3.12**). Tra i diversi tipi di sorgenti citiamo le principali:

- **sorgente di strato**; lo strato impermeabile sul quale si raccoglie la falda affiora in superficie;
- **sorgenti di trabocco**; lo strato impermeabile ha forma concava; le acque che permeano la roccia permeabile traboccano all'esterno quando costituiscono un volume superiore alla concavità che le raccoglie;
- **sorgenti intermittenti**; emettono acqua ad intervalli più o meno regolari; la cavità sotterranea comunica con l'esterno per mezzo di una sorta di sifone ad "U" capovolto; quando il livello dell'acqua supera il tratto più alto del sifone, la sorgente sgorga e la cavità si svuota in parte; successivamente il flusso si arresta fino a quando le acque, percolando dall'alto, non riempiono nuovamente la cavità (**fig. 3.11**);
- **sorgente fredda**; quando l'acqua che sgorga ha una temperatura media inferiore a quella dell'aria;
- **sorgente termale**; la temperatura dell'acqua è superiore a quella dell'aria; in questo caso la circolazione profonda dell'acqua avviene a contatto con materiali molto caldi della crosta terrestre;
- **sorgente minerale**; la concentrazione di sali presenti nell'acqua è elevata; la presenza di sali è dovuta all'attraversamento in rocce con porzioni facilmente solubili; invece le acque sorgive povere di minerali vengono dette *oligominerali*.

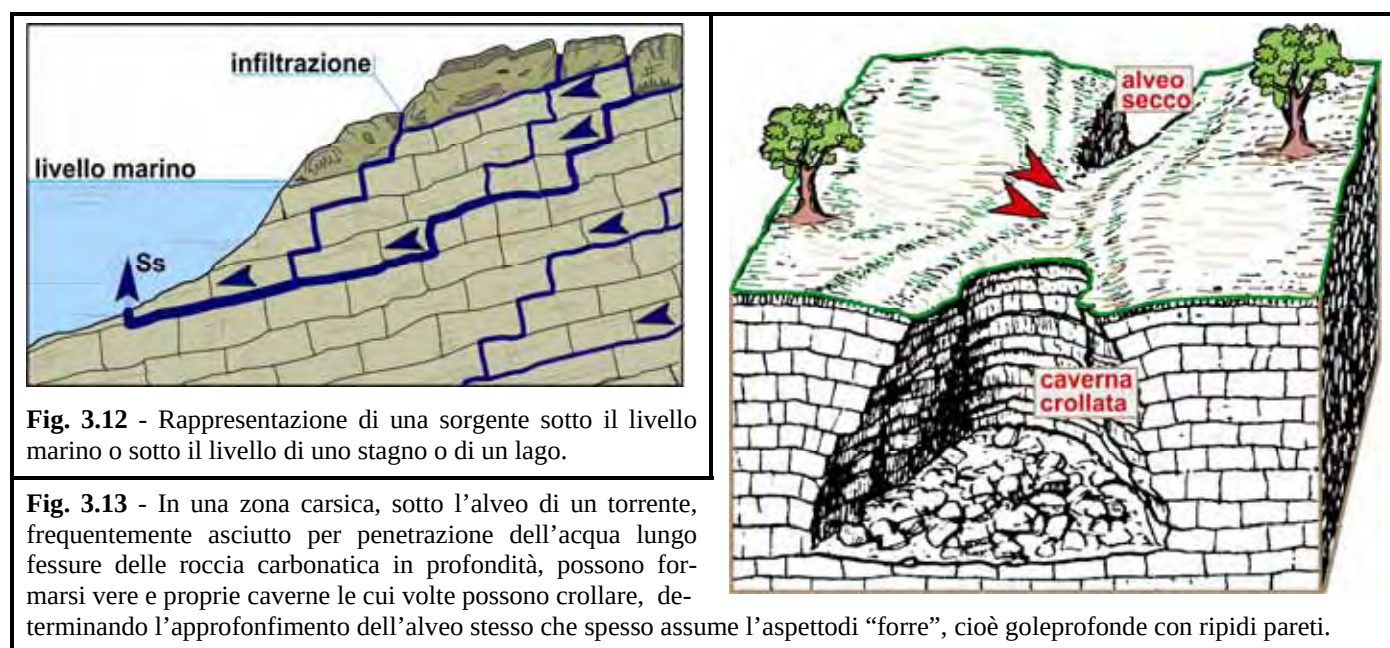


3.8 - Il carsismo

Vi sono regioni dove predominano materiali rocciosi molto permeabili (rocce porose o fessurate). Oltre ai processi di disfacimento dovuti alla disaggregazione fisica ed alla alterazione chimica in funzione del clima, sono attivi fenomeni distruttivi particolari, che agiscono sotto la superficie del terreno, in grado di condizionare anche il paesaggio, le cui forme potrebbero essere determinate dalla circolazione delle acque sotterranee più che dall'insieme degli agenti esogeni (esempio in **fig. 3.13**). Sono le **zone carsiche**, costituite da rocce calcaree o dolomitiche; in esse sono presenti forme particolari, dovute a processi che, nel loro insieme, prendono il nome di **carsismo**. L'acqua delle precipitazioni spesso non riesce a raccogliersi in ruscelli di una certa consistenza perché penetra rapidamente nel sottosuolo; i fenomeni di erosione superficiale sono più limitati e il paesaggio conserva più a lungo le sue forme giovanili.



L'acqua agisce sulla superficie ed in profondità grazie soprattutto all'azione chimica che allarga e approfondisce spaccature, crepe, buche, inghiottitoi,...; essa corre attraverso i materiali rocciosi profondi per mezzo di gallerie, caverne, fessure,... allargandole per l'azione chimica ed anche erosiva, o chiudendole per accumulo di detriti; talora forma veri e propri fiumi sotterranei che possono cambiare improvvisamente direzione per il crollo delle volte di caverne che ne sbarrano improvvisamente il corso. L'insieme dei condotti sotterranei viene indicato con il termine **reticolo carsico** (**fig. 3.14**).



L'insieme di questi fenomeni che avvengono in profondità determinano anche forme superficiali fra le quali le **doline**, conche chiuse con diametro da pochi metri fino ad oltre un chilometro e profonde da 2 - 3 m fino ad oltre 200 m. Possono avere forma analoghe ad un piatto (il cui fondo è spesso una piccola pianura coltivata), ad una scodella, ad imbuto o a pozzo a seconda della pendenza delle pareti laterali e dell'estensione del fondo. I materiali calcarei sono in genere impermeabili, ma eventuali fessure favoriscono la concentrazione e la permanenza dell'acqua. Al di sopra vi può essere uno strato di terreno ricco di sostanza organica e spugnoso, in grado di mantenere umido il sottosuolo calcareo; l'humus contribuisce ad acidificare l'acqua aumentandone la capacità di alterazione chimica, cioè la capacità di sciogliere il calcare; in tali condizioni l'acqua scioglie il calcare allargando ulteriormente le fessure, in parte erose per l'azione meccanica dell'acqua stessa che ormai vi scorre in rigagnoli. Si forma quindi una depressione che favorisce l'ulteriore raccolta d'acqua verso il suo centro e l'accelerazione dei processi chimici e meccanici di disfacimento dei materiali calcarei che vengono sciolti e trasportati in profondità attraverso il sottostante reticolo carsico. Questa è l'origine più frequente delle doline, la maggior parte delle quali hanno forma di piatto o di scodella. Le più spettacolari, caratterizzate da ripide pareti, sono quelle ad imbuto o a pozzo, la cui formazione è dovuta al crollo delle volte di ampie grotte. È raro che in fondo alle doline, pur trattandosi di depressioni, si fermi dell'acqua formando laghi; al di sotto della coltre di terreno, i calcari fessurati si comportano come rocce porose che non consentono l'accumulo di acqua. In qualche raro caso, se i calcari contengono sufficienti quantità di impurezze come l'argilla, esse possono raccogliersi in fondo alle depressioni impermeabilizzandole e consentendo la formazione dei **laghi di dolina**.

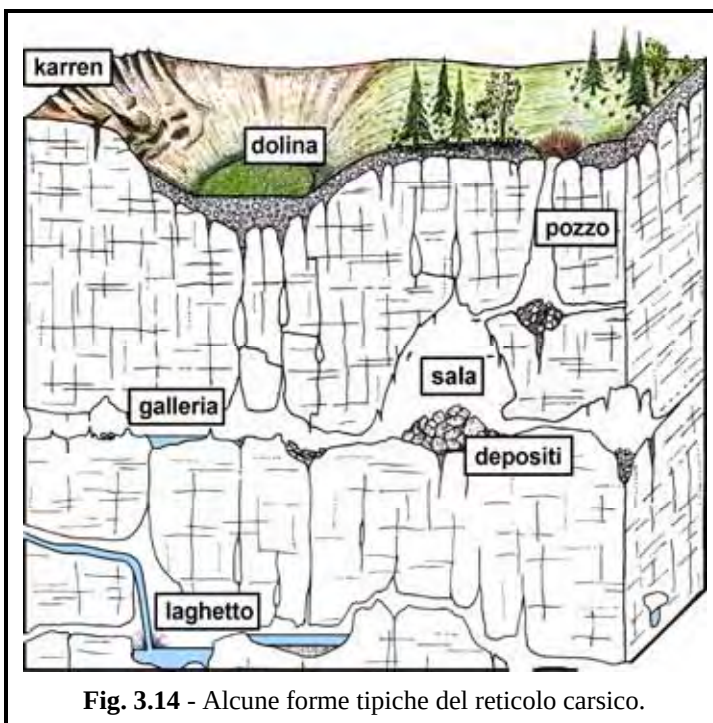


Fig. 3.14 - Alcune forme tipiche del reticolo carsico.

Non si devono escludere, nel paesaggio carsico, i fenomeni erosivi superficiali; si possono formare anche depressioni a forma di valli fluviali. Spesso succede che in fondo a quelle valli non sia presente il torrente che le ha incise (*valli morte*); a volte si verifica che nei tratti più a monte il corso d'acqua sparisca in uno o più **inghiottitoi**, diventando un fiume sotterraneo. La valle quindi è interrotta, manca di una foce (*valle cieca*). Il fiume può tornare alla luce attraverso numerose risorgive o in modo spettacolare può fuoriuscire improvvisamente da una grotta (**fig. 3.5**). Verso valle può esercitare un'azione puramente meccanica su calcari non fessurati, poco o nulla permeabili e molto resistenti; si formano allora *gole* o *canyon carsici*, profonde forre con ripidi versanti in roccia.

SCHEDA 3.1 - Portata idrica e sezione di alveo

Lungo un condotto (per es. un canale) la quantità d'acqua che passa attraverso una data sezione deve essere la stessa di quella che attraversa un'altra sezione a valle o a monte. Deve essere così, altrimenti dovremmo ammettere che, fra le due sezioni, venga aggiunta o tolta dell'acqua. Questo principio è valido anche se le superfici delle sezioni sono diverse (**fig. 3.13**). L'acqua, nell'attraversare la sezione di minore superficie S2, aumenta di velocità. Attraverso la sezione S3, più grande, potrebbe passare più acqua; succede invece che la velocità diminuisce, così che la portata rimane la stessa.

Approfondendo il letto ed allargando le sponde si aumenta la sezione di deflusso, a vantaggio della capacità del fiume nel sostenere maggiori portate. È una delle tesi più diffuse: se il fiume è più profondo e più largo può contenere più acqua, fino al limite di mantenerla tutta entro l'alveo, anche in occasione di eventi eccezionali. La **portata (Q)**, cioè il volume d'acqua [m³] che scorre attraverso una sezione durante un certo tempo (un secondo), dipende dalla **superficie (S)** della sezione stessa [m²] e dalla **velocità (V)** dell'acqua [m/s]. Queste grandezze (portata, superficie e velocità) sono correlate con una semplice espressione (**fig. 3.1**): la portata **Q** [m³/s] è il prodotto della superficie della sezione (**S**) per la velocità dell'acqua (**v**). Sembra ovvio che aumentando la superficie aumenti la portata che può essere sostenuta. In realtà è una illusione, uno dei "miti" più pericolosi e persistenti ed ai quali si richiamano coloro che auspicano le asportazioni dei materiali detritici, le risagomature dei profili trasversali, i ritombamenti,.... al fine di evitare le alluvioni.

In natura (ma ciò risulta anche dalla legge fisica evidenziata in **fig. 3.15**), nei tratti con sezione aumentata artificialmente, la velocità dell'acqua diminuisce per garantire la stessa portata che scorre a monte ed a valle. Inoltre, se a monte avviene erosione a causa dell'energia scatenata dalla piena, nella zona in cui la sezione è stata ampliata, la diminuzione di velocità causerà un repentino deposito di questi materiali, ripristinando, secondo regole naturali, la sezione precedente l'intervento di risagomatura dell'alveo.

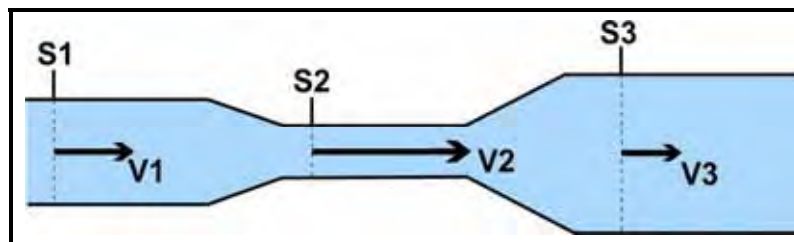


Fig. 3.15 - Lungo un condotto con sezione variabile (per esempio S3 S2) la velocità dell'acqua si "adequa", aumentando in corrispondenza delle sezioni più piccole (V2) e diminuendo in corrispondenza di quelle più grandi (V3). Il risultato è una portata identica lungo tutto il condotto ($V1 \cdot S1 = V2 \cdot S2 = V3 \cdot S3$).

Il concetto si può chiarire con osservazioni durante una passeggiata lungo un fiume. Vi sono tratti, un po' più ripidi, dove la corrente è più veloce, ma la profondità è minore; si forma una sorta di rapida, con l'acqua che si "increspa" sulla superficie, "saltella" intorno ai sassi grandi e forma mulinelli. Se verso valle il fiume diventa più largo e più profondo, l'acqua che giunge da monte si "placa", cioè diminuisce di velocità in quanto ha a disposizione una sezione più ampia, al punto da formare ampie e profonde "lame" con corrente quasi nulla; alla fine il livello superficiale sostanzialmente non cambia. Il meccanismo è analogo a quanto accade in un evento di piena. Da ciò dipende l'inutilità degli interventi di aumento artificiale della sezione di deflusso, a meno che non si agisca sull'intero fiume, fino alla foce; ma ciò sarebbe un obiettivo impossibile, in quanto sarebbe necessario che le fasce lungo tutto il fiume siano sgombre di ostacoli (ponti, abitazioni isolate, centri abitati, aree industriali,...), esattamente il contrario della realtà attuale. Visto che serve poco aumentare la superficie della sezione di deflusso si potrebbe allora giocare sulla velocità dell'acqua. A parte il fatto che se ciò fosse possibile risulterebbe un gioco pericoloso (maggiore velocità significa erosione più intensa), risulta evidente che sarebbe necessario modificare la pendenza del fiume e quindi abbassare le quote di confluenza delle sezioni terminali, ma questa è pura fantascienza.

SCHEDE 3.2 - L'importanza del concetto di bacino imbrifero

Spesso, quando si discute della qualità delle acque di un corpo idrico superficiale, che si tratti di un impetuoso torrente montano o di un placido fiume di pianura, di un lago o di una palude, si fa riferimento essenzialmente allo specchio d'acqua, senza considerare i rapporti di questo con l'ambiente circostante. Uno stagno è considerato un ambiente chiuso, nettamente delimitato dal suo perimetro, una barriera che lo separa dalla terra emersa, un confine definito tra due ambienti diversi ed apparentemente isolati. In realtà un fiume o un lago possono influenzare l'ambiente circostante e venirne influenzati. La loro acqua può servire per l'irrigazione, essere inquinata da scarichi industriali o eutrofizzata da scarichi cloacali.

Lo scadimento della qualità delle acque di un lago è normalmente attribuito alle attività delle comunità costiere e quindi agli scarichi diretti; in questa visione è considerato nocivo alla qualità delle acque ciò che vi viene scaricato direttamente, ma è una semplificazione; se fosse così, per ripristinare il fiume Po sarebbe sufficiente eliminare le immissioni inquinanti (scarichi industriali e fognari) e le fonti di alterazioni dirette (le escavazioni in alveo). Purtroppo il problema è molto più complesso. In realtà le caratteristiche dell'acqua in un fiume o in un lago sono il risultato di un complesso di fenomeni che, nel loro insieme, caratterizzano il territorio del bacino imbrifero (**fig. 3.2**). Questo è un "sistema naturale" con acqua in entrata (pioggia, grandine, neve) e acqua in uscita (evaporazione dal terreno, traspirazione delle piante, deflussi del fiume principale). La quantità d'acqua nel fiume dipende dalle dimensioni del bacino, dal clima e dalla copertura vegetale (i boschi, i prati, le colture che "tappezzano" i terreni). La velocità delle acque dipende dalla pendenza dell'alveo e quindi dalla natura dei materiali che costituiscono il territorio del bacino imbrifero, oltre che dalla sua forma. Le acque hanno un chimismo diverso da fiume a fiume (alcaline o acide, più o meno ricche di sali,...) che dipende dalle formazioni geologiche del bacino, dal tipo di suolo che su esso si forma e quindi, di nuovo, dal clima e dalla vegetazione. Il tutto può essere complicato dalla presenza di acque sotterranee, talora di notevole portata, come nelle zone carsiche.

La qualità dell'acqua di un fiume o di un lago dipende dalla complessa natura del bacino imbrifero. Ogni goccia di pioggia può avere un destino diverso a seconda della natura del suolo. Essa unendosi ad altre gocce, forma rivoli d'acqua che ruscellano sul terreno, scorrendo allo scoperto sulle pendici di montagne e di colline o al riparo di fitti boschi, fino ad incanalarsi in rigagnoli, il cui percorso dipende dalla natura del substrato. Si formano quindi torrenti che confluiscono nel corso principale. È un viaggio che può durare da poche ore fino a qualche giorno (ma anche mesi, anni o secoli se quella goccia venisse imprigionata in un ghiacciaio). In questo tempo la goccia d'acqua si trasforma chimicamente a seconda della natura del suo tortuoso percorso; nel discendere a valle "memorizza" la natura del bacino imbrifero che alimenta il fiume di cui essa è parte integrante. Forse quella stessa "memoria" che permette ai salmoni di distinguere, nelle loro incredibili risalite, le stesse sorgenti dove sono nati. **Un corpo idrico superficiale (un fiume, un lago, uno stagno) è un sottosistema che fa parte di un sistema naturale più grande, il suo bacino imbrifero, dal quale dipende in tutte le sue caratteristiche.**

Fig. 3.16 - Nel bacino del lago Maggiore il reticolo idrografico comprende i corsi d'acqua che alimentano i fiumi Ticino e Toce e i laghi Orta, Varese e Lugano. La precipitazione media annua è pari a 1.700 mm (1,7 m); se tale valore viene moltiplicato per la superficie del bacino ($6.600 \text{ km}^2 = 6,6 \cdot 10^9 \text{ m}^2$) si ottiene: $6,6 \cdot 10^9 \cdot 1,7 = 11,2 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ di acqua che in un anno giunge al bacino con le precipitazioni. L'emissario del lago ha una portata media annua pari a $292 \text{ m}^3/\text{sec}$; se tale valore viene moltiplicato per il numero di secondi di un anno ($\sim 3,15 \cdot 10^7$) si ottiene il volume $292 \cdot 3,15 \cdot 10^7 = 9,2 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ che in un anno esce dal bacino tramite l'emissario.

Il bacino è un sistema con entrate e uscite, la differenza tra le prime (precipitazioni) e le seconde (deflussi dell'emissario) rappresenta l'acqua che ritorna all'atmosfera per evapotraspirazione ($\sim 2 \cdot 10^9 \text{ m}^3/\text{anno}$).



La **fig. 3.2** riassume i concetti sopra espressi. Le acque meteoriche (precipitazioni) che giungono al suolo, si raccolgono in grandi e complesse “cavità” della superficie terrestre che prendono il nome di “bacini imbriferi” delimitati da linee di displuvio (**spartiacque**) che corrono, in genere, sul sommo dei rilievi, separando un bacino dagli altri. Queste cavità sono percorse da “reticoli idrografici”, cioè insiemi di affluenti e sub - affluenti che convogliano l'acqua nei corsi principali, i cui alvei si trovano nelle parti più basse dei bacini. La **fig. 3.16** mostra il bacino imbrifero del lago Maggiore. La superficie dello specchio d'acqua è 212 km^2 , quella del bacino imbrifero 6.600 km^2 . L'acqua contenuta nel lago ($37,5 \cdot 10^9 \text{ m}^3$) rappresenta la natura di un territorio grande quanto una regione dove, vivono, lavorano e producono rifiuti numerose comunità umane.



Fig. 3.17 - La precipitazione media annua sul bacino del Po (con una superficie di $75.000 \text{ km}^2 = 7,5 \cdot 10^{10} \text{ m}^2$) è pari a $1.100 \text{ mm} = 1,1 \text{ m}$. Il volume medio annuo d'acqua in entrata è $7,5 \cdot 10^{10} \cdot 1,1 = 8,3 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$. La portata media annua alla foce è $1.500 \text{ m}^3/\text{sec}$. Effettuando un ragionamento analogo a quello della **fig. 3.16**, dal prodotto $3,15 \cdot 10^7 \cdot 1,5 \cdot 10^3 = 4,7 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$ si ottiene il volume d'acqua in uscita dal bacino del Po come deflussi. L'altra uscita (l'evapotraspirazione) si ottiene dalla differenza fra le prime due: $3,6 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$. Degli oltre 80 miliardi di metri cubi d'acqua che scendono mediamente in un anno su buona parte

delle Alpi italiane e sul bacino padano, circa il 40 % ritorna all'atmosfera per evapotraspirazione, mentre il 60 % giunge al mare. Merita notare che il bacino del lago Maggiore è una porzione di quello del Po; in generale ogni grande bacino è la somma di tanti altri di minore estensione.

La **fig. 3.17** mostra il bacino del fiume Po la cui superficie (75.000 km^2) comprende le regioni Valle d'Aosta, Piemonte, Lombardia e buona parte dell'Emilia. In quel territorio vivono oltre 15 milioni di persone e su di esso sono presenti attività agricole, zootecniche ed industriali. La qualità chimica e biologica dell'acqua che giunge all'Adriatico dipende dalla qualità ambientale del bacino padano, l'area più intensamente antropizzata d'Italia. Non stupisce se il mare risulta anch'esso in cattive condizioni, con estese manifestazioni di eutrofizzazione. Il Po, ogni anno, scarica in Adriatico ben 25.000 tonnellate di fosforo

delle quali oltre il 90 % dovuto alle attività umane. Ciò dimostra che i problemi di risanamento dei corpi idrici superficiali sono più complessi di quanto appaiono a prima vista, perché bisogna porre attenzione non solo agli scarichi diretti, ma anche alla natura ed alle attività antropiche dell'intero territorio del bacino imbrifero.

SCHEDA 3.3 - Afflussi e deflussi

La **tab. 3.8** riporta le principali caratteristiche idrologiche di alcuni corsi d'acqua scelti come esempi fra tutti quelli elencati nelle precedenti tabelle. Le variabili considerate (disponibili per tutti gli altri fiumi con la semplice consultazione degli Annali Idrologici del SERVIZIO IDROGRAFICO e MAREOGRAFICO ITALIANO) sono le seguenti:

Afflussi meteorici (A) - Valori medi mensili ed annui delle precipitazioni areali [mm] che si sono verificate in un determinato periodo di osservazione sul bacino imbrifero sotteso ad una sezione di corso d'acqua ove ha funzionato, per lo stesso periodo, una stazione idrometrica. Sono valori ottenuti da elaborazioni dei dati di rilevazioni effettuate da stazioni meteorologiche (dotate di pluviometri) situate entro il bacino e nelle aree limitrofe. Lo stesso Servizio Idrografico, oltre a gestire le stazioni idrometriche sui principali corsi d'acqua (quelli elencati nelle precedenti tabelle sono circa la metà del totale che hanno operato sui fiumi italiani), cura l'organizzazione di una rete di stazioni meteorologiche tutte munite di pluviometri ed in parte anche di termometri e di ulteriori strumenti per la misura di altri parametri atmosferici.

Deflussi (D) - Valori medi mensili ed annui dei volumi d'acqua che passano attraverso una determinata sezione di corso d'acqua, espressi come altezza [mm] di una lama d'acqua uniformemente estesa sul bacino imbrifero. Sono dati ottenuti dalle rilevazioni dirette delle succitate stazioni idrometriche del Servizio Idrografico.

Per chiarire meglio le precedenti definizioni si possono considerare, come esempio, i dati relativi al mese dicembre per il Flumendosa (**tab. 3.8**). La precipitazione areale media mensile sul bacino è $A = 157 \text{ mm}$ (0,157 m); la superficie del bacino (**tab. 3.3**) è $S = 1.011 \text{ km}^2$ ($1,011 \cdot 10^9 \text{ m}^2$). Il volume medio totale d'acqua in entrata (V_A) nel bacino nel mese di dicembre è pari al prodotto afflussi per superficie, rappresentativo del periodo di osservazione $1923 \div 1938$, $1948 \div 1970$ (38 anni):

$$V_A = A \cdot S = (0,157 \text{ m}) \cdot (1,011 \cdot 10^9 \text{ m}^2) = 159 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

Il volume medio d'acqua (V_D) che, nello stesso periodo di osservazione, esce dal bacino attraverso la sezione ove ha operato la stazione idrometrica (**tab. 3.8**), si ottiene dal prodotto:

$$V_D = D \cdot S = (0,057 \text{ m}) \cdot (1,011 \cdot 10^9 \text{ m}^2) = 57 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

Questo valore può essere diviso per i secondi del mese (31 giorni x 24 ore/giorno x 3.600 sec/ora $\sim 26 \cdot 10^6$ sec); si ottiene la portata media mensile di dicembre ($22 \text{ m}^3/\text{sec}$) indicato in **tab. 3.4** per il Flumendosa. Lo stesso tipo di calcolo può essere effettuato per tutti i mesi e per l'anno medio; in sintesi vale il concetto fondamentale per cui i deflussi [mm] sono in rapporto diretto, attraverso la superficie del bacino, con le portate [m^3/sec]. Spesso, nel linguaggio a volte poco ortodosso della letteratura tecnica/scientifica, si utilizzano indifferentemente i termini “deflussi” e “portate”. La rappresentazione della portata media mensile od annua di un corso d'acqua in corrispondenza di una determinata sezione attraverso l'altezza della lama d'acqua uniformemente distribuita sul bacino sotteso (deflusso) permette un migliore confronto con la quantità (afflusso) d'acqua che giunge, attraverso le precipitazioni, sul bacino stesso; afflussi e deflussi infatti sono quantificati con la stessa unità di misura [mm]. È pertanto possibile definire e confrontare alcuni termini del bilancio idrologico di un bacino.

Si può utilizzare ancora il Flumendosa come esempio (**tab. 3.8** e **fig. 3.3**). Nel diagramma la linea rossa rappresenta l'andamento degli afflussi meteorici medi mensili; esso rappresenta il regime pluviometrico del territorio nel quale si trova il bacino sotteso a Monte Scrocca, con un massimo nella stagione invernale (dicembre) ed un minimo in quella estiva (luglio), quindi simile al regime pluviometrico di Cagliari. La linea blu rappresenta l'andamento dei deflussi meteorici medi mensili; essa rappresenta la forma del regime delle portate medie mensili del fiume sardo (valori di portata in **tab. 3.8**). L'area gialla rappresenta la quantità d'acqua che giunge con le precipitazioni sulla superficie del bacino, ma che non defluisce attraverso la sezione di Monte Scrocca dove si trova la stazione idrometrica. La **tab. 3.8** riporta, per ciascun mese e per l'anno, le differenze tra afflussi e deflussi ($A - D$) dette **perdite apparenti**. Esse sono determinate essenzialmente dall'acqua “persa” per evapotraspirazione nei bacini impermeabili e caratterizzati da assenza o da una limitata presenza di ghiacciai. Nei bacini permeabili molta acqua viene “persa” per via sotterranea e quindi le perdite apparenti sono superiori all'acqua che ritorna all'atmosfera per evapotraspirazione; oppure i deflussi potrebbero essere alimentati da acque sotterranee provenienti dai bacini limitrofi e quindi le perdite apparenti potrebbero risultare inferiori ai processi evapotraspirativi.

Nei bacini con estese superfici occupate dai ghiacciai le cose si complicano ulteriormente. Durante le fasi di ritiro dei ghiacci, molta acqua accumulata decenni o secoli prima, per effetto dell'incremento dell'ablazione, potrebbe rimpinguare i deflussi facendo diminuire le perdite apparenti e viceversa. Il confronto fra i regimi degli afflussi e dei deflussi permette di interpretare meglio l'andamento idrologico medio di un corso d'acqua. Ritornando al Flumendosa (**fig. 3.3**) si osserva che le due linee hanno andamento quasi parallelo; in sostanza le portate sono maggiori quando piove molto e viceversa, a confermare che si tratta di un regime idrologico francamente pluviale. Le maggiori perdite apparenti sono fra la fine dell'autunno e l'inizio dell'inverno. Infatti con l'inizio del periodo piovoso, la maggior parte dell'acqua va a rimpinguare le riserve del sottosuolo parzialmente prosciugate nell'estate. L'area totale compresa fra le due linee costituisce il volume complessivo delle perdite apparenti; esso risulta inferiore nel caso del Tanaro il cui bacino è caratterizzato da un clima con temperature meno elevate e quindi con minori processi

evapotraspirativi. Anche nel caso del Tanaro si osserva un certo parallelismo fra gli andamenti degli afflussi e degli afflussi; si tratta quindi di un regime pluviale, con le maggiori perdite apparenti nel tardo autunno (come nel caso del fiume sardo).

Tab. 3.8 - Caratteristiche idrologiche di alcuni corsi d'acqua con regimi idrologici diversi. Afflussi meteorici (A), deflussi (D), perdite apparenti (A - D) e coefficienti di deflusso medio annuo (D/A).

DORA BALTEA a Tavagnasco. Periodo di osservazione 1925 ÷ 1970 (46 anni). D/A = 0,97.														
		gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
A	mm	53	56	60	92	99	89	67	85	86	94	104	64	949
D	mm	28	24	28	45	113	181	156	115	84	62	48	34	198
A-D	mm	25	32	32	47	-14	-92	-89	-30	2	32	56	30	31
ORCO a Pont Canavese. Periodo di osservazione 1928 ÷ 1943 e 1948 ÷ 1970 (39 anni). D/A = 0,82.														
		gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
A	(mm)	44	50	69	154	166	140	82	105	128	133	129	63	1.263
D	(mm)	33	28	38	85	166	194	119	79	86	96	70	40	1.034
A-D	(mm)	11	22	31	69	0	-54	-37	26	42	37	59	23	229
TANARO a Montecastello. Periodo di osservazione 1923 ÷ 1950 e 1953 ÷ 1979 (46 anni). D/A = 0,50.														
		gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
A	(mm)	55	63	86	97	108	68	45	56	83	117	135	84	997
D	(mm)	31	36	63	66	73	43	18	11	19	38	58	45	501
A-D	(mm)	24	27	23	31	35	25	27	45	64	79	77	39	496
FLUMENDOSA a Monte Scrocca. Periodo di osservazione 1923 ÷ 1938 e 1948 ÷ 1970 (38 anni). D/A=0,35.														
		gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
A	(mm)	108	129	102	72	62	27	12	16	50	103	127	157	965
D	(mm)	55	57	59	32	18	9	4	1	2	19	23	57	336
A-D	(mm)	53	72	43	40	44	18	8	15	48	84	104	100	629
FORTORE a Civitate. Periodo di osservazione 1937 ÷ 1940 e 1955 ÷ 1967 (17 anni). D/A = 0,36.														
		gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
A	(mm)	95	71	70	70	51	43	23	32	56	93	94	103	801
D	(mm)	63	54	50	32	11	6	1	1	2	7	18	41	286
A-D	(mm)	32	17	20	38	40	37	22	31	54	86	76	62	515

La situazione dell'Orco presenta un aspetto peculiare; dalla fine della primavera all'inizio dell'estate i deflussi sono superiori agli afflussi, per la fusione delle nevi nella parte alta del bacino. Vi è ancora un certo parallelismo fra le due linee per l'influenza del regime delle precipitazioni; anche in questo caso il confronto fra afflussi e deflussi serve per interpretare meglio la classificazione del regime idrologico come nivopluviale. Nel caso della Dora Baltea le due linee presentano un andamento molto diverso. Il regime degli afflussi segue naturalmente quello pluviometrico. Il regime dei deflussi è invece simile a quello termico, con un massimo nell'estate ed un minimo nell'inverno; da maggio a settembre i deflussi si mantengono superiori agli afflussi per il contributo della fusione delle nevi e soprattutto dell'ablazione dei ghiacciai. Nella restante parte dell'anno gli afflussi sono superiori ai deflussi, ma le perdite apparenti sono comunque molto limitate per le basse temperature della stagione fredda che limita fortemente i processi evapotraspirativi.

Una sintesi del bilancio idrologico di un corso d'acqua è data dall'esame dei rapporti fra deflussi (D) e afflussi (A). Il rapporto **D/A**, per una determinata sezione fluviale, di cui è tributario un certo bacino, rappresentativo di un determinato periodo di osservazione, su scala di tempo mensile o annua, prende il nome di **coefficiente di deflusso**. Sul valore del coefficiente di deflusso esercitano una importante influenza diversi fattori:

- **Fattori meteorologici.** Le precipitazioni, per dar luogo a deflussi, devono essere superiori ad almeno pochi millimetri; altrimenti l'acqua verrebbe assorbita dal terreno e non risulterebbe disponibile al ruscellamento; essa potrebbe poi evapotraspirare prima dell'apporto di piogge successive; se queste fossero nell'anno frazionate in modo che ciascuna risulti di pochi millimetri, in teoria, non avverrebbe deflusso: esso dipende sia dalla quantità delle precipitazioni, sia dalla loro concentrazione nel tempo. Importante è la temperatura dell'aria; nei climi caldi è più cospicua l'evapotraspirazione che sottrae acqua ai deflussi. Alcuni bacini, caratterizzati da climi freddi (come alle elevate latitudini e altitudini) e da precipitazioni concentrate in brevi periodi, i deflussi risultano pari agli afflussi; addirittura in certe situazioni caratterizzate dalla presenza di estesi ghiacciai in fase di ritiro i primi possono risultare superiori ai secondi.
- **Fattori geografici.** La collocazione geografica (vicina o distante dal mare, la latitudine, le altitudini mediana ed estreme, ecc...) determina le caratteristiche del clima (intensità e modalità delle precipitazioni, regime termico, intensità e direzione dei venti che aumentano i processi evapotraspirativi, ecc...). Anche i caratteri morfometrici hanno notevole influenza sui deflussi; per esempio una maggiore pendenza dei versanti comporta un più veloce scorrimento delle acque e una minore evapotraspirazione. Una variabile importante è la distribuzione delle diverse fasce altimetriche; nelle regioni d'altopiano le superfici più estese sono

quelle delle quote più elevate; nelle regioni montuose con creste elevate e sottili (Alpi ed Appennino) prevalgono le aree di minori altitudini; questi aspetti sono importanti in quanto la temperatura dell'aria diminuisce con la quota e quindi diminuisce l'evapotraspirazione ed aumenta il coefficiente di deflusso. Conviene ricordare infine l'influenza dell'orientamento del bacino, in particolare dei suoi versanti; questi, quando esposti alle correnti (sopravvento) vengono "bagnati" da abbondanti precipitazioni; i versanti sottovento sono più aridi e caratterizzati da frequenti venti di caduta relativamente caldi e secchi.

- **Fattori geologici.** Nei bacini composti interamente o per la maggior parte da rocce impermeabili, i fattori geologici hanno influenza praticamente nulla sul regime dei deflussi. Situazione opposta presentano i bacini con preponderanza di rocce permeabili. Oltre al fatto che una porzione più o meno grande di acqua può essere sottratta ai deflussi a causa di perdite sotterranee o, al contrario, incrementata da apporti della stessa natura, la funzione idrogeologica delle formazioni permeabili si esplica con la formazione di una riserva sotterranea che passa con ritardo al deflusso. Gli afflussi vengono così ad essere smaltiti in due fasi; la prima come immediato deflusso superficiale, la seconda come deflusso ritardato delle acque di circolazione sotterranea che ritorna a giorno.
- **Fattori biologici.** La copertura vegetale influisce sullo scorrimento superficiale opponendosi ad esso come un ostacolo; lo sviluppo radicale e l'arricchimento del suolo di sostanza organica contribuiscono a rendere più igroscopico (più soffice e più poroso) il terreno che acquista maggiore capacità di trattenere l'acqua a disposizione della stessa vegetazione. L'evapotraspirazione sottrae acqua ai deflussi favorendo il ritorno dell'acqua all'atmosfera per mezzo dell'evaporazione diretta dal terreno e della traspirazione dalle piante; la traspirazione, per i bacini caratterizzati da una elevata copertura forestale, può costituire una voce molto importante nel bilancio idrologico, anche se risulta di difficile determinazione. Fra i fattori biologici sono anche quelli antropici, quali disboscamenti e rimboschimenti e soprattutto opere di ritenzione (dighe) e di captazione idrica (per fini idroelettrici, irrigui, potabili, industriali,...).

I bacini idrologici italiani sono stati classificati in relazione al coefficiente di deflusso medio annuo nel modo seguente:

- alpini ($D/A > 0,70$);
- Appennino settentrionale e centrale, versanti liguri padani e adriatici ($D/A = 0,50 \div 0,70$);
- Appennino centrale, versante tirrenico, Appennino meridionale e isole ($D/A = 0,30 \div 0,40$).

I corsi d'acqua possono essere classificati in funzione delle caratteristiche idrologiche, mentre non risulta scientificamente attendibile la distinzione in ruscelli, torrenti, fiumi, ecc.... I criteri sono essenzialmente:

- **permanenza dell'acqua** (*permanenti*: con acqua sempre presente in alveo; *semipermanenti* e *temporanei*: a seconda che l'acqua sia presente in alveo rispettivamente per oltre e meno di metà anno);
- **regime idrologico** (*nivoglaciale*, *nivopluviale* e *pluviale* a seconda della forma dei regimi medi mensili degli afflussi e deflussi; i regimi pluviali possono essere ulteriormente distinti a seconda della classificazione dei regimi pluviometrici);
- **coefficiente di deflusso** (a seconda del rapporto fra i valori medi annui D/A).

Si può concludere con un paio di esempi fra quelli riportati in **tab. 3.8**. Utilizzando nell'ordine i tre criteri sopra citati, la Dora Baltea può essere definito un *corso d'acqua permanente a regime nivoglaciale di tipo alpino* e il Fortore un *corso d'acqua permanente a regime pluviale dell'Appennino meridionale*.

SCHEDA 3.4 - Climi, ambienti.... torrenti e fiumi

Un torrentello che scorre sulle pendici di una montagna sopra i 2.000 m di quota (**fig. 3.18**) è caratterizzato da acque fredde con temperature non superiori a $3/4$ °C anche d'estate, sia perché derivano direttamente dalla fusione di ghiaccio e neve, sia per il clima, con temperature medie dell'aria comprese fra 8 e 10 °C in luglio e agosto. Nell'ambiente circostante sono assenti i boschi; sono presenti solo alcuni larici, pini mughi e cespugli nani in ampie e verdi praterie alpine. La vita vegetale e animale non è abbondante. I ghiacciai modificano il paesaggio esercitando un'azione di *esarazione*; essi "raspano" il fondo ed i fianchi delle valli che percorrono nella loro lenta discesa; in questo modo "strappano" alla montagna grandi quantità di detriti (*materiali morenici*), compresi enormi massi. Le parti a granulometria più piccola di questi detriti ha l'aspetto di una argilla grossolana o di una sabbia fine, spesso di colore grigio chiaro (*farina glaciale*). Sulla fronte del ghiacciaio i detriti più grossi (macigni, massi, pietre, ghiaia) vengono depositati, mentre quelli più fini vengono trascinati a valle dalle acque che così scorrono torbide ed impetuose (**fig. 3.19**).

Intorno a 1.800 m di altitudine l'ambiente è ancora caratterizzato da un clima molto rigido e la temperatura delle acque bassa anche in estate; sono più frequenti gli alberi d'alto fusto, ma ancora prevalentemente conifere fra le meglio adatte ai climi freddi (larici, pini cembri) costituenti boschi radi. I torrenti alimentati prevalentemente (o esclusivamente) dalla fusione dei ghiacciai e dei nevai hanno regime nivoglaciale. Le portate dipendono essenzialmente dalla temperatura dell'aria. Il freddo invernale impedisce la fusione dei ghiacci e delle nevi e quindi i volumi d'acqua negli alvei sono ridotti; in taluni casi i torrenti più piccoli rimangono asciutti. Al contrario, in estate, per le elevate temperature, le portate possono diventare 100 volte superiori a quelle invernali. Nella stagione estiva notevoli fluttuazioni dei deflussi si hanno anche su scala giornaliera, triplicando dalla mattina, quando l'aria è ancora fresca, al tardo pomeriggio, quando massimo è la fusione dei ghiacci.



Fig. 3.18 - Molti fiumi, alle origini, nascono dal contributo di torrenti alimentati dai ghiacciai.



Fig. 3.19 - Nelle ore più calde delle giornate estive nei torrenti glaciali l'acqua appare torbida per la presenza di una notevole quantità di detriti fini, che sono una cospicua componente dei materiali morenici.

La quota 1.600 m è il limite climatico dello zero termico medio del trimestre invernale nelle Alpi (nell'Appennino sale fino a 1.800 ÷ 2.000 m s.l.m.). Le temperature medie mensili di dicembre, gennaio e febbraio sono pari o minori di 0 °C. Nelle porzioni di bacino che alimenta il torrente al di sopra di quell'altitudine, la neve invernale non fonde; essa restituisce acqua in primavera o in estate alle quote più elevate. Il regime è ancora spiccatamente nivoglaciale. Verso valle il clima si fa meno rigido e la temperatura delle acque, in luglio e agosto, può raggiungere e talora superare i 10 °C. Il torrente scorre in valli incise a "V" attraversando fitti boschi ricchi di vita vegetale ed animale, dove insieme al larice domina l'abete; mentre poco più a valle, oltre ai pini silvestri nei versanti più esposti, compaiono le faggete. Le portate invernali, non dipendono più solo dalla fusione dei ghiacci, ma sono parzialmente integrate dalle sorgenti. L'estate continua ad essere la stagione con i maggiori deflussi (**figg. 3.20 e 3.21**).

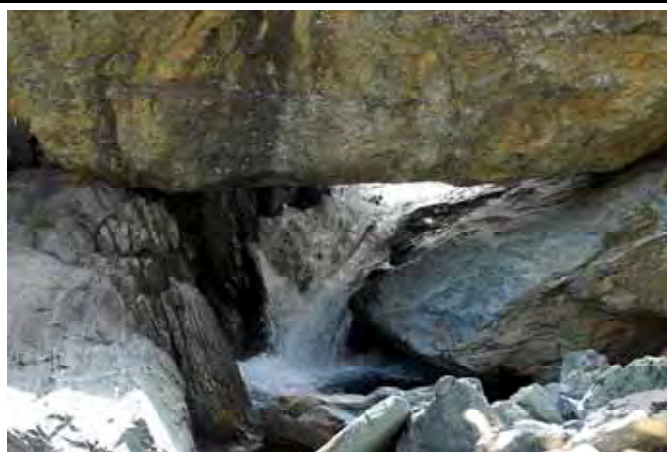


Fig. 3.20 - In montagna scorrono impetuosi torrenti con acque particolarmente veloci ed "incassati" nella roccia erosa, talora in fitti boschi.



Fig. 3.21 - I tipici torrenti del piano montano (all'altitudine di 1.400 ÷ 1.500 m s.l.m.) sono caratterizzati da un regime idrologico di tipo nivopluviale.

La quota 500 ÷ 800 m (diversa a seconda delle zone climatiche italiane) è il limite dello zero termico medio del mese di gennaio. A questa altitudine le nevi non fondono solo durante il mese centrale dell'inverno; negli altri mesi invernali normalmente la neve al suolo non si accumula, ma fonde nel giro di pochi giorni o, al massimo, in due o tre settimane. Pertanto, per quasi tutto l'anno, le precipitazioni sulle porzioni di bacino al di sotto di questa quota alimentano quasi immediatamente le portate dei corsi d'acqua. Sul regime idrologico diventa sempre più importante l'influenza del regime pluviometrico, diventando meno importante il contributo dei serbatoi nivali accumulati nell'inverno. La temperatura delle acque, sia per le estati più calde che caratterizzano il piano collinare (dominato dal castagno sui versanti a Nord e dalla roverella in quelli a Sud), sia perché le fredde acque glaciali hanno avuto il tempo di scaldarsi nella loro discesa verso valle, supera normalmente i 10 °C, fino a valori massimi in genere inferiori a 15 °C. Le portate più cospicue si manifestano, con acque piuttosto torbide, in tarda primavera e all'inizio dell'estate, quando alle abbondanti precipitazioni che caratterizzano il periodo, si aggiungono i deflussi dovuti alla fusione delle nevi e

all'alimentazione dei ghiacciai. L'inverno è ancora la stagione in cui più accentuate sono le magre e le acque sono particolarmente limpide. Il regime idrologico è generalmente è ancora nivopluviale (**fig. 3.22**).

Giunto in pianura il corso d'acqua si fa più sinuoso e raccoglie i contributi di affluenti che ne aumentano la portata. Sono maggiori le porzioni di bacino poco elevate in altitudine; pertanto l'alimentazione da parte delle piogge diventa più importante rispetto a quella della fusione delle nevi e dei ghiacciai, anche se questi fanno ancora sentire i loro effetti sul regime; infatti le portate primaverili sono ancora molto cospicue, ma i minimi invernali sono meno accentuati rispetto a quelli estivi. La temperatura delle acque, in estate, può raggiungere anche i 20 °C. Si tratta di una fase di transizione perché verso valle, il bacino che alimenta il corso d'acqua diventa sempre più esteso, inglobando vaste aree di pianura ed aree montane sempre più ridotte. Il regime diventa esclusivamente pluviale con portate medie più cospicue e regolari, mentre le temperature estive dell'acqua possono raggiungere i 25 °C (**fig. 3.23**).

La descrizione della successione di ambienti sopra riportata è teorica. In realtà il territorio italiano è geologicamente "giovane", stretto, allungato e ricco di montagne. I corsi d'acqua sono, in genere, piuttosto brevi; le loro origini si trovano ad elevate altitudini e le rispettive foci (direttamente in mare o in altri fiumi) a poca distanza dalle prime. Gli alvei sono quasi sempre "ripidi" e, quindi, si manifestano rapidi passaggi dagli ambienti montani a quelli del piano. Sono assai pochi i corsi d'acqua caratterizzati da scarsa pendenza e da correnti lente e, in genere, sono piccoli fiumi le cui sorgenti si trovano già a bassa altitudine, oppure di alcuni emissari dei grandi laghi subalpini. Fra i maggiori, con poca pendenza almeno nel loro tratto terminale, possiamo ricordare alcuni contribuenti della destra orografica del Po (es. il Tanaro e Scrivia) i cui bacini, nelle loro testate, si trovano impostati sull'Appennino ligure - piemontese o sulle Alpi Marittime di non elevata altitudine; essi presentano quasi esclusivamente da regimi idrologici di tipo pluviale; solo nelle porzioni più a monte, e non sempre, si possono riscontrare regimi di tipo pluvionivale, ma mai nivoglaciale.



Fig. 3.22 - Tipico corso d'acqua a regime nivopluviale. Sulle rive dominano i salici; sui versanti delle colline e delle montagne intorno sono presenti boschi di latifoglie decidue (castagni, roverelle,...). In estate le acque non sono più gelide come nei tratti montani, con temperatura di 10 ÷ 15 °C.

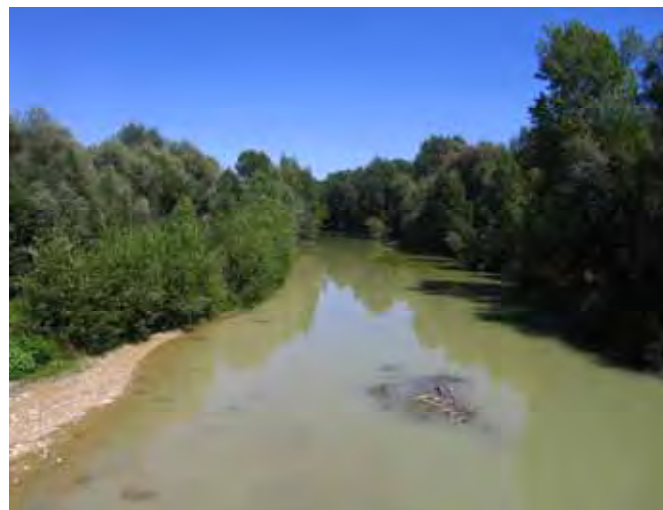


Fig. 3.23 - Un esempio di lento fiume di pianura, parzialmente incassato rispetto alle campagne circostanti e con ricca vegetazione prefluviale.

I corsi d'acqua appenninici sono quasi tutti caratterizzati da regimi idrologici francamente pluviali; solo nei tratti più a monte di alcuni fra i maggiori di essi si possono avere regimi pluvionivali. Al contrario fra gli importanti fiumi della sinistra orografica del Po, alimentati dalle Alpi, spesso, manca il regime pluviale; ne è un tipico esempio la Dora Baltea che alla confluenza con il Po, in un ambiente tipicamente di pianura, è dominato da un regime idrologico ancora chiaramente di tipo nivoglaciale. L'Adige conserva un regime di tipo nivoglaciale alla foce nel mare. Lo stesso Po, ancora poco a monte di Torino, nonostante il lungo tratto di pianura già percorso, presenta un regime che risente notevolmente del contributo di affluenti le cui acque, sia dal punto di vista idrologico, sia da quello dei caratteri fisici e chimici, hanno andamento tipicamente "torrentizio". Le Alpi occidentali costituiscono un complesso sistema montuoso con elevate altitudini che sovrastano la Pianura Padana senza fasce territoriali intermedie collinari sufficientemente estese. Esse alimentano corsi d'acqua che scendono ripidamente e quasi "verticalmente" a Sud da quote elevate repentinamente in pianura; in tali condizioni viene spesso a mancare una graduale successione di ambienti.

Per sintetizzare le precedenti considerazioni vale la pena riportare una citazione dell'idrobiologo G. MORETTI che nel 1953 scriveva: *"Il fiume italico è sempre troppo breve e di troppa modesta portata per poter essere messo a paragone con i principali fiumi del continente europeo o di altri continenti..."* o, in generale, di territori molto più vasti di quello italiano, geologicamente più antichi e da molto più tempo immobili. *"...Solo il Po, che è l'unico corso d'acqua con esteso sviluppo,... potrebbe essere confrontato..."* con i fiumi europei.

SCHEDA 3.5 - Portate di piena e fasce di pertinenza fluviale

I rovesci temporaleschi in genere sono responsabili delle piene sui piccoli bacini, ma non producono gli stessi effetti su quelli grandi. Le piene di grandi fiumi come il Po, il Tevere, l'Arno,... sono dovute a piogge intense, con durata di molte ore, anche di alcuni giorni. Se le piene dei piccoli fiumi possono essere parzialmente limitate con una saggia politica di prevenzione contro il dissesto idrogeologico (per esempio con il rimboschimento), molto più difficile è ridurre gli effetti per i grandi fiumi. Le gocce della pioggia, una volta giunte al suolo in un ampio bacino, impiegano parecchio tempo prima di giungere nel letto del fiume, almeno quelle che cadono nelle zone più lontane da esso; le poche ore di "ritardo" imposte da una fitta vegetazione sui già lunghi tempi di corrivazione dei grandi bacini hanno scarsa influenza. Forse le disastrose alluvioni del Polesine del 1951, di Firenze 1966 e del Piemonte negli anni 1993, 1994 e 2001 sarebbero avvenute ugualmente e con intensità non molto diverse anche se i bacini del Po e dell'Arno fossero stati fittamente boscati.

Scriva infatti il meteorologo L. MERCALLI (1995): "... *Un alluvione è un evento naturale estremo, uno scatenarsi di enormi energie, come un terremoto, un'eruzione vulcanica. Non ci si deve illudere che con più oculate tecniche di gestione del territorio essa possa essere evitata Ne si deve pensare che sia solo un certo approccio all'uso del territorio tipico dell'uomo moderno a essere causa di tali disastri: chi magnifica una certa infallibile saggezza dell'uomo di un passato remoto, non conosce la storia. Gli archivi di ogni borgo sono pieni di cronache che contano i morti, i terreni corrosi, i ponti crollati, cento come mille anni fa*" Ciò dimostra che il rapporto della società con tali fenomeni non può più "... essere di opposizione, bensì di adattamento. Esiste certamente una quota parte di responsabilità precise e pesanti, ma limitata all'esecuzione scorretta di qualche manufatto, alla localizzazione di strutture in aree a rischio, senza dimenticare l'esplosione demografica che non ci permette di ragionare sul territorio con la stessa logica del medioevo. Ma tutto ciò rappresenta solo una parte del triste panorama che si lascia alle spalle un'alluvione. Inutile scagliarsi contro i disboscamenti inesistenti (l'alta Val Tanaro è una delle più boschive delle Alpi occidentali), l'apertura di fantomatiche dighe (...), l'abbandono delle montagne e un'agricoltura che ora è vista come benigna custode del territorio, ora scellerata sfruttatrice del suolo Chi ha visto le Langhe dopo il 6 novembre avrà osservato frane che hanno ferito interi versanti con e senza vigneti, con e senza boschi, con e senza case. **Una grande alluvione non si può ne evitare, ne prevenire**".

Ricordando gli eventi calamitosi che hanno colpito il nostro territorio in questi ultimi anni, è importante notare che essi furono principalmente caratterizzati da allagamenti di vaste aree delle pianure intorno ai corsi d'acqua. Quale conseguenza di quegli eventi, in molte situazioni si è continuato con gli errori del passato, con numerosi interventi di sistemazione idraulica. Sarebbe invece indispensabile una nuova filosofia di azione che implichi "*il riconoscimento tangibile e visibile che vi è una fascia del territorio che appartiene al fiume, nella quale ogni interferenza antropica, anche nelle forme degli usi agricoli e di quelli sociali e ricreativi, dovrebbe essere ridotta al minimo. Occorrerebbe una ricomposizione del paesaggio fluviale che renda leggibile e significativa l'autonomia del teatro nel quale il fiume deve restare o tornare il protagonista*". Ciò significa **restituire il più possibile al fiume la fascia fluviale, salvaguardandone la libertà di divagazione e riducendo al minimo le interferenze nella dinamica evolutiva dell'ecosistema fluviale**.

La storia ci insegna che, un tempo, per l'uomo era indispensabile costruire, lavorare e vivere vicino all'acqua; il fiume era la fonte principale della risorsa idrica, diluiva i rifiuti, forniva forza motrice, ecc... Fino a poche decenni fa l'uomo viveva la contraddizione determinata sia dall'esigenza di facili approvvigionamenti idrici, sia, come conseguenza, di vivere pericolosamente vicino all'acqua. Gli interventi di regimazione hanno una lunga storia; l'idraulica è una delle discipline più antiche. Nonostante i numerosi interventi (briglie, massicciate, primate, traverse, gabbionate, rampe,...) che hanno contribuito ad alterare in modo sensibile anche le comunità viventi acquatiche e riparie, numerosi continuano ad essere i fenomeni di dissesto, oggi come in passato. A questo proposito giova ricordare ciò che, nel 1797, scrisse G. T. TOZZETTI al granduca di Toscana, Pietro Leopoldo, sull'alluvione del 1333: "... *una legittima vendetta del fiume; l'imprevidenza dell'uomo aveva fatto il possibile per portar via all'Arno una striscia del suo giusto e necessario letto, pretendendo di obbligarlo a camminare per una fossa augusta e strozzata ... Ma l'Arno seppe vendicarsi, ed armata mano ricuperare il suo necessario letto*".

Ogni anno emergono polemiche sulle responsabilità politiche della gestione del territorio. In realtà il problema della sicurezza lungo le sponde dei fiumi non è risolvibile. Le energie messe in gioco dalla Natura durante le situazioni idrometeorologiche più intense, sono tali che le stesse opere di difesa idraulica risultano inutili se non addirittura dannose, anche e soprattutto nei confronti delle cenosi acquatiche e della natura delle fasce riparie (**fig. 3.24**). Visto che oggi la tecnologia lo permette, molto meglio (ed economicamente più vantaggioso) abbandonare le fasce fluviali e lasciare che i fiumi "facciano il loro mestiere" nel disegnare le forme del territorio, eliminando così i rischi di danni alle infrastrutture e pericoli per l'uomo.

Nell'ottica di una moderna gestione del territorio sono diventati indispensabili gli studi volti ad individuare le **fasce di pertinenza fluviale** dei principali corsi d'acqua scorrenti nelle pianure. Esse sono costituite dalle regioni fluviali determinate dai fenomeni morfologici, idrodinamici e naturalistici connessi al regime idrologico. Possono concorrere alla definizione della fascia: le divagazioni dell'alveo storicamente documentabili, l'estensione dell'alveo di piena (anche per eventi di alta gravosità) e le aree con caratteri naturali connessi all'ambiente fluviale. L'individuazione delle fasce di pertinenza fluviale è una procedura importante ed urgente in quanto si tratta di delimitare un territorio nel quale i progetti di intervento di modificazione del paesaggio e di sfruttamento delle risorse, devono seguire procedure ben diverse rispetto alle aree adiacenti. Devono essere chiari i limiti di intervento, da subordinare alle necessità sia di difesa dai gravi rischi idraulici (che ancora permangono a carico

soprattutto di centri urbani e di altre strutture non ricollocabili in aree di sicurezza), sia di rinaturalizzazione dell'alveo e delle fasce riparie, soprattutto attraverso le tecniche dell'ingegneria naturalistica.

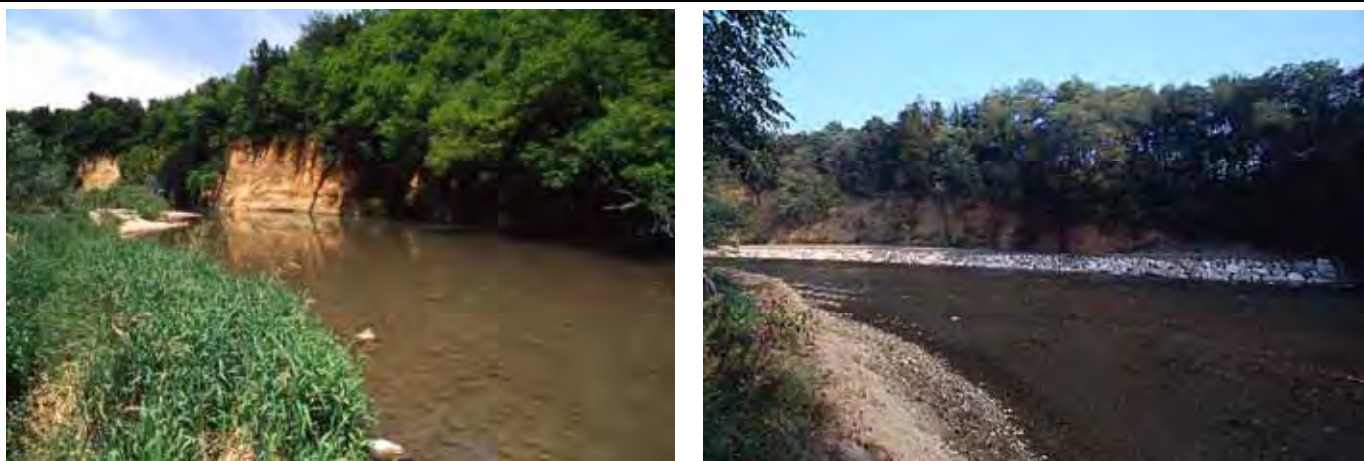


Fig. 3.24 - A sinistra è un tratto fluviale in condizioni naturali, con sponde riccamente vegetate e con morfologia assai variabile; si tratta di una situazione complessiva adatta alle comunità viventi, sia strettamente acquatiche, sia quelle tipiche delle fasce riparie; inoltre nelle aree circostanti non sono presenti costruzioni in pericolo per eventuali esondazione e/o erosioni in occasione delle manifestazioni di piena maggiormente pronunciate. Nonostante l'assenza del rischio idrogeologico è stato effettuato un costoso ed inutile intervento di risistemazione idraulica che ha sconvolto il paesaggio (a destra), banalizzandolo, peggiorando la qualità paesaggistica e rendendolo meno adatto alle comunità viventi.

SCHEDA 3.6 - L'azione chimica dell'acqua

L'acqua è un solvente; essa porta in soluzione materiali diversi contribuendo, con un'azione di tipo chimico, al disfacimento delle terre emerse (**alterazione chimica**). La soluzione di composti diversi contribuisce a diminuire la consistenza e la coesione delle rocce che diventano più facilmente aggredibili dall'erosione. L'azione solvente dell'acqua si manifesta sui *minerali solubili* e sulle rocce che ne sono costituite, per esempio il salgemma (NaCl), l'anidrite (CaSO_4), il gesso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$),... La maggior parte dei minerali sono scarsamente solubili. Ma l'acqua che penetra nel suolo e poi nella roccia sottostante non è mai pura; in essa sono sciolte sostanze in grado di alterare chimicamente minerali altrimenti insolubili o di produrre fenomeni meccanici in grado di produrre effetti di disgregazione. Un caso è rappresentato dalla *cristallizzazione di sali*. Acque saline penetrano nei pori e nelle fessure delle rocce ed evaporano; si formano cristalli di sali che esercitano pressioni in grado di provocare rotture in blocchi o la polverizzazione della roccia. Ciò favorisce i processi di erosione costiera e si indica spesso con le espressioni “*effetto salsedine*”, “*processo aloclastico*”, “*disgregazione salina*”. Alcuni minerali, come il carbonato di sodio (Na_2CO_3) o il solfato di calcio anidro ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), quando sono in contatto con l'acqua, tendono a trasformare la struttura cristallina inglobando molecole d'acqua. Questa trasformazione (*idratazione*) comporta un aumento di volume di interi corpi rocciosi con effetti meccanici sulle rocce circostanti che possono sgretolarsi. Anche in questo caso fenomeni chimici hanno conseguenze distruttive di tipo meccanico. Molti minerali della famiglia delle “argille” (silicati), per idratazione o per assorbimento d'acqua, si rigonfiano con effetti meccanici di disgregazione.

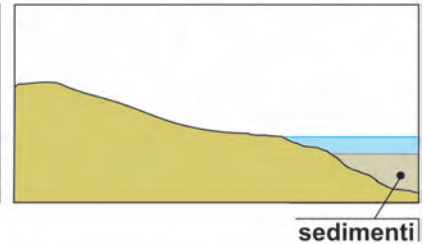
Molte rocce sono costituite da carbonato di calcio (CaCO_3); gli atomi che costituiscono tale sostanza si organizzano nello spazio secondo due configurazioni cristalline leggermente diverse, corrispondenti a due minerali distinti: l'*aragonite* e la *calcite*. Il secondo è più stabile e costituisce la maggior parte delle rocce delle zone carsiche (Alpi Carniche e Dolomitiche, prealpi lombarde, Alpi Apuane, Gran sasso, Matese, Gargano,...). La calcite è poco solubile in acqua pura; in laboratorio in un litro a 20 °C si sciolgono appena 12 mg, ma in natura le acque ne contengono in soluzione quantità superiori. L'anidride carbonica, che dall'atmosfera si scioglie in acqua, consente la trasformazione del carbonato in bicarbonato di calcio [$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$], più solubile. La CO_2 contribuisce ad acidificare l'acqua che quindi scioglie una maggior quantità di CaCO_3 . Quando le rocce sono prevalentemente costituite da calcite esse vengono dette **calcari**. Anche il magnesio forma composti carbonatici; un esempio è il minerale *magnesite* (MgCO_3). Nelle zone carsiche (Dolomiti), frequenti sono le **dolomie**, rocce formate prevalentemente dal minerale *dolomite*, un carbonato doppio di calcio e magnesio ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$). Vi sono rocce miste come i *calcari dolomitici* e le *dolomie calcaree* con prevalenza rispettivamente di calcari o di dolomie. Possono essere presenti altre sostanze, dette “impurità”, più o meno abbondanti fra le quali i minerali argillosi, granuli di quarzo, noduli di selce, ossidi e solfuri di ferro,... I calcari con forti percentuali di argille sono detti calcari marnosi, materiali soggetti ad alterazione chimica dell'acqua il cui potere solvente dipende dalla presenza di CO_2 . I processi di soluzione nelle zone carsiche sono importanti nel determinare le forme del paesaggio. La presenza di CO_2 contribuisce ad acidificare l'acqua e quindi ad aumentare la capacità di sciogliere le sostanze; l'arricchimento di questo gas non è dovuto solo all'atmosfera, ma può essere prodotto anche dai microrganismi e dagli invertebrati presenti nel

suolo a contatto con la roccia sottostante. I processi biologici che avvengono nel suolo portano alla formazione di diverse sostanze organiche di decomposizione, molte delle quali in grado di favorire l'acidificazione. Quindi l'acqua che circola a contatto delle rocce viene arricchita di agenti d'attacco chimico.

Non soltanto i minerali delle rocce carbonatiche sono più facilmente solubili in acqua acidificata dalle diverse sostanze in essa disciolte; anche i silicati sono più facilmente aggredibili (*idrolisi dei silicati*). L'acqua acidificata riesce a portare in soluzione gli atomi metallici presenti nel reticolo cristallino dei silicati (soprattutto feldspati quali plagioclasì, ortoclasio,... fillosilicati come le miche). I metalli, una volta sciolti, vengono portati via dall'acqua e rimangono gli "scheletri" dei reticoli silicatici privati di quegli atomi che ne costituivano il "cemento"; sono minerali residui, poco solubili, ma facilmente disaggregabili; essi danno spesso origine a piccole particelle più esposte ai fenomeni di disaggregazione fisica. I minerali residui sono silicati detti *minerali dell'argilla* (montmorillonite, sericite, illite, ecc...). In sintesi avviene una *argillificazione* dei minerali originali che, in particolari condizioni, come nei climi caldi e umidi e in corrispondenza di orizzonti rocciosi "coperti" da un suolo ricco di vita e di sostanze organiche, determina accentuati fenomeni di disfacimento, paragonabili come capacità distruttiva, a quelli erosivi delle acque. Molti minerali, infine, sono instabili a contatto con l'ossigeno nell'aria o disciolto in acqua; si formano quindi *ossidi* e *idrossidi* fra i quali possiamo ricordare quelli del ferro (ruggine) e di manganese che, sulla superficie delle rocce, determinano colorazioni giallastre, rossastre, nere, bruno o ruggine.

MODULO IV: PROCESSI DI DISFACIMENTO E DI TRASPORTO

DISFACIMENTO → TRASPORTO → SEDIMENTAZIONE



Ghiacciaio del Brenva (massiccio del Monte Bianco - Valle d'Aosta).

ESARAZIONE DEL GHIACCIO



Ruscellamento superficiale: l'erosione fluviale produce profonde incisioni, anche sulla roccia più "dura".

EROSIONE DELLE ACQUE CONTINENTALI

EROSIONE DELLE ACQUE MARINE



Faraglioni dell'isola di Capri (provincia di Napoli).



Grotte sulla costa di Marina di Camerota (provincia di Salerno).



Pietraia (frantumazione di blocchi rocciosi).

GELO E DISGELO, CALDO E FREDDO

La pioggia battente, soprattutto in occasione di eventi meteorologici intensi e sui suoli poco protetti dalla vegetazione, smuove le particelle di argilla e di sabbia e le trascina in numerosi ruscelli che convogliano velocemente l'acqua fangosa verso valle. Così si sviluppa l'**erosione delle acque continentali**, che comporta la formazione di incisioni sul terreno che, con il tempo, si approfondiscono fino a diventare profonde valli fluviali. Le terre emerse vengono anche attaccate dal mare; l'**erosione delle acque marine** modella il paesaggio costiero, talora “disegnando” forme spettacolari.

Nei climi freddi l'azione di modellamento del paesaggio viene esercitata dal ghiaccio. Enormi masse glaciali, dovute all'accumulo di neve anno dopo anno, lentamente si muovono verso valle, esercitando la loro azione di **esarazione**: scavando solchi, piallando vaste estensioni rocciose, accumulando enormi quantità di materiali detritici,.... Contemporaneamente l'azione del **gelo e disgelo** comporta la frantumazione anche delle rocce più dure.

Nelle aree desertiche ed in tutte quelle dove dominano i venti forti, l'aria trascina, nei suoi vortici, grandi quantità di sabbia che agisce come uno smeriglio modellando massi e pareti rocciose, oppure si accumula formando colline sabbiose. Il **caldo** diurno ed il **freddo** notturno provocano modificazioni di volume delle rocce e quindi la loro frantumazione.

Numerosi processi di distruzione portano al **disfacimento** delle porzioni più elevate dei continenti; i detriti che risultano vengono sottoposti ad un **trasporto** verso valle, fino a giungere nelle aree più depresse, dove avviene la **sedimentazione**. Con il tempo i rilievi vengono distrutti ed i mari riempiti, fino ad arrivare ad una Terra dalla superficie piatta e monotona?

Con il **Modulo IV (Processi di disfacimento e di trasporto)** si descrivono i principali processi di disgregazione fisica che coinvolgono le terre emerse per mezzo dell'acqua (**capitolo 1**) e del ghiaccio (**capitolo 2**). Quindi si studia l'insieme delle azioni responsabili del modellamento dei versanti (**capitolo 3**). Si tratta di descrivere il “paesaggio” cercando di interpretarne la storia evolutiva e analizzando gli agenti responsabili del variegato “disegno” delle numerose forme della superficie della Terra.

1 - PAESAGGI DISEGNATI DALL'ACQUA

1.1 - L'erosione dell'acqua

Gocce d'acqua precipitano urtando con violenza il suolo coperto da detriti (foglie, rami, steli d'erba,... **fig. 1.1**). A qualche centimetro di profondità non è più riconoscibile l'origine dei residui organici; essi sono via via più minuti, fino a formare una sostanza (humus) soffice e scura, gradualmente mineralizzata verso il basso, sulla sottostante "roccia madre" (sottosuolo), dura e consistente come il granito o incoerente come la sabbia o compatta come l'argilla. La roccia madre è priva di vita, tutt'al più "perforata" dalle radici più profonde. Il materiale che la ricopre (suolo) è un insieme soffice, spugnoso e ricco di vita (vermi, larve di insetti, insetti,... e numerosi microrganismi) in grado di attutire l'urto della goccia; anzi questa potrebbe essersi già frantumata sulle fronde del bosco costituente il soprassuolo. Se il terreno è nudo (limitata o assente copertura vegetale) e privo di detriti organici, l'impatto della pioggia produce effetti devastanti (**fig. 1.1**): sposta i grani di sabbia ed argilla, trascinati poi dall'acqua che, in occasione di piogge intense, ruscella sul terreno. Si formano rivoli fangosi che scendono rapidamente sui fianchi delle colline e delle montagne, sfruttando le linee di massima pendenza. Nel loro movimento i grani "graffiano" il terreno mettendone in movimento altri. Questa azione viene detta **erosione**, efficace soprattutto sui terreni senza adeguata copertura vegetale, ma anche sulle pendici fittamente boscate, pur se in misura molto più limitata.

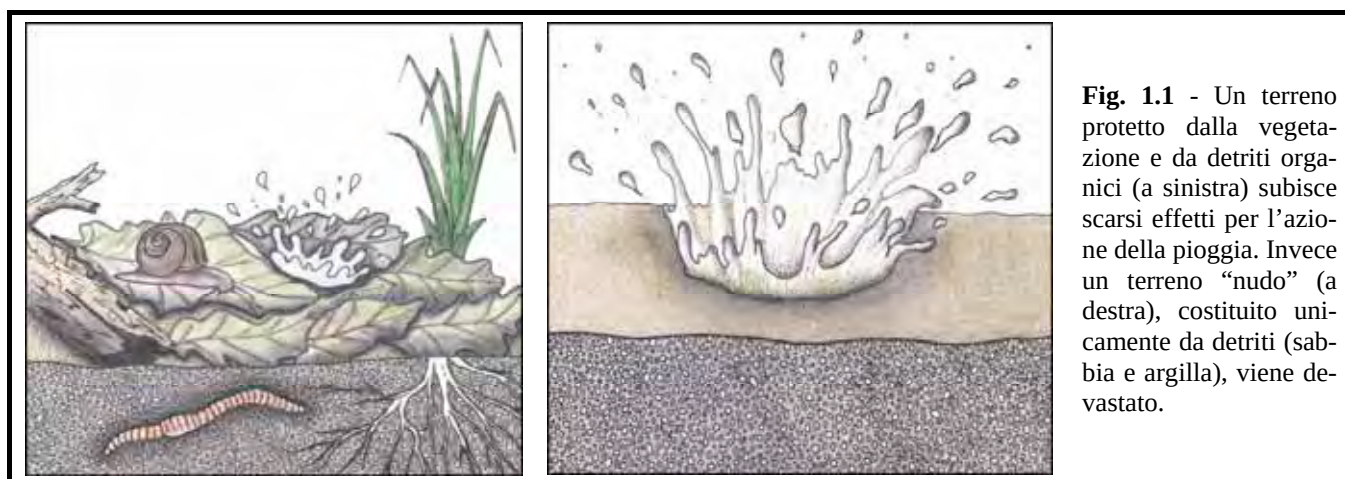


Fig. 1.1 - Un terreno protetto dalla vegetazione e da detriti organici (a sinistra) subisce scarsi effetti per l'azione della pioggia. Invece un terreno "nudo" (a destra), costituito unicamente da detriti (sabbia e argilla), viene devastato.

Nei nostri climi, i terreni protetti dalla vegetazione (prati stabili e boschi) perdono, per l'azione erosiva dell'acqua (**dilavamento**), quasi 200 kg di terra per ettaro in un anno (occorrono 3.400 anni per asportare 20 cm di spessore). I terreni trattati a maggese perdono quasi 40.000 kg di terra per ettaro in un anno; occorrono appena 30 anni per asportare 20 cm di spessore (**tab. 1.1**).

Tab. 1.1 - Asportazione di terreni in funzione del loro uso.	maggese fino a 20 cm di profondità	grano ripetuto	rotazione grano - granoturco	prato stabile (leguminose)
massa asportata [tonnellate/ettaro/anno]	37	9 ÷ 18	2	0,2
spessore asportato [cm/anno]	0,7	0,2 ÷ 0,4	0,05	0,006
numero anni per asportare 20 cm di spessore	30	50 ÷ 110	400	3.400

Il dilavamento è prodotto dall'acqua di pioggia è un fenomeno discontinuo perché dipende dalla frequenza e dalla intensità delle precipitazioni e si arresta poco dopo il cessare delle piogge. Parte dell'acqua piovana si infila sotto il terreno; un'altra porzione è responsabile dello **scorrimento superficiale (ruscellamento)** che provoca, sulla superficie, l'asportazione ed il trasporto di particelle solide (**dilavamento**). Dopo un breve percorso il materiale solido così trasportato viene depositato con formazione dei **depositi colluviali**. Gran parte di esso viene trasportato nei corsi d'acqua, andando ad alimentare il **trasporto fluviale**.

È difficile distinguere l'azione dei processi di dilavamento da quella dei *processi fluviali* (acque incanalate). In generale l'energia dei primi viene prevalentemente trasferita ai detriti per metterli in movimento, mentre l'energia dei secondi viene trasferita ai detriti per mantenerli in movimento. Tra i processi elementari connessi al dilavamento si possono citare i seguenti:

- **erosione della pioggia battente** (*splash erosion*); azione meccanica della pioggia sul terreno, molto efficace con gocce grosse, precipitazioni intense e grandine;
- **erosione areale** (*sheet erosion*); si manifesta con ruscellamento diffuso su superfici più o meno grandi;
- **erosione a rivoli** (*rill erosion*); inizia con la concentrazione dell'acqua in rivi in seguito al riunirsi di filetti idrici secondo linee di scorrimento preferenziali; è un ruscellamento embrionale entro rivoli quasi paralleli e discontinui (**fig. 1.2**);
- **erosione a solchi** (*gully erosion*); concentrazione del flusso superficiale (*ruscellamento concentrato*) in rivi con elevate portate e velocità di corrente; l'acqua è responsabile di una *erosione lineare*, con formazione di *fossi*, *solchi di erosione* e *calanchi*; sono fenomeni che potrebbero essere collocati fra gli insiemi dei processi di dilavamento e fluviali (**fig. 1.3**);
- **inondazione a coltre o a lamina** (*sheet flood*); manifestazione intensa dell'erosione areale; si verifica su superfici a debole pendenza, sulle quali l'acqua mantiene forte spessore ed elevata energia a causa dell'intensità della pioggia.



Fig. 1.2 - In occasione di piogge intense (rovesci temporaleschi) l'acqua torbida si raccoglie in numerosi rivoli con andamento quasi parallelo, con spiccata capacità erosiva. Si formano evidenti incisioni sulla scapata e depositi vagamente conoidi ai suoi piedi.



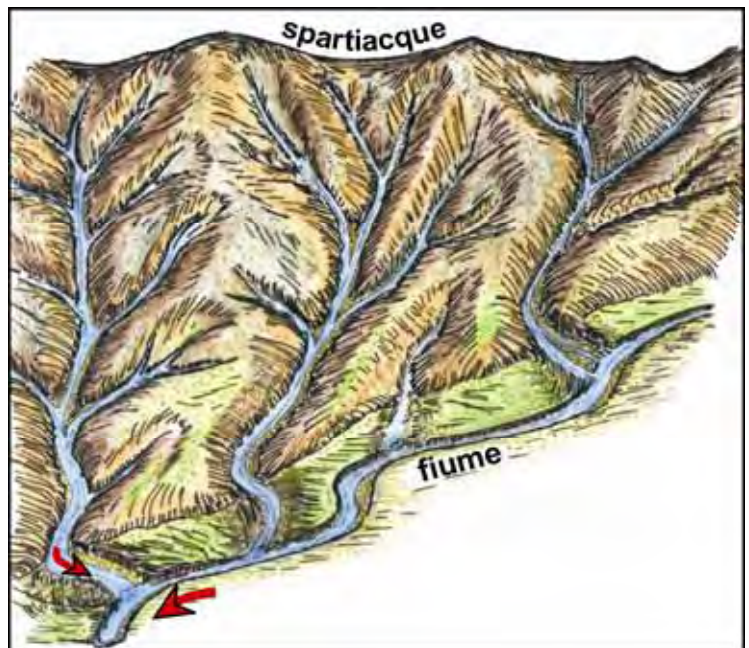
Fig. 1.3a - Un impetuoso torrente incide la roccia producendo uno solco che, con il tempo, è destinato ad approfondirsi. L'azione erosiva è facilitata dalla velocità dell'acqua, conseguenza della notevole pendenza.



Fig. 1.3b - Un piccolo torrente montano può produrre, in tempi di decenni e di secoli evidenti incisioni anche sulla roccia più "dura" e consistente.

Fig. 1.4 - L'acqua delle precipitazioni ruscella sul terreno, raccogliendosi in rigagnoli; questi sono incisioni che formano una trama di solchi (**reticolo idrografico**) con dimensioni maggiori verso valle. Il fiume, raccoglie le acque che scendono dalle pendici circostanti e si ingrandisce per l'incremento del flusso idrico (portata).

L'espressione "**reticolo idrografico**" è molto rappresentativa. Infatti l'insieme dei solchi costituisce, a tutti gli effetti, un vero e proprio "**reticolo**". "**Idrografico**", in quanto "**disegnato dall'acqua**". Tale disegno risulta particolarmente evidente dalla fitta trama delle linee blu riportate sulle carte topografica, soprattutto quando illustranti porzioni di territori montani.



1.2 - Il reticolo idrografico

L'erosione è molto più efficace dove l'acqua si raccoglie in solchi e quindi in ruscelli; questi disegnano sul terreno una trama più o meno fitta di piccoli canali ad andamento spesso tortuoso; verso valle, confluiscono, raccolgono altra acqua e si ingrandiscono. Sono linee di scorrimento preferenziali dell'acqua, lungo le quali l'erosione esercita maggiormente l'azione di erosione (fig. 1.4).



L'acqua, da sola, ha scarso potere erosivo. Durante i periodi di scarse precipitazioni le acque dei fiumi sono limpide e l'erosione è molto limitata; i piccoli ruscelli possono rimanere addirittura asciutti. Diversa è la situazione in occasione di precipitazioni intense e prolungate; le acque fangose trascinano nei letti dei fiumi grandi quantità di detriti strappati dai terreni circostanti (da qui il colore "terra" dei torrenti in piena). L'insieme di quei detriti (i cui grani possono avere anche la dimensione di ghiaia e addirittura di grossi massi) costituisce il cosiddetto **carico solido** che è il vero responsabile dell'azione erosiva (fig. 1.5). Questa è funzione del trasporto solido che dipende a sua volta dalla velocità e dalla quantità d'acqua (portata idrica).

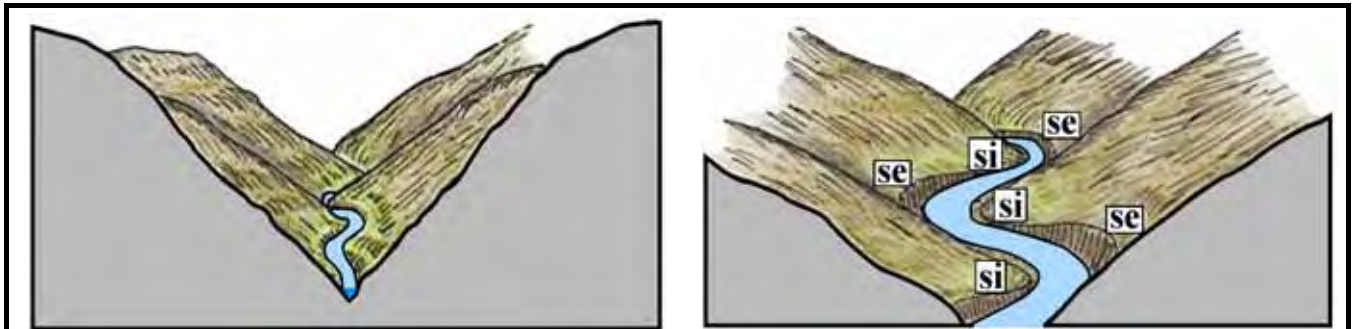


Fig. 1.6 - L'acqua incide il terreno e si formano solchi che, con il tempo, diventano profondi, con pareti laterali più o meno inclinate. In tempi lunghi (centinaia di millenni e milioni di anni) il solco si approfondisce diventando una **valle fluviale** dal profilo a "V". Con il tempo il fiume forma delle anse i cui fianchi sono sottoposti all'azione erosiva più efficace sulle sponde esterne (**se**), quasi nulla su quelle interne (**si**).

L'erosione delle acque correnti superficiali è detta **erosione normale**, perché agisce perpendicolarmente alla superficie del suolo. In tempi della durata di millenni o di milioni di anni, essa produce le cosiddette **valli fluviali**, dalla tipica sezione trasversale a "V" (figg. 1.6 e 1.7).

La complessa rete di canali naturali che confluiscono fra loro, fino ad alimentare un unico corso, è detta **reticolo idrografico** (fig. 1.4). Si tratta un insieme di "incisioni" destinate, con il tempo, per erosione, ad approfondirsi, con asportazione di grandi quantità di materiali detritici. L'area drenata dal reticolo idrografico diventa una sorta di depressione che ricorda la forma di un catino (**bacino imbrifero**; figg. 1.8 e 1.9). L'erosione è una caratteristica dell'acqua corrente e determina in modo diretto la natura dei fondali dei fiu-



Fig. 1.7 - Tipica **valle fluviale** dal profilo a "V".

mi in funzione delle pendenze e della velocità dell'acqua, soprattutto durante le piene. Troveremo infatti roccia viva, massi e grosse pietre negli alvei degli impetuosi torrenti montani; tutto ciò che è di dimensioni inferiori viene trascinato a valle. Sabbia e limo caratterizzano i fiumi di pianura, dove la corrente è quasi sempre così debole da non smuovere le particelle più leggere se non durante le piene (**fig. 1.10**). La corrente è il fattore principale di questi ambienti, anche dal punto di vista biologico (**scheda 1.1**).

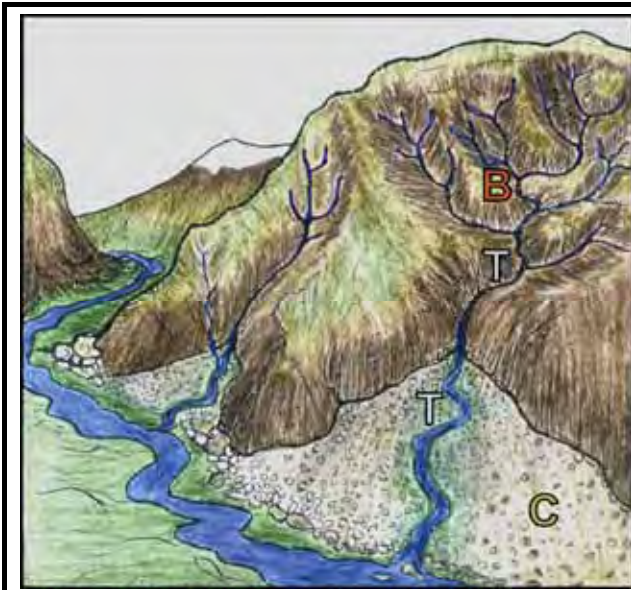


Fig. 1.8 - L'erosione provoca l'asportazione di materiali e formazione di una depressione (in alto a destra) detta **bacino imbrifero (B)**. Su esso il **reticolo idrografico** raccoglie le acque che ruscellano sul terreno per convogliarle nel corso principale (**T**) e quindi nel fiume di fondovalle. I torrenti delle porzioni più alte del bacino hanno elevata pendenza e notevole velocità delle acque; sono trascinati a valle detriti grossolani e, in occasione di intense precipitazioni, anche massi. Presso il fondovalle la pendenza diminuisce ed anche la velocità dell'acqua che così non ha più la forza di trasportare i detriti più grossi; questi vengono "abbandonati" a formare depositi a forma di ventaglio detti **coni detritici alluvionali (C)**.



Fig. 1.9 - Questa è una immagine reale, simile a quanto rappresentato nel disegno di **fig. 1.8**. Si osserva infatti la valle principale in basso da monte (destra) a valle (sinistra). In primo piano, sul versante sinistro della valle principale, si distingue un piccolo bacino imbrifero che alimenta un affluente; questo, nel suo tratto terminale, per la minore pendenza, determina la formazione di un esteso cono detritico che invade buona parte della valle principale. Si tratta di una situazione di elevata instabilità; eppure sono state costruite numerose case di villeggiatura, quindi a forte rischio idrogeologico.

L'erosione un fenomeno naturale con il quale l'uomo si è sempre misurato. Uno degli aspetti più evidenti è rappresentato dai "movimenti di terra" in prossimità dei corsi d'acqua che causano, soprattutto durante le piene, franamenti di sponde e inondazioni, spesso con gravi conseguenze per le attività umane. Gli ingegneri idraulici hanno sempre considerato il reticolo idrografico come un insieme di canali atti a far defluire l'acqua senza considerare la complessità dei fenomeni biologici associati agli ambienti fluviali (**schede 1.2, 1.3 e 1.4**).

I corsi d'acqua sono stati in gran parte rettificati, gli alvei sono stati "normalizzati", le sponde rese parallele, i fondali cementificati, i percorsi resi lineari, i fiumi trasformati in canali artificiali (**figg. 1.11**). Si è cercato di banalizzare la varietà di microambienti (rapide, lame, salti, lanche, spiagge,...), in grado di ospitare numerose specie vegetali ed animali (**fig. 1.12**). Le opere di cementificazione sono molto costose e, salvo qualche caso, sono inutili e addirittura dannose perché, eliminando le irregolarità naturali del fiume, favoriscono l'incremento della velocità dell'acqua e della erosione.

Il reticolo idrografico, rappresentato su una carta topografica, appare come una trama di linee più o meno sinuose, fitte ed intrecciate, che origina un "disegno" il cui aspetto dipende da numerosi fattori in relazione soprattutto alle caratteristiche dei materiali sui quali scorrono le acque superficiali, al clima, alla copertura forestale, ecc... Per esempio la *densità di drenaggio* (numero di incisioni fluviali per unità di superficie) è meno accentuata su terreni duri rispetto a quelli teneri (**fig. 1.13**). A seconda delle situazioni l'aspetto del reticolo idrografico può essere molto diverso. Vale comunque l'avvertenza che il riconoscimento sul terreno di una forma rispetto ad un'altra non è sempre agevole, come accade tutte le volte che si vuole catalogare la complessità della Natura in semplici schemi di classificazione.

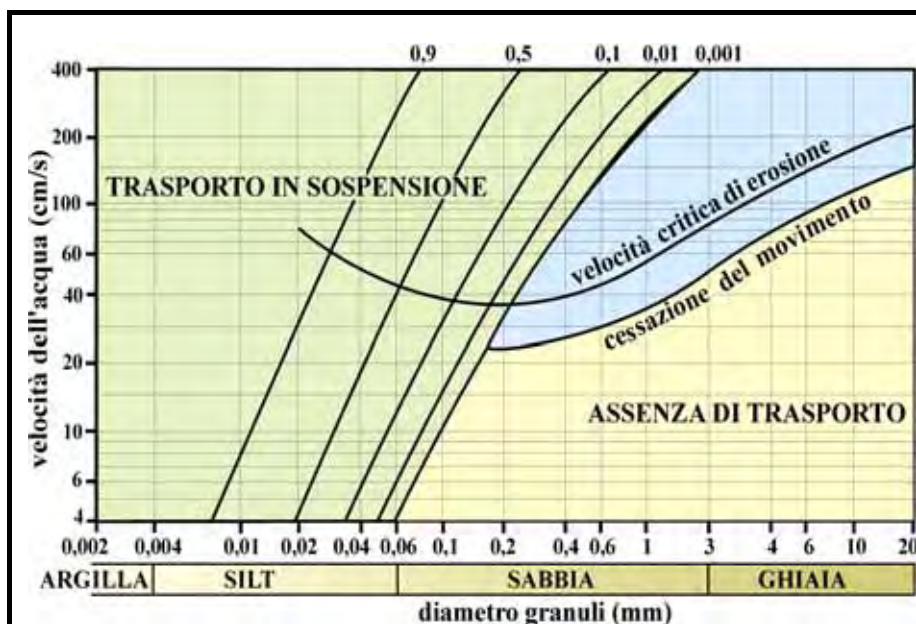


Fig. 1.10 - Relazione tra velocità dell'acqua e granulometria del detrito alluvionale. La curva della **velocità critica di erosione** indica la velocità minima per muovere il materiale dal fondo. La movimentazione dei materiali è più facile con granulometrie intorno a 0,2 mm rispetto a granuli più piccoli, fra loro legati da maggior coesione. Una volta che il materiale è in movimento occorre una velocità inferiore affinché avvenga la **cessazione del movimento**. I valori sulla parte superiore del diagramma si riferiscono alle curve della **concentrazione relativa del trasporto solido**, rapporto tra la torbidità a metà altezza tra superficie e fondo e quella presso il fondo.

Classificazione delle categorie granulometriche in funzione delle dimensioni dei grani.

Classificazione delle categorie granulometriche in funzione delle dimensioni dei grani.			
classificazione dei grani	dimensioni dei grani [mm]		velocità corrente [cm/s]
ghiaia con massi	> 256		molto rapida (≥ 100)
ghiaia con ciottoli grossolani	64 ÷ 256		rapida (61 ÷ 100)
ghiaia con ciottoli medi	4 ÷ 64		moderata (31 ÷ 60)
ghiaia con ciottoli piccoli	2 ÷ 4		
sabbia molto grossolana	1 ÷ 2		lenta (6 ÷ 30)
sabbia grossolana	0,5 ÷ 1	1/2 ÷ 1/1	
sabbia media	0,25 ÷ 0,5	1/4 ÷ 1/2	
sabbia fine	0,125 ÷ 0,25	1/8 ÷ 1/4	
sabbia molto fine	0,0625 ÷ 0,125	1/16 ÷ 1/8	molto lenta (0 ÷ 5)
silt grossolano	0,0312 ÷ 0,0625	1/32 ÷ 1/16	
silt medio	0,0156 ÷ 0,0312	1/64 ÷ 1/32	
silt fine	0,0078 ÷ 0,0156	1/128 ÷ 1/64	
silt molto fine	0,0039 ÷ 0,078	1/256 ÷ 1/128	
argilla	< 0,0078	< 1/256	

1.3 - Gli alvei dei corsi d'acqua e le alluvioni

L'impeto dell'acqua che corre lungo una ripida incisione (es. in **fig. 1.3**) è conseguenza della pendenza dell'alveo. Esiste una relazione che lega la velocità del flusso idrico con la pendenza del profilo longitudinale. Maggiore è la velocità dell'acqua, più elevata è la capacità di trasporto solido; quindi la pendenza dell'alveo determina anche le dimensioni e la quantità dei detriti messi in movimento e trasportati a valle. L'alta montagna presenta versanti molto ripidi lungo i quali, secondo linee di massima pendenza, l'acqua incide solchi che costituiscono il reticolo idrografico. Sono alvei naturali in cui solo i massi di maggiori dimensioni non vengono strappati dalle loro posizioni durante le piene, quando più cospicue sono le portate e maggiore la capacità di trasporto solido. I materiali con granulometria più piccola sono trascinati a valle. Un torrente montano appare con un alveo incassato tra pareti rocciose e con il fondo "ingombro" di massi che ostacolano il flusso dell'acqua, costringendola ad "aggirare"



Fig. 1.11 - Un torrente "cementificato", dopo un intervento di sistemazione idraulica. Le sponde sono lisce pareti, incapaci di opporsi, per attrito, al flusso dell'acqua. La corrente, in occasione delle manifestazioni di piena, risulta pertanto più veloce e quindi più pericolosa per la sua maggiore energia erosiva.

piccole dighe naturali, a compiere salti per scavalcare rocce meno facilmente erodibili o a scorrere veloce formando piccole ed impetuose rapide. Lungo il suo corso superiore, il torrente vede il repentino alternarsi di tratti con velocità di flusso molto diverse, ma sempre piuttosto elevate.



Fig. 1.12 - A sinistra un piccolo corso d'acqua biologicamente ricco e diversificato. A destra lo stesso fiume dopo un intervento di sistemazione idraulica. Un vero e proprio ecosistema fluviale è stato trasformato in una sorta di canale artificiale praticamente privo di vita ed in verità più pericoloso dal punto di vista dell'assetto idrogeologico. Infatti aumenta la velocità di corrente dell'acqua di piena (e quindi anche la sua energia erosiva) perché non più ostacolata nel suo fluire verso valle.

Verso valle diminuisce la pendenza dell'alveo; compaiono tratti, via via più ampi, in cui la velocità dell'acqua non è sufficiente al trasporto di ciottoli di medie dimensioni che, quindi, vengono lasciati sul fondale a formare i **ghiareti**. In altri tratti, dove ostacoli naturali rallentano la corrente, si formano fondali prevalentemente costituiti da ghiaia sempre più minuta. Sono ancora rari i letti sabbiosi. È necessario scendere a valle, allo sbocco delle vallate, per trovare banchi di una certa consistenza. Giunto in pianura, il fiume corre veloce solo in corrispondenza di brusche variazioni di pendenza, dove si formano ampie **rapide** su fondo ciottoloso, ma destinate a diventare più rare. In corrispondenza di qualche **lanca** o presso le rive, dove l'acqua è più tranquilla, quasi stagnante, si hanno le condizioni per la formazione di depositi di limo; questa è tipica dei fiumi di pianura, dove la corrente, anche di piena, ha minore capacità di trasporto dei solidi.

La granulometria dei detriti diminuisce da monte a valle in funzione della pendenza del corso d'acqua (fig. 1.10). I materiali detritici depositati dai corsi d'acqua sul fondo delle vallate e in pianura, sono detti **depositi alluvionali** (o **alluvioni**; dal latino *alluvio*). Il trasporto solido aumenta col crescere della portata e risulta molto elevato in occasione delle **piene**. Queste sono il risultato di situazioni idrometeorologiche particolari: la portata in un fiume cresce, fino a decine e centinaia di volte superiore a quella media, a causa di abbondanti precipitazioni sul bacino. Aumenta il livello dell'acqua che può anche superare i margini superiori dei fianchi dell'alveo (**argini**; **fig. 1.14**), con conseguente allagamento delle campagne circostanti (alluvione o **esondazione**). Gli allagamenti possono produrre effetti disastrosi sulle attività umane. In occasione della grande piena del Polesine del novembre 1951, il giorno 14 la portata del Po superò i 10.000 m³/sec, contro un valore medio annuo di 1.500 m³/sec. La piena rovinosa dell'Arno a Firenze, del 4 novembre 1966, raggiunse i 2.200 m³/sec, oltre 20 volte la portata media annua; se teniamo conto che la portata minima storica, dopo un lungo periodo siccitoso, si verificò nell'agosto 1931 con poco più di 2 m³/sec, ci si rende conto della variabilità delle portate nei corsi d'acqua. Le portate di piena possono essere fino a decine di migliaia di volte superiori a quelle di magra.

L'esondazione non è condizione necessaria per definire la piena; questa si può manifestare in modo meno accentuato, senza provocare allagamenti. Il fenomeno della piena comporta un notevole aumento della portata, un incremento della quantità e della velocità dell'acqua che corre nell'alveo del fiume. È acqua torbida perché trascina con sé detriti strappati dai terreni del bacino imbrifero per mezzo dell'erosione (ruscellamento). Quando la piena si esaurisce, nel letto del fiume e nelle campagne circostanti se vi è stata esondazione, rimangono i materiali detritici, la cui composizione e granulometria assume aspetti caratteristici da monte a valle. Ma il fatto importante è che **i materiali delle alluvioni presentano una composizione granulometrica relativamente omogenea**. La velocità dell'acqua è il fattore più importante nel determinare le dimensioni dei grani che vengono depositati. Se una corrente in un tratto dell'alveo (o al di fuori di esso in occasione di una piena con esondazione) ha velocità "lenta" (intorno a 25 cm/s; **fig. 1.10**), essa è in grado di trasportare materiali con granulometria pari o inferiore a quella della sabbia (grani con diametro inferiore a 2 mm); si deposita la ghiaia fine mentre i grani più

piccoli vengono depositati a valle dove diminuisce la corrente e i ciottoli più grandi vengono depositati a monte dove la corrente stessa è più veloce. Un corso d'acqua che trasporti materiali di varie dimensioni, con velocità minore da monte a valle, deposita detriti che hanno dimensioni progressivamente minori. Nei depositi fluviali si osserva una certa separazione dei materiali secondo la granulometria, ma sono presenti anche granulometrie miste, che denotano l'irregolarità delle correnti, specie nei corsi d'acqua con regime più variabile.

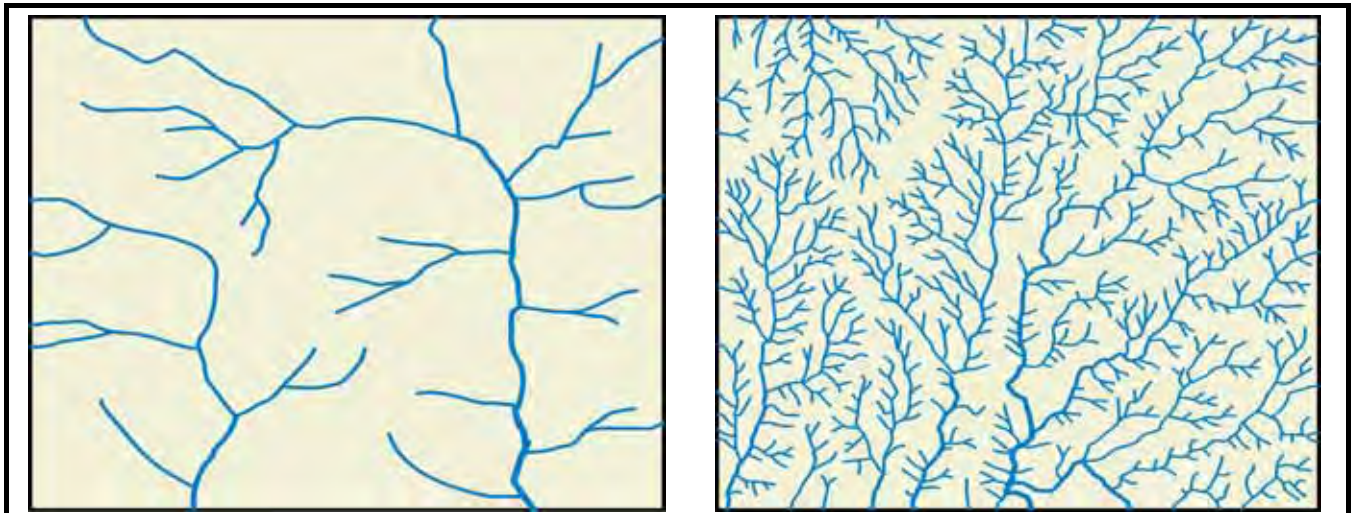
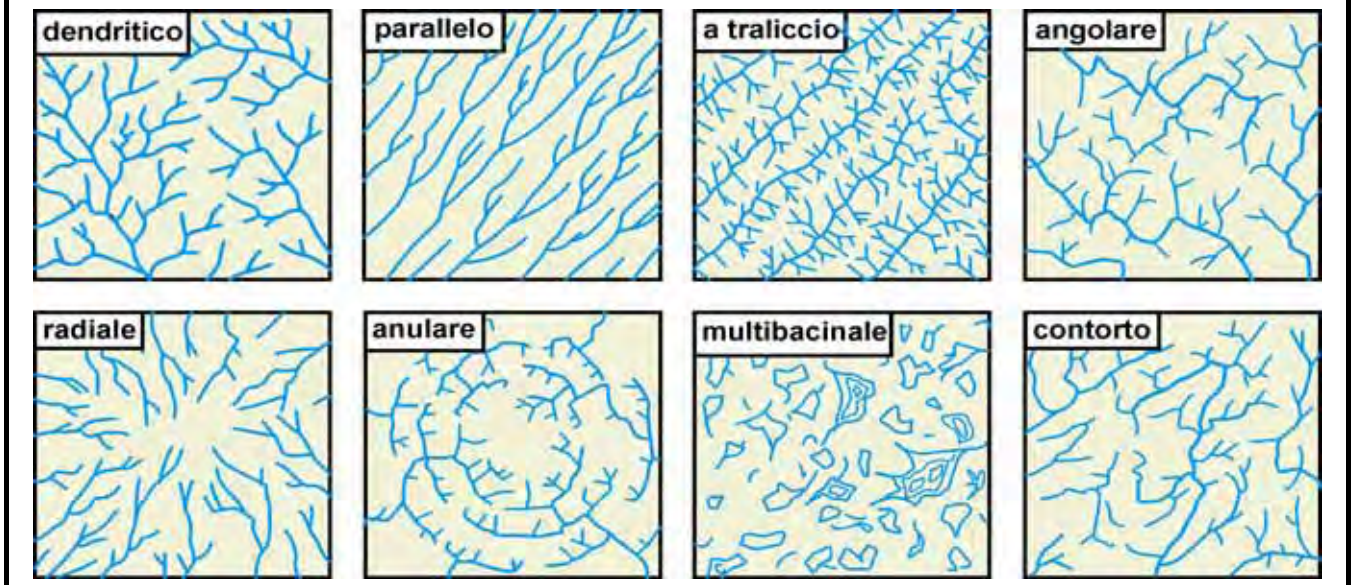


Fig. 1.13 - Aspetti diversi della densità di drenaggio su terreni duri (per esempio granito, **a destra**) e teneri (per esempio argilla, **a sinistra**) e classificazione dei reticoli idrografici (**in basso**).



Le piene sono fenomeni idrologici conseguenti a intense precipitazioni. I rovesci temporaleschi della durata di poche ore possono innescare piene improvvise in piccoli torrenti montani o in fiumi di pianura alimentati da piccoli bacini. Tali piene, a parità di intensità e durata delle precipitazioni, possono essere più cospicue, sia come portata, sia come trasporto solido (maggior erosione) se i bacini non sono ben protetti dalla vegetazione. Questa frena l'impeto dell'acqua allungando il tempo impiegato da essa per giungere al torrente (*tempo di corrivazione*) e soprattutto limita la possibilità di movimento delle particelle detritiche del terreno, diminuendo il trasporto solido. Il disboscamento e le attività agricole che necessitano di ampie porzioni di terreno poco protetto dalla vegetazione, sono le cause principali del cosiddetto **dissesto idrogeologico**. Questo può essere definito come l'insieme di fenomeni naturali e di origine antropica che favoriscono i fenomeni erosivi.

I rovesci temporaleschi non producono gli stessi effetti sui grandi bacini. Le piene di fiumi come il Po, l'Arno, il Tevere,... sono dovute a piogge intense, con durata di molte ore, anche di alcuni giorni. Se le piene dei piccoli fiumi possono essere limitate con una saggia politica di prevenzione contro il dissesto idrogeologico (per esempio con il rimboschimento), più difficile è ridurre gli effetti delle piene dei grandi fiumi. Le gocce della pioggia, una volta giunte al suolo in un ampio bacino, impiegano parecchio tempo prima di giungere nel letto del fiume, almeno quelle che cadono nelle zone più lontane; le poche ore di "ritardo" imposte da una fitta vegetazione sui già lunghi tempi di corrivazione dei grandi bacini hanno scarsa influenza. Forse le disastrose alluvioni del Polesine

del novembre '51 e di Firenze nel novembre '66, sarebbero avvenute ugualmente e con intensità non molto diverse anche se i bacini del Po e dell'Arno fossero stati fittamente boscati.

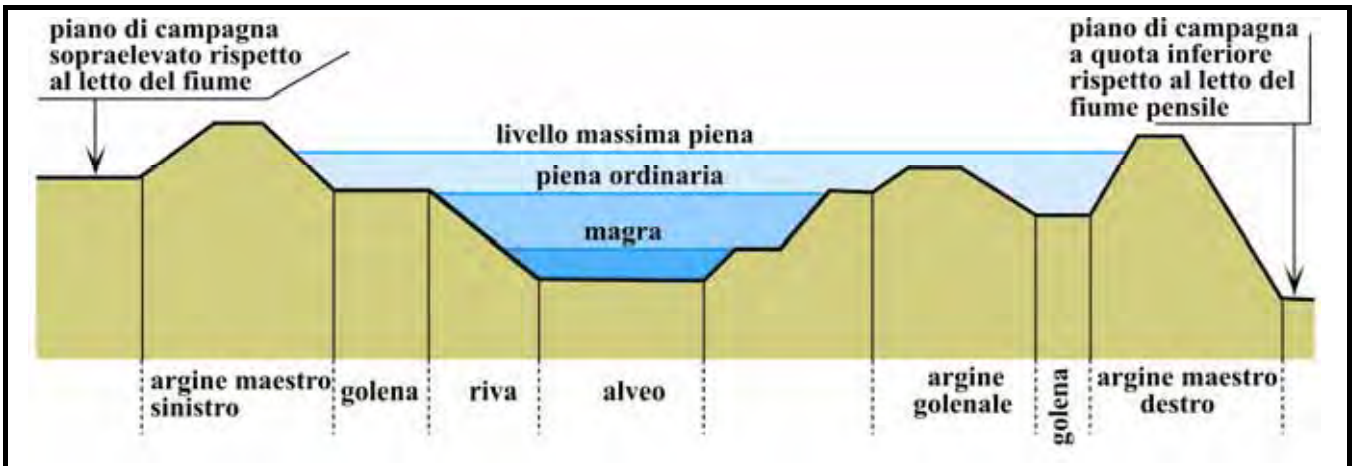


Fig. 1.14 - Tipicamente, lungo il profilo trasversale di un tratto di un grande fiume di pianura si possono riconoscere diversi ambiti spaziali, dal più ristretto (alveo di magra) a quello più esteso, confinato fra gli argini maestri ed occupato in occasione delle più importanti manifestazioni di piena. Tanto più ampie sono le aree golenali, tanto più spazio è disponibile per contenere i flussi di piena. Ma concedere spazio alle golene significa sottrarre territori alle attività produttive. In sede di progettazione spesso si tende, per ragioni economiche, a limitare le zone destinate alle esondazioni. Succede così che gli argini vengano collocati ad una distanza non sufficiente dalle rive del fiume, con conseguente aumento del rischio di esondazione anche sui territori esterni agli argini.

1.4 - Alcune forme tipiche dell'erosione

Quando si formano solchi in terreni teneri, l'erosione rapidamente si accentua in essi; le incisioni si approfondiscono e si allungano a ritroso, ramificandosi e moltiplicandosi. Questo processo può estendersi a interi versanti che vengono profondamente suddivisi da una rete di valleciole, separate da strette creste con microversanti nudi in rapida evoluzione. È il paesaggio dei *bad lands* ("terre cattive"), descritto originariamente in alcune aree del Dakota, al tempo della prima colonizzazione negli USA. Questo termine è poi entrato nell'uso scientifico. Simili sono i paesaggi a **calanchi** (**fig. 1.15**), figure d'erosione in ambienti ove l'acqua non è perenne, spesso ai margini di corsi d'acqua, che incidono profondamente una valle aumentando l'instabilità dei versanti.

Il lavoro dell'acqua negli alvei prevalentemente rocciosi può portare alla formazione di scanalature e nicchie semicilindriche. Al piede delle ca-scate vengono scavate profonde cavità. Nelle rapide, il formarsi di vortici, soprattutto in corrispondenza degli argini e durante le piene, quando maggiore è l'energia erosiva, si formano vortici con movimenti circolari dei ciottoli e della sabbia, che possono formare cavità emisferiche o cilindriche dette **caldaie** o **marmitte dei giganti** (**fig. 1.16**). Questo processo (*ever-sione*), col tempo, contribuisce all'approfondimento del letto. In molte valli, spesso si osservano tali figure d'erosione in aree decine o centinaia di metri più in alto rispetto all'attuale posizione dei corsi d'acqua; si ha così una percezione di quanto si siano abbassati gli alvei in decine e centinaia di migliaia di anni.

Vale la pena ricordare le improvvise e violente piene fangose che si riversano da piccole, ripide e strette valli laterali su quelle principali; si manifestano in seguito a forti rovesci temporaleschi e vengono denominate **mure** (dal tedesco *muren*). Si producono dove notevoli masse di materiale fangoso vengono rimosse dalle acque di dilavamento e convogliate negli alvei, ove costituiscono un ostacolo al deflusso delle acque



Fig. 1.15 - I calanchi sono aree caratterizzate da forte erosione dovuta all'acqua di ruscellamento, su terreni poco coerenti e sui quali la vegetazione non riesce ad insediarsi.

correnti. La piena catastrofica si verifica quando l'ostacolo viene sfondato dalla pressione delle acque che si accumulano a monte, le quali, aprendosi improvvisamente un varco, trascinano con se la massa di detriti che le trattenevano. Il fenomeno delle mure è in genere localizzato e tipico di alcune valli secondarie, composte da rocce incoerenti e di argilla, ove si produce con una certa regolarità.



Fig. 1.16 - Sopra si osserva, dall'alto, un corso d'acqua in fase di magra (scarsa portata). L'acqua si muove lentamente da sinistra a destra. Sulla sponda rocciosa in alto è evidente, una **marmitta dei giganti**, risultato dall'azione erosiva di vortici che si formano durante le piene. A destra, in corrispondenza della sponda sinistra (idrografica) rocciosa, quando il livello delle acque si alza nel culmine delle piene, si formano vortici d'acqua che "scavano" cavità emisferiche dette **caldaie** o **marmitte dei giganti**.



Quando un ripido torrentello laterale confluisce nel corso principale, la velocità dell'acqua diminuisce repentinamente; lo stesso fenomeno è frequente allo sbocco dei torrenti in pianura. Da monte a valle, diminuisce

la pendenza degli alvei, ma in certi tratti, talora lunghi poche decine o centinaia di metri, la diminuzione della pendenza è molto rapida ed accentuata. Si ha dunque una brusca variazione della velocità della corrente, una improvvisa caduta della capacità di trasporto solido e una abbondante sedimentazione di materiali detritici con formazione di **coni** (o **conoidi**) **alluvionali** (**figg. 1.8 e 1.9**). A monte, come si verifica la rottura di pendenza, si manifesta in genere la massima sedimentazione; verso valle diminuiscono quantità di materiale alluvionale e dimensioni dei detriti. Sul cumulo iniziale il corso d'acqua scarica altri materiali distribuendoli sempre nello stesso modo, con quelli più grossolani in alto (*vertice* del cono), più piccoli e più leggeri in basso (*unghia* del cono). Le estensioni dei coni sono molto diverse, da alcune centinaia di metri quadrati (spessi non più di qualche metro al vertice) in corrispondenza di piccoli torrentelli, fino a diversi chilometri quadrati (spessi anche più di 100 m) in corrispondenza dei maggiori fiumi che sfociano nelle pianure (**fig. 1.17**).

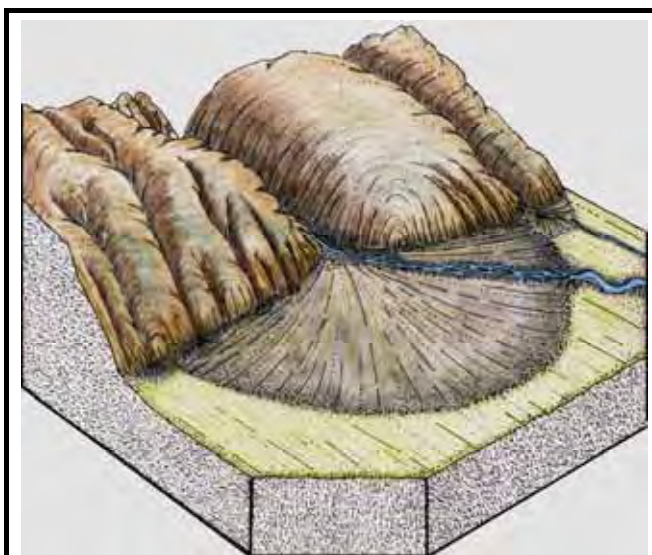
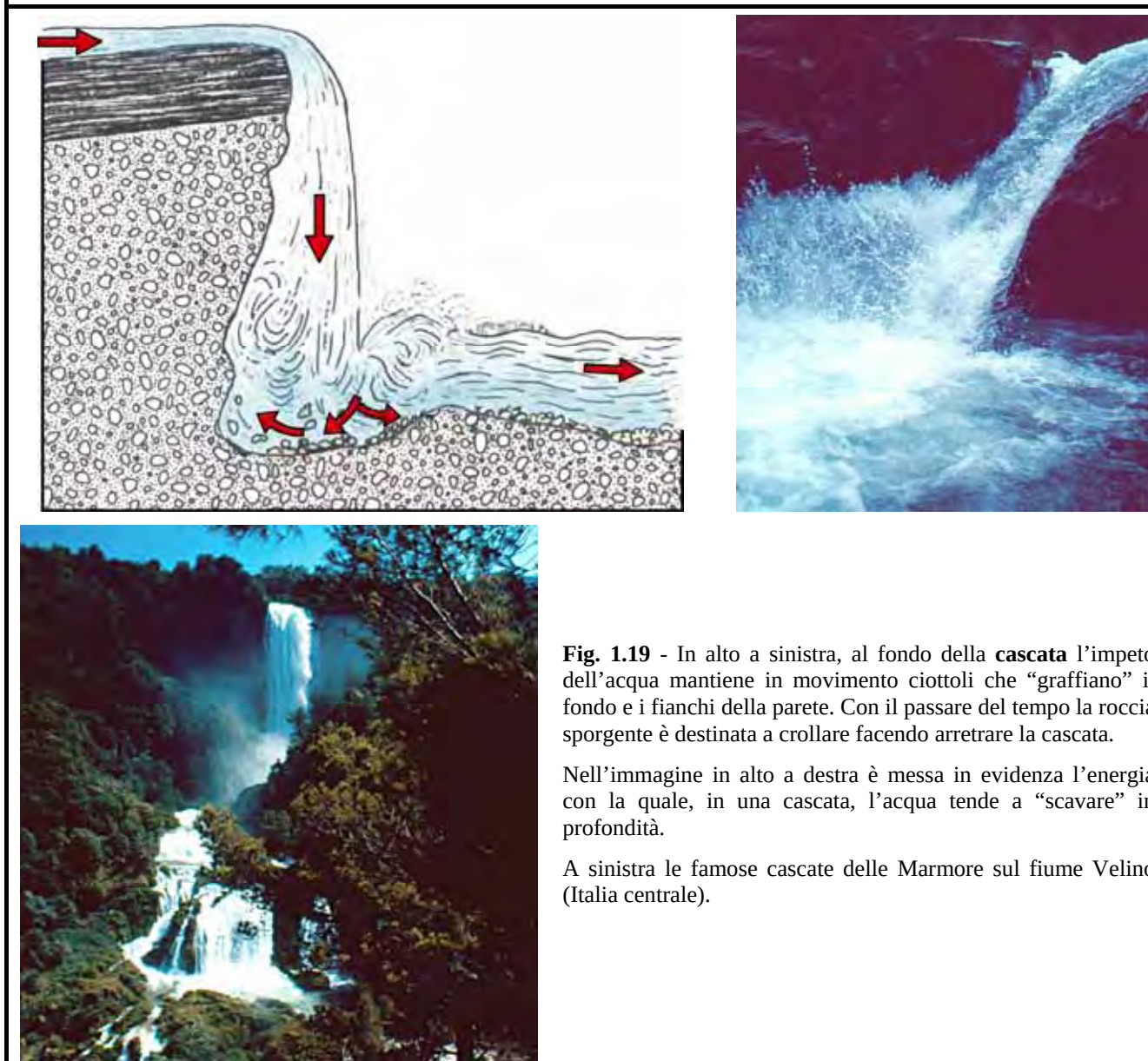
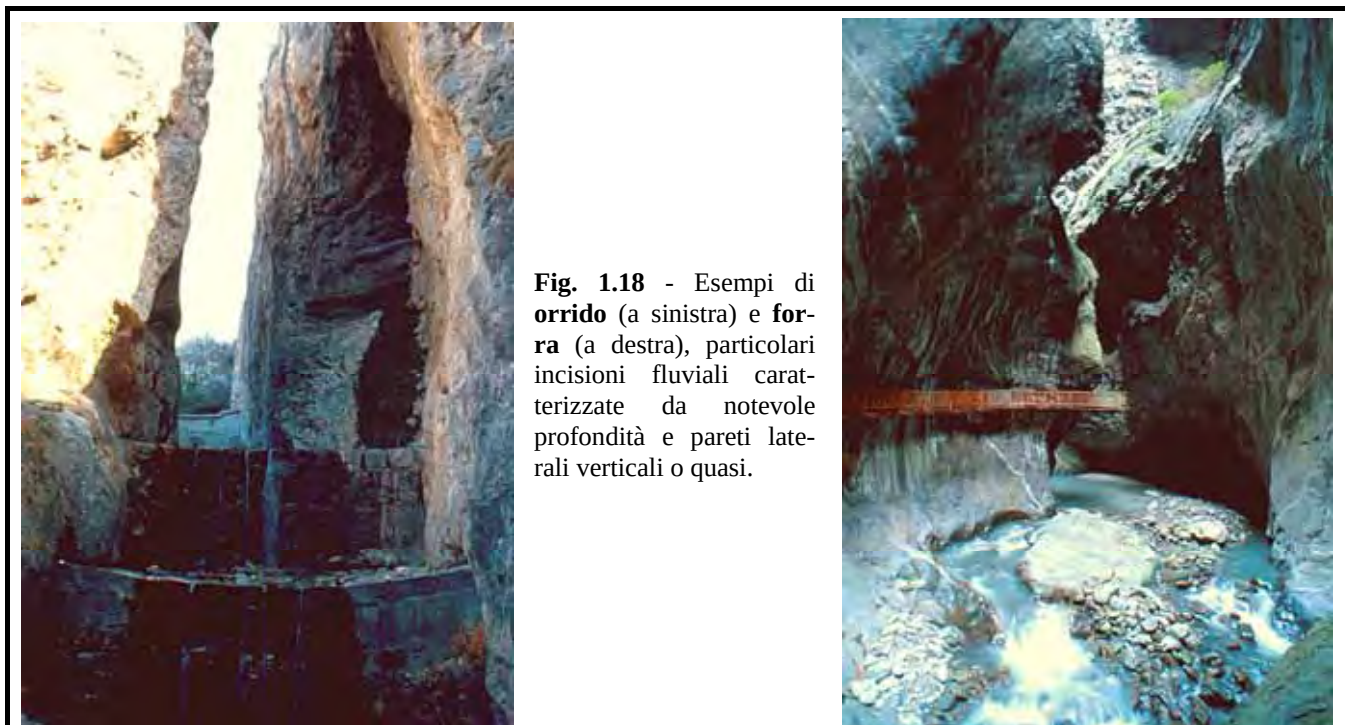


Fig. 1.17 - Allo sbocco dei fiumi in pianura, per la repentina diminuzione della velocità della corrente e della capacità di trasporto solido, vengono depositati i materiali detritici con formazione di coni alluvionali, caratterizzati talvolta da notevoli estensione areale e spessore.

Nei coni di recente formazione, soprattutto in montagna allo sbocco di piccoli torrenti nelle valli principali, nei vertici, sono assai scarse le componenti a granulometria fine;

le acque piovane non sono tratteneute e percolano velocemente in profondità; i pendii sono instabili perché altro materiale si aggiunge con possibili movimenti gravitativi (ciottoli che rotolano verso il basso). In tali condizioni la vegetazione non attecchisce; erba e arbusti più resistenti alla mancanza d'acqua possono colonizzare le porzioni marginali, caratterizzate da detriti meno grossolani dove l'ulteriore sedimentazione è meno accentuata.





Orrido inciso in arenaria in val Toce (Piemonte).

I corsi d'acqua erodono il fondo e si approfondiscono rimanendo incassati entro ripide pareti, ma per breve tempo; le acque dilatanti erodono anche le pareti che quindi si allargano. Col tempo i processi di approfondimento e di allargamento procedono di pari passo determinando la formazione di valli a V (**figg. 1.6 e 1.7**). Quando un corso d'acqua attraversa rocce molto resistenti esso, sia pur lentamente, tende ad approfondirsi erodendo il fondo, mentre l'allargamento progredisce più lentamente. Si possono avere così valli strette e profonde a pareti verticali (**forre e orridi**; **fig. 1.18**) o appena allargate in alto (**gole**). Se il corso d'acqua si inoltra su rocce improvvisamente più tenere, l'erosione approfondisce repentinamente l'alveo con formazione di un brusco dislivello (**figg. 1.19**) che le acque superano con un salto (**cascata**). Col progredire del processo erosivo la cascata arretra e si rompe in salti più piccoli (**cateratta**), finché viene eliminata, restando solo una pendenza accentuata (**rapida**).

1.5 - Meandri fluviali

Consideriamo un tratto di fiume ad andamento rettilineo. La velocità dell'acqua è massima presso la superficie in corrispondenza dell'asse centrale, dove nessun ostacolo rallenta la corrente. Verso il basso la velocità diminuisce, fino a raggiungere un valore minimo per l'attrito con il fondo; negli interstizi fra i ciottoli o fra i grani di sabbia, la corrente può risultare nulla: un microambiente in grado di ospitare microrganismi (batteri e funghi) e macroinvertebrati (larve di insetti, molluschi, vermi, crostacei,...). Sono organismi bentonici, parte dei quali si nutre di resti di materiale organico contribuendo al processo di autodepurazione del fiume. Essi devono la loro sopravvivenza in acque correnti a quel sottile strato d'acqua che ricopre il fondo in cui la velocità è quasi nulla. La velocità dell'acqua diminuisce anche dal centro verso le sponde: diminuisce la profondità e diventa più importante l'effetto dell'attrito con il fondo e contro le sponde, presso le quali possono trovarsi fasce di acque poco profonde e stagnanti dove prevale la sedimentazione (**fig. 1.20**).

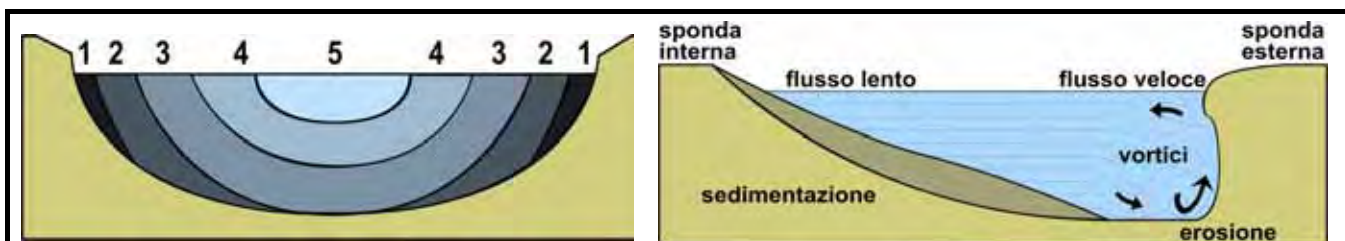


Fig. 1.20 - Lo schema a sinistra mostra come cambia la velocità del fluido in una sezione del corso d'acqua: ferma (1), molto lenta (2), moderatamente veloce (3), veloce (4) e molto veloce (5). In corrispondenza di un'ansa (a destra) la corrente è veloce presso il lato esterno; l'erosione è accentuata; la sponda viene scalzata e la profondità è maggiore. Presso il lato interno la corrente è debole, la profondità dell'acqua diminuisce e prevale la sedimentazione.

Lo schema sopra descritto è teorico; in realtà le situazioni possono essere più complicate. Per esempio la corrente presso il fondo, in corrispondenza delle rapide, può essere molto elevata. La velocità dell'acqua potrebbe risultare accentuata anche presso le sponde favorendo la formazione di vortici. In altri casi, in seguito a periodi siccitosi, la portata può essere così ridotta che la velocità della corrente può risultare quasi nulla anche al centro presso la superficie. Ma in linea di massima è valida la condizione generale per cui la velocità della corrente diminuisce dalla superficie e dal centro di un fiume, verso il

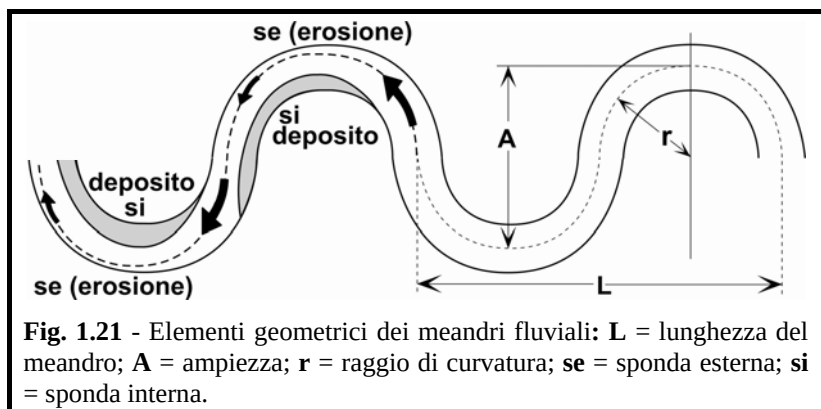
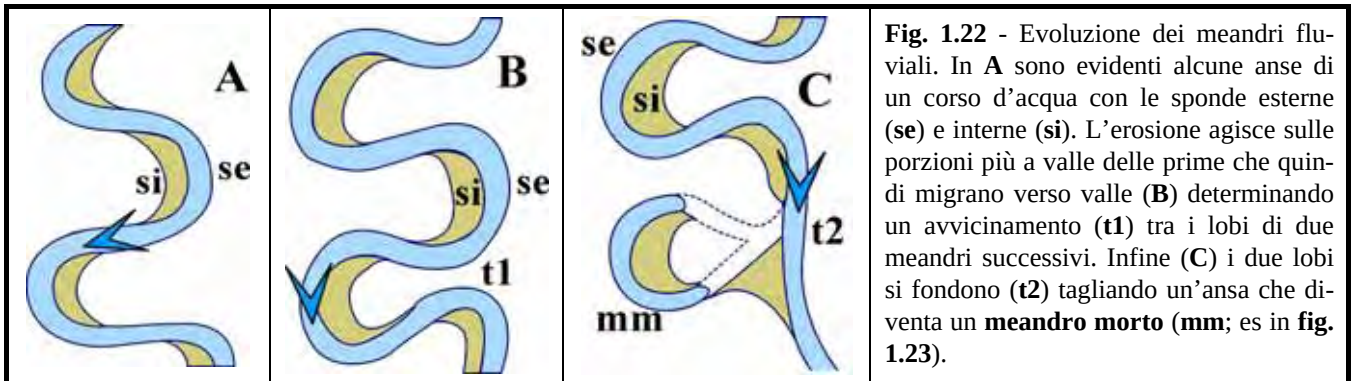


Fig. 1.21 - Elementi geometrici dei meandri fluviali: **L** = lunghezza del meandro; **A** = ampiezza; **r** = raggio di curvatura; **se** = sponda esterna; **si** = sponda interna.

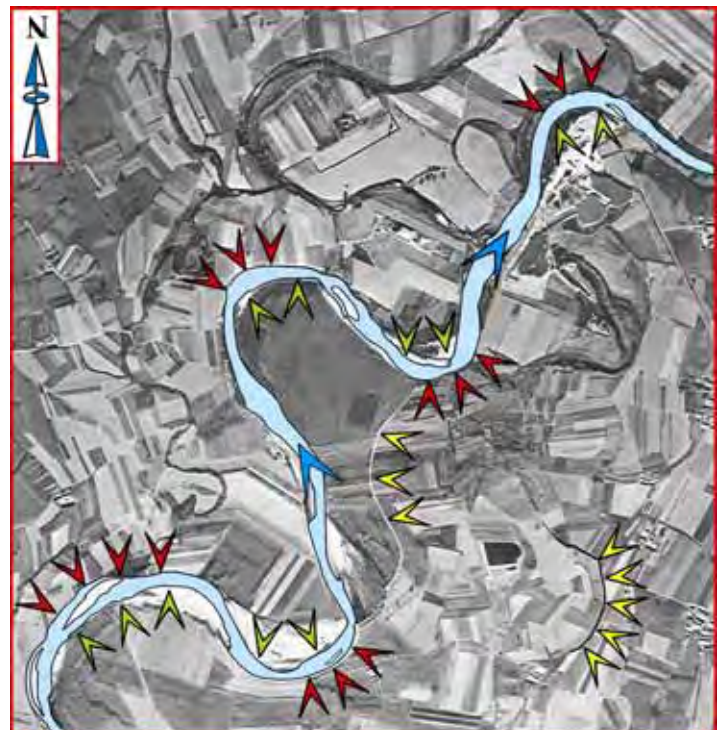
fondo e verso le sponde. Uno dei casi che si discosta dalla situazione appena descritta, è il tratto fluviale in corrispondenza di una curva (**ansa**). Presso la riva esterna (**fig. 1.20**) la corrente è più veloce; si formano vortici e la sponda viene scalzata. Nella parte interna la corrente è più lenta e si depositano materiali detritici. Un corso d'acqua che attraversa una pianura o un'ampia valle, scorrendo su materiali sciolti (spesso gli stessi sedimentati anticamente dallo stesso fiume) con debole pendenza, presenta frequentemente successioni di anse indicate con il termine **meandri** (**fig. 1.21**).



L'evoluzione dei meandri avviene per erosione laterale sulla sponda esterna (*concava*) di ogni curva. Dopo aver lambito la sponda il flusso di corrente si sposta verso quella opposta (*convessa*), dove si manifestano gli stessi fenomeni di erosione sul lato esterno e di sedimentazione su quello interno. L'erosione sulle sponde concave accentua le curve delle anse tanto che le stesse giungono a toccarsi (*salto del meandro*). L'erosione è più accentuata nella porzione a valle di ogni ansa; pertanto le curve oltre ad allargarsi si spostano verso valle (**fig. 1.22**). Molte di esse vengono abbandonate (*meandri morti*) e l'acqua può stagnarvi formando laghi arcuati che lentamente si interrano evolvendo in stagni, poi in paludi (*lago di meandro, mortizza, lanca*; **fig. 1.23**). Il salto di un meandro può aversi anche quando, in occasione di una forte piena, l'acqua supera le sponde (esondazione) e scava un nuovo raccordo tra due anse vicine. Meandri ben visibili sono lungo il corso di pianura del fiume Po (**fig. 1.24**).



Fig. 1.24 - Foto area dei meandri del fiume Po a monte di Torino. Le **frecce azzurre** indicano il verso del flusso d'acqua. Le **frecce rosse** indicano le sponde esterne (concave, dove prevale l'erosione). Le **frecce verdi** indicano le sponde interne (convexe, dove prevale la sedimentazione). L'azione dell'acqua sposta a valle le anse del fiume che quindi si muovono entro la fascia di pertinenza fluviale. Quando i lobi di due anse successive si congiungono (per esempio in occasione di manifestazioni di forte piena) si può avere il "salto del meandro" (**fig. 1.22**) del quale, molto spesso ed ancora dopo decenni, secoli ed anche millenni, rimane una traccia più o meno evidente sotto forma di una scarpata a forma di arco (**frecce gialle**); si tratta di tracce dei margini esterni di antichi meandri morti, ormai definitivamente colmati.



I corsi d'acqua, oltre ad avere un andamento rettilineo o meandriforme e più o meno sinuosi (**fig. 1.25**), possono assumere configurazioni diverse (**fig. 1.26**). Fra esse le più diffuse sono quelle **intrecciata** ed **anastomosata**. La prima è dovuta alle divagazioni nelle aree di pertinenza fluviale. La configurazione anastomosata è caratterizzata da successive separazioni e ricongiungimenti della corrente attorno ad isole alluvionali (**fig. 1.27**). Il canale principale è suddiviso in parecchi rami che si incontrano e si separano più volte. Gli sbarramenti che dividono la corrente durante le fasi di magra sono spesso sommersi durante le piene. Questi corsi d'acqua, sono caratterizzati da cospicue portate medie e da un notevole carico detritico fine continuamente mobilizzato (per esempio il Tagliamento). Occorre tuttavia precisare che non sempre è facile distinguere fra queste due configurazioni.

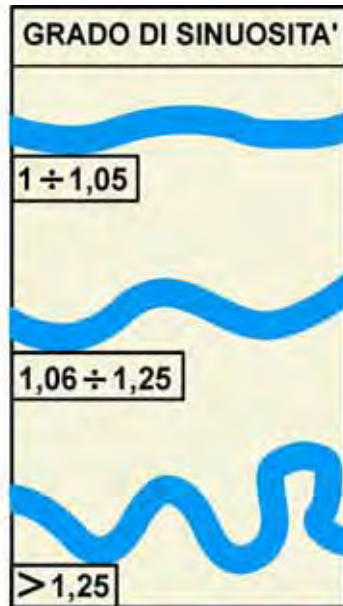


Fig. 1.25 - Il grado di sinuosità è il rapporto tra lunghezza dell'alveo e quella della valle.

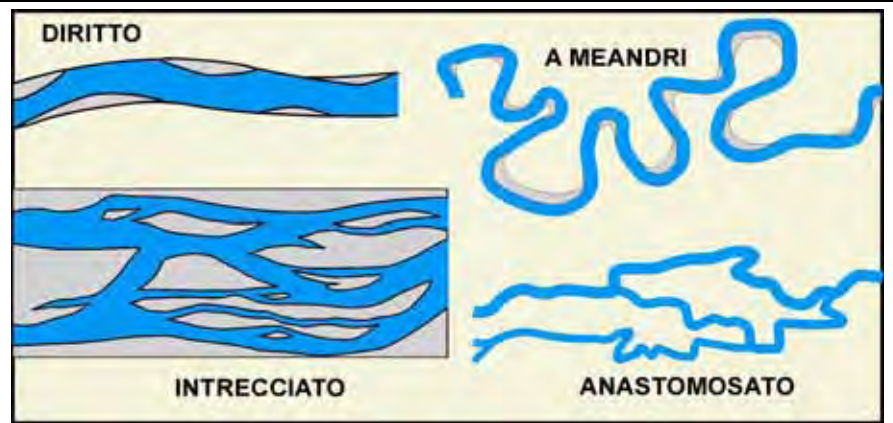


Fig. 1.26 - Classificazione delle principali configurazioni dei corsi d'acqua.

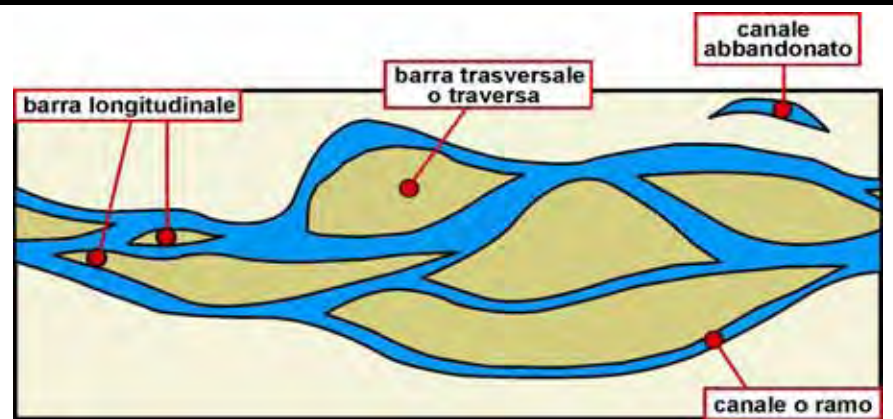


Fig. 1.27 - Figure Caratteristiche di un tratto di corso d'acqua intrecciato

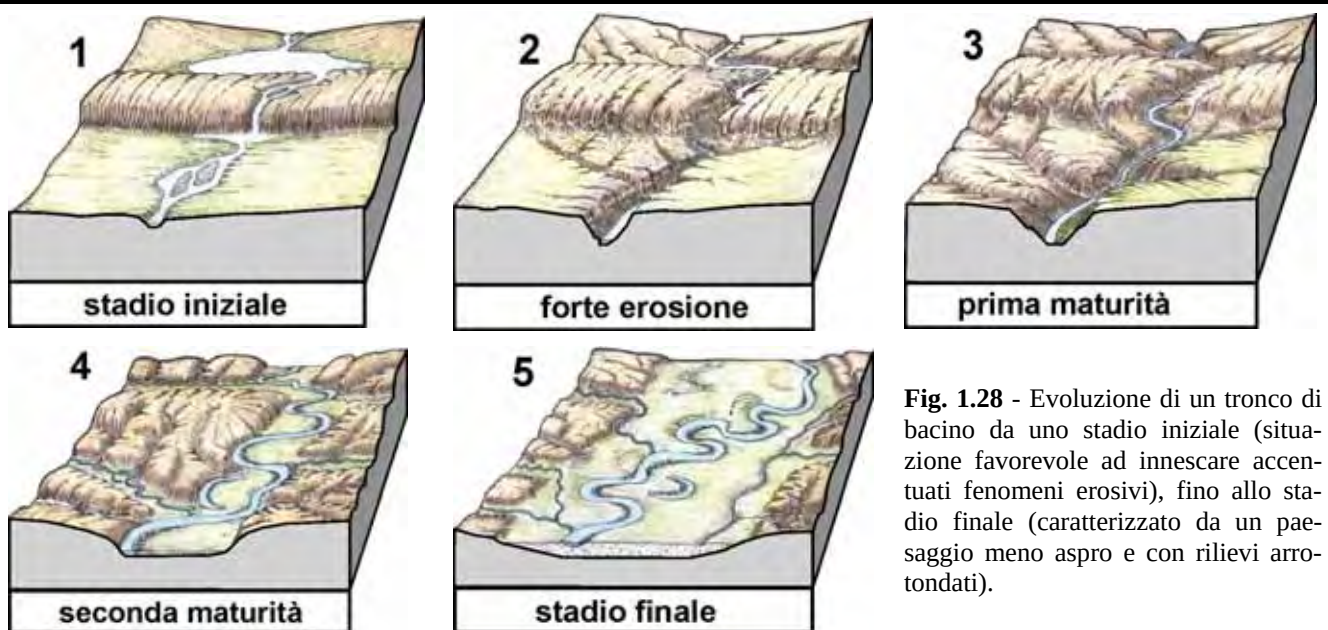
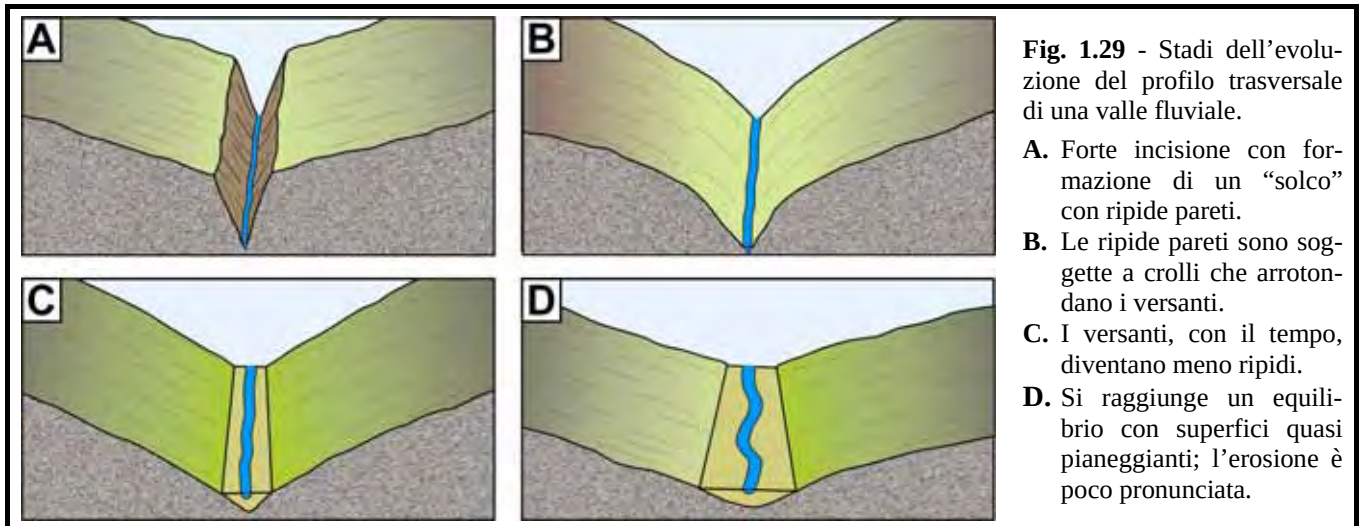


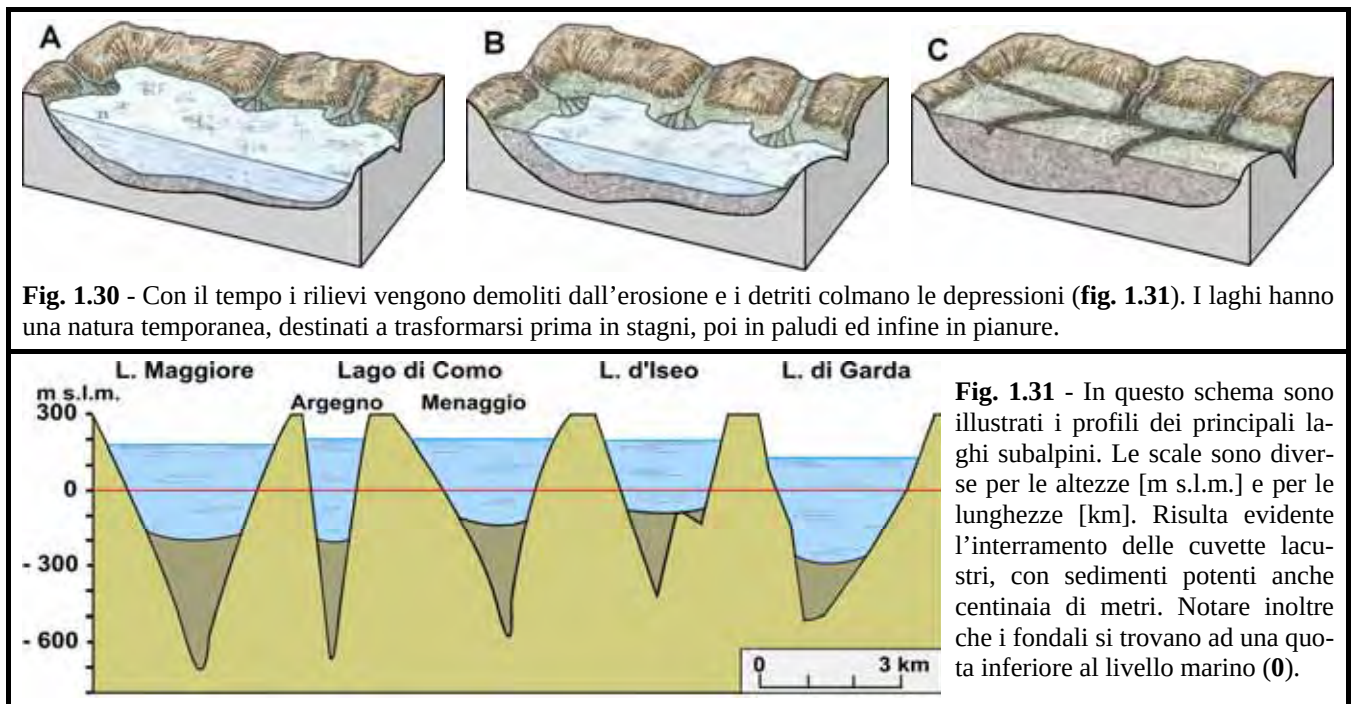
Fig. 1.28 - Evoluzione di un tronco di bacino da uno stadio iniziale (situazione favorevole ad innescare accenti fenomeni erosivi), fino allo stadio finale (caratterizzato da un paesaggio meno aspro e con rilievi arrotondati).

1.6 - Evoluzione di un bacino imbrifero

Consideriamo un ipotetico bacino imbrifero su una elevata catena montuosa che si affaccia sul mare; esso è solcato da un reticolo idrografico che convoglia l'acqua al corso principale e quindi alla foce, cioè alla *sezione di chiusura del bacino*. Il fiume ha l'aspetto, in tutto il suo percorso, di un ripido ed impetuoso torrente con forre, cascate, rapide. Il paesaggio circostante è dominato da rilievi aspri, simile a quello alpino attuale. L'acqua corre ovunque veloce, ha una elevata capacità di trasporto solido ed esercita una forte erosione. Nella porzione a valle del bacino, fin presso la foce, avviene la sedimentazione dei detriti. Questo scenario descrive un bacino imbrifero nello **stadio di giovinezza** (1 e 2 in fig. 1.28 e "A" in fig. 1.29).



Col passare del tempo (secoli, millenni, milioni di anni a seconda della consistenza dei materiali) il bacino si evolve. L'erosione "addolcisce" il paesaggio, i versanti diventano meno ripidi, si riduce la quota dei picchi e delle creste, le vallate diventano più ampie e si accumulano le alluvionali nelle porzioni a valle e presso la foce. Il fiume principale si distingue in tratti di cui un *tronco alto* montano dove prevale l'erosione, un *tronco intermedio* collinare dove avviene la sedimentazione dei materiali più grossolani mentre continua l'asportazione di quelli più fini ed un *tronco inferiore di pianura* dove predomina la sedimentazione. Questo scenario, tipico di varie parti dell'Europa centrale, descrive un bacino imbrifero nello **stadio di maturità**.



Col tempo altro materiale viene trascinato a valle per mezzo dell'erosione. Ma i fenomeni sono più lenti perché anche nelle porzioni a monte la pendenza dei versanti e dei corsi d'acqua è ormai debole e minore è la capacità di

trasporto solido. Si giunge alla situazione in cui il fiume principale ha pendenza uniforme per tutto il suo corso e vi è equilibrio tra erosione e sedimentazione (**stadio di vecchiaia**; 4 e 5 in **fig. 1.28** e “D” in **fig. 1.29**). Nei tratti a più debole pendio gli alvei fluviali assumono un andamento serpeggiante (meandri). Dolci e ampie dorsali separano le valli. Emergono solo rilievi isolati formati da rocce più resistenti all’erosione (5 in **fig. 1.28**). Lo stadio finale di questa evoluzione porta alla formazione di una superficie lievemente ondulata (**penepiano**).

Rispetto allo scenario sopra descritto, le situazioni possono essere molto diverse e più complicate (**scheda 1.5**). L’evoluzione dei bacini imbriferi, in tempi geologici, significa “disfacimento” per erosione dei rilievi e trasporto dei materiali nelle depressioni della crosta terrestre (laghi, pianure, mari; **figg. 1.30, 1.31 e 1.32**). **Con il tempo la crosta terrestre è teoricamente destinata ad essere livellata con scomparsa dei rilievi e riempimento dei mari.**

Alla foce di un fiume in un lago o nel mare, la velocità dell’acqua diminuisce repentinamente provocando una rapida deposizione del carico trasportato. In alcuni casi l’energia del moto ondoso o le ampie oscillazioni delle maree rimuovono i sedimenti che vengono trasportati più lontano. Con questo meccanismo si formano gli **estuari**; essi hanno l’aspetto di canali navigabili, liberi da accumuli di sedimenti. Nella maggior parte delle situazioni la velocità di sedimentazione è superiore a quella di asportazione. Questo processo viene favorito dall’acqua salata che induce le minuscole particelle di detrito a formare ammassi più grossolani che affondano più facilmente. Il materiale più grossolano viene depositato per primo, mentre quello più fine si accumula al largo, analogamente a quanto accade con i coni di deiezione. L’accumulo di sedimenti può diventare molto spesso fino a raggiungere il livello della piana alluvionale (**fig. 1.33**). Con questo meccanismo si formano i **delta** (per esempio la foce del Po) dove il fiume, con acque molto lente, è costretto a farsi strada fra gli stessi sedimenti che ha accumulato, dividendosi in rami minori.

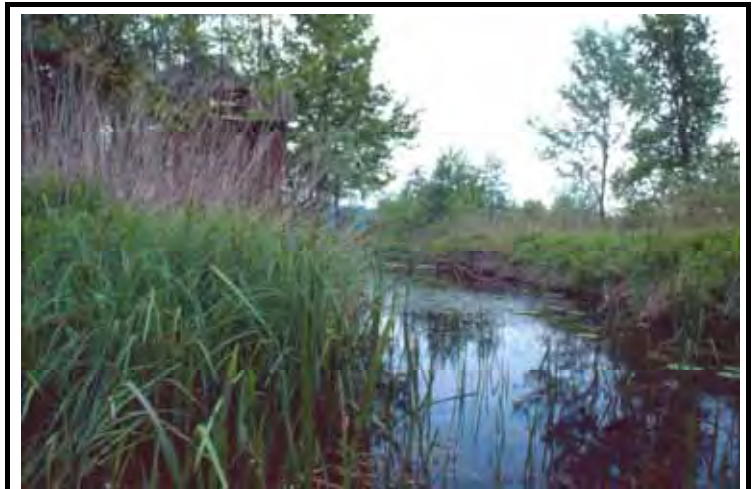


Fig. 1.32 - Lo stadio evolutivo finale di un lago è la palude, un ambiente con acque poco profonde ed ingombre di vegetazione, destinato ad a colmarsi definitivamente fino ad una pianura.

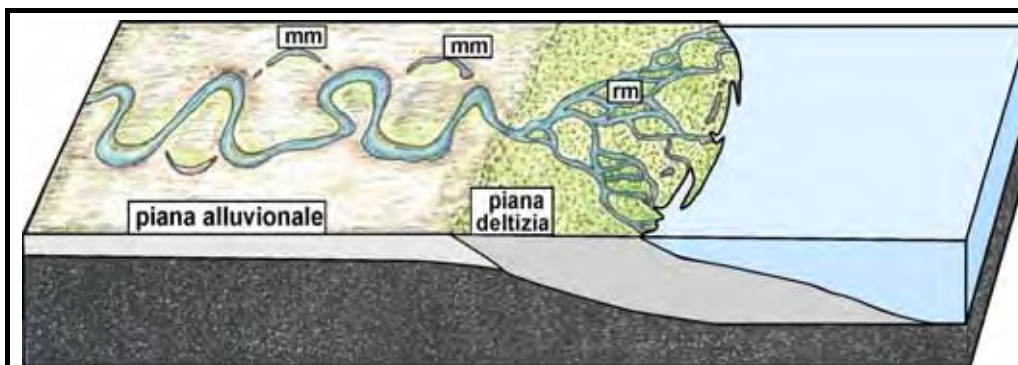


Fig. 1.33 - La **piana alluvionale** è una pianura costituita dalla sedimentazione di materiali detritici erosi dai rilievi del bacino imbrifero che alimenta il corso d’acqua. Il fiume ha andamento meandriforme molto variabile, come risulta dalla presenza di meandri morti “mm”.

La **piana deltizia** è l’accumulo dei sedimenti del delta che ha ormai raggiunto il livello della prima. Il fiume ha pendenza molto ridotta e si fa strada fra i suoi stessi sedimenti dividendosi in più rami “rm”.

1.7 - Erosione del mare

I continenti sono delimitati da fasce sommerse, più o meno estese, debolmente inclinate, con profondità inferiore a 150 m, dalle quali emergono varie isole; tali fasce costituiscono, nel loro insieme, la **piattaforma continentale** (**fig. 1.34**). Al largo, il fondale marino è più inclinato, a formare la **scarpata continentale**, alla base della quale spesso si trovano cumuli di sedimenti (**declivio continentale**), cioè materiali scivolati lungo il pendio e depositati in acque profonde. Alla base della scarpata, alla profondità di alcune migliaia di metri, si trova il **pavimento oceanico** che costituisce, da solo, oltre il 70 % della superficie degli oceani ed il 50 % di tutta la superficie terrestre (**fig. 1.34**). Le profondità massime possono raggiungere ed anche superare i 10 km in corrispondenza delle **fosse oceaniche**. Infine, in alcune aree, dal pavimento oceanico si ergono vere e proprie catene montuose sommerse (**dorsali oceaniche**) che, in taluni punti, riescono ad emergere sottoforma di **isole oceaniche**.

L'azione demolitrice dei mari si manifesta prevalentemente nei confronti delle coste (**fig. 1.35**), grazie all'energia messa in gioco dal moto ondoso (**scheda 1.6**), dalle maree e dalle sesse nei piccoli bacini (**scheda 1.7**); effetti minori sono dovuti alle correnti marine. Le onde comprimono l'aria nelle fratture e nelle fenditure delle pareti rocciose della costa; quando le onde ricadono indietro, l'aria si espande. Questa azione pro-

voca l'allargamento delle fessure, disgregando le rocce ed affrettandone l'erosione dovuta al movimento dei grani di sabbia e ghiaia. In certe situazioni le onde esercitano pressioni fino ad oltre 10 tonnellate al metro quadrato. L'azione erosiva delle onde dipende dall'energia con la quale colpiscono le coste. Tale energia è minore se le onde passano su un largo e basso *scanno* (**fig. 1.36**), soprattutto durante la bassa marea. Viceversa se la spiaggia è poco sviluppata, le rocce della *ripa* sono continuamente sottoposte all'azione del moto ondoso. I forti venti e le maree più alte (durante gli equinozi) contribuiscono ad aumentare l'efficacia dell'erosione costiera.



Fig. 1.34 - Schema illustrante il rapporto fra le forme continentali ed oceaniche.



Fig. 1.35 - Una costa rocciosa, in corrispondenza del livello del mare, dove l'energia dell'acqua è maggiore, sia per i movimenti indotti dalle maree, sia soprattutto per il moto ondoso, prevalentemente durante le mareggiate, viene erosa alla base grazie all'azione abrasiva di grani di sabbia e di ciottoli mossi dall'acqua (**A**). La roccia in basso viene scalzata (**B**) causando il crollo della parte superiore (**C**). In tal modo la costa arretra grazie all'azione erosiva del mare.

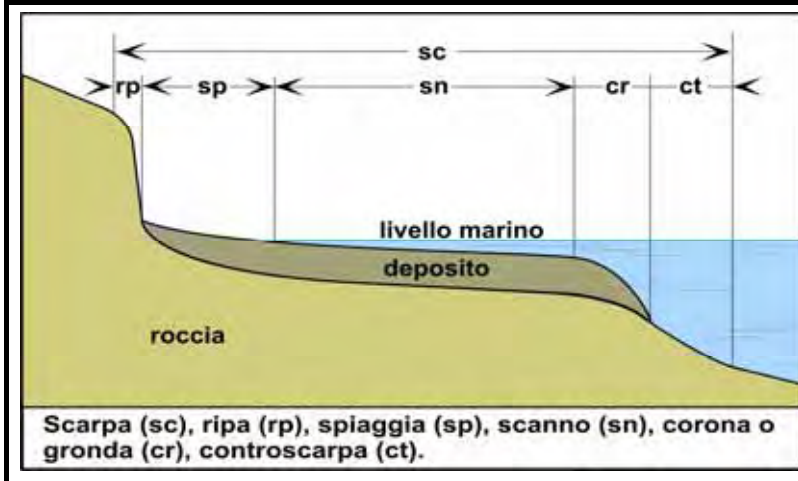


Fig. 1.36 - Forma dell'apparato costiero dovuto all'erosione prevalente del moto ondoso.

1.8 - Morfologia costiera

L'erosione costiera determina un arretramento della linea di costa (**fig. 1.37**). Con il retrocedere della ripa, rimane, al suo piede, una piattaforma litorale parzialmente sommersa; essa aumenta di larghezza ed attenua così l'azione erosiva dell'acqua, in quanto le onde si frangono sul ciglio di essa, sempre più lontano dalla ripa. Il materiale detritico (sabbia e ghiaia), che inizialmente forniva all'acqua i "proiettili" per colpire la roccia, si accumula ai piedi della ripa esercitando un'azione protettiva. All'azione del mare segue quella degli agenti meteorici che tendono ad attenuare la pendenza mentre il detrito viene ridotto in frammenti più piccoli. Una costa rocciosa può quindi trasformarsi in una spiaggia (**fig. 1.37**). Ma i meccanismi di erosione costiera non sono sempre così schematici. Numerosi fattori rendono più complessa l'azione del moto ondoso. Fra essi ricordiamo l'intensità e la direzione dei venti, il gioco delle maree e soprattutto la morfologia e la composizione delle rocce delle coste.

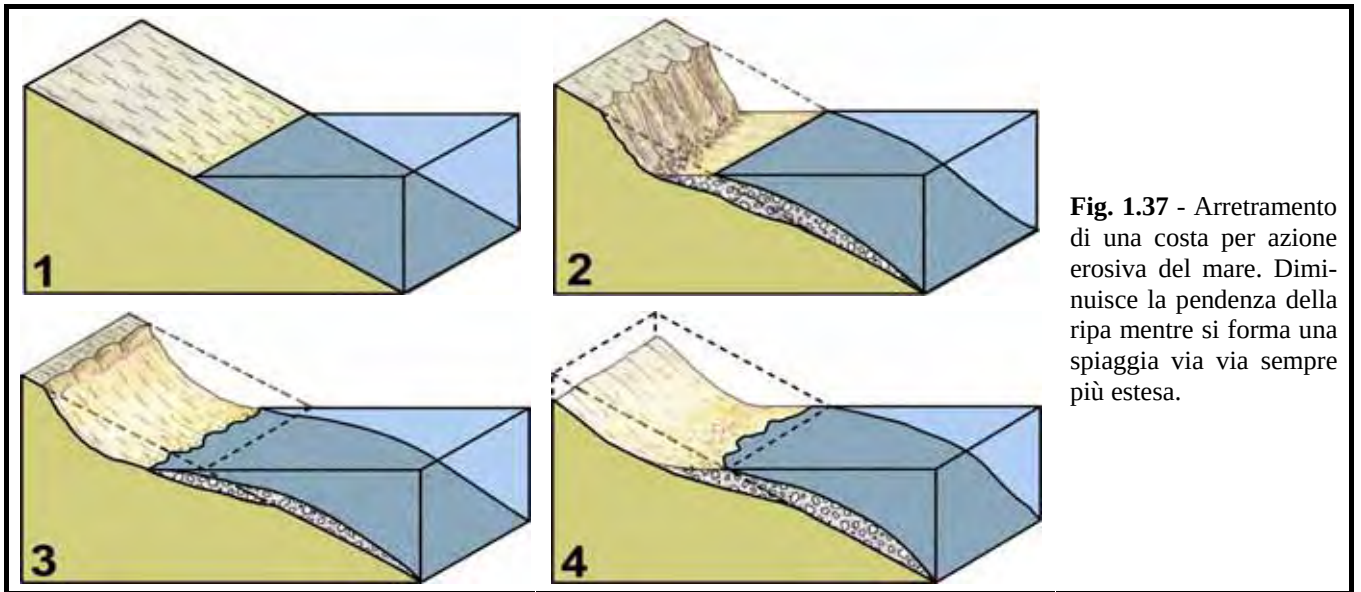


Fig. 1.37 - Arretramento di una costa per azione erosiva del mare. Diminuisce la pendenza della ripa mentre si forma una spiaggia via via sempre più estesa.

L'inclinazione degli strati rocciosi e la pendenza delle ripe influiscono sulla ripidità e sulla velocità di arretramento di una costa. Per esempio l'altezza delle **falesie** (alte e ripide coste rocciose, prodotte dall'erosione del mare, con pareti a picco sull'acqua; **fig. 1.38**) può mantenersi più o meno costante (**fig. 1.39/1**) od aumentare (**fig. 1.39/2**) quando arretrano. Talvolta l'inclinazione degli strati rocciosi può favorire una diminuzione dell'altezza delle pareti (**fig. 1.37/3**). Nella maggior parte dei casi comunque la degradazione meteorica tende a far diminuire la pendenza, mentre l'azione erosiva del mare tende a diminuire man mano che le pareti si ritirano ed i detriti si accumulano formando una spiaggia (come già illustrato in **fig. 1.37**).

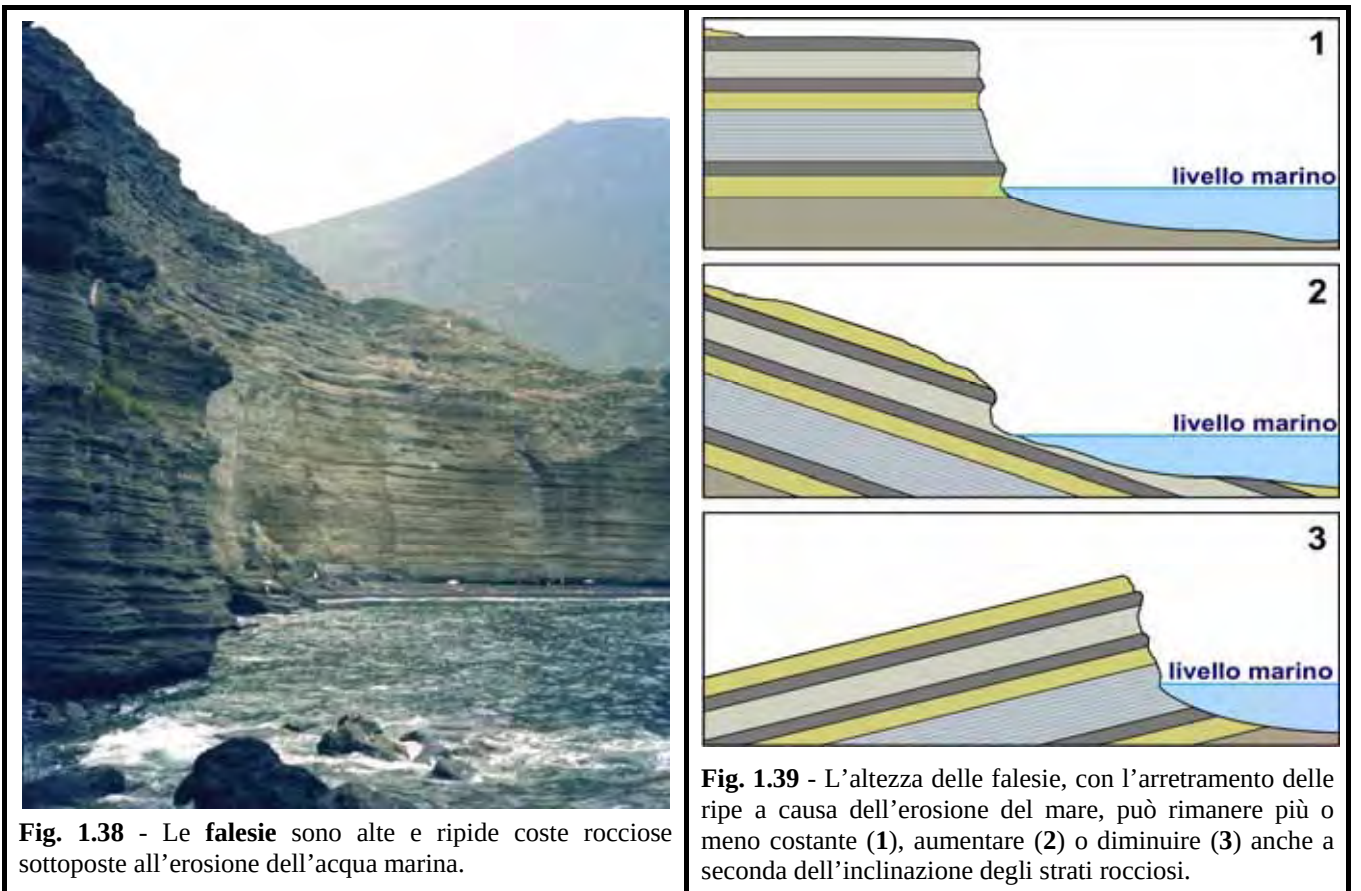


Fig. 1.38 - Le **falesie** sono alte e ripide coste rocciose sottoposte all'erosione dell'acqua marina.

Fig. 1.39 - L'altezza delle falesie, con l'arretramento delle ripe a causa dell'erosione del mare, può rimanere più o meno costante (1), aumentare (2) o diminuire (3) anche a seconda dell'inclinazione degli strati rocciosi.

L'attacco delle onde è più efficace nei confronti dei promontori attenuandosi in corrispondenza delle baie, con pronunciata erosione nei confronti dei primi e formazione di spiagge di fronte alle seconde (**figg. 1.40** e **1.41**). Le grotte possono trasformarsi in *archi* e per successivi crolli, in *pilastr*i o *scogli* (**figg. 1.40**, **1.41** e **1.42**). Con simili meccanismi si sono formati i "faraglioni" di Capri e delle isole Lipari. Il materiale eroso viene trasportato dalle

maree e dalle correnti e quindi depositato in corrispondenza delle baie; man mano che i promontori vengono erosi, le spiagge contigue si allargano con una continua trasformazione del paesaggio (**fig. 1.44**).

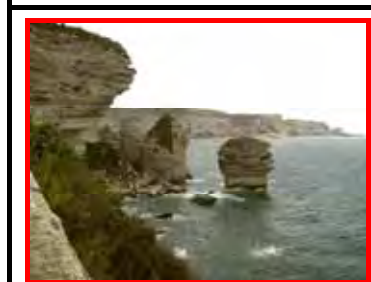
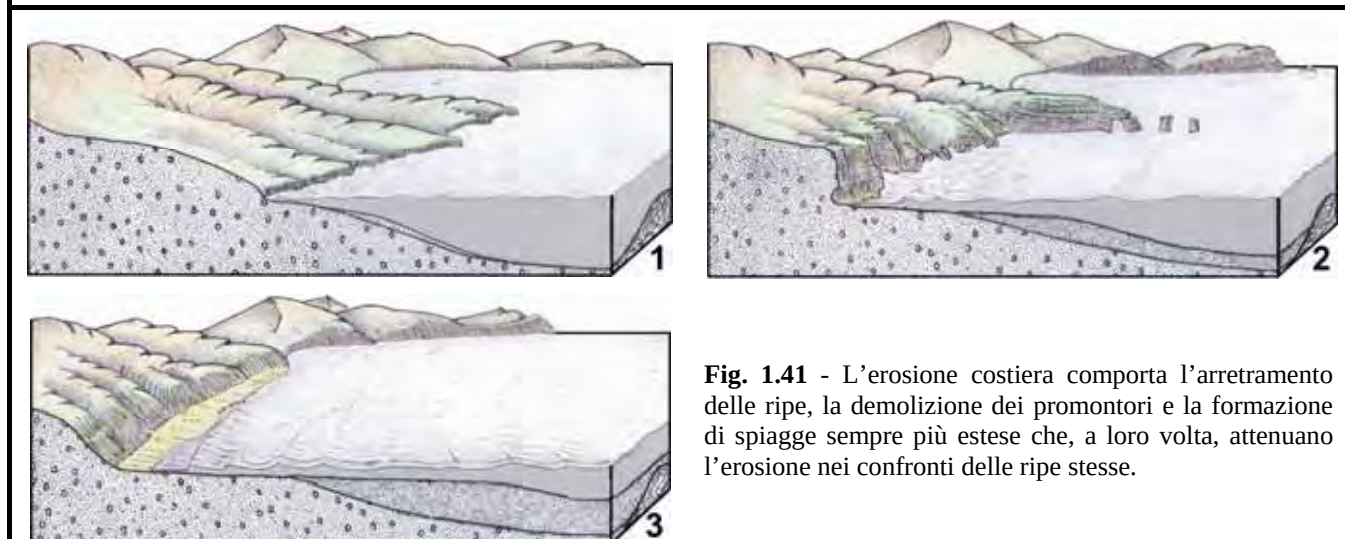
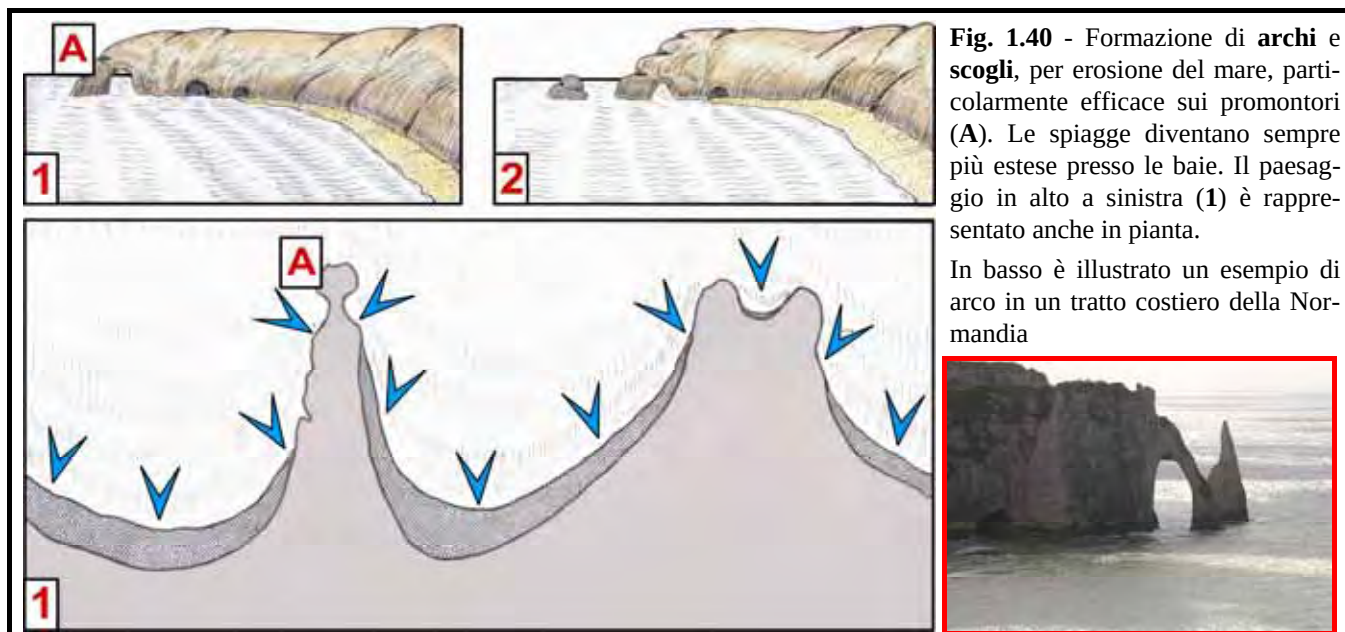
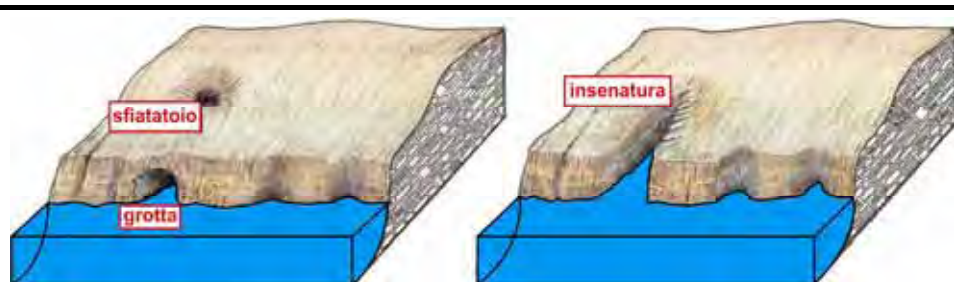


Fig. 1.42 - Pilastrini e scogli di fronte alle falesie di Bonifacio (Corsica).



Come si è già accennato, il mare allarga le fessure della roccia, creandone di nuove nelle porzioni più tenere, talvolta scavando **grotte** più o meno estese. In alcuni casi il soffitto di una grotta crolla con conseguente formazione di un pozzo che, dalla superficie sommitale della rupe, scende fino al mare (**fig. 1.43**). Durante l'alta marea e soprattutto con il mare molto mosso, le onde che fluiscono nella grotta provocano spruzzi anche intensi fuori dall'apertura del pozzo (**sfiatatoio** o **pozzo soffiante** o **tonante**). Perdurando l'azione erosiva si può avere il crollo completo della volta della grotta e formazione di una **insenatura**.

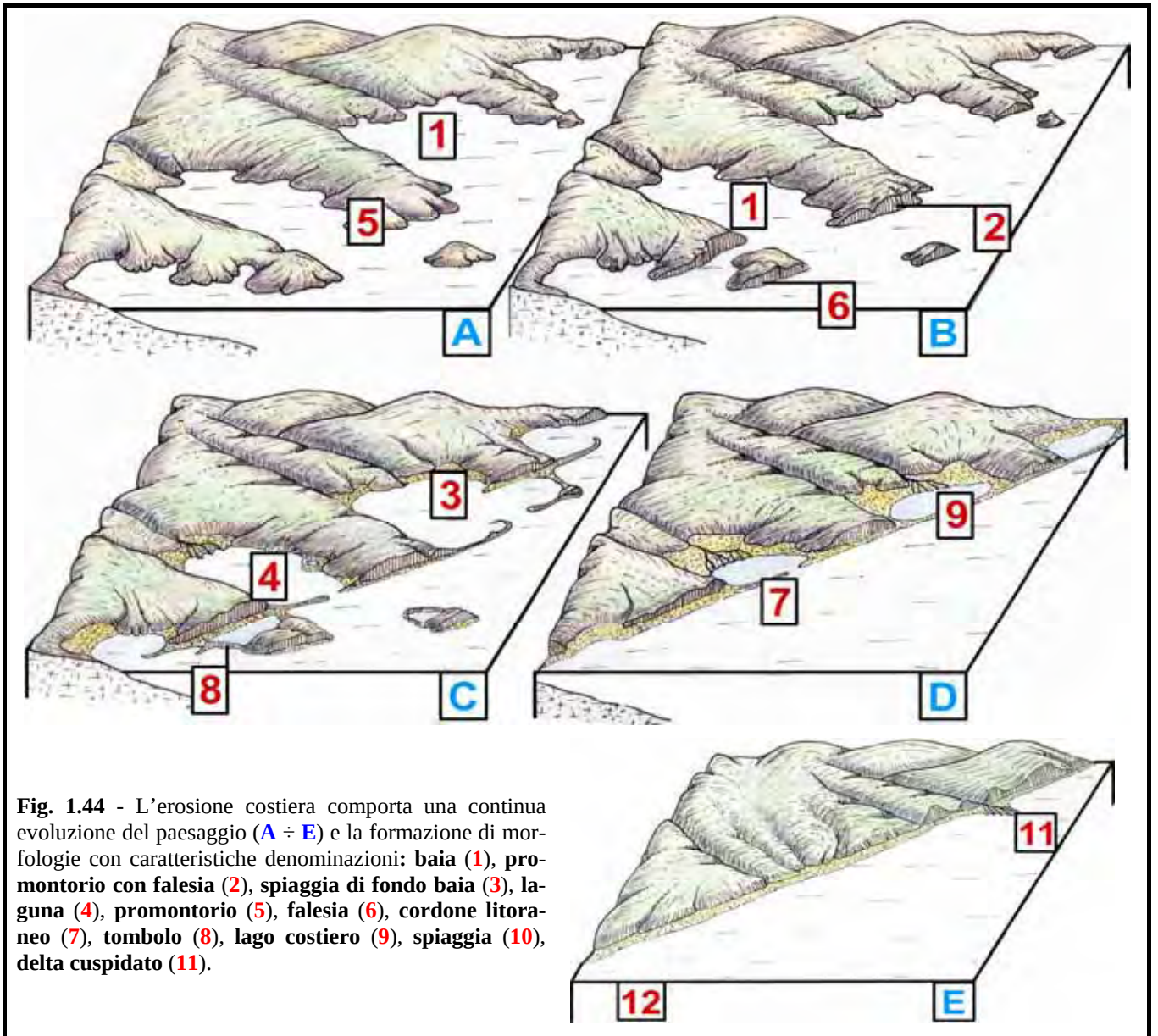


Fig. 1.44 - L'erosione costiera comporta una continua evoluzione del paesaggio (A ÷ E) e la formazione di morfologie con caratteristiche denominazioni: **baia** (1), **promontorio con falesia** (2), **spiaggia di fondo baia** (3), **laguna** (4), **promontorio** (5), **falesia** (6), **cordone litoraneo** (7), **tombolo** (8), **lago costiero** (9), **spiaggia** (10), **delta cuspidato** (11).



Fig. 1.45 - Un'ampia e lunga spiaggia, con morfologia relativamente uniforme, è spesso il risultato dell'erosione costiera che, in tempi geologici (fino a decine e centinaia di migliaia di anni), ha demolito una antica costa rocciosa in detriti sempre più minuti a formare la spiaggia stessa.

In base a quanto sopra descritto sembrerebbe che l'erosione costiera comporti sempre, come risultato finale, la demolizione di promontori e la formazione di spiagge sempre più estese, fino al risultato finale di una linea di costa più o meno uniforme e regolare (**fig. 1.45**). Ma altri fattori tendono a rendere più complessa le situazioni. Infatti la morfologia costiera non dipende solo dall'azione erosiva del moto ondoso; abbiamo visto come importanti risulti anche la degradazione meteorica. Occorre considerare inoltre gli effetti degli agenti di trasformazione del paesaggio dell'entroterra, oppure delle conseguenze di mutamenti climatici che possono comportare variazioni del livello marino. Per esempio in corrispondenza dello sbocco al mare di una valle fluviale si può avere una sorta di promontorio formato dal delta dovuto alla sedimentazione dei materiali detritici trasportati dal fiume (**fig. 1.46/A**). In seguito ad un riscaldamento del clima il livello marino si alza e l'acqua invade la porzione terminale della valle fluviale con formazione di una **insenatura** (o **ria**; **fig. 1.47**) lunga e sinuosa, variamente ramificata (**fig. 1.46/B**).

Le **rias** presentano, in genere, l'andamento tortuoso delle antiche valli fluviali; il fiume principale ed i suoi affluenti depositano alluvioni alla testata delle parti sommerse delle valli, dove il loro flusso

incontra l'acqua marina (ormai abbastanza addentrata nella terraferma). Con l'accumulo delle alluvioni, durante le basse maree, possono emergere delle piane di fango. Verso il mare le onde erodono le nuove pareti lungo le rive più esterne. Proseguendo l'erosione e l'arretramento della costa, si accumulano detriti a formare una nuova spiaggia. Si osserva così un nuovo paesaggio con un entroterra inciso dai corsi d'acqua che si affaccia sul mare con ampie spiagge (**fig. 1.48**).

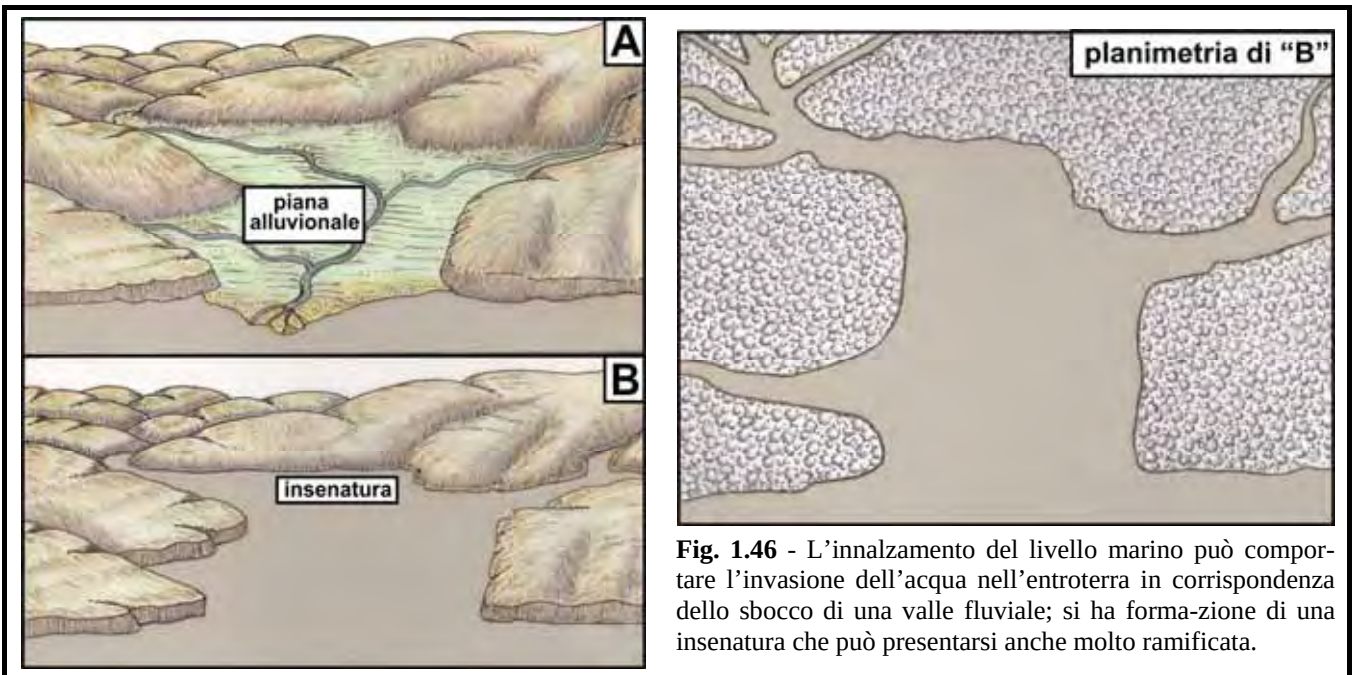


Fig. 1.46 - L'innalzamento del livello marino può comportare l'invasione dell'acqua nell'entroterra in corrispondenza dello sbocco di una valle fluviale; si ha formazione di una insenatura che può presentarsi anche molto ramificata.

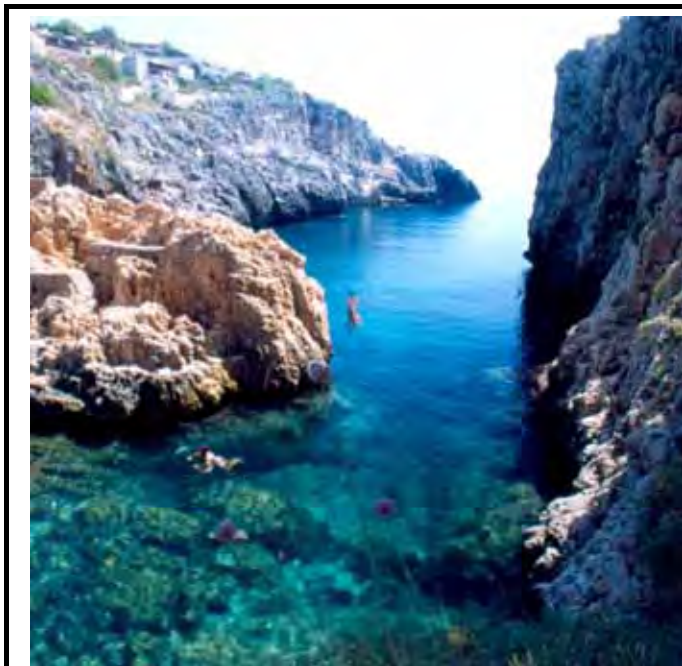


Fig. 1.47 - La **ria** è una profonda insenatura, dovuta alla penetrazione del mare lungo una valle fluviale per innalzamento del livello marino. Tali morfologie sono, in genere, strette ed allungate, con pareti ripide, molto caratteristiche dal punto di vista paesaggistico e spesso mete turistiche interessanti.

All'opposto una zona costiera potrebbe innalzarsi (oppure il livello marino potrebbe abbassarsi per un irrigidimento del clima) innescando così una nuova azione erosiva nei confronti di quella porzione che prima costituiva lo scanno (la parte sommersa di fronte alla spiaggia; **fig. 1.36**). La piattaforma che precedentemente scendeva nel mare ora non è altro che un ampio *terrazzo marino*. Al di sotto la nuova falesia è sottoposta all'azione del moto ondoso (**fig. 1.49**), mentre quella antica viene aggredita dall'azione meteorica che ne attenua la pendenza.

In alcune zone dell'Europa settentrionale, un tempo coperte da potenti coltri di ghiaccio, sono attualmente in fase di innalzamento per assestamento isostatico per la scomparsa del peso sovrastante.

L'innalzamento può avvenire in diverse fasi tanto che le spiagge sollevate possono essere identificate a varie altezze rispetto al livello marino attuale. Quelle più antiche (più alte) sono, in genere, maggiormente mascherate dagli effetti della degradazione meteorica e dell'erosione.

Un altro fattore di cui occorre tenere conto è la consistenza dei materiali rocciosi delle coste che soggette ad erosione marina, in particolare quando

la consistenza delle rocce è diversa da punto a punto. La **fig. 1.50** illustra una trasformazione della linea di costa in una successione di promontori e baie, con i primi costituiti da materiali più resistenti all'azione del moto ondoso mentre, in corrispondenza delle seconde, più facilmente erodibili, si ha formazione di baie delimitate da spiagge.

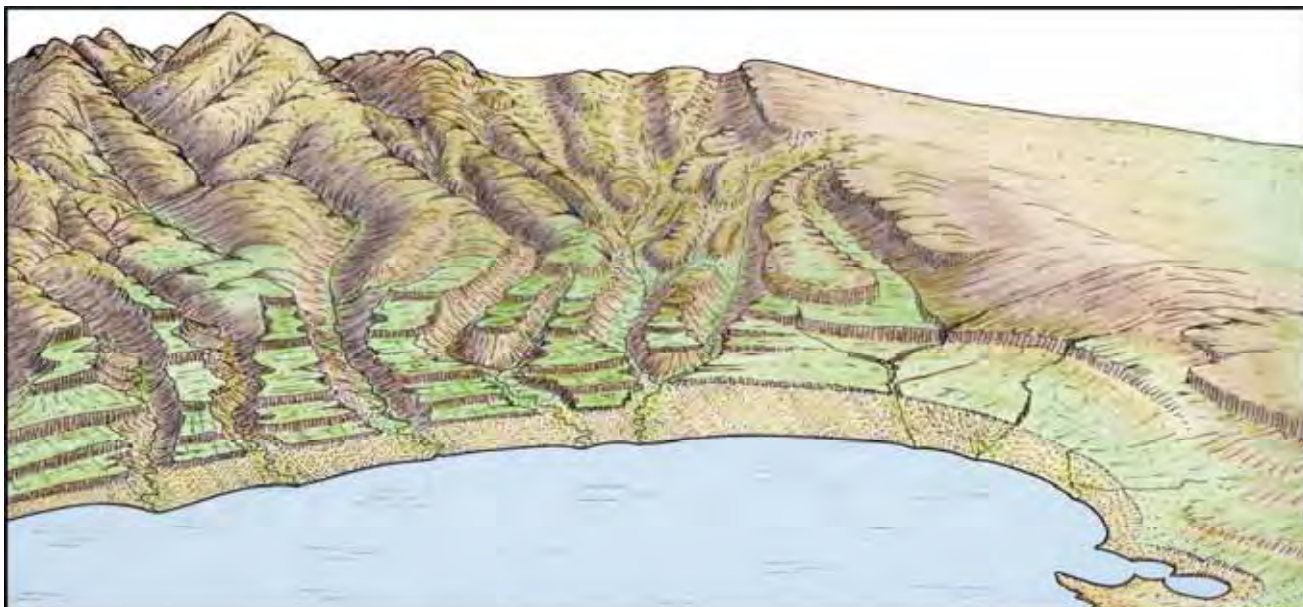


Fig. 1.48 - Golfo di Taranto. La terraferma (incisa dai corsi d'acqua) è separata dal mare da una ampia spiaggia, formata dall'accumulo di detriti originati dall'erosione costiera.

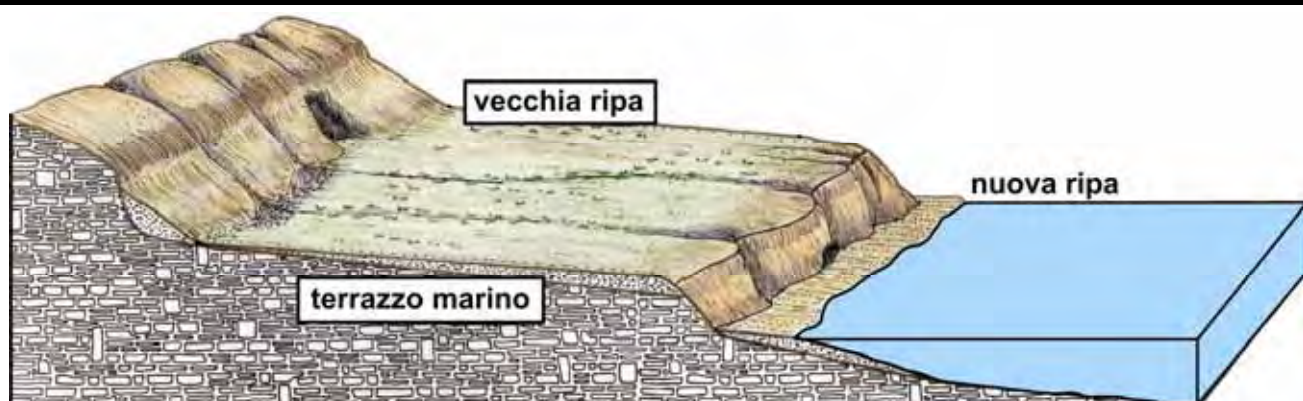


Fig. 1.49 - Formazione di un **terrazzo marino** come conseguenza del sollevamento della ripa (o abbassamento del livello marino).

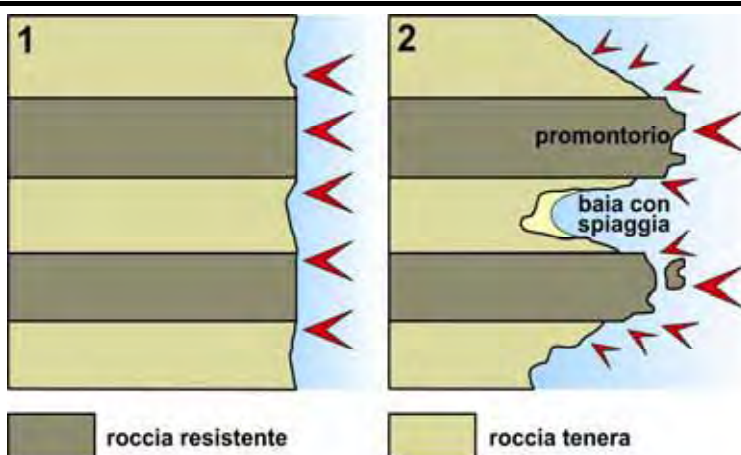


Fig. 1.50 - L'erosione su rocce di diversa consistenza e disposte perpendicolarmente alla linea di costa, porta alla formazione di una alternanza di promontori e di baie.

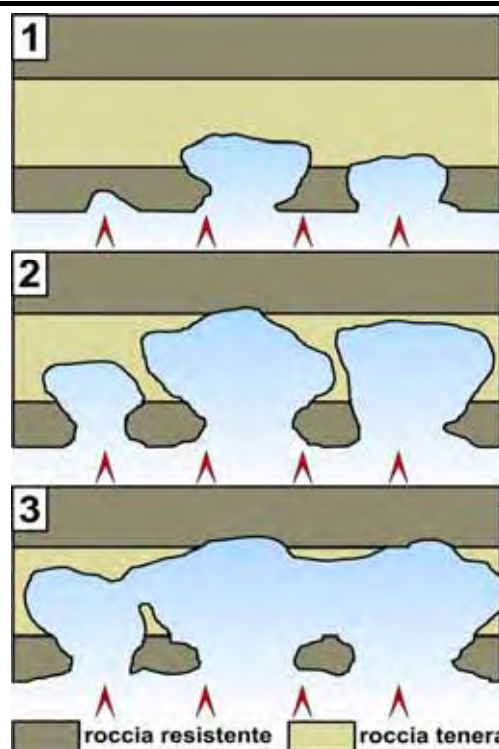


Fig. 1.51 - Erosione su rocce di diversa consistenza e disposte parallelamente alla linea di costa

La **fig. 1.51** illustra una situazione dovuta all'alternanza di rocce di diversa consistenza disposte parallelamente alla linea di costa. In taluni casi rimangono *cordoni litoranei* che isolano, verso l'interno specchi d'acqua parzialmente separati rispetto al mare aperto; ulteriori processi di erosione e sedimentazione possono portare a trasformazioni sempre più complesse del paesaggio (**fig. 1.52**), talora alterato per cause antropiche (**fi. 1.53**).

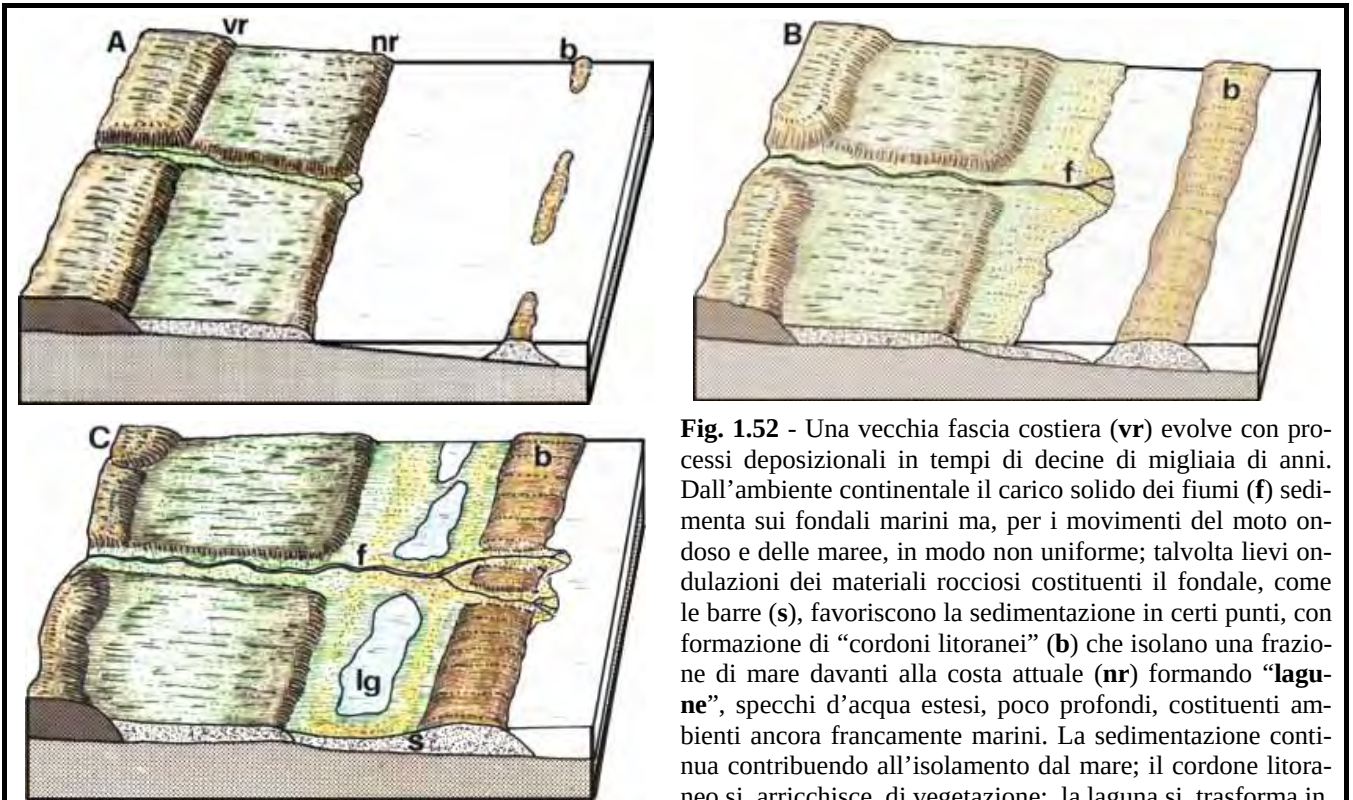


Fig. 1.52 - Una vecchia fascia costiera (vr) evolve con processi deposizionali in tempi di decine di migliaia di anni. Dall'ambiente continentale il carico solido dei fiumi (f) si deposita sui fondali marini ma, per i movimenti del moto ondoso e delle maree, in modo non uniforme; talvolta lievi ondulazioni dei materiali rocciosi costituenti il fondale, come le barre (s), favoriscono la sedimentazione in certi punti, con formazione di "cordoni litoranei" (b) che isolano una frazione di mare davanti alla costa attuale (nr) formando "lagune", specchi d'acqua estesi, poco profondi, costituenti ambienti ancora francamente marini. La sedimentazione continua contribuendo all'isolamento dal mare; il cordone litoraneo si arricchisce di vegetazione; la laguna si trasforma in

bacini interni (**paludi, stagni e laghi costieri**), cioè ambienti di transizione tra quello marino e dulcacquicolo (lg). Lo stadio finale è il colmamento dell'area fra la vecchia linea di costa e il cordone litoraneo; possono rimanere stagni d'acqua dolce i cui emissari hanno l'aspetto di canali che portano al mare sulla nuova linea di costa.

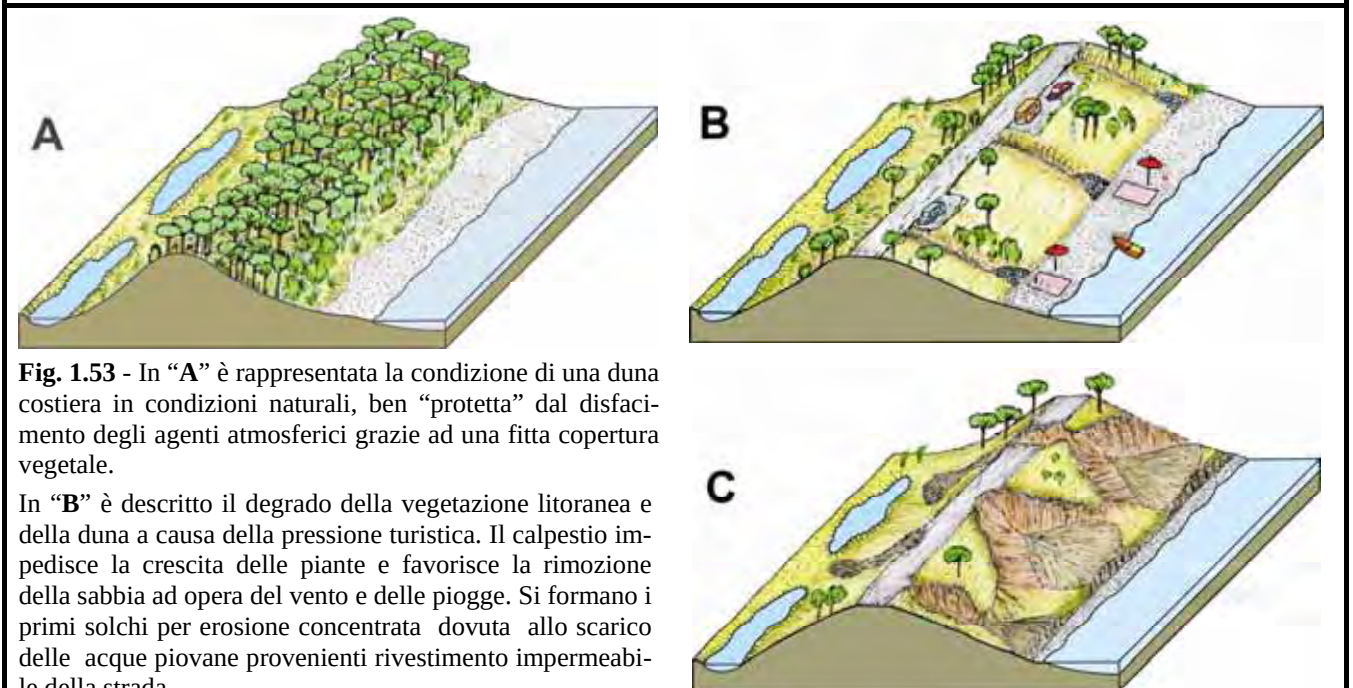


Fig. 1.53 - In "A" è rappresentata la condizione di una duna costiera in condizioni naturali, ben "protetta" dal disfacimento degli agenti atmosferici grazie ad una fitta copertura vegetale.

In "B" è descritto il degrado della vegetazione litoranea e della duna a causa della pressione turistica. Il calpestio impedisce la crescita delle piante e favorisce la rimozione della sabbia ad opera del vento e delle piogge. Si formano i primi solchi per erosione concentrata dovuta allo scarico delle acque piovane provenienti dal rivestimento impermeabile della strada.

In "C" è rappresentata la situazione di forte degrado dovuta alla notevole azione erosiva delle acque di ruscellamento scaricate dalla sede stradale, all'asportazione della copertura vegetale ed al conseguente arretramento della linea di costa.

Conviene ricordare inoltre situazioni particolari dove l'azione erosiva dell'acqua marina risulta particolarmente accentuata nei confronti di zone costituite da materiali meno resistenti, tanto da produrre stretti bracci marini che si insinuano nella terra ferma, costituendo morfologie analoghe ai cosiddetti **rias**. Tali morfologie ricordano i

fiordi, che sono invece insenature strette e profonde, spesso ramificate, causate dalla sommersione di valli formatesi per l'azione di esarazione di antichi ghiacciai. In Europa i migliori esempi di queste forme si trovano nella penisola scandinava. In sintesi i diversi processi dell'erosione costiera comportano una grande varietà di morfologie, delle quali una parte è illustrata nella **fig. 1.54**.

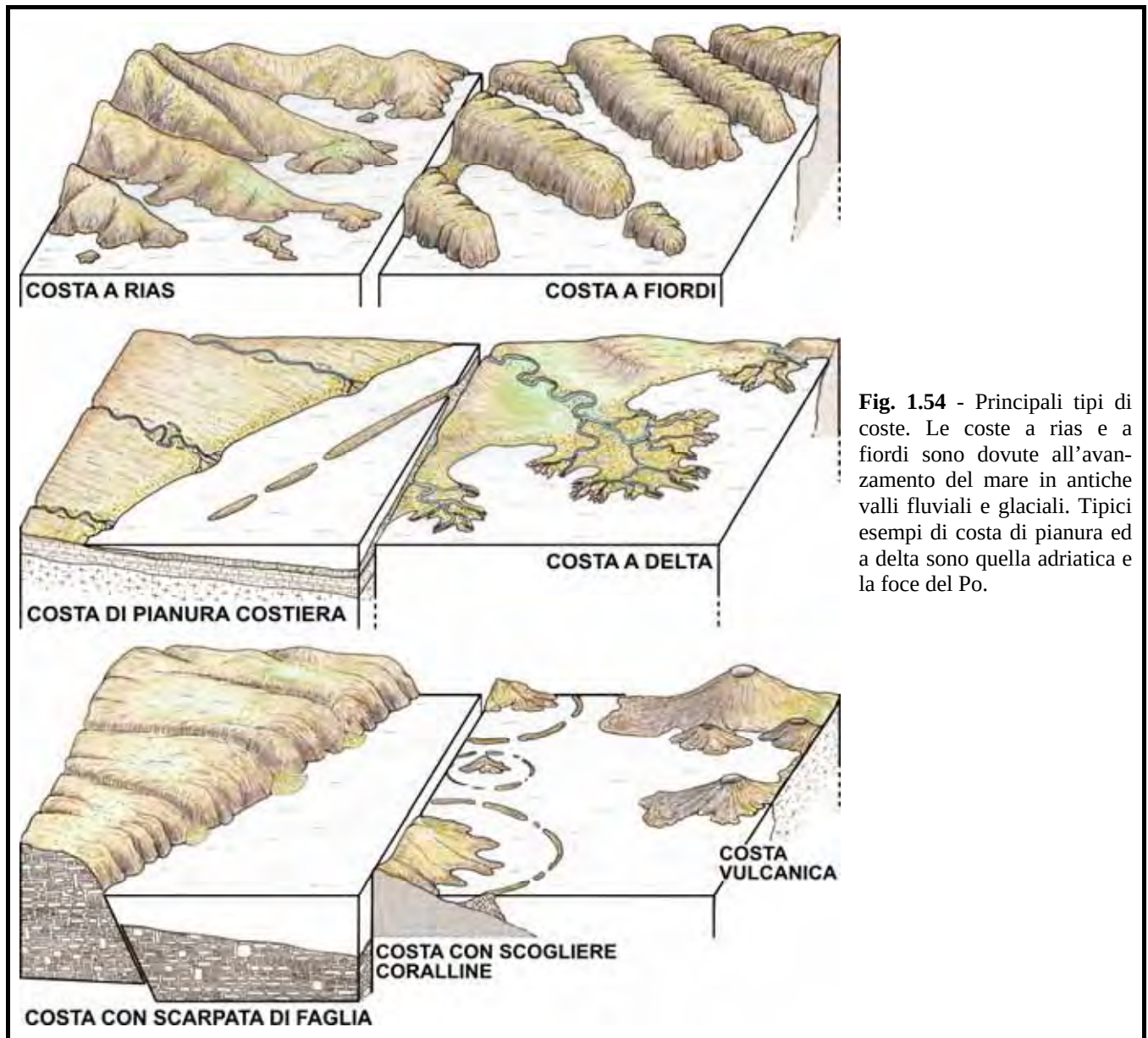


Fig. 1.54 - Principali tipi di coste. Le coste a rias e a fiordi sono dovute all'avanzamento del mare in antiche valli fluviali e glaciali. Tipici esempi di costa di pianura ed a delta sono quella adriatica e la foce del Po.

SCHEDA 1.1 - Il fiume cambia da monte a valle

L'ecosistema fluviale è paragonabile ad un lungo e sinuoso "nastro" d'acqua corrente. I parametri per descriverlo sono:

- **pendenza dell'alveo**; dipende dalla natura dei terreni attraversati;
- **portata**; volume d'acqua che scorre nell'unità di tempo attraverso una sezione del corso d'acqua [m^3/s]; dipende dal clima e dalle dimensioni [km^2] del bacino imbrifero;
- **velocità della corrente**; dipende dalla portata e dalla pendenza dell'alveo [cm/s];
- **larghezza dell'alveo**; dipende dalla portata e dalla pendenza dell'alveo; è molto variabile, pertanto vengono normalmente utilizzati valori medi [m], rappresentativi delle porzioni di letto bagnato;
- **profondità dell'acqua**; dipende dalla portata e dalla pendenza e viene espressa con valori medi; in uno stesso corso d'acqua, può variare da pochi centimetri ad alcuni metri;
- **temperatura dell'acqua**; dipende dal clima del bacino; è difficile da valutare perché molto variabile secondo le stagioni e, pur se in misura minore, con l'alternarsi del dì e della notte;
- **parametri chimici delle acque**; contenuto di ossigeno disciolto, sali, pH, ecc... in generale sostanze diverse che, come qualità e quantità, dipendono dalla natura del bacino e dalle attività umane che su di esso si sviluppano;

- **ambiente circostante**; da monte a valle il corso d'acqua attraversa terreni rocciosi, tappezzati da prati, ricoperti di boschi, prima di conifere e successivamente di latifoglie, fino ad arrivare ai terreni agricoli della pianura, presso la foce; dall'ambiente circostante giunge nelle acque materia organica che, verso valle, diventa sempre più abbondante, contribuendo a sostenere una maggiore produttività biologica;
- **la torbidità**; in occasione di piogge intense l'acqua si "carica" di materiali limosi in maggiori quantità in pianura rispetto alla montagna; tipico è il colore giallo - marrone dei torrenti di fondovalle o dei fiumi delle aree pianeggianti durante le piene; essi trasportano tonnellate di limo, che è il materiale di copertura caratteristico delle pianure.

La larghezza del letto, la profondità dell'acqua e la velocità della corrente dipendono soprattutto dalla pendenza dell'alveo e dalla portata; queste cambiano da monte a valle: diminuisce la prima ed aumenta la seconda. Procedendo dalla sorgente alla foce, i parametri ambientali di un ecosistema fluviale si modificano nel seguente modo:

- **diminuiscono** la pendenza dell'alveo, la velocità della corrente e la granulometria dei materiali costituenti i fondali;
- **aumentano** la portata, la larghezza del letto, la profondità dell'acqua, la temperatura, la concentrazione dei soluti, la produttività biologica e la torbidità.

SCHEMA 1.2 - L'ingegneria idraulica tradizionale

L'ingegneria idraulica è sicuramente una delle discipline più antiche; essa studia sistemi progettuali atti al controllo dello scorrimento delle acque superficiali, al trasporto dell'acqua per fini diversi (irrigui, idroelettrici, potabili,...), al dimensionamento di fogne e collettori,... L'uomo dipende dall'acqua e quindi l'ingegneria idraulica è utile ed indispensabile ma, per quanto più ci interessa, non sempre risulta efficace quanto atteso da una eccessiva e spesso acritica fiducia nei confronti della scienza e della tecnica. Da secoli (e da millenni) l'uomo ha perfezionato sistemi diversi per controllare l'energia erosiva dei corsi d'acqua, talvolta con successo, più spesso senza risultati positivi. Le opere che vengono realizzate sui fiumi e torrenti vengono in genere definite "interventi di sistemazione idraulica" ed hanno come obiettivo la modificazione degli alvei fluviali in modo da favorire un più facile smaltimento delle portate di piena e di limitare, per quanto possibile, l'erosione delle sponde o l'approfondimento dei fondali.

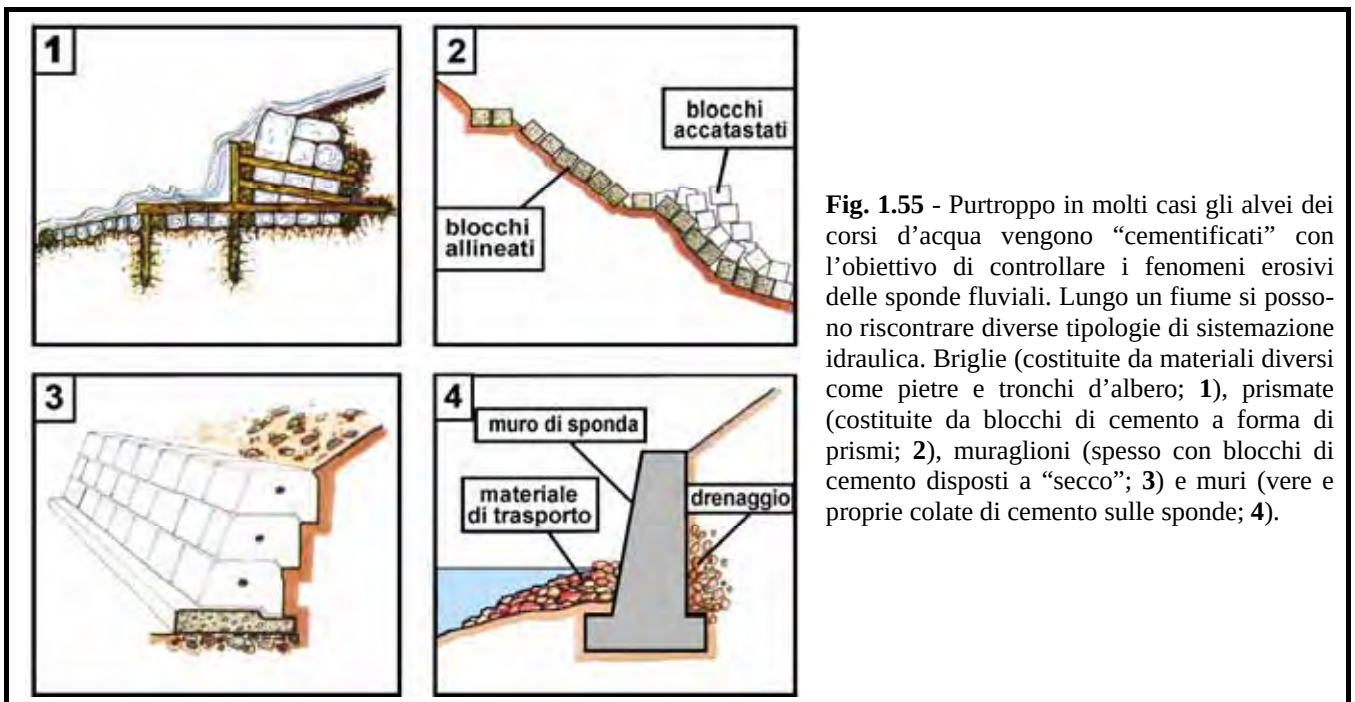


Fig. 1.55 - Purtroppo in molti casi gli alvei dei corsi d'acqua vengono "cementificati" con l'obiettivo di controllare i fenomeni erosivi delle sponde fluviali. Lungo un fiume si possono riscontrare diverse tipologie di sistemazione idraulica. Briglie (costituite da materiali diversi come pietre e tronchi d'albero; **1**), prismate (costituite da blocchi di cemento a forma di prismi; **2**), muraglioni (spesso con blocchi di cemento disposti a "secco"; **3**) e muri (vere e proprie colate di cemento sulle sponde; **4**).

L'ingegneria idraulica tradizionale utilizza prevalentemente i classici materiali da costruzione (come il cemento), blocchi rocciosi, pali,... per "edificare" manufatti che non sempre permettono di conseguire gli obiettivi per cui vengono realizzati e che, purtroppo, sono quasi sempre causa di alterazioni della qualità del paesaggio e degli equilibri degli ecosistemi fluviali. La **fig. 1.55** mostra alcuni schemi di interventi tradizionali, mentre la **fig. 1.56** illustra alcuni esempi concreti di realizzazione. Fra le opere che si osservano più frequentemente sui torrenti più ripidi ed impetuosi sono le **briglie** (in alto a destra della **fig. 1.56**). Sono veri e propri sbarramenti che "tagliano" trasversalmente il corso d'acqua. Si realizzano con materiali diversi: cemento, massi, blocchi più o meno squadrati,... talora anche con strutture simili a muri e, più raramente, con gabbioni (gabbie costituite da rete metalliche riempite con ciottoli di varie dimensioni).

Per comprendere l'utilità delle briglie, si immagini un corso d'acqua che scorre in un alveo ripido e profondamente inciso (un torrente incassato in una valle stretta e con versanti caratterizzati da elevata pendenza). In una simile situazione è facile immaginare, soprattutto in occasione di eventi di piena di media ed alta eccezionalità, lo scatenarsi di elevate energie capaci di generare, a causa della forte pendenza, una intensa erosione e quindi un elevato trasporto solido. Poiché il corso d'acqua si trova in una fase giovanile, tende ad abbassare il suo profilo di scorrimento, scavando il letto del corso d'acqua. Ciò non

costituirebbe un problema se sul fondo di quella ipotetica valle, lungo il torrente, non fossero presenti, per ipotesi, una strada (magari importante ai fini del collegamento con l'alta valle) ed edifici di vario tipo. L'approfondimento dell'alveo comporta l'instabilità dei versanti ai suoi fianchi e probabili crolli destinati a conferire il caratteristico profilo a "V" della valle fluviale. Ma tali crolli finirebbero con il coinvolgere strada e fabbricati.



Fig. 1.56 - In alto a sinistra una "gabbionata" (insieme di "gabbie" di ferro riempite di ghiaia grossolana) sistemata a difesa di una sponda sottoposta ad erosione. In alto a destra una briglia in cemento. In basso a sinistra una massiciata (insieme di massi giustapposti e talora con interstizi cementati). In basso a destra un insieme di prismi (blocchi di cemento a forma di parallelepipedi) disposti lungo la riva e pronti per essere calati sulla sponda per la realizzazione di una "prismata".

La **fig. 1.57** illustra un profilo longitudinale di un ipotetico corso d'acqua, lungo il quale sono state rappresentate, in modo molto schematico, alcune briglie in successione (A - E). L'apice di ciascuna briglia costituisce un livello al di sotto del quale l'alveo non può scendere; è un limite che impedisce al processo erosivo di approfondire l'incisione fluviale, naturalmente a condizione che le briglie stesse siano resistenti nel tempo, cioè ben costruite. Con una successione di tali strutture si cerca di "imporre" al corso d'acqua un profilo stabile, grosso modo lungo una linea di equilibrio allineata sulle soglie delle briglie. Lungo i tratti compresi fra due briglie, la pendenza è minore e quindi minore è la velocità dell'acqua (meno erosione, meno trasporto solido ed addirittura deposito); ma in corrispondenza dei salti l'acqua riprende energia; per tale ragione, nella maggior parte dei casi, alla base degli sbarramenti, vengono sistemati grossi massi (o anche blocchi di cemento) al fine di evitare la ripresa dell'erosione (quella che si manifesta anche alla base delle cascate naturali).

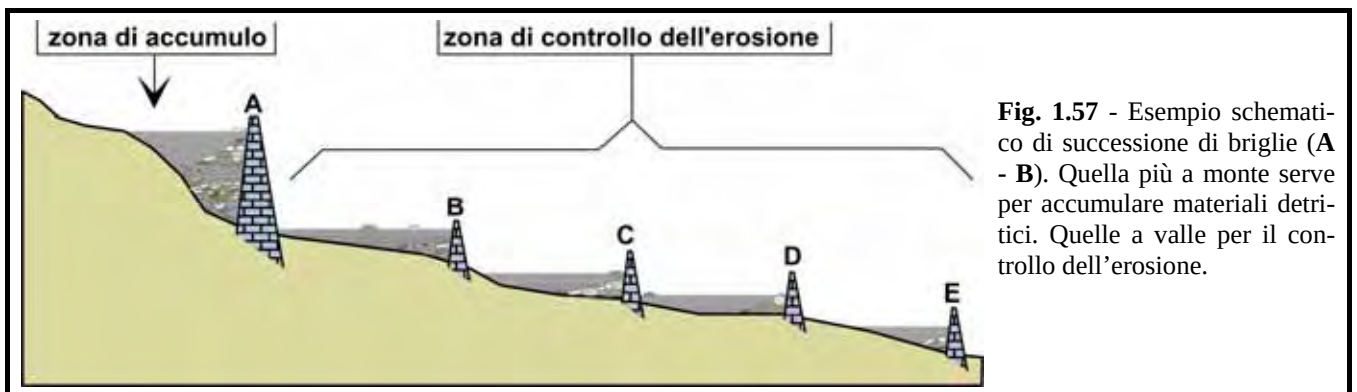


Fig. 1.57 - Esempio schematico di successione di briglie (A - E). Quella più a monte serve per accumulare materiali detritici. Quelle a valle per il controllo dell'erosione.

Una successione di briglie può quindi costituire una buona soluzione per la stabilità dei versanti che si affacciano su un ripido torrente montano. Talora, si tratta di un intervento indispensabile per ridurre i rischi connessi a crolli laterali che potrebbero

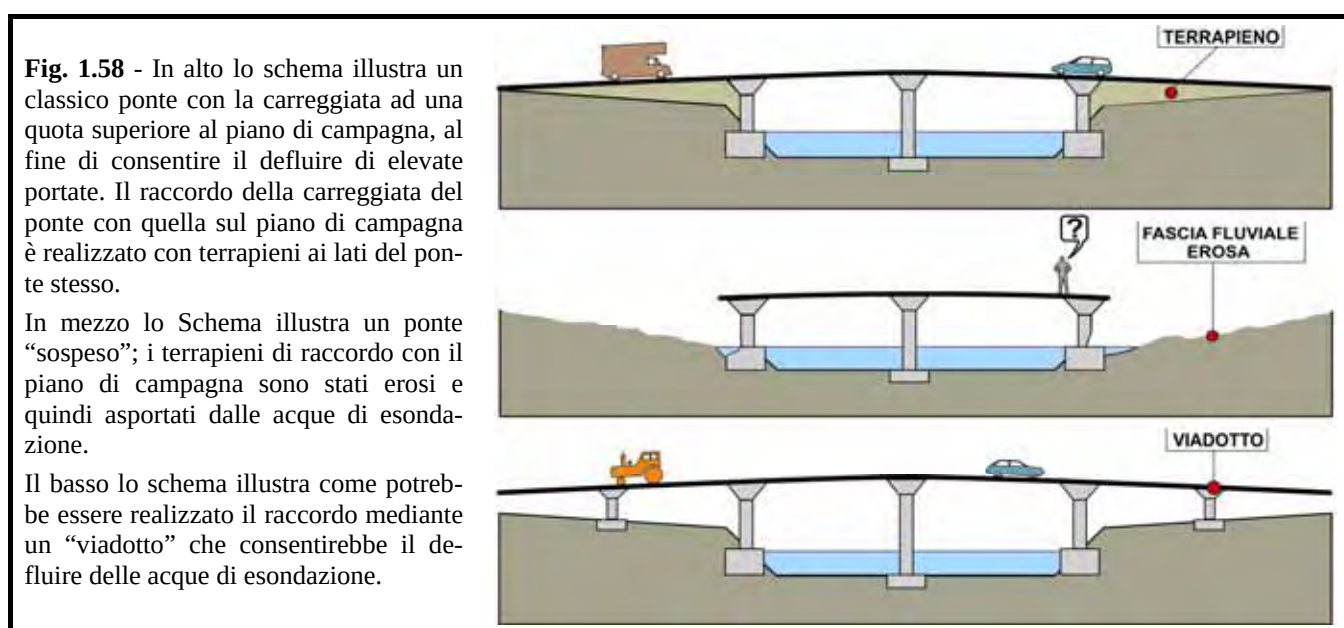
coinvolgere le opere dell'uomo. In altri casi le briglie sono utili per evitare l'approfondimento di incisioni sui versanti e che potrebbero compromettere la stabilità dei terreni circostanti e quindi la perdita di suolo e l'incremento di materiali movimentati e convogliati nel reticolo idrografico. Purtroppo molti canali vengono trasformati in una sorta di "scivoli" di cemento che hanno forse il vantaggio (o la pretesa non del tutto verificata) di risolvere il problema in un ridotto ambito spaziale, ma contribuiscono all'incremento della velocità con la quale l'acqua procede verso valle, con tutte le conseguenze facili da immaginare.

Le briglie servono anche a "fermare" i materiali solidi trasportati dalle acque durante le piene (*trasporto solido*). A monte delle briglie, per effetto della diminuzione della velocità dell'acqua, avviene deposizione del materiale detritico. In alcuni casi, gli sbarramenti presentano dimensioni decisamente più vistose (per esempio **A** in **fig. 1.57**), tanto da formare, immediatamente a monte, una sorta di piccolo bacino, tale da permettere l'accumulo di un volume significativo di materiali che, in tal modo, non verrebbero più convogliati verso valle e non contribuirebbero più al trasporto solido (vero responsabile dell'erosione). Ma anche negli intervalli fra le briglie "normali" (per esempio **B - C** o **D - E** in **fig. 1.57**) vi possono essere situazioni simili; tutto sommato molto è condizionato dalle dimensioni delle briglie e dalle caratteristiche morfologiche del corso d'acqua. Giova tuttavia ricordare che tali sbarramenti, per quanto grandi in certi casi, non hanno le dimensioni delle dighe, capaci di formare bacini di accumulo dell'acqua anche di centinaia di milioni di metri cubi.

Gli ingegneri effettuano calcoli complessi per valutare l'entità del trasporto solido, al fine di dimensionare le briglie aventi la presunta funzione di favorire il deposito dei materiali, salvo poi scoprire ciò che è ovvio: le zone di accumulo a monte delle briglie si riempiono con molta facilità perdendo, in tempi brevi, la loro principale funzione. Quindi spesso si sente parlare di necessità di manutenzione che riguarda non soltanto gli interventi utili a garantire la solidità nel tempo, ma soprattutto per "svuotare" le aree di accumulo. Tale svuotamento andrebbe effettuato con frequenza piuttosto elevata, comporterebbe l'uso molto costoso di scavatrici e di mezzi di trasporto, senza contare il problema dei siti destinati allo scarico dei materiali. Soprattutto si tratterebbe di una attività quasi sempre inutile. Infatti il problema praticamente non esiste in occasione delle situazioni idrometeorologiche di bassa e media eccezionalità, quando i volumi dei materiali messi in movimento dalla Natura non sono particolarmente elevati. Il problema vero si manifesta in occasione degli eventi eccezionali, quelli cioè capaci di coinvolgere quantità enormi di materiali detritici, in grado di riempire 10, 100 o 1.000 volte un'area di accumulo a monte di una briglia appositamente costruita. In tali situazioni, ammesso che la sbriglia sia stata svuotata poco prima, si avrebbe il colmamento già nelle prime fasi della piena; la restante parte dei materiali (cioè quasi l'intero volume del trasporto solido coinvolto nel fenomeno) passerebbe sulla briglia come se questa non esistesse.

SCHEDA 1.3 - Ponti (attraversamenti o possibili dighe?)

"I materiali detritici, quali massi e tronchi che si accumulano contro i ponti, possono costituire vere e proprie dighe la cui rottura provoca onde d'acqua che innalzano i picchi delle piene". In effetti l'esame delle carte delle esondazioni che hanno colpito il territorio italiano negli ultimi tempi mette in evidenza allargamenti delle fasce inondate lungo i tratti fluviali immediatamente a monte della maggior parte di ponti. Si tratta di aree che appaiono come "espansioni" dei fiumi, tali da apparire come veri e propri laghi. In realtà si tratta di acqua esondata che si accumula in quanto ostacolata, nella sua discesa verso valle, dai terrapieni sulle sponde ai lati dei ponti (**fig. 1.58**; in alto). Le portate di piena vengono "forzate" a passare attraverso la luce dei ponti stessi, con incremento delle velocità e delle potenze erosive, fino a determinare crolli rovinosi.



Può succedere che l'acqua di esondazione, quella che va ad occupare le fasce di pertinenza fluviale, può aggirare all'esterno i terrapieni ai lati del ponte o addirittura può scavalcarli nei punti più bassi. Come l'acqua riesce a trovare una via di passaggio alternativa alla luce del ponte, inizia una intensa erosione che prima incide il terrapieno, poi si apre un vero e proprio varco ed

infine asporta interamente tutti i materiali. Talvolta vengono asportati entrambi i terrapieni ed allora rimane in piedi lo scheletro essenziale del ponte, che appare come sospeso sul fiume (**fig. 1.58**; in mezzo).

L'accumulo di detriti contro le piglie dei ponti rappresenta (salvo qualche caso) un aspetto del tutto secondario. Inoltre l'eventuale accumulo di acqua (spesso denominato "effetto diga") è caratterizzato da volumi assolutamente irrilevanti rispetto a quelli (centinaia e migliaia di metri cubi) che transitano in appena un secondo. Il cosiddetto "effetto diga" risulta quindi del tutto irrilevante rispetto alle dinamiche delle piene a valle. Piuttosto si può riconoscere un effetto negativo rispetto alla "tenuta" dei ponti, ma questo problema può essere risolto adottando scrupolosamente le prescrizioni delle Autorità di Bacino (**fig. 1.58**; in basso).

SCHEMA 1.4 - L'ingegneria naturalistica

L'ingegneria naturalistica è una disciplina relativamente nuova che, in parte, deriva dalle esperienze maturate in passato dai contadini e dai montanari impegnati in numerosi e piccoli interventi di manutenzione e difesa del territorio (**figg. 1.59 e 1.60**), ma contemporaneamente utilizza le conoscenze tecnico - scientifiche dell'ingegneria idraulica tradizionale e ponendo una particolare attenzione alle esperienze più recenti, soprattutto riguardo l'uso dei materiali. Questi sono soprattutto di tipo naturale, cioè più o meno gli stessi che si rinvenivano nell'ambiente circostante.



Fig. 1.59 - Una strada sterrata, in occasione di rovesci temporaleschi, può essere soggetta ad un vistoso ruscellamento di acque torbide che potrebbero danneggiarla per erosione, soprattutto se vi sono le condizioni adatte per il formarsi di ruscelli con portata sufficiente. Una tecnica semplice consiste nell'interrare un tronco cavo, in grado di funzionare come una sorta di gronda che allontana l'acqua dalla strada.



Fig. 1.60 - L'immagine illustra un esempio di una piccola briglia utile per contenere l'erosione da ruscellamento superficiale. È un modesto intervento con materiali naturali (frammenti di rami). Spesso si dispone un masso alla base della briglia, al fine di ridurre l'erosione dovuta al salto dell'acqua che supera l'ostacolo.

La **fig. 1.61** illustra un esempio di difesa spondale con una tecnica alternativa al cemento. Si usano materiali naturali, in parte vivi (es. ontani e salici) che, con le radici, consolidano l'opera. I metodi dell'ingegneria naturalistica aumentano la sicurezza idraulica rispetto a quanto realizzato con il cemento, in quanto favoriscono il drenaggio, aumentano l'elasticità della sezione, rallentano la corrente. Esse inoltre contribuiscono all'insieme dei processi dell'autodepurazione dei fiumi e ne rispettano la naturalità offrendo cibo e riparo per molti animali. Infine possono essere utilmente impiegate per interventi in tratti fluviali entro centri abitati in quanto più adatte per i raccordi con le aree verdi pubbliche.

Argini e sistemi di difesa spondale possono essere realizzati anche nei pressi di centri abitati, con la combinazione tra le tecniche dell'ingegneria naturalistica con quelle più tradizionali (**fig. 1.62**). La collocazione di talee di salici fra i blocchi di cemento o fra i massi di una scogliera, facilita il consolidamento grazie allo sviluppo delle radici. La semina di erbacee e soprattutto la collocazione di alberi di specie adatte, oltre a permettere una migliore stabilità dell'argine, rientra in una nuova dimensione della gestione del territorio tesa all'obiettivo di incrementare al massimo il numero di alberi, soprattutto nelle aree urbanizzate (a vantaggio del clima locale, della qualità dell'aria, del valore paesaggistico,...).

Recentemente si costruiscono briglie con le tecniche dell'ingegneria naturalistica (soprattutto in corrispondenza dei canaloni che tagliano i versanti), che prevede l'uso di materiali naturali vari, con lo scopo di ridurre al minimo l'impatto visivo di tali strutture (**fig. 1.63**).



Fig. 1.61 - Esempio di intervento di difesa spondale con le tecniche dell'ingegneria naturalistica.



Fig. 1.62 - Esempio di combinazione delle tecniche di ingegneria naturalistica con quelle tradizionali per la realizzazione di argini ricchi di vegetazione tipica delle rive fluviali. Le radici dei salici fra i massi esercitano una pressione che conferisce una maggiore solidità all'intera struttura.

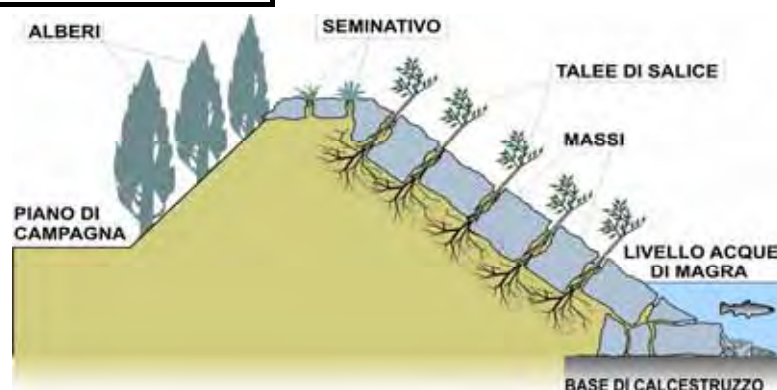


Fig. 1.63 - Esempio di briglia realizzata con le tecniche dell'ingegneria naturalistica. Si tratta evidentemente di una struttura a scarso impatto paesaggistico.

SCHEDE 1.5 - Aspetti legati all'evoluzione dei bacini

I termini "giovinezza", "maturità", "vecchiaia" non si applicano necessariamente e contemporaneamente ai corsi d'acqua e al paesaggio circostante (bacini) in un determinato momento dell'evoluzione. Valli giovanili possono formarsi in un "vecchio" paesaggio quasi senza rilievi; successivamente ambedue potranno assumere caratteristiche di maturità, ma non è affatto inevitabile. È importante quindi servirsi di tali termini con cautela. Quanto appena affermato può essere dimostrato illustrando un paio di casi di *ringiovanimento* di un corso d'acqua in un paesaggio ormai maturo.

Consideriamo un bacino nel suo stadio di vecchiaia. Il corso d'acqua principale ha debole pendenza, più o meno costante per tutta la lunghezza, con scarse erosione e sedimentazione. Scorre, con andamento meandriforme, in una fascia fluviale delimitata da scarpate che, con il tempo, ha allargato per erosione spondale (fig. 1.64).

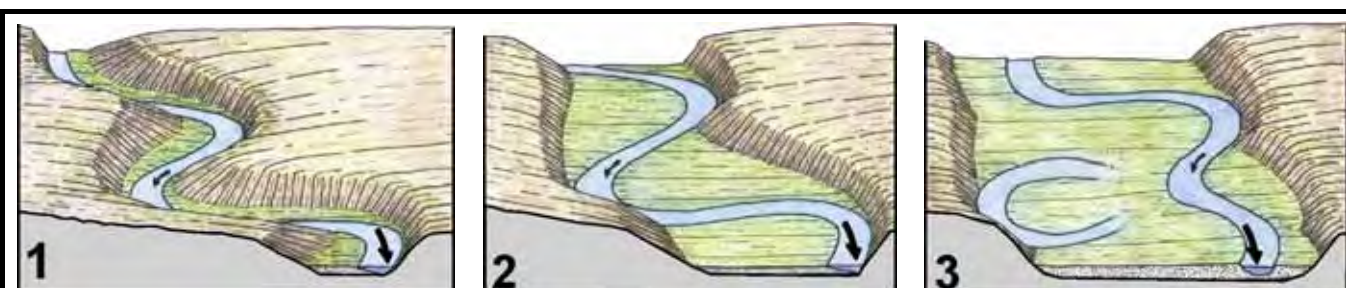


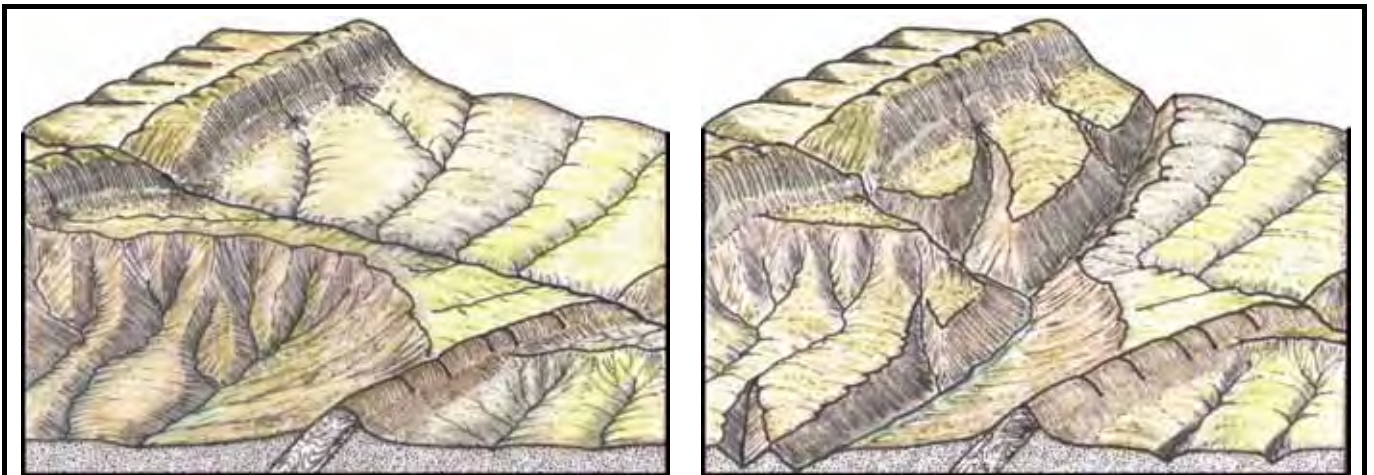
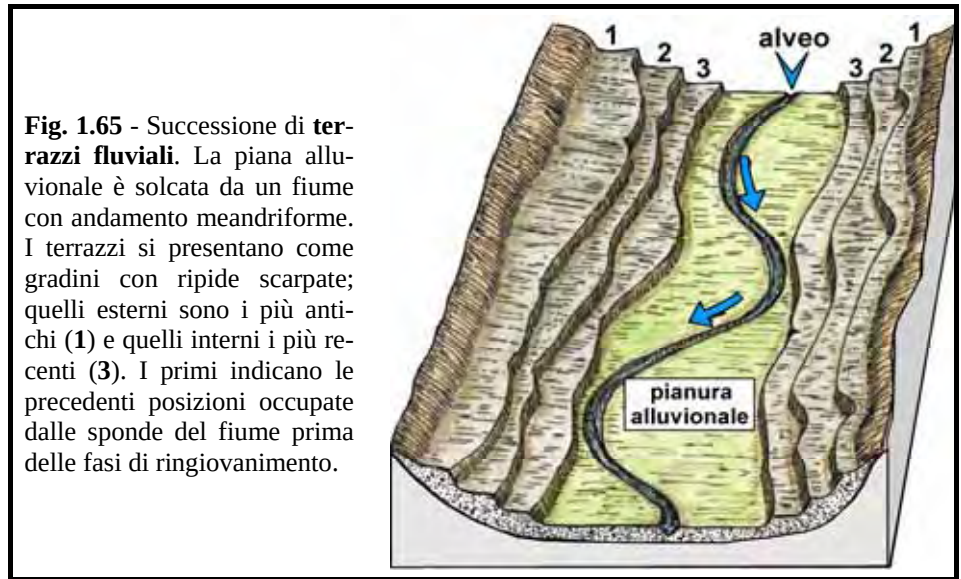
Fig. 1.64 - Immagine di un corso d'acqua ad andamento meandriforme che scorre in una fascia fluviale che, con il tempo, ha allargato con l'erosione spondale.

Se si abbassa il livello marino, aumenta il dislivello fra le sorgenti e la foce. L'equilibrio raggiunto dal corso d'acqua viene alterato e riprende l'erosione sui materiali rocciosi a monte e su quelli alluvionali accumulati a valle dallo stesso fiume. Esso approfondisce il proprio letto ed abbandona i fianchi delle sponde che delimitavano il letto più antico con conseguente formazione di **terrazzi fluviali** (fig. 1.65).

Con il tempo il corso d'acqua assume un profilo di equilibrio adeguato al nuovo livello di base per l'abbassamento del livello marino. Se questo si abbassasse nuovamente, si verificherebbe un nuovo ringiovanimento, con conseguente formazione di nuovi terrazzi interni a quelli più antichi.

Riassumendo il fiume può subire diversi ringiovanimenti in base alle oscillazioni del livello di base, ma il paesaggio circostante potrebbe non risentire in misura significativa di questi processi, conservando essenzialmente la morfologia tipica di un bacino nello stadio di vecchiaia.

I corsi d'acqua, durante l'evoluzione e soprattutto nelle aree collinari e montane, tendono ad ampliare e a sviluppare il reticolo idrografico e il bacino imbrifero. L'ampliamento del bacino comporta uno spostamento dello spartiacque che lo delimita, in particolare un "arretramento" della porzione più a monte (*testata* del bacino). Può così accadere che il corso d'acqua riesca ad "impossessarsi" della testata di un bacino imbrifero attiguo (**cattura fluviale**) sottraendo acqua ad un altro fiume dotato di minori capacità erosive (fig. 1.66). Questa nuova situazione comporta un improvviso incremento delle portate del fiume che viene alimentato da un bacino divenuto più ampio e quindi in grado di raccogliere maggiori volumi d'acqua delle precipitazioni. Ma un aumento delle portate significa maggior velocità delle acque, maggiore capacità di trasporto solido, aumento dell'erosione e conseguente ringiovanimento del fiume.



SCHEDE 1.6 - L'azione del moto ondoso

Il vento, soffiando sulla superficie dei laghi e dei mari, cede energia determinando il moto ondoso, una serie di movimenti dell'acqua riconducibili ad oscillazioni di ampiezza molto variabile. Un galleggiante sulla superficie dell'acqua in presenza di onde si muove con ampi movimenti prevalentemente verticali, alzandosi in corrispondenza di una cresta d'onda ed abbassandosi al passaggio di una depressione fra due onde successive, senza spostarsi sensibilmente lungo la superficie. Gli spostamenti verticali del galleggiante e l'apparente spostamento orizzontale dell'acqua dimostrano che le onde trasportano energia, ma non comportano trasporto di materia. I movimenti verticali dell'acqua al passaggio delle onde coinvolgono anche gli strati sottostanti favorendo, in una certa misura e fino a limitate profondità, il rimescolamento e il trasporto di energia. Data l'importanza di tale fenomeno si ritiene opportuno ricordare alcune definizioni (fig. 1.67):

- **lunghezza d'onda (L)** - distanza tra le creste o i cavi di due onde successive;
- **altezza (H)** - distanza verticale tra il sommo della cresta e il fondo del cavo; la metà di questo valore è l'**ampiezza (A)** dell'onda;
- **velocità di propagazione (V)** - spazio percorso dalla cresta o dal cavo di un'onda nel tempo;
- **periodo (T)** - intervallo di tempo tra il passaggio di due creste o di due cavi successivi;
- **ripidità (d)** - rapporto tra altezza e lunghezza (H/L).

Dove l'acqua è profonda (**fig. 1.67**) le particelle si muovono in orbite circolari, compiendo un giro completo in un tempo uguale a quello del periodo; il diametro delle orbite è uguale all'altezza delle onde (*teoria trocoidale*). Questo schema si mantiene se la lunghezza d'onda è sufficientemente lunga rispetto all'altezza. Quando la lunghezza d'onda diminuisce (per esempio a causa del vento che diventa più veloce) fino a diventare circa sette volte la sua altezza, le particelle ruotano nelle loro orbite circolari ad una velocità superiore di quella di propagazione dell'onda. Questa diventa instabile e frange determinando uno spostamento di particelle nella stessa direzione del vento. Sotto la superficie le particelle si muovono in orbite di diametro sempre più piccolo e a una profondità pari a mezza lunghezza d'onda, il diametro dell'orbita circolare è meno di 1/20 di quello alla superficie. L'azione del vento è praticamente trascurabile intorno a 10 m di profondità.

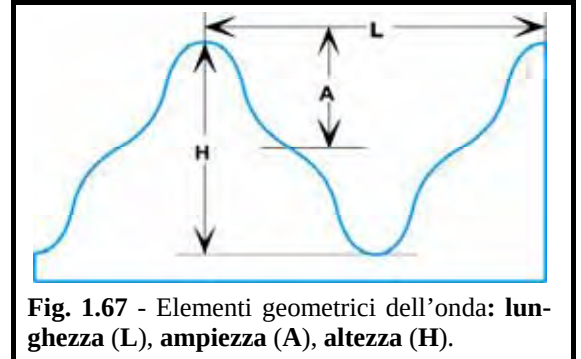


Fig. 1.67 - Elementi geometrici dell'onda: **lunghezza (L)**, **ampiezza (A)**, **altezza (H)**.

In acqua profonda le onde più lunghe viaggiano più velocemente di quelle corte e in linea di massima il modello sopra descritto è sufficiente. In acqua bassa (**fig. 1.68**) la situazione cambia; dove la profondità è inferiore a mezza lunghezza d'onda, le onde cominciano a "sentire" la resistenza del fondo e il moto circolare delle particelle d'acqua si appiattisce assumendo forma ellittica. Le ellissi diventano sempre più piatte fino a che, presso il fondo, la componente verticale si annulla e le particelle si spostano alternativamente avanti e indietro secondo traiettorie parallele al fondo. Questo effetto è ben evidente nelle riprese subacquee effettuate a bassa profondità, dove è possibile osservare i detriti che, in prossimità dei fondali, si muovono ritmicamente sfiorando le superfici.

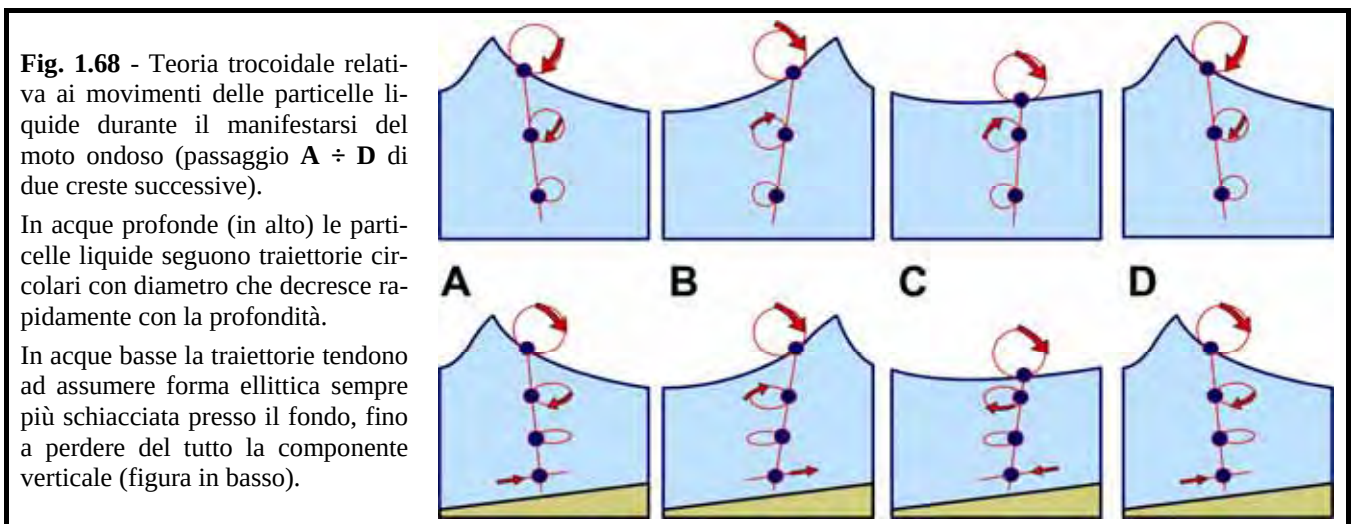


Fig. 1.68 - Teoria trocoidale relativa ai movimenti delle particelle liquide durante il manifestarsi del moto ondoso (passaggio A ÷ D di due creste successive).

In acque profonde (in alto) le particelle liquide seguono traiettorie circolari con diametro che decresce rapidamente con la profondità.

In acque basse la traiettorie tendono ad assumere forma ellittica sempre più schiacciata presso il fondo, fino a perdere del tutto la componente verticale (figura in basso).

Quando il moto ondoso è dotato di grande energia (onde più ampie e veloci), nei bassi fondali, si possono avere fenomeni di intorbidimento dell'acqua in conseguenza della diffusione delle particelle detritiche messe in movimento dall'energia dell'acqua stessa. Quando l'onda arriva sui fondali meno profondi avvicinandosi alla riva, tende a frangersi e a spingere l'acqua a risalire lungo il pendio per tornare indietro verso il largo. In tal modo l'acqua mette in movimento le particelle detritiche facendole scorrere sul fondo o facendole urtare contro superfici ripide di coste rocciose. Questa è l'azione tipica dell'**erosione costiera**; l'acqua modella le coste dei laghi e dei mari e limita, con il continuo movimento indotto dal moto ondoso, la sedimentazione nelle acque basse immediatamente sovrastanti le rive; l'accumulo dei sedimenti è pertanto facilitato alle profondità superiori a quella fin dove il moto ondoso fa sentire energicamente i suoi effetti.

SCHEMA 1.7 - Sesse

Si supponga di disporre di una bacinella parzialmente colma, dove l'acqua sia inizialmente in stato di quiete. Sollevando leggermente una estremità della bacinella e riportandola repentinamente nella posizione iniziale, la superficie dell'acqua si solleva ad una estremità abbassandosi in corrispondenza di quella opposta. Successivamente le posizioni si invertono per tornare nuovamente a quelle precedenti. Risulta una oscillazione attorno ad un asse orizzontale con i massimi spostamenti verticali alle estremità della bacinella. Col tempo l'energia viene dissipata, prevalentemente per attrito e l'oscillazione si smorza fino ad esaurirsi del tutto.

La **fig. 1.69** mostra un fenomeno analogo a quello della bacinella, ma riferito ad un lago (*sesse superficiali*), dove sono evidenziati il *nodo* (punto al centro della massa d'acqua, in cui sono nulli i movimenti di oscillazione) e i *ventri* (anche detti *antinodi*, punti di massima oscillazione alle estremità del lago). I cambiamenti di livello lasciano ritmicamente "a secco" lembi di spiaggia, da cui il termine francese *seiche*, dato al fenomeno dai pescatori del Lemano. Le sesse di questo tipo vengono dette *uninodali*, ma possono presentarsi con più nodi (**fig. 1.70**); in tali casi vengono denominate *binodali* o *trinodali*.

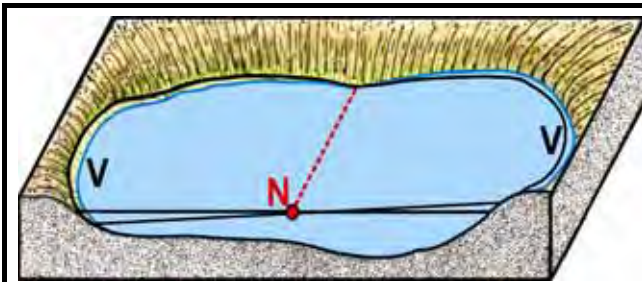


Fig. 1.69 - Oscillazione delle acque in un lago (*sesse uninodale*). Il punto che si trova sull'asse di oscillazione (linea tratteggiata) viene detto *nodo* (**N**), mentre gli estremi del lago, dove massima è l'oscillazione, vengono detti *ventri* (**V**).

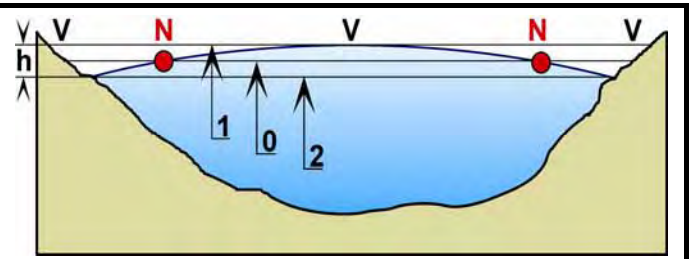


Fig. 1.70 - Esempio di *sesse binodale* con due *nodi* (**N**) e tre *ventri* (**V**). La figura rappresenta il movimento di massima altezza del ventre centrale (**1**) sul livello di equilibrio (**0**) e di livello minimo (**2**) dei ventri periferici. L'oscillazione completa si raggiunge con le posizioni invertite rispetto a quelle illustrate. L'ampiezza di oscillazione è pari ad $H = 1 - 2$.

Il dislivello tra il massimo ed il minimo in corrispondenza del ventre viene indicato con il termine *ampiezza*, mentre il periodo di tempo compreso tra due alti (o bassi) livelli successivi viene indicato con il termine *periodo*. La prima dipende dalla intensità del fenomeno che innesci la sesse e non ha influenza sul periodo (aumenta dove la cuvetta lacustre si restringe). Il secondo cresce all'aumentare della lunghezza del bacino e diminuisce con la profondità. Quindi tale fenomeno è largamente condizionato dalle caratteristiche morfometriche del lago.

Le sesse sono fenomeni difficili da studiare, dato che spesso si sovrappongono tra loro e con movimenti di acqua con origini diverse. Nei bacini vallivi, stretti, profondi ed allungati, si verificano le condizioni favorevoli allo sviluppo di sesse piuttosto pronunciate, soprattutto in senso longitudinale. Nel Benaco, nel Verbano e nel Lario le sesse uninodali hanno un periodo di poco superiore a 40 minuti. Nel lago di Garda vi sono una sesse longitudinale uninodale con periodo di 43 minuti, una sesse binodale con periodo di 23 minuti ed una trinodale con periodo di 16 minuti. Nel lago Eire, nel 1982, è stata osservata una sesse con ampiezza di quasi 5 metri. Nell'Aral sono state osservate sesse con periodo di circa 22 ore.

Le sesse sono provocate da cause diverse in grado di modificare il livello delle acque. Il vento, spirando a lungo nella stessa direzione, può accumulare acqua ad una estremità del bacino; al cessare della sua azione si instaurano oscillazioni che, col tempo, si esauriscono. L'equilibrio del livello delle acque può essere modificato da differenze locali della pressione atmosferica a causa di intensi temporali. Le sesse, provocando spostamenti periodici delle masse d'acqua, generano deboli moti di corrente, dell'ordine di pochi centimetri al secondo.

2 - PAESAGGI DISEGNATI DAL GHIACCIO

2.1 - Il limite climatico delle nevi persistenti

All'aumentare dell'altitudine, per la rarefazione dell'aria, diminuisce la temperatura dell'aria, cioè si ha un **gradiente termico verticale negativo** che, per la regione alpina, vale - **0,51 °C/100 m**. Applicando tale gradiente dalla temperatura di 13 °C (valore medio annuo rappresentativo della Pianura Padana) e da una altitudine di 100 m s.l.m. (valore medio della pianura occidentale), si può calcolare a quale quota (**H**) si ha, mediamente, il **limite climatico delle zero termico medio annuo**, cioè una temperatura media annua pari a 0 °C:

$$(H - 100) = 13 \cdot \frac{100}{0,51}$$

Si ottiene $H = 2.650$ m s.l.m. Il gradiente termico è mediamente maggiore nei mesi estivi ($0,6 \div 0,7$ °C/100 m) e minore nella stagione invernale ($0,3 \div 0,4$ °C/100 m). La temperatura media annua, quindi, nelle montagne Nord occidentali italiane, è inferiore a 0 °C sopra i 2.700 m s.l.m. Questo valore limite cambia a seconda dell'esposizione dei versanti, ma si può considerare sufficientemente significativo della situazione media. A quella quota le temperature medie mensili sono inferiori a 0 °C almeno per la metà dell'anno che sarà perciò caratterizzata da precipitazioni nevose e da accumulo di neve al suolo. Nell'altra metà dell'anno, per effetto dell'aumento delle temperatura dell'aria, si avrà prevalentemente fusione e/o sublimazione e quindi riduzione del manto nevoso. Con l'aumentare dell'altitudine prevalgono i mesi con temperatura media inferiore a 0 °C. Si giunge quindi ad una linea, al di sopra della quale la neve caduta nel periodo più freddo non viene interamente ridotta dall'**ablazione** (l'effetto congiunto della fusione e della sublimazione) nel periodo più caldo; la neve di una annata si sovrappone ai residui di quella dell'anno precedente. Questa linea viene indicata come **limite climatico delle nevi persistenti** che, nelle Alpi occidentali, è pari a $2.900 \div 3.100$ m s.l.m., di poco superiore alla quota dello zero termico prima stimata.

Ad influire sull'altezza delle nevi persistenti non sono solo le temperature, ma anche l'abbondanza delle precipitazioni. Se le nevicate sono più copiose il volume di neve da fondere nell'estate è maggiore; quindi, a parità di temperatura, il limite delle nevi si abbassa e viceversa. Nel versante francese delle Alpi occidentali, per esempio, il limite si trova intorno a $2.700 \div 2.800$ m s.l.m., mentre su quello italiano la quota media dell'innevamento continuo è più alta di 200 m. In certe zone interne, riparate dalle correnti umide, del settore alpino centrale (Alpi Venoste), il limite sale a 3.200 m s.l.m., mentre nelle Alpi Giulie, bagnate da abbondanti precipitazioni, scende fino a 2.500 m s.l.m. Il limite delle nevi persistenti può quindi notevolmente variare da zona a zona come illustrato in **fig. 2.1** e può variare anche a seconda dall'esposizione dei versanti così come la distribuzione delle fasce altimetriche della vegetazione (più basso, anche di 200 m, in quelli esposti a Nord).

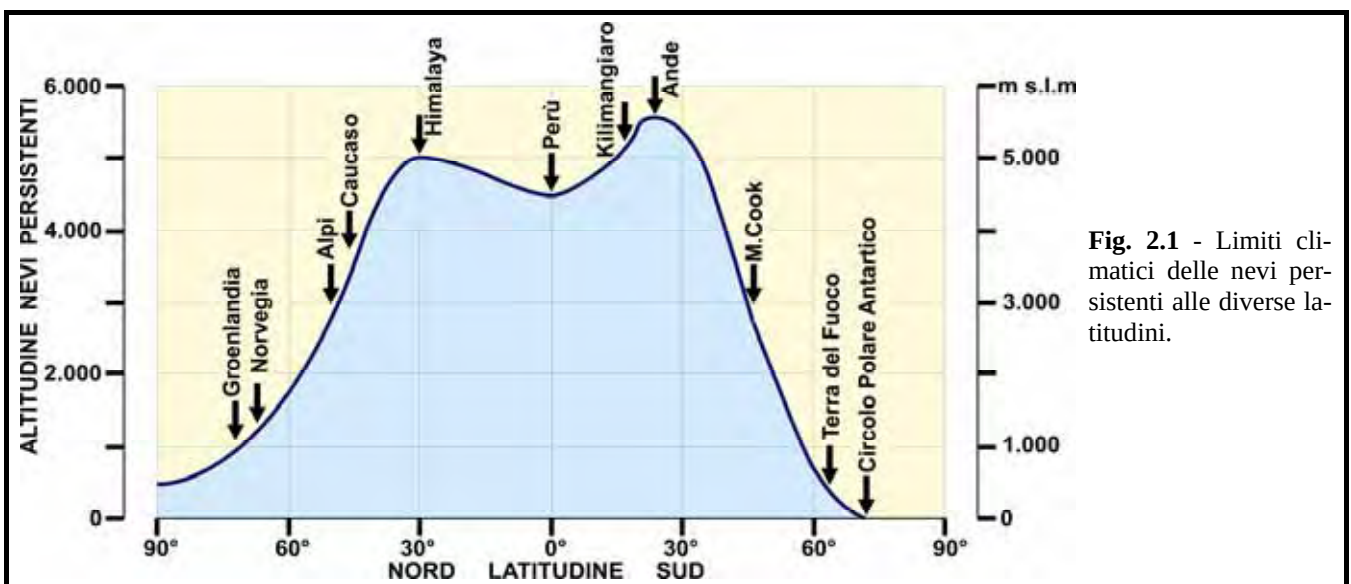


Fig. 2.1 - Limiti climatici delle nevi persistenti alle diverse latitudini.

Legati alla presenza di nevi persistenti sono i **nevai** e i **ghiacciai**. I primi sono piccoli accumuli di neve e di ghiaccio raccolti in una conca, che si conservano tutto l'anno e che, privi di movimento, rimangono, con ogni loro parte, sopra al limite delle nevi persistenti. I ghiacciai sono masse gelate in movimento, che si trovano sopra il

limite delle nevi persistenti, ma che con la loro fronte possono spingersi anche molto al di sotto, fino ad una quota variabile con il ciclo stagionale del clima, con l'esposizione e con l'entità dell'alimentazione nevosa. Nel Massiccio del M.te Bianco, per esempio, il ghiacciaio di Bosson (versante francese) scende fino a 1.300 m di altitudine, mentre il limite delle nevi è ubicato a una quota di 2.800 m.

Consideriamo ora alcuni fenomeni che, pur non essendo oggi rappresentati sul nostro territorio, hanno avuto, in un passato geologicamente recente, un ruolo determinante nel conformare il paesaggio. Se con il capitolo precedente abbiamo studiato gli effetti dell'acqua liquida, ora studiamo quelli dell'acqua solida, il ghiaccio (**fig. 2.2**), protagonista importante in diverse epoche della storia della Terra. Attualmente le regioni del nostro pianeta occupate dai ghiacci sono assai limitate rispetto a 15.000 anni fa (durante le fasi finali dell'ultima glaciazione quaternaria). Un tempo le Alpi italiane erano praticamente sommerse dal ghiaccio; ora sono rimasti residui ghiacciai sui massicci più elevati (per esempio, quello del M.te Bianco; **fig. 2.3**) il cui studio tuttavia è utile per comprendere meglio i meccanismi dell'azione dei ghiacci sul territorio.

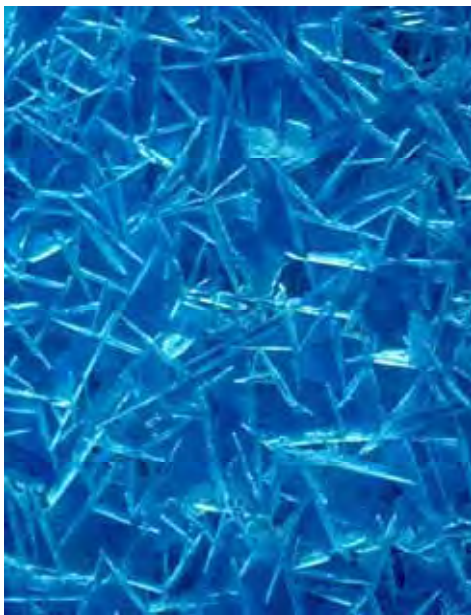


Fig. 2.2 - Il ghiaccio, stato solido dell'acqua (le molecole sono disposte in ordinati reticoli cristallini), è un importante agente di modellamento del paesaggio.



Fig. 2.3 - Il massiccio del M.te Bianco (Valle d'Aosta), con il suo culmine ad oltre 4.800 m s.l.m., è teatro dei più importanti fenomeni glaciali delle Alpi italiane. Nell'immagine svetta il M.te Bianco, sulle pendici del quale sono impostati due piccoli ghiacciai, Brouillard a sinistra e Freiney a destra.

2.2 - I ghiacciai attuali

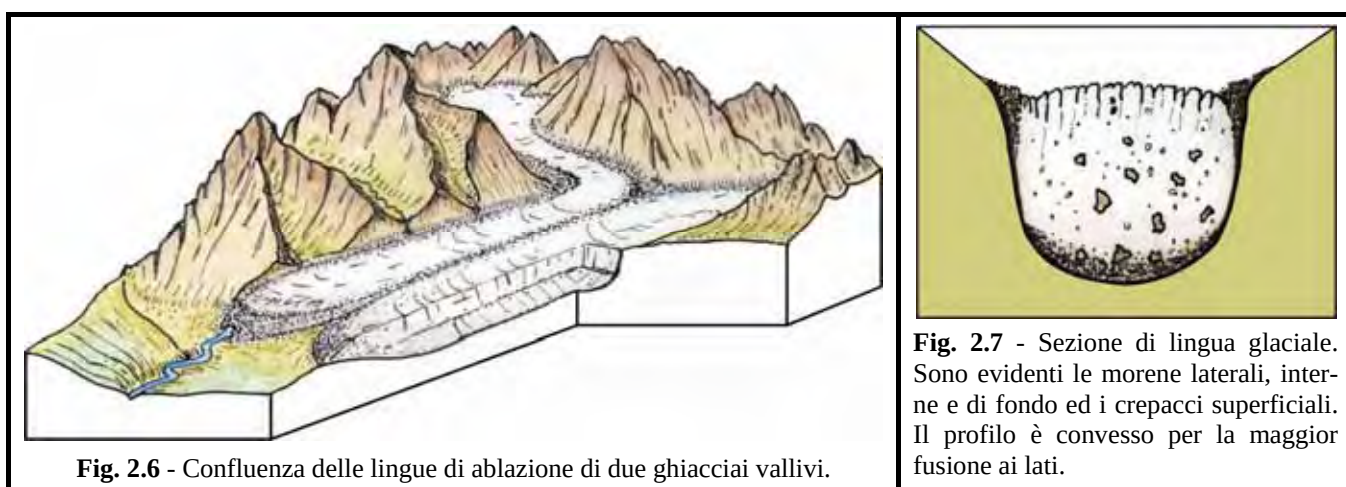
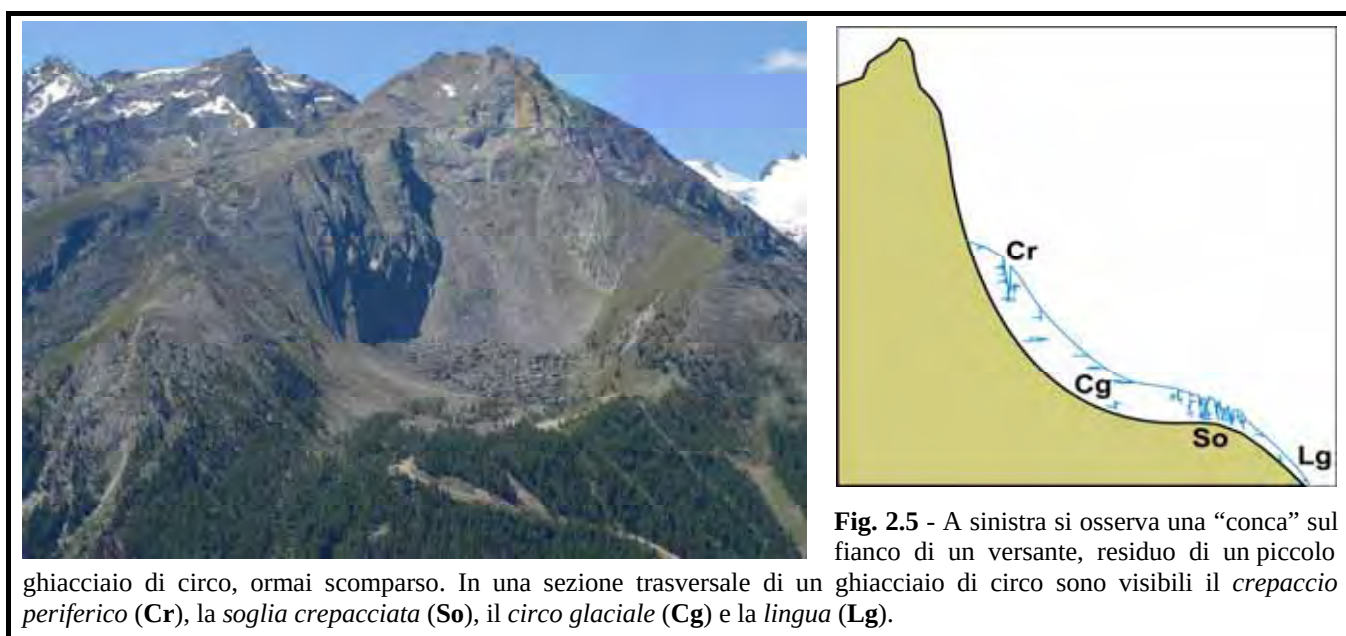
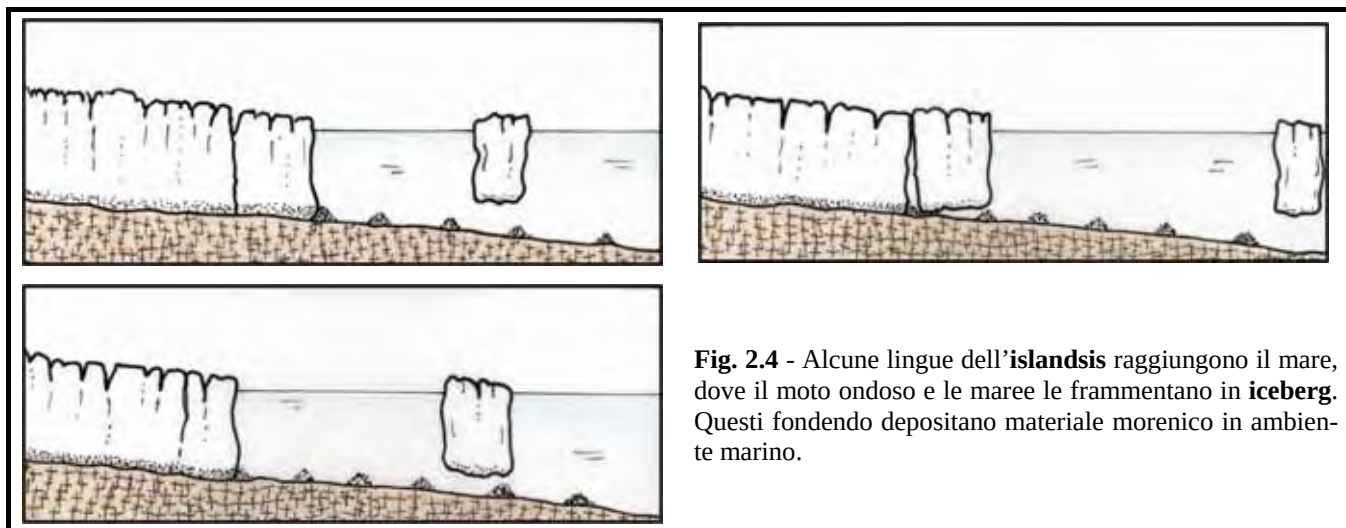
I ghiacciai attuali sono di dimensioni molto variabili. Alcuni sono solo lembi di nevi persistenti (**nevai**); all'opposto esistono immense distese a dimensione continentale (**islandsis**). Tutte queste forme derivano da uno stesso fenomeno: l'accumulo della neve di un anno su quella degli anni precedenti. In generale si distinguono alcuni tipi di ghiacciai.

ISLANDSIS. Immense distese di ghiaccio ($1,3 \cdot 10^7$ km² per l'Antartide e $1,65 \cdot 10^6$ km² per l'islandsis groenlandese). Il loro spessore medio è di 2 km. Sono dovuti non tanto alla abbondanza delle precipitazioni, quanto alla limitata fusione nei climi freddi, tipicamente poco umidi. Il movimento di questi ghiacci è molto lento, fatta eccezione per alcune lingue periferiche. Sul ghiaccio delle calotte glaciali, l'acqua di fusione forma, ogni estate, delle correnti che incidono la superficie formando solchi incassati di qualche metro e destinati ad evolversi in "pozzi" o "mulini" (termini del linguaggio alpino). Alcune lingue dell'islandsis raggiungono il mare, dove il moto ondoso le frammentano in **iceberg** (**fig. 2.4**).

CALOTTE LOCALI. Dimensioni decisamente minori rispetto agli islandsis; ricoprono massicci montuosi e possono emettere lingue divergenti alla loro periferia. È il caso attuale del Monte Rainer (W USA), copia di come doveva essere, nei periodi glaciali, il paesaggio alpino.

GHIACCIAI DI CIRCO. Nelle montagne, con vette poco sopra la linea delle nevi persistenti, i ghiacciai si ubicano sovente nei circhi. Il ghiacciaio (**fig. 2.5**), di ridotte dimensioni, è dominato da pareti rocciose quasi verticali da cui scendono le valanghe di neve che lo alimentano. Fra la parte rocciosa ed il ghiaccio che ne è

staccato, lo spazio beante è detto *crepaccio periferico*. Una morena (deposito dei materiali trasportati) si trova all'estremità di valle.



GHIACCIAI VALLIVI. Sono “lingue” che ricevono, nel tratto montano, confluenze glaciali (**fig. 2.6**). La lingua glaciale, in sezione (**fig. 2.7**), ha profilo convesso, in quanto la fusione è maggiore sui lati. La superficie del ghiaccio è più o meno ricoperta da detriti rocciosi (**morene superficiali**). Le **morene laterali** sono formate dai materiali caduti sul ghiaccio o da questo strappati ai fianchi della valle. Quando due lingue glaciali confluiscono si

forma una **morena mediana** (evidente in **fig. 2.6**) per giustapposizione di due morene laterali. Il ghiacciaio trasporta detriti rocciosi all'interno della sua massa (**morena interna**), il cui carico è limitato, dato che le gallerie per captazione subglaciale per installazioni idroelettriche hanno incontrato, quasi sempre, uno scarso numero di blocchi. Invece le **morene di fondo**, costituite da blocchi e da materiali triturati, levigati e striati sul fondo, presentano un considerevole volume. Infine il ghiacciaio depone, alla sua fronte, una grande quantità di materiali trasportati; essi costituiscono la **morena frontale**, detta anche **morena terminale** (**fig. 2.8**). Tutte queste forme di accumulo non sono esclusive dei ghiacciai vallivi anche se ne sono tipiche.

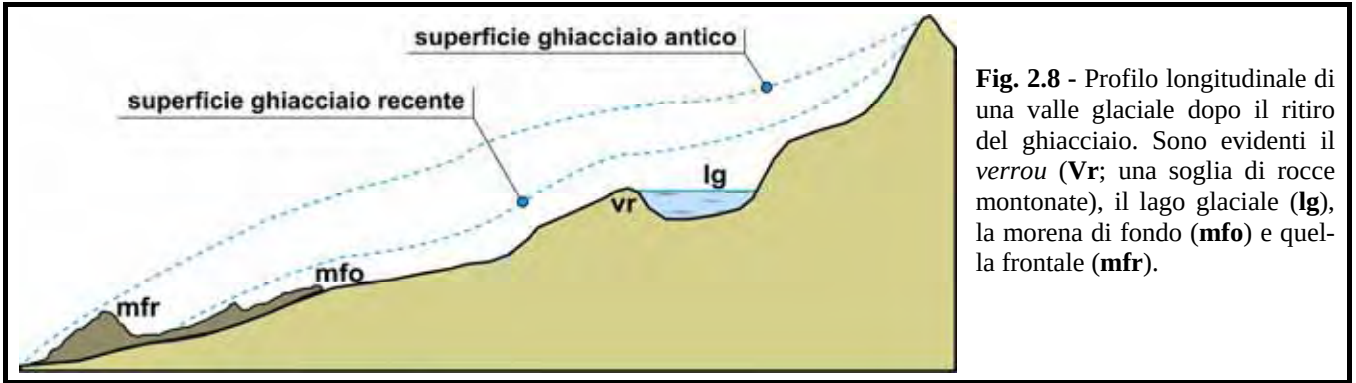


Fig. 2.8 - Profilo longitudinale di una valle glaciale dopo il ritiro del ghiacciaio. Sono evidenti il **verrou** (**Vr**; una soglia di rocce montonate), il lago glaciale (**lg**), la morena di fondo (**mfo**) e quella frontale (**mfr**).

GHIACCIAI DI PEDEMONTE. Se diversi ghiacciai vallivi sono alimentati al punto di giungere fino allo sbocco delle montagne, essi “costruiscono” dei lobi pedemontani che possono entrare in coalescenza tra di loro. Tale era il caso di molti ghiacciai Nord alpini durante le fasi glaciali; attualmente ne troviamo degli esempi in Alasca (ghiacciaio Malaspina; **fig. 2.9**). Tali ghiacciai giungono in una zona che mediamente può essere tiepida; da ciò la grande importanza che assumono i fenomeni di fusione, tanto che essi non danno origine a morene propriamente dette, ma ad accumuli di falde alluvionali sotto le quali scompare il fronte glaciale.

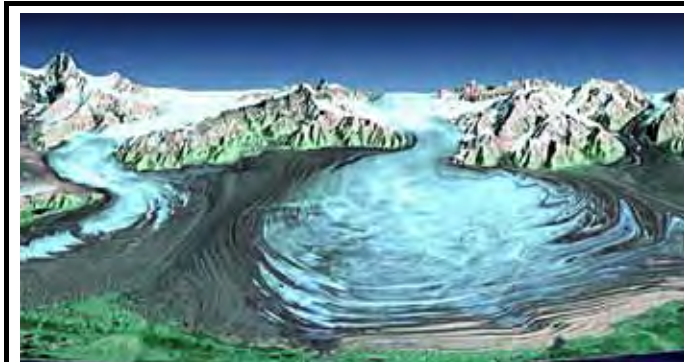
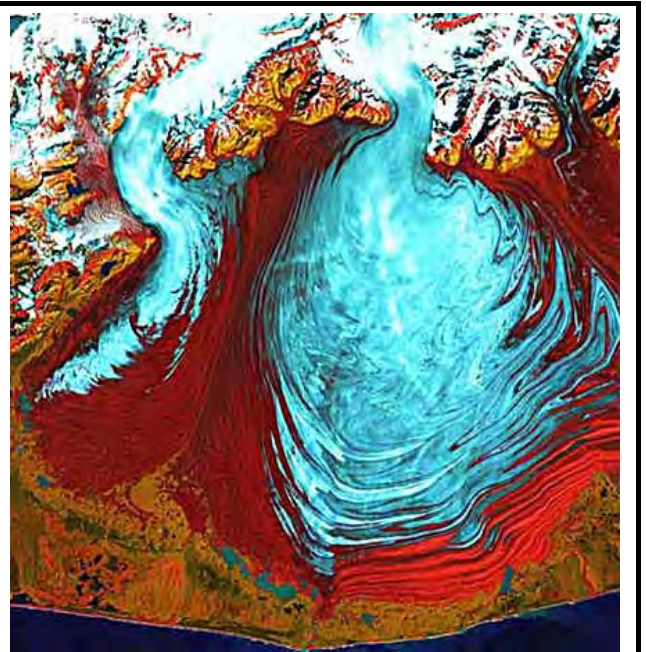


Fig. 2.9 - A sud est dell'Alaska, il **ghiacciaio Malaspina** (in alto) si estende per circa 45 chilometri di lunghezza. Esso è alimentato da diversi ghiacciai che scendono dal monte Sant Elias, fino alla pianura del golfo dell'Alaska. La vetta del Sant Elias non supera i 600 m s.l.m., piuttosto modesta, ma si tratta di un sito ad oltre 60 ° Lat. Nord, in un clima freddo e caratterizzato da un limite climatico delle nevi persistenti molto basso. A lato è l'immagine spettacolare del ghiacciaio ripresa da satellite NASA



2.3 - I processi dell'erosione glaciale

Il ghiaccio deriva dalla trasformazione della neve. Lo neve fresca contiene aria; la sua densità è molto bassa (0,1 in media). Per effetto della costipazione e per fusioni e rigeli successivi, essa diviene *nevato*, di densità intorno a 0,6; successivamente diventa ghiaccio vero e proprio (densità 0,8 ÷ 0,9). Il ghiaccio si muove dirigendosi per gravità verso valle. La velocità superficiale dei ghiacciai è assai variabile, maggiore al centro (anche decine di metri all'anno) delle lingue rispetto ai lati. Molto bassa negli islandsis, essa diviene elevata nelle zone periferiche e nelle grandi lingue alpine; varia in funzione della pendenza e del ritmo stagionale. Il movimento del ghiaccio

pone complicati problemi di fisica dei fluidi; la sua plasticità non è perfetta; talora esso si stacca dal fondo vallivo, può comportarsi rigidamente e crepacciarsi.

L'azione erosiva del ghiaccio viene detta **esarazione**, la cui intensità è differente da luogo a luogo, in funzione di molteplici fattori, quali la velocità del ghiaccio, il peso, la natura delle rocce interessate. Il ghiaccio "raschia" per mezzo dei blocchi rocciosi che esso trascina; produce striature profonde qualche millimetro e lunghe alcuni decimetri. Esso inoltre "leviga" le rocce non solo a causa del passaggio stesso, ma soprattutto per mezzo dei materiali minuti (costituenti la cosiddetta *farina glaciale*), come lo smeriglio del levigatore. A forza di "esarare" le rocce il ghiacciaio ne arrotonda le sporgenze e le trasforma in **rocce montonate** (fig. 2.10).

Il ghiaccio esara in misura ben maggiore per asportazione, soprattutto su forti contropendenze, strappando blocchi delimitati da profonde fratture. I vari tipi di azione non si escludono a vicenda; così dopo l'asportazione di un masso roccioso spesso ne consegue una azione di "levigazione" che ne smussa le sporgenze. Il ghiacciaio non usura solamente il proprio letto roccioso, ma anche i materiali che esso trasporta. I detriti della morena di fondo sono assai tritutati e contengono parecchio limo; la granulometria è caratterizzata da una marcata eterometria (in genere mancano solo le argille). Le morene superficiali sono formate soprattutto da materiali grossolani; i massi di maggiori dimensioni sono detti **erratici** (fig. 2.11). I materiali glaciali si distinguono dai sedimenti trasportati dalle acque di fusione del ghiacciaio al di là del fronte glaciale, detti **fluvioglaciali**. Questi subiscono un trasporto per rotolamento e/o saltellamento e risultano meglio classati; comprendono sia ciottoli che sabbie grossolane e presentano una definita stratificazione.



Fig. 2.10 - Sul fondo e sui fianchi delle valli glaciali si osservano talora ampie formazioni rocciose esarate. Questa immagine è un esempio di **roccia montonata**, levigata, nel corso di millenni, dal detrito incluso nel ghiaccio in lento movimento.



Fig. 2.11 - Talora si rinvencono, in pianura, nei pressi delle pendici alpine, grandi massi con composizione mineralogica simile a quella delle rocce costituenti le montagne più elevate e lontane. Un tempo non si capiva come essi fossero riusciti a compiere viaggi così lunghi, risultando ovvio che non potevano essere trasportati. Per tale ragione venne utilizzata l'espressione "**massi erratici**" (vagabondi) e talora vennero ad essi attribuiti particolari attributi magici e/o religiosi (a lato). Oggi sappiamo che essi furono trasportati da antichi ghiacciai che, con le loro

lingue di ablazione, si spingevano fino ad invadere la pianura. I resti morenici di minori dimensioni, al termine delle glaciazioni, furono erosi e trasportati principalmente dall'acqua liquida, spesso facendone perdere ogni traccia, ma i grandi massi sono rimasti a segnalare la posizione più avanzata dei fronti glaciali (sopra).

2.4 - Le forme glaciali

Gli attuali ghiacciai costituiscono una piccola frazione di quelli presenti in periodi precedenti, durante le glaciazioni del quaternario, era che ha caratterizzato quasi gli ultimi due milioni di anni della storia della Terra. Alle nostre latitudini permangono unicamente “relitti” delle ultime fasi glaciali quaternarie, le quali sono state fondamentali nel determinare le forme del territorio.

Il **circo**, per le sue ridotte dimensioni, è una delle forme più semplici ed è riconducibile ad una depressione a semicerchio sovrastata da pareti ripide (**figg. 2.5 e 2.12**). Esistono circhi di tutte le dimensioni: piccole nicchie di qualche decina di metri di larghezza, vasti anfiteatri terminanti verso monte le vallate glaciali. Alcuni circhi hanno forme di nicchie sui fianchi delle montagna; i più grandi hanno, in genere, un fondo piatto o leggermente ondulato, talora con un piccolo lago; verso valle il circo può essere sbarrato da una contropendenza rocciosa e/o morenica. Vi possono essere anche circhi complessi, a gradinata, impostati sulla testata delle valli glaciali.

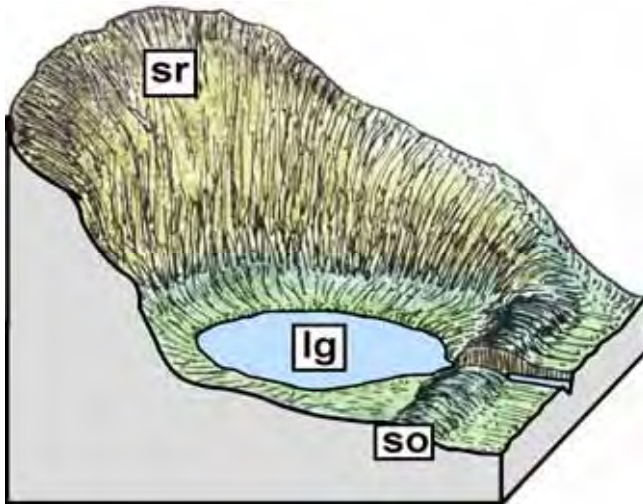


Fig. 2.12 - Morfologia di un circo glaciale con lago che ne occupa il fondo (**lg**), soglia che lo sbarrava a valle (**so**) e sponda rocciosa scavata dal ghiaccio (**sr**).

In basso esempi di laghi di circo. Quasi tutti i laghi alpini naturali hanno tale origine.

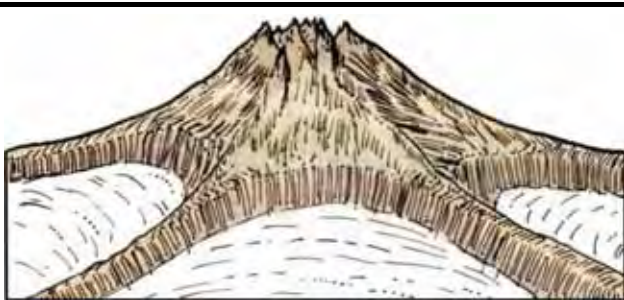
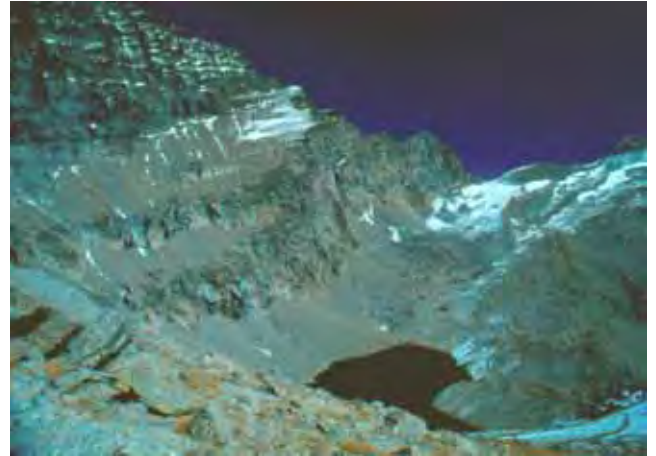


Fig. 2.13 - Creste di rilievi modellate dal crioclastismo.

Le montagne scolpite dai circhi presentano creste intagliate a denti di sega (**fig. 2.13**), non modellate dall'azione glaciale, perché sempre libere dai ghiacci, ma dal crioclastismo (azione del gelo/disgelo), agente sulle rocce scoperte. Può succedere che al punto di intersezione delle creste si erga una piramide o *horn* dominante di molto il livello generale. Uno degli esempi più classici è la piramide cristallina del massiccio del monte Cervino, denominato *matt horn* dagli svizzeri).

La **valle glaciale** è dovuta all'azione di un ghiacciaio vallivo. **Valle glaciale, valle ad U, valle a truogolo**

sono espressioni per definire la stessa struttura, con una forma a truogolo, con fianchi ripidi e fondo piatto (**figg. 2.14 e 2.15**), spesso dovuto al riempimento di un antico lago postglaciale o da una forte sedimentazione fluviale.

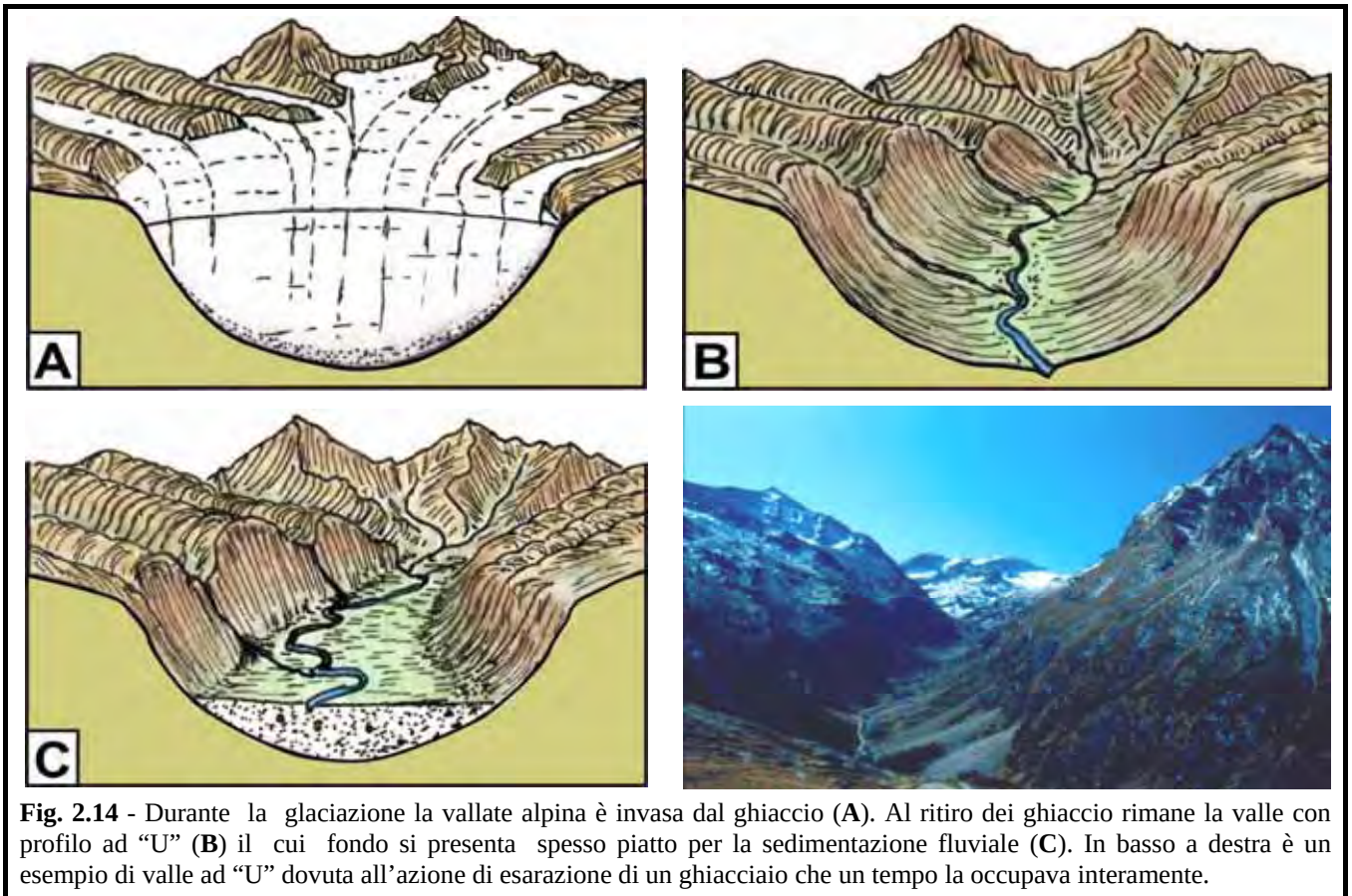


Fig. 2.14 - Durante la glaciazione la vallate alpina è invasa dal ghiaccio (A). Al ritiro dei ghiaccio rimane la valle con profilo ad “U” (B) il cui fondo si presenta spesso piatto per la sedimentazione fluviale (C). In basso a destra è un esempio di valle ad “U” dovuta all’azione di esarazione di un ghiacciaio che un tempo la occupava interamente.

Altrove la valle glaciale mostra un profilo generale concavo con fondo montonato. Alcuni settori vallivi non presentano una forma ad “U” molto evidente e ciò per l’azione di un corso d’acqua subglaciale che, raccogliendo le acque di fusione, con la sua azione di erosione, incide il fondo della valle modellandola a forma di V. Se non tutte le valli glaciali sono ad “U”, non tutte le valli ad “U” sono di origine glaciale. Quando si ha a che fare con una valle impostata su rocce resistenti, che conservano una forte pendenza dei versanti ed il cui fondo si allarga per erosione laterale, si realizzano le condizioni per la formazione di una valle a truogolo. La valle glaciale non si riconosce per un unico elemento; una serie di caratteristiche contribuiscono ad evidenziarne la genesi: presenza di depositi morenici e modellamento caratterizzato da irregolarità del profilo longitudinale e trasversale.

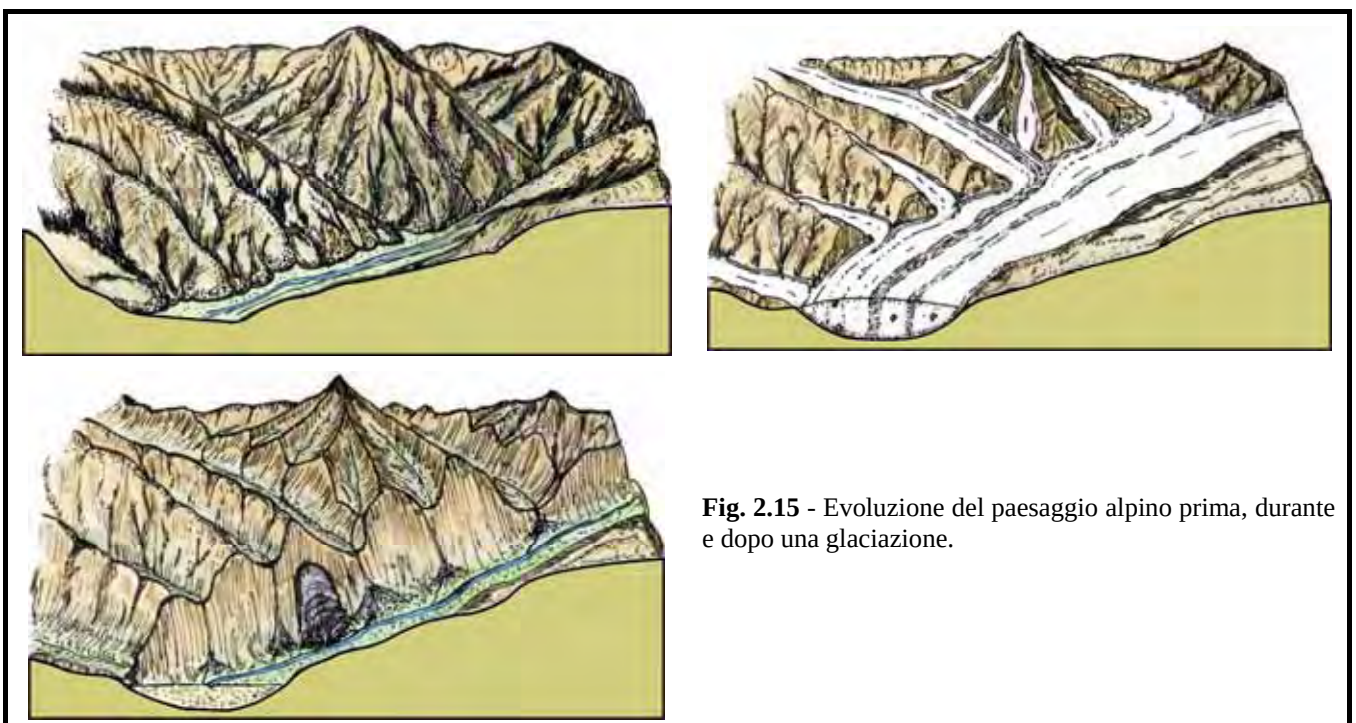


Fig. 2.15 - Evoluzione del paesaggio alpino prima, durante e dopo una glaciazione.

Una delle irregolarità del profilo longitudinale è data dalla discontinuità della successione dei depositi morenici ed in particolare della disposizione di *cerchie* (morene frontali), più o meno ondulate e incise da un corso d'acqua. Se una delle caratteristiche fondamentali della morfologia glaciale è data dalle forme di accumulo, altrettanto importanti sono le forme di erosione; infatti l'esarazione è responsabile di fenomeni di sovraescavazione differenziale che conferiscono alla valle glaciale un andamento irregolare dovuto ad una successione di slarghi (gli *ombelichi*), che sono anche sede di approfondimento e di strettoie (*verrou* dai francesi), le cui soglie rocciose sbarrano la valle.

Spesso gli ombelichi, sovraescavati dall'azione glaciale, sono sede di laghi; sono esempi i laghi prealpini italiani, quelli svizzeri e scozzesi (**fig. 2.16**), caratteristici per batimetrie di alcune centinaia di metri, tanto che il loro fondo è, talora, al di sotto del livello del mare (*criptodepressioni*; **fig. 2.17**), raggiungendo valori di 295 metri per il lago di Garda e di 177 metri per il lago Maggiore sotto il livello marino. Intervallate agli ombelichi si ubicano le "strettoie", formate da rilievi rocciosi montonati; talvolta questi sbarrano completamente la vallata, eccettuata la gola fluviale che la incide; in altri casi le protuberanze rocciose non sono completamente accostate e lasciano ampi spazi. Le strettoie sono sovente sede di antiche fortezze (per esempio il forte di Bard all'ingresso della Valle d'Aosta) o di sbarramenti idroelettrici.

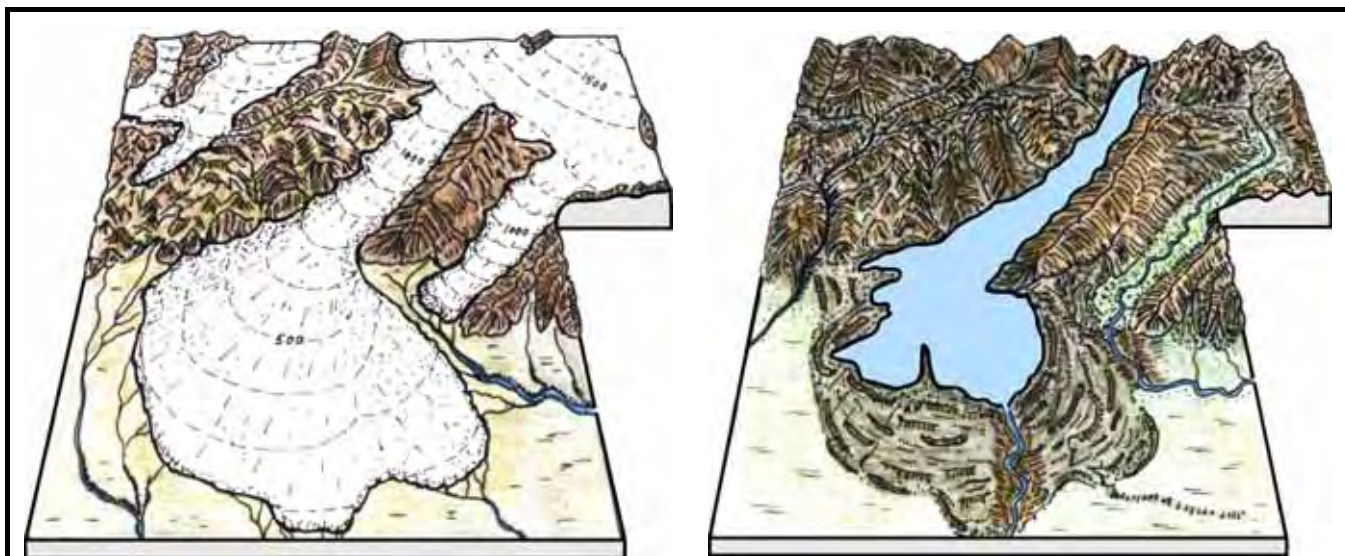


Fig. 2.16 - A sinistra il ghiacciaio del Garda come doveva essere durante la fase di massima espansione della glaciazione wurmiana. A destra lo stesso panorama come appare oggi dopo il ritiro dei ghiacci. Nell'anfiteatro morenico rimasto (dove era il fronte glaciale) si notano le cerchie moreniche appartenenti alle diverse fasi glaciali.

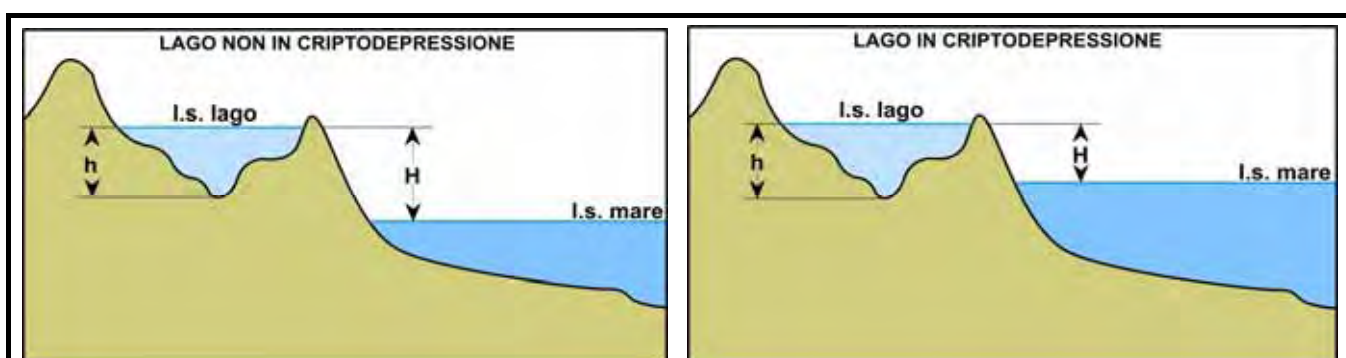


Fig. 2.17 - L'altitudine H è l'altezza [m s.l.m.] del livello della superficie (l.s.) del lago su quello del mare; h è la profondità massima. Quando $h > H$, il fondo del lago è più basso del livello marino. La differenza $h - H$ è detta **criptodepressione**.

All'estremità della valle, la morena frontale forma un rilievo arcuato. Talora si giustappongono le morene frontali di varie fasi glaciali, dando origine ad imponenti anfiteatri morenici, dove le cerchie più esterne corrispondono alle fasi glaciali più avanzate; è il caso degli anfiteatri morenici prealpini italiani (Rivoli, Ivrea, Garda,...). All'esterno della morena frontale, o dell'anfiteatro morenico, le acque di fusione del ghiacciaio, convogliate dagli scaricatori (strette incisioni nella morena), hanno deposto una distesa di alluvioni fluvio-glaciali, attualmente costituenti la cosiddetta "alta pianura", sospesa e terrazzata rispetto al fondovalle.

Anche il profilo trasversale presenta una morfologia piuttosto varia; da semplice sezione ovoidale può diventare fino a forma di “V”. Le irregolarità sono dovute sia alla presenza di eventuali morene (in questo caso depositi di morena di fondo, creste allungate di morene laterali), sia a gradoni, a spalle che sovrastano il fondovalle e sul quale sono spesso situati insediamenti umani. Le spalle possono essere semplici o multiple, sovrapposte come se diversi truogoli glaciali si fossero incastrati gli uni entro gli altri. Alcuni ripiani possono essere strutturali; in questo caso possono essere interpretati come irregolarità dovute alla presenza di rocce più resistenti che l’erosazione non è stata in grado di modificare.

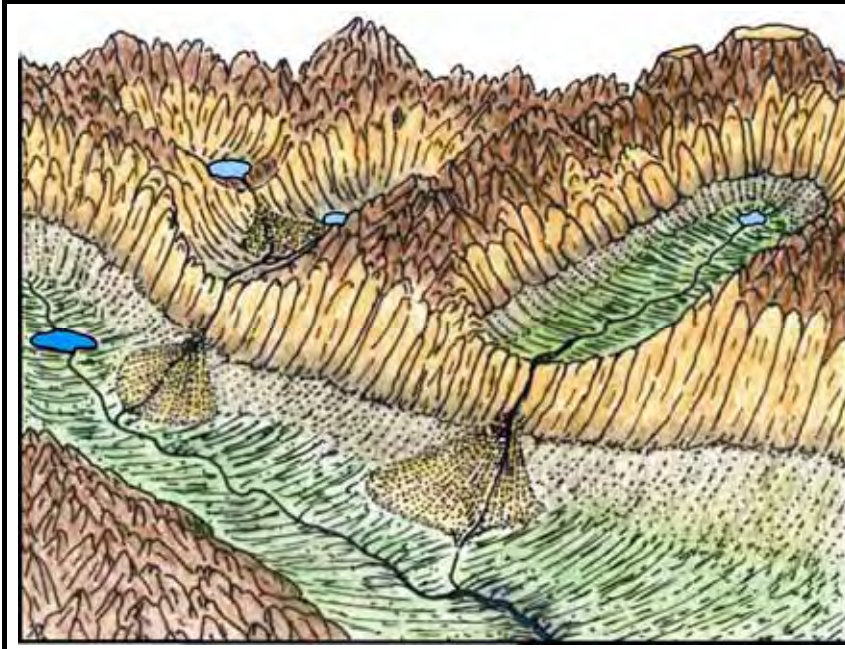


Fig. 2.18 - Sulla sinistra orografica della valle glaciale principale si affacciano delle **valli sospese**. Le confluenze delle valli glaciali non sono sempre allo stesso livello come si verifica per le valli fluviali.

Le confluenze delle vallate glaciali non si verificano sempre allo stesso livello come avviene per le vallate fluviali. Una valle glaciale è spesso **sospesa** sulla principale (**figg. 2.14, 2.15, 2.18 e 2.19**); essa può confluire molto al di sopra del fondo della valle principale e ciò è da mettere in relazione con il fatto che i modi di confluenza sono in funzione delle diverse esarazioni di due distinte lingue glaciali. Il raccordo superficiale del ghiaccio avviene allo stesso livello, mentre la quota dei fondovalle è tanto più bassa quanto più spessa è la lingua glaciale. Se un ghiacciaio incontra una sella laterale, il cui livello è inferiore alla quota superficiale del ghiaccio, esso emette una digitazione che può passare per la sella modellandola a truogolo; così si sono formati i larghi passi di transfluenza e di fluenza assai numerosi nelle Alpi (come quasi tutti i passi stradali).

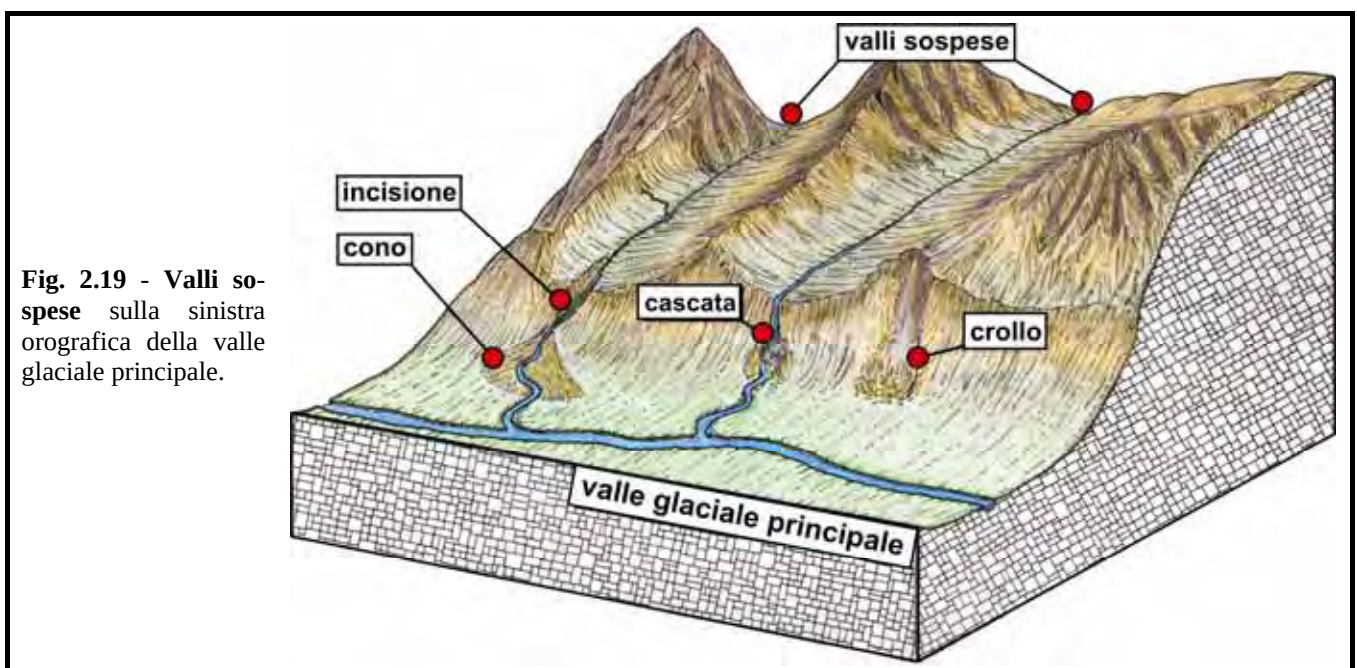


Fig. 2.19 - Valli **so-spesse** sulla sinistra orografica della valle glaciale principale.

2.5 - Sistema d'erosione periglaciale

Il rilievo glaciale porta a forme molto diversificate, sia nelle nostre montagne, sia nelle regioni pedemontane o di antichi islandsis. Le forme dovute all'azione del ghiaccio sono apparentemente caotiche (rocce montonate, profili a truogolo, morene; laghi; **figg. 2.20, 2.21 e 2.22**), complicate dall'interazione con le acque di fusione che ad esse sovrappongono superfici piane (alluvioni colmanti laghi periglaciali, terrazzi fluvio-glaciali). Le forme dovute al sistema glaciale e fluvio-glaciale sono, in seguito, obliterate abbastanza rapidamente nel corso dei periodi interglaciali e postglaciali; esse sono soggette ad una continua degradazione che fa loro subire un complesso di fenomeni detto *sistema periglaciale*. L'erosione fluviale lavora anch'essa in senso distruttivo, alluvionando gli ombelichi ed incidendo le pendenze ripide (gole di raccordo fra due sezioni di una stessa valle, fra una valle sospesa e quella principale, incisioni torrentizie sui fianchi del truogolo). Se le forme delle ultime glaciazioni hanno conservato parte della loro "leggibilità", ciò è dovuto al fatto che esse sono geologicamente molto recenti.

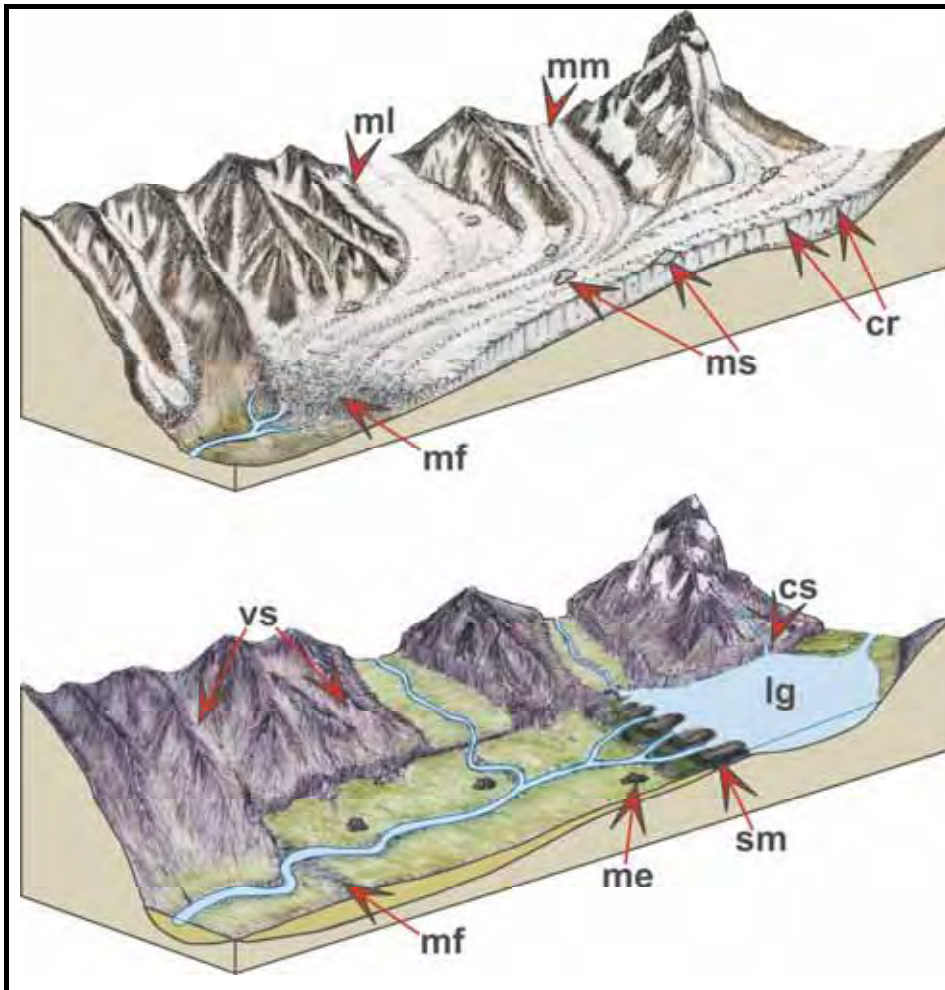


Fig. 2.20 - In alto è rappresentata la fase glaciale, durante la sua massima espansione. Sono evidenti le *morene mediane (mm)*, *lateral (ml)* e *frontale (mf)*, i *crepacci (cr)* (profonde spaccature del ghiaccio) e grandi *massi (ms)* caduti sulla superficie del ghiacciaio.

Al termine della glaciazione (in basso, dopo il ritiro dei ghiacciai) rimane un paesaggio caratteristico, con forme determinate dalle azioni dell'esarazione e dell'erosione periglaciale. Si osservano una *cascata (cs)*, *valli sospese (vs)*, il *lago (lg)* dovuto alla sovraescavazione del ghiacciaio immediatamente a monte di uno *sbarramento morenico (sm)*. Il segno evidente che testimonia il massimo avanzamento del ghiacciaio è la *cerchia di sbarramento* (incisa dal torrente) costituita dall'antica *morena frontale (mf)*. Nella valle sono presenti alcuni *massi erratici (me)* abbandonati dal ghiaccio in ritiro.

Il termine **periglaciale** evoca una localizzazione alla periferia dei ghiacciai che non sempre corrisponde alla realtà. Numerosi ghiacciai giungono in un ambiente temperato che non è tipico del sistema d'erosione periglaciale. Fra i processi che lo caratterizzano il gelo svolge un ruolo importante, almeno per una gran parte dell'anno, pur essendo discontinuo e senza che una copertura di ghiaccio ricopra per tutto l'anno il terreno. I fenomeni di gelo e disgelo sono processi assai importanti e non solo occasionali come succede per le regioni temperate. La zona attualmente soggetta al sistema periglaciale comprende due domini distinti: quello delle alte latitudini e quello delle alte altitudini. Va inoltre tenuto presente che le fasce a clima temperato sono state caratterizzate, durante i periodi freddi del Quaternario, da intensi fenomeni di gelo e disgelo. La maggior parte dell'Europa occidentale (inclusa l'Italia settentrionale) era compresa in quelle fasce, molte delle sono dunque state modellate dagli agenti che ora prenderemo in considerazione.

Il meccanismo principale è quello del **crioclastismo**. Questa azione si manifesta più debolmente a secco che in ambiente umido. A secco si tratta quasi esclusivamente di una caso particolare delle contrazioni e dilatazioni dovute alle differenze di temperature (escursione termica diurna). In ambiente umido l'acqua penetra nelle rocce e nel suolo; gelando aumenta il volume, frammenta le rocce e rigonfia i suoli. Al disgelo i frammenti di roccia, i cui interstizi cessano di essere saldati dal ghiaccio, si staccano, si frammentano in blocchi, massi e frammenti con

qualche detrito fine in funzione della struttura della roccia. Quanto ai suoli il disgelo li imbibisce d'acqua perché il ghiaccio vi si ripartisce più uniformemente che nelle rocce. Il suolo, al disgelo, è più "fluidico"; esso può avere dei movimenti gravitativi lungo i versanti (*soliflusso*); in ogni caso il suo volume si riduce perché l'acqua occupa meno spazio del ghiaccio e la sua struttura viene distrutta. Dopo il disgelo gradualmente il suolo si stacca ed il suo volume diminuisce ulteriormente diventando sempre più instabile.

La **fusione delle nevi** imbibisce il suolo e facilita il soliflusso. Il **ruscellamento** non è trascurabile; esso si produce in conseguenza di piogge e della fusione delle nevi; l'azione è più efficace se il sottosuolo è gelato in conseguenza di una scarsa infiltrazione.

Il **vento** non agisce sui suoli ricoperti dalle nevi, ma quando la terra è libera; esso può sollevare le particelle fini, vagliare gli strati superficiali del suolo non lasciandovi che i ciottoli per deporre, più lontano, delle dune. "Armato" della sabbia esso può agire anche sui blocchi e sulle rocce modellandoli. Il vento è anche responsabile del deposito del *loess* che è un limo giallo, calcareo, che può subire decalcificazione e diventare un *lehm* ed essere trasportato, in seguito, a formare un limo colluviale. Depositi di *loess* sono molto diffusi in Nordeuropa e sono presenti anche nella Valle Padana, dove possono ricoprire sia terrazzi che morene del Pleistocene per spessori di qualche decimetro.

Il modellamento è molto diverso a seconda che interessi superfici pianeggianti o inclinate, rocce o formazioni fini, superfici nude o ricoperte da tappeti erbosi. La copertura vegetale e la litologia (composizione delle rocce) rivestono un ruolo molto importante. Gli affioramenti danno origine, per frammentazione in blocchi, a pietraie. Ogni spaccatura può ingrandirsi per gelivazione delle sue labbra; si forma allora un crepaccio di gelivazione che può essere largo e profondo anche qualche metro e lungo decine di metri determinando crolli di grandi blocchi. L'azione crioclastica sulle superfici rocciose può produrre **accumuli di pietre**.

Le superfici costituite da materiali fini invece formano **accumuli di fango**, che scendono per soliflusso e nei quali sono talora inglobati detriti grossolani. Infine le **valanghe** (fig. 2.23) "striano" le forti pendenze di canali lungo i quali, d'inverno, precipita la neve e, al disgelo, ruscella l'acqua di fusione.

I **suoli poligonali** costituiscono uno degli aspetti più tipici delle regioni artiche e delle montagne della zona temperata (Alpi) e della zona intertropicale. Sono successioni di poligoni (pentagoni più o meno regolari); le dimensioni variano da diversi centimetri a qualche metro e, se disposti su pendii, danno origine a movimenti gravitativi.

I **suoli a cuscinetti erbosi** sono piccoli monticelli erbosi delle dimensioni di quelli sollevati dalle talpe (fig. 2.24). Sono assenti nelle regioni più fredde, prive di vegetazione; per contro la loro area si estende abbastanza verso Sud, assai diffusi nelle Alpi e nel massiccio Centrale francese. Si formano già dai 1.000 m s.l.m. circa mentre i suoli poligonali sono solo embrioni a 1.700 m s.l.m. Sembra che il processo di formazione sia paragonabile a quello dei suoli poligonali. È un sollevamento dovuto al gelo che interviene prima su certe zolle, mentre non si verifica alcun spostamento detritico dato che la vegetazione trattiene le particelle del suolo.

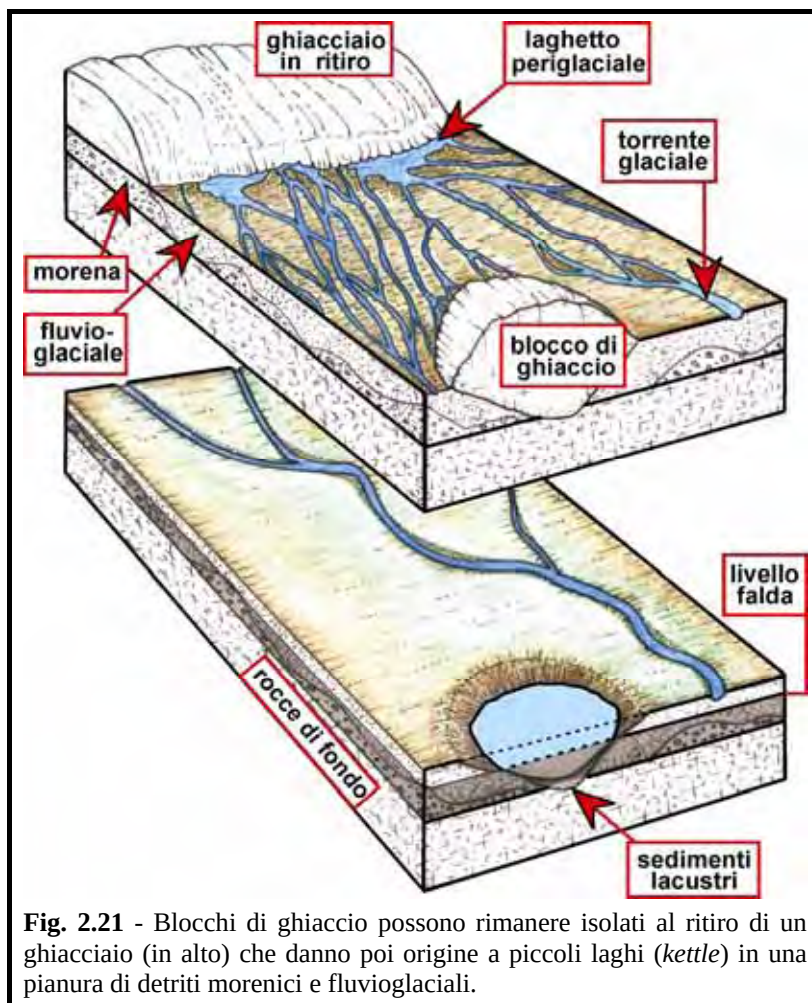


Fig. 2.21 - Blocchi di ghiaccio possono rimanere isolati al ritiro di un ghiacciaio (in alto) che danno poi origine a piccoli laghi (*kettle*) in una pianura di detriti morenici e fluvio-glaciali.

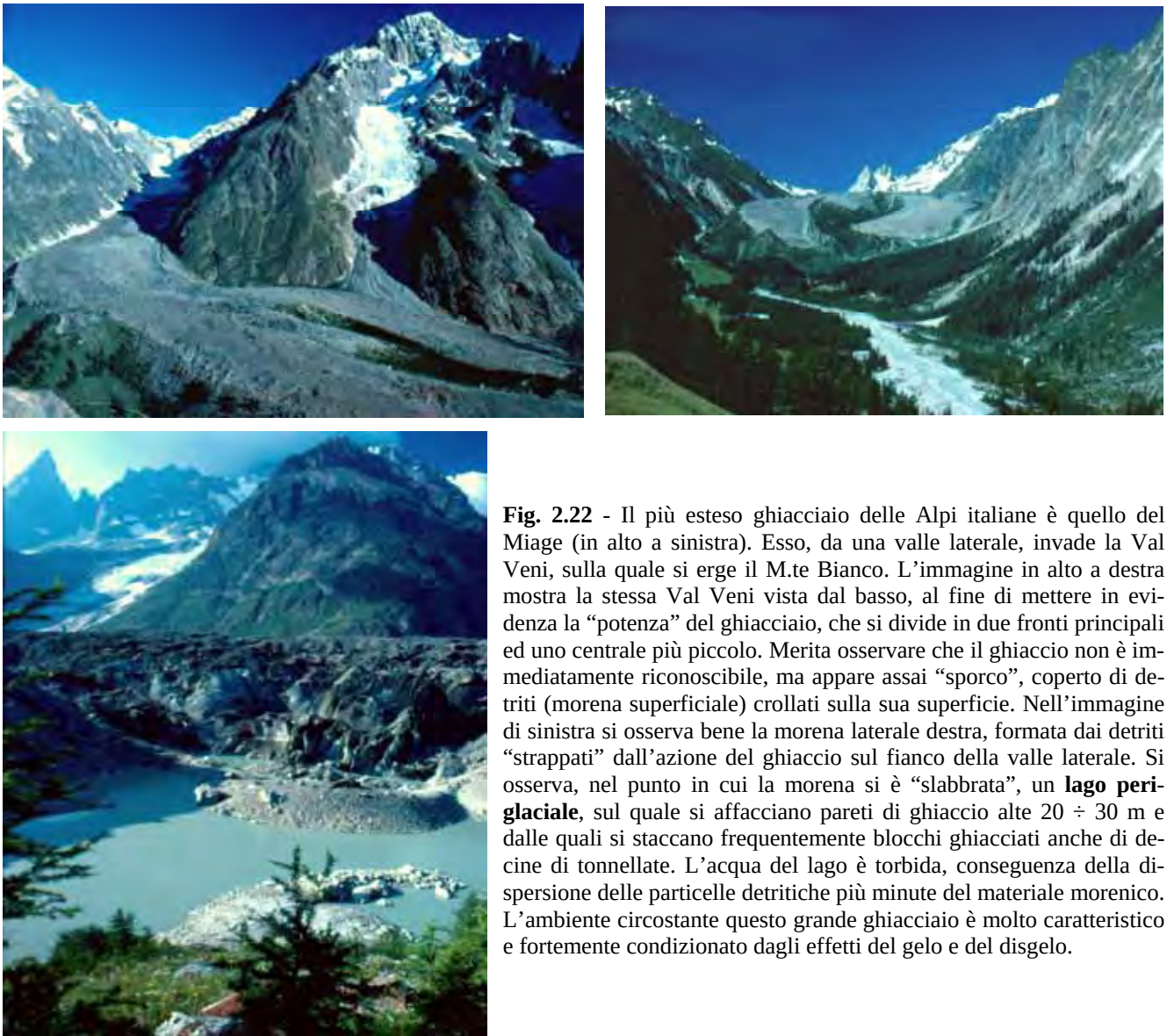


Fig. 2.22 - Il più esteso ghiacciaio delle Alpi italiane è quello del Miage (in alto a sinistra). Esso, da una valle laterale, invade la Val Veni, sulla quale si erge il M.te Bianco. L'immagine in alto a destra mostra la stessa Val Veni vista dal basso, al fine di mettere in evidenza la "potenza" del ghiacciaio, che si divide in due fronti principali ed uno centrale più piccolo. Merita osservare che il ghiaccio non è immediatamente riconoscibile, ma appare assai "sporco", coperto di detriti (morena superficiale) crollati sulla sua superficie. Nell'immagine di sinistra si osserva bene la morena laterale destra, formata dai detriti "strappati" dall'azione del ghiaccio sul fianco della valle laterale. Si osserva, nel punto in cui la morena si è "slabbrata", un **lago periglaciale**, sul quale si affacciano pareti di ghiaccio alte $20 \div 30$ m e dalle quali si staccano frequentemente blocchi ghiacciati anche di decine di tonnellate. L'acqua del lago è torbida, conseguenza della dispersione delle particelle detritiche più minute del materiale morenico. L'ambiente circostante questo grande ghiacciaio è molto caratteristico e fortemente condizionato dagli effetti del gelo e del disgelo.

Fig. 2.23 - Le valanghe sono fenomeni con i quali l'uomo da sempre è costretto a confrontarsi. Sono movimenti di masse di neve, fango e detriti sotto l'azione di gravità ed in grado di produrre notevoli danni. L'uomo ha disboscato interi versanti montani per far spazio al pascolo e costruendo insediamenti nelle zone a rischio. In questa immagine si osserva un gruppo di case ai piedi di una superficie sulla quale, priva di alberi, scorrono facilmente valanghe distruttive. Molto particolare è il tipo di intervento (muraglione a forma di "V" con il vertice puntato a monte) per deviare ai lati il movimento della neve e dei detriti.



I **detriti di falda** sono molto frequenti e si formano a causa della frammentazione in posto delle rocce, prevalentemente per termoclastismo e crisoclastismo; sono accumuli di tipo diverso a seconda del modo di deposizione. I semplici detriti di gravità formano accumuli (coni e falde di detrito) che ingombrano i fondovalle. Sulle rocce che si frammentano in detriti fini si costituiscono dei detriti ordinati; in sezione mostrano spesso una successione di strati inclinati fini e grossolani, di $10 \div 20$ cm di spessore. L'inclinazione delle superfici di questi detriti ordinati è inferiore rispetto a quella dei detriti di gravità.

Le **colate di blocchi** si formano su pendii ad inclinazione ancora inferiore (dai 5 ai 6 gradi); essi si muovono, a causa del gelo e disgelo, sia su un materasso di fango che scivola, sia su cuscinetti di ghiaccio interstiziale.



Fig. 2.24 - In alta montagna il suolo, imbevuto d'acqua, gela durante la notte. La formazione di ghiaccio comporta un aumento di volume ed il terreno si "gonfia". Durante le ore più calde il ghiaccio si scioglie e gli interstizi tra le particelle del suolo si riempiono di acqua che, nella gelata successiva, ne incrementa ancora il volume. Si formano così *cuscinetti erbosi*, cioè monticelli di terra simili a quelli delle talpe, ma di maggiori dimensioni. L'azione del gelo e disgelo indebolisce la struttura del terreno rendendolo più facilmente erodibile dal ruscellamento superficiale, soprattutto in occasione di rovesci temporaleschi. In tal modo vengono scavati solchi di erosione che separano i cuscinetti rendendoli ancora più facilmente aggredibili dal disfacimento meteorico.

I processi e le forme caratteristiche del sistema periglaciale presentano dunque una grande varietà, ma l'essenziale dei meccanismi e delle forme è dovuto al crioclastismo, al rigonfiamento dei limi ed al soliflusso. L'interesse che presentano queste forme è grande, in quanto i paesaggi delle zone temperate le hanno conosciute appena 10.000 anni fa e viviamo ancora sulla loro eredità.

SCHEDA 2.1 - Il destino climatico della Terra

Le condizioni ambientali e soprattutto quelle climatiche, influenzano, nelle regioni a clima caldo e temperato, l'altezza del limite delle nevi persistenti. Al di sopra di esso si formano grandi accumuli di neve che, sotto l'azione di gravità, si spostano in basso: si forma un "fiume di ghiaccio" alimentato in alto dalle precipitazioni nevose e che "scorre" verso il basso dove prevale l'ablazione sull'accumulo. La massa di ghiaccio che scende al di sotto del limite delle nevi persistenti (**lingua di ablazione** o **bacino ablatore**) è proporzionale a quella sopra tale limite (**bacino collettore** o **di accumulo**); tanto maggiore è il bacino collettore, tanto maggiore è la massa di ghiaccio che defluisce verso il basso (figg. 2.25 e 2.26).

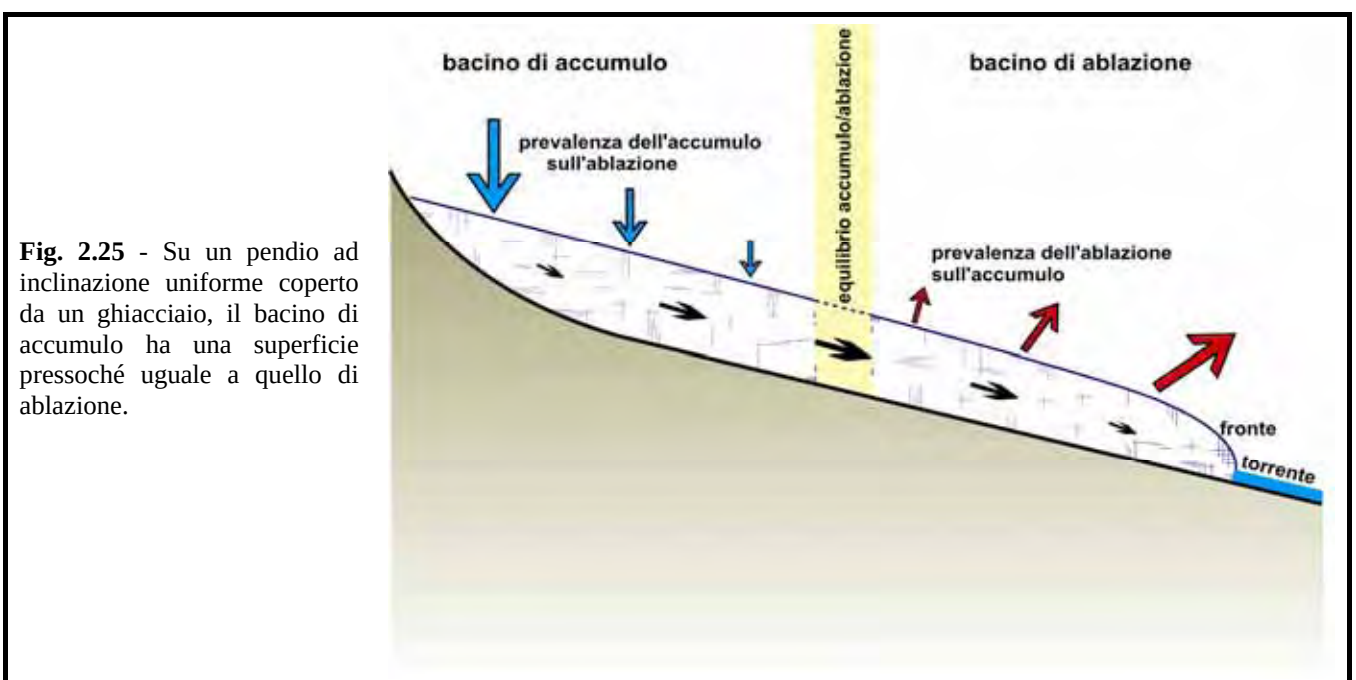


Fig. 2.25 - Su un pendio ad inclinazione uniforme coperto da un ghiacciaio, il bacino di accumulo ha una superficie pressoché uguale a quello di ablazione.

In un ghiacciaio si chiama **linea di equilibrio** quella che separa il bacino di raccolta (collettore) da quello ablatore, dove oltre alla neve caduta nel periodo invernale fonde anche il ghiaccio sceso dal bacino di accumulo. Quando il substrato su cui poggia e scorre il ghiaccio ha pendenza uniforme, l'area del bacino alimentare è uguale a quella del bacino ablatore e la linea di equilibrio corrisponde al limite delle nevi persistenti. Se la pendenza non è uniforme la situazione è diversa; per esempio sarà maggiore l'area del bacino ablatore se questo ha pendenza maggiore di quello collettore.

L'avanzata e il ritiro dei ghiacciai dipende essenzialmente dalle precipitazioni e dalla temperatura e quindi dalle mutazioni climatiche. Se la temperatura diminuisse di un grado, considerando invariate le precipitazioni, il limite delle nevi persistenti scenderebbe di 200 metri circa (essendo il gradiente termico medio annuo pari a circa $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m s.l.m.}$). Per un ghiacciaio a pendenza uniforme il limite delle nevi coincide con la linea di equilibrio che separa, come succitato, il bacino collettore da quello ablatore di uguali dimensioni. La conseguenza dell'abbassamento di 200 metri della linea di equilibrio è, quindi, un abbassamento del fronte della lingua di ablazione di ben 400 metri di altitudine. I fronti dei maggiori ghiacciai valdostani scendono fino a circa 1.600 m s.l.m. (Miage e Brenva in val Veni - Valle d'Aosta). Sarebbe quindi sufficiente una diminuzione di 3 - 4 gradi della temperatura media annua per far sì che i ghiacciai possano invadere la pianura.

Queste considerazioni sono semplicistiche perché vi sono altre variabili responsabili del regresso/avanzata dei ghiacciai oltre che la temperatura e la pendenza. Molto importanti sono le precipitazioni; molti Autori sono concordi nell'affermare che, in generale, un aumento del 10 % delle precipitazioni medie annue determinerebbe un abbassamento di un centinaio di metri circa del limite delle nevi persistenti. Si deve ancora considerare che ad accelerare l'avanzata delle fronti glaciali, sta il crearsi di condizioni sempre più favorevoli all'espansione delle lingue stesse; infatti se la superficie ghiacciata è sufficientemente estesa, l'atmosfera sovrastante ne risente e tende a raffreddarsi, creando condizioni sempre più favorevoli all'accrescimento (*autoalimentazione*). Alla luce di queste riflessioni basterebbe ipotizzare la diminuzione di pochi gradi della temperatura media e/o un aumento anche non particolarmente cospicuo di precipitazioni sulle aree con clima freddo o sulle montagne di aree con clima temperato, per innescare fenomeni di intensa glaciazione come quelli del Quaternario.

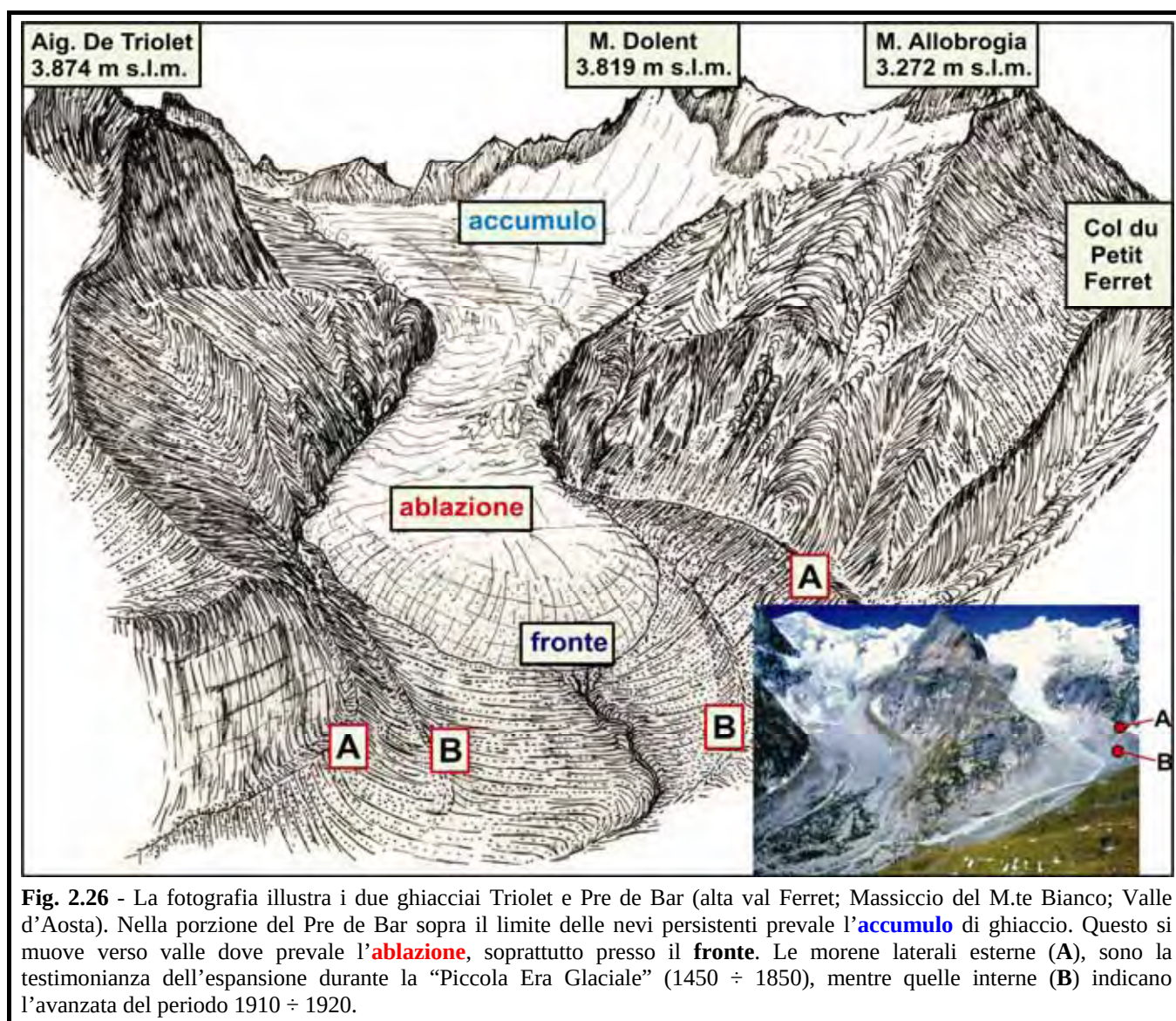


Fig. 2.26 - La fotografia illustra i due ghiacciai Triolet e Pre de Bar (alta val Ferret; Massiccio del M.te Bianco; Valle d'Aosta). Nella porzione del Pre de Bar sopra il limite delle nevi persistenti prevale l'**accumulo** di ghiaccio. Questo si muove verso valle dove prevale l'**ablazione**, soprattutto presso il **fronte**. Le morene laterali esterne (A), sono la testimonianza dell'espansione durante la "Piccola Era Glaciale" (1450 ÷ 1850), mentre quelle interne (B) indicano l'avanzata del periodo 1910 ÷ 1920.

Nel periodo di clima leggermente più caldo 1930 ÷ 1960 i ghiacciai di tutto il mondo regredirono notevolmente dopo le avanzate che caratterizzarono la "piccola era glaciale" e la punta di freddo 1910 ÷ 1920 (**fig. 2.26**). Successivamente

sembrarono avanzare nuovamente anche se di poco, ma negli ultimi anni la tendenza risulta di nuovo il regresso, in coerenza con le ipotesi di riscaldamento della Terra a causa dell'effetto serra (forte incremento di produzione di anidride carbonica a causa delle attività umane). Quali siano le ragioni dei mutamenti climatici a grande scala che si sono verificati nella storia recente del nostro pianeta o che possono ancora verificarsi è assai difficile dirlo e sono assai numerose le teorie in proposito.

Con una teoria, la **trappola della neve**, si afferma che la glaciazione si espande lentamente in seguito a una graduale diminuzione di temperatura e/o un aumento di precipitazioni. I ghiacciai alpini, per esempio, si estendono perché si abbassa il limite delle nevi persistenti, possono confluire e formare estensioni via via più ampie di ghiaccio influenzando così il clima. In pratica è come se fosse "scattata una trappola" che "cattura" neve sempre più rapidamente; a questo punto i ghiacciai si estendono con maggiore velocità. Secondo questa teoria l'instaurarsi di una glaciazione è molto graduale perché conseguenza di una lenta modificazione del clima.

Una seconda ipotesi è quella dello **snowblitz** (*snow* = neve, *blitz* = lampo). Si possono verificare nevicate più abbondanti su vaste regioni del Nord. Se la coltre bianca è abbastanza spessa e l'estate successiva non è sufficientemente calda, la neve non fonde completamente e rimane al suolo a riflettere la luce solare per tutta l'estate e tutto l'autunno raffreddando così l'aria e aprendo la via a nevicate più abbondanti l'inverno seguente. A questo punto si "innesca" la nuova calotta che può crescere ed inspessirsi su di un'area vastissima con notevole rapidità. Lo **snowblitz** rappresenta quindi un sistema che dà vita a una nuova calotta molto più rapida rispetto alla trappola della neve. Lo **snowblitz** fu proposto nel 1970 da H. LAMB e da W. ALASTAIR nel corso di una indagine sul sistema dei venti globali caratteristici dei periodi glaciali.

Attualmente è quasi impossibile stabilire quale delle due teorie sia la più probabile. Ma un altro aspetto da considerare è l'intensità della glaciazione. Un noto climatologo sovietico ha valutato che *"...se le calotte glaciali fossero riuscite ad arrivare un po' più vicino all'equatore di quanto non sono riuscite a fare finora, la glaciazione sarebbe divenuta inarrestabile e l'intero globo si sarebbe ricoperto di ghiaccio. La vita non avrebbe potuto resistere.... e sarebbe quindi scomparsa lasciando la Terra in quelle condizioni forse per l'eternità..."*, insomma un panorama molto simile a ciò che potrebbe accadere nel cosiddetto "inverno nucleare" conseguenza di un disastroso conflitto bellico mondiale.

I rischi del destino climatico della Terra non sono solo quelli del freddo. Se il nostro pianeta diventasse un po' più caldo, per esempio per effetto dell'anidride carbonica prodotta dalle attività umane, l'acqua marina, così riscaldata, libererebbe un po' dell'anidride carbonica in soluzione; questa riscalderebbe ulteriormente la Terra e gli oceani, liberando altra anidride carbonica e così via. Questa possibilità è stata denominata **runaway greenhouse** (letteralmente "serra in fuga" con evidente riferimento all'effetto serra dovuto all'anidride carbonica). I ghiacci scomparirebbero e questa è proprio una delle ragioni che fanno guardare con preoccupazione all'attuale tasso di incremento della concentrazione di anidride carbonica nell'atmosfera, agli effetti potenziali di un sostanziale aumento di produzione di energia ad uso industriale e alla deforestazione.

Riassumendo si può fare una interessante casistica di condizioni possibili:

Terra 1 - molto calda con un alto livello del mare.

Terra 2 - con una certa percentuale di ghiaccio come attualmente.

Terra 3 - con molto ghiaccio come durante una glaciazione.

Terra 4 - molto fredda come una palla di ghiaccio.

Il nostro pianeta è sinora riuscito a mantenersi nelle condizioni 2 e 3. Sembra che siano in funzione dei potenti regolatori naturali che mantengono (retroazione) le temperature tropicali entro limiti perlomeno accettabili e la composizione dell'acqua marina (fattore di estrema importanza) pressoché costante. Un modello di previsione dei cambiamenti del clima è quello proposto da SELLER già nel 1965; egli arrivò alle seguenti conclusioni:

- Togliere i ghiacci dal Polo Nord provocherebbe l'innalzamento della temperatura di circa 7 °C a Nord del 70° parallelo, di 1 °C ai tropici e da 1 a 3 °C vicino al Polo Sud. Fare la stessa cosa per l'Antartide provocherebbe un aumento della temperatura di 12 ÷ 15 °C. Inoltre le modificazioni dell'albedo solare avrebbero ripercussioni su scala mondiale. Per ottenere tali modificazioni basterebbe ricoprire la banchisa polare all'inizio dell'estate con polvere scura per accelerare la fusione dei ghiacci.
- Un abbassamento del 2 % della costante solare sarebbe sufficiente per provocare una nuova era glaciale, con ghiacci continentali fino al cinquantesimo parallelo, dove la temperatura media scenderebbe di 10 gradi.
- Un aumento del 100 % della turbolenza (prodotto, per esempio, da un modesto aumento della velocità della rotazione della Terra) farebbe fondere i ghiacci polari e la Terra diventerebbe più calda di 5 gradi nel suo insieme.
- L'aumento della torbidità dell'aria, in particolare per polluzione e per anidride carbonica, dovrebbe far innalzare la temperatura dell'atmosfera, poiché si avrebbe una riduzione della radiazione infrarossa dispersa.
- Se l'attuale ritmo di riscaldamento dell'aria a causa delle industrie proseguisse per due secoli, l'innalzamento della temperatura potrebbe raggiungere 37 gradi all'equatore e 11 gradi al Polo Nord; questo eliminerebbe la banchisa.

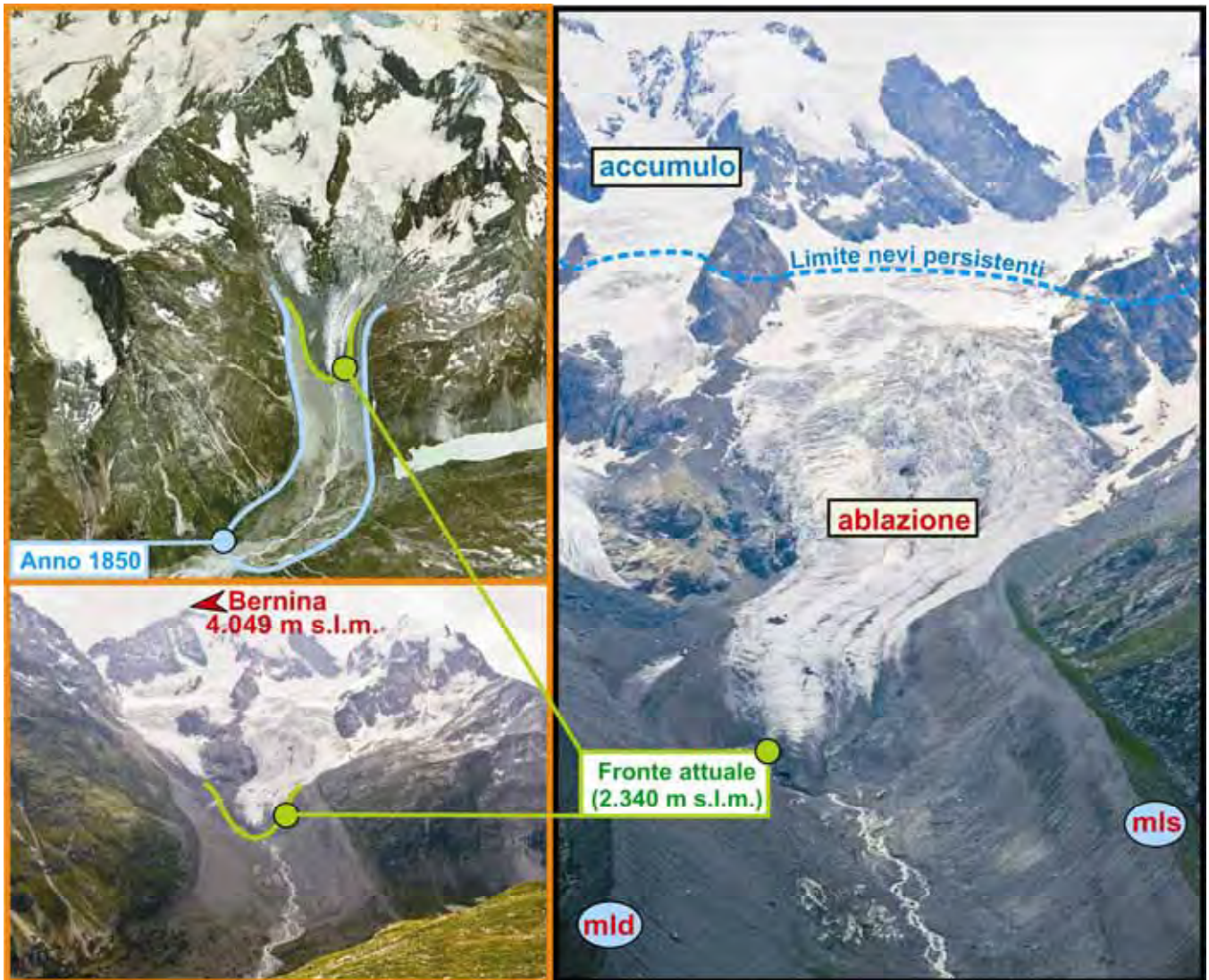
Il valore di un tale modello sta nel dimostrare gli ordini di grandezza delle possibili modificazioni del clima. È soltanto un modello teorico, i cui risultati sono largamente influenzati da errori di stima dei parametri e dall'assenza, tra le variabili, della retroazione, cioè dei meccanismi retroattori globali. Analogo discorso può essere fatto per quanto riguarda i nuovi e più completi modelli che vengono collaudati per mezzo di potenti elaboratori elettronici. Di tutto ciò gli esseri umani devono rendersi ben conto affinché non vengano sopraffatti dalle conseguenze che le loro attività possono esercitare sul clima.

SCHEMA 2.2 - Il ghiacciaio Morteratsch (Massiccio del Bernina - Svizzera).



Dalla vetta (4.049 m s.l.m.) al fronte attuale (2.020 m s.l.m.) il ghiacciaio è lungo 6,4 km, copre una superficie di 15,3 km² ed occupa un volume di 1,2 km³. Sono ben evidenti le morene laterali che segnano i limiti dell'espansione al termine della piccola era glaciale (1450 ÷ 1850). Molto più esteso doveva essere il ghiacciaio 9.000 anni fa, alcune migliaia di anni dopo il termine dell'ultima grande glaciazione quaternaria.

SCHEDA 2.3 - Il ghiacciaio Roseg (Massiccio del Bernina - Svizzera).



È un ghiacciaio del massiccio del Bernina, la cui punta massima raggiunge i 4.049 m s.l.m. , circa 1.000 m più alta del limite delle nevi persistenti, al di sopra del quale le condizioni climatiche consentono l'accumulo del ghiaccio che alimenta la lingua di ablazione che giunge, con il suo fronte attuale, all'altitudine di poco più di 2.300 m s.l.m. Sono ben riconoscibili la **morena laterale destra (mld)** e la **morena laterale sinistra (mls)**, evidenziate con linee azzurre in alto, a sinistra, depositate durante la piccola era glaciale che ebbe termine intorno all'anno 1850. A valle della linea delle nevi persistenti il ghiaccio scende su un versante più ripido e si spacca in crepacci. Scendendo ancora, verso il fronte, il ghiaccio è più sporco, in alcuni punti molto scuro, in quanto è quello più vecchio, quello che ha effettuato il percorso più lungo e quindi il più carico di materiali detritici (morenici).

SCHEDA 2.4 - Il detrito morenico

Il disfacimento dei rilievi, grazie soprattutto all'opera degli agenti esogeni (pioggia, grandine, neve, vento, crioclastismo, termoclastismo,...), comporta la formazione di detriti, cioè frammenti (clasti) delle rocce costituenti i rilievi stessi. Tali detriti sono destinati al trasporto verso valle per gravità. I principali agenti trasportatori sono l'acqua ed il ghiaccio.

L'acqua delle precipitazioni scorre sulle superfici (versanti) delle montagne e delle colline e nel suo movimento coinvolge i detriti più fini, talora anche quelli più grossolani in occasione degli eventi meteorici più intensi. Argilla, limo, sabbia e ghiaia vengono quindi trascinati dalle acque, soprattutto quelle che possiedono più energia cinetica, cioè quelle che scorrono lungo le incisioni più ripide, "strappando" quindi altri materiali che vanno così ad arricchire il cosiddetto "**carico solido**" che va poi ad alimentare i principali corsi d'acqua.

Fin quando l'energia dell'acqua è sufficiente (elevata pendenza dei versanti delle montagna più elevate), tutto il carico solido, anche quello rappresentato dai clasti più grossolani, viene trascinato verso il basso. Man mano che, verso valle, diminuisce la pendenza, si riduce anche l'energia di trasporto da parte dell'acqua e sedimentano i materiali più grossolani. Procedendo ancora verso valle, per lo stesso meccanismo, sedimentano progressivamente i detriti più fini, fino a giungere alla deposizione dei limi (anche insieme alle argille) lungo le fasce dei "placidi" fiumi delle pianura. Si conclude quindi che, in genere, i

sedimenti di origine fluviale sono ben classati, cioè caratterizzati da una granulometria relativamente uniforme (insieme di clasti di dimensioni simili).

I ghiacciai, come sopra illustrato, si possono paragonare a “fiumi di acqua solida” in lento movimento ed in grado di esercitare una efficace azione di erosione, o meglio di esarazione. Analogamente all’acqua liquida il ghiaccio scava solchi sui versanti dei rilievi producendo detriti (morene) che rimangono inglobati nel ghiaccio stesso e quindi trascinati verso valle. Ma a differenza dell’acqua liquida, il ghiaccio non “seleziona” i clasti, in quanto tutti sono coinvolti nel trasporto verso valle e tutti insieme sono depositati sui fronti o abbandonati durante le fasi di ritiro.

Il detrito morenico quindi è per nulla classato, cioè caratterizzato da una elevata eterogeneità granulometrica (**fig. 2.27**). Accanto a massi di grandi dimensioni sono presenti ghiaie delle varie pezzature, insieme a sabbie e a materiali decisamente più fini come il silt (limo). I clasti di maggiori dimensioni, almeno quelli centimetraci (ben distinguibili ad occhio nudo), diversamente da quelli che hanno subito un trasporto fluviale, presentano inoltre spigoli vivi e con forme molto irregolari.



Fig. 2.27 - Lungo una strada, la cui costruzione ha comportato il taglio di un versante sul quale è depositata una morena, è possibile osservare, in dettaglio, la composizione granulometrica del materiale depositato da un antico ghiacciaio. Un masso di dimensioni metriche si trova insieme a clasti delle dimensioni della ghiaia e ad altri materiali decisamente più fini (sabbia e limo).

Questa estrema eterogeneità granulometrica rende gli accumuli morenici piuttosto instabili e facilmente erodibili e poco o nulla adatti per le fondazioni dei fabbricati. In alcuni casi le acque dilavanti asportano facilmente la componente formata dai detriti più fini; quindi rimangono in situ cumuli dei detriti più grossolani, a formare substrati molto permeabili, caratterizzati da scarsa ritenzione idrica e quindi difficilmente colonizzabili da parte della vegetazione.

3 - MODELLAMENTO DEI VERSANTI

3.1 - Non solo acqua

L'acqua (liquida o ghiaccio) è il principale agente del **disfacimento meteorico**, cioè *l'insieme delle modificazioni fisiche (prevalentemente meccaniche) e chimiche che subisce una roccia al contatto con gli agenti atmosferici*. L'insieme delle modificazioni fisiche costituisce la **disgregazione**, mentre l'insieme delle modificazioni chimiche costituisce l'**alterazione** (*soluzione, processi aloclastici, idratazione, idrolisi,...*), molto importante nelle zone con clima caldo, in quanto le elevate temperature favoriscono i processi di trasformazione chimica dei materiali. Gran parte dei processi di degradazione (*erosione, esarazione, crioclastismo o gelivazione,...*) sono dovuti alla presenza di acqua liquida o solida. Il disfacimento meteorico viene così detto perché dipende dalle condizioni climatiche. In ambienti con clima temperato prevale l'azione dell'acqua liquida; in quelli con clima freddo prevale il ghiaccio.

Nei climi secchi la maggior parte dei fenomeni di disgregazione e di alterazione legati alla presenza di acqua sono assenti o quasi. Nelle zone con clima arido si manifestano importanti fenomeni di disfacimento meteorico che non richiedono la presenza di acqua, ma che possono manifestarsi, più o meno intensamente, anche nei climi umidi. Nel modulo cinque sono considerati anche i **processi biologici**, che contribuiscono in modo importante alla demolizione dei materiali della crosta terrestre. Tutti questi processi (fisici, chimici e biologici) sono i cosiddetti **agenti esogeni** perché agenti dall'esterno (**epigeni**); essi pertanto vengono distinti dagli **agenti endogeni**, che agiscono dall'interno (**ipogeni**) della crosta terrestre.

3.2 - I processi termoclastici

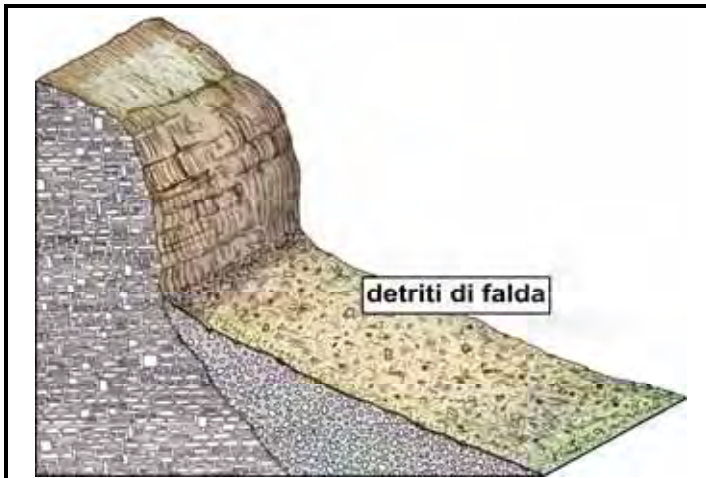


Fig. 3.1 - Ai piedi di ripide pareti si accumulano i **detriti di falda**, dovuti alla degradazione delle rocce e costituiti da frammenti con spigoli vivi e con forma e dimensioni molto diverse.

I processi termoplastici comportano il disfacimento delle rocce per dilatazione e contrazione dei materiali a causa delle escursioni termiche diurne. In questi processi non è compresa la formazione di fessure delle lave per contrazione delle masse effuse durante il raffreddamento, ma la dilatazione e contrazione delle rocce per le variazioni di temperatura dovute al riscaldamento per l'insolazione diurna (dilatazione) ed al raffreddamento per l'irradiazione notturna (contrazione). Tali fenomeni sono più accentuati nelle zone con climi secchi e sui versanti montani esposti a Sud, caratterizzati da forti escursioni termiche, dove la temperatura dell'aria diminuisce notevolmente durante le notti con cielo libero da nubi ed aumenta considerevolmente con la forte insolazione.

Le dilatazioni e le contrazioni comportano la formazione di fessure sempre più ampie e la riduzione dei materiali in frammenti più piccoli. Talora la fessurazione

si manifesta su superfici di minor resistenza, come nel caso di rocce stratificate o molto fratturate; in tali casi avviene una *sfogliazione*, cioè le rocce si disgregano con distacco di frammenti a forma di "squame", simili alle foglie della cipolla (*fessurazione cipollare o squamosa*). Un altro fenomeno termoclastico è l'*esfoliazione granulare*, che riduce la roccia a sabbia; essa agisce soprattutto su rocce composte da numerosi minerali caratterizzati da coefficienti di dilatazione anche molto diversi. Sulle pareti rocciose ripide, ben esposte al sole, il forte riscaldamento diurno ed il forte raffreddamento notturno (soprattutto in estate, anche nelle nostre zone alpine), i processi termoclastici sono molto accentuati. Nell'inverno possono essere molto efficaci il crioclastismo ed altri processi di disgregazione, come l'erosione della pioggia battente. Tutti contribuiscono alla produzione di materiali detritici che si accumulano ai piedi delle pareti, formando accumuli di **detriti di falda** (figg. 3.1 e 3.2), costituiti da frammenti irregolari come dimensioni e forma e con spigoli vivi (al contrario dei ciottoli fluviali che presentano invece spigoli arrotondati).



Fig. 3.2 - Ai piedi di ripidi pareti montuose, a causa dei processi di disfacimento (soprattutto *crioclastismo* e *termoclastismo*) si formano potenti accumuli di materiali (**detriti di falda**), talora con aspetto di conoidi molto evidenti.

3.3 - Paesaggi disegnati dal vento

La degradazione meteorica (nei climi asciutti, soprattutto il termoclastismo) è causa della frammentazione delle rocce in massi, ciottoli e grani fino alle dimensioni della sabbia; essi possono essere movimentati dal vento. La loro asportazione viene detta *deflazione*, molto efficace nelle zone dove è assente la vegetazione. Con il tempo questo processo può “abbassare” una intera superficie. In altri termini il vento può formare depressioni o *bacini di deflazione*. Molti di questi hanno scarsa profondità, ma alcuni (Qattara in Egitto) sono profondi diversi decametri.

Il vento è un agente importante della trasformazione del paesaggio, soprattutto nelle zone aride (*azione eolica*). Molte superfici desertiche sono costituite da rocce denudate dal vento; in alcuni casi esse sono coperte di massi e ciottoli troppo grandi per essere trasportati; i deserti di questo tipo sono chiamati *reg*. Ai livelli più bassi, le particelle trasportate dal vento urtano contro le superfici esercitando nei confronti di esse una erosione per effetto degli urti delle particelle (**corrosione**) e determinando la formazione di superfici lisce e bordi taglienti. Le parti più basse delle pareti e delle colonne rocciose vengono logorate con formazione di nicchie e scanalature in corrispondenza dei materiali meno resistenti (**fig. 3.3**).

Il vento sposta i grani di sabbia facendoli avanzare sul terreno. Durante le tempeste vengono spostate grandi masse di sabbia. Questa si deposita formando piccole increspature o creste, oppure si accumula formando **dune**, con forma a mezzaluna (*barcana*; **fig. 3.4**), con le punte spostate in avanti dal vento. Le dune possono raggiungere altezze di una decina di metri, ma in alcuni casi, come in Arabia meridionale, superano i trenta metri. Dune in miniatura si formano nelle più ampie spiagge del Mediterraneo. La sabbia si accumula a ridosso di ostacoli; in tal modo si innesca il processo di formazione della duna che cresce man mano che il vento trasporta altra sabbia; questa viene prima

trasportata sul pendio per cadere, oltre il suo margine più elevato, lungo la porzione sottovento, dove i vortici mantengono una ripida parete. L'intera massa quindi si sposta lentamente in avanti.

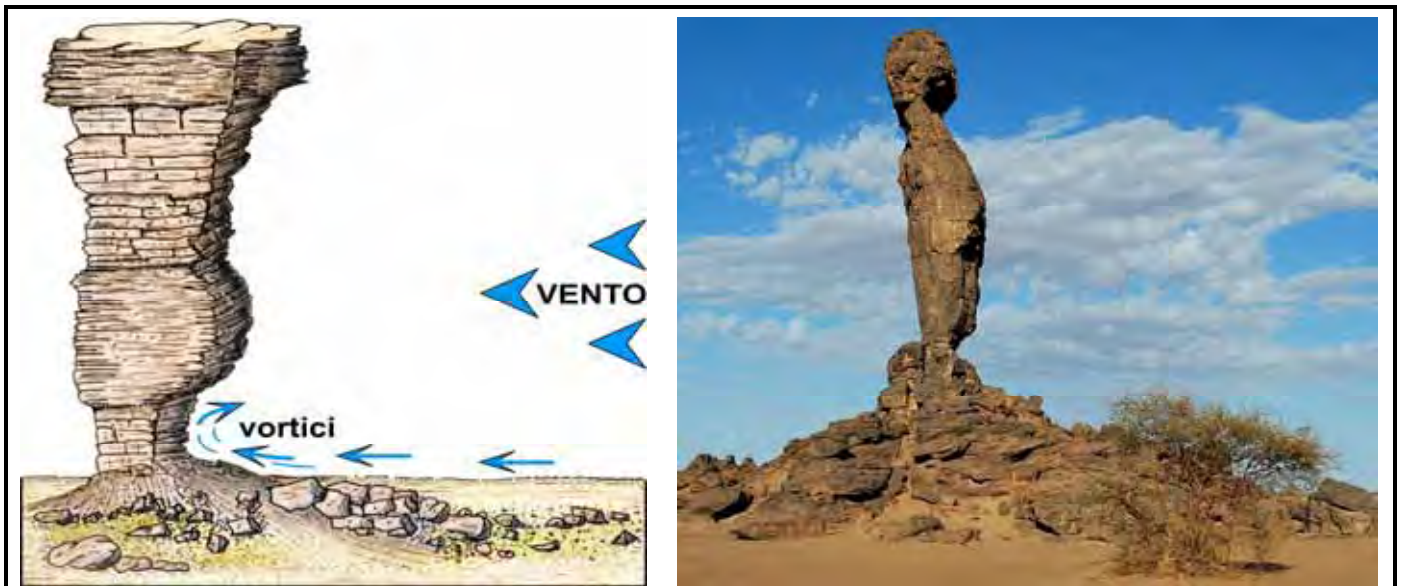


Fig. 3.3 - Nei deserti (nelle foto è rappresentato quello di Akalus, in Libia) l'azione eolica è il principale agente modellatore del paesaggio. Interessante e curiosa è la formazione di colonne rocciose. Alla base l'attrito del terreno riduce la velocità del vento con formazione di vortici. I grani di sabbia vengono scagliati in maggior numero nella parte inferiore, dove quindi la corrosione è maggiormente pronunciata. In alto il numero di urti dovuti alle particelle trasportate dal vento è minore.

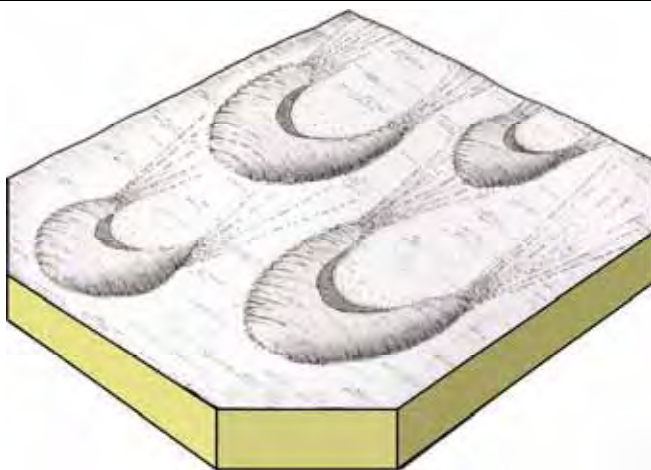


Fig. 3.4 - Formazione delle dune a forma di barcana.

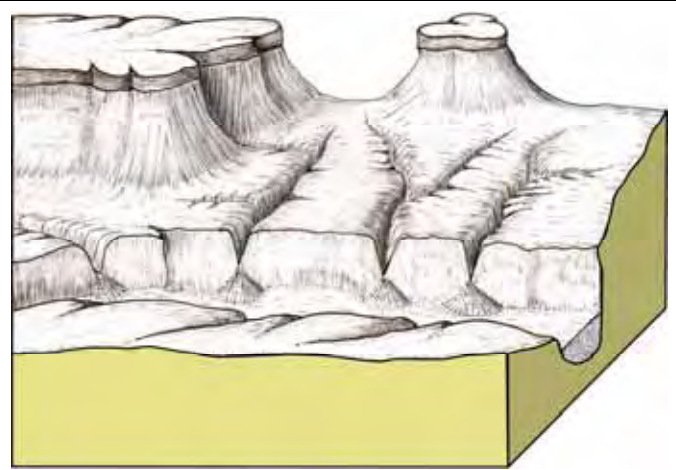


Fig. 3.5 - Paesaggio tipico di climi aridi in cui l'acqua rimane comunque ancora protagonista nel formare il rilievo.

Nelle zone con climi aridi, in cui la carenza o assenza di acqua non consente lo sviluppo di una copertura vegetale, le forme del paesaggio presentano caratteristiche spesso molto diverse rispetto alle aree con climi umidi. Tuttavia molti

di questi paesaggi sono anche il risultato dell'azione dell'acqua. In alcuni casi vi sono forme prodotte da torrenti che si formano in seguito a rari ma intensi acquazzoni. In altri casi tali forme (più antiche) sono dovute alle acque superficiali di un periodo precedente più umido.

La **fig. 3.5** mostra profonde incisioni dovute all'acqua che scorre soltanto in occasione di rovesci temporaleschi. Il materiale viene trasportato e depositato, sotto forma di coni detritici, sul fondo di un *canyon*, dai ripidi fianchi e nel quale l'acqua non è perenne. Nella maggior parte dei casi i *canyon* sono asciutti, ma saltuariamente con portate di piena molto elevate e con un notevole carico solido che viene trascinato a valle. In alto a sinistra è evidente un altopiano (*mesa*) caratterizzato da materiali più resistenti alla degradazione meteorica.

3.4 - La gravità

I processi di degradazione fisica e di alterazione chimica sono responsabili della frammentazione e trasformazione delle rocce affioranti. Il materiale alterato e disgregato (di copertura) può essere successivamente rimosso grazie ai *processi di denudazione*, tanto più efficaci quanto più ripide sono le superfici. Talvolta accade che in tali processi, oltre al materiale di copertura, vengano coinvolte anche le porzioni più superficiali della roccia sottostante non ancora sottoposta al disfacimento. Questi processi sono responsabili del *modellamento dei versanti* (cioè dei pendii dei rilievi). Essi sono causa dell'abbassamento delle alture (degradazione) e del colmamento delle bassure (*aggradazione* o *accumulo*). Molti processi della degradazione sono già trattati nei precedenti capitoli del presente modulo IV. Per quanto riguarda i processi di denudazione è utile la distinzione tra quelli in cui operano principalmente agenti di trasporto come l'acqua o il vento e quelli in cui opera soprattutto la gravità.

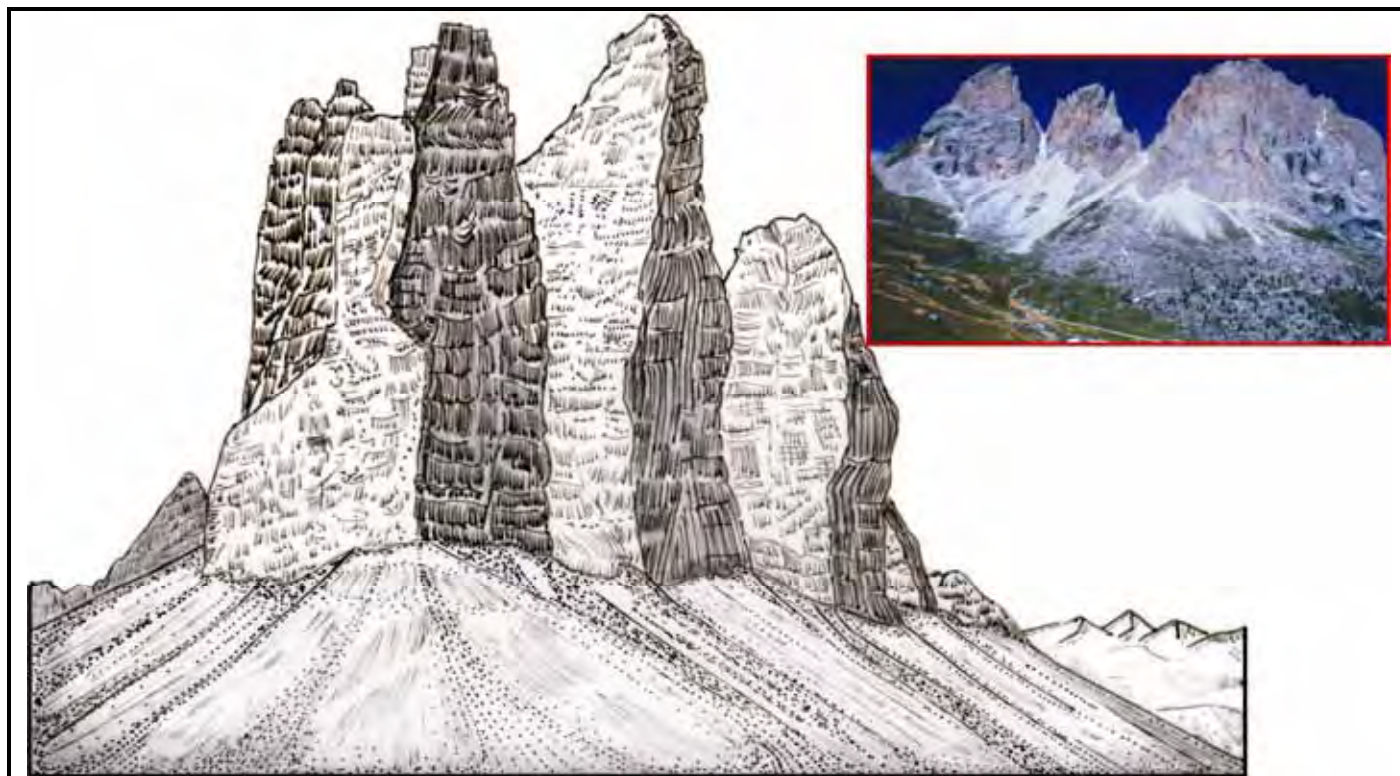


Fig. 3.6 - Ai piedi di pareti rocciose alte e ripide (es. le Tre Cime di Lavaredo - Dolomiti) si accumulano **falde detritiche** talvolta di notevole spessore. Nella foto il paesaggio è ripreso da valle, mentre nel disegno è rappresentato da monte.

I materiali prodotti dalla disgregazione di una parete rocciosa si staccano e, per gravità, precipitano accumulandosi al piede formando una **falda detritica** (**figg. 3.2 e 3.6**), una fascia di detrito con superficie inclinata. Su di essa i frammenti di roccia possono rotolare; in genere quelli di maggiori dimensioni arrivano più in basso. Le dimensioni della falda dipendono da numerosi fattori quali soprattutto l'inclinazione e le dimensioni e forma dei frammenti (**fig. 3.7**); questi a loro volta dipendono dalla struttura e composizione della roccia che costituisce la parete che, nella maggior parte dei casi, tende ad assumere una pendenza via via meno accentuata (**fig. 3.8**).

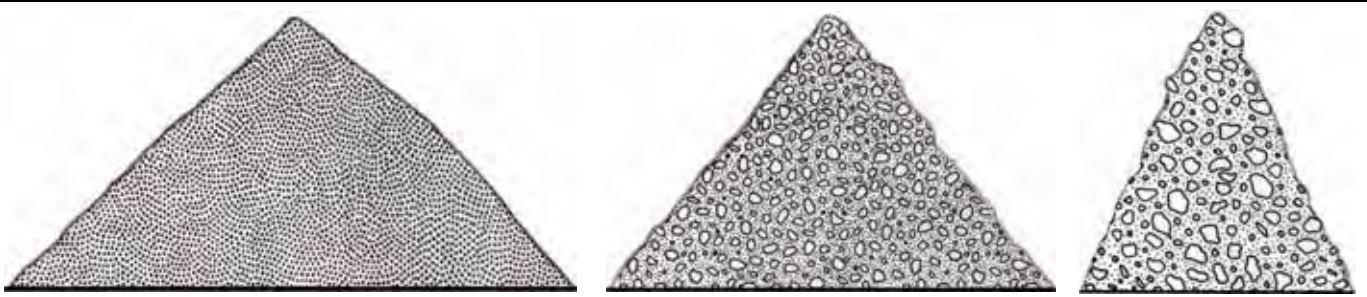


Fig. 3.7 - L'angolo di riposo dei detriti cresce all'aumentare delle dimensioni dei clasti.

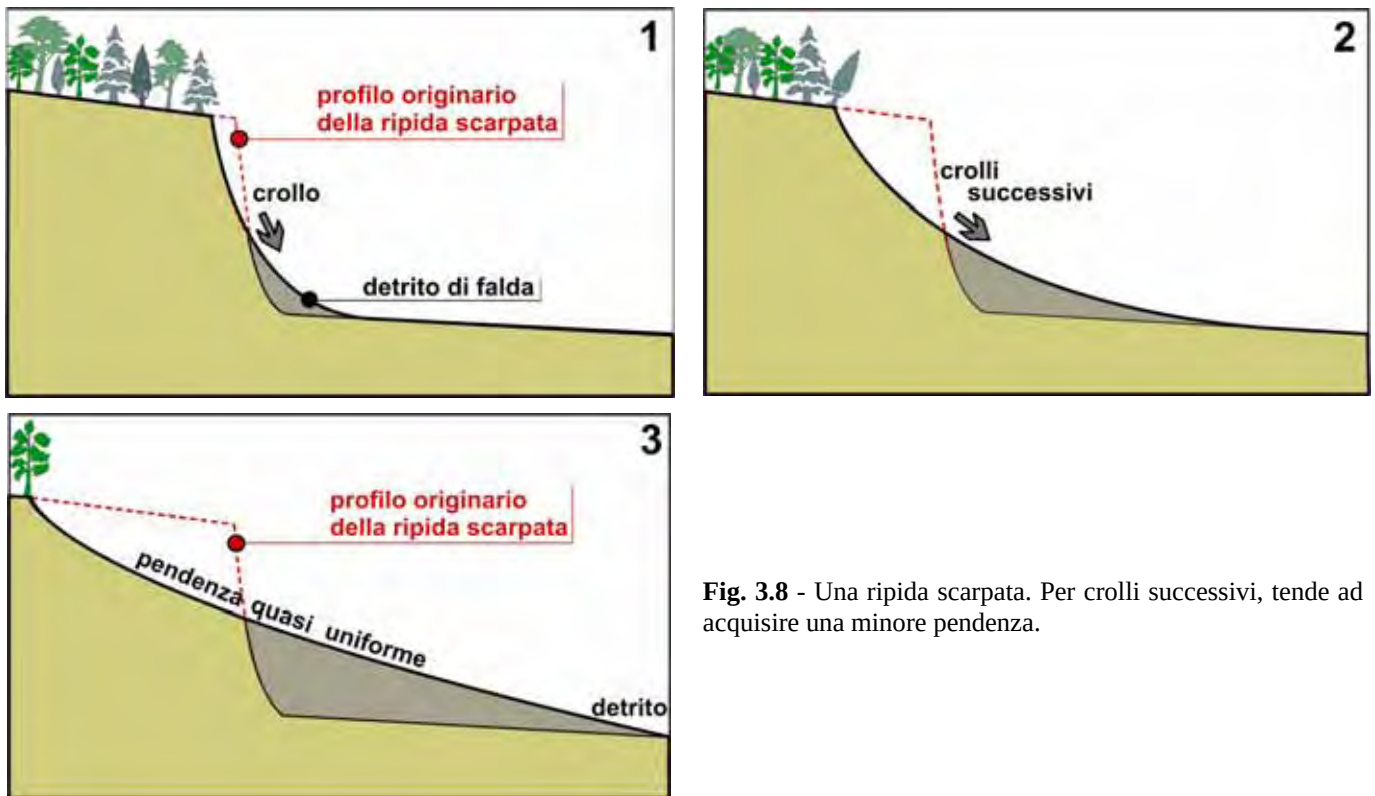
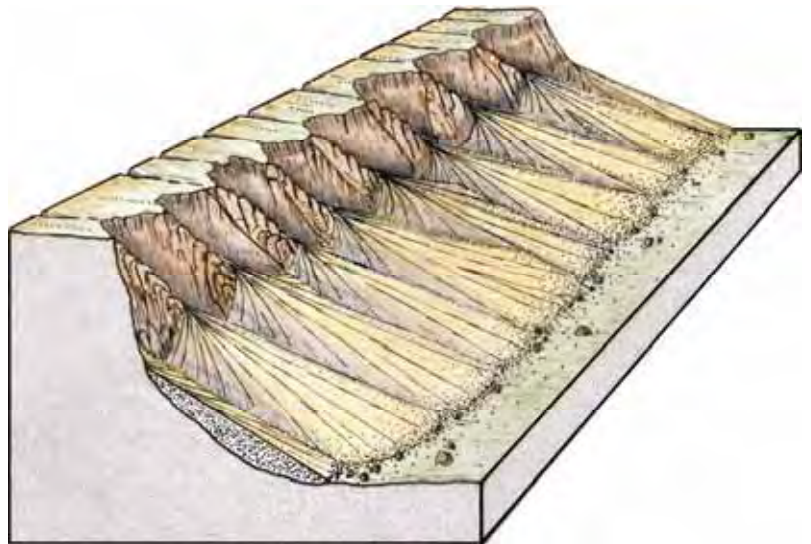


Fig. 3.8 - Una ripida scarpata. Per crolli successivi, tende ad acquisire una minore pendenza.

Fig. 3.9 - Accumulo di coni detritici ai piedi di canali disposti lungo una parete rocciosa.



Quando il detrito precipita dalle pareti lungo una rientranza o un canalone, si formano accumuli dalla forma particolare, detti **coni detritici**, simili, per certi aspetti, ai coni alluvionali. La **fig. 3.9** mostra una grande accumulazione detritica formata da un insieme di coni adiacenti e parzialmente sovrapposti, dovuti al materiale precipitato da una lunga parete rocciosa con superficie solcata da canali lungo i quali avvengono la maggior parte dei crolli.



Fig. 3.10 - Una parete ripida rocciosa (esposta a Sud), in alta montagna, presenta le condizioni adatte per intensi fenomeni di disfacciamento meteorico (in particolare pioggia battente e ruscellamento, ma soprattutto per frammentazione causata dal crioclastismo e dal termoclastismo ed in parte per l'azione delle valanghe). I materiali, mossi per gravità verso il basso, si accumulano sotto forma di coni (in basso ed al centro) e falde (a destra) che, in questo caso, contribuiscono a riempire un lago alpino di origine glaciale (circo).

In montagna coni e falde detritiche possono essere coperti da neve e ghiaccio per buona parte dell'anno; in tali situazioni quando il detrito precipita al piede delle pareti, scivola e giunge in basso più facilmente (**fig. 3.10**). In estate i rovesci temporaleschi provocano scorrimenti d'acqua sulle pareti concentrandosi in corrispondenza dei canali; si formano così improvvisi e tumultuosi torrenti che, una volta giunti sul detrito, ne possono rimuovere una parte per trascinarlo e depositarlo più in basso, dove diminuisce la pendenza. Tali fenomeni complicano la morfologia delle falde e dei coni e contribuiscono a diminuire l'inclinazione delle loro superfici.

3.5 - Le frane

Le frane sono tutti i fenomeni di caduta e di movimenti di masse rocciose e di materiali sciolti come effetto prevalente della gravità. Esse comportano trasformazioni importanti del paesaggio e costituiscono rischi anche gravi per le persone e per le opere (**fig. 3.11**). Per tale ragione sono oggetto di studi approfonditi per evitare o limitare i danni da esse prodotti e soprattutto per prevenire, per quanto possibile, nuove frane.

La **fig. 3.12** mostra una frana in cui è possibile distinguere tre zone: *distacco*, *movimento*, *accumulo*. La zona di distacco, dopo il movimento, si presenta incavata nel versante e delimitata a monte da una scarpata (*nicchia di distacco*). In molti casi non c'è una vera e propria zona di scivolamento, cioè non è sufficientemente estesa; essa quando è presente, si riconosce, analogamente a quella di distacco, come area incavata nel versante, sulla cui superficie è possibile individuare i segni dello scorrimento. Nella

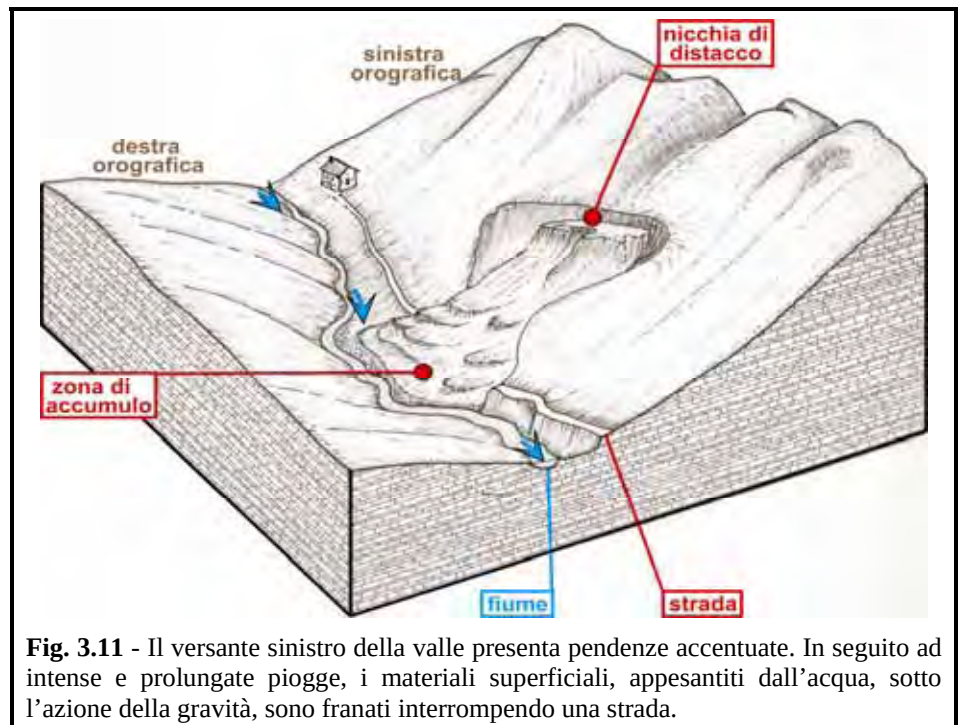


Fig. 3.11 - Il versante sinistro della valle presenta pendenze accentuate. In seguito ad intense e prolungate piogge, i materiali superficiali, appesantiti dall'acqua, sotto l'azione della gravità, sono franati interrompendo una strada.

zona d'accumulo il materiale si presenta in genere con una disposizione caotica e costituito da frammenti angolosi di forma e dimensioni assai variabili, oppure in grandi blocchi accatastati. L'accumulo può formarsi sul versante, poco a valle del distacco; talvolta il materiale, se possiede sufficiente energia, scende fino al piede del versante formando un

cono di frana. In certi casi l'accumulo si forma ancora più lontano dal distacco, in un'area di maggiori estensioni, che si presenta come una superficie irregolare con dossi e conche; in queste può accumularsi acqua formando *laghetti di frana*.

Una frana può staccarsi da un versante ed acquisire sufficiente energia cinetica (in rapido movimento) da consentire al materiale di giungere non solo ai piedi del versante stesso, ma di occupare la valle, formando una sorta di diga naturale che consente l'accumulo di acqua e conseguente formazione di un *lago di sbarramento per frana*. Se il materiale possiede ancora più energia, può superare il fondovalle, con formazione dell'accumulo addirittura sul versante opposto a quello in cui è avvenuto il distacco.

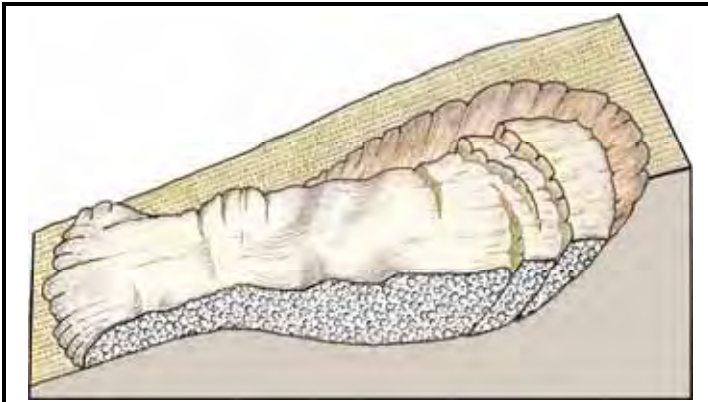


Fig. 3.12 - In una frana si possono osservare una *zona di distacco* (in alto a destra), una *zona di scivolamento* ed una *zona di accumulo* (in basso a sinistra).

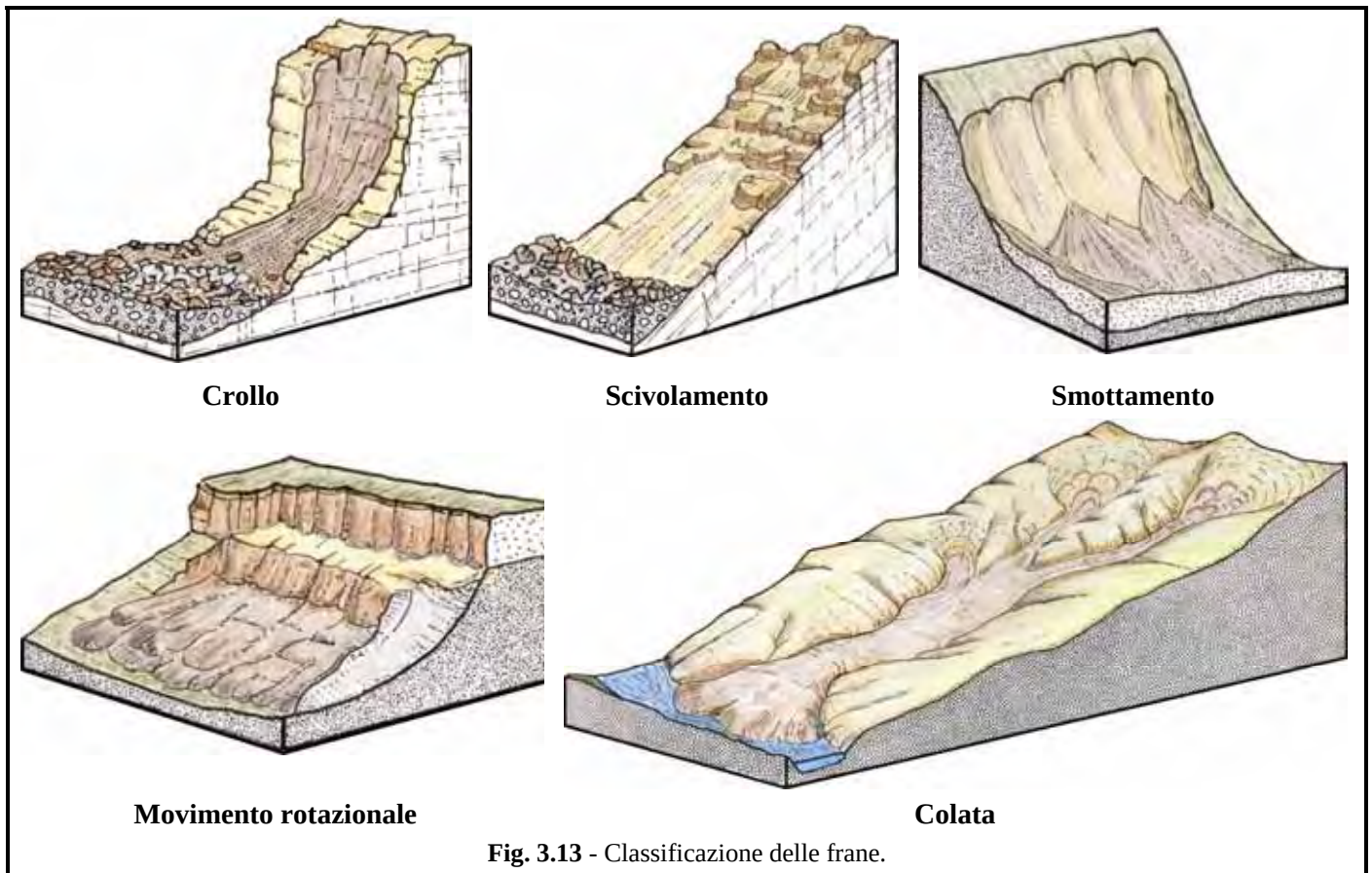


Fig. 3.13 - Classificazione delle frane.

Le frane possono si classificano in base a criteri diversi, fra i quali la natura dei materiali, il tipo e le modalità del movimento, frequenza e durata dei fenomeni, cause, ecc... La **fig. 3.13** propone una classificazione semplificata:

- **frane di crollo** (*rock falls*); si verificano a causa di un distacco improvviso di masse rocciose da pareti ripide; nel movimento iniziale prevale la componente verticale;
- **frane di scivolamento o di slittamento** (*rock slides*); si manifestano su una superficie di discontinuità più o meno inclinata. I movimenti sono favoriti dalla presenza di strati argillosi resi scivolosi dall'acqua penetrata in profondità (**fig. 3.14**);

- **Smottamenti**; piccole frane, in genere superficiali, in materiali incoerenti o resi tali per imbibizione di acqua;
- **frane con movimento rotazionale** (*slumps*); si verificano a causa della formazione di superfici di taglio curve entro materiali poco coerenti quando viene superata la resistenza al taglio dei materiali stessi;
- **frane per colamento** o **colate**; prodotte da ammolimento di masse argillose ad opera dell'acqua; il movimento è fluido/viscoso, con scarsa velocità; le grosse colate che interessano il terreno in profondità e che si presentano come lingue in piccole valli, contribuiscono in modo molto importante al modellamento del paesaggio; frane di questo tipo più superficiali, dal contorno poco definito, che mantengono i versanti instabili, sono dette "*lame*".

Fig. 3.14 - Il modellamento della superficie terrestre avviene anche e soprattutto per l'insieme di numerosi piccoli movimenti di terra, come nel caso di questo scivolamento di materiali dovuto all'incremento di peso della coltre detritica (suolo) a seguito di abbondanti precipitazioni.

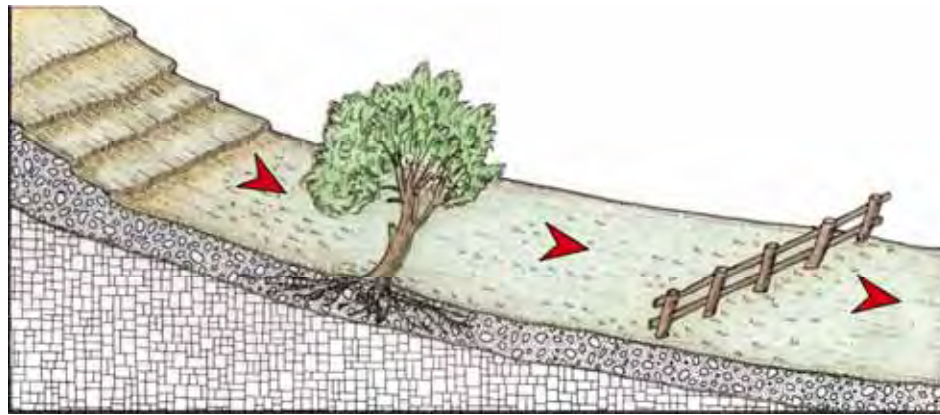


Fig. 3.15 - L'inclinazione di stacciate e di alberi è conseguenza di lenti movimenti che possono interessare una superficie lievemente inclinata.

Molte frane presentano caratteri che possono appartenere a più di un tipo fra quelli sopra descritti; esse vengono dette *frane di tipo misto*. Inoltre a questi movimenti bisogna aggiungere altre forme di modellamento dei versanti:

- **Soliflusso** (*creeping*). Colamento lento di una massa fluida molto viscosa in versanti anche poco ripidi. Il movimento è favorito da materiali argillosi e limosi imbevuti d'acqua a causa della pioggia o del disgelo. Interessa interi versanti argillosi collinari o ampie aree montane sopra il limite superiore degli alberi in ambiente periglaciale (il termine soliflusso viene infatti frequentemente sostituito da *geliflusso*).
- **Reptazione** (*soil creep*). Movimento "strisciante", molto lento, risultato complessivo di un insieme di movimenti parziali (dovuti a cause diverse) degli elementi costituenti il mantello detritico che si muove sulla roccia sottostante. Interessa uno strato superficiale, reso evidente dalla forma incurvata dei fusti arborei (**fig. 3.15**). Il movimento è dovuto all'imbibizione ed al disseccamento, al termoclastismo ed al crioclastismo, alle azioni degli animali (in particolare invertebrati e roditori che scavano gallerie nel suolo).
- **Valanghe**. Frangimenti di neve su un pendio, per certi aspetti simili alle frane, con possibilità di distinzione delle zone di distacco, discesa ed accumulo. Contribuiscono, talora anche in modo importante, al modellamento dei versanti. Nelle *valanghe di roccia*, insieme alla neve, è presente un carico abbondante di materiali rocciosi; si verificano quando una frana rocciosa coinvolge nel movimento accumuli di neve che si trovano a valle. Le *frane di ghiaccio* sono crolli di masse gelate che coinvolgono anche materiali rocciosi; si manifestano su un ripido pendio

coperto da un ghiacciaio e possono dar luogo ad accumuli di ghiaccio e morena che precipitano verso valle. In alcuni casi dalla fronte sospesa di un ghiacciaio si staccano blocchi, anche di grandi dimensioni (*cadute di seracchi*), che si accumulano ai piedi delle pareti in mucchi caotici di massa gelata, più o meno ricca di frammenti di roccia. Le valanghe, quando il materiale che le costituisce è principalmente costituito da neve (*slavine*), sono causate da fattori diversi. Elevati spessori della neve (per precipitazioni abbondanti, oppure per concentrazione dalla neve che si accumula ai piedi di ripide pareti) comportano pesi eccessivi, diventando instabili. Tali fenomeni sono favoriti da elevate inclinazioni, tanto che spesso le slavine si verificano lungo ripidi canali nei quali vi sono le condizioni per accumuli di neve. Importanti sono le condizioni delle masse gelate; la neve bagnata e quella farinosa sono più valangose di quella gelata; inoltre il distacco è favorito dalla stratificazione di tipi di neve con caratteri diversi (per es. uno strato di neve farinosa “scivola” facilmente su neve ghiacciata). Infine i fenomeni valanghivi sono ampiamente favoriti dalla mancanza di vegetazione, soprattutto arbustiva ed arborea.

Sistema di valutazione del pericolo di slavine.			
Scala del pericolo		Stabilità del manto nevoso	Probabilità di distacco delle valanghe
1	Debole	Manto nevoso, in generale, ben consolidato, o a debole coesione, senza tensioni	Distacco generalmente possibile solo con forte sovraccarico su pochissimi punti sui pendii più ripidi. Possibili scaricamenti e piccole valanghe spontanee.
2	Moderato	Manto nevoso moderatamente consolidato su alcuni pendii ripidi; per il resto è ben consolidato.	Distacco possibile soprattutto con forte sovraccarico sui pendii più ripidi. Non sono da aspettarsi grandi valanghe spontanee.
3	Marcato	Consolidamento del manto nevoso da moderato a debole su molti pendii ripidi.	Distacco possibile, soprattutto sui pendii più ripidi. In alcune situazioni sono possibili valanghe spontanee di media grandezza e, in singoli casi, anche grandi valanghe.
4	Forte	Manto nevoso debolmente consolidato sulla maggior parte dei pendii ripidi.	Distacco probabile con un debole sovraccarico su molti pendii ripidi. In alcune situazioni sono da aspettarsi molte valanghe spontanee di media grandezza e anche grandi.
5	Molto Forte	Manto nevoso, in generale, debolmente consolidato e per lo più instabile.	Probabili molte grandi valanghe, anche su terreno moderatamente ripido.



Il **bollettino nivometrico** è fornito da diversi servizi meteorologici. È lo strumento che fornisce un quadro sintetico dell'innevamento e dello stato del manto nevoso. Indica il pericolo di valanghe in un determinato territorio e, sulla base delle previsioni meteorologiche, la possibile evoluzione del manto nevoso per l'immediato futuro al fine di prevenire incidenti derivanti dal distacco di valanghe.

La **scala del pericolo** è suddivisa in cinque gradi caratterizzati da un'aggettivazione e numerazione crescente da 1 a 5. La progressione della scala non è lineare; infatti il grado di pericolo 3, pur trovandosi al centro della scala, non rappresenta un grado di pericolo medio ma una situazione già critica.

In generale le cadute ed i movimenti di materiali dovuti all'azione della gravità dipendono dall'equilibrio fra il peso dei materiali stessi e l'attrito sulla superficie di distacco e di scivolamento. Tale equilibrio dipende dall'angolo di inclinazione del pendio; a parità di attrito, maggiore è la pendenza, minore è il peso necessario a determinare il movimento. Importante è la coerenza dei materiali e la copertura vegetale (che contribuisce alla stabilità). I materiali possono essere distinti nelle seguenti categorie:

- *rocce coerenti*, quelle che rimangono tali indipendentemente dal fatto che siano o meno imbevute d'acqua (come le rocce compatte, prive di fratture);
- *rocce pseudocoerenti*, come per esempio argille e limi, che si comportano come coerenti quando sono asciutte e come incoerenti quando sono imbevute d'acqua;

- *rocce semicoerenti*, fornite di deboli leganti cementizi come le molasse (costituite da grani di sabbia poco cementati e piuttosto friabili), i tufi vulcanici (composti da frammenti di diverse dimensioni che possono più o meno facilmente staccarsi gli uni dagli altri), le masse fessurate (poco “solide” perché ricche di fratture),...
- *rocce incoerenti*, formate da elementi liberi come sabbie, ghiaie, cumuli detritici,...

In funzione delle caratteristiche dei materiali, del loro peso e dell'inclinazione del versante si può avere equilibrio per cui non si manifestano movimenti. Se l'equilibrio è di per se precario, diversi fattori possono innescare i fenomeni franosi.

Aumento del peso. Può essere determinato dall'acqua; per esempio una sabbia grossolana ha peso specifico pari a $1,3 \div 1,5 \text{ kg/dm}^3$ quando asciutta, ma arriva a valori intorno a $1,7 \text{ kg/dm}^3$ se bagnata. In seguito a piogge intense, si verifica un aumento del peso di un materiale inizialmente in riposo e di conseguenza, un movimento franoso. Un effetto analogo può essere provocato dalla costruzione di un edificio in grado di esercitare un notevole incremento di peso.

Aumento dell'inclinazione del versante. Può verificarsi a causa dell'erosione al piede per l'azione di acque correnti, delle onde del mare,... o per intervento dell'uomo (per es. con rischi elevati nella esecuzione di scavi o di rilevati senza controlli della stabilità dei versanti in funzione dell'inclinazione degli stessi).

Diminuzione della coesione (e di resistenza al taglio). È normalmente indotta dalle acque sotterranee che provocano la soluzione delle sostanze che fungono da cemento, soprattutto nelle rocce semicoerenti. Talora l'acqua causa l'ammollimento di strati argillosi e quindi la diminuzione della coesione con quelli su cui poggiano o che li sovrastano.

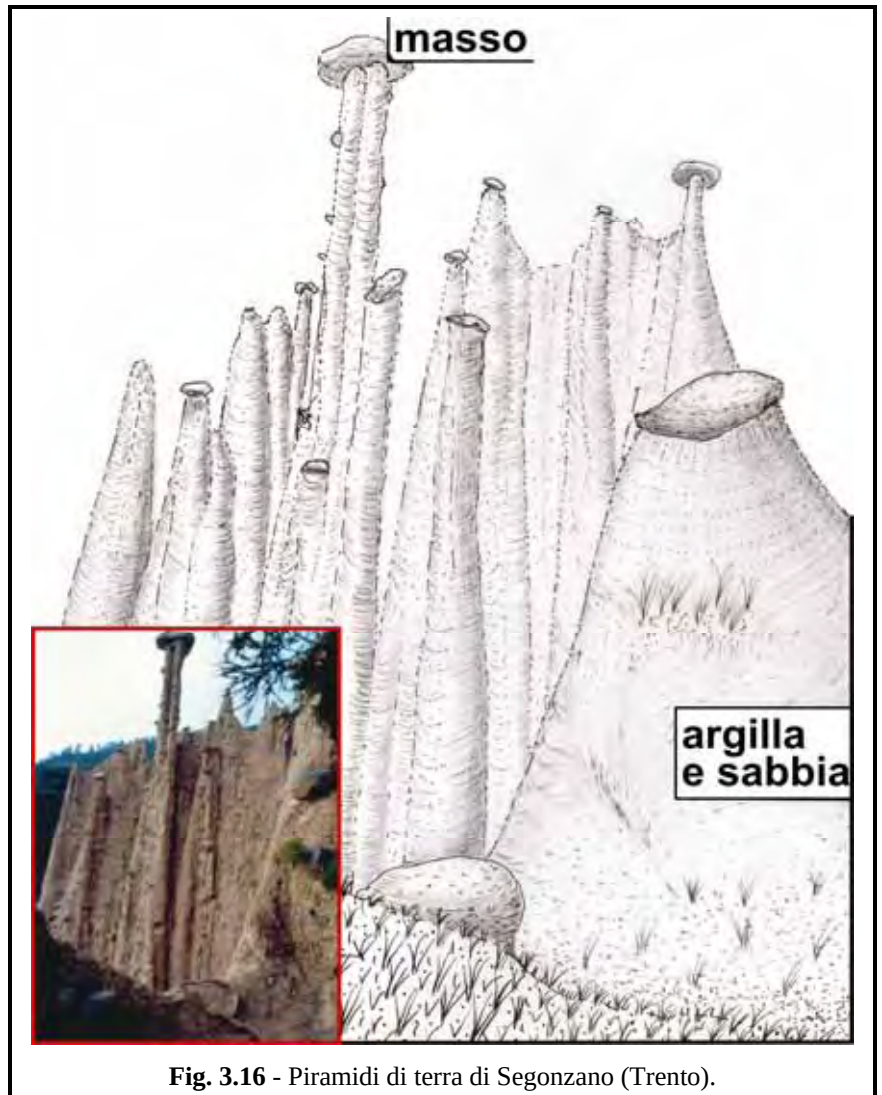


Fig. 3.16 - Piramidi di terra di Segonzano (Trento).

Importanti sono i processi termoclastici e crioclastici che provocano fessure e spaccature anche in rocce coerenti. Infine l'acqua di percolazione (che filtra nel terreno soprattutto in occasione di abbondanti piogge) agisce da lubrificante in corrispondenza delle superfici di contatto fra strati di composizione diversa; in questo caso vi è *diminuzione di attrito*, cioè diminuzione della superficie di aderenza tra materiali già in precario equilibrio ed il substrato roccioso. Il *sovraccarico naturale* è responsabile di un aumento del peso dei materiali a causa dell'accumulo su di essi di detriti dovuti a frane che si staccano da porzioni a monte dello stesso versante. Può accadere che in aree caratterizzate da antiche frane stabilizzate, l'equilibrio venga modificato per sovraccarico causato dal distacco di nuove frane.

La distruzione delle alture ed il colmamento delle bassure sono conseguenza di fenomeni naturali che caratterizzano normalmente la superficie terrestre, determinando un'evoluzione continua del paesaggio. Essi fanno parte della storia del nostro pianeta e con essi l'uomo ha sempre dovuto confrontarsi per evitare conseguenze, talvolta disastrose, sulle attività economiche e produttive e sulla sicurezza civile. L'uomo stesso, con il disboscamento e con la realizzazione di opere che, in molti casi, sono state causa di degradazione, ha contribuito notevolmente al *dissesto idrogeologico*; questo comprende una serie di fenomeni che, in natura, avverrebbero pur sempre, ma in tempi più lunghi.

SCHEDA 3.1 - Le piramidi di terra

I fenomeni di disfacimento meteorico e gravitativi fin qui studiati sono responsabili della distruzione dei rilievi. Ma tale distruzione comporta anche un modellamento che talvolta assume aspetti particolari e spettacolari. Le **piramidi di terra** sono forme molto pittoresche dovute al dilavamento pluviale su materiali poco coerenti e molto eterogenei come, per esempio, i depositi morenici. Sui pendii costituiti da materiali fini (argilla e sabbia) e contemporaneamente di grosse dimensioni, le acque di pioggia asportano rapidamente la matrice argillosa, isolando in questo modo i massi; questi esercitano un'azione protettiva sul materiale sottostante, analogamente ai massi sulla superficie dei ghiacciai nei confronti dei raggi solari. Con il tempo si viene isolando una sorta di pilastro che rimane protetto dalla azione erosiva della pioggia battente dal masso che lo sormonta come un ombrello. L'erosione sui fianchi al piede del pilastro provoca un ulteriore abbassamento del terreno tutto intorno ed un assottigliamento del pilastro stesso. Il masso diventa successivamente instabile e crolla lasciando la colonna che lo sosteneva sotto l'azione degli agenti atmosferici che, in poco tempo, la distruggono. Esempi caratteristici di piramidi di erosione si trovano presso Rezzago in Valassina (Como), Zone (lago d'Iseo), Ritten (Bolzano), Segonzano (in valle Cembra; Trento; **fig. 3.16**), Villar S. Costanzo (presso Dronero; Cuneo; **fig. 3.17**).

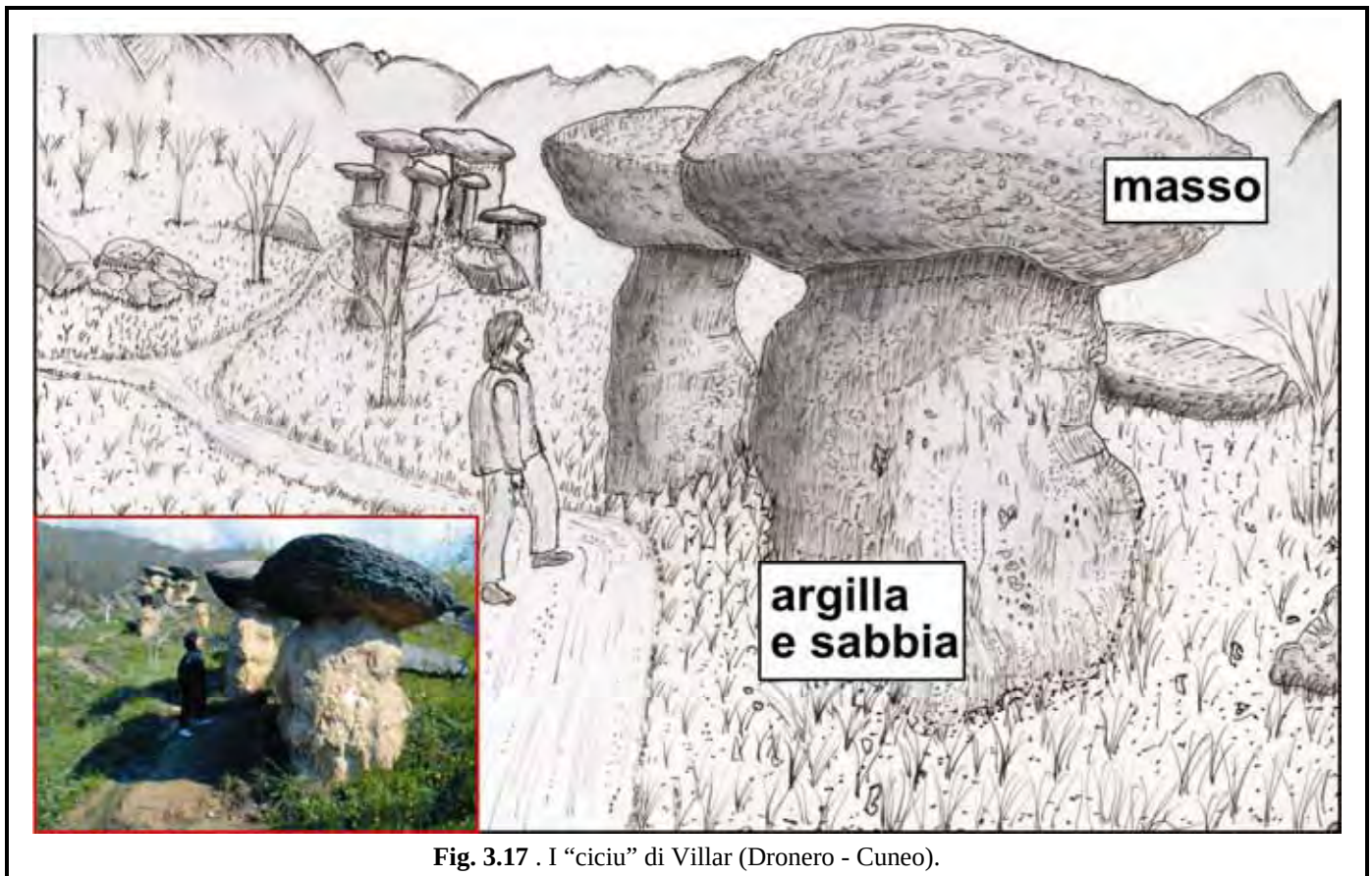
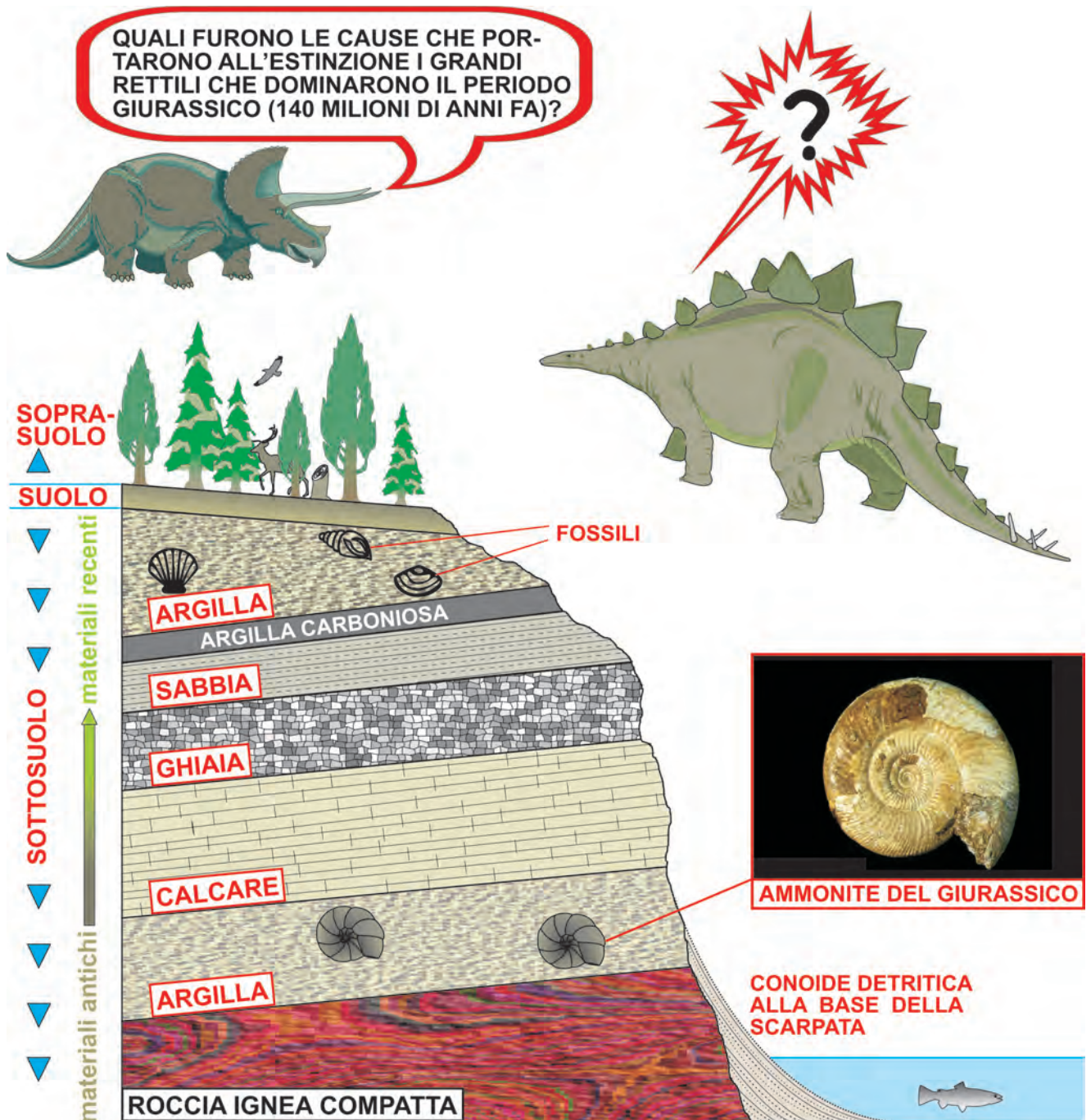


Fig. 3.17 . I “ciciu” di Villar (Dronero - Cuneo).

MODULO V: AMBIENTI DI SEDIMENTAZIONE, STORIA DELLA VITA



La conquista delle terre emerse da parte degli organismi rappresentò, centinaia di milioni di anni fa, un evento importante della storia della Terra, in quanto segnò l'inizio della formazione del **suolo** che oggi, ad esclusione delle acque, dei deserti e dei ghiacci ricopre ogni superficie; esso permette i cicli degli elementi necessari al mantenimento della vita (**soprasuolo**) negli ambienti continentali. Il **sottosuolo** è tutto ciò che sta sotto, vero e proprio dominio minerale, dal quale è talvolta possibile ottenere informazioni sul passato del nostro pianeta.

Una scarpata (un ripido pendio) o una parete a picco sul mare, può apparire “stratificata”, cioè dovuta al deposito di materiali che, nel corso di millenni, o di milioni di anni, si sono accumulati uno sull'altro sopra materiali rocciosi compatti: vale il principio generale per cui si passa da **rocce sedimentarie più antiche in basso** verso **rocce sedimentarie più recenti in alto**; dalla trasformazione di queste ultime si sviluppa il suolo. Nelle rocce sedimentarie possono trovarsi i **fossili**, resti di organismi vissuti in un lontano passato.

Il periodo più noto della storia geobiologica del nostro pianeta è il **giurassico**, dominato dalla presenza dei grandi rettili. Fu un momento particolare dell'evoluzione dei viventi, ancora oggetto di studi paleontologici; ma non bisogna pensare agli studiosi unicamente come “cacciatori” di ossa di dinosauri. Sono assai numerosi i resti di organismi meno appariscenti che si trovano nei sedimenti e spesso più utili per descrivere gli ambienti di quel passato; fra essi sono le **ammoniti**, particolari molluschi che vivevano abbondanti nei mari di oltre 100 milioni di anni fa.

Con il **Modulo V (Ambienti di sedimentazione, storia della vita)** vengono descritte e classificate le rocce sedimentarie e soprattutto gli ambienti nei quali si formano (**capitolo 1**). I sedimenti ed i fossili in essi contenuti, possono costituire materiali utili per lo studio degli ambienti del passato e quindi per la ricostruzione della storia geobiologica della Terra (**capitolo 2**). La storia della vita è strettamente connessa con l'evoluzione del suolo sulle terre emerse; lo studio della vita negli ambienti continentali è strettamente connesso alla pedologia (**capitolo 3**), disciplina fondamentale delle Scienze della Terra.

1 - IL CICLO SEDIMENTARIO

1.1 - Le rocce sedimentarie

I processi di disfacimento (disgregazione, alterazione, biologici,...) sono responsabili della demolizione dei rilievi e del colmamento delle depressioni. **Nel tempo la crosta terrestre è teoricamente destinata ad essere livellata dagli agenti esogeni**; ad essi si oppongono gli **agenti endogeni**, responsabili della formazione di nuove montagne e di nuovi oceani. Il disfacimento produce materiali soggetti a “spostamento” verso il basso, grazie all’azione degli **agenti di trasporto** (fig. 1.1), quali la gravità, il vento, le acque di dilavamento e quelle incanalate, i ghiacciai e le correnti marine.

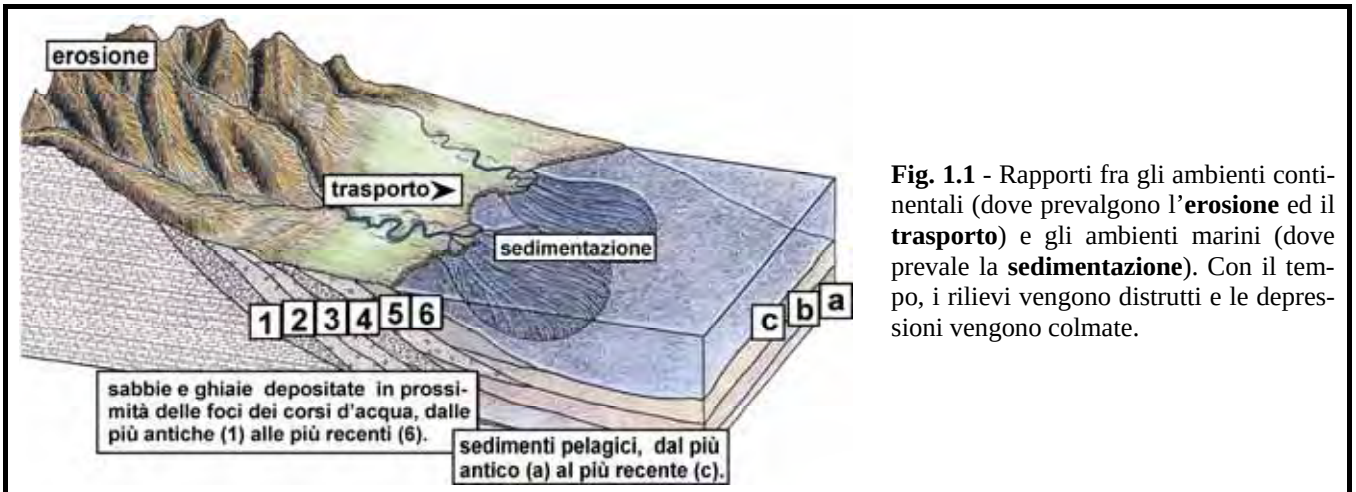
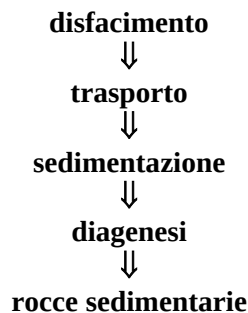


Fig. 1.1 - Rapporti fra gli ambienti continentali (dove prevalgono l'**erosione** ed il **trasporto**) e gli ambienti marini (dove prevale la **sedimentazione**). Con il tempo, i rilievi vengono distrutti e le depressioni vengono colmate.

Il trasporto cessa quando tali agenti perdono energia e soprattutto quando i materiali giungono in ambienti dove vi sono le condizioni adatte per la **sedimentazione**: essenzialmente ambienti acquatici (mari, laghi, stagni, paludi,...), ma anche continentali, soprattutto le basse pianure, dove le pendenze sono insufficienti per la maggior parte degli agenti di trasporto. Nei luoghi dove la sedimentazione determina accumuli di materiali, questi subiscono processi fisici e chimici (**diagenesi**) più o meno complessi, diventando così **rocce sedimentarie**; esse possono essere classificate in funzione di diverse caratteristiche fra le quali la composizione dei frammenti che le costituiscono. Vale pertanto il seguente schema:

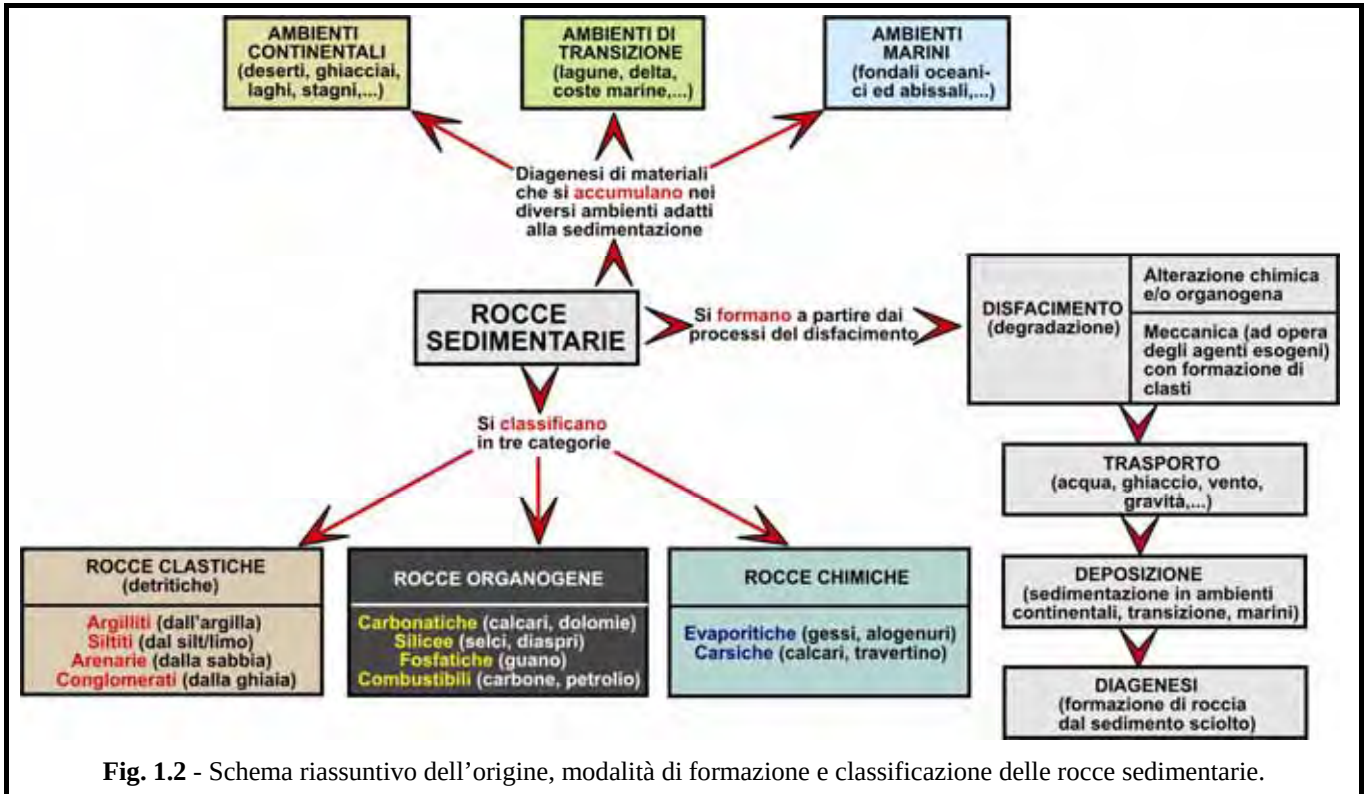


Lo studio e la classificazione delle rocce sedimentarie è la premessa fondamentale per la ricostruzione della storia della vita sulla Terra. Tuttavia occorre premettere un concetto importante: *non abbiamo valide ragioni per pensare che i fenomeni del passato fossero condizionati da leggi naturali diverse (o molto diverse) da quelle che regolano i fenomeni del presente (teoria dell'attualismo)*. Secondo questa idea le rocce sedimentarie antiche si sono formate in ambienti simili a quelli attuali; pertanto le conoscenze della moderna ecologia (che studia i rapporti oggi esistenti fra gli organismi ed il loro ambiente) possono essere applicate, con buona approssimazione, anche al passato.

Le rocce sedimentarie, a seconda delle modalità di deposito, degli ambienti di formazione e della composizione, possono essere approssimativamente distinte in tre grandi categorie (fig. 1.2):

- **rocce detritiche (clastiche)**; derivano da detriti litologici ottenuti dal disfacimento di rocce preesistenti (**rocce madri**);
- **rocce organogene**; accumuli di materiali calcarei, silicei, carboniosi,... costituenti resti di organismi vegetali ed animali;

- **rocce chimiche**; derivano da precipitazione (passaggio dalla fase di soluzione a quella solida) di soluti diversi in ambienti acquatici saturi o ipersaturi.



Le rocce clastiche, dovute all'accumulo di materiali detritici, sembrerebbero le sole ad essere conseguenza del disfacimento. Le altre sono il risultato di processi biologici e chimici che, per loro natura, non sono connessi con la distruzione dei rilievi per l'azione degli agenti esogeni. Tuttavia si può rilevare che le rocce organogene e chimiche sono dovute alla formazione, sia attraverso i cicli biologici, sia per precipitazione chimica, di accumuli di materia presente negli ambienti acquatici; tale materia giunge ai laghi ed ai mari dagli ambienti continentali circostanti. Per esempio alcuni calcari sono rocce dovute all'accumulo di gusci, conchiglie, scheletri di animali marini, ecc...; si tratta di resti di organismi che hanno vissuto, nelle acque dove è avvenuta la sedimentazione grazie all'esistenza di catene alimentari, queste a loro volta alimentate, ai primi livelli trofici (i vegetali), dall'apporto di sali nutritivi derivati dall'alterazione chimica delle rocce delle vicine aree continentali e trasportati dalle acque di dilavamento.

1.2 - I processi di diagenesi

I materiali che sedimentano formano accumuli di spessore (*potenza*) variabile (**tab. 1.1**) e sovrapposti. Mano a mano che procede la sedimentazione i depositi più antichi vengono coperti da quelli più recenti e vengono quindi soggetti al carico esercitato da questi ultimi (*carico litostatico*) con conseguente aumento della temperatura rispetto a quella superficiale. L'aumento di pressione e di temperatura, unito all'eventuale precipitazione di minerali presenti nelle soluzioni delle acque circolanti negli interstizi dei sedimenti, favorisce i *fenomeni diagenetici*, responsabili della trasformazione dei materiali sciolti in rocce coerenti (*litificazione*).

potenza	denominazione
> 1 m	banco
1 cm ÷ 1 m	strato
< 1 cm	lamina

Tab. 1.1 - Denominazione dei sedimenti in funzione della loro potenza.

La litificazione avviene grazie ad azioni di tipo meccanico e chimico. Le prime consistono nella riduzione degli spazi vuoti (*pori*) tra i frammenti detritici (*costipamento* o *compattazione*) con conseguente espulsione dell'acqua interstiziale. Ciò provoca una diminuzione di volume, tanto più accentuata quanto più fini sono i sedimenti. Se il deposito è formato da frammenti di dimensioni molto diverse, le particelle più piccole possono in parte ricristallizzare e saldarsi tra loro, formando una *matrice* che agisce come legante fra le parti più grossolane. I processi chimici sono favoriti dalle alte temperature e dipendono dal chimismo delle acque interstiziali; nel loro complesso determinano la *cementazione* del deposito, con ulteriore diminuzione della porosità. I principali processi diagenetici sono:

- **costipamento**; riduzione di volume e indurimento del sedimento per compressione;
- **cementazione**; produzione di “collante” per precipitazione di sostanze diverse (quarzo, calcite, dolomite, siderite,...) presenti nelle acque interstiziali;
- **cristallizzazione**; accrescimento secondario ed aggregazione di granuli minerali con assunzione di nuova veste cristallina (soprattutto calcite e quarzo);
- **dissalazione**; scomparsa di sali contenuti in sedimenti marini;
- **silicizzazione**; sostituzione con silice di sostanza organiche o inorganiche (es. calcite);
- **carbonizzazione**; trasformazione di accumuli di sostanza organica in carbone (negli strati più profondi avviene la *bitumizzazione*, cioè la trasformazione in idrocarburi);
- **calcitizzazione**; trasformazione di materiali calcarei aragonitici in calcite (più stabile);
- **dolomitizzazione**; trasformazione di carbonato di calcio in dolomite (carbonato doppio di calcio e magnesio).

% carbonio	denominazione
≥ 90	antracite
75 ÷ 90	litantrace
55 ÷ 70	lignite
50 ÷ 60	torba

Tab. 1.2 - Classificazione dei **carboni** in funzione del grado di carbonizzazione (% in carbonio).

Una componente dei sedimenti e delle rocce sedimentarie, di solito presente in quantità accessorie, è rappresentata dalla **sostanza organica**, di origine vegetale ed animale, che si accumula insieme al materiale inorganico in forma di spoglie e frammenti di organismi morti (soprattutto in ambienti acquatici eutrofizzati). La sostanza organica ha un ruolo importante nei processi diagenetici; in certi casi può originare giacimenti di idrocarburi e di carbone. I **carboni** hanno origine dalla lenta trasformazione di resti di piante erbacee o legnose sepolti da sedimenti alluvionali; durante la diagenesi i materiali organici subiscono un lento arricchimento percentuale di carbonio (carbonizzazione) attraverso la perdita di acqua, metano, ecc... (**tab. 1.2**). Gli **idrocarburi naturali** devono la propria origine all'accumulo di resti di organismi, soprattutto planctonici, nei sedimenti delle lagune o dei bassi fondali marini

in ambienti riducenti, cioè poveri di ossigeno, come è tipico nelle situazioni di eutrofizzazione. Le sostanze organiche, ad opera di batteri anaerobi, vengono trasformate in idrocarburi gassosi (*metano*), liquidi (*petroli*) e solidi (*bitume*); cfr. **schede 1.1, 1.2 e 1.3**.

1.3 - Le rocce detritiche

Le rocce sedimentarie detritiche sono studiate soprattutto in base alle dimensioni dei frammenti (*clasti*) di cui sono composte. I clasti (**fig. 1.3**) sono distinti in *grani*, se di piccole dimensioni (argilla, limo e sabbia) ed in *ciottoli*, se con diametro superiore a 2 mm (ghiaia). Un sedimento sciolto, di neoformazione, può essere costituito da materiali con granulometria (dimensione dei clasti) più o meno eterogenea. Esso, attraverso una serie di setacci con maglie di grandezze diverse o con altri metodi, può essere analizzato in funzione delle classi granulometriche presenti. Queste si valutano in funzione del diametro dei clasti espresso in mm (**fig. 1.3**) oppure in frazioni di millimetro dove ogni valore di classe inferiore vale la metà di quello della precedente (**tab. 1.3**).

Ogni classe viene espressa come peso % rispetto al totale del campione di sedimento. Si ottengono quindi tanti valori % quante sono le classi determinate; tali valori sono utilizzati per la realizzazione di diagrammi della distribuzione frequenziale delle classi granulometriche del campione di sedimento (**fig. 1.4**). Talvolta una o poche classi granulometriche, tra loro vicine, sono prevalenti sulle altre; in tale caso il sedimento è ben *classato*. Quando un sedimento è mal classato si ha uno spettro più ampio, cioè non vi è stata selezione a vantaggio di una o poche classi granulometriche.

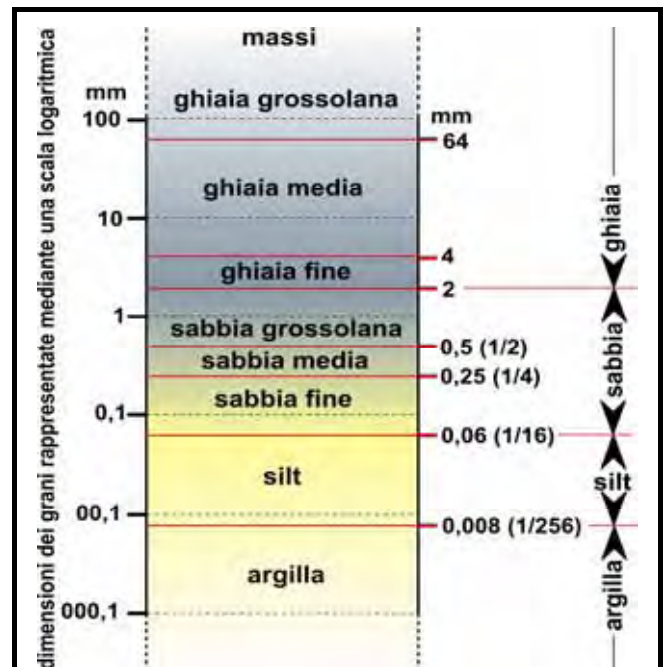
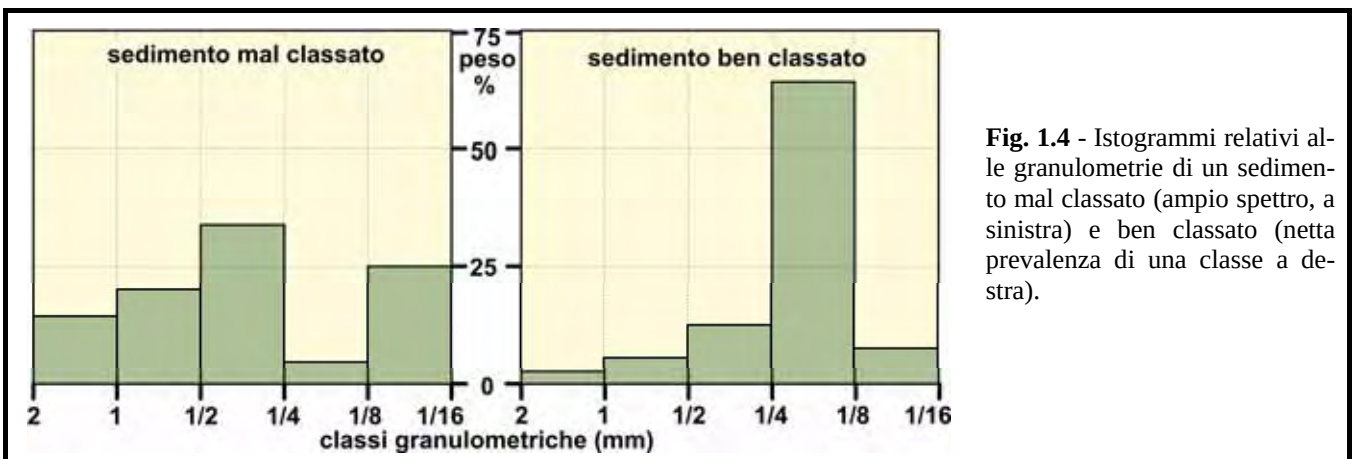


Fig. 1.3 - Classificazione delle **rocce detritiche** (*clastiche*) in funzione delle dimensioni dei frammenti che le compongono. I ciottoli della ghiaia sono ben visibili ad occhio nudo (> 2 mm). I grani sono ancora visibili nelle sabbie grossolana e media e si sentono al tatto in quelle più fini. Invisibili sono i grani del silt (limo) e dell'argilla.

dimensioni del grano o ciottolo [mm]	denominazione dei clasti del sedimento sciolto	denominazione del sedimento sciolto prima della diagenesi	denominazione della roccia dopo la diagenesi del sedimento
> 64	ciottoli	ghiaia grossolana	conglomerato
4 ÷ 64		ghiaia media	
2 ÷ 4		ghiaia fine	
1 ÷ 2	grani	sabbia molto grossolana	arenaria (arenite)
1/2 - 1		sabbia grossolana	
1/4 ÷ 1/2		sabbia media	
1/8 ÷ 1/4		sabbia fine	
1/16 ÷ 1/8		sabbia molto fine	
1/32 ÷ 1/16	grani	silt grossolano	siltite
1/64 ÷ 1/32		silt medio	
1/128 ÷ 1/64		silt fine	
1/256 ÷ 1/128		silt molto fine	
< 1/256	grani	argilla	argilla (argillite)

Tab. 1.3 - Suddivisione delle classi granulometriche secondo la scala di Went Worth.

I clasti di un sedimento sciolto o di una roccia sedimentaria sono studiati non solo secondo le loro dimensioni. Importante è la valutazione della loro sfericità (forma complessiva dei grani, più o meno vicina a quella di una sfera) e dell'arrotondamento ("smussatura" degli angoli). Inoltre, con l'ausilio del microscopio, si verifica se i grani di maggiori dimensioni e soprattutto i ciottoli, sono ruvidi, lisci o levigati, se presentano striature o tacche dovute ad urti. Infine si determina la composizione mineralogica dei clasti (almeno i minerali prevalenti). Questo insieme di notizie è utile per ricostruire la storia della formazione del sedimento.



Le rocce sedimentarie detritiche a granulometria più grossolana sono dette **conglomerati**, in genere derivati dalla diagenesi delle **ghiaie** (tab. 1.3). Quando i clasti sono costituiti prevalentemente da materiali carbonatici si utilizza il termine *ruditi*. Come per tutte le rocce detritiche, il materiale interstiziale che fa da "collante" fra i clasti di maggiori dimensioni, può essere *cemento primario* (*micrite*), se costituito da frammenti detritici più fini, oppure *cemento secondario* (*sparite*) se di origine diagenetica (cristallizzazione e precipitazione di sostanze diverse dovute alle acque circolanti).

I conglomerati, semplificando molto, sono classificati in due categorie: **oligomittici** e **polimittici**. I primi (anche detti "*puddinghe*") contengono ciottoli costituiti da pochi minerali, piuttosto arrotondati e ben classati; sono depositi caratterizzati da scarse potenze e quasi mai con ciottoli di grandi dimensioni. Gli altri contengono ciottoli costituiti da un maggior numero di minerali, poco arrotondati (talora con spigoli vivi) e mal classati. Formano depositi in genere di maggiore potenza e presentano anche ciottoli di grandi dimensioni. Queste diverse caratteristiche dipendono dalla storia che ha portato alla formazione di tali rocce.

Generalmente i conglomerati oligomittici sono indicatori di depositi di fine ciclo morfologico; in altri termini sono materiali depositati in ambienti caratterizzati da versanti con scarse pendenze e dove i corsi d'acqua scorrono con acque meno veloci. I ciottoli vengono arrotondati per i numerosi urti che subiscono durante il loro lungo viaggio e possono venire in parte classati prima di essere depositati a formare alluvioni di potenza in genere elevata.

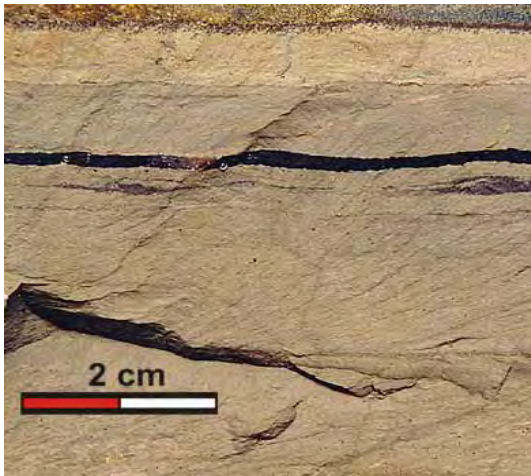
I conglomerati polimittici sono indicatori di inizio ciclo morfologico; derivano da materiali depositati in bacini geomorfologicamente giovani, dove il reticolo idrografico è costituito da corsi d'acqua con elevate pendenze e quindi con notevoli capacità di trasporto solido. I materiali detritici formati in seguito ai processi di disfacimento si accumulano velocemente a formare depositi di notevole potenza con ciottoli spigolosi, spesso mal classati ed anche piuttosto grandi, in quanto breve è stato il viaggio compiuto dalla frammentazione delle rocce madri alla sedimentazione.



Conglomerato oligomittico



Conglomerato polimittico

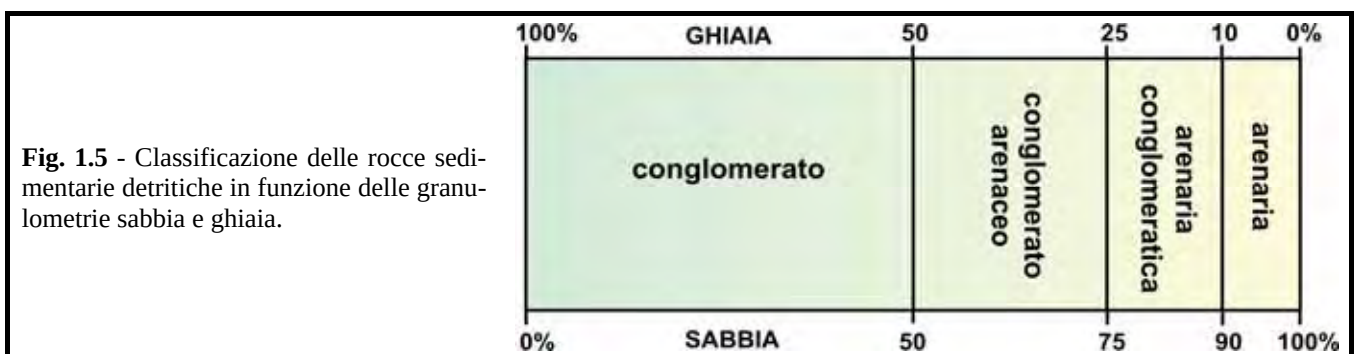


Siltite



Arenaria

Ricordiamo infine le *brecce* che, più dei conglomerati polimittici, sono costituiti da clasti molto spigolosi, con composizione granulometrica molto eterogenea; essi derivano da materiali che hanno “viaggiato” pochissimo in quanto sono il risultato di crolli ai piedi di pareti ripide (per esempio i detriti di falda).



Le rocce detritiche non sono formate da clasti appartenenti ad una sola categoria; esse sono, in molti casi, miscugli più o meno complessi dove è possibile, soprattutto in quelli meno classati, trovare sia ciottoli, sia grani. Si possono rinvenire molte situazioni in cui si ha una certa mescolanza di materiali conglomeratici con quelli arenacei, così come in molti depositi attuali si trovano frequentemente ghiaie miste a sabbia. A seconda del prevalere delle prime o della seconda si possono avere denominazioni diverse (**fig. 1.5**). Infine occorre ricordare che i materiali detritici con granulometria più grossolana sono, in genere, maggiormente permeabili.



La diagenesi dei sedimenti costituiti da sabbia porta alla formazione delle **arenarie** (**tab. 1.3**). In generale tali rocce sono classificate in funzione sia della granulometria dei clasti, sia della loro composizione mineralogica. Tenendo conto della classificazione dei silicati (i minerali più abbondanti), si citano i tre gruppi che, da soli, costituiscono l'80 % delle arenarie presenti sulla Terra (**fig. 1.6**):

- **arcose**, arenarie ricche di feldspati;
- **quarzareniti**, ricche di quarzo e di selce;
- **grovacche**, ricche di miche, anfiboli, pirosseni e con una buona frazione calcarea ed argillosa.

Fra i minerali costituenti i grani di un'arenaria, il quarzo e la selce sono i più stabili, meno alterabili dagli agenti esogeni. Le quarzareniti contengono quasi esclusivamente tali minerali. In quanto sono, analogamente ai conglomerati oligomittici, indicatori di fine ciclo morfologico, nell'ambito del quale si sono persi i minerali meno stabili. Le grovacche sono ricche di minerali meno resistenti alla degradazione; esse, analogamente ai conglomerati polimittici, sono indicatori di inizio ciclo morfologico.

cioè formate da sedimenti che si sono formati in tempi rapidi, perciò poco esposti agli agenti atmosferici. Le arcose sono anche dette arenarie granitiche, in quanto generalmente formate dall'alterazione in posto di rocce costituite prevalentemente da quarzo, feldspato e miche (minerali abbondanti nelle rocce sialiche quali, per esempio, i graniti). Nella classificazione delle arenarie una certa importanza assume il cemento (che può essere di natura calcarea, silicea o ferruginosa) ed il colore. Sono, in genere, ottimi materiali da costruzione. A questo proposito merita citare la *glauconia*, arenaria contenente glauconite, un fillosilicato che conferisce alla roccia un caratteristico colore tendente al celeste - verdognolo, è abbondante nelle cave del bellunese (Veneto).

I materiali con granulometria più piccola (< 0,06 mm) sono detti **silt**, se i grani sono sciolti o **siltite**, con grani cementati (**tab. 1.3**). Questa roccia detritica è paragonabile ad una arenaria fine, con caratteristiche simili alle argilliti; come queste infatti sporca le mani al tatto e ha odore di terra bagnata quando è umida, ma sono ruvide quasi quanto le arenarie. Le siltiti, come le argilliti, non sono ben cementate, ma non si "sfarinano" quando manipolate.

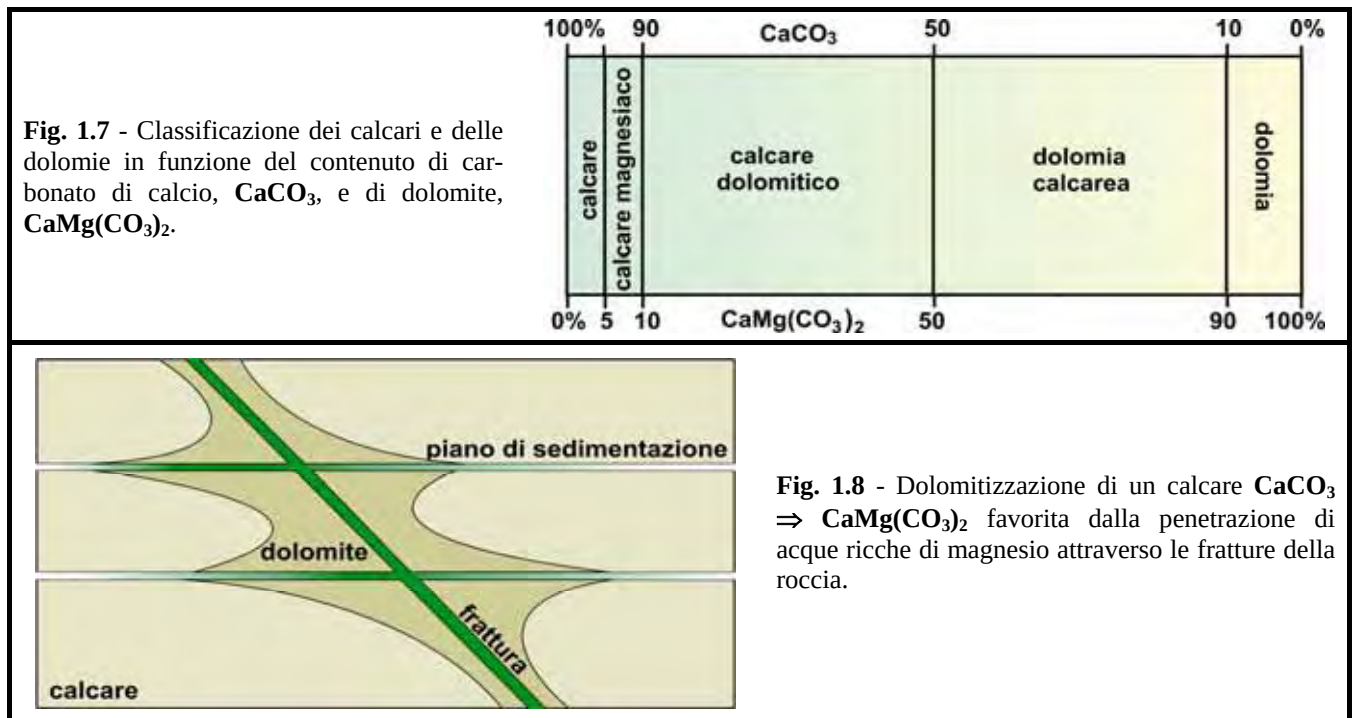
Il termine **argilla** è molto generico ed i minerali che la compongono possono essere molto diversi (essenzialmente fillosilicati quali illite, montmorillonite, caolinite, sericite,.... detti *minerali dell'argilla*) e di conseguenza molto diverse sono anche le caratteristiche fisiche e tecniche delle **argilliti**. In genere l'argilla umida è plastica, ma vi sono alcuni tipi che, a causa di una diversa composizione mineralogica, quando sono immerse in acqua si scheggiano. Le argille, pur essendo costituite dai grani più fini (< 0,004 mm; **tab. 1.3**), non sono del tutto impermeabili. Piccole quantità d'acqua interstiziali possono circolare fra i grani producendo una certa alterazione. Infatti normalmente le argille sono di colore grigio - azzurrino, ma talvolta appaiono gialle e addirittura rossicce a causa dell'alterazione di alcuni minerali che le compongono.

1.4 - Le rocce carbonatiche

Le rocce sedimentarie costituiscono una frazione piccola rispetto al totale dei materiali della crosta terrestre e le rocce carbonatiche, a loro volta, sono meno frequenti. Esse sono di natura organogena e chimica, oppure detritica (se derivano dalla frammentazione di altre rocce carbonatiche) o mista e sono frequentemente ricche di fossili. La frazione minerale più importante è rappresentata dai **carbonati** e precisamente da:

CaCO₃ : carbonato di calcio (nelle forme *aragonite* e *calcite*);
CaMg(CO₃)₂ : carbonato doppio di calcio e di magnesio (*dolomite*).

I **calcari** sono rocce prevalentemente composte da calcite o aragonite (o entrambi i minerali), mentre le **dolomie** sono rocce prevalentemente composte da dolomite. Inoltre vi sono materiali contenenti entrambi i carbonati e a seconda delle proporzioni tra questi, le rocce assumono denominazioni diverse (fig. 1.6).



Le dolomie pure sono rare; più frequenti sono le rocce con miscugli fra i due carbonati. Ciò perché la dolomite non si deposita direttamente, ma è il risultato della diagenesi di un calcare e che avviene frequentemente molto tempo dopo l'accumulo dei sedimenti. Solitamente la diagenesi avviene per sostituzione degli atomi di calcio con quelli di magnesio portati da acque circolanti ricche di sali di tale elemento. La **fig. 1.8** illustra un sedimento calcareo che presenta una frattura lungo la quale filtra acqua ricca di magnesio; la dolomitizzazione inizia nelle zone a diretto contatto con la frattura e prosegue lungo i piani che separano gli strati di calcare. Con il tempo il processo interessa porzioni sempre maggiori di calcare che si trasforma in dolomia.



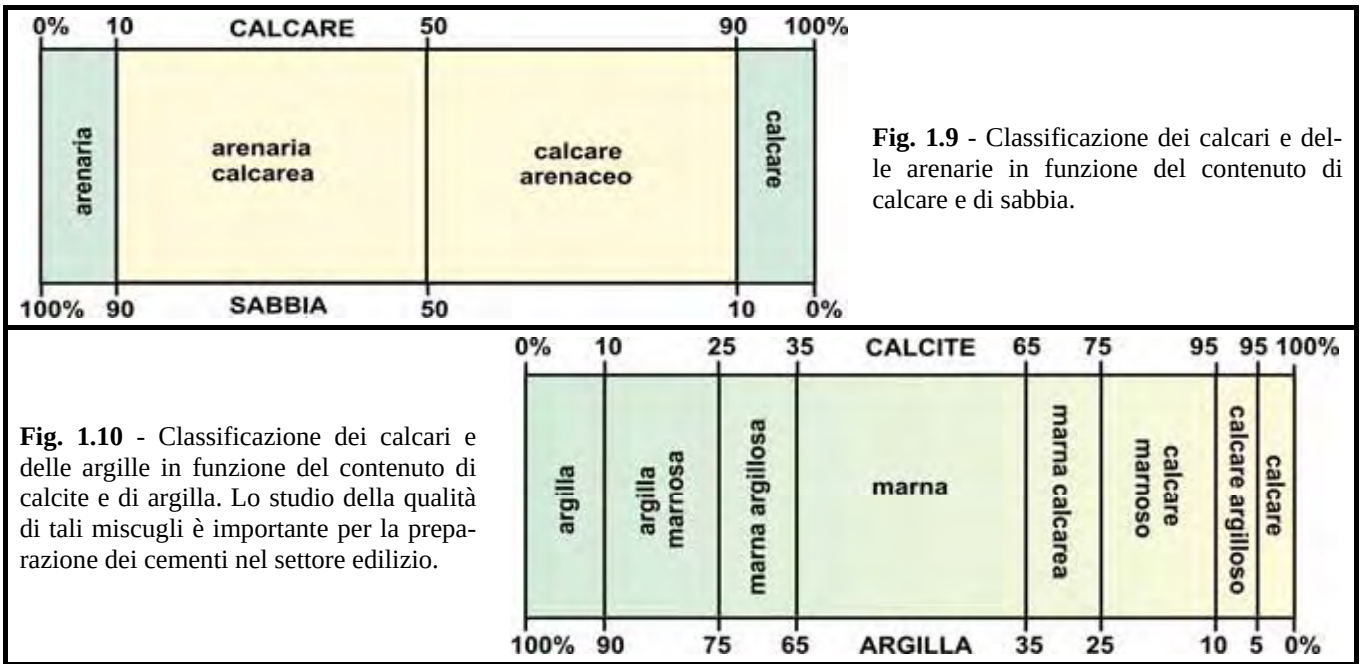
Esempio di calcare pelagico.

Spesso carbonati e clasti di origine cristallina (costituiti da silicati) formano miscugli più o meno complessi. In tali casi le rocce assumono denominazioni diverse; per esempio si possono avere *conglomerati calcarei* se i ciottoli silicei (delle dimensioni della ghiaia) sono prevalenti rispetto ai materiali carbonatici; nei *calcari conglomeratici* prevalgono i secondi rispetto ai primi. Se i clasti di natura silicea sono grani di sabbia e di argilla, si utilizzano le classificazioni proposte nelle **figg. 1.9 e 1.10**.

I calcari si classificano anche in base al modo di formazione. I *calcari bioermali* sono costituiti da resti scheletrici di organismi acquatici coloniali (soprattutto Celenterati). Le bioerme sono ammassi di organismi costruttori, in mutua associazione biologica, che si sviluppano sul fondo marino, a piccole profondità ed in condizioni ambientali ben definite e favorevoli alla vita. Tali ammassi, in condizioni particolari, possono crescere fino a diventare, stratificandosi, di grandi dimensioni, come le scogliere. I *calcari biostromali* si formano in condizioni ambientali simili a quelle favorevoli alle bioerme; sono depositi, in genere non stratificati, costituiti da resti calcarei di organismi acquatici bentonici gregari (Molluschi, Echinodermi, Brachiopodi,...). Rispetto alle bioerme si estendono, in genere, su ampie superfici del fondale, ma con depositi meno potenti.

I *calcari pelagici* sono rocce a grana fine frequentemente compatte, talora anche incoerenti e farinose, in genere di colore piuttosto chiaro, di natura organogena o chimica. Quelli di natura organoge-

na sono formati dall'accumulo di piccoli gusci calcarei di organismi unicellulari prevalentemente zooplanctonici, soprattutto Foraminiferi (Protozoi). Alcuni calcari pelagici hanno natura chimica, per precipitazione di carbonato di calcio in soluzione nelle acque marine. Il loro aspetto è simile a quelli precedenti, ma più compatti grazie alla ricristallizzazione diagenetica del carbonato di calcio. La sedimentazione di tali calcari avviene in bacini a circolazione limitata, dove la concentrazione dei sali disciolti aumenta notevolmente a causa di una elevata evaporazione. In queste condizioni, tipiche dei mari in aree climaticamente calde (per esempio le attuali coste del Golfo Persico, i bassi fondi presso le isole Bahama a Nord di Cuba, le lagune degli atolli), la concentrazione di carbonato di calcio raggiunge e supera la saturazione con conseguente precipitazione di una sorta di fine polvere aragonitica. I calcari pelagici possono contenere anche materiali di origine detritica, raramente ghiaia e frequentemente argilla (con formazione di marne). I calcari e le marne di origine lacustre appaiono spesso di colore scuro, anche nero, per la presenza di elevate quantità di sostanza organica sedimentata insieme ai carbonati ed alle argille in ambienti eutrofizzati.



I processi di sedimentazione avvengono soprattutto nei bacini; le caratteristiche dei materiali che si accumulano sui fondali dipendono da quelle ambientali dei bacini stessi. Spesso si tratta di detriti minerali con dimensioni molto variabili; nelle acque più tranquille si depositano argille, limi e sabbie fini; insieme ad essi, nei bacini con acque ricche di sali e sottoposti a intensa evaporazione, si accumulano altre sostanze, frequentemente carbonati.

I laghi poco profondi, stagni, paludi, lagune sono specchi di acque tranquille e biologicamente ricche; in esse vi è abbondanza di sali nutritivi a disposizione di alghe e piante acquatiche, costituenti il primo anello di una catena alimentare che produce una grande quantità di sostanza organica. Ad essa si aggiunge quella proveniente dalle foreste delle terre emerse circostanti.

Sui fondali di quegli ambienti acquatici, insieme ai materiali detritici minerali e a quelli dovuti alla precipitazione chimica, si depositano anche una abbondante frazione organica, e resti di molluschi (conchiglie) e di scheletri di vertebrati. Tale materiale organico è troppo abbondante per essere del tutto decomposto (mineralizzato); pertanto una buona frazione di esso diventa parte del sedimento che man mano si stratifica anno dopo anno, per decenni, secoli e millenni. In epoche successive (tempi geologici) quei sedimenti si trasformano (diagenesi) in vere e proprie rocce sedimentarie ricche di carbonio, la cui presenza contribuisce alla colorazione scura delle stesse, fino ad essere quasi nere. Quando il carbonio organico è abbondante si usa l'espressione di rocce bituminose.

A lato è rappresentata una **roccia sedimentaria calcarea organogena** che ha conservato alcuni fossili (gusci di molluschi bivalvi di discrete dimensioni). Quale altro esempio merita citare le lavagne, quelle utilizzate nelle aule scolastiche; sono scisti, rocce metamorfiche che derivano da sedimenti argillosi/limosi ricchi di sostanza organica, responsabile del tipico colore grigio molto scuro.

Le rocce sedimentarie di natura chimica comprendono anche le **evaporiti**, prodotte dalla precipitazione dei sali disciolti nelle acque di bacini di tipo lagunare o più raramente di bacini lacustri, in seguito alla forte evaporazione in climi caldi e aridi. Sono frequentemente rocce semplici (costituite da un minerale essenziale che prevale su quelli accessori) e costituite soprattutto da solfati di calcio quali l'*anidrite* (CaSO_4) ed il *gesso* ($\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$), dal cloruro di sodio (*salgemma*; NaCl) e da vari sali di potassio, di magnesio ed anche di sodio.

I calcari bioermali, biostromali e pelagici sono detti *autoctoni*, in quanto formati nello stesso ambiente che ha fornito, sia attraverso processi puramente chimici, sia attraverso le catene alimentari, i materiali carbonatici necessari per l'accumulo dei sedimenti. Ma si possono citare altri esempi. I **travertini** sono depositi calcarei formati a valle di rapide e cascate di corsi d'acqua ricchi di carbonato di calcio in soluzione, in seguito alla perdita di anidride carbonica causata dalla turbolenza delle acque. Il travertino racchiude spesso resti vegetali e per la sua facile lavorabilità, è usato come pietra da costruzione e da rivestimento. Gli **alabastri** calcarei sono rappresentati dalle stalattiti e stalagmiti, formazioni tipiche delle grotte, specie nelle zone carsiche.

I calcari *alloctoni* invece sono depositi, costituiti da frammenti di carbonati risultati dalla frammentazione di



Travertino

Denominazione della roccia	Dimensioni dei clasti calcarei simili a quelli di:
calcilutiti	argilla
calcisiltiti	silt
calcareniti	sabbia
calciruditi	ghiaia

Tab. 1.4 - Classificazione calcari alloctoni detritici.

rocce carbonatiche preesistenti (formati in epoche precedenti, in genere autoctone o alloctone a loro volta), poi trasportati e quindi ridepositati con meccanismi analoghi a quelli che portano alla formazione delle rocce detritiche vere e proprie. Molti calcari alloctoni infatti vengono classificati in modo analogo alle rocce clastiche, cioè in base alle dimensioni dei frammenti (**tab. 1.4**).



Dimensioni proietti	Denominazione proietti	Denominazione rocce
≥ 32 mm	bombe	agglomerati e breccie vulcaniche
4 ÷ 32 mm	lapilli	tufi
≤ 4 mm	ceneri	tufi

Tab. 1.5 - Classificazione delle **rocce piroclastiche**.

I *Monai* sono statue che si trovano sull'isola di Pasqua (oceano Pacifico - Cile). Nella maggior parte dei casi si tratta di statue monolitiche, cioè ricavate e scavate da un unico blocco di **tuffo vulcanico**.

1.5 - Le rocce piroclastiche

Le **rocce piroclastiche** sono il risultato dell'accumulo di materiali vulcanici precipitati dopo essere stati scagliati verso l'alto e frammentati in clasti (**proietti**) di varie dimensioni, in seguito ad eruzioni vulcaniche. È una categoria classificabile sia nelle rocce sedimentarie (formano depositi in fondo ai bacini, appaiono stratificate e

possono contenere fossili), sia in quelle eruttive. Anch'esse si possono classificare in funzione delle dimensioni dei clasti (**tab. 1.5**).

- gli **agglomerati** sono depositi di proietti costituiti esclusivamente da frammenti di magma;
- le **brecce** sono depositi costituiti sia da frammenti di magma, sia della roccia costituente il cratere (nel caso di esplosioni vulcaniche violente, in grado di frammentare e scagliare in alto anche pezzi di roccia già consolidata);
- i **tufi** sono accumuli di ceneri e/o di lapilli a loro volta distinguibili in funzione delle dimensioni dei proietti.

1.6 - Ambienti di sedimentazione continentali

I sedimenti si accumulano in luoghi (o *ambienti*) molto diversi. Esiste una relazione tra la **facies**, cioè l'*insieme dei caratteri del sedimento* (struttura fisica, composizione chimica e mineralogica, presenza di resti di organismi,...) ed il tipo di ambiente in cui esso si è formato. La facies riflette le condizioni ambientali di formazione del sedimento, per cui l'esame delle rocce sedimentarie fornisce informazioni sull'evoluzione degli ambienti nel corso della storia della Terra (paleogeografia e paleoecologia). Quando si usa il termine "facies" si intende descrivere le caratteristiche del sedimento; quando si usa il termine "ambiente" si intende descrivere l'insieme dei fattori ambientali che hanno condizionato la formazione di quel sedimento. La classificazione dei principali ambienti di sedimentazione è riportata in **tab. 1.6**.

continentali	lacustre (limnica)
	palustre (paralica)
	fluviale (coni e alluvioni)
	desertico (eolico)
	glaciale (morene e depositi fluvioglaciali)
	caverna (di incrostazione)
	bacini (strutturali, fosse tettoniche,...)
	vulcanica
marini	intercotidale (di scogliera, sotto la bassa marea)
	neritico (piattaforma, tra bassa marea e -200 m)
	batiale (scarpata, tra -200 m e -2.000 m)
	abissale (sotto i 2.000 m di profondità)
transizione	deltizio
	estuario
	lagunare
	litorale (tra l'alta e la bassa marea)
Tab. 1.6 - Schema di classificazione dei principali ambienti di sedimentazione.	

I laghi, gli stagni, le paludi sono ambienti (**lacustri** e **palustri**) continentali effimeri perché destinati a più o meno rapido interrimento a causa del riempimento di materiali prevalentemente detritici (profondi laghi oligotrofici), di origine carboniosa (bacini poco profondi ed eutrofizzati) o chimica (laghi in regioni con clima caldo) che formano depositi con potenza molto variabile e con caratteri che dipendono strettamente da quelli ambientali delle zone umide in cui si sono formati. Dal punto di vista geologico sono aree piuttosto limitate rispetto all'insieme di tutte le facies continentali. I materiali detritici sono ghiaie e sabbie, soprattutto in corrispondenza dello sbocco degli immissari e delle coste sottoposte all'azione del moto ondoso; quelli con granulometria più fine formano depositi presso i fondali più profondi, spesso insieme a sostanza organica che, negli ambienti eutrofici e soprattutto negli stagni e nelle paludi, costituisce la frazione più importante (torba). Nei bacini delle zone calde, sottoposti a forte evaporazione, si formano sedimenti della facies evaporitica.

Le **fosse tettoniche** sono bacini stretti ed allungati, talora delimitati da rilievi a forma di *pilastr*i, dovuti a sistemi di fratture subverticali (*faglie*) che separano la crosta in blocchi che scorrono gli uni rispetto agli altri. Esempio grandioso è la fossa tettonica che dall'Asia Minore, attraverso la depressione del Mar Morto, Mar Rosso, depressione Dancale e dei grandi laghi equatoriali (Rodolfo, Nyassa,...), giunge fino allo Zambesi nell'Africa Australe. Altro esempio è la fossa del Reno, lungo la valle di questo fiume tra Basilea e Magonza, con ai lati i pilastri dei Vosgi e della Foresta Nera. In tali depressioni, quando si colmano d'acqua, si possono accumulare sedimenti tipici degli ambienti limnici o marini, ma insieme ad essi si trovano conglomerati polimitici e brecce dovuti a crolli di materiali che si staccano dalle ripide ed instabili, pareti laterali (**fig. 1.11**).

Negli **ambienti fluviali** i depositi colluviali dovuti alle acque correnti, sono i coni detritici alluvionali che si formano in montagna in corrispondenza della confluenza di un ripido corso d'acqua laterale nel torrente del fondovalle principale o allo sbocco delle vallate in pianura. A questi bisogna aggiungere le alluvioni che vengono depositate lungo le fasce fluviali e nelle aree esondabili. Nella facies fluviale dominano i materiali detritici grossolani (ghiaia e sabbia) nelle aree montane e pedemontane e materiali più fini (anche argilla) e più abbondanti nelle pianure. I depositi fluviali che hanno riempito la pianura Padana hanno spessori di alcune centinaia di metri.

Nell'**ambiente vulcanico** la facies sedimentaria prevalente è rappresentata essenzialmente dalle rocce piroclastiche sopra descritte.

L'**ambiente desertico** è dominato da *sedimenti eolici*, prevalentemente sabbia e silt, che si accumulano nelle aree dove il vento perde energia e deposita i materiali strappati alle rocce con l'azione di corrosione (azione dei grani trasportati dal vento sulle superfici rocciose) e di disfacimento termoclastico (dilatazione e contrazione dei materiali rocciosi in seguito alle forti escursioni termiche diurne). Le aree desertiche sono attualmente diffuse su più di un quinto delle terre emerse (Sahara, Arabia, Calahari, altipiani iranici, Asia Centrale, Stati Uniti Sud occidentali,...). In tali ambienti sono presenti morfologie di erosione e di sedimentazione. Tra le prime ricordiamo i *rilievi relitti*, formate da masse rocciose resistenti rimasti in posizioni dominanti su superfici spianate dal vento, in seguito al disfacimento ed all'allontanamento delle rocce più deboli circostanti. Le morfologie di accumulo più note sono le *dune*, tipiche del *deserto sabbioso (erg)* e diffuse anche sulle spiagge marine sabbiose. Si possono citare, pur se meno diffusi, il *deserto ghiaioso (serir)* e il *deserto petroso (hammada)*. Quest'ultimo è molto aspro e accidentato, con vaste superfici di rocce scolpite dal vento che asporta i detriti prodotti dal disfacimento; le ghiaie del serir provengono da antiche alluvioni che si manifestavano in condizioni climatiche diverse.

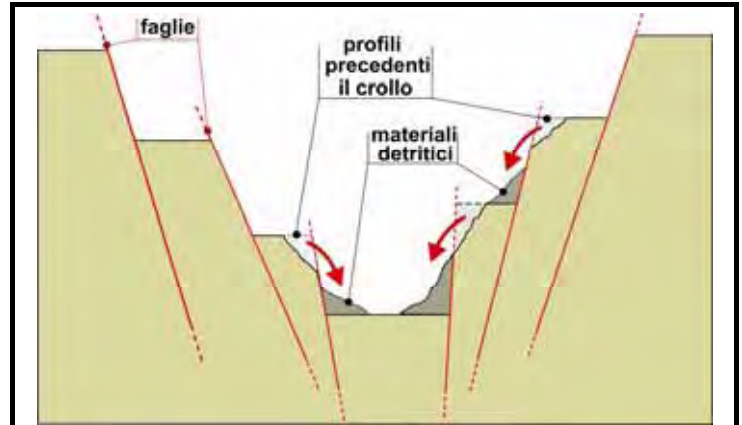
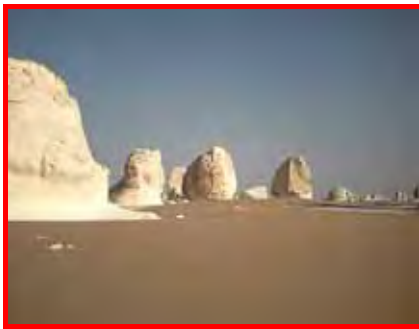


Fig. 1.11 - Profilo trasversale di una **fossa tettonica**. Sul fondo si accumulano materiali detritici che franano dalle ripide ed instabili pareti rocciose; queste sono originate dallo spostamento reciproco di blocchi di crosta separati da faglie.



Scorci panoramici del deserto bianco (Egitto) con blocchi rocciosi "relitti".



Fig. 1.12 - Un antico deposito a granulometria fine (loess) sedimentato ad opera del vento durante una glaciazione. Esso venne successivamente "ferretizzato", cioè il ferro presente in esso venne "arrugginito" (da cui la tipica colorazione rossastra) a causa delle condizioni tipiche di un clima caldo e umido (che favoriscono la formazione di ossidi di ferro) che seguì la glaciazione.

Un tipico deposito eolico poco cementato è il *loess*, argilla grossolana (talvolta contenente fossili) che ha coperto estese porzioni di territorio in Germania, nella piana russa, in Cina (con potenze fino a 600 m) ed in Piemonte (**fig. 1.12**). Durante i periodi glaciali quel materiale veniva strappato dai depositi morenici ad opera del vento e veniva

trasportato per decine di chilometri sulle fredde pianure circostanti, dove veniva depositato grazie all'azione della vegetazione che, in corrispondenza del suolo, limitava l'azione di trasporto eolico. Quando il loess viene decalcificato dalle acque circolanti, si trasforma in *lehm* che può essere ulteriormente trasportato e rideposto.

Negli **ambienti glaciali** il deposito più importante è la **morena**, il materiale detritico mal classato per eccellenza. Il ghiaccio infatti non opera una selezione durante il trasporto dei detriti esarati sul fondo e sui fianchi delle vallate e crollati sulla superficie del ghiacciaio, ma trasporta tutto, indipendentemente dalle dimensioni, dall'argilla fino alla ghiaia più grossolana ed anche grandi massi. I **depositi fluvioglaciali** sono dovuti alla forte sedimentazione di materiali trasportati immediatamente a valle delle cerchie moreniche grazie all'energia degli impetuosi torrenti glaciali. Tali depositi presentano una classazione ed una stratificazione intermedie tra le morene e i sedimenti alluvionali (**fig. 1.13**). Conviene infine ricordare che anche i depositi di origine eolica come il loess ed il lehm, sopra citati, possono essere pure considerati di facies glaciale.

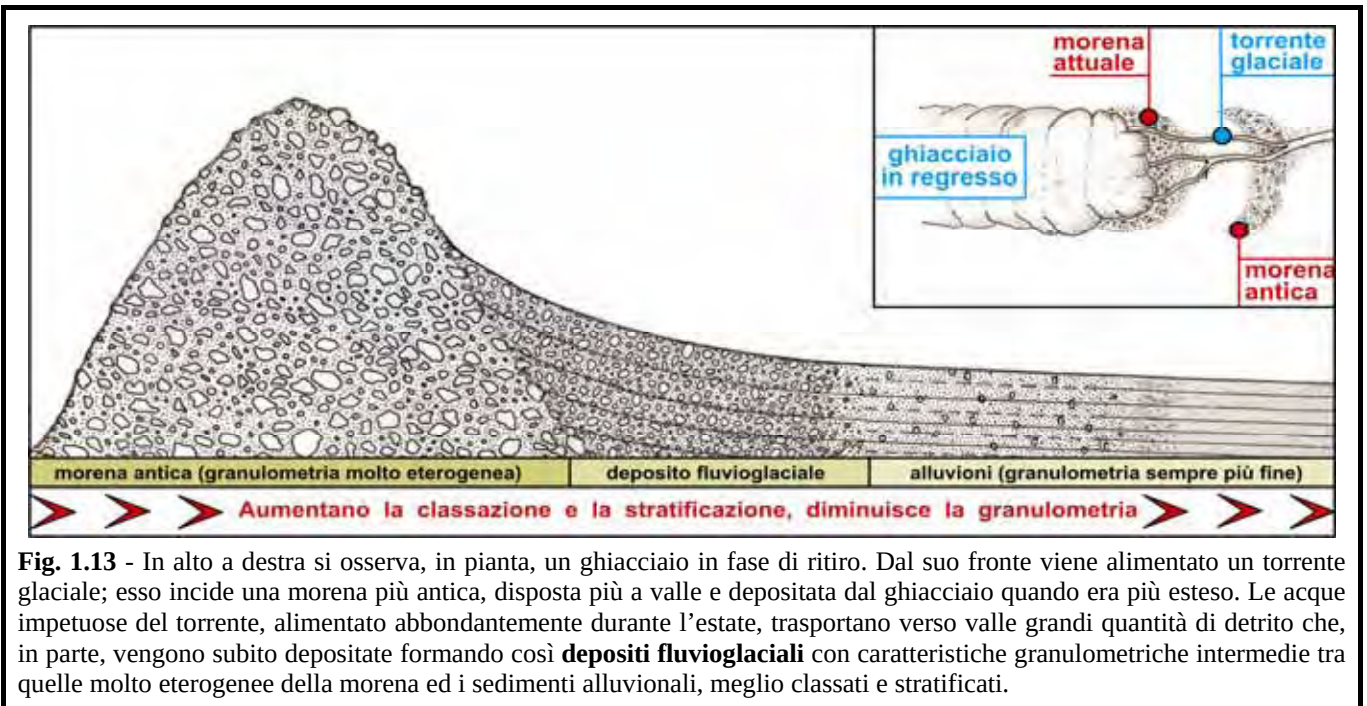


Fig. 1.13 - In alto a destra si osserva, in pianta, un ghiacciaio in fase di ritiro. Dal suo fronte viene alimentato un torrente glaciale; esso incide una morena più antica, disposta più a valle e depositata dal ghiacciaio quando era più esteso. Le acque impetuose del torrente, alimentato abbondantemente durante l'estate, trasportano verso valle grandi quantità di detrito che, in parte, vengono subito depositate formando così **depositi fluvioglaciali** con caratteristiche granulometriche intermedie tra quelle molto eterogenee della morena ed i sedimenti alluvionali, meglio classati e stratificati.

Le *facies spelee* sono caratteristiche dei materiali che si accumulano nelle **caverne**, in cui sono associati materiali alluvionali depositati da corsi d'acqua sotterranei, detriti derivati da crolli delle volte, materiali più fini (sabbia e silt) portati dal vento, accumuli di guano dei Chiroterri (pipistrelli), ecc... In tali depositi si trovano, spesso abbondanti, resti ossei di animali che vissero un tempo nelle grotte (fra i quali merita ricordare *Ursus spelaeus*) o di rifiuti dei pasti dell'uomo preistorico, tracce di focolari, testimonianze della sua industria litica ed anche i propri scheletri. Spesso sono abbondanti i resti di Chiroterri ed ossa di altri piccoli Mammiferi nei boli (rigetti) di uccelli rapaci. I depositi di caverna possono venire cementati dando origine a brecce che, quando contengono molti resti di ossa, vengono dette *brecce ossifere*; queste si trovano frequentemente anche nelle spaccature delle rocce e nei pozzi di erosione delle zone carsiche.

Nelle cavità sotterranee sono frequenti formazioni calcaree (stalattiti e stalagmiti) tipiche anche della **facies di incrostazione**. L'anidride carbonica (CO_2) disciolta reagisce con l'acqua secondo la seguente reazione:



Essa reagisce con l'acqua dando acido carbonico (H_2CO_3) che si dissocia rapidamente in idrogenioni (H^+) e bicarbonato (HCO_3^-); questo si dissocia in carbonati (CO_3^{2-}). La reazione è un equilibrio; le diverse componenti sono in determinate concentrazioni che dipendono da vari fattori. In condizioni normali di pressione e temperatura, con valori neutri del pH, sono favoriti i bicarbonati e sono quasi assenti i carbonati; nell'equilibrio prevale il centro. Se questo equilibrio viene alterato, si verificano reazioni che tentano di contrastare l'alterazione. Una diminuzione di CO_2 favorisce la formazione di carbonati che, meno solubili delle altre componenti, precipitano dando luogo ad incrostazioni. Nelle grotte vi possono essere superfici "bagnate" da un velo d'acqua che perde facilmente anidride carbonica con conseguente precipitazione di calcite. Oppure dalla volta si forma una goccia d'acqua che, alimentata molto gradualmente, non fa tempo a staccarsi perché evapora lasciando un deposito che, con il tempo, cresce dando luogo ad una **stalattite**. Oppure, se la goccia riesce a cadere, si forma una concrezione sul pavimento, anch'essa destinata a crescere originando così una **stalagmite**. Le due formazioni

possono successivamente unirsi formando una **colonna**. Se il processo continua, tali formazioni tendono a riempire tutta la grotta che diventa quindi un deposito di **alabastro calcareo**, materiale parzialmente trasparente (bianco o colorato in modo diverso a seconda delle impurità in esso contenute), facile da lavorare e sfruttato per manufatti utilizzati per cripte e chiese. Altri materiali della facies di incrostazione hanno origine simile, quali i travertini precedentemente citati.



Le Grotte di Castelcivita (Cilento Basilicata). Esempio di facies di incrostazione.

La **facies di alterazione** non è facilmente associabile ad un determinato ambiente e comprende materiali provenienti da dissoluzione o alterazione di rocce superficiali. Ricordiamo le *terre rosse*, che spesso colmano le doline carsiche e costituite dai residui insolubili delle rocce calcaree, le *bauxiti*, derivate dal consolidamento di analoghe formazioni di origine carsica di epoche trascorse e le *lateriti* (talora molto potenti), dovute all'alterazione delle rocce silicatiche ad opera del clima caldo umido delle zone temperate. Il granito ed il porfido sono rocce silicatiche ricche di quarzo, feldspato, miche e porzioni minori di anfiboli, pirosseni ed olivina. Questi silicati possono subire una lenta alterazione dovuta ad acque ricche di anidride carbonica (perciò acide) che sottraggono al loro reticolo cristallino gli atomi metallici (alcalini ed alcalino-terrosi); essi si trasformano diventando silicati

idrati di alluminio, cioè minerali diversi, fra i quali soprattutto la *caolinite*. È il costituente essenziale di una argilla (*caolino*) che può definirsi un deposito tipico della facies di alterazione; è un materiale da costruzione prezioso ed utilizzato soprattutto per le porcellane e per la maiolica. In Italia i caolini più conosciuti sono quelli del Vicentino (alterazioni di porfiriti) e del biellese (Piemonte).

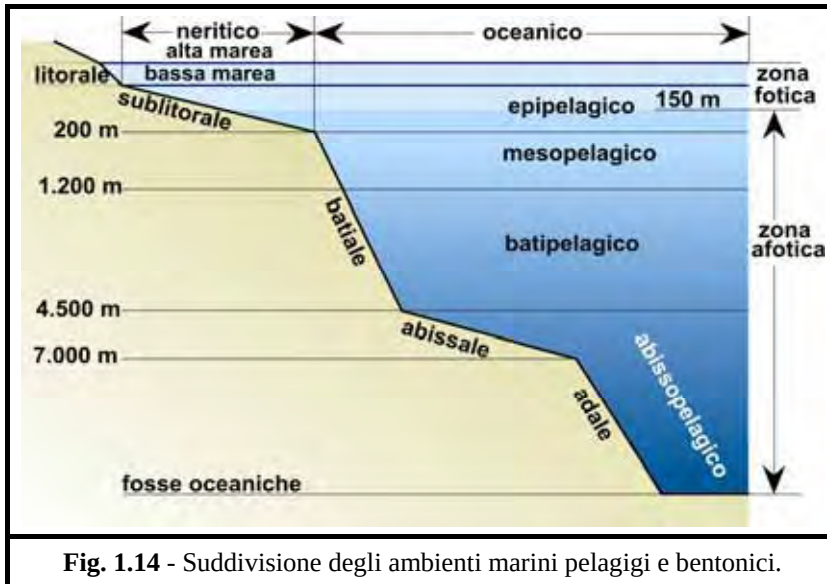
Una roccia ricca di feldspato (es. granito), sotto l'azione del disfacimento (crioclastismo, termoclastismo,...), si disgrega frantumandosi in arenaria o meglio, vista la presenza abbondante di feldspati, un'arcosa. In seguito i feldspati si alterano originando caolino, mentre la biotite si trasforma in clorite (tipico minerale delle argille). I materiali più fini (caolino e clorite) vengono asportati; rimangono quindi i grani di quarzo, minerale resistente alle alterazioni; in sintesi l'arcosa si trasforma in una quarzarenite. Ciò porta a riconoscere che una massa granitica potrebbe risultare sepolta da depositi formati in seguito all'alterazione del materiale stesso che la compone. Dalla quantità e dalla composizione di tali depositi, si può tentare di ricostruire l'evoluzione dell'ambiente che ha prodotto tale alterazione, per il tempo che la roccia è stata esposta agli agenti atmosferici.

Fra le facies continentali, infine, conviene ricordare i depositi dovuti ad accumuli formati per azione della gravità: coni detritici, detriti di falda, movimenti di terra,... In linea di massima tali depositi sono brecce e conglomerati polimitici.

1.7 - Ambienti di sedimentazione marini

Gli ambienti marini sono in genere uniformi e su grandi superfici. Distinguiamo gli **ambienti bentonici** (i fondali) e gli **ambienti pelagici** (mare aperto). Gli organismi che li popolano, dal punto di vista ecologico, sono così suddivisi:

- **necton**; organismi capaci di spostarsi autonomamente ed indipendentemente dalle correnti marine o da altri tipi di movimenti delle acque (es. Pesci e Cetacei);
- **plankton**; organismi, "sospesi" in acqua, facilmente trasportabili dalle correnti, incapaci, salvo piccoli spostamenti, di muoversi autonomamente (es. minuscoli Crostacei, Protozoi, alghe,...); comprende lo *zooplankton* (animali) ed il *fitoplankton* (vegetali o comunque in grado di compiere processi fotosintetici);
- **benthos**; organismi che vivono in prossimità dei fondali; *sessili* (ancorati sul fondo, quali coralli, attinie, spugne, mitili,...) o *vagili* (che si spostano sul fondo, quali ricci, stelle marine, granchi, aragoste,...); occorre distinguere l'*epifauna* (organismi che vivono "sopra" i fondali) dall'*endofauna* (organismi che vivono sotto la superficie dei fondali come, per esempio, molti bivalvi).



La **fig. 1.14** e le **tabb. 1.7** e **1.8** illustrano la suddivisione degli ambienti bentonici e pelagici in funzione della profondità e quindi, della penetrazione della luce, fattore ecologico fondamentale.

Ambiente litorale (o **intercotidale**). Compreso fra l'alta e la bassa marea. È un sistema di transizione in quanto condizionato da caratteri tipici dell'ambiente sub-aereo (durante la bassa marea) e di quello acquatico (durante l'alta marea). Nella facies litorale prevalgono depositi conglomeratici, dovuti all'erosione costiera ed arenacei (sabbia di spiagge e di cordoni litoranei). Organismi tipici sono le alghe incrostanti, i litodomi (Molluschi Bibalvi capaci di scavare fori nelle rocce) e le patelle (Molluschi

Gasteropodi che vivono saldamente ancorati alle superfici rocciose), in grado di resistere anche per molte ore fuori dall'acqua. Al di sopra si trova l'**ambiente sopralitorale**, tipicamente sub-aereo.

Ambiente sublitorale. Coincide, grosso modo, con la *scarpata continentale*, mentre il mare aperto sopra di esso è l'**ambiente neritico**. È condizionato da due fattori principali: l'illuminazione ed il livello di base delle onde. Nella zona afotica (sotto l'isobata di 150 m) non vi sono le condizioni per i processi di fotosintesi; pertanto scompaiono gli organismi vegetali, la catena alimentare si impoverisce e la fauna è meno abbondante. Durante le mareggiate le onde si propagano anche in profondità muovendo i materiali dei fondali. Vi è un limite al di sotto del quale il moto ondoso non esercita più alcuna influenza, anche durante le più violente mareggiate; esso varia dai 30 ÷ 40 m del Mediterraneo fino ai 50 ÷ 60 m degli oceani. Tale limite, che separa il sovrastante **infralitorale** dal sottostante **circalitorale**, è molto importante in quanto nei fondali sottoposti all'azione delle onde, vengono rimosse le particelle detritiche più fini ed è quasi sempre garantita una buona ossigenazione delle acque. L'ambiente circolitorale invece è caratterizzato da depositi a granulometria più piccola e con acque che stagnano sul fondo, talvolta povere di ossigeno; nelle situazioni eutrofiche possono svilupparsi sostanze quali acido solfidrico ed ammoniaca. L'Adriatico ed il mare fra la Gran Bretagna e la Norvegia hanno caratteristiche di ambiente sublitorale, dove sono possibili estesi accumuli di sedimenti classificabili in funzione della loro composizione. La *facies detritica* è costituita da detriti portati dai fiumi. La *facies organogena* è ricca di resti di organismi bentonici, soprattutto tipici dell'infralitorale, grazie all'abbondanza della luce che consente una elevata produttività biologica. La *facies di scogliera* è costituita, per esempio, da calcari bioermali o biostromali.

Ambiente batiale. Le facies batiali corrispondono a sedimenti formati tra il margine della piattaforma continentale e i 4.000 ÷ 5.000 m di profondità, quindi in ambienti relativamente tranquilli, con caratteristiche fisiche costanti e scarsità di luce. Sono depositi molto fini: calcari, marne, argille, siltiti. Possono essere presenti organismi quali Pesci, Crostacei, Trilobiti, Gasteropodi, Cefaloidi,... che, a causa della mancanza di vegetali, sono prevalentemente detritivori e carnivori. Sui fondali batiali, ai margini delle scarpate continentali possono accumularsi potenti depositi a causa di crolli lungo le scarpate stesse (**scheda 1.4**).

Ambienti abissale e adale. Corrispondono ai sedimenti sui fondi oceanici a grande profondità, in ambienti molto tranquilli, con buio assoluto; costituiscono accumuli con estensioni areali molto ampie, con potenza da pochi metri a qualche decametro. Fra essi ricordiamo:

sopralitorale		
limite alta marea		
litorale o intercotidale		neritico
limite bassa marea		
sublitorale	sublitorale interno o infralitorale	
	profondità 50 m	
	sublitorale esterno o circolitorale	
profondità 200 m		
batiale	epibatiale	oceanico
	profondità 1.200 m	
	mesobatiale	
profondità 4.500 m		
abissale		
profondità 7.000 m		
adale		
fosse oceaniche		

Tab. 1.7 - Suddivisione degli ambienti bentonici e loro relazione con gli ambienti di mare aperto.

- *fanghi a globigerine*; accumuli di gusci calcarei di Foraminiferi (di cui un gruppo importante è costituito dalla famiglia dei Globigerinidi) e di coccoliti (organismi unicellulari flagellati con guscio calcareo), attualmente diffusi negli oceani Atlantico settentrionale e Indiano e nella porzione polinesiana del Pacifico;
- *fanghi rossi*; ricchi di SiO_2 di Fe_2O_3 (che conferisce ai depositi un colore rossastro), con abbondanti noduli di manganese; sembrano di origine eolica e vulcanica (polveri depositate sulla superficie degli oceani e poi sedimentata), forse anche cosmica, ma potrebbero derivare in parte dalla dissoluzione di microrganismi calcarei planctonici; costituiscono depositi estesi, soprattutto sui fondali degli oceani Pacifico, Indiano ed Atlantico centrale;
- *fanghi a radiolari*; affini ai precedenti, ma più ricchi di resti di radiolari (Protozoi), di diatomee (alghe unicellulari) e di spicole di spugne; abbondanti negli oceani Pacifico centrale e Indiano centro - orientale;
- *fanghi a diatomee*; ricchi di frustuli (gusci) di diatomee; si trovano sui fondali dei mari antartici.

epipelagico	di fronte alla zona sublitorale
	profondità 200 m
mesopelagico	di fronte alla zona epibatiale
	profondità 1.200 m
batipelagico	di fronte alla zona mesobatale
	profondità 4.500 m
abissopelagico	di fronte alla zona abissale e

Tab. 1.8 - Suddivisione degli ambienti pelagici e loro relazione con gli ambienti bentonici.

1.8 - Ambienti di sedimentazione di transizione

Gli ambienti di transizione portano alla formazione di facies al limite tra bacini marini ed aree emerse, dove le acque salate si mescolano con quelle dolci portate dai fiumi che sfociano nelle lagune o nel mare.

Ambienti lagunari. Fra quelli più caratteristici ricordiamo le lagune soprasalate, bacini poco profondi, in climi caldi, sottoposti ad intensa evaporazione e frequentemente allagati dal mare; in tali situazioni si hanno le condizioni per la formazione di depositi evaporitici, raramente con resti di organismi. Un classico esempio attuale è rappresentato dal golfo di Kara - Bogaz, sulla costa orientale del mar Caspio. Hanno questa origine i depositi di anidrite, gesso, salgemma ed altri sali sfruttati industrialmente.

Ambienti palustri. Zone palustri costiere comunicanti con il mare, caratterizzate da abbondante vegetazione e con sedimenti salmastri ricchi di resti vegetali. L'azione di batteri solfo - riducenti consente la formazione, nei sedimenti, di solfuri (FeS_2) nelle forme marcasite e pirite e talvolta, di carbon fossile.

Ambienti deltizio e di estuario. Posti di fronte allo sbocco dei fiumi nei mari, spesso caratterizzati da notevoli estensioni di depositi detritici. Per fornire un'idea dell'apporto terrigeno dei corsi d'acqua alla formazione dei sedimenti marini, si pensi che le sostanze portate da tutti i fiumi nei mari in un anno, costituiscono un volume pari a $5 \cdot 10^9 \text{ m}^3$; i materiali in sospensione riversati in un anno nel mare dai due fiumi Mississippi e Hoang-Ho è pari a $7 \cdot 10^8 \text{ m}^3$. Gran parte dei materiali in sospensione, come giungono alla foce, in acque non più correnti e quindi con scarsa capacità di trasporto solido, si depositano sui fondali. I sedimenti contengono talvolta carbon fossile (anche con carogne di animali), dovuto a grandi quantità di legname di foresta portato dai fiumi sino al mare ed ivi depositati perché appesantiti dall'acqua e soprattutto dai materiali incrostanti, abbondanti in tali ambienti; questi depositi si formano attualmente alla foce del Mississippi. Circa due milioni di anni fa, nell'area che attualmente costituisce la pianura Padana, esisteva una situazione intermedia fra l'ambiente di estuario e deltizio verso occidente e successivamente deltizio verso oriente, con formazione di depositi molto estesi e potenti nei quali vi sono resti di animali, quali ostriche, mastodonti (animali con proboscide e con i denti incisivi trasformati in zanne ed oggi estinti) e cetacei. La facies deltizia presenta sedimenti più potenti e più fini (silt e argilla); quella di estuario è caratterizzata da sedimenti più grossolani (sabbia e ghiaia). Anche i depositi deltizi possono contenere carbone e scheletri di vertebrati e spesso presentano una *stratificazione incrociata* (**fig. 1.15**), dovuta alle migrazioni dei delta nello spazio e nel tempo in funzione dei regimi idrologici dei corsi d'acqua e del variare del livello marino. La situazione più frequente è l'erosione dei canali deltizi nei confronti dei materiali precedentemente sedimentati che vengono nuovamente rimossi e risedimentati più a valle.

Fig. 1.15 - La **stratificazione incrociata** è una struttura fisica di sedimentazione caratterizzata da lamine di stratificazione di deposito deltizio con diversa inclinazione a causa del mutare del regime idrologico del fiume e del livello marino. Tale struttura fisica è caratteristica anche delle facies eoliche.



SCHEDA 1.1 - I combustibili solidi

La quasi totalità dei combustibili solidi è di origine organica vegetale. Si distinguono alcune categorie:

LEGNO. La porzione organica (50 % di C, 40 % di O, 6 % di H e 4 % di N) è costituita per ~ 2/3 da cellulosa ($C_6H_{10}O_5$)_n e per quasi 1/3 da lignina (struttura aromatica complessa). L'acqua costituisce una quantità assai variabile (15 % nel legno stagionato all'aria) ed influenza il potere calorico che, per i legni ben essiccati, è pari a $4.000 \div 4.500$ cal/g. La temperatura della fiamma ottenuta dalla combustione del legno è superiore a quella ottenuta dal carbone, lascia meno ceneri (meno del 3 %) ed emette fumi meno inquinanti. Tuttavia l'importanza industriale del legno è oggi praticamente nulla.

CARBONE. I carboni (fossili) sono prodotti di decomposizione del legno in particolari condizioni. I tronchi degli alberi e delle erbe giganti delle epoche preistoriche, sepolti da sedimenti in seguito agli eventi geologici, furono nel tempo sottoposti a fenomeni ossidativi e di decomposizione originati da batteri. I composti volatili distillarono lentamente e la sostanza rimasta si arricchì in carbonio in quantità variabili in funzione del tempo trascorso durante la diagenesi. La produzione è attualmente minore rispetto ad un passato non troppo lontano quando, sia per il livello tecnologico disponibile, sia perché le questioni ambientali erano maggiormente trascurate, il carbone costituiva il combustibile più utilizzato. I maggiori produttori, ancora negli anni '60, erano U.S.A. (28 %), Russia (19 %), Gran Bretagna (13 %), Germania (8 %), Francia (4 %) e Polonia (4 %). In Italia gli scarsi giacimenti della Sardegna sono ricchi di zolfo, dannoso perché si ossida, durante la combustione ed in presenza di acqua, ad acido solforico. Nei carboni è anche presente l'azoto che, analogamente allo zolfo, è all'origine della formazione dell'acido nitrico, corrosivo come il precedente. Negli ultimi anni la produzione di carbone è tornata a salire, sia per le crescenti necessità energetiche, sia per la diminuzione delle disponibilità di petrolio (**scheda 1.3**).

TORBA. È un materiale organico sedimentato in ambiente eutrofico (composizione media è C = 50 - 60 %, H = 4 - 7 % e O = 25 - 35 %). Si presenta come massa spugnosa bruna o nera, ricca d'acqua (90 %), composta da un feltro di resti vegetali più o meno decomposti, talvolta riconoscibili anche ad occhio nudo. La torba è un tipo di carbone fossile, usata in agricoltura per conferire caratteristiche particolari ai terreni oppure può venire seccata ed usata come combustibile povero. Industrialmente è di scarso valore, usata come combustibile in loco quando si tratta di grandi giacimenti di facile sfruttamento (come il bacino di Mosca). In rari casi viene utilizzata come combustibile per la produzione di gas d'aria o gas d'acqua, oppure sottoposta a distillazione per ricavarne catrame, carbone e gas. In Italia le più estese torbiere si trovano in Toscana, a Torre del Lago.

LIGNITE. Con la torba (anche se più antica) costituisce più propriamente combustibili fossili che carboni fossili, essendo prodotti di decomposizione parziale. La lignite è composta per il 55 ÷ 70 % di carbonio, per il 5 % di idrogeno e per la restante porzione di ossigeno. Il potere calorifico è molto variabile ($4.000 \div 7.000$ cal/g) ed il tenore in ceneri è piuttosto elevato (fino al 25 %). I maggiori giacimenti si trovano in Germania. In Italia sono presenti in Toscana.

LITANTRACE. È un prodotto di decomposizione piuttosto avanzato (più antico della lignite), con il 75 ÷ 90 % di carbonio, il 5 % di idrogeno (ossigeno per il resto). È intermedio fra carboni e combustibili fossili e con un buon potere calorifico ($7.000 \div 8.000$ cal/g). I principali giacimenti si trovano in U.S.A., Gran Bretagna, Germania, Russia, Francia, Polonia, Belgio; piccoli giacimenti di litantrace ricco di zolfo si trovano in Sardegna (bacino del Sulcis).

COKE. È il combustibile utilizzato negli altiforni per la produzione degli acciai e delle ghisa. Deve essere privo di impurezze e produrre poche ceneri affinché non inquinino la produzione siderurgica. Si ottiene dalla lavorazione (distillazione) del litantrace.

SCHEDA 1.2 - I combustibili liquidi e gassosi

Anche la maggior parte dei **combustibili liquidi** è di origine organica, ma probabilmente anche di origine animale, non solo vegetale e prevalentemente marina. Si ritiene erroneamente che il **petrolio** si sia formato in seguito a processi di decomposizione di pesci, insieme ad alghe e piante rimasti sepolti da potenti sedimenti ed in speciali condizioni di temperatura e di pressione. In realtà, pur essendo comunque di origine organogena, il petrolio deriva dagli accumuli, nei sedimenti degli antichi fondali oceanici, delle spoglie di piccoli organismi planctonici indecomposti o solo parzialmente decomposti. In talune condizioni la notevole massa organica inglobata in quei sedimenti, durante i processi di diagenesi, ha subito profonde trasformazioni diventando petrolio. In natura si trova anche il **bitume**, simile ai residui peciosi della distillazione del petrolio; può essere distillato per ricavare combustibili e lubrificanti. I combustibili liquidi sono facili da immagazzinare e da trasportare (un litro di benzina fornisce 11.000 kcal, circa il doppio dell'antracite). Permettono l'alimentazione dei motori a combustione (la benzina, da sola, costituisce circa la metà dei prodotti derivati dal petrolio). La maggior parte della produzione (30 ÷ 40 %) era degli U.S.A. fino a 40 anni fa, ma grandi produttori, soprattutto nei tempi più recenti, sono anche l'America Latina (essenzialmente Venezuela), Medio Oriente e Russia. Scarsa è la produzione europea ed irrilevante quella italiana. Il petrolio si trova in grandi sacche alla profondità di migliaia di metri, come liquido giallo bruno, verdastro o nero, galleggiante su acque salate e spesso insieme a metano in forte pressione. La perforazione per l'estrazione avviene mediante tubi rotanti portanti all'estremità più scalpelli (trivelle). Sono facilmente sfruttabili i giacimenti nei quali la pressione del metano spinge il petrolio verso l'esterno. Talvolta invece il petrolio impregna il terreno e allora viene estratto con altri metodi.

I **combustibili gassosi**, a differenza di quelli solidi e liquidi, sono di origine sintetica, escludendo il solo metano (CH_4), che si trova in grandi sacche naturali della crosta terrestre, molto spesso insieme a giacimenti di petrolio. I vantaggi dei combustibili liquidi rispetto ai solidi, si possono riferire anche a quelli gassosi rispetto ai liquidi, eccetto la facilità del trasporto; questo tuttavia non è complesso dato che il gas può essere facilmente comprimibile in bombole. I combustibili gassosi producono una fiamma più luminosa (quindi più irraggiante) e più calorica. Il **metano**, in natura, si trova in miscele con piccole quantità

di altri idrocarburi ed ha un potere calorifico pari a $12.000 \div 13.000 \text{ kcal/m}^3$. Il suo consumo è in continuo aumento sia nei forni industriali, sia come combustibile vero e proprio. È apprezzato per la completa combustione e l'assenza di fumi. È anche utilizzato come carburante per autotrazione, in miscela per aumentare il potere calorifico dei gas illuminanti e come prodotto importante nell'industria chimica.

SCHEDA 1.3 - Il picco del petrolio

Nel 1956 il geofisico americano M.K. HUBBERT formulò una teoria scientifica riguardante l'evoluzione temporale della produzione di una qualsiasi risorsa minerale o fonte fossile esauribile o fisicamente limitata. Secondo tale teoria gli USA avrebbero raggiunto il proprio picco di produzione petrolifera intorno al 1970, fatto che fu in buona parte confermato dalle crisi energetiche del 1973 e del 1979. Tuttavia negli anni successivi furono scoperti nuovi importanti giacimenti e la teoria di Hubbert venne accantonata.

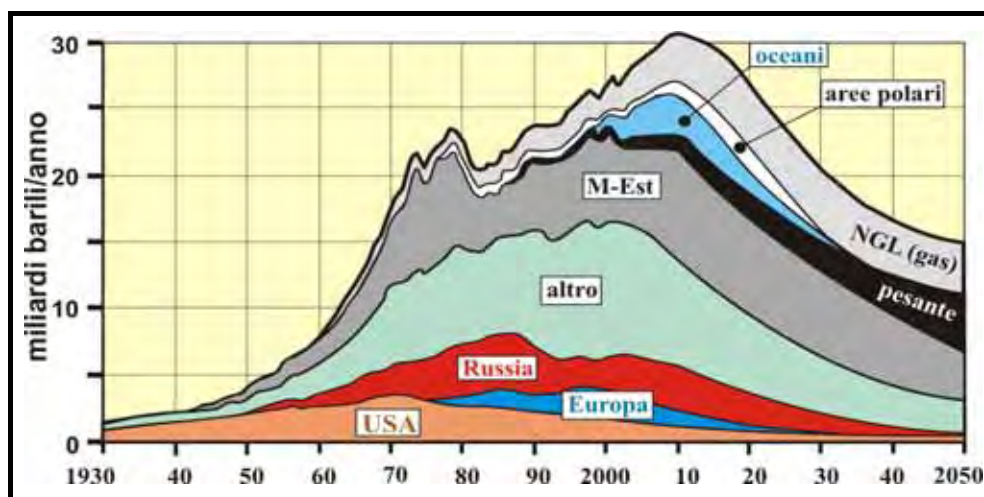


Fig. 1.16 - Il Picco del Petrolio (Peak Oil) è il momento in cui la produzione petrolifera del Mondo raggiunge il suo massimo. Dopo questo punto, essa declina inesorabilmente, con gravi conseguenze sulle disponibilità energetiche. Il modello previsionale illustrato dal diagramma è costantemente aggiornato dalla ASPO. Il picco è già raggiunto.

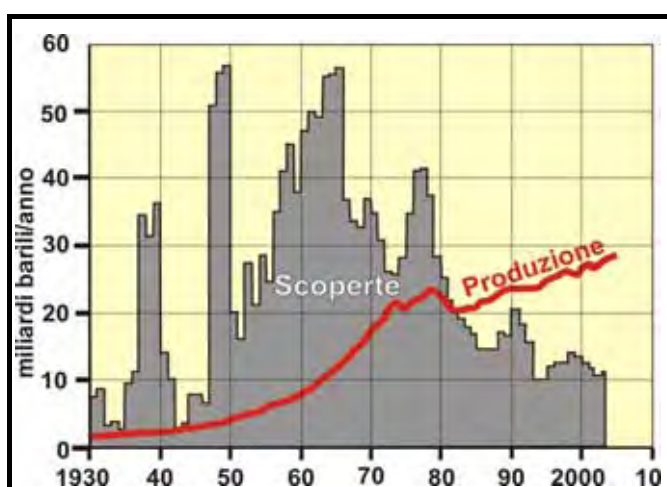


Fig. 1.17 - Le scoperte di nuovi giacimenti hanno raggiunto il loro massimo storico verso la metà degli anni '60. Da allora sono in declino. È dal 1985 che si consuma più petrolio di quanto se ne scopre.

C.J. CAMPBELL & J. LAHERRÈRE ripresero la teoria di Hubbert e pubblicarono, nel 1998, un articolo su *"Scientific American"* (tradotto in italiano da *"Le Scienze"* con il titolo *"La fine del petrolio a buon mercato"*), considerato una pietra miliare degli studi petroliferi. In questo articolo viene proposta una panoramica delle riserve petrolifere mondiali e del tasso di scoperte di nuovi giacimenti, arrivando fino alla previsione di un picco di produzione mondiale di petrolio stimabile intorno al 2010/11. Il modello previsionale di Campbell & Laherrère da allora è stato oggetto di continui aggiornamenti da un network di scienziati e geologi indipendenti (istituzioni europee e università) che, a tale scopo, hanno fondato l'*Association for the Study of Peak Oil & Gas (ASPO)*¹. Allo stato attuale la situazione della produzione di petrolio e di oli combustibili rispetto all'evoluzione nei prossimi decenni è rappresentata in **fig. 1.16**.

Il mondo, ogni anno, consuma più di 30 miliardi di barili di petrolio per una spesa totale di circa 1.200 miliardi di Euro. Il petrolio è la principale fonte energetica che alimenta il motore dell'economia mondiale. Non esiste alternativa altrettanto versatile, efficiente e (per ora) a basso costo:

- è petrolio il 40 % di tutta l'energia mondiale;
- è petrolio il 90 % di tutta l'energia usata per i trasporti;
- il 65 % del petrolio viene usato per carburanti (con il restante 35 % si produce energia elettrica, riscaldamento, asfalti, materie plastiche, fertilizzanti, prodotti chimici e medicinali).

¹ <http://www.aspoitalia.it> è il sito web italiano dell'Associazione per lo Studio del Picco del Petrolio (**ASPO - Association for the Study of Peak Oil & gas**). ASPO-Italia è la sezione italiana dell'associazione scientifica il cui scopo principale è lo studio del Picco del Petrolio, delle sue gravi conseguenze sui sistemi ecologici, economici e sociali e della mitigazione di questi effetti. Si occupa inoltre dell'esaurimento delle risorse non rinnovabili, dell'inquinamento, dei cambiamenti climatici, e più in generale dei limiti alla crescita economica. ASPO-Italia è formata principalmente, ma non solo, da studiosi ed esperti nei campi dell'energia, delle risorse naturali, dell'economia e dell'ambiente.

La comunità scientifica ci fornisce una indicazione chiara ed inequivocabile: abbiamo raggiunto il picco nella produzione di petrolio. Ciò non significa l'esaurimento delle fonti fossili del pianeta, ma petrolio, oli combustibili e gas sono sempre più difficili da "scoprire" e da estrarre (**fig. 1.17**). Nei primi decenni del 1800 era sufficiente una spesa energetica di un barile di petrolio per estrarne almeno 100. Oggi con un barile se ne estrae meno di dieci. Presto si giungerà alla spesa di un barile per ottenerne tre, il minimo renumerativo: se per estrarre, trasportare, raffinare, distribuire un barile di petrolio bisogna bruciarne più di un barile, l'operazione è ovviamente priva di significato economico. Intanto i Paesi emergenti (soprattutto India e Cina) vorranno bruciare quote crescenti di combustibili fossili.

Tale situazione è insostenibile sotto i punti di vista ambientale ed economico ed è causa di forti tensioni internazionali legati al potere sul controllo dell'oro nero. L'umanità, nei prossimi anni, si sta giocando il futuro sul destino del petrolio. **Quella dell'energia è la sfida globale di questo secolo**, soprattutto per un Paese come l'Italia, fortemente dipendente dalle forniture estere. Purtroppo "... in Italia quando si parla di politica e di economia... non si capisce in fondo il ruolo dell'energia e della tecnologia nella nostra vita..." Rischiamo "...di dare loro una collocazione sbagliata nella lista delle priorità. Basta vedere quanto poco il nostro Paese..." affronta "...seriamente il problema energetico o di sviluppare la ricerca o di migliorare la qualità dell'istruzione o di alzare il livello tecnologico delle industrie, per affrontare un avvenire pieno di sfide... Questi problemi cruciali non soltanto non vengono affrontati, ma neppure dibattuti seriamente". (Piero ANGELA, 2010).

SCHEMA 1.4 - Le torbiditi

Apparentemente i fenomeni di erosione sembrano esclusivi delle terre emerse ed assenti nei tranquilli e profondi fondali marini. In realtà il paesaggio sottomarino è assai vario, con alcune tipiche morfologie dovute a trasporto solido quale, ad esempio, le **correnti di torbida**. Sulla piattaforma continentale si depositano materiali detritici portati al mare dai fiumi; si formano così sedimenti che, con il tempo, possono assumere potenze piuttosto consistenti. Tali materiali si accumulano, anche in grande quantità, sull'orlo della piattaforma (*shelf*). Essi possono essere notevolmente incrementati in occasione di piene eccezionali che comportano un accumulo eccessivo di detriti, il cui peso diventa quindi sufficiente per farli precipitare lungo la scarpata continentale, verso le profondità batiali. L'innesco di questo fenomeno può essere causato da scosse sismiche che alterano un equilibrio già precario dei depositi sullo *shelf*. Si determina quindi una discesa verso le maggiori profondità di una notevole massa di detriti.

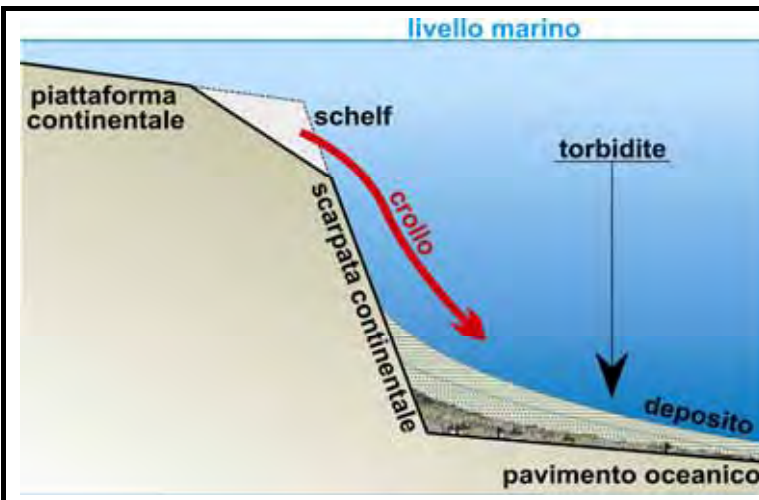


Fig. 1.18 - Le **torbiditi** sono strutture sedimentarie con granulometria variabile da grana grossa in basso e più fine in alto. Sono dovute alla sedimentazione gradata di materiali che si staccano dallo *shelf* e precipitano formando delle "impetuose" **correnti di torbida**, in grado di produrre erosione sui fondali marini.

I grani di sabbia ed i ciottoli della ghiaia "graffiano" i materiali che compongono la superficie della scarpata sulla quale scorrono per gravità erodendola. Si staccano altri frammenti che vanno ad incrementare il volume del materiale solido in sospensione nell'acqua, anch'essa coinvolta nel movimento verso il basso. Si forma una corrente di torbida simile, per certi versi, ad una sorta di fiume in piena che erode la scarpata producendo delle valli sottomarine. I materiali precipitati lungo la scarpata, giunti su una superficie meno ripida, perdono l'energia cinetica acquisita durante la discesa e cominciano a sedimentare. I clasti di maggiori dimensioni sono i primi a depositarsi sul fondo, quindi decantano via via quelli di granulometria sempre più fine (sedimentazione gradata) fino a formare una struttura sedimentaria denominata **torbidite** (**fig. 1.18**). Le correnti di torbida possiedono, in genere, energia molto elevata e possono anche produrre rotture ai cavi marini telefonici come si è verificato al largo delle coste algerine e canadesi. Le torbiditi possono essere molto estese e la sedimentazione dei materiali più fini può perdurare anche parecchi anni.

2 - ELEMENTI DI PALEOECOLOGIA

2.1 - Definizione di ecologia

Il termine **ecologia** deriva dal greco *oikos* che significa “casa” o “posto per vivere”. L’ecologia è lo studio degli organismi nella loro casa, ma viene anche definita come lo studio delle relazioni fra organismi o gruppi di organismi ed il loro ambiente e tenta di definire l’insieme di innumerevoli fenomeni e relazioni che caratterizzano sistemi molto complessi. Nello stagno, per esempio, avvengono processi di sedimentazione che, nel tempo, portano al suo riempimento. I materiali che si depositano sul fondo hanno caratteri che dipendono da quelli fisici e chimici delle acque e soprattutto dagli apporti di detriti minerali ed organici dagli ambienti circostanti. La presenza di organismi, solitamente rigogliosa, costituisce l’aspetto più rilevante ed arricchisce i sedimenti di sostanza organica. Ma la presenza di quegli organismi, sia come quantità, sia come composizione di specie, dipende dai caratteri fisici e chimici delle acque e questi a loro volta dipendono anche dal clima della regione nella quale si trova quello stagno. Il clima a sua volta influenza la composizione della vegetazione che si trova intorno al bacino, nell’ambito della quale trovano rifugio animali che si nutrono di prede che trovano nell’acqua. È un insieme di relazioni il cui elenco sembra senza fine, ma che, man mano che vengono studiate, consentono di ottenere un quadro generale sempre più attendibile di quell’ambiente.

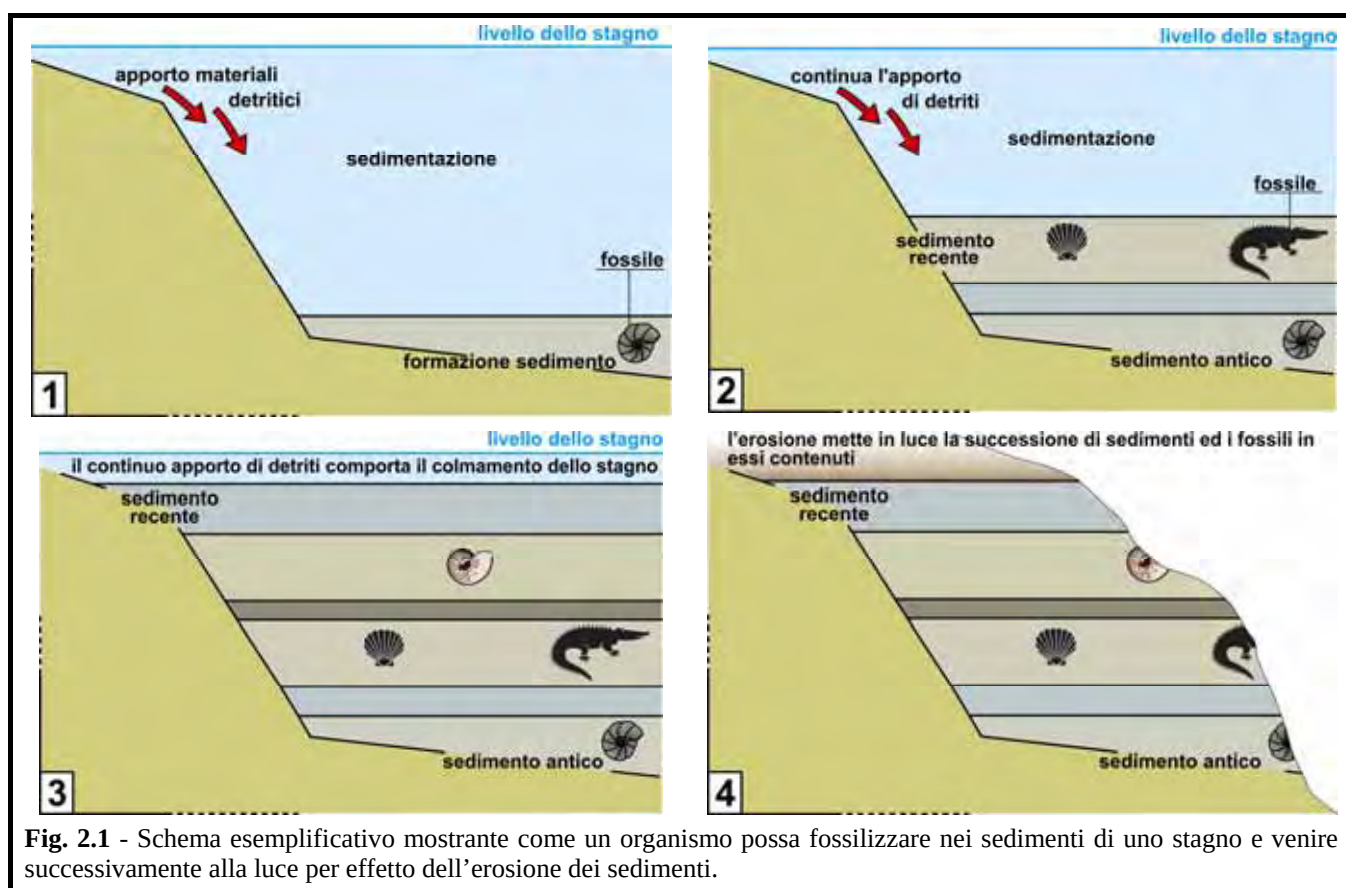


Fig. 2.1 - Schema esemplificativo mostrante come un organismo possa fossilizzare nei sedimenti di uno stagno e venire successivamente alla luce per effetto dell’erosione dei sedimenti.

Con la **paleoecologia** si introduce un parametro in più: il **tempo**. Essa ha lo scopo di studiare le situazioni che si sono verificate in passato recente, spesso definibile solo in modo relativo, sulla base di elementi talvolta molto frammentari (resti di animali e di vegetali, tracce di organismi e di fenomeni fisici,...) per ricostruire la storia degli ambienti che si sono succeduti in un dato luogo. La principale chiave di lettura del paleontologo è rappresentata dai **fossili**, resti di organismi, o loro tracce, vissuti nel passato (**scheda 2.1**). Purtroppo essi, quando vengono alla luce (**fig. 2.1**), sono quasi sempre frammenti di parti mineralizzate che richiedono spesso difficili interpretazioni.

La documentazione paleoecologica è assai più ampia per gli organismi dotati di parti scheletriche che meglio si conservano con il tempo. Inoltre la fossilizzazione è il risultato di una serie di processi (quelli che consentono ai resti degli organismi di conservarsi nei sedimenti) che si verificano in modo diverso a seconda degli ambienti. Nella prospettiva “tempo” infine, bisogna considerare che gli organismi non sono identici ed immutabili, ma sottoposti a “trasformazioni” dovuti all’evoluzione. Sulla base dei dati ricavati dall’esame dei fossili, si tenta di stabilire le relazioni fra gli antichi organismi e fra essi e l’ambiente, in un dato luogo ed in un determinato tempo.

A tal fine molto utile è lo studio dei sedimenti che inglobano i fossili; le loro caratteristiche rispecchiano infatti le condizioni ambientali del momento di deposizione.



A sinistra è la ricostruzione del Trilobite *Olenus* nel suo ambiente. A destra un gruppo di trilobiti incastonati in una arenaria. Sono un gruppo di Artropodi (di cui fanno parte Crostacei, Insetti, Ragni,...) abbondantemente distribuito nel Paleozoico, con numerose specie. Di dimen-



sioni di 3 ÷ 15 cm, avevano il capo ripartito in tre parti e guscio mineralizzato e chitinoso; prevalentemente bentonici erano ampiamente diffusi in tutti gli ambienti marini. Alla fine del Cambriano, una profonda crisi ridusse fortemente il gruppo, ma che si riprese con nuove varietà, fino alla loro scomparsa al termine del Permiano (~ 250 milioni di anni fa). I Trilobiti si diversificano in molte forme, facilmente riconoscibili e per intervalli cronologici ben definiti; pertanto sono considerati fossili guida del Paleozoico, avendo ampia diffusione geografica e netta presenza temporale. Il loro rinvenimento è molto utile per datare e correlare temporalmente le successioni rocciose del Paleozoico.

Lo studio del passato geologico di un'area permette di meglio interpretare il suo stato attuale, in quanto prodotto finale di una evoluzione fisica e biologica avvenuta in tempi dell'ordine di migliaia o di milioni o di centinaia di milioni di anni. Sappiamo infatti che la forma del paesaggio non è immutabile, ma deriva dall'interazione, in momenti diversi e con intensità differenti, di molteplici fattori che si manifestano sotto forma di processi disagregatori oppure di accumulo, in un continuo dinamico succedersi di eventi modificatori del paesaggio che solo raramente e per brevi periodi raggiungono situazioni di equilibrio. Tutto ciò dipende dalle condizioni fisiche e chimiche e della struttura del substrato e dal tipo di associazioni biologiche presenti. *La storia geologica di una regione è anche la storia della successione di ambienti naturali che l'hanno caratterizzata nel tempo.*



In Brasile è presente un vasto ed importante giacimento sedimentario costituito da calcari, probabilmente depositati sul fondo di un grande lago; al loro interno sono presenti fossili del Permiano (~ 250 milioni di anni fa), fra i quali resti di rettili adatti alla vita anfibia e bentonica, precursori dei grandi sauri che dominarono la vita sulla Terra nelle epoche successive. Si alimentavano con crostacei e piccoli pesci che venivano predati grazie al lungo muso e sottili denti aguzzi. Nell'immagine è rappresentata la specie denominata *Stereosternum tumidum*.

La paleontologia ed in particolare la paleoecologia, comprende le ricerche utili a ricostruire le condizioni ambientali in un determinato luogo durante un certo tempo geologico. Tale ricostruzione si basa sulla interpretazione dei fossili e dei caratteri litologici delle formazioni sedimentarie che li contengono, facendo riferimento anche a quanto oggi è noto sui rapporti fra gli organismi e gli ambienti attuali. Il paleontologo utilizza le moderne conoscenze dell'ecologia per interpretare, in base a scarsi dati disponibili, situazioni analoghe del passato. Un esempio è dato dalle descrizioni degli ambienti di sedimentazione nel precedente capitolo, supponendo che gli attuali meccanismi di formazione dei depositi siano analoghi a quelli del passato.

La regione per cui si accetta l'ipotesi che i modelli di relazione fra le comunità di organismi ed il loro ambiente, che sono alla base dell'ecologia, possano essere validi anche per il passato, si basa sul presupposto che, nel tempo, le modalità con le quali si manifestarono gli eventi naturali non erano sostanzialmente differenti da quelli attuali (teoria dell'*attualismo*). Se abbiamo l'impressione che in tempi a noi lontani, nel corso della storia della Terra, si siano succedute profonde e repentine modificazioni fisiche e biologiche, tali da farcele apparire come eventi catastrofici come, per esempio, sosteneva il naturalista francese George CUVIER (1769 ÷ 1832), è perché vediamo

la proiezione nel tempo di fenomeni che ebbero lunghe durate, corrispondenti a milioni di anni. Nella realtà spesso ci troviamo di fronte, da una parte, a serie di strati di notevole potenza formati in tempi relativamente brevi e dall'altra, a serie di strati di potenza ridotta, magari formati in tempi molto più lunghi e nei quali leggiamo, attraverso le associazioni dei fossili, una sorta di storia condensata. Fenomeni apparentemente insignificanti, se si succedono per parecchio tempo, assumono un ruolo determinante nella trasformazione di un ambiente. Si pensi ai fenomeni responsabili dell'erosione e del modellamento dei rilievi ed il conseguente accumulo di detriti a valle che, se prolungati nel tempo, sono in grado di riempire bacini anche di grandi estensioni.

Nei monti Lessini (tra le province di Verona e Vicenza) e precisamente presso *Bolca di Vastenanuova*, è presente uno dei più importanti siti paleontologici a livello mondiale. In quell'area, nell'eocene (circa 50 milioni di anni fa) si trovava il margine costiero del grande mare della Tetide (di cui l'attuale Mediterraneo rappresenta un piccolo residuo). Era un ambiente con acque relativamente calde e costellate di atolli corallini, ricchissimi di vita, con numerosissime specie vegetali e animali. Nelle rocce sedimentarie che si sono originate sui fondali di quell'antico mare sono presenti numerosi fossili, molto spesso ben conservati ed il cui studio ha permesso di ricostruire le caratteristiche e l'evoluzione di quell'ambiente marino. L'area più ricca di fossili del sito paleontologico di Bolca è l'antica cava della Lastrara, poi denominata "*pesciara*" perché in essa sono stati rinvenuti e classificati resti di pesci appartenenti a ben 200 specie. Alcuni reperti sono perfettamente conservati. Nell'immagine è rappresentato il *Ceratoichthys pinnatiformis*, uno degli esempi più spettacolari.



2.2 - La biocenosi

La **popolazione** è un gruppo di organismi vegetali o animali della stessa specie (o di individui fra i quali esiste la possibilità di scambio genetico) che occupano una determinata area, con caratteristiche tipiche del gruppo e non dei singoli individui. La **biocenosi** (o **cenosi** o **comunità biotica**) è l'*insieme di popolazioni che vivono in una determinata area* o habitat fisico; cioè l'insieme di tutti gli organismi presenti in un determinato ambiente ed in equilibrio dinamico con lo stesso. Tale equilibrio non costituisce un sistema immutabile, ma si modifica nel tempo, al variare anche di una sola delle sue componenti, fisiche o biotiche. In un dato momento della storia evolutiva gli organismi sono adattati all'ambiente in cui vivono con uno stretto legame di interdipendenza.



L'**ambra** è un insieme di resine fossilizzate. Esse sono secrete dalle conifere (pini, abeti, larici,...); È un materiale amorfo, traslucido e semitrasparente, con tenui colori che vanno dal giallo all'arancio e al bruno-rossiccio. Appena secreta dalle piante è particolarmente appiccicosa ed in essa possono rimanere imbrigliati resti



vegetali e/o di animali e spesso i corpi interi di insetti e di ragni che vengono quindi inglobati e perfettamente conservati. Le piante ed in particolare le loro parti con le masserelle di ambra possono entrare e a far parte di sedimenti e diventare fossili. I processi di diagenesi, che comportano la trasformazione da sedimenti sciolti in rocce sedimentarie, provocano l'indurimento dell'ambra, fino a farla diventare simile a pietre, all'interno delle quali, per trasparenza, si possono talora osservare i resti perfettamente conservati dei piccoli organismi che vivevano nell'epoca durante la quale l'ambra stessa fu secreta dalle piante.

L'adattamento può essere morfologico, fisiologico ed etologico, sia a livello di individuo (per esempio singoli organismi di una specie possono tollerare maggiori variazioni ambientali di determinati parametri fisici o chimici), sia a livello di specie, oppure di gruppo sistematico più ampio. Un esempio di adattamento morfologico, a livello di individuo, è quello del *Cardium* (Mollusco Bivalve frequente sulle nostre coste). Gli individui delle popolazioni che vivono in mare, in condizioni di normale salinità, raggiungono maggiori dimensioni; quelli delle popolazioni della stessa specie presenti in ambienti lagunari, soggetti a forti variazioni di salinità, sopravvivono raggiungendo dimensioni minori e con una conchiglia di minor spessore. Similmente le patelle (Molluschi Gasteropodi), che vivono attaccate agli scogli nella zona litorale, presentano una certa variabilità adattativa nell'ambito della specie. Gli individui che vivono sulle scogliere battute più violentemente dalle onde, hanno un guscio spesso, adatto a resistere alla violenza del moto ondoso e quasi completamente privo di ornamentazioni, in modo da offrire minor resistenza all'acqua. Al contrario gli individui che vivono sulle scogliere meno battute dalle onde, hanno conchiglia più sottile, con contorno più frastagliato e con ornamentazioni a coste più evidenti.

Analizzando organismi attuali e fossili appartenenti a gruppi sistematici anche lontani tra loro (famiglia, ordine, classe) si possono notare delle *convergenze morfologiche* acquisite nel corso dell'evoluzione. Queste sono dovute, nella maggior parte dei casi, a progressive modificazioni sollecitate dall'ambiente o da un particolare bisogno fisiologico. Le acquisizioni di certe caratteristiche morfologiche funzionali sono state realizzate per vie diverse; pertanto la *convergenza* può manifestarsi sia tra gruppi vissuti o che vivono contemporaneamente, sia tra quelli che hanno occupato, in momenti successivi della storia della Terra, la stessa nicchia ecologica. L'esempio forse più noto è rappresentato dalla forma del corpo affusolata e adatta al nuoto in almeno quattro gruppi di vertebrati, non solo molto lontani sistematicamente, ma comparsi in epoche successive e con storie evolutive assai differenti: Selacei, Pesci ossei, ittiosauri, delfini, a cui potremmo aggiungere anche i pinguini.



Nell'immagine di sinistra è rappresentata una serie di denti fossili dell'*Helicoprion*, uno dei primi grandi squali apparsi sulla Terra: visse dal carbonifero (~ 280 milioni di anni fa) fino al triassico (~ 225 milioni di anni fa). I primi rinvenimenti di questo fossile avevano



indotto i paleontologi ad ipotizzare che si trattasse di una specie di ammonite. A differenza degli squali moderni, che una volta perso un dente viene sostituito immediatamente da un altro, l'*Helicoprion* non perdeva i denti, che invece crescevano (man mano che si formavano) costituendo una specie di spirale. Tale ipotesi non è del tutto confermata e probabilmente quell'antico

squalo doveva avere un aspetto veramente temibile (ricostruzione a destra)

Ogni specie animale e vegetale, in funzione delle sue capacità di adattamento, possiede una certa tolleranza per le variazioni delle condizioni ambientali. Non esistono però organismi in grado di vivere in due ambienti opposti come quelli, per esempio, dei ghiacci polari e delle foreste equatoriali. Le specie che possiedono un'ampia tollerabilità hanno conseguentemente una distribuzione geografica molto ampia (*cosmopolite*); esse sono molto poco specializzate ed hanno realizzato meccanismi, detti di *seclusione*, che consentono loro di sopportare, entro certi limiti, ampie variazioni delle condizioni ambientali. Altre specie hanno tollerabilità molto limitata, sono molto specializzate e in genere sono confinate entro ambienti arealmente limitati. Un esempio limite è rappresentato dagli insetti cavernicoli, dei quali ogni specie abita una sola grotta; è sufficiente una piccola variazione delle condizioni ambientali per votare tali organismi all'estinzione. Quando si arriva ad un così elevato grado di specializzazione e quindi ad una bassa tolleranza nei confronti delle variazioni delle condizioni ambientali, la specie non è più "plastica" e perciò ha minime possibilità di successo evolutivo, cioè di conservarsi, pur modificandosi, nelle epoche successive.

Nello studio degli ecosistemi attuali e del passato, è importante comprendere l'interdipendenza tra le forme di adattamento caratteristiche degli organismi del presente o riconoscibili nei fossili e le condizioni che le hanno determinate. Altrettanto importanti sono i meccanismi di relazione fra gli organismi che costituiscono una comunità. Ogni individuo infatti, oltre che dall'ambiente fisico, dipende anche dal resto della cenosi che lo circonda attraverso una serie di relazioni, alcune delle quali sono brevemente descritte nella **scheda 2.2**. La **scheda 2.3** riporta le definizioni dei termini più frequentemente utilizzati nell'ecologia.

2.3 - La tanatocenosi

Le relazioni fra gli organismi e l'ambiente sono aspetti molto importanti sui quali l'ecologo deve indagare per ottenere un quadro attendibile sul tipo di interazione fra la biocenosi e l'ambiente fisico. Ciò vale anche per il paleoecologo che, nel tentativo di ricostruire gli ambienti del passato, incontra delle difficoltà derivate, come succitato, dal fatto che non vi è una corrispondenza semplice e diretta tra la biocenosi originaria (la comunità vissuta in passato) e ciò che di essa è rimasto come fossile nei sedimenti.

L'insieme di tutti i fossili che si trovano in un sedimento in un determinato luogo è la **tanatocenosi**. Biocenosi è il termine per indicare gli organismi che popolano un determinato ambiente; solo una parte di essa (a volte nulla) è conservata allo stato fossile nel sedimento, mentre possono aggiungersi elementi estranei trasportati dopo la morte. Purtroppo, nella maggior parte dei casi non ci sono rapporti diretti tra una antica biocenosi e la corrispondente tanatocenosi (**fig. 2.2**). Per passare dalla prima alla seconda, cioè dal momento in cui un organismo muore e quello in cui i suoi resti subiscono i processi di fossilizzazione, può avvenire un *trasporto post-mortale*: i resti di un organismo vengano sepolti in un ambiente completamente diverso rispetto a quello in cui viveva l'organismo stesso. Il trasporto post-mortale è il più importante fattore di alterazione delle tanatocenosi rispetto alle biocenosi originarie.

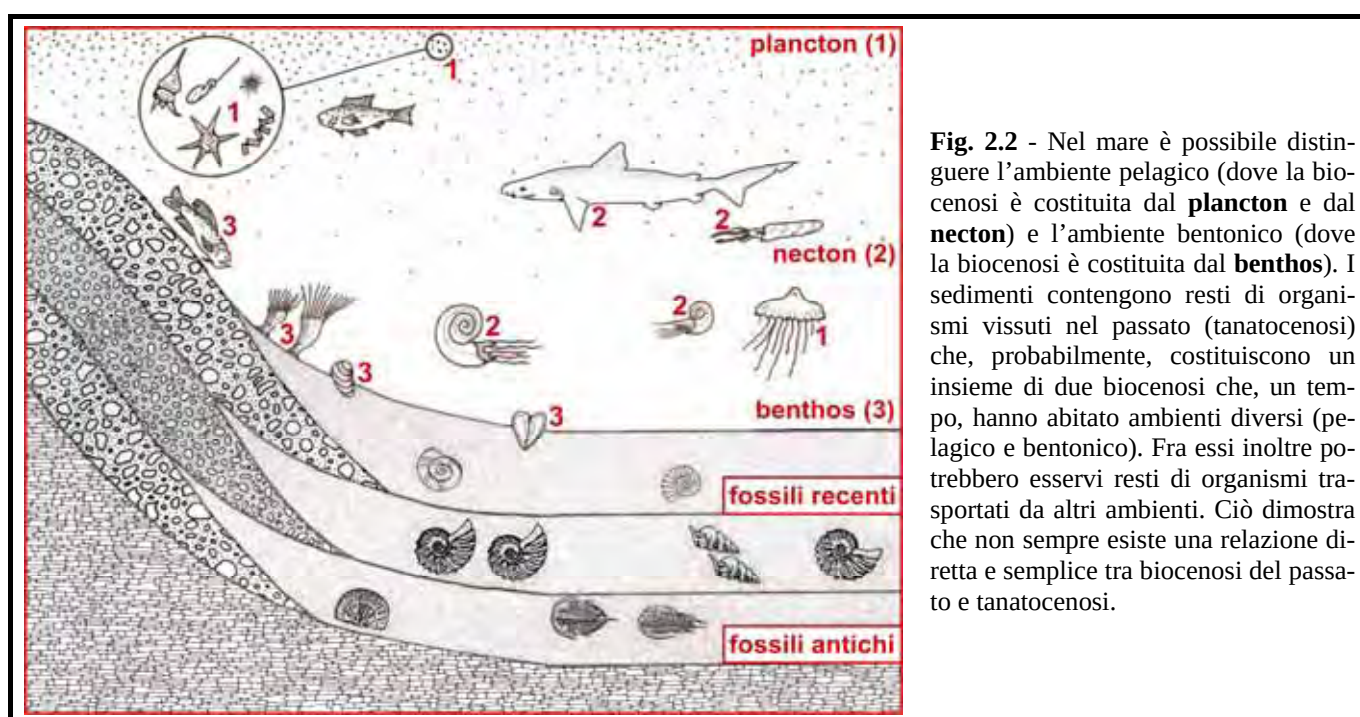


Fig. 2.2 - Nel mare è possibile distinguere l'ambiente pelagico (dove la biocenosi è costituita dal **plancton** e dal **necton**) e l'ambiente bentonico (dove la biocenosi è costituita dal **bentos**). I sedimenti contengono resti di organismi vissuti nel passato (tanatocenosi) che, probabilmente, costituiscono un insieme di due biocenosi che, un tempo, hanno abitato ambienti diversi (pelagico e bentonico). Fra essi inoltre potrebbero esservi resti di organismi trasportati da altri ambienti. Ciò dimostra che non sempre esiste una relazione diretta e semplice tra biocenosi del passato e tanatocenosi.

Occorre distinguere, in una tanatocenosi, gli *elementi autoctoni* (la parte dei resti di organismi che si sono conservati in loco), sui quali ci si basa per definire l'ambiente, dagli *elementi alloctoni* (deposti nello stesso ambiente, ma provenienti da altre biocenosi in seguito a trasporto post-mortale). Per esempio il vento può trasportare, anche da molto lontano, foglie, semi, insetti in stagni e paludi; succede così che, in certi ambienti palustri, insieme a fossili autoctoni, come i pesci, si trovano spesso resti di vita continentale.

Un fiume, quando sfocia in mare, in prossimità del delta o immediatamente più al largo, scarica materiale detritico prevalentemente fine. In occasione di piene, quando maggiore è il trasporto solido, possono finire in mare, trascinati dalle acque, resti di vita continentale (carcasse di animali, tronchi,...) che possono fossilizzarsi nei depositi marini insieme a quelli autoctoni.

Le frane sottomarine sono fenomeni che portano alla sedimentazione, in ambiente batiale, di materiali detritici precipitati dallo shelf. Il detrito così franato, di composizione eterogenea e talvolta contenenti fossili tipici di ambienti poco profondi, si deposita sopra al fango contenente fossili planctonici di origine pelagica. Sulle torbiditi sedimenta successivamente altro fango. Per effetto di ulteriori accumuli sul bordo della scarpata, si può verificare, in seguito, una nuova frana che verrà successivamente coperta da sedimenti di ambiente batiale. Questa successione di fenomeni porta alla formazione di una alternanza di depositi di ambiente batiale, contenenti fossili autoctoni e strati di accumuli rimaneggiati originatisi primitivamente in ambiente litorale e perciò contenenti fossili alloctoni.

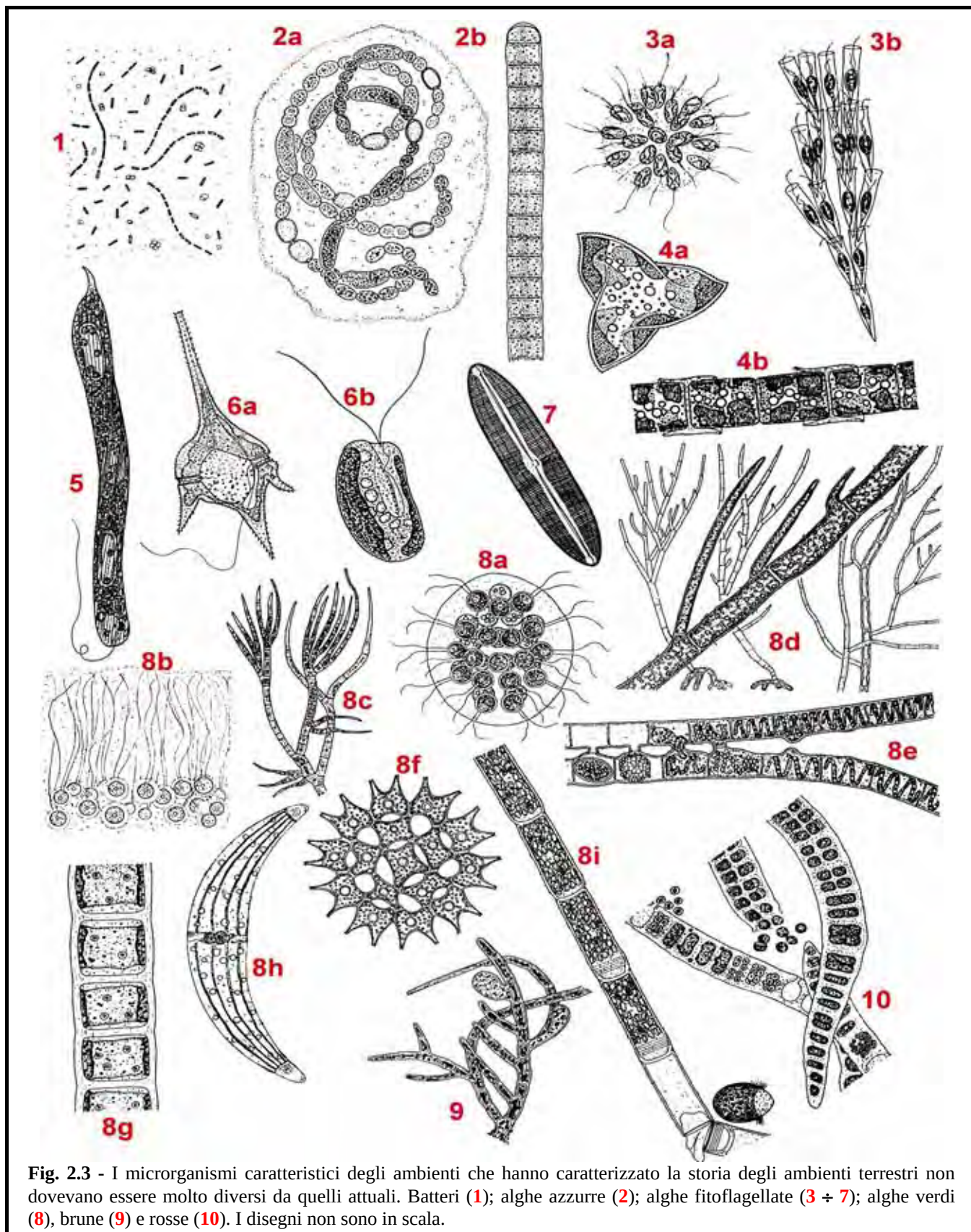


Fig. 2.3 - I microrganismi caratteristici degli ambienti che hanno caratterizzato la storia degli ambienti terrestri non dovevano essere molto diversi da quelli attuali. Batteri (1); alghe azzurre (2); alghe fitoflagellate (3 + 7); alghe verdi (8), brune (9) e rosse (10). I disegni non sono in scala.

Dagli esempi succitati si capisce che i fossili autoctoni derivano da forme bentoniche; tutti gli altri organismi subiscono, in genere, almeno uno spostamento verticale scendendo verso l'area di sedimentazione, ove esistono possibilità di fossilizzazione. Tra gli organismi bentonici, quelli sessili hanno le maggiori probabilità di fossilizzarsi in situ. I fossili alloctoni invece hanno sempre subito un trasporto di qualche genere, magari limitato semplicemente alla caduta verticale sul fondo del mare. In molti casi il trasporto post-mortale comporta una selezione ed una orientazione del materiale trasportato; sono prove importanti dell'alloctonia, unitamente ad eventuali danni di origine meccanica.

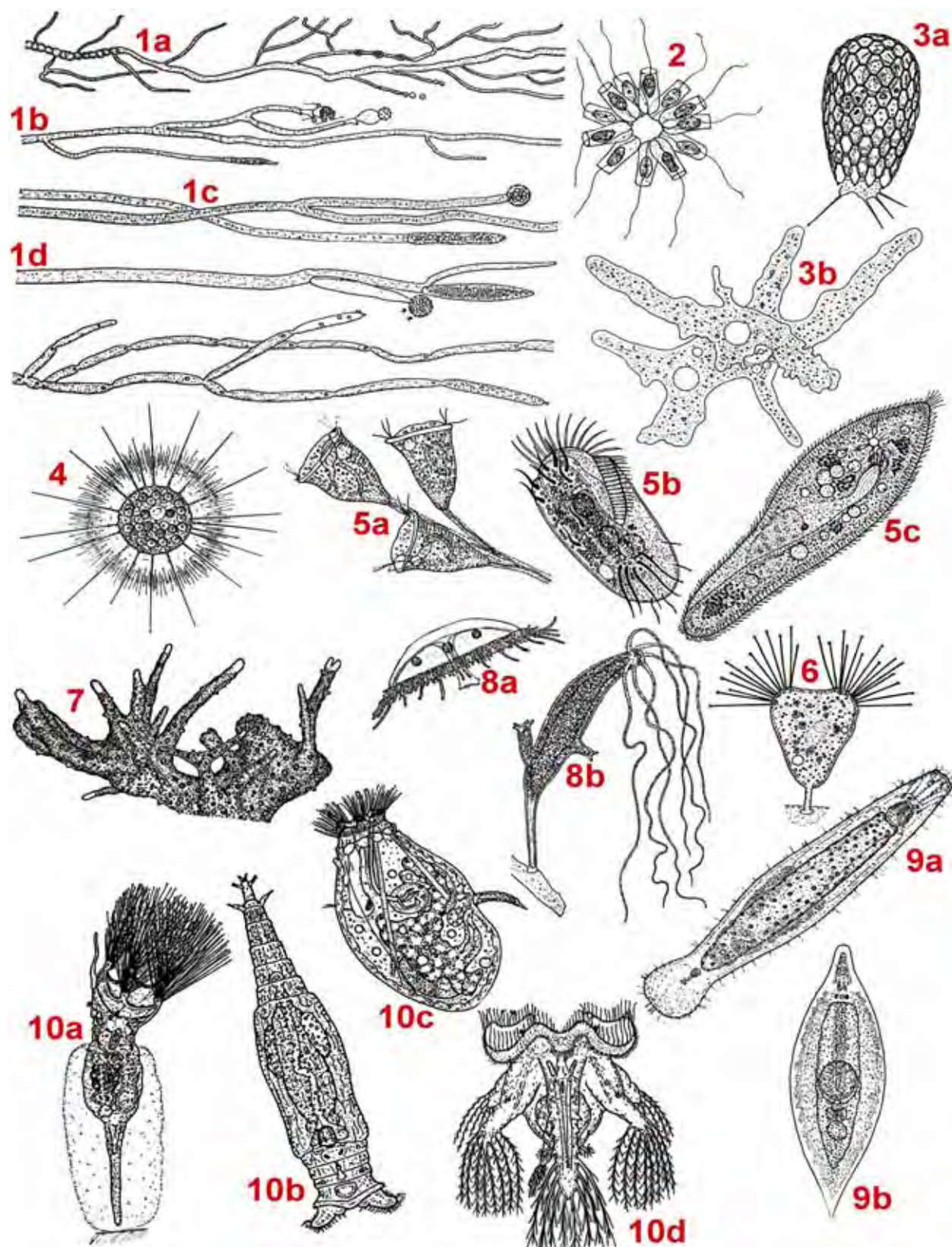


Fig. 2.4 - Alcuni organismi di maggiori dimensioni, dai Protozoi (unicellulari, fino ad un decimo di millimetro) a forme più complesse (pluricellulari), sono visibili anche con una buona lente di ingrandimento o addirittura “ad occhio nudo”. Essi, in gran parte, costituiscono il plancton, oggi come milioni di anni fa. Sono forme prive di parti del corpo “dure” e facilmente fossilizzabili; pertanto di tali organismi vissuti nel passato si hanno pochissime tracce. Tra quelli attuali si possono citare, quali esempi, Funghi (1), Protozoi (2 ÷ 6), spugne e meduse (7 e 8), Turbellari (9), Rotiferi (10).

Il paleontologo possiede conoscenze approfondite sulla sistematica degli organismi in generale e dei fossili in particolare. Le classificazioni botaniche e zoologiche tengono conto anche delle forme fossili, in quanto esse sono gli “antenati” degli attuali viventi. Perciò la paleontologia sistematica integra la classificazione generale, ma raramente si occupa dei gruppi di organismi che, privi di parti solide, hanno lasciato solo eccezionalmente tracce

di sé. Un esempio è dato dai microrganismi, la maggior parte dei quali non è rimasta fossilizzata. Eppure la loro importanza nel regolare i cicli della materia e dell'energia negli ecosistemi è fondamentale. La loro presenza e le loro attività, negli ambienti del passato, si deducono dalle ricostruzioni paleoecologiche, anche grazie alle scoperte ed alle tecniche proprie della moderna ecologia. A parte qualche eccezione è quasi impossibile proporre immagini di microrganismi del passato; tuttavia essi non dovevano essere molto diversi da quelli attuali, in una moltitudine di forme di cui quelle in **figg. 2.3 e 2.4** sono una frazione minima.

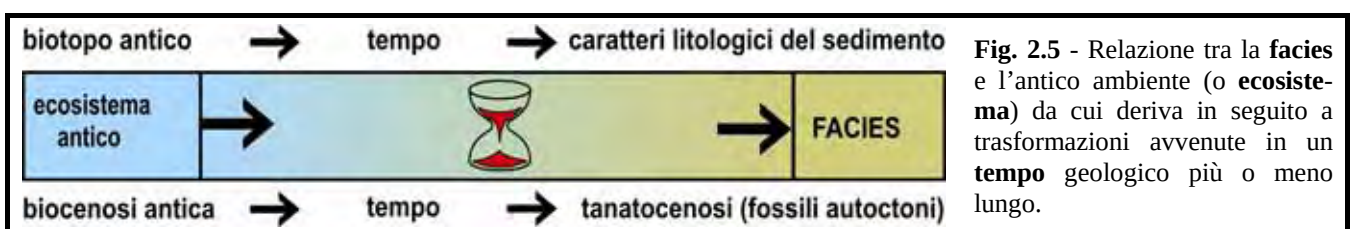
2.4 - Stratigrafia e concetto di facies

Negli ambienti marini e nei laghi, gli organismi sessili, endobionti ed epibionti, hanno maggiori probabilità di fossilizzarsi nel luogo in cui vivevano. Tutti gli altri (pelagici, planctonici, nectonici) possono essere trasportati e quindi di diventare alloctoni. La conoscenza della biologia degli organismi del passato è alla base di qualsiasi ricostruzione ambientale. Ma non tutti gli individui che vissero un tempo hanno rappresentanti attuali e la loro interpretazione è quindi difficile. Ci si deve basare allora su altri elementi; per esempio la presenza di fossili orientati nella stessa direzione e delle stesse dimensioni presuppone l'intervento di azioni meccaniche e può essere indizio di alloctonia. Più semplice è interpretare quegli organismi simili ai corrispondenti viventi. Di questi conosciamo infatti la biologia ed i loro rapporti con l'ambiente; trovando quei fossili in un determinato sedimento, è più semplice dedurre, dalla loro presenza, il tipo di ambiente al momento della loro morte.

I fossili caratteristici di un dato ambiente sono indicatori dell'ambiente stesso. Essi sono definiti **fossili di facies**. La **facies** è il complesso di fattori organici ed inorganici di un sedimento che determinano la sua appartenenza ad una determinata categoria di ambiente. Per esempio un corallo è un fossile di facies, mentre non lo può essere uno squalo, in quanto è una specie cosmopolita, molto mobile e comune in più ambienti. A complicare le cose va rimarcato che certi organismi, presenti dal cambriano (era geologica iniziata 570 milioni di anni fa) ad oggi, pur non avendo subito una evidente evoluzione morfologica, hanno modificato la loro biologia adattandosi in ambienti diversi. Un esempio è la lingula; essa appartiene al gruppo dei Brachiopodi, simili ai Molluschi Bivalvi, oggi presenti con poche specie marine e sessili, un tempo molto più diffusi. La lingula ha una distribuzione attuale limitata all'ambiente batiale; le indicazioni che ci provengono dagli studi paleontologici fanno ritenere che tale specie, nelle epoche geologiche passate, avesse una distribuzione molto più ampia. In questo caso la lingula, come fossile, è poco adatta ai fini di una ricostruzione paleoecologica.

In alcuni giacimenti si può rinvenire una grande quantità di fossili che permettono dettagliate ricostruzioni paleoambientali. Può essere così possibile determinare la profondità dei mari e le condizioni climatiche; infatti alcuni fossili sono considerati come veri e propri "termometri" geologici. Le ricostruzioni paleoambientali diventano invece molto difficili in presenza di fossili che non hanno riscontri con gli organismi attuali. Ancora più critiche sono le situazioni in cui non si trovano fossili; in tali casi si ricorre unicamente allo studio delle caratteristiche litologiche dei sedimenti. A volte si cerca di sfruttare l'eventuale presenza di *tracce*, cioè il prodotto di attività di organismi quali piste, gallerie, impronte, escrementi, fori, ecc.... oppure segni prodotti da fenomeni fisici quali forme dovute al moto ondoso o alle gocce di pioggia, solchi dovuti al trascinarsi di ciottoli, ecc.... Tali tracce servono per comprendere, per esempio, le direzioni preferenziali di antiche correnti marine, oppure indicano luoghi di provenienza di certi accumuli, ecc....

Esistono relazioni tra i caratteri litologici dei sedimenti e quelli ambientali del passato in cui si sono formati, tanto più difficile da individuare, quanto maggiori sono state le trasformazioni intervenute successivamente al momento della formazione. A tal proposito conviene ribadire che la *facies*, cioè l'insieme dei caratteri litologici (fisici e chimici) e paleontologici (tanatocenosi) caratteristici di un "ecosistema fossile", riflette le condizioni paleoambientali legate rispettivamente agli antichi biotopo e biocenosi. Il concetto di facies quindi evidenzia il fattore tempo (**fig. 2.5**). In sintesi È importante non confondere i concetti di ambiente (o di ecosistema) e di facies. Il primo è oggetto di studio dell'ecologia ed il secondo della paleoecologia ed in parte le relative tecniche di studio sono simili. Le facies rappresentano quanto è rimasto, dopo che nel tempo sono avvenuti processi di trasformazione (tra i quali la diagenesi) degli antichi ambienti.



2.5 - Stratigrafia e cronologia con i fossili

Esiste uno stretto rapporto tra i fossili ed il sedimento che li ingloba tanto che, in molti casi, sedimento e fossili si sono formati contemporaneamente e quindi nelle stesse condizioni ambientali. In alcuni casi questo rapporto non è verificabile, in quanto fenomeni geologici possono rimaneggiare una tanatocenosi per depositarla altrove. È dunque importante definire il rapporto sedimento/fossili. Come i resti organici, per trasformarsi in fossili, subiscono processi fisici e chimici, anche un sedimento, dopo la sua deposizione, è sottoposto ad una serie di mutamenti (**diagenesi**) che lo trasformano in una roccia sedimentaria. La sedimentazione è iniziata con la storia della Terra ed i sedimenti formano successioni di strati di spessore (potenza) variabile in funzione del tempo. Tali successioni di rocce vengono dette **serie stratigrafiche**. Esse, nei casi migliori, consentono di analizzare la successione degli eventi biologici a condizione che si riesca ad assegnare, a ciascuno di essi, una precisa datazione. In linea generale, per stabilire la serie cronologica dei sedimenti e delle loro associazioni fossili, occorre tenere conto dei **criteri stratigrafici**.

Un fiume trasporta materiale detritico in un lago o in un mare, dove avviene sedimentazione, insieme a resti organici. Sul fondo si accumula una “pila” di sedimenti che aumenta di spessore man a mano che se ne aggiungono di nuovi. Ciò avviene in tutti gli ambienti dove i processi di sedimentazione prevalgono su quelli di erosione. In una “pila” di strati ognuno è più recente di quello che sta sotto e più antico di quello che sta sopra (fig. 2.6). Questo, detto **criterio di sovrapposizione**, è valido se i sedimenti hanno mantenuto una giacitura orizzontale o debolmente inclinata (gli strati non devono aver mutato sostanzialmente la disposizione originaria dalla loro formazione). Tale criterio non è applicabile nelle zone interessate da fenomeni in grado di produrre piegamenti e scorrimenti di strati più antichi su altri più recenti (come si verifica soprattutto nelle catene alpine in cui l'ordine di sovrapposizione è spesso ribaltato). In tali casi è difficile stabilire correlazioni fra formazioni della stessa età (*isocrone*) di facies simili o diverse (*eteropiche*), perché se è importante “stimare” l'ambiente che ha determinato un certo deposito, è importante conoscere anche i caratteri degli ambienti vicini con i quali esistono relazioni.



Fig. 2.6 - Secondo il **criterio di sovrapposizione**, in una “pila” di sedimenti ognuno è più recente di quello che sta sotto e più antico di quello che sta sopra.

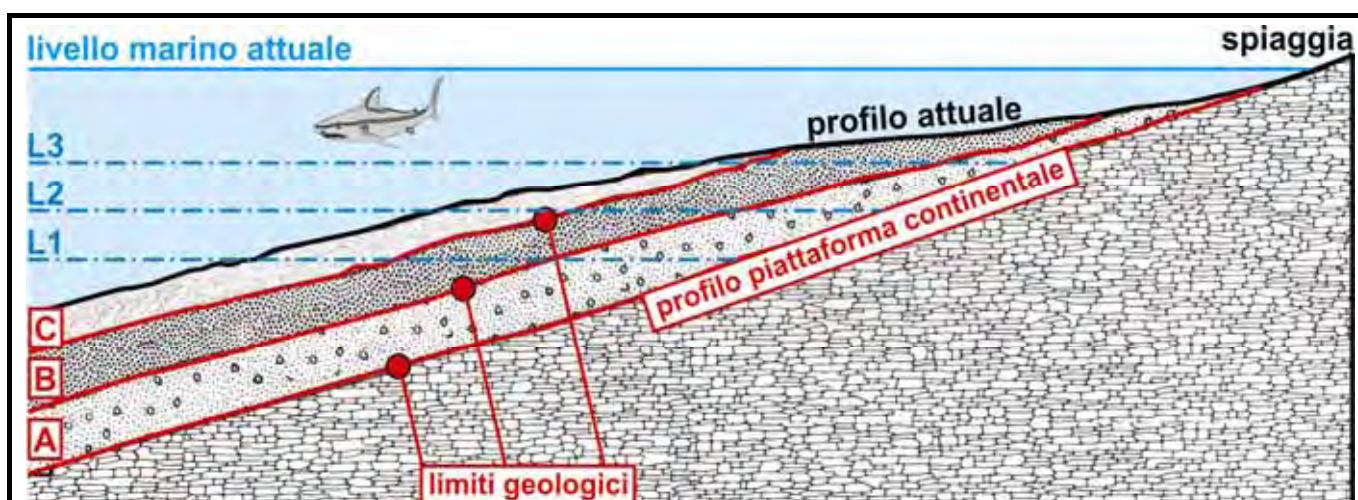


Fig. 2.7 - Le **trasgressioni marine** (il mare che avanza verso la terra ferma a causa, per esempio, dell'innalzamento del livello dell'acqua per la fusione dei ghiacci in una fase climatica più calda) comportano la formazione di depositi per i quali non vale il criterio della continuità laterale. I sedimenti detritici in ambiente costiero (A ÷ C) tagliano le linee isocrone (di uguale età) rappresentate dai livelli marini dal più antico (L1) a quelli, più recenti (L2 ed L3). Gli strati A ÷ C, quindi, sono sedimenti caratteristici di ambienti tipici di diverse profondità (a granulometria più fine verso il largo) ed i **limiti geologici** non sono coincidenti con le isocrone.

Uno strato, quando individuato (affiorante sul fianco eroso di una collina o sulla parete di una cava,...), in base ai suoi caratteristiche litologiche (composizione fisica e chimica) e paleontologiche (la tanatocenosi che contiene), può essere seguito semplicemente camminando finché affiora. Se mantiene inalterate le sue caratteristiche si può affermare che si tratta della stessa facies e presumibilmente della stessa età (**criterio di continuità laterale**). Anche questo criterio ha i suoi limiti, in quanto sono rari gli affioramenti per lunghi tratti ed inoltre ci sono facies che si sono spostate lateralmente durante la loro formazione. Pensiamo, per esempio, ai sedimenti che si accumulano in ambiente litorale in un certo momento della storia geologica. Se il livello marino si alza, quel tipo di ambiente si sposta in alto e così anche i sedimenti, pur conservando le stesse caratteristiche, anche se di età diverse (**fig. 2.7**).

Riconoscendo due formazioni senza continuità spaziale, distanti tra loro, ma con identici caratteri litologici, si può ipotizzare che abbiano la stessa età o che addirittura si tratti della stessa formazione (**fig. 2.8**). L'applicazione di questo che viene detto **criterio di identità litologica**, va fatta con molta cautela, perché se è vero che le caratteristiche fisiche e chimiche dei sedimenti dipendono da quelle dell'ambiente in cui si sono formati, è anche vero che in zone diverse ed in epoche tra loro anche lontane, vi possono essere stati ambienti analoghi.

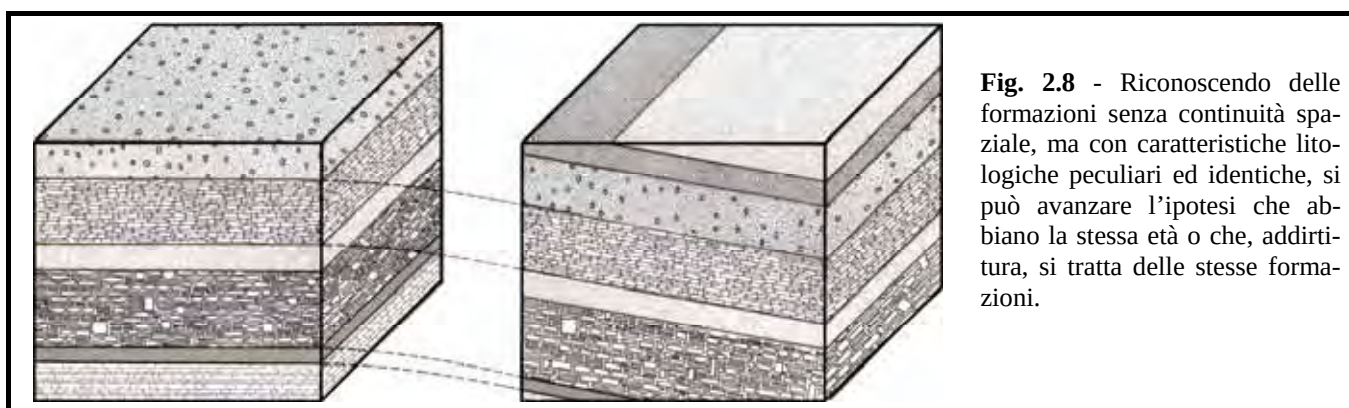


Fig. 2.8 - Riconoscendo delle formazioni senza continuità spaziale, ma con caratteristiche litologiche peculiari ed identiche, si può avanzare l'ipotesi che abbiano la stessa età o che, addirittura, si tratta delle stesse formazioni.

Esistono organismi, tuttora viventi, che sono stati rinvenuti, come fossili, in rocce molto antiche. Abbiamo precedentemente citato, quale esempio, la lingula, caratterizzata da un'ampia distribuzione verticale. I fossili hanno generalmente una distribuzione verticale limitata e rappresentano ciò che resta di organismi che hanno vissuto per un tempo breve, tanto che i sedimenti possono essere identificati e datati in base ai fossili che contengono. Alcuni di tali organismi (**fossili guida**) si prestano bene per l'applicazione del **criterio paleontologico**. I fossili guida, per essere tali, devono avere una *distribuzione verticale limitata* (hanno avuto una rapida evoluzione), una *ampia distribuzione geografica* (sono così possibili correlazioni su grandi distanze; **fig. 2.9**) ed una *alta frequenza* (elevato numero di esemplari). Sono, in genere, organismi marini; in ambienti continentali le possibilità di fossilizzazione sono scarse, anche con popolazioni numerose. Inoltre gli organismi marini hanno maggiori possibilità di diffondersi per la più facile comunicazione fra i mari.

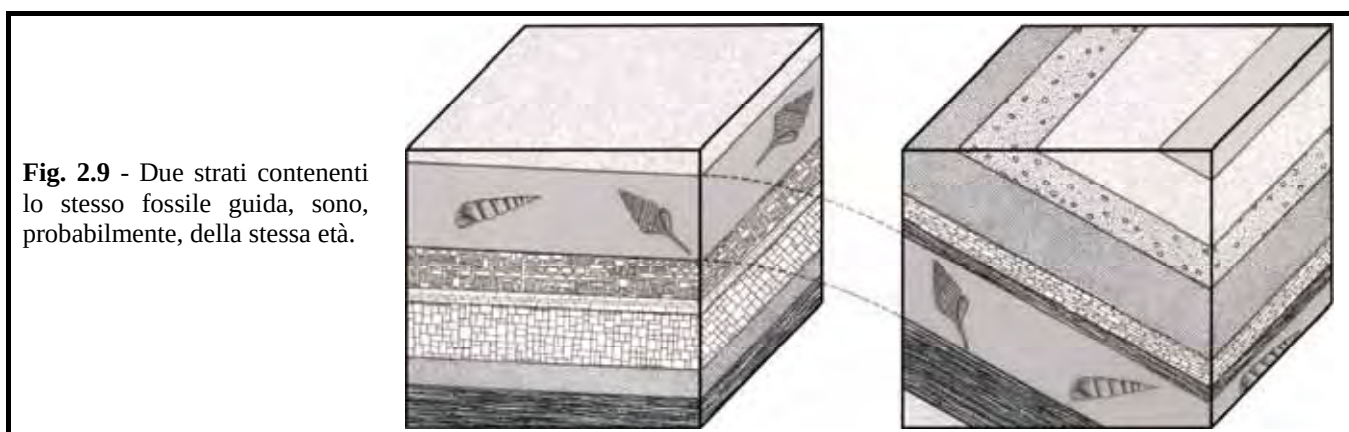


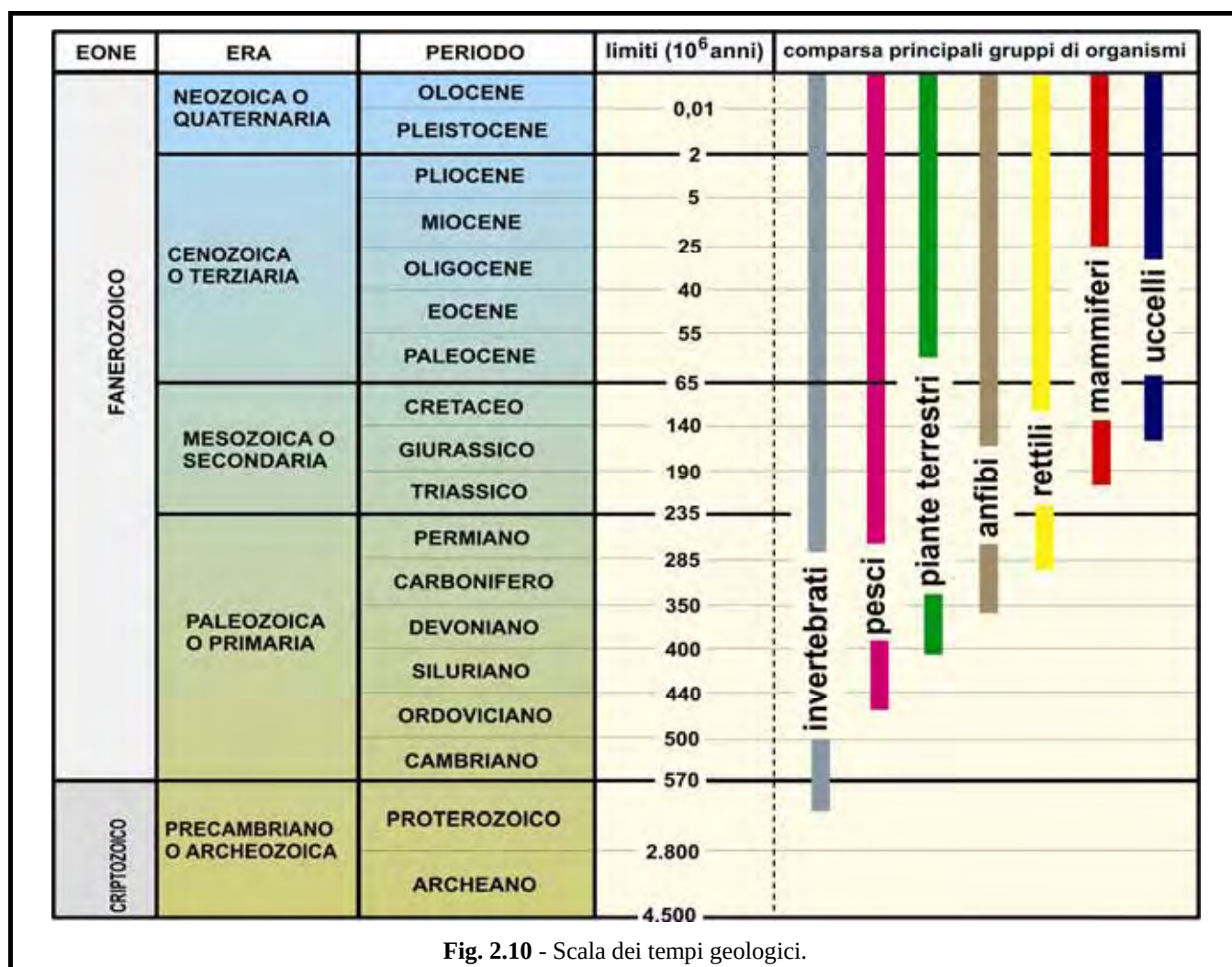
Fig. 2.9 - Due strati contenenti lo stesso fossile guida, sono, probabilmente, della stessa età.

Anche l'applicazione del criterio paleontologico comporta talvolta delle difficoltà. Negli ambienti continentali prevale il disfacimento degli agenti esogeni, che possono agire su materiali costituiti da depositi formati in epoche precedenti in bacini di accumulo (laghi, mari,...) e quindi contenenti fossili. Questi possono essere "strappati" dagli agenti erosivi e trascinati dalle acque dilavanti nei fiumi quindi nei laghi e nei mari dove si depositano sul fondo per essere inglobati in un nuovo sedimento. È un fenomeno che si verifica oggi come in passato per cui possono essere seppelliti in un sedimento resti di organismi autoctoni (rappresentativi

dell'ambiente in cui sono vissuti), alloctoni (giunti dopo un trasporto post-mortale, della stessa età, ma di altri ambienti) e fossili *rimaneggiati* (non solo rappresentativi di altri ambienti, ma anche di altre età).

Il paleoecologo, quando si appresta ad analizzare una tanatocenosi, deve individuare queste tre grandi categorie, considerare i fossili autoctoni per la ricostruzione dell'ambiente passato, i fossili alloctoni per individuare le relazioni con gli ambienti vicini ed escludere i fossili rimaneggiati. Questi ultimi si possono riconoscere perché, in molti casi, si presentano abrasati e più frantumati, avendo subito una fase di trasporto; oppure sono di un ambiente incompatibile con la facies in studio e con quelle vicine. Questi ed altri elementi sono considerati per riconoscere i fossili rimaneggiati che potrebbero, tra l'altro, portare ad includere anche quelli alloctoni che, oltre a provenire da ambienti diversi, avendo subito un trasporto post-mortale, possono presentare anch'essi segni di trasporto. Il sistema più sicuro per operare questa distinzione è quello, quando possibile, di considerare l'età; se nella tanatocenosi sono rappresentati fossili di età diverse è evidente che quelli rimaneggiati sono i più antichi, mentre sono quelli più recenti ad indicare l'età del sedimento.

I fossili permettono la datazione relativa delle rocce che li contengono, per stabilire se uno strato è più vecchio o più giovane di altri sopra o sottostanti ad esso, quando siano accertate evidenti difficoltà nell'applicare il criterio di sovrapposizione. Occorre però precisare che i fossili, inclusi in sedimenti di età diverse, rappresentano l'evoluzione degli organismi così come si è succeduta nel tempo. Il fattore evoluzione può limitare l'utilizzazione pratica in senso cronologico. Non tutti i gruppi vegetali ed animali hanno subito trasformazioni evolutive in periodi di tempo paralleli e confrontabili (si pensi agli esempi di convergenza) in conseguenza soprattutto delle limitazioni ambientali.



Quando si tenta di correlare zone biogeografiche distanti tra loro (es. Europa e America), i fattori evolutivi sono da tenere ben presenti. A causa di barriere geografiche instauratisi con la "deriva dei continenti", da un certo punto in avanti interi gruppi sistematici hanno avuto storie evolutive indipendenti: ad un fossile europeo non necessariamente ne corrisponde uno simile in America. Oppure certi gruppi sistematici estinti precocemente su un continente, hanno continuato a sussistere per tempi più lunghi in altre zone del pianeta. A grande scala, sia i fenomeni che hanno portato all'estinzione diffusa in tutto il globo di interi gruppi, sia quelli che hanno

determinato il successo di altri, sono presi come limiti nella scala cronostratigrafica. Infine bisogna considerare la necessità di fornire, quando possibile, datazioni assolute dei reperti inclusi nei sedimenti e spesso ciò è possibile con le **datazioni radiometriche** (scheda 2.4) che forniscono riferimenti molto utili anche per le datazioni relative.

2.6 - Scala del tempo geologico

I tempi geologici sono ripartiti in divisioni di primo ordine, dette **ere** (**archeozoica**, **paleozoica**, **mesozoica**, **cenozoica** e **neozoica**; fig. 2.10), delimitate da tempi ben precisi; per esempio l'inizio dell'era paleozoica è 570 milioni di anni fa, mentre il suo limite superiore corrisponde a 235 milioni di anni fa. Gli insiemi delle rocce che si sono formate in questi intervalli di tempo costituiscono gli **eratem**. Le ere vengono divise in **periodi**; per esempio l'era mesozoica comprende i periodi triassico, giurassico e cretaceo. A queste divisioni cronologiche corrispondono quelle stratigrafiche (i depositi formati in quegli intervalli di tempo) dette **sistemi**. Per esempio all'intervallo di tempo dell'oligocene corrisponde il sistema oligocenico, costituito dai materiali formati in quello stesso intervallo. I periodi sono divisi in **epoche**; per esempio il periodo triassico è diviso in epoche inferiore, media e superiore ed i terreni corrispondenti ad essi vengono denominati **serie**. Le epoche vengono divise in **età**, mentre i corrispondenti terreni vengono detti **piani**. Infine le età sono divise in **tempi** ed i sedimenti ad essi riferibili in **sottopiani** (tab. 2.1). Spesso si usa il termine **eone** per indicare due grandi tempi geologici, rispondenti alla storia della Terra anteriore e successiva al Cambriano. Nei terreni del più antico (**criptozoico**) non vi sono quasi tracce di vita; nei terreni del (**fanerozoico**) i fossili sono, in generale, abbondanti (fig. 2.11).

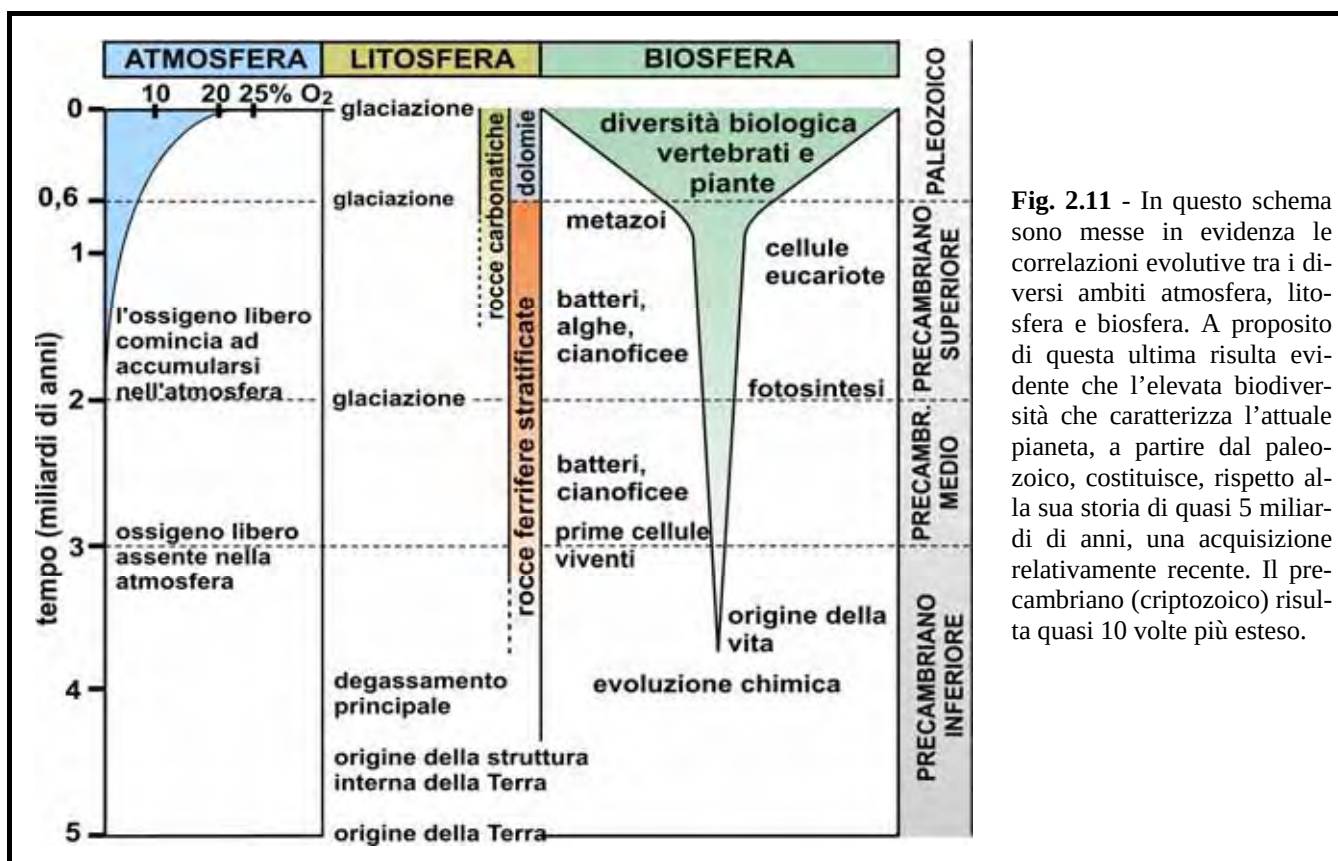


Fig. 2.11 - In questo schema sono messe in evidenza le correlazioni evolutive tra i diversi ambiti atmosfera, litosfera e biosfera. A proposito di questa ultima risulta evidente che l'elevata biodiversità che caratterizza l'attuale pianeta, a partire dal paleozoico, costituisce, rispetto alla sua storia di quasi 5 miliardi di anni, una acquisizione relativamente recente. Il precambriano (criptozoico) risulta quasi 10 volte più esteso.

Le denominazioni delle unità geocronologiche hanno origini diverse. Cretaceo deriva dal nome di una formazione (*crate* in francese e *chaik* in inglese) di calcari biancastri, ricchi di fossili, con noduli di selce, che affiorano nel bacino di Parigi e nell'Inghilterra meridionale (le bianche scogliere di Dover). Giurassico deriva dalla catena del Giura (Francia - Svizzera - Germania). Il sistema triassico viene detto in tal modo in quanto, in tutta l'Europa, è diviso in tre parti: una prima di origine continentale in basso (arenarie di ambiente desertico), una intermedia di origine marina (calcari conchigliari) ed una superiore lagunare (marne, gessi, depositi di sale). Permiano deriva dal distretto russo di Perm, ai piedi degli Urali, dove le rocce di questo sistema sono molto sviluppate e ricche di fossili. Le rocce del sistema del carbonifero, sia in Europa, sia in America, sono frequentemente ricche di carbon fossile. Devoniano deriva dalla contea di Devonshire (Inghilterra), dove il corrispondente sistema fu individuato e studiato per la prima volta. Siluriano ha origine dai siluri, una tribù dell'età preistorica del Galles. Cambriano deriva dalla tribù dei Cambri, nello stesso Galles, dove il sistema è stato studiato per la prima volta.

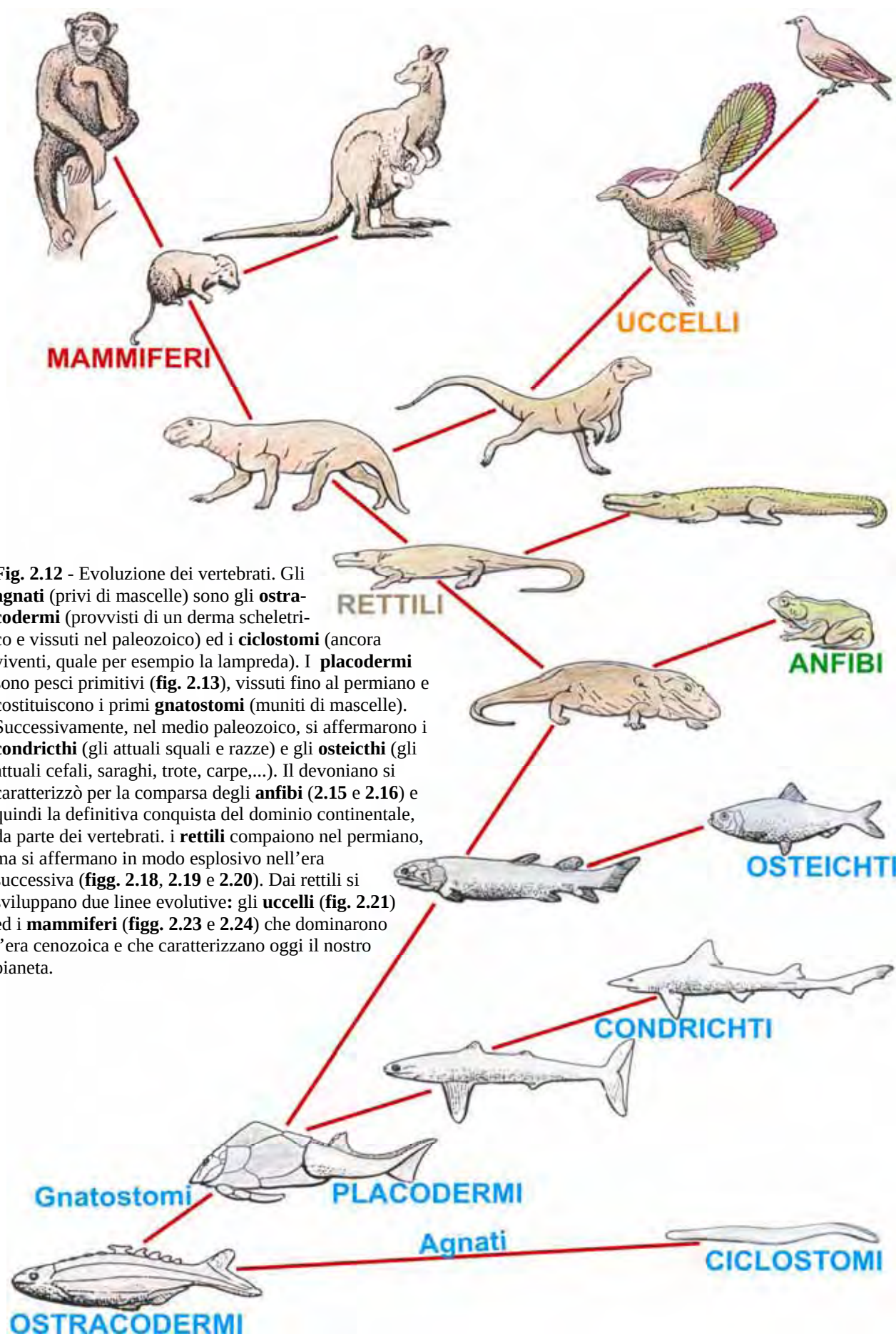


Fig. 2.12 - Evoluzione dei vertebrati. Gli **agnati** (privi di mascelle) sono gli **ostracodermi** (provvisi di un derma scheletrico e vissuti nel paleozoico) ed i **ciclostomi** (ancora viventi, quale per esempio la lampreda). I **placodermi** sono pesci primitivi (fig. 2.13), vissuti fino al permiano e costituiscono i primi **gnatostomi** (muniti di mascelle). Successivamente, nel medio paleozoico, si affermarono i **condricthi** (gli attuali squali e razze) e gli **osteicthi** (gli attuali cefali, saraghi, trote, carpe,...). Il devoniano si caratterizzò per la comparsa degli **anfibi** (2.15 e 2.16) e quindi la definitiva conquista del dominio continentale, da parte dei vertebrati. i **rettili** compaiono nel permiano, ma si affermano in modo esplosivo nell'era successiva (figg. 2.18, 2.19 e 2.20). Dai rettili si sviluppano due linee evolutive: gli **uccelli** (fig. 2.21) ed i **mammiferi** (figg. 2.23 e 2.24) che dominarono l'era cenozoica e che caratterizzano oggi il nostro pianeta.

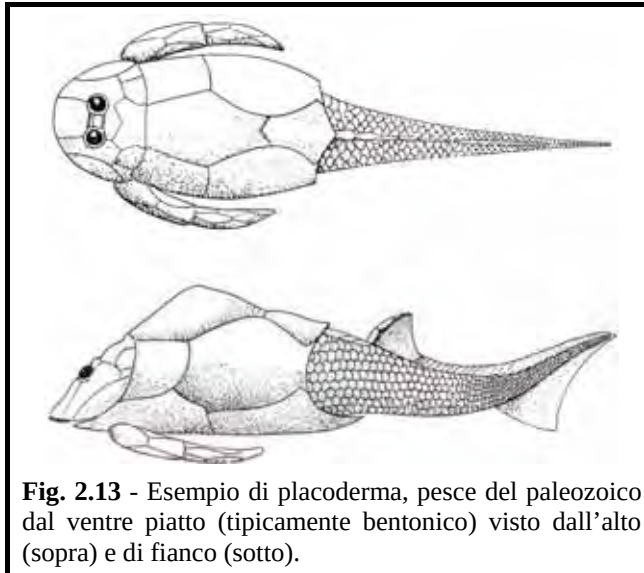


Fig. 2.13 - Esempio di placoderma, pesce del paleozoico dal ventre piatto (tipicamente bentonico) visto dall'alto (sopra) e di fianco (sotto).

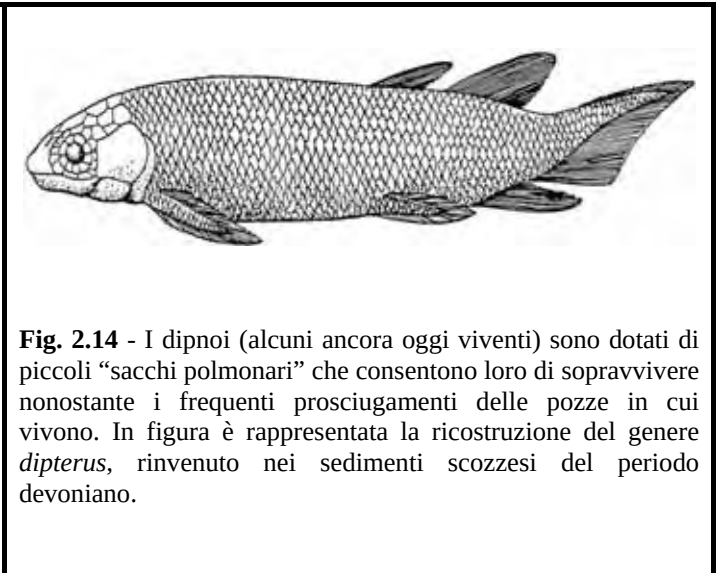


Fig. 2.14 - I dipnoi (alcuni ancora oggi viventi) sono dotati di piccoli "sacchi polmonari" che consentono loro di sopravvivere nonostante i frequenti prosciugamenti delle pozze in cui vivono. In figura è rappresentata la ricostruzione del genere *dipterus*, rinvenuto nei sedimenti scozzesi del periodo devoniano.

2.7 - Era archeozoica

grado	unità geocronologica	Unità stratigrafica
primo ordine	era	eratesta
secondo ordine	periodo	sistema
terzo ordine	epoca	serie
quarto ordine	età	piano
quinto ordine	tempo	sottopiano

Tab. 2.1 - Correlazione tra unità geocronologiche e stratigrafiche.

I fossili più antichi sono tracce di vita di un passato molto lontano, oltre due miliardi di anni fa e si riferiscono ad organismi privi di parti dure e quindi con scarse possibilità di conservarsi. Sono stati riconosciuti corpi algali sferoidali, stromatoliti (resti calcarei, probabilmente di origine algale) e strutture filamentose in rocce di $3,2 \cdot 10^9$ anni in Sud Africa. Poco meno antiche sono le selci di Fig Tree (Sud Africa), nelle quali si sono rinvenute tracce

di batteri. In selci presenti in rocce di circa $2 \cdot 10^9$ anni, nella regione canadese del Lago Superiore, sono state rinvenute tracce di cianofite e batteri. Nel 1980 vennero scoperti resti che vengono attualmente ritenuti i più antichi; si tratta probabilmente di batteri filiformi rinvenuti in una roccia sedimentaria australiana, vecchia di $3,4 \cdot 10^9$ anni. È possibile che, andando più indietro nella storia della Terra, non vi siano più tracce di vita; oltre tutto le rocce più antiche che si conoscono (Groenlandia) hanno un'età di $3,9 \cdot 10^9$ anni ed in esse non si sono rinvenuti fossili, mentre l'età della Terra può essere stimata in $4,5 \cdot 10^9$ anni. Pertanto si può ipotizzare che intorno a $3,5 \cdot 10^9$ di anni fa vi fossero le condizioni per la formazione di cellule vere e proprie, seppure molto primitive.

Nell'intervallo $3,5 \div 3 \cdot 10^9$ anni di anni fa, si affermarono le prime cellule procariote, simili alle attuali cianofite e batteri, con regione nucleare poco evidente e priva di una membrana; anaerobi (l'ossigeno non era ancora presente allo stato libero) eterotrofi o chemiosintetici. I primi organismi fotoautotrofi (capaci di produrre sostanza organica utilizzando, come fonte di energia, la luce solare), che dovevano essere ancora procarioti tipo le cianofite, probabilmente consentirono la produzione di ossigeno allo stato libero che successivamente passò all'atmosfera. Questo passaggio dell'evoluzione microbiologica, nell'intervallo $3 \div 2,5 \cdot 10^9$ anni fa, segnò un momento importante della storia della vita. L'ossigeno degli strati più alti dell'atmosfera, sotto l'azione dei raggi ultra violetti (U.V.) di origine solare, si trasformò in parte in ozono costituendo la cosiddetta "ozonosfera" che, a sua volta, formò una barriera capace di impedire agli stessi U.V. di giungere in dosi eccessive sulla superficie della Terra. Prima della formazione della barriera di ozono la vita era possibile solo nei mari e ad una certa profondità, in quanto in superficie l'azione dei raggi U.V. risultava ancora efficace. Successivamente si instaurarono le condizioni per la colonizzazione delle terre emerse.

Tali considerazioni sono solo supposizioni, in quanto non si hanno tracce fossili di questi possibili eventi. Quegli organismi non possedevano parti dure, con buona possibilità di conservarsi nel tempo; sono piuttosto rari gli ambienti continentali dove prevale la sedimentazione con buone condizioni di conservazione di resti di organismi; inoltre troppo lungo è l'intervallo (miliardi di anni) affinché tracce di vita abbiano potuto conservarsi in rocce che hanno subito profonde trasformazioni in seguito alle vicende geologiche che hanno coinvolto il nostro pianeta. La

presenza dell'ossigeno consentì l'affermarsi del processo metabolico che permette, ancora oggi, il miglior utilizzo energetico della sostanza organica: la respirazione aerobica.



Fig. 2.15 - Tra i grandi anfibi più adatti all'ambiente terrestre, viventi alla fine del paleozoico, merita citare il gruppo dei Rachitomi.

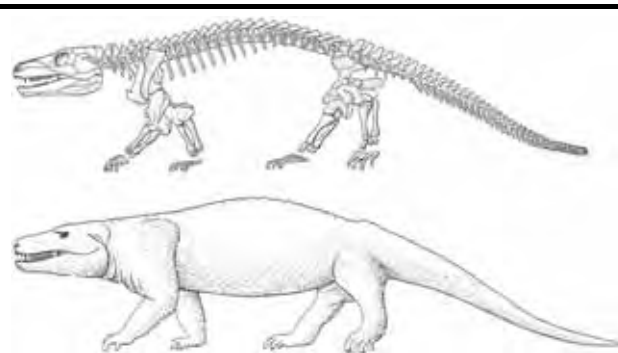


Fig. 2.16 - Nel tardo paleozoico vivevano grandi anfibi predatori fra i quali, per esempio, il *Seymouria* (scheletro e ricostruzione).

Non è chiaro quando si verificò l'affermazione degli organismi eucarioti (cellule con nucleo ben differenziato e membrane interne). Tutti gli organismi attuali, ad eccezione dei batteri e delle cianofitiche, sono costituiti da cellule eucariote. Attualmente non si hanno prove certe che organismi eucarioti esistessero anteriormente ad un miliardo di anni fa e solo verso la fine del precambriano, circa 700 milioni di anni fa, la vita ha iniziato a differenziarsi in modo significativo, dando origine ad organismi complessi, pluricellulari, alcuni dei quali con forme simili a quelle attualmente esistenti, altri con morfologie ormai scomparse.



Fig. 2.17 - Ricostruzione di *Calamites*, un equisetide vivente nel permiano. Ancora attualmente vivono equisetidi, seppure meno diffusi e di ridotte dimensioni.

Le aree di affioramento degli eretmi archeozoici sono denominate *scudi*: penisola scandinava, due terzi del Canada (intorno alla baia di Hudson), Siberia, Africa, parte dell'Arabia, Brasile, India, Antartide e Ucraina. Su tali rocce possono poi sovrapporsi materiali sedimentari di origine meno antica. In Italia sono quasi certamente archeozoici i massicci ercinici delle Alpi, come l'Argentera ed il Monte Bianco. Forse rocce dell'archeozoico sono presenti anche nel massiccio calabrese. L'archeozoico del territorio italiano è poco rappresentato, in quanto è geologicamente molto più giovane.

2.8 - Era paleozoica

La vita, così scarsamente rappresentata nell'archeozoico, ebbe un improvviso e rigoglioso sviluppo a partire dal **cambriano**. Nei mari comparve una grande varietà di forme: alghe, Artropodi, Brachiopodi, Spugne, Celenterati (coralli, idre, anemoni), vermi, Molluschi, Echinodermi (ricci, stelle di mare), Trilobiti. Nell'**ordoviciano**, continuarono a prevalere le forme acquatiche e comparvero i primi vertebrati (Pesci; **figg. 2.12, 2.13 e 2.14**), mentre nel **siluriano** si affermarono le prime vere piante acquatiche e Pesci ben strutturati.

Il **Devoniano** segnò la conquista della terra ferma con la comparsa dei primi Anfibi (**figg. 2.15 e 2.16**), Insetti e ragni. Nei mari comparvero gli squali primitivi (placodermi, lunghi 10 m) con pelle costituita da robuste placche sovrapposte. Nel **carbonifero** le terre emerse, grazie ad un clima caldo e umido, si copirono di grandi e rigogliose foreste con alberi a squame, con felci arboree, equisetidi (**fig. 2.17**) e con le prime conifere. Da questi grandi ammassi di materiali organici derivarono i depositi di carbon fossile in Francia, Belgio, Inghilterra, Stati Uniti,... Nel **permiano** infine comparvero le prime forme assimilabili ai dinosauri che caratterizzarono l'era successiva, ma contemporaneamente scomparirono molti gruppi di invertebrati marini.

In Italia sono presenti rocce cambriane in Sardegna (calcari, arenarie, filladi con Trilobiti e Brachiopodi). Il siluriano ed il devoniano, oltre che in Sardegna, sono diffusi nelle Alpi Carniche (imponenti masse carbonatiche che raggiungono una potenza anche di 1.000 m e che danno origine alle rupi calcaree dall'aspetto simile a quello delle Dolomiti). Nelle Alpi Carniche sono anche presenti rocce del carbonifero e del permiano, ma depositi permiano - carboniferi si trovano in altre zone delle Alpi,

in Toscana (isola d'Elba), in Lucania, in Sicilia e in Sardegna. In genere sono rocce sedimentarie continentali (conglomerati ed arenarie), spesso di colore rossastro, di ambienti fluviali o di climi aridi.

2.9 - Era mesozoica

L'era mesozoica rappresenta un intervallo di transizione fra l'era paleozoica caratterizzata dall'esplosione della vita e dalla comparsa dei vertebrati, ma con forme primitive e l'era successiva, durante la quale si affermarono forme di vita ormai molto simili a quelle attuali. Il mesozoico, ad eccezione della sua parte più antica, fu caratterizzato da un generale aumento del livello marino che raggiunse il suo massimo verso la fine dell'era.

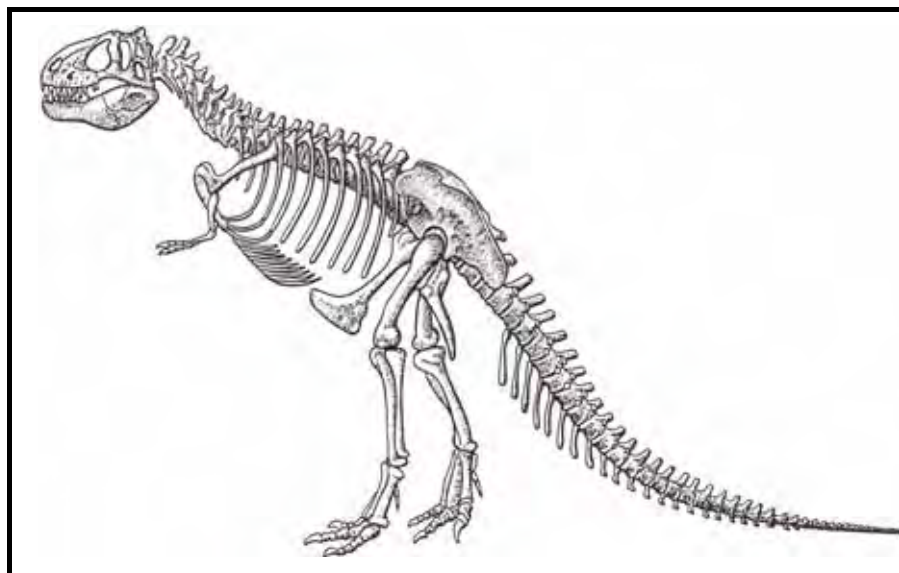


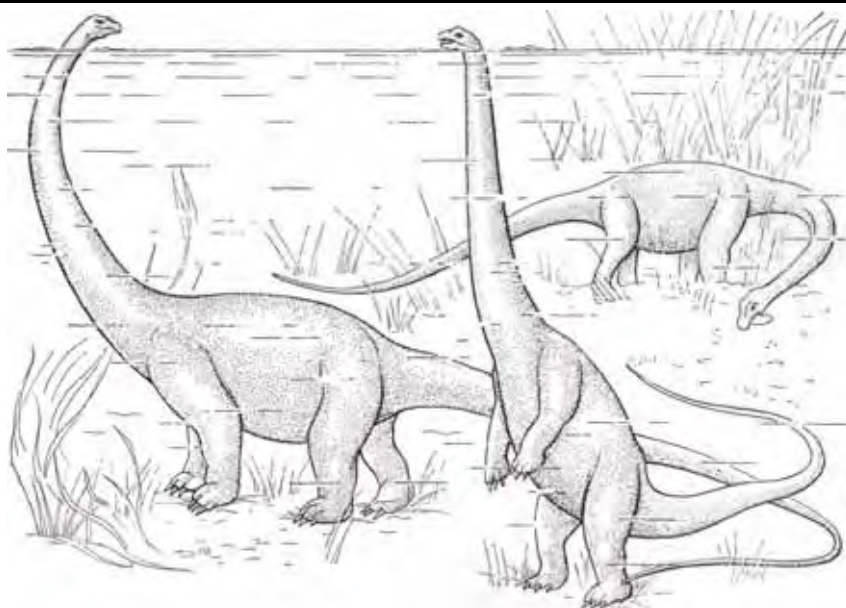
Fig. 2.18 - Fra i dinosauri più noti al grande pubblico è il *Tyrannosaurus rex* (cretaceo), predatore che misurava 6 m di altezza e 15 m di lunghezza; il cranio, da solo, era lungo quasi un metro e mezzo.



Il *Nautilus* attuale.

Del **triassico** sono le prime impronte dei dinosauri; comparvero grandi Rettili marini quali l'ittiosauro, accanto alle forme più primitive dei Mammiferi. Il **Giurassico** segnò la massima diffusione dei dinosauri (**figg. 2.18, 2.19 e 2.20**), la comparsa dei primi Uccelli (**fig. 2.21**) ed il grande sviluppo delle ammoniti; queste sono Molluschi Cefalopodi dotati di conchiglia avvolta a spirale, con due paia di branchie, di atri e di reni; di questo gruppo oggi sopravvive una sola specie, il *Nautilus pompilius*.

Fig. 2.19 - Fra i Sauropodi (cretaceo inferiore) si conoscono le forme continentali più gigantesche del regno animale. Gli arti dovevano essere, in molti casi, insufficienti a sostenere un corpo del peso di alcune decine di tonnellate; si pensa quindi che queste forme si muovessero prevalentemente entro l'acqua. L'immagine presenta una ricostruzione ambientale di *Helopus zdanskyi*.



Nel **cretaceo**, dopo l'affermazione delle gimnosperme (piante superiori con ovuli e semi nudi, tra le quali le conifere e le Ginkyoali; **fig. 2.22**), comparvero le prime piante con i fiori. Ciò che caratterizzò questo periodo è la storia biologica nella sua ultima parte.

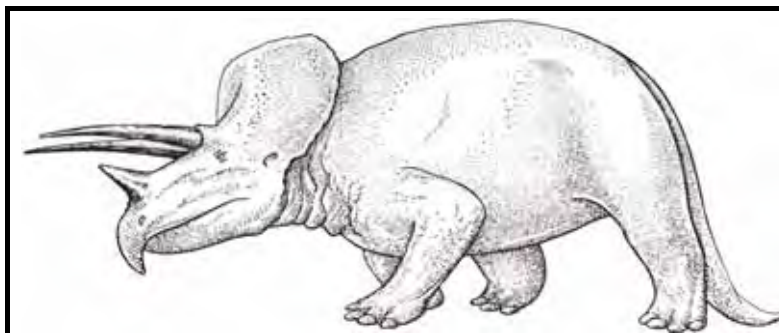


Fig. 2.20 - I Ceratopsidi erano ovipari e di essi si sono trovati, in Mongolia, numerosi nidi con ricche serie di uova. Alla fine del cretaceo dovevano essere i rettili più diffusi e comuni.

Fig. 2.21 - Secondo alcune ipotesi l'immediato progenitore degli Uccelli sarebbe stato un quadrupede ed arboricolo; per esempio un Tecodontide corridore (in basso), attraverso l'ipotetico stadio intermedio arboricolo (in mezzo), fino a quello finale di volatore (in alto).



Fig. 2.22 - La *Ginkgo biloba* è l'unica specie attualmente vivente del gruppo delle Ginkgoali, piante appartenenti alle gimnosperme (con ovuli e semi nudi). Pianta ornamentale originaria della Cina, viene considerata una sorta di fossile vivente, in quanto immutata fin dal primo mesozoico. Il termine *biloba* deriva dalla caratteristica forma della foglia.

Così come il permiano terminò con la scomparsa di molte forme di vita, allo stesso modo il cretaceo ebbe termine con l'estinzione di numerosi gruppi fra i quali i grandi Rettili. I passaggi da un'era a quella successiva comportano profonde e repentine (in pochi milioni di anni) trasformazioni della composizione delle cenosi che popolavano la Terra. Si è stimato che, alla fine del Cretaceo, si estinsero circa il 75 % delle specie allora presenti. Per spiegare tali improvvise scomparse di numerosi gruppi sistematici si sono proposte diverse teorie che hanno innescato un vivace dibattito tra chi sostiene cause catastrofiche ed anche extraterrestri (caduta di un grande asteroide, impatto con una grande cometa,

ta,...) e quelli che propongono processi più gradualmente e di origine strettamente terrestre quali, per esempio, le variazioni climatiche.

In Italia i terreni mesozoici sono più frequenti rispetto a quelli dell'era precedente; spesso sono rocce carbonatiche. Il triassico è caratteristico della Regione Dolomitica, dove le montagne (Marmolada, Sassolungo, Catinaccio, Tofane, Pelmo, Civetta,...) sono costituite da calcari e dolomie. Il sistema triassico affiora anche in Lombardia (Grigne), nelle Apuane ed in altre regioni: Toscana, Lucania, Sicilia. Il giurassico caratterizza buona parte delle Prealpi Venete e Lombarde (Monte Grappa, Altopiano dei Sette Comuni, Lessini, Monte Baldo, Monti di Brescia, Monte Albenza,...), mentre nell'Appennino tale sistema è presente con calcari (Dorsale Marchigiana, Gran Sasso, Maiella) e con i famosi marmi di Carrara (Apuane). Nell'Appennino ligure ed in certe zone delle Alpi, il giurassico è rappresentato da estese masse di ofioliti, rocce costituenti antichi brandelli di crosta oceanica. Il cretaceo è presente più o meno nelle stesse zone del precedente sistema, con calcari bianchi (maiolica) e rossi

(scaglia rossa), a cui bisogna aggiungere le facies di scogliera a coralli e rudiste del Friuli, dell'Italia centrale e del Gargano e le torbiditi dell'Appennino.

2.10 - Era cenozoica

Il termine cenozoico deriva dal greco *cainon* (= recente) e *zoon* (=vivente), in quanto durante tale era ebbero grande sviluppo organismi ormai simili a quelli attuali, in particolare gimnosperme (piante a semi nudi, oggi costituenti pini, larici, abeti,...), Angiosperme (piante con fiori), Uccelli e Mammiferi. L'era cenozoica (65 milioni di anni) è suddivisa in cinque periodi: **paleocene, eocene, oligocene, miocene e pliocene**.

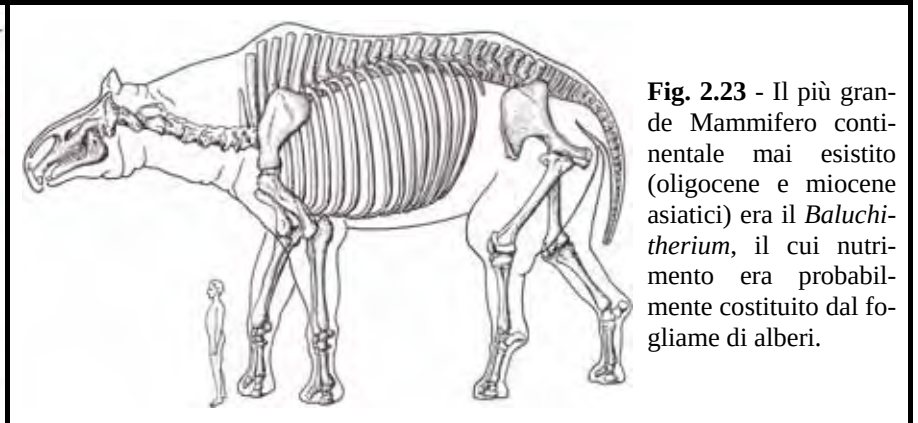
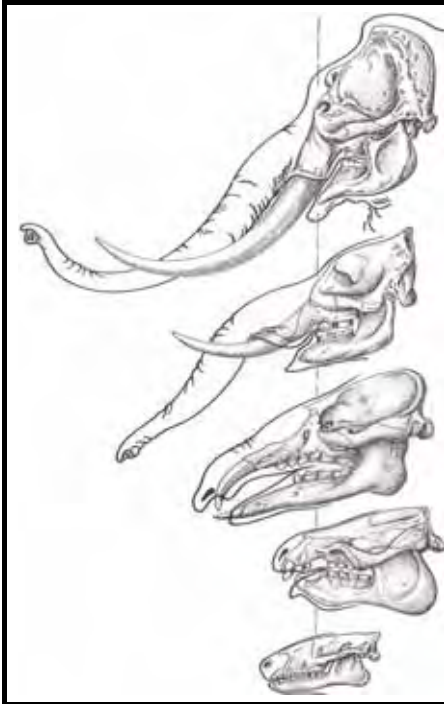


Fig. 2.23 - Il più grande Mammifero continentale mai esistito (oligocene e miocene asiatici) era il *Baluchitherium*, il cui nutrimento era probabilmente costituito dal fogliame di alberi.

Fig. 2.24 - Una delle serie filetiche più interessanti del tardo cenozoico è quella dei Proboscidei. In particolare si passa dal più primitivo *Phenacodus* (in basso) fino al genere attuale *Elephas*. Si osserva la progressiva regressione delle ossa nasali, lo sviluppo della proboscide, i cambiamenti della dentatura e nelle proporzioni del cranio.

Tipici organismi di questa era sono i nummuliti, Protozoi foraminiferi le cui conchiglie hanno dato luogo a potenti sedimenti marini. Nella parte più antica ebbero grande diffusione i Molluschi (Lamellibranchi e Gasteropodi) Pesci e Uccelli. Ma è la grande diffusione dei Mammiferi (**figg. 2.23 e 2.24**) che caratterizza il cenozoico, così come i Rettili dominarono l'era mesozoica. Inizialmente si trattava di piccoli Mammiferi, quali insettivori, roditori, marsupiali,... quindi comparvero bovini, giraffe, ippopotami,...

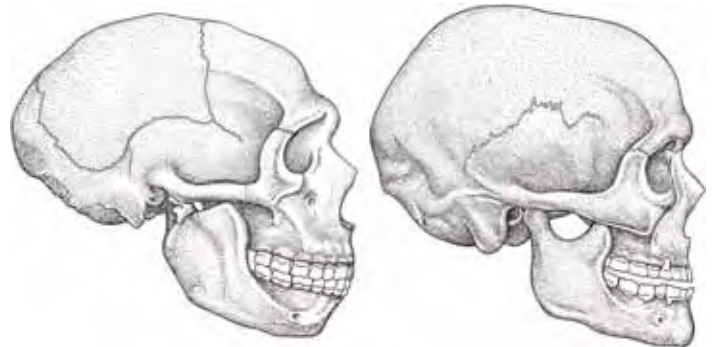


Fig. 2.25 - Cranio di *Homo neandertalensis* (a sinistra) e dell'*Homo sapiens* di Cro-Magnon (a destra).

Nel Mediterraneo attuale il bilancio idrico è negativo; in altri termini la perdita d'acqua per evaporazione non è compensata dall'apporto delle acque continentali. Il livello è garantito dal contributo delle acque dall'oceano Atlantico attraverso lo stretto di Gibilterra. Alla fine del miocene probabilmente si determinò la chiusura dell'ancestrale passaggio che garantiva l'apporto di acque oceaniche. Si presume che in un intervallo di tempo dell'ordine di 100.000 anni il Mediterraneo si prosciugò comportando l'accumulo di depositi evaporitici (salgemma, gessi,...). Successivamente quello che doveva essere il primitivo stretto di Gibilterra si riaprì consentendo nuovamente il riempimento del mare.

In Italia i sistemi terziari sono molto diffusi, tra i quali le torbiditi dell'Appennino toscano - emiliano ed i calcari di mare poco profondo delle Prealpi venete, dove si trovano i giacimenti eocenici di Bolca, ricchi di fossili di Pesci, coccodrilli, palme, ecc... Gran parte delle montagne (Alpi e Appennini) si sono formate durante il cenozoico e sono diffuse rocce di origine vulcanica.

2.11 - Era neozoica

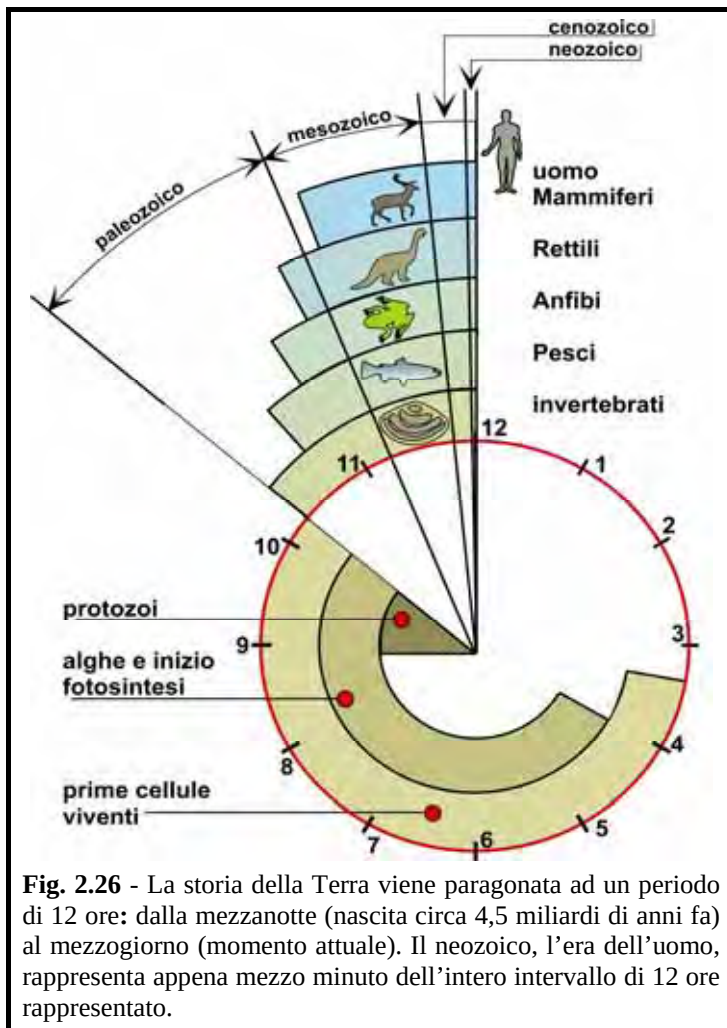


Fig. 2.26 - La storia della Terra viene paragonata ad un periodo di 12 ore: dalla mezzanotte (nascita circa 4,5 miliardi di anni fa) al mezzogiorno (momento attuale). Il neozoico, l'era dell'uomo, rappresenta appena mezzo minuto dell'intero intervallo di 12 ore rappresentato.

Il termine neozoico deriva dal greco *neon* (= nuovo) e *zoon* (=vivente), in quanto i gruppi di organismi che lo caratterizzano sono, per forme e varietà, simili a quelle attuali. Con riferimento alla comparsa dell'uomo, il limite inferiore potrebbe essere poco meno di due milioni di anni fa. Oppure, utilizzando criteri climatici si potrebbe porre tale limite a $\sim 3,1 \cdot 10^6$ di anni fa, coincidente con le più antiche morene della Sierra Nevada (California). L'era cenozoica è troppo breve per una divisione in periodi. Tuttavia si usa distinguere il **pleistocene** dall'**olocene**, con il termine l'ultima glaciazione quaternaria, ~ 12.000 anni fa.

Uno dei caratteri di questa era è l'affermazione della specie umana. LINNEO (1476) affermava: "fino ad oggi, in quanto naturalista, io non sono riuscito a scoprire alcun carattere che valga a distinguere l'uomo dalle grandi scimmie... vi è però nell'uomo qualcosa che non si vede, da cui deriva la conoscenza di noi stessi". Da allora la scienza ha compiuto notevoli progressi ed oggi sappiamo molto di più, ma ancora troppo poco. Il primo ominide (il *Rampithecus*) comparve già nel miocene; in seguito durante quel periodo si diffusero gli antropomorfi e circa 7/8 milioni di anni fa si distinsero gli ominidi.

Un'ulteriore evoluzione è risultata dalla scoperta di *Australopithecus afarensis* in Etiopia e delle impronte di Laetoli in Tanzania; probabilmente, più di tre milioni e mezzo di anni fa gli ominidi primitivi si evolsero in Africa. Fossile simile è

Ho-mo habilis, cacciatore - raccoglitore, con cervello discretamente sviluppato, che viveva nell'Africa orientale. Un milione e mezzo di anni fa scomparve l'*Habilis* per cedere il posto all'*Homo erectus*, che fabbricava utensili di pietra e forse utilizzava il fuoco. Con l'avvento di *Homo sapiens* (100.000 anni) migliora l'utensileria litica e si denuncia un vistoso sviluppo del cranio. *Neanderthal* (fig. 2.25) si può assimilare a forme arcaiche di *Homo sapiens*. L'affermazione dell'uomo moderno (*Homo sapiens sapiens*) risale a circa 40.000 anni fa e da allora è storia ben più recente e meglio conosciuta. In qualsiasi caso è bene ricordare che la storia evolutiva dell'uomo rappresenta una frazione di tempo tutto sommato irrilevante rispetto a quella del pianeta Terra (fig. 2.26).

SCHEMA 2.1 - Definizione e formazione del fossile

Definizione di fossile. Ogni resto o traccia di organismo vivente che, attraverso un processo geologico, anche di milioni di anni, si conserva inglobato nelle rocce sedimentarie, unico tipo di rocce in cui di norma si possono conservare resti di organismi fossilizzati. La *paleontologia* studia questi resti per ricostruirne l'aspetto originario, a tracciarne l'evoluzione ed a ricostruire gli antichi ambienti in cui questi organismi vivevano (*paleoecologia*).

Rarità di un fossile. Ogni giorno un numero enorme di organismi muoiono sul nostro pianeta, ma estremamente ridotte sono le possibilità che uno di essi possa trovarsi nelle condizioni adatte per permetterne la conservazione. Tra tutti i fossili che durante tutta la storia della Terra hanno avuto il privilegio di conservarsi, solo una minima parte è stata scoperta; la maggior parte è stata distrutta ed altri giacciono sepolti magari anche a pochi metri di profondità. In sintesi conosciamo ben poco sugli esseri viventi che hanno popolato la Terra durante tutta la sua storia, forse meno del 10 %.

Fossilizzazione. Ogni organismo, dopo la morte, potenzialmente può conservarsi diventando un fossile, ma solo in condizioni molto particolari che dipendono dal sedimento inglobante (molto fine) e dal tempo che intercorre tra la morte ed il seppellimento (molto breve). La fossilizzazione è influenzata da fattori *intrinseci* ed *estrinseci*.

Fattori intrinseci. Dipendono dalla composizione dell'organismo. La presenza di parti resistenti quali gusci od ossa aumenta la possibilità di conservazione, mentre un organismo composto solo da parti molli (es. una medusa) ha pochissime possibilità fossilizzarsi. Le sostanze che generalmente hanno più probabilità di conservarsi sono le seguenti: calcite e aragonite (forme minerali del carbonato di calcio - CaCO_3 - tipiche di moltissimi invertebrati come le conchiglie dei Molluschi), fosfato di calcio (CaPO_4 - tipico delle ossa dei vertebrati), calcidonio (SiO_2 - tipico dei radiolari e delle diatomee), lignina (molto resistente, tipica del legno), chitina e cheratina (tipica degli insetti),...

Fattori estrinseci. I resti di organismi possono essere aggrediti da batteri e organismi saprofagi, smembrati e dispersi dall'azione delle acque dilavanti, dal vento o distrutti da susseguirsi di vari fenomeni geologici. Quando l'organismo si trova sepolto nei sedimenti inizia infatti un percorso di "pietrificazione", (*diagenesi*) che trasforma l'organismo in un fossile attraverso un susseguirsi di fenomeni di interazione chimico-fisica tra gli strati sedimentari e l'organismo stesso in questi sepolto. Se la diagenesi risulta troppo "spinta" il fossile cambia totalmente la propria composizione fino a distruggerne ogni parte. Anche l'erosione ed in generale i processi del disfacimento, portano alla disgregazione di un fossile.

Processo di fossilizzazione. Insieme di tutti i fenomeni naturali che portano un organismo, dopo la morte, a trasformarsi in un fossile. Quale condizione primaria l'organismo deve essere seppellito in un sedimento che lo isoli completamente dall'ambiente esterno per un tempo lunghissimo. Si riconoscono due modalità principali: *normale* ed *eccezionale*.

Processo "normale". Costituisce la gran maggior parte dei casi di conservazione, a sua volta, diviso in due categorie: *diretto* e *indiretto*.

Fossilizzazione diretta. L'organismo giunge fino a noi apparentemente conservato in ogni sua parte. Spesso processi chimici, in genere molto lunghi, contribuiscono a modificare gusci, ossa, denti, ecc., fino a sostituirli con sostanze completamente differenti da quelle originarie.

Fossilizzazione indiretta. Avviene in caso di completa demineralizzazione; porta alla formazione di impronte e/o modelli. L'organismo non si conserva direttamente ma viene sostituito per riempimento con materiale secondario, oppure nel caso in cui sia distrutto ne può rimanere solo un'impronta.

Processo eccezionale. Fenomeni molto rari che portano alla conservazione totale dell'organismo. Un esempio è quello dei *Mammuth* della Siberia, congelati nel permafrost, suolo tipico della tundra, che rimane congelato per migliaia di anni. Sono da citare anche i casi della fossilizzazione in ambra.



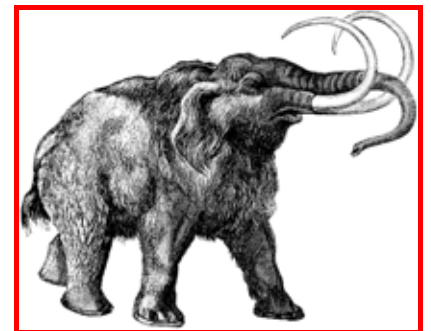
Esempio di *fossilizzazione diretta*. Le ossa ed i denti possono subire un processo di sostituzione molecolare simile ai gusci delle conchiglie. Questo dente di squalo presenta tutte le caratteristiche originali.



Esempio di *fossilizzazione indiretta*. Della conchiglia originale rimane solo l'impronta del guscio. La parte interna non si è conservata ed inoltre la cavità rimasta non è stata colmata con materiale secondario.

SCHEDE 2.2 - Esempi di relazioni entro la biocenosi

- **Predazione.** Ruolo di alcuni animali agli ultimi anelli della catena alimentare; rappresenta un importante fattore della selezione naturale. La presenza in una determinata area di un certo tipo di predatori, oltre a limitare la presenza di altri, favorisce il differenziarsi delle prede. Risulta una stretta interrelazione in cui il minimo turbamento può portare a profonde modificazioni. Per esempio la scomparsa di un certo tipo di predatore lascia scoperta una nicchia ecologica che viene occupata da predatori differenziatisi in altre aree.
- **Simbiosi.** Organismi di specie diverse convivono costantemente associate con vantaggio reciproco. I Licheni sono costituiti da un fungo e da un'alga; il primo assorbe dal substrato acqua e sali minerali, mentre la seconda, grazie ai pigmenti fotosintetici, sintetizza sostanza organica. I licheni sono così in grado di sopravvivere in ambienti dove fungo ed alga da soli soccomberebbero. Un altro esempio è la micorrizia fra le radici delle piante arboree ed il reticolo di ife fungine sotterranee.
- **Commensalismo.** Un tipico esempio è quello fra il paguro (Crostaceo) e l'attinia (Celenterato); il primo vive in una conchiglia vuota sulla superficie della quale si fissa la seconda che quindi viene trascinata dai movimenti del crostaceo. Questa associazione presenta un vantaggio notevole per l'attinia; essa infatti, come individuo sessile, non avrebbe la possibilità di spostarsi per cercare il nutrimento. Contemporaneamente il paguro viene difeso dai tentacoli urticanti dell'ospite e usufruisce dei resti delle prede catturate da questo. È una collaborazione per il procacciamento di cibo. Il commensalismo si distingue dalla simbiosi in quanto i due organismi sopravvivono anche senza tale collaborazione.
- **Parassitismo.** Gli individui di una specie possono "sfruttare" quelli di un'altra senza provocarne immediatamente la morte. Non tutti i rapporti interspecifici dannosi per una specie a vantaggio di un'altra rientrano in questa categoria, altrimenti si dovrebbero considerare parassiti anche i predatori. Si ha parassitismo quando un organismo viene menomato nella sua vitalità, oppure viene portato a morte in modo lento e graduale.



Ricostruzione di *Mammuth*.

- **Competizione.** Più specie che occupano la stessa nicchia ecologica possono entrare in competizione. Non appena l'insieme degli individui di un gruppo tende ad indebolirsi, un altro lo soppianta. La storia della vita sulla Terra fornisce un'ampia documentazione. I Mammiferi compaiono nel mesozoico (era geologica compresa fra 235 e 65 milioni di anni fa) e per lungo tempo, sono rimasti poco numerosi e di piccole dimensioni, dato che tutte le nicchie ecologiche erano occupate dai grandi Rettili con i quali erano in competizione. La fine di questa era è contraddistinta da un radicale cambiamento della composizione faunistica. L'estinzione in massa dei grandi Rettili modificò profondamente i rapporti di competizione. I Mammiferi, non più predati dai dinosauri e non più costretti alla vita notturna, velocemente si differenziarono occupando gli spazi disponibili. L'era successiva, cenozoica (65 ÷ 2 milioni di anni fa) fu caratterizzata dall'esplosione evolutiva dei Mammiferi, che ha portato a quella notevole varietà di forme che oggi osserviamo.
- **Mobilità.** Una specie in grado di spostarsi durante tutto il suo ciclo vitale o almeno per buona parte di esso, ha buone possibilità di colonizzare nuovi ambienti. I briozoi, i coralli e le spugne sono animali sessili; sono ancorati al substrato e ciò non li favorisce nei confronti di eventuali variazioni fisiche e chimiche dell'ambiente. Le popolazioni di questi gruppi hanno scarse possibilità di ampliare il loro areale di distribuzione. Questa limitazione è compensata in parte dal modo di vita degli stadi embrionali. Le larve conducono vita planctonica; la maggior parte di esse non sopravvive; alcune riescono a trovare un substrato adatto al quale ancorarsi per dare origine a nuove colonie. Questa "tecnica" di diffusione, che compensa la mancanza di mobilità, è utilizzata dalla maggior parte dei vegetali tramite spore e semi.
- **Tassi di natalità, crescita e mortalità.** Sono fattori importanti nel determinare il successo evolutivo di un gruppo sistematico. Gli Insetti sono comparsi sulla Terra circa 350 milioni di anni fa, dopo i vertebrati primitivi e quindi proprio questi avrebbero avuto più tempo per evolversi e meglio adattarsi alle diverse condizioni ambientali. Ma se adattamento vuol dire alto numero di individui per specie e molteplici varietà di forme, allora sono gli Insetti (oltre un milione di specie conosciute e numerosissime quelle ancora da scoprire) quelli che si sono meglio affermati sulla Terra. Ciò che ha permesso agli Insetti una rapida evoluzione è dovuto a tassi di natalità e di crescita, molto elevati rispetto agli altri gruppi: hanno ciclo più breve, possono avere parecchie generazioni in un anno e producono una grande quantità di uova.
- **Tassi di incremento e diminuzione delle popolazioni.** Sono fondamentali nell'ecologia. Le popolazioni sono fluttuanti come numero e composizione di individui ed esistono limiti di densità superiori e inferiori. Il limite superiore è condizionato dalle risorse alimentari, mentre quello inferiore è legato alla densità minima al di sotto della quale per due individui della stessa specie e di sesso diverso, le probabilità di incontro, per fini riproduttivi, sono scarse, con conseguente pericolo di estinzione.

SCHEDA 2.3 - Definizioni utili all'ecologia

L'ecologia è un tema molto vasto, la cui trattazione completa non è prevista fra gli obiettivi del presente testo. Tuttavia si è ritenuto opportuno riportare almeno le definizioni, sotto forma di glossario, di termini normalmente utilizzati nei campi degli studi ambientali e paleontologici, con particolare riferimento agli ambienti acquatici (nella maggior parte dei quali avvengono i processi di sedimentazione) ed ai fenomeni biologici.

ABISSALE. Comunità o ambiente dei fondali molto profondi (oltre 4.000 m).

ABIOSESTON (vedi **tripton**).

ABIOTICO. Insieme di fattori fisici e chimici dell'ambiente ed in grado di influire sugli organismi.

ACCIDENTALE. Specie vegetale o animale presente in un ambiente casualmente.

ACCLIMATAZIONE (ambientazione). Periodo impiegato da una specie alloctona per l'adattamento all'ambiente dell'area geografica entro la quale è introdotta. Oppure capacità di adattamento di un organismo a vivere in un nuovo clima. Questo adattamento comporta delle modifiche di carattere morfologico e/o fisiologico.

ACCLIMAZIONE (vedi **acclimatazione**).

ACHERATOBI (vedi **catarobi**).

ADATTABILITÀ. Insieme di capacità di un organismo a modificare attività funzionali e comportamento in funzione di eventuali cambiamenti di fattori fisici e/o biologici dell'ambiente.

AEROBI. Organismi in grado di demolire sostanza organica con processi che utilizzano l'ossigeno come ossidante.

AFOTICO. Ambiente con luce non sufficiente a sostenere il processo di fotosintesi.

AGAMODROMO (gamodromo). Organismo che migra (in genere specie ittica dal mare a risalire i fiumi o viceversa) per fini trofici.

ALGHE. Organismi unicellulari o riuniti in colonie, capaci di fotosintesi (principali costituenti del fitoplancton).

ALGIVORO. Organismo che si nutre di alghe.

ALLOCTONA (esotica). Specie introdotta dall'uomo in un'area geografica ove era assente. Tale termine si applica anche ai fossili che hanno subito un trasporto post-mortale.

ALLOPATRIA. Caratteristica di specie i cui areali di distribuzione non si sovrappongono o non sono in contatto geografico.

ALLOTROFIA. Intensità del rifornimento di sostanza organica ad un ambiente acquatico dall'esterno.

ALOBIO. Organismo che vive in acque salate (ambienti marini o salmastri).

ALPICO. Relativo alle Alpi (senso geografico).

ALPINO. Relativo a catene alpine, in genere alle quote più elevate (senso ecologico).

AMBIENTE (vedi **ecosistema**).

AMBIENTAZIONE (vedi **acclimatazione**).

AMENSALISMO. Situazione in cui un organismo danneggia un altro, con il quale tuttavia non si trova in competizione interspecifica.

ANABIOSI. Condizioni di "vita latente" provocata dalla disidratazione o dal raffreddamento.

ANAEROBI. Organismi in grado di demolire sostanza organica con processi che utilizzano sostanze ossidanti diverse dall'ossigeno.

ANADROMA (potamoteca). Specie che vive abitualmente in mare e che risale le acque dolci per la riproduzione.

ANELLO della catena alimentare (vedi catena alimentare).

ANFIBIOTICO. Organismo che passa da un ambiente ad un altro (per esempio un organismo che passa dalle acque marine a quelle dolci e viceversa).

AREALE. Area geografica ove è naturalmente presente la popolazione di una determinata specie.

ARENICOLO. Termine per qualificare un organismo che frequenta i bassi fondali sabbiosi.

ASSIMILAZIONE (vedi diverse voci di **produttività**).

ASTATISMO. Condizioni dovute a forti variazioni di livello idrometrico.

AUTOCTONA (indigena). Specie nativa, naturale o indigena di una determinata area geografica. Tale termine si applica anche ai fossili che non hanno subito un trasporto post-mortale.

AUTOTROFI (produttori). Organismi in grado di effettuare il processo di fotosintesi (idrofite e alghe) o di chemiosintesi (batteri).

AUTOTROFIA. Sistema anabolico degli organismi autotrofi. Termine usato anche per descrivere l'intensità della produzione totale della sostanza organica in un ambiente.

BENTHOS. Organismi attaccati o posati sul fondo o fra i sedimenti. Vi sono organismi *sessili* (fissati ad un sostegno), *mobili* sia sul piano orizzontale, sia su quello verticale (*scavatori*).

BENTOFAGO. Che si nutre di benthos (normalmente animali zoofagi).

BIOCENOSI (vedi **comunità biotica**).

BIOGEOCENOSI (vedi **ecosistema**).

BIOMASSA. Peso di sostanza vivente. Viene espresso come peso vivo o come materiale secco per unità di superficie. Può essere riferito ad un intero ecosistema a una comunità biotica o a una parte di essa.

BIOSESTON. Comprende il plancton, il necton ed il necto-plancton.

BIOTECTON. Organismi che ricoprono un substrato più o meno solido (pietre, massi, detriti vari) originando spesso una sorta di feltro.

BIOTICO. Insieme dei fattori biologici di un determinato ambiente, che influenzano le competizioni inter e intraspecifiche, la predazione, il parassitismo, ecc...

BIOTIPO. Gruppo di individui *identici* per il loro genotipo. Biotipi identici si possono avere in individui che si riproducono per autofecondazione (linee pure) o per partenogenesi o per riproduzione vegetativa.

BIOTOPO. L'insieme delle caratteristiche fisiche e chimiche dell'ambiente.

CALCIFILE. Specie vegetali o animali che prediligono ambienti ricchi di calcio.

CALCIFUGHE. Specie vegetali o animali che non sopportano ambienti ricchi di calcio.

CARNIVORO (zoofago). Che si nutre di animali (solitamente predatori ai livelli trofici superiori al secondo anello nella catena alimentare).

CATADROMA (talassotoca). Specie che vive abitualmente nelle acque dolci e che scende al mare per la riproduzione.

CATAROBI (acheratobi). Organismi che non tollerano la presenza di sostanze organiche in putrefazione.

CATENA ALIMENTARE. Trasferimento di energia alimentare che parte dai produttori e attraversa una serie di or-

ganismi che mangiano e vengono mangiati (**livelli trofici o anelli**).

CHEMIOSINTESI. Produzione di sostanza organica a partire da acqua, anidride carbonica e composti minerali semplici utilizzando, come fonte di energia, quella liberata dall'ossidazione di sostanze chimiche. Tale processo è in genere sviluppato da alcuni batteri.

COLONIA. Insieme di individui appartenenti alla stessa specie, anatomicamente uniti, così da formare una individualità di ordine superiore.

COMMENSALISMO. Tipo di associazione fra due o più organismi di specie diverse in cui uno o tutti gli associati traggono vantaggio per il nutrimento o comunque nessuno ne riceve danno.

COMPETIZIONE. Qualunque interazione fra individui o popolazioni di due o più specie dello stesso livello trofico che ne influenza lo spazio vitale, l'accrescimento e la sopravvivenza. Può essere **interspecifica** (fra individui di specie diverse) o **intraspecifica** (fra individui della stessa specie).

COMUNITÀ BIOTICA (biocenosi). Insieme di popolazioni che vivono in una determinata area o habitat fisico; costituisce una unità organizzata con caratteristiche che vanno al di là di quelle dei singoli individui e delle popolazioni che la compongono.

COMUNITÀ LIMNETICHE. Comunità biotiche della zona fotica delle acque stagnanti.

CONSUMATORI (vedi **eterotrofi**).

COSMOPOLITA. Specie caratterizzate, in virtù della loro notevole capacità adattativa, da un grande diffusione geografica.

COSTIERI. Organismi che vivono in prossimità della costa (nei laghi e nei mari).

CRENOBIONTI. Organismi tipici degli ambienti caratterizzati da acque sorgive.

CRENOFILI. Organismi adatti agli ambienti caratterizzati da acque sorgive.

CRENON. Ambiente caratterizzato da acque sorgive.

CRENOXENI. Organismi occasionali in ambienti caratterizzati da acque sorgive, ma più adatti ad altri ambienti.

DECOMPOSITORI (vedi **saprotrofi**).

DEME. Categoria più ristretta dell'ecotipo. È l'unità di popolazione più piccola, formata da gruppi di individui geneticamente molto simili, uniti uno all'altro da un interno rapporto temporale e spaziale. Si tratta di porzioni molto ristrette di popolazioni parzialmente isolate.

DENSITÀ. Rapporto tra il numero di individui di una specie e la superficie di ambiente da essi occupata.

DIADROMO. Organismo che vive sia in acque dolci, sia in quelle salate.

DISGIUNTA. Distribuzione di individui di una popolazione in località diverse, non in contatto fra loro.

DISTROFIA. Situazione di un ambiente acquatico (solitamente ad acque stagnanti) caratterizzato da un elevatissimo livello trofico e con equilibri ecologici profondamente alterati.

DRIFTT. Trascinamento degli organismi verso valle per l'azione della corrente in un corso d'acqua, in particolare durante le manifestazioni di piena.

ECOSISTEMA (ambiente, biogeocenosi). Unità che include tutti gli organismi in una data area (comunità biotica), interagenti con l'ambiente fisico (biotopo) in modo tale che il flusso di energia porti a una ben definita struttura trofica, ad

una diversità biotica e a una ciclizzazione della materia (scambi fra viventi e non viventi) all'interno del sistema.

ECOTIPO. Categoria ecologica (razza, forma, sottospecie) rappresentata da un insieme di individui di una specie con caratteri morfologici esterni diversi dall'abito tipico medio della stessa specie e dovuti alle particolari condizioni ambientali in cui vivono.

ECOTOPO. Spazio specifico vitale (territorio) proprio di ogni organismo.

ELOFITE. Piante acquatiche della fascia riparia umida prossima alla riva.

ELOPLANKTON. Plancton litorale.

EMOFAGO. Che si nutre di sangue; solitamente parassiti.

ENDEMISMO. Categoria tassonomica (in genere la specie) peculiare di un'area circoscritta e più o meno limitata come estensione.

ENDOBIONTI. Organismi dell'endobenthos.

ENDOBENTHOS. Insieme di organismi del benthos che vivono sprofondati nei primi centimetri di spessore dei fondali.

ENDOFAGI. Larva di insetto parassita.

ENDOFITA. Parassita che vive all'interno di un organismo vegetale.

ENDOGEA. Comunità costituente l'endobenthos.

EPIBIONTI. Organismi dell'epibenthos.

EPIBENTHOS. Insieme di organismi del benthos che si muovono strisciando o deambulando sulla superficie dei fondali.

EPIFITA. Organismo che vive sulla superficie di vegetali, spesso nutrendosene.

EPIFAUNA. Insieme di organismi animali che vivono sulla superficie dei fondali.

EPILITICO. Organismo (in genere vegetale) che vive sulla superficie dei ciottoli, dei massi e delle superfici rocciose negli alvei dei corsi d'acqua e nelle zone litorali di mari, laghi e stagni.

EPILITORALE. Aggettivo per definire un ambiente o una comunità biotica della fascia presso le rive di una zona umida, ma dove l'influenza dell'acqua è molto limitata.

EPIPELICO. Aggettivo per definire ambienti o organismi (vegetali) che vivono sui fondali corrispondenti alla zona sublitorale (dove la luce è molto scarsa).

EPIPLEUSTON. Organismi (macroinvertebrati) che vivono nel mezzo aereo e che possono "camminare" e "correre" sulla superficie dell'acqua sfruttandone la tensione superficiale.

EPIZOICO. Organismo che vive sulla superficie di animali, spesso nutrendosene.

ERBIVORO (vedi **fitofago**).

ESOTICA (vedi **alloctona**).

ETEROTERMI (vedi **pecilotermi**).

ETEROTROFI (**consumatori**). Organismi che utilizzano sostanza organica già sintetizzata assumendo il materiale (o residui) prodotto dagli autotrofi.

EUFOTICO. Ambiente con luce abbondante.

EULIMNOS. Insieme di organismi pelagici.

EULITORALE. Porzione di litorale soggetta ai movimenti del modo ondoso (maree e sesse nei laghi).

EURIALINO. Organismo tollerante ampie variazioni di salinità nelle acque in cui vive.

EURIFAGO. Organismo in grado di utilizzare una vasta gamma di risorse alimentari (ampio spettro trofico).

EURIECI. Organismi che possono adattarsi facilmente in biotopi diversi.

EURITERMI (alternativo di stenotermi). Organismi che tollerano ampie variazioni di temperatura.

EURITOPA. Specie che occupa un ecotopo *non* caratterizzato da particolari condizioni (in genere ristrette) ottimali di vita. (alternativo di stenotopa).

EUTROFIA (grado di **trofia**). Grande disponibilità di nutrienti in un determinato ambiente per gli organismi autotrofi (elevata produttività primaria).

EUTROFIZZAZIONE. Insieme di processi sia naturali, sia legati alle attività umane, che concorrono all'arricchimento della disponibilità di nutrienti in un ambiente.

FAGOTROFI (macroconsumatori). Consumatori primari, secondari,...; erbivori, predatori, parassiti,... tutti eterotrofi.

FAUNA. Insieme di tutti gli animali che si trovano in una data regione o che popolano un determinato ambiente, autoctoni, esotici o allevati. Tale termine specifica l'elenco delle specie presenti prescindendo da valutazioni di tipo ecologico. Per i vegetali è la **flora**. Si possono indicare anche particolari raggruppamenti quali, per esempio, *entomofauna* (insieme degli insetti), *ittiofauna* (pesci), *erpetofauna* (anfibi e rettili), *ornitofauna* (uccelli), *teriofauna* (mammiferi),...

FENOTIPO. L'insieme delle caratteristiche esterne di un individuo (la sua apparenza) risultato dell'interazione fra genotipo (progetto genetico) ed ambiente.

FERMENTAZIONE. Processo caratteristico di organismi eterotrofi anaerobi (batteri, funghi) che demoliscono solo parzialmente la sostanza organica in molecole più semplici (es. acidi acetico e lattico).

FILTRATORE. Organismo che si nutre di particelle organiche e/o di microrganismi attraverso meccanismi di filtrazione dell'acqua.

FITOBENTHOS. Vegetali (idrofite, alghe) che vivono in stretto contatto con il fondo.

FITOCENOSI. Comunità di specie vegetali, naturali e interdipendenti, che occupano un biotopo (insieme alla zoocenosi costituisce la biocenosi).

FITOFAGO. Consumatori del secondo livello della catena alimentare (**erbivoro**).

FITOPLANTOFAGO. Consumatori del fitoplancton (secondo livello della catena alimentare, paragonabili agli erbivori) in genere appartenenti allo zooplancton.

FITOPLANKTON. Plancton vegetale; vive nella zona fotica delle acque stagnanti e dei mari caratterizzandone in modo importante la produttività (cianoficee, cloroficee, crisoficee, dinoflagellati,...).

FLORA. Tutte i vegetali che si trovano in una data regione o che popolano un determinato ambiente, siano esse spontanee, naturalizzate o coltivate. Tale termine specifica l'elenco delle specie presenti prescindendo da valutazioni di tipo ecologico. Per gli animali è la **fauna**.

FLOS ACQUAE. Produzione algale massiva (fioritura) in genere dovuta ad eutrofizzazione.

FONTICOLI. Organismi tipici delle acque sorgive (o di fonte).

FORESIA. Abitudine, da parte di certi organismi, di farsi trasportare da altri di dimensioni maggiori o dotati di maggiore vagilità.

FOTOSINTESI. Produzione di sostanza organica a partire da acqua, anidride carbonica e composti minerali semplici utilizzando, come fonte di energia, la luce. È un processo sviluppato dalle cianoficee, dalle alghe e dai vegetali veri e propri.

FREATICOLI. Organismi che vivono all'interno dei sedimenti in particolare fra detriti ghiaiosi e ciottolosi.

FREGA. Insieme delle azioni, di solito collegiali, compiute dai pesci nel periodo della riproduzione.

GALENOFILO. Organismo che vive in baie, golfi, presso le coste, in aree riparate, prive o quasi di correnti.

GAMODROMO (vedi **agamodromo**).

GENOTIPO. Costituzione genetica di un individuo, cioè insieme di geni presenti (compresi anche quelli non espressi) nei suoi cromosomi.

GEOFILO. Organismo che vive su fondali melmosi o sabbiosi.

GREGARIA. Specie i cui individui vivono in gruppi più o meno numerosi.

HABITAT. Luogo dove vive un determinato organismo. Termine frequentemente usato, in modo poco ortodosso, anche come sinonimo di ambiente o di ecosistema.

HALIPLANTON. Plancton delle acque salate.

HAPTOBENTHOS. Organismi del benthos che prediligono le superfici solide.

HELEOPLANTON. Plancton legato alla zona litorale; si trova anche in stagni, paludi, pozze e risaie.

HERPOBENTHOS. Organismi del benthos che si muovono nel fango.

HYPALMIROPLANTON. Plancton delle acque salmastre.

IBRIDAZIONE. Incrocio dei patrimoni genetici di individui appartenenti a due specie diverse che porta ad ibridi con caratteri intermedi tra quelli dei genitori (termine usato anche per l'incrocio fra due ecotipi appartenenti alla stessa specie).

IDROFILO. Organismo che predilige le zone umide.

IDROFITE. Piante superiori, organizzate in tessuti ed organi, che vivono parzialmente o totalmente in acqua; la dipendenza dal mezzo acquoso permette inoltre ulteriori raggruppamenti.

IGROPETRICI. Ambienti caratterizzati da rocce bagnate da un velo d'acqua (ospitano organismi madicoli).

INDIGENA (vedi **autoctona**).

INFAUNA. Insieme di organismi animali che vivono affossati nel sedimento.

INFRALITORALE. Porzione di litorale al di sotto della superficie dell'acqua, fin dove arriva abbondante la luce (in grado di sostenere il processo di fotosintesi di idrofite; perciò viene anche detto *fitolitorale*); il suo limite al largo lo separa dalla zona pelagica. Viene distinta in *eulitorale*, *litorale superiore* (dove si sentono ancora gli effetti del moto ondoso) e *litorale media* (dove l'acqua è ferma e la luce ancora abbondante).

INQUILINISMO. Tipo di associazione fra due organismi di specie diverse in cui un associato trae vantaggio per lo spazio vitale, in particolare per i rifugi.

IPERTROFIA (grado di **trofia**). Situazione di un ambiente con livello trofico massimo, addirittura superiore alla eutrofia.

IPOGEO. Organismo che vive in un habitat sotterraneo.

LENTICO. Aggettivo per definire un ambiente o una comunità biotica delle zone umide ad acque stagnanti o debolmente correnti.

LIMNOPLANTON. Plancton presente nei laghi.

LITOFAGO. Organismo animale che scava nicchie in rocce per rifugiarsi o per condurre vita sessile. Letteralmente significa "si nutre di pietra"; si tratta quindi di un termine non propriamente corretto.

LITORALE. Aggettivo per definire un ambiente o una comunità biotica della fascia presso le rive di una zona umida e che si estende sia al di sotto, sia al di sopra della superficie dell'acqua con ulteriori suddivisioni *epilitorale*, *sopralitorale*, *infralitorale*, *sublitorale*; al largo di essa si trova la zona pelagica.

LIVELLO TROFICO (vedi **catena alimentare**).

LOTICO. Aggettivo per definire un ambiente o una comunità biotica delle zone umide ad acque correnti.

LUTOBIA. Organismo che vive nel fango.

MACROCONSUMATORI (vedi **fagotrofi**).

MACROELEMENTI (vedi **macronutrienti**).

MACROFAGI. Animali che si nutrono di organismi di apprezzabile grandezza.

MACROFAUNA. Termine improprio, poco usato. È l'inverso di "microfauna" e raggruppa tutti gli organismi animali di dimensioni superiori al millimetro; con una simile definizione appartengono a questa categoria la formica e la balena.

MACROFITE (vedi **idrofite**).

MACROINVERTEBRATI. Organismi invertebrati con lunghezza superiore al millimetro.

MACRONUTRIENTI (**macroelementi**). Sali minerali necessari in quantità elevata per i normali processi sintetici degli organismi autotrofi (N, P, K, Ca, S, Mg,).

MACROPLANTON (**macroseston**). Plancton con individui di dimensioni 1 ÷ 20 mm.

MACROSESTON (vedi **macroplankton**).

MADICOLI. Organismi che vivono in ambienti caratterizzati da un semplice velo d'acqua.

MEGALOPLANTON (**megaloseston**). Plancton con individui di dimensioni 20 ÷ 30 mm.

MEGALOSESTON (vedi **magaloplankton**).

MEROPLEUSTON. Organismi che spuntano alla superficie, da di sotto della pellicola superficiale dell'acqua (per es. per raccogliere aria o cibo).

MESOFÀUNA. Fauna con dimensioni intermedie tra macrofauna e microfauna. Termine improprio con limiti mal definiti a seconda dell'uso.

MESOPLANTON (**mesoseston**). Plancton con individui di dimensioni 0,5 ÷ 1 mm.

MESOSAPROBI. Organismi (vegetali e animali) viventi entro un ambiente con sostanze organiche in putrefazione (situazione intermedia tra oligo e polisaprobi).

MESOSESTON (vedi **mesoplankton**).

MESOTROFIA (grado di **trofia**). Media disponibilità di nutrienti in un ambiente per gli organismi autotrofi (situazione intermedia tra oligotrofia ed eutrofia).

MICROCONSUMATORI (vedi **microfagi**).

MICROELEMENTI (vedi **miconutrienti**).

MICROFAGI (**microfagi**). Animali che si cibano di organismi molto piccoli o di minute particelle nutritive.

MICROHABITAT. Porzione di habitat di estensioni ridotte o molto ridotte. Un habitat può essere suddiviso in diversi microhabitat.

MICROINVERTEBRATI (costituenti la **microfauna**).

MICROFAUNA (vedi **microinvertebrati**). Termine poco chiaro in quanto teoricamente comprenderebbe anche gli organismi unicellulari e quindi con significato diverso da quello di "microinvertebrati".

MICROFITE (vedi **microflora**).

MICROFLORA (**microfite**). Insieme di organismi vegetali microscopici comprendenti anche le alghe azzurre, le fi-

toflagellate e buona parte delle euficee; talora sono compresi in questo insieme anche i batteri.

MICRONUTRIENTI (microelementi). Sali minerali necessari in quantità modeste per i processi sintetici degli organismi autotrofi (Mn, Fe, Zn, Mo, Cu, B, Cl, Co).

MICROPLANCTON (microseston). Plancton con individui di dimensioni $0,05 \div 0,5$ mm.

MICROPLEUSTON (vedi **neuston**).

MICROSESTON (vedi **microplancton**).

MICROZONA. Strato d'acqua immediatamente sovrastante i bassi fondali dei laghi e dei mari (in esso è presente ossigeno in quantità generalmente inferiore rispetto alle acque sovrastanti).

MIGRAZIONI. Spostamenti lungo gli alvei fluviali da o verso il mare, più limitati entro le acque dolci ed in genere più ampi entro le acque marine o in aree continentali. Possono essere **genetiche** (o **riproduttive**) se si tratta di spostamenti, più o meno massivi per i siti riproduttivi adatti o **trofiche** per la ricerca di cibo.

MOBILITÀ. Capacità di un determinato organismo di spostarsi per fini trofici e/o riproduttivi durante tutto o parte del suo ciclo vitale. Alla mobilità è strettamente legata la possibilità di colonizzazione di nuove aree. Potrebbe essere considerato sinonimo di **vagilità**.

MONODROMO. Organismo che vive esclusivamente in acqua dolce.

MONOTIPICA. Specie priva di categorie tassonomiche immediatamente subordinate (sottospecie).

MONOTOPA. Specie che occupa un ecotopo molto ristretto.

NANOPLANCTON (nanoseston). Plancton con individui di dimensioni $5 \div 50$ micron.

NANOSTESTON (vedi **nanoplancton**).

NECTON. Organismi capaci di spostarsi autonomamente (pesci, anfibi, alcuni macroinvertebrati,...).

NECTOPLANCTON. Organismi planctonici dotati di limitata autonomia di spostamento.

NEOENDEMISMO. Endemismo di origine recente.

NEUSTON (micropleuston). Organismi che si posano e nuotano in corrispondenza della superficie. Si distingue l'**epineuston** dall'**iponeuston** che raggruppano rispettivamente gli organismi appoggiati sulla superficie e quelli che vivono immediatamente al di sotto.

NICCHIA ECOLOGICA. Di un organismo: è lo spazio fisico da esso occupato (**nicchia spaziale**), il suo ruolo funzionale nella comunità come per esempio la sua posizione trofica (**nicchia trofica**) e la sua posizione nei gradienti ambientali di temperatura, umidità, pH,... (**nicchia pluri-dimensionale**).

NICTENERALE. Relativo al giorno e alla notte su 24 ore consecutive.

NOMADE. Specie che compie spostamenti per motivi che non riguardano la riproduzione.

NUTRIENTI (sali biogeni). Sali minerali (di N, P, K, ecc...) disciolti nelle acque e utilizzati dai produttori per i processi di sintesi delle sostanze organiche.

OLIGOFOTICO. Termine per qualificare un ambiente con poca luce per i processi di fotosintesi (intermedio tra afotico ed eufotico).

OLIGOTROFIA (grado di **trofia**). Scarsa disponibilità di nutrienti in un determinato ambiente per gli organismi autotrofi (scarsa produttività primaria).

OLIGOSAPROBI. Organismi (vegetali e animali) viventi entro un ambiente caratterizzato da modeste quantità di sostanze organiche in putrefazione.

OLOBIOTICO. Organismo che vive in un unico ambiente (per esempio che vive in acqua dolce senza compiere migrazioni verso acque salate).

OMEOTERMI. Organismi in grado di mantenere costante la temperatura corporea (Uccelli e Mammiferi).

ONNIVORO. Che si nutre sia di vegetali, sia di animali; consumatore che occupa diversi livelli della catena alimentare.

PALEOENDEMISMO. Endemismo di origine geologicamente antico.

PARALIMNION. Insieme delle zone sopralitorale ed epilitorale.

PARASSITISMO. Tipo di convivenza tra due organismi di specie diverse in cui uno dei due contraenti, il *parassita*, trae vantaggio, mentre l'altro, l'*ospite*, è danneggiato.

PECILOTERMI (eterotermi). Organismi la cui temperatura corporea dipende da quella dell'ambiente circostante.

PELAGICO. Aggettivo per definire un ambiente o organismi in acque non profonde al largo nei laghi e nei mari.

PERIPHYTON. Organismi (prevalentemente vegetali, ma anche animali, attaccati o aderenti agli steli o alle foglie di piante acquatiche o ad altre superfici (ciottoli, massi, tronchi sommersi,...) che si sollevano sul fondo.

PIRAMIDE ECOLOGICA. Rappresentazione grafica della struttura trofica. Alla base sta il livello della produzione (autotrofi) e i gradini successivi rappresentano i diversi livelli trofici dei consumatori. Possono essere rappresentate con i numeri (di individui per livello), con le biomasse e con i trasferimenti di energia.

PLANCTON. Organismi che vivono sospesi nelle acque stagnanti, incapaci di compiere veri e propri spostamenti autonomi. Quelli zooplanctonici possono effettuare movimenti che favoriscono il mantenimento della posizione verticale (profondità), ma il plancton in generale è incapace di muoversi contro una corrente apprezzabile.

PLANCTOBENTHOS. Piccoli organismi costituenti il plancton, ma che vivono molto vicino al fondale.

PLEIOTOPA. Specie che occupa un ecotopo molto esteso. Le varie fasi del ciclo vitale possono realizzarsi anche in habitats anche lontani tra loro.

POLICRONO. Organismo con livrea multicolore o specie che offre un'ampia variabilità cromatica.

POLIMORFISMO. Simultanea presenza, nell'ambito della stessa popolazione, di due o più fenotipi discontinui geneticamente controllati. Una specie che presenta tale fenomeno è detta *polimorfa*.

POLITIPICA. Categoria (specie) che contiene due o più categorie immediatamente subordinate (sottospecie).

POLISAPROBI. Organismi (vegetali e animali) viventi entro un ambiente caratterizzato da abbondanza di sostanze organiche in putrefazione.

POPOLAZIONI. Gruppo di organismi della stessa specie (o di individui fra i quali esiste la possibilità di scambio genetico) che occupano una data zona, con caratteristiche tipiche del gruppo e non dei singoli individui.

POTAMOBIO. Organismo che si riproduce (depone uova) in ambienti con acque dolci.

POTAMON. Ambiente caratterizzato da organismi adatti ad acque lente e calde.

POTAMOPLANCTON. Plancton tipico dei fiumi (presente in situazioni poco frequenti, in zone di corsi d'acqua con corrente molto lenta).

POTAMOTECA (vedi **anadroma**).

PRED. Organismo oggetto di predazione.

PREDAZIONE. Insieme di attività di alcune specie animali (*predatori*) atte alla cattura di altri animali (*prede*) allo scopo di soddisfare esigenze alimentari. Il rapporto predatore/preda costituisce un fattore di particolare importanza nell'analisi degli ecosistemi.

PREDATORE. Organismo che esercita l'attività di predazione.

PRIMARIA. Specie che non tollera l'acqua salata e vive esclusivamente in acque dolci.

PRODUTTIVITÀ PRIMARIA (o **basale**). Quantità di sostanza vivente prodotta dagli organismi autotrofi nell'unità di tempo e di superficie (di un ecosistema o di una comunità biotica, o di una parte di essa).

PRODUTTIVITÀ PRIMARIA GREZZA (**assimilazione totale** o **fotosintesi totale**). Produttività primaria comprendente anche la sostanza organica consumata nella respirazione.

PRODUTTIVITÀ PRIMARIA NETTA. Produttività primaria al netto della sostanza organica utilizzata nella respirazione (materiale organico immagazzinato).

PRODUTTIVITÀ SECONDARIA (**assimilazione**). Quantità di sostanza organica accumulata nei livelli trofici dei consumatori; comprende anche la materia utilizzata per la respirazione non utile quindi all'aumento della biomassa.

PRODUTTORI (vedi **autotrofi**).

PSAMMON. Comunità animali (in genere macro e micro-invertebrati) che vivono nell'acqua interstiziale dei litorali sabbiosi e ghiaiosi.

RAZZA ECOLOGICA (vedi **ecotipo**).

RESPIRAZIONE AEROBICA (vedi **aerobi**).

RESPIRAZIONE ANAEROBICA (vedi **anaerobi**).

REOFILO. Termine per qualificare un organismo che predilige le acque correnti.

RHEOPLANCTON. Plancton delle acque correnti. Si suddivide in *potamoplancton* e *rhithroplancton*.

RHITRON. Ambiente caratterizzato da organismi adatti ad acque veloci e fredde. Da monte a valle si distinguono: **epirhithron**, **metarithron** ed **iporithron**.

RHITROPLANCTON. Plancton delle zone calme dei ruscelli e dei torrenti.

RHIZOBENTHOS. Organismi del benthos che "razzolano" sul substrato.

RHIZOMENON. Piante acquatiche fissate ad un substrato. Caratterizza soprattutto la zona litorale.

SALI BIOGENI (vedi **nutrienti**).

SALTUARIA. Specie la cui presenza, in una determinata area geografica o località, è irregolare, aperiodica o discontinua.

SAPROBI (**saprofaghi**). Organismi (vegetali e animali) viventi entro un ambiente caratterizzato da sostanze organiche in putrefazione.

SAPROFAGHI (vedi **saprobi**).

SAPROFITI. Saprobi appartenenti ai funghi e batteri.

SAPROPEL. Sedimenti ricchi di sostanza organica.

SAPROTROFI (**microconsumatori**, **decompositori**). Organismi eterotrofi consumatori in genere microscopici che completano la demolizione di sostanza organica fino alla

mineralizzazione. Possono essere ulteriormente classificati in base al substrato organico.

SAPROZOI. Saprobi animali.

SECONDARIA. Specie che può vivere saltuariamente in acque salmastre o salate.

SECLUSIONE. Insieme di meccanismi adattativi, acquisiti nel corso dell'evoluzione, che consentono ad una determinata specie (in genere cosmopolita) di tollerare ampie variazioni ambientali.

SESSILE. Organismo che vive fisso (ancorato o con possibilità di movimento praticamente nulle) sul fondo.

SESTON. Insieme del plancton e del tripton.

SIMBIOSI. Associazione tra individui (*simbionti*) di specie diverse che traggono entrambi vantaggio dalla vita in comune o ne è avvantaggiato uno senza che l'altro sia danneggiato.

SIMPATRIA. Due o più specie coesistenti nella stessa area geografica.

SOLITARIO. Adulto, di regola un predatore, che vive da solo.

SOPRALITORALE. Ambiente o comunità biotica della fascia presso le rive di una zona umida o del mare immediatamente superiore al bagno/asciuga, dove l'acqua riveste una notevole importanza per gli organismi.

SOTTOSPECIE. Aggregato di popolazioni locali di una specie, presente in una determinata suddivisione geografica dell'areale della specie e differente tassonomicamente dalle altre popolazioni della stessa specie (vedi **ecotipo**).

SPAZIO VITALE. È l'area che un individuo frequenta abitualmente durante la sua normale attività.

SPECIE. Un gruppo di popolazioni effettivamente o potenzialmente interfeconde (costituite da individui che accoppiandosi dando vita ad altri individui fecondi), riproduttivamente isolato da altri gruppi di popolazioni.

STANZIALE. Organismo che non compie migrazioni.

STENOENDEMISMO. Endemismo assoluto

STENOALINO. Organismo che non tollera significative variazioni di salinità.

STENOTERMI (alternativo di **euritermi**). Organismi in grado di vivere in ambienti caratterizzati con intervalli di temperatura relativamente ristretti.

STENOTOPA. Specie che occupa un ecotopo caratterizzato da particolari condizioni (in genere ristrette) ottimali di vita (alternativo di **euritopa**).

STRUTTURA TROFICA. Interazione dei fenomeni delle catene alimentari (perdita e trasferimento di energia) e fra metabolismo e dimensioni degli organismi.

SUBLITORALE. Porzione inferiore dell'infralitorale buia o dove la luce è insufficiente per sostenere con efficacia il processo di fotosintesi delle idrofite; al di sopra di essa si trova la zona pelagica (viene anche detta *litorale inferiore*).

TALASSOBIO. Organismo che si riproduce (depone le uova) in ambiente marino.

TALASSOTOCA (vedi **catadroma**).

TERRITORIO. Area che una specie animale difende attivamente, di solito contro individui della stessa specie (comportamento spesso legato al periodo dell'accoppiamento, di regola tra maschi).

TICOPLANCTON. Plancton tipico degli stagni.

TRIPTON (**abioseston**). Materiale organico non vivente (spoglie di organismi, loro residui, ecc...) in parte sospeso nell'acqua e soprattutto destinato alla sedimentazione ed ai

decompositori. *Entripton* se autoctono e *pseudotripton* se alloctono.

TROFICO. Relativo al nutrimento e alla nutrizione.

TROFIA (*trophe* = nutrimento). Grado di disponibilità di nutrienti in un determinato ambiente per gli organismi autotrofi (grado di fertilità).

TROGLOBIA. Specie che si trova legata all'habitat cavernicolo.

TROGLOSSENA. Specie che si trova in grotta solo incidentalmente.

TROPISMO. Tendenza di alcuni organismi (o di parti di essi) a muoversi in una certa direzione reagendo ad uno stimolo, chimico (**chemiotropismo**), luminoso (**eliotropismo**), gravitativo (**geotropismo**), ecc... È detto "positivo" quando il movimento è diretto verso l'origine dello stimolo, "negativo" quando la tendenza è opposta.

ULTRAPLANKTON. Plankton con individui di dimensioni inferiori a 5 micron.

ULTRASESTON (vedi ultraplankton).

VAGILITÀ. Capacità di movimento (caratteristica degli animali utile alla dispersione sul territorio). Un sinonimo potrebbe essere "mobilità".

VAGILITÀ (vedi **mobilità**).

VALENZA ECOLOGICA. È il grado di adattabilità o di tolleranza di una specie alle variazioni dei fattori ambientali.

VEGETAZIONE. È il complesso della copertura vegetale di una data area, esaminato nelle sue forme biologiche in quanto caratterizzante un dato paesaggio riflettendone le condizioni ecologiche.

VICARIANZA. Due taxa morfologicamente affini, che occupano la stessa nicchia ecologica in aree geograficamente differenti, o di due specie morfologicamente affini e simpatiche aventi però diverse esigenze.

ZONA. Termine molto generico per indicare una porzione dell'ambiente con particolari caratteristiche fisiche e/o biologiche che la distinguono dagli spazi circostanti.

ZOOBENTHOS. Organismi animali (prevalentemente macro e microinvertebrati) in stretto contatto con il fondo. Suddivisibile in **macrozoobenthos**, **meiozoobenthos** e **microzoobenthos** a seconda delle dimensioni.

ZOOCENOSI. Comunità di specie animali, naturali e interdipendenti, che occupano un biotopo (insieme alla fitocenosi costituisce la biocenosi).

ZOOFAGO (vedi **carnivoro**)

ZOOPLANKTOFAGO. Predatore dello zooplankton.

ZOOPLANKTON. Plankton animale; vive nella zona fotica ed afotica delle acque stagnanti e marine (prevalentemente Protozoi e Crostacei).

SCHEDA 2.4 - Datazioni radiometriche

Il nucleo degli atomi è costituito da un determinato numero **Z** (numero atomico) di protoni (**p**) e da un numero **N** di neutroni (**n**). La somma $Z + N = A$ è il numero di massa (numero totale di nucleoni, cioè delle particelle nucleari: protoni e neutroni). Protoni e neutroni sono concentrati in uno spazio piccolissimo, dell'ordine 10^{-13} cm. Come è possibile che i protoni, cariche elettriche positive, che tenderebbero a respingersi con forza notevole, data la vicinanza tra loro estremamente ridotta, possano rimanere racchiusi in un volume così piccolo? La possibilità per tali particelle di essere legate assieme deve dipendere, almeno in parte, dai neutroni; questi infatti sono presenti in numero pressoché uguale a quello dei protoni nel caso degli atomi con nucleo più piccolo ed in numero via via più grande di quello atomico considerando nuclei sempre più pesanti. La stabilità dei nuclei dipende da un preciso rapporto neutroni/protoni che aumenta al crescere del numero atomico degli elementi. Alcuni di questi presentano un rapporto troppo grande o troppo piccolo per garantire la stabilità dei loro nuclei. Come conseguenza si manifestano processi, detti "radioattivi", che comportano modificazioni dei nuclei in modo che questi acquisiscano nuove configurazioni caratterizzate da un rapporto neutroni/protoni più stabile.

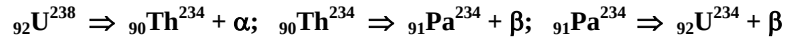
La maggior parte degli elementi sono stabili, cioè i loro atomi restano inalterati nel tempo. Esistono in natura alcune specie atomiche instabili che si "disintegrano", cioè si "trasformano" emettendo radiazioni. Alle radiazioni emesse da questi elementi instabili è dovuta la radioattività naturale.

I processi radioattivi sono conseguenza di reazioni nucleari, cosiddette in quanto coinvolgono i nuclei degli atomi anziché i gusci elettronici come si verifica nel caso delle reazioni chimiche. Le reazioni nucleari comportano l'emissione di radiazioni, cioè insiemi di particelle elementari. A differenza di quanto avviene nei processi chimici, per i quali la velocità con la quale avvengono dipende essenzialmente dalle condizioni di temperatura, pressione, dal tipo di catalizzatori,... nelle reazioni nucleari la velocità di disintegrazione ha un valore caratteristico in funzione delle specie atomiche; essa risulta indipendente dalle condizioni esterne, mantenendosi costante da temperature vicine allo zero assoluto ($-273\text{ }^{\circ}\text{C}$), sino a migliaia di gradi, da pressioni prossime allo zero, sino a migliaia di atmosfere.

Per caratterizzare ogni specie radioattiva si usa il cosiddetto **periodo di semitrasformazione** ($t_{1/2}$) che rappresenta *il tempo necessario affinché una quantità qualunque di sostanza radioattiva si riduca alla metà* (fig. 2.27). Le sostanze radioattive presenti in natura possono essere distinte in due categorie:

- *specie atomiche radioattive di origine primaria* a periodo di semitrasformazione molto lungo, anche di miliardi di anni;
- *specie atomiche radioattive di origine secondaria* con vita molto più breve, da millesimi di secondo a 100.000 anni.

Negli elementi radioattivi naturali la disintegrazione avviene in alcuni casi con l'emissione di una particella α , costituita da un nucleo di elio, recante quindi due cariche positive (${}^2\text{He}^4$). In altri casi avviene con l'emissione di una particella β , cioè di un elettrone (e^-); nei nuclei instabili un neutrone, che per sua natura è privo di carica, perde una carica elettrica pari a quella di un elettrone (e^-) diventando così un protone con carica positiva secondo la reazione ${}_0n^1 \Rightarrow {}_0p^1 + e^-$; la particella e^- viene quindi emessa come radiazione. Talvolta vengono emesse radiazioni del tipo γ , di natura elettromagnetica, che spesso accompagna l'emissione di particelle α e β . Un tipico esempio di trasformazione può essere la seguente:



Essa comporta, a partire dall'isotopo dell'uranio ${}_{92}\text{U}^{238}$ ($A = 238$, $Z = 92$), con una emissione α e due β , la formazione dell'uranio ${}_{92}\text{U}^{234}$, cioè un isotopo con nucleo formato dallo stesso numero atomico $Z = 92$ protoni, ma con quattro neutroni in meno ($N = A - Z = 142$). Gli elementi radioattivi di origine primaria vengono anche denominati *genitori di una serie radioattiva naturale* e sono:

- ${}_{92}\text{U}^{238}$; *uranio-238*, costituisce il 99,3 % dell'uranio naturale ed ha periodo di semitrasformazione di $4,5 \cdot 10^9$ di anni;
- ${}_{92}\text{U}^{235}$; *uranio-235*, è presente nell'uranio naturale per lo 0,7 % ed un periodo di semitrasformazione di $700 \cdot 10^6$ di anni; esso è molto importante per la produzione di energia nucleare;
- ${}_{90}\text{Th}^{232}$; *torio-232*, il solo costituente del torio naturale con periodo di semitrasformazione pari a $14 \cdot 10^9$ di anni.

Carattere comune di questi tre elementi, oltre quella di avere periodi di semitrasformazione molto lunghi, è di essere emettitori α e di dar luogo, per disintegrazione, a isotopi (di origine secondaria) a loro volta radioattivi, ma con periodi di semitrasformazione più brevi (quali Pa, Ac, Ra, Fr, Rn, At,...). Ciascuna serie procede fino a raggiungere all'isotopo stabile del piombo.

Oltre i nuclidi appartenenti alle tre serie sopra citate, esistono in natura altri nuclei radioattivi più leggeri. Il più importante è il potassio ${}_{19}\text{K}^{40}$ che ha un periodo di semitrasformazione di 1,8 miliardi di anni e che si disintegra in due modi diversi dando origine ai nuclidi calcio ${}_{20}\text{Ca}^{40}$ o argo ${}_{18}\text{Ar}^{40}$. Altri radionuclidi naturali sono il ${}_{37}\text{Rb}^{87}$ ($t_{1/2} = 5 \cdot 10^{10}$ anni), ${}_{57}\text{La}^{138}$ ($t_{1/2} = 2 \cdot 10^{10}$ anni), ${}_{62}\text{Sa}^{147}$ ($t_{1/2} = 2,5 \cdot 10^{11}$ anni), ${}_{71}\text{Lu}^{176}$ ($t_{1/2} = 7,5 \cdot 10^{10}$ anni), ${}_{75}\text{Re}^{187}$ ($t_{1/2} \approx 10^{12}$ anni).

La presenza in natura di materiali radioattivi permette l'applicazione di metodologie utili per le **datazioni assolute** delle rocce costituenti la crosta. Nuclei di elementi radioattivi sono presenti nel reticolo cristallino dei minerali costituenti le rocce dal momento della loro formazione. Tali nuclei, essendo instabili, si trasformano progressivamente in altri stabili non radioattivi. Man mano che passa il tempo, dal momento della sua formazione, il materiale roccioso contiene quantità di materiali radioattivi sempre minori e maggiori quantità di materiali con nuclei stabili. Misurando con speciali apparecchiature le quantità degli isotopi radioattivi e dei loro derivati e conoscendo di ciascuno i periodi di semitrasformazione, è possibile valutare l'età delle rocce, anche se molto antiche.

Datazioni accurate, ma limitate ad alcune decine di migliaia di anni, sono quelle eseguibili sui legni fossili, conchiglie, ossa,... mediante il carbonio radioattivo ${}^6\text{C}^{14}$. Questo si forma nell'atmosfera per azione dei raggi cosmici sull'azoto ed entra, insieme al carbonio stabile (${}^6\text{C}^{12}$), non radioattivo, a far parte dell'anidride carbonica (CO_2) presente nell'atmosfera. Tale carbonio viene assimilato dai vegetali e, tramite questi, dagli erbivori e dagli animali dei successivi anelli della catena alimentare. Nei viventi il rapporto $\text{C}^{14}/\text{C}^{12}$ è praticamente costante, corrispondente a quello presente nell'atmosfera e che si presuppone non sia cambiato durante la storia più recente della Terra. Quando l'organismo muore, cessa l'assunzione di C^{14} mentre quello già presente si disintegra gradualmente. Quindi, con il passare del tempo, diminuisce il rapporto $\text{C}^{14}/\text{C}^{12}$. Dalla valutazione di quest'ultimo in un resto organico si può stabilire il momento della sua morte.

Le datazioni radiometriche hanno consentito di stabilire l'età assoluta di molti campioni di masse rocciose provenienti un po' da tutto il globo. È stato quindi possibile stabilire una connessione cronostratigrafica sufficientemente ben correlata con le datazioni relative derivate dai metodi paleontologici e geostatigrafici, arrivando ad una scala dei tempi geologici abbastanza attendibili.

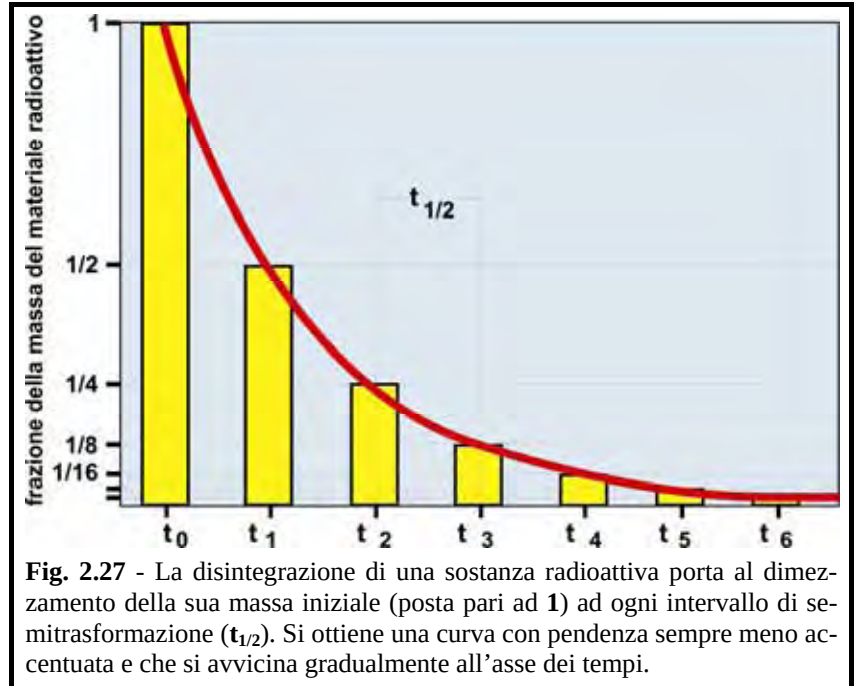


Fig. 2.27 - La disintegrazione di una sostanza radioattiva porta al dimezzamento della sua massa iniziale (posta pari ad 1) ad ogni intervallo di semitrasformazione ($t_{1/2}$). Si ottiene una curva con pendenza sempre meno accentuata e che si avvicina gradualmente all'asse dei tempi.

3 - DALLA LITOSFERA ALLA BIOSFERA

3.1 - La pedosfera

Il termine “**terreno**” (**suolo**) indica, dal punto di vista geologico, un insieme di rocce formate in un certo intervallo di tempo della storia della Terra. Nel campo della ingegneria civile con lo stesso termine viene indicato il substrato interessato dalle opere di fondazione. Nell’ambito agricolo e forestale si riferisce allo strato superficiale detritico che serve come supporto alla vegetazione. Per evitare confusioni, tale termine dovrebbe essere utilizzato per indicare la coltre superficiale che sostiene ed alimenta le piante, mentre nel senso geologico si dovrebbe utilizzare la parola “**formazione**”. Dal punto di vista ingegneristico sarebbe opportuno utilizzare vocaboli diversi a seconda dei materiali interessati dagli interventi di costruzione. La corretta definizione di “suolo” non costituisce un problema di tipo puramente accademico, ma è una questione che riflette la necessità di riconoscere l’importanza fondamentale di tale sistema, senza il quale non sarebbe possibile la vita negli ambienti continentali (**scheda 3.1**).

Il suolo si forma per processi di disaggregazione e di alterazione di una roccia inizialmente integra (**1 e 2 in fig. 3.1**). L’effetto di tali processi, in funzione della struttura fisica e della composizione chimica della roccia stessa e del clima (**fig. 3.2**), è la formazione di materiali detritici superficiali con diversa granulometria. Tali materiali sono autoctoni (*depositi eluviali*) se accumulati nello stesso luogo in cui si sono formati. Sono alloctoni se depositati dopo un trasporto più o meno lungo (*depositi colluviali*); sono, per esempio, detriti di falda (cumuli dovuti al crollo da ripide pareti rocciose), eolici (materiali fini accumulati dal vento), morene (materiali eterogenei accumulati dai ghiacciai), alluvioni (materiali, spesso con granulometria omogenea, accumulati dai fiumi), ecc....

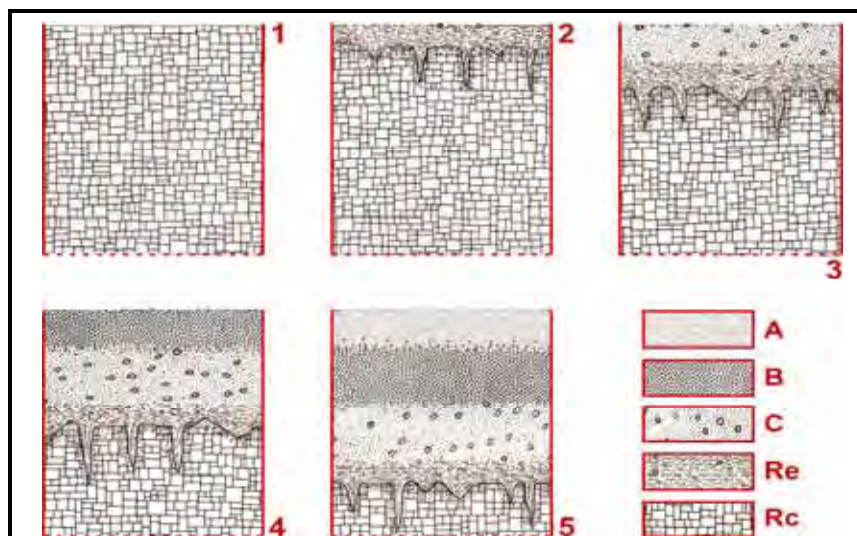


Fig. 3.1 - Vari stadi evolutivi dalla roccia compatta (**Rc**) alla formazione del regolite (**Re**), ad un suolo immaturo (**4**) ed infine ad un suolo maturo suddiviso in orizzonti (**A, B e C**); quest’ultimo rappresentato anche in **fig. 3.3**.

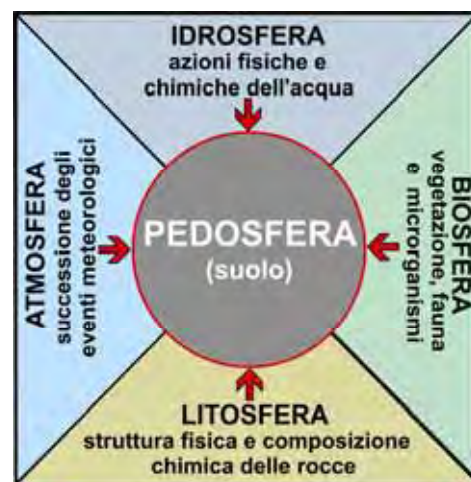
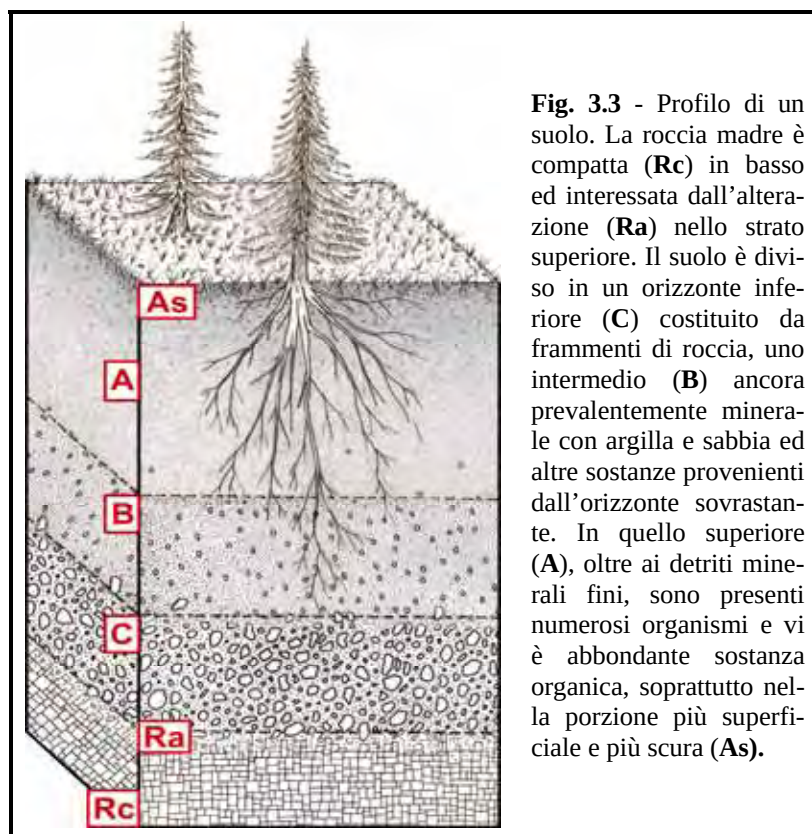


Fig. 3.2 - La **pedosfera** come interfaccia tra **litosfera, biosfera, idrosfera e atmosfera**.

Si tratta di materiali detritici (**regolite**) non ancora considerati un suolo, la cui origine dipende del biotopo (l’insieme dei fattori fisici e chimici dell’ambiente). Al loro interno, essendo costituiti da granuli (fra i quali, diversamente dalle rocce compatte, sono presenti interstizi vuoti), vi è spazio per la presenza di acqua, aria ed organismi, quali batteri, alghe, funghi microscopici,... Sono da citare anche i viventi in grado di colonizzare anche lisce superfici di rocce nude, fra i quali i licheni (prodotti dalla simbiosi fra un fungo ed un’alga) e i muschi (con un vero e proprio tallo pluricellulare). I prodotti delle attività metaboliche degli organismi e le loro spoglie arricchiscono il detrito minerale di sostanza organica e rendono più aggressiva l’alterazione chimica delle acque interstiziali, consentendo così la soluzione ulteriore di sali minerali. Si ha la formazione di un suolo con struttura ancora semplice (**3 e 4 in fig. 3.1**), ma che diventa gradualmente più profondo per l’ulteriore degradazione della sottostante **roccia madre**.

Le comunità di organismi diventano sempre più ricche e complesse e l’azione chimica delle acque diventa più efficace. Aumentano la disponibilità di sali minerali disciolti, la quantità di sostanza organica e capacità di ritenzione

idrica del suolo, che funziona come una vera e propria spugna. A questo punto dell'evoluzione (5 in **fig. 3.1**) il suolo possiede ormai le caratteristiche adatte per l'insediamento delle piante superiori che affondano le loro radici in un terreno profondo, ben stratificato (**fig. 3.3**) ed in grado di fornire, in modo più o meno abbondante, i nutrienti indispensabili per la crescita. Ma lo sviluppo delle piante contribuisce all'ulteriore arricchimento di sostanza organica, permettendo al terreno di evolversi ulteriormente.



Il suolo è un'entità dinamica. La **pedosfera** è un sistema originato da un substrato minerale; si sviluppa arricchendosi di una complessa comunità vivente e, in funzione del clima e della disponibilità di acqua, si sviluppa raggiungendo una maturità in equilibrio relativamente stabile con l'ambiente. Negli ecosistemi continentali il suolo è l'ambiente di transizione tra litosfera e biosfera, il sistema attraverso il quale la materia organica viene mineralizzata e grazie al quale le sostanze minerali sono utilizzate, al primo anello della catena alimentare, per la costruzione di nuova materia organica (ciclo del carbonio). L'affermazione e l'evoluzione della vita sulle terre emerse sono connesse allo sviluppo ed alla evoluzione dei suoli, intesi come il risultato della complessa interazione e sovrapposizione fra i principali domini della natura: **biosfera, atmosfera, idrosfera e litosfera** (**fig. 3.2**).

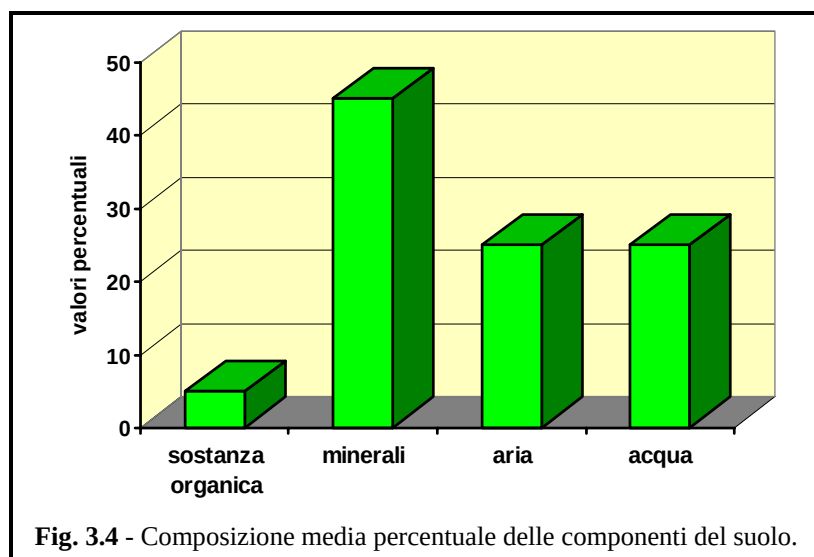
Il suolo è costituito da diverse **componenti**. Si distinguono i **suoli organici** ed i **suoli minerali**. La maggior parte ha un contenuto di materia organica tra 1 e 10 % in peso (mediamente 5 % in volume), ma in particolari con-

dizioni (zone lacustri prosciugate, paludi, marcite,...), la sostanza organica può anche superare il 90 %. Sono organici i suoli che superano il 20 % o hanno un contenuto intorno al 12 ÷ 18 % di sostanza organica, ma saturi d'acqua; essi, benché importanti dal punto di vista produttivo, rappresentano una piccola parte della "risorsa suolo". Il termine **minerale** indica suoli in cui domina la componente inorganica (**fig. 3.4**). Gli spazi vuoti, occupati da aria e/o acqua, rappresentano circa la metà del volume ed il resto è prevalentemente materiale minerale e solo in parte organico.

Altro aspetto da considerare con attenzione è la "potenza" (spessore) del suolo, che dipende certamente dall'insieme dei processi fisici, chimici e biologici di alterazione della roccia madre succitati, ma importante è anche la morfologia del paesaggio (**fig. 3.5**). In linea di massima i suoli più potenti e più produttivi si sviluppano nelle aree pianeggianti e più stabili.

3.2 - La componente minerale

Il suolo ha origine dalla roccia madre, cioè dai minerali contenuti nelle rocce consolidate o non consolidate della crosta terrestre. La frazione minerale è molto variabile nelle dimensioni, da quelle grossolane dei clasti ciottolosi a quelle fini delle sabbie e dei limi o finissime delle argille. Essa è distinta in:



- **frazione minerale primaria;** conserva i minerali della roccia originaria, generalmente formata da frammenti di roccia da grossolani a moderatamente fini (**tab. 3.1**); fornisce i materiali per la neoformazione di detriti minerali di dimensioni più piccole, da cui derivano molte delle proprietà del suolo;
- **frazione minerale secondaria;** deriva dalla disaggregazione fisica e dall'alterazione chimica della precedente (ereditata) e/o neoformata a partire dai prodotti del disfacimento; condivide, con le altre frazioni fini organiche (tra le quali l'**humus**), la capacità di controllare dinamicamente le proprietà chimiche e fisiche del suolo.

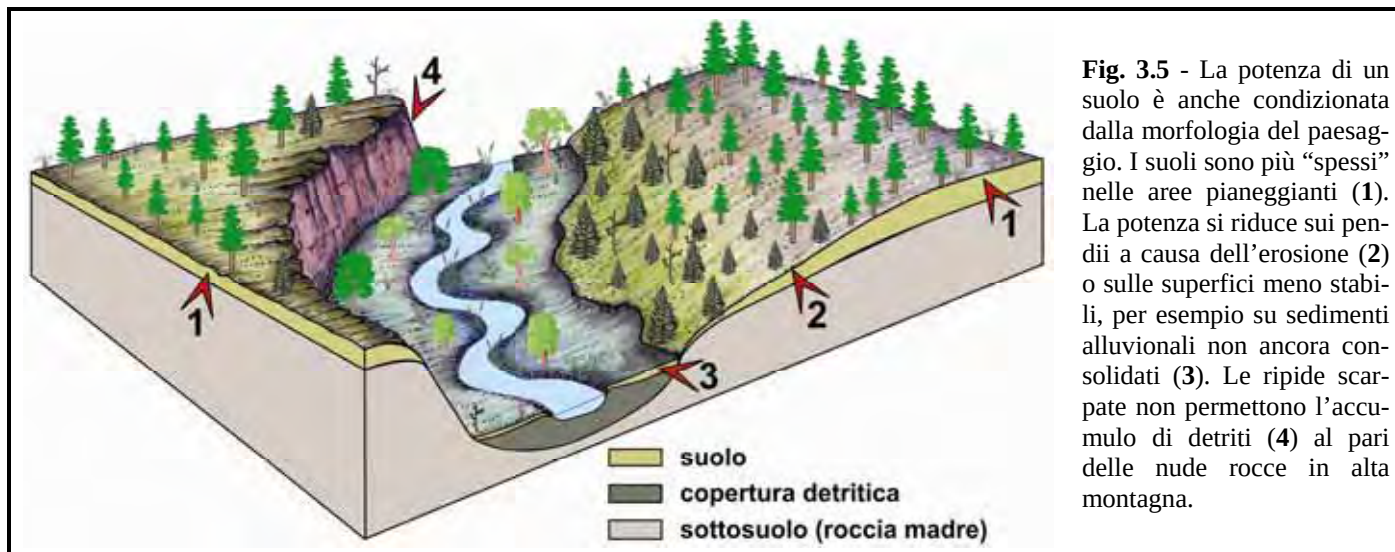


Fig. 3.5 - La potenza di un suolo è anche condizionata dalla morfologia del paesaggio. I suoli sono più “spessi” nelle aree pianeggianti (1). La potenza si riduce sui pendii a causa dell’erosione (2) o sulle superfici meno stabili, per esempio su sedimenti alluvionali non ancora consolidati (3). Le ripide scarpate non permettono l’accumulo di detriti (4) al pari delle nude rocce in alta montagna.

dimensioni	osservazione	composizione	lato cubo [mm]	numero particelle	superficie [cm ²] totale particelle
ghiaie	occhio nudo	frammenti di roccia	10	1	6
			1	10 ³	60
sabbie	occhio nudo	minerali primari	0,1	10 ⁶	600
			0,01	10 ⁹	6.000
limi (silt)	microscopio ottico	minerali primari/secondari	0,001	10 ¹²	60.000
			0,0001	10 ¹⁵	600.000
argille	microscopio elettronico	soprattutto minerali secondari			

Tab. 3.1 - Classi dimensionali delle particelle inorganiche del suolo. I limi possono anche essere denominati “silt”.

Tab. 3.2 - Al diminuire delle dimensioni delle particelle (in questo esempio a forma di cubo con dimensioni decrescenti) corrisponde un rapido aumento del loro numero e della superficie totale.

	sabbia grossa	sabbia fine	limo	argilla		batteri, vegetali, funghi	animali
ritenzione idrica	molto bassa	media	alta	molto alta	macro	radici delle piante	anfibi, rettili, micromammiferi, insetti (formiche, coleotteri, termiti,...), aracnidi (ragni), miriapodi, lombrichi, gasteropodi.
capillarità	molto basso	buona	elevata	molto elevata			
movimenti dell’acqua	molto rapidi	poco rapidi	lenti	molto lenti	meso	alghe (verdi, diatomee,...)	soprattutto insetti e saprofiti.
assorbimento gas, H ₂ O, sali	molto piccola	piccola	buona	molto buona			
Coesione, plasticità	nessuna	piccola	alta	molto alta	micro	funghi (lieviti, zigomiceti, ifomiceti), attintomiceti, batteri (aerobi, anaerobi, autotrofi, eterotrofi).	parassiti e saprofiti (nematodi, protozoi, rotiferi,...).
areazione	molto buona	mediocre	scarsa	molto scarsa			

Tab. 3.3 - Proprietà del suolo in funzione della granulometria dei minerali.

Tab. 3.4 - Organismi (batteri, vegetali, funghi e animali) del suolo costituenti la biomassa, visibili ad occhio nudo (**macro**organismi), al microscopio (**micro**organismi) o di grandezza intermedia, talora visibile anche grazie all’ausilio di una lente (**meso**organismi).

I detriti più fini (silt e argille), presentano, per unità di volume, più ampie superfici di separazione fra “spazio pieno” e vuoti interstiziali (**tab. 3.2**) e una maggiore disponibilità di siti adatti all’adesione di ioni; questi sono quindi meno soggetti all’azione di asporto dell’acqua e sono rilasciati più lentamente, costituendo così un rifornimento continuo di elementi essenziali per l’assunzione radicale dei vegetali. Gli ioni, avendo cariche elettriche positive o negative, formano “ponti” tra le particelle e “contatti” con la frazione più grossolana, contribuendo alla formazione e al mantenimento di una struttura più o meno granulata e stabile. Da questa dipende l’aerazione e la circolazione dell’acqua nel suolo (**tab. 3.3**) e quindi, la possibilità di esplorazione da parte degli apparati radicali delle piante. Ciò è alla base della capacità del suolo di mantenere una copertura vegetale e quindi dell’attitudine alla coltivazione.

3.3 - La componente organica

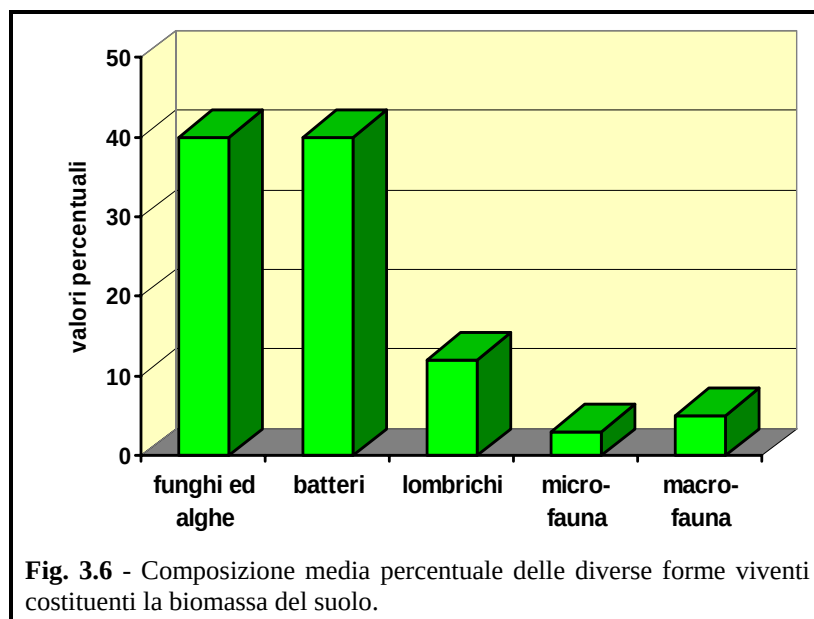
La componente organica comprende la **biomassa** (l’insieme degli organismi vivi; **fig. 3.6**) e la **sostanza organica residuale** (resti e spoglie di organismi). Essa contribuisce in modo essenziale alla formazione del suolo, per quanto riguarda lo stato di aggregazione delle particelle che lo compongono, il bilancio idrico e termico, l’attività biologica di cui è sede e la fertilità. La componente organica del suolo è la più importante sorgente di riserva e di rifornimento di nutrienti, quali azoto, fosforo, potassio, zolfo,... Consiste di *organismi terricoli viventi*, dei loro *residui* e di *radici di vegetali superiori* vive o morte. Le parti morte si accumulano e vanno incontro ad una progressiva demolizione che può essere di tipo:

- *meccanico*, operata dalla meso e macrofauna (**tab. 3.4**);
- *chimico*, prevalentemente con processi di dissoluzione idrolitici ed ossidativi;
- *biochimico*, grazie ai processi di degradazione ad opera dei microrganismi.

La trasformazione della materia organica, o **mineralizzazione**, porta alla formazione di sostanze inorganiche semplici, quali CO_2 , H_2O , NH_3 ,... Durante questo processo, eminentemente biologico, la cui velocità è funzione della temperatura, umidità, aerazione e acidità del suolo, avvengono anche reazioni biosintetiche, da cui hanno origine nuovi materiali organici, diversi da quelli di partenza, compresi nelle **sostanze umiche**.

La sostanza organica, in un suolo minerale ben drenato, varia dal 2 al 6 % in peso ed è la più importante sorgente di energia per gli organismi del suolo, senza la quale l’attività biochimica andrebbe rapidamente scemando. L’energia potenziale della sostanza organica è in gran parte trasformata in altre forme latenti o liberata come calore; i residui vegetali hanno un valore calorico medio di circa 5 kcal/g di sostanza secca; ciò significa che in un suolo con il 4 % di sostanza organica vi è un’energia potenziale di 600 milioni di kcal/ha ($6 \cdot 10^8$ kcal per ogni ettaro di superficie, pari a 10.000 m^2) nei primi 25 cm di profondità (supponendo 3 milioni di kg di suolo per ogni ettaro). Un suolo concimato con deiezioni animali consuma, in un anno, fino a 37 milioni di kcal/ha; tenuto conto del valore di una caloria (quantità di energia sufficiente ad innalzare la temperatura di un grammo d’acqua di un grado centigrado), ciò significa una quantità di calore sufficiente per portare ad ebollizione una vasca d’acqua delle dimensioni di una piscina media inizialmente alla temperatura di 20°C .

Le sostanze organica non sono tutte facilmente trasformabili in minerali. La maggior parte dei carboidrati (zuccheri) vengono velocemente utilizzati dai diversi organismi eterotrofi presenti nel terreno come fonte di energia, mediante il processo metabolico della respirazione, che comporta la produzione di CO_2 e di H_2O . Alcuni zuccheri subiscono una demolizione incompleta in processi metabolici meno efficienti della respirazione aerobica e che, invece di sostanze inorganiche semplici, portano alla formazione di molecole meno complesse dei carboidrati di partenza, ancora di tipo organico, quali acidi di vario tipo (citrico, butirrico, acetico, formico,...). Fra gli zuccheri più importanti nei residui



organici (soprattutto vegetali) del suolo, ricordiamo l'amido (facilmente utilizzato dalla fauna e quindi rapidamente demolito) e la cellulosa (molto resistente e difficilmente utilizzabile come fonte di energia).

La lignina è un carboidrato complesso, presente nella scorza degli alberi, nei gusci di frutta e semi, nei vasi tracheali del legno, nelle fibre di alcune cortecce. È una sostanza organica resistente, nei confronti sia degli agenti fisici e chimici, sia dei processi metabolici degli organismi del suolo. Le cere, le resine, i tannini sono pure molto resistenti nei confronti dei processi di demolizione. I grassi sono più facilmente decomponibili in glicerina e acidi grassi, poi ulteriormente scissi soprattutto in CO₂ e H₂O ed altre sostanze. Le proteine sono attaccate dagli organismi decompositori in qualità di sorgenti di azoto, ma non sono facilmente degradabili, almeno non come gli zuccheri più semplici. In sintesi alcune sostanze organiche sono facilmente utilizzate con rapida mineralizzazione; in tal modo i sali minerali (nutrienti) vengono messi subito a disposizione delle radici delle piante. Una parte di sostanza organica residuale, per la sua maggior "resistenza", non viene immediatamente demolita, ma subisce una serie di processi gradualmente che, prima di giungere ai prodotti finali (sostanze inorganiche semplici) porta alla formazione di prodotti intermedi (**humus**; fig. 3.7).

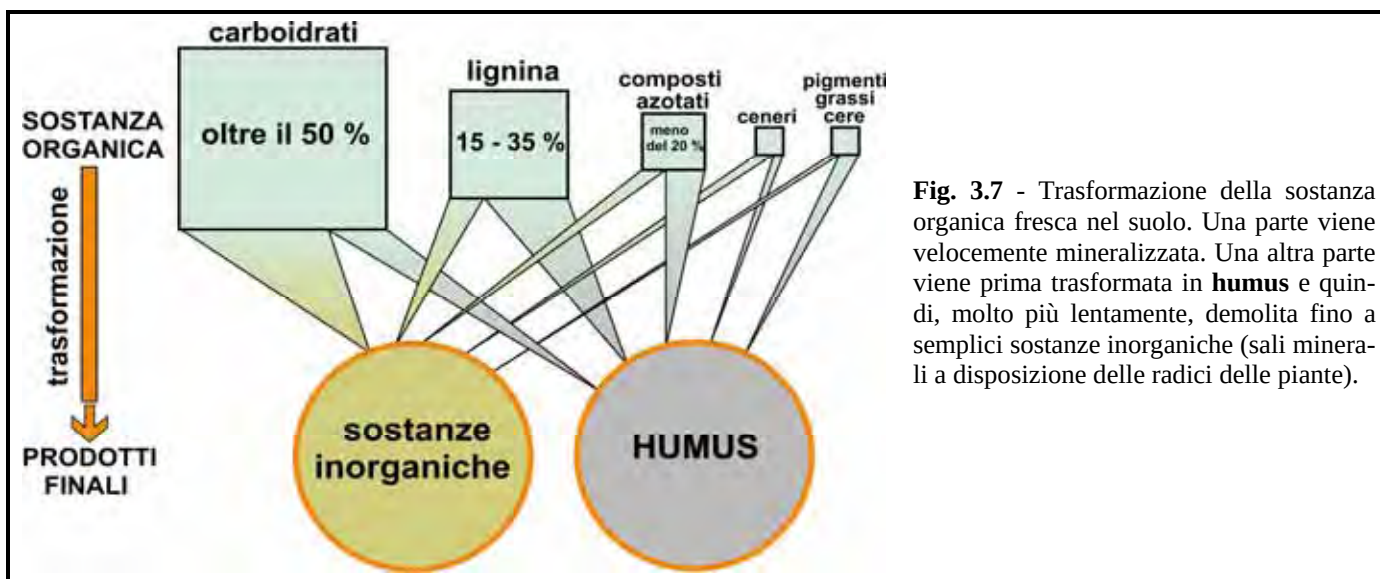


Fig. 3.7 - Trasformazione della sostanza organica fresca nel suolo. Una parte viene velocemente mineralizzata. Una altra parte viene prima trasformata in **humus** e quindi, molto più lentamente, demolita fino a semplici sostanze inorganiche (sali minerali a disposizione delle radici delle piante).

L'humus non è facilmente degradabile: esso viene mineralizzato molto lentamente, fornendo al terreno nutrienti per la vegetazione in modo molto graduale. Se tutta la sostanza organica fosse facilmente e velocemente demolita, costituirebbe una componente meno abbondante nel suolo. Invece il fatto che alcune parti di essa perdurano a lungo fa sì che tale componente costituisca una frazione importante del terreno, contribuendo a mantenerlo più soffice e con maggiore capacità di ritenzione idrica rispetto a quanto si verificherebbe se fosse presente soltanto la componente minerale. L'humus, in generale, è una sostanza scura, spesso giallo - bruna, amorfa o colloidale, di composizione chimica variabile a seconda delle componenti del suolo e delle condizioni ambientali. È un insieme di sostanze organiche a reazione debolmente acida, distinte in tre grandi gruppi: *umine*, *acidi umici* e *acidi fulvici*. Gli humus sono classificati secondo l'intensità della alterazione subita dalla materia organica e il mezzo in cui avviene l'alterazione (**tab. 3.5**).

Mezzo	Areato	Temporanea-mente saturo	Perennemen-te saturo	copertura vegetale	Tipo di humus	sostanza organica	
						[%]	[t/ha]
Attività ↓ ↓ ↓ biologica ↓ ↓ ↓ decescente	Mull			bosco latifoglie	moder	4	120
	Moder	Anmoor		Bosco aghifoglie	mor	6 - 8	210
	Mor			prateria	mull	7	210
			Torbe	arativo	mull	2 - 4	90
Tab. 3.5 - Rapporti tra attività biologica ed areazione dei diversi tipi di humus.				Tab. 3.6 - Forme di humus e contenuto di sostanza organica (entro 25 cm di profondità) in suoli di zone temperato - umide.			

Le forme principali di humus sono il **mull**, il **moder** ed il **mor** ed altre intermedie. Si differenziano sia nelle proprietà chimiche, sia nella distribuzione nel profilo del suolo. Il primo è osservabile in suoli ricchi di elementi nutritivi e biologicamente attivi, mentre l'ultimo in suoli poco favorevoli alla biomassa microbica (**tab. 3.6**). Il mull si presenta omogeneamente diffuso negli orizzonti superficiali, mentre il mor è limitato ad un sottile strato superficiale, spesso coperto da un potente accumulo di lettiera poco o nulla decomposta. Possono essere così brevemente descritti:

- **mull**; tipico delle praterie e dei boschi di latifoglie; humus ben mescolato alla parte minerale, ricco in acidi umici, a mineralizzazione relativamente intensa e rapida, di ambiente ben aerato.
- **moder**; specialmente sotto la vegetazione di resinose, ericacee o boschi radi di latifoglie; l'alterazione della materia organica è incompleta, la mineralizzazione media, scarso legame fra la frazione organica ed inorganica;
- **mor**; soprattutto sotto i boschi di resinose o arbusti di ericacee; l'alterazione della materia organica è debole, la mineralizzazione è molto lenta;
- **anmoor**; zone di pianura temporaneamente sommerse; humus ben incorporato con la parte minerale del suolo;
- **torbe**; si formano in mezzo anaerobio per deposizione di residui organici e soprattutto di lignine; le cellulose infatti si alterano ad opera di batteri anche in mezzo anaerobio.

3.4 - Gli organismi

La **biomassa** del suolo varia dall'1 al 10 % del peso secco della componente organica totale e comprende batteri, funghi, vegetali ed animali (**tab. 3.4**). L'ambiente condiziona l'insieme dei microrganismi. I batteri, ad esempio, necessitano di materiali organici facilmente decomponibili e preferiscono un ambiente umido, da debolmente acido ad alcalino. I funghi sfruttano i materiali più resistenti e si adattano meglio nelle condizioni di ambiente secco, da subacido ad acido. Gli attinomiceti (batteri in grado di formare filamenti simili a quelli dei funghi) sono intermedi come adattamento. In generale l'incremento della temperatura e il buon drenaggio favoriscono l'attività microbica aerobica. Nell'insieme i microrganismi costituiscono circa il 60 ÷ 90 % della biomassa (**scheda 3.2**).



Invertebrati del suolo.

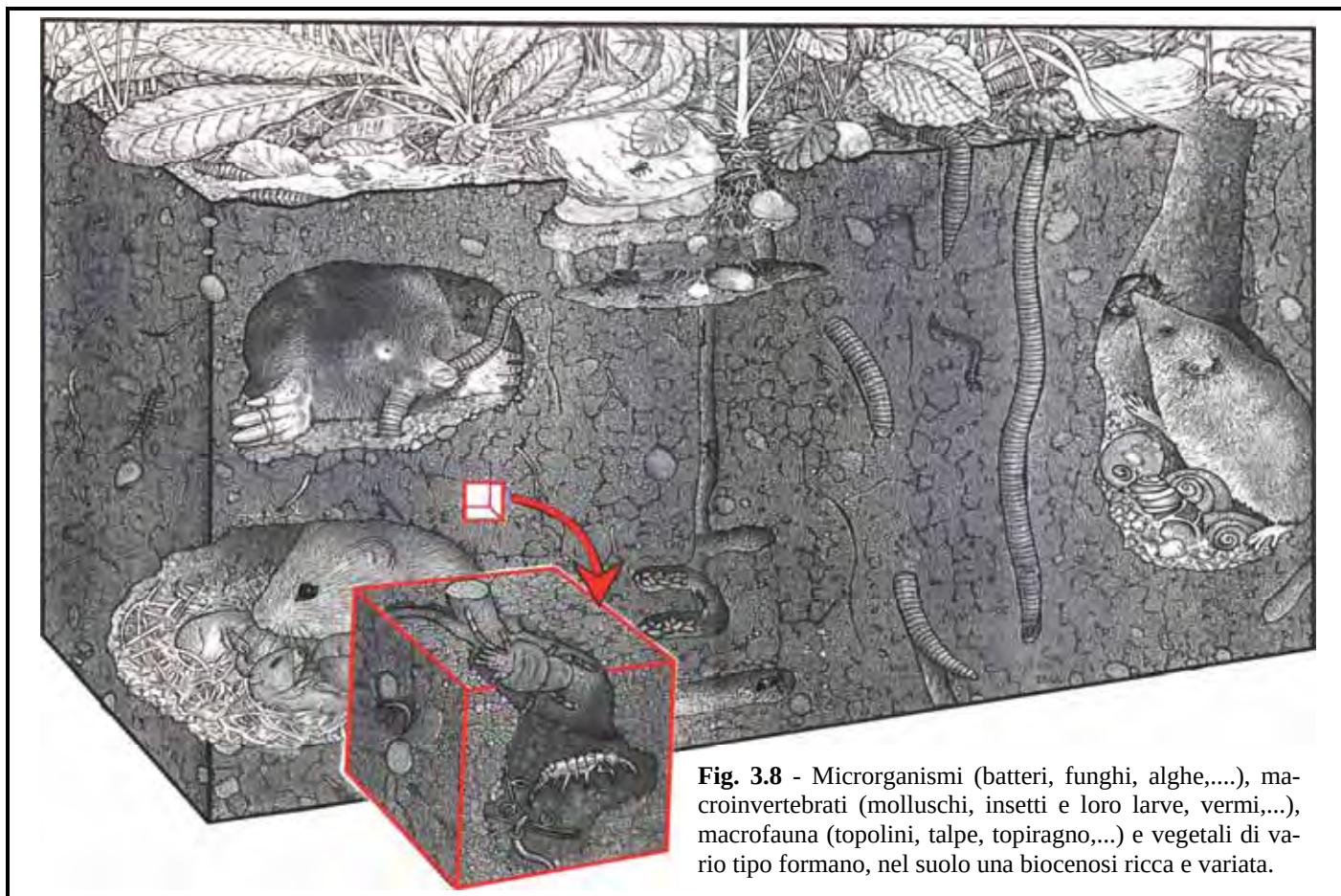
Gli **animali** del suolo (**fig. 3.8**) si distinguono, per dimensioni (**tab. 3.4**). La microfauna, con dimensioni inferiori ai decimi di millimetro, comprende individui unicellulari, prevalentemente *protozoi* e *nematodi*, le cui forme attive, normalmente saprofite, sono presenti nell'acqua del suolo. La mesofauna (dimensioni massime di un centimetro) è rappresentata da piccoli *artropodi* (aracnidi, miriapodi e insetti) prevalentemente saprofiti. La macrofauna, (dimensioni superiori al centimetro) è costituita da *vermi terricoli*, soprattutto lombrichi, da artropodi, miriapodi ed insetti (le formiche e le termiti sono i più attivi) e *gasteropodi*. L'azione di questi migliora le condizioni fisiche del suolo: contribuiscono allo sminuzzamento dei residui vegetali freschi e ad un più completo rimescolamento delle frazioni organica e minerale. Grazie alla loro presenza si osserva un miglioramento dello stato di aggregazione delle particelle e

ne risulta facilitata la formazione di complessi organo-minerali. A quelli sopra citati occorre aggiungere altri animali quali anfibi, rettili e piccoli mammiferi (topolini, topiragno, arvicole,...) fra i quali sono presenti erbivori, detritivori e predatori. Essi dipendono strettamente dal suolo e dal *soprasuolo* (tutto ciò che si trova sopra la superficie del terreno, essenzialmente la parte aerea della vegetazione) e costituiscono parti importanti della catena alimentare.

3.5 - L'acqua

L'acqua del suolo, per il contenuto di soluti, è detta *soluzione circolante*, con significative concentrazioni di sali essenziali per la crescita vegetale. Il rifornimento di ioni in soluzione deriva dagli scambi tra l'acqua, la frazione solida del suolo e le radici. Essa è essenziale per i fabbisogni idrici dei vegetali e per il trasporto degli elementi nutritivi in soluzione ed è un *fattore pedogenetico*, perché interviene nei processi di alterazione dei minerali,

umificazione, mineralizzazione delle sostanze organiche, mobilitazione di materiali e successivo trasporto ed eventuale ridistribuzione entro il profilo.



Il *bilancio idrico del suolo*, all'interno del ciclo idrologico, dipende dalle precipitazioni che giungono al netto dell'intercettazione dei vegetali, dal ruscellamento superficiale in funzione della geomorfologia, dalla capacità del suolo di trattenere l'acqua infiltrata, dal movimento di percolazione attraverso il profilo, dalle perdite per evaporazione dalla superficie ed infine da quelle per traspirazione dalle piante. L'acqua persa per percolazione profonda e per drenaggio può raggiungere una falda (acqua sotterranea) e da questa essere allontanata e contribuire all'alimentazione di sorgenti e di corsi d'acqua superficiali.

L'acqua è trattenuta all'interno dei pori del suolo con diversa forza in relazione alla quantità presente e alla dimensione dei pori stessi (interstizi vuoti). In condizioni di scarso rifornimento o di prevalenza di porosità fine, la forza di trattenuta dei solidi per capillarità può diventare competitiva nei confronti della forza di suzione delle radici. Ne consegue che non tutta l'acqua presente nel suolo è utilizzabile dalle piante e che, in ogni caso, la quantità disponibile è funzione della tessitura e della struttura del suolo.

Gli spazi vuoti del suolo (che nel loro insieme, in rapporto con il volume totale del terreno, rappresentano la *porosità*) sono più o meno saturi d'acqua. L'umidità è il volume d'acqua trattenuto da un determinato volume del suolo. Normalmente il contenuto d'acqua non supera il 25 % del volume totale. In conseguenza delle condizioni idrologiche e climatiche il suolo può, con una frequenza variabile, essere saturato ad una certa profondità. Se le condizioni di saturazione sono ricorrenti o permanenti si possono osservare gli effetti della formazione di una falda freatica il cui livello s'innalza e si abbassa secondo le stagioni, rendendo asfittica la zona del profilo interessata da una temporanea saturazione.

L'acqua è in primo luogo sottoposta alla forza di gravità che le impone un movimento verso il basso attraverso gli orizzonti, ma è contrastata dalla forza capillare. Grazie alla porosità capillare più fine (l'insieme degli interstizi di dimensioni sufficientemente piccole da consentire tale fenomeno), l'acqua può muoversi nel suolo in tutte le direzioni e quindi anche risalire dalla falda verso la superficie, contrastando la forza di gravità (**tab. 3.7**).

tempo	sabbia	limo	argilla
0,5 ora	34	18	14
1 ora	36	28	20
6 ore	42	67	39
12 ore	43	88	46
1 giorno	46	116	53
3 giorni	51	164	62
6 giorni	55	196	68
9 giorni	58	216	72
18 giorni	63	248	81

Tab. 3.7 - Altezza [mm] e tempo di risalita dell'acqua per capillarità in materiali di diversa granulometria.



Fig. 3.9 - Disposizione dell'acqua intorno alle particelle del suolo.

Le molecole d'acqua sono polari (possiedono cioè cariche opposte alle estremità) e ciò è causa di interazioni elettrostatiche tra esse, con gli ioni in soluzione e con particelle (soprattutto delle argille e delle sostanze umiche); le superfici di queste ultime presentano cariche elettriche che attraggono e orientano le molecole d'acqua che viene così a formare uno strato bagnato intorno alle particelle stesse (**fig. 3.9**). Le cariche superficiali attraggono anche cationi e anioni, a loro volta ricoperti da una sorta di guscio d'idratazione che contribuisce a limitare la perdita di minerali causata dal dilavamento. Nel suolo esistono anche *forze osmotiche*, legate alla presenza di sali solubili che provocano movimento dell'acqua dalle zone a minor concentrazione verso quelle a maggior concentrazione salina. Tale fenomeno è importante dal punto di vista agronomico in conseguenza della somministrazione di fertilizzanti minerali solubili.

centrazione verso quelle a maggior concentrazione salina. Tale fenomeno è importante dal punto di vista agronomico in conseguenza della somministrazione di fertilizzanti minerali solubili.

3.6 - L'aria

L'aria (*atmosfera del suolo*) è importante, dal punto di vista edafico (regolatrice della respirazione delle radici e degli organismi), di quello pedogenetico, del controllo dei processi chimici e dei rapporti con l'atmosfera esterna. Aria e acqua sono in competizione nel riempimento degli spazi vuoti del suolo; il contenuto dell'una è inversamente proporzionale al contenuto dell'altra. Si passa dalle condizioni di totale saturazione d'acqua a quelle di completa assenza, con i pori pieni di sola aria. La composizione dell'aria all'interno del suolo è diversa da quella esterna (**tab. 3.8**). La respirazione della biomassa, compresa quella radicale, l'arricchisce ~ 10 volte in CO₂ negli orizzonti superficiali rispetto all'ambiente esterno (0,03 %), mentre in profondità l'anidride carbonica può raggiungere il 10 % e l'ossigeno (O₂) scendere a valori così bassi da compromettere la respirazione delle radici.

	O ₂	CO ₂
atmosfera	20,9	0,03
suolo franco a maggese	20,7	0,10
suolo franco letamato	20,4	0,20
suolo franco non letamato	20,3	0,40
suolo sabbioso letamato	20,3	0,60
suolo sotto prato	18 ÷ 20	0,5 ÷ 1,5

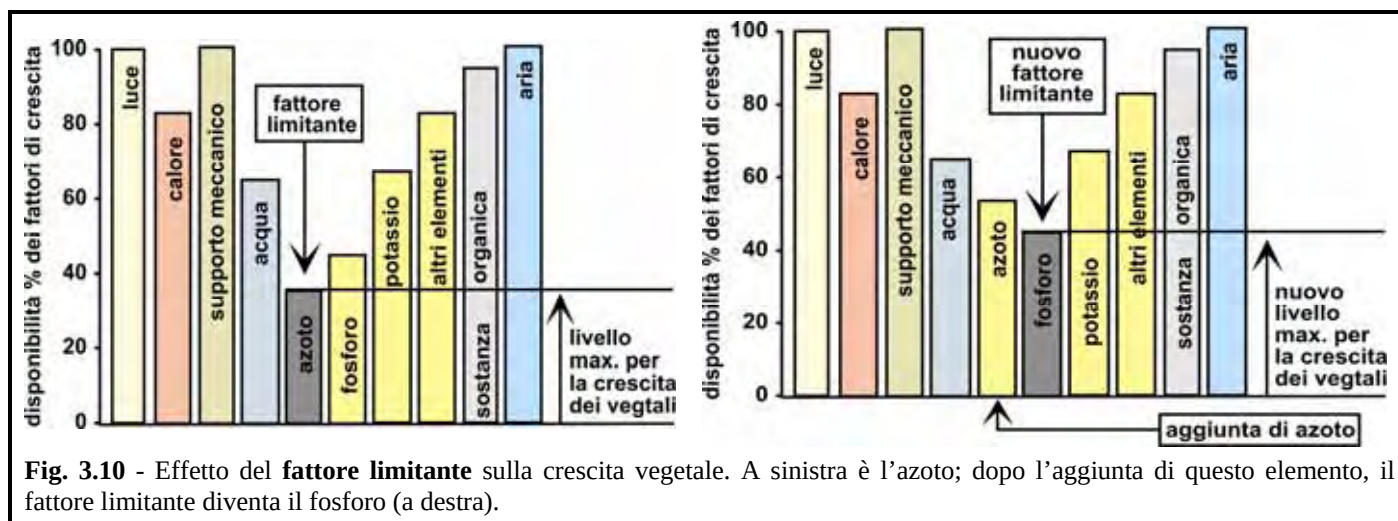
Tab. 3.8 - Concentrazioni [% in volume] di ossigeno (O₂) e di anidride carbonica (CO₂) nell'atmosfera e nell'aria presso la superficie dei diversi tipi di suolo.

Non sempre la concentrazione di O₂ scende in modo correlato con l'aumento della CO₂. Un incremento anche di centinaia di volte della concentrazione di CO₂ non porta, in genere, a valori di O₂ nell'aria del suolo inferiori al 15 %, contro il 20 % dell'atmosfera. Spesso non è tanto la carenza di ossigeno a indurre asfissia radicale, quanto l'eccesso di anidride carbonica o la saturazione d'acqua. Gli scambi con l'atmosfera esterna sono regolati dalla permeabilità del suolo all'aria e dalla diffusione causata dalla differenza di pressione parziale di O₂ e CO₂ tra suolo ed esterno. In generale fuori del suolo la pressione di O₂ è maggiore e quella di CO₂ è minore; quindi il primo tende a passare nel suolo e la seconda a fuoriuscire con un fenomeno detto *respirazione* o *aerazione* del suolo.

3.7 - Le proprietà del suolo

La crescita dei vegetali dipende da numerosi fattori ambientali: luce, aria, acqua, calore, elementi nutritivi, supporto meccanico,... Il suolo, a parte la luce, fornisce materiali ed energia relativi a questi fattori; esso è la risorsa primaria per la produzione vegetale. Ma lo sviluppo delle piante è condizionato dalla giusta combinazione di tali fattori. Secondo la **legge del minimo**, il livello di crescita di un vegetale è quello consentito dal fattore disponibile in minor misura (**fattore limitante**; **fig. 3.10**); nella maggior parte degli ambienti è il fosforo. Le proprietà fisiche, chimiche e

biologiche del suolo, che sono in relazione con il suo regime idrico e termico, nonché con la sua aerazione, regolano la disponibilità di elementi nutritivi per la nutrizione radicale e rendono più o meno adatto il suolo a funzionare come ambiente per i vegetali.



L'energia fornita dal sole e il calore, accumulato e quindi restituito dal suolo come energia radiante verso l'atmosfera, consentono la fotosintesi, il motore fondamentale del ciclo del carbonio. Le radici delle piante assumono dal suolo l'acqua necessaria per diverse funzioni, fra le quali quella di costituire materia prima per la fotosintesi. Le radici, inoltre, assumono dall'atmosfera del suolo l'ossigeno per la *respirazione radicale*, utile alla produzione di energia necessaria per l'assorbimento di elementi nutritivi dalla soluzione circolante nel suolo. La disponibilità dell'acqua è in relazione alla permeabilità del suolo nella zona radicale ed al clima, mentre l'aria è strettamente correlata sia alla struttura del terreno, sia alla presenza dell'acqua.

L'acqua, l'aria ed i sali minerali che il suolo rende disponibili sono i fattori della **fertilità**; essi regolano la capacità di un suolo a funzionare come ambiente per i vegetali o come risorsa produttiva. Ma la fertilità dipende anche dal clima, dalla morfologia del terreno (**fig. 3.5**), dall'attività della biomassa e dell'antropizzazione, cioè dall'insieme delle caratteristiche dell'ecosistema di cui il suolo è parte integrante. La fertilità è generalmente valutata in termini di **produttività** intesa, nei suoli "naturali", come quantità annua di sostanza secca prodotta per unità di superficie e nei suoli coltivati anche come qualità del prodotto ottenuto (valore alimentare in termini di contenuto proteico, zuccherino, vitaminico,... a seconda del tipo di coltura, ovvero del valore merceologico). In relazione alla presenza di fattori limitanti, la fertilità può essere distinta in *attuale*, in relazione alle condizioni intrinseche del suolo e *potenziale*, se esprime la massima produttività quantitativa e qualitativa raggiungibile in conseguenza del massimo miglioramento di tutti i fattori produttivi.

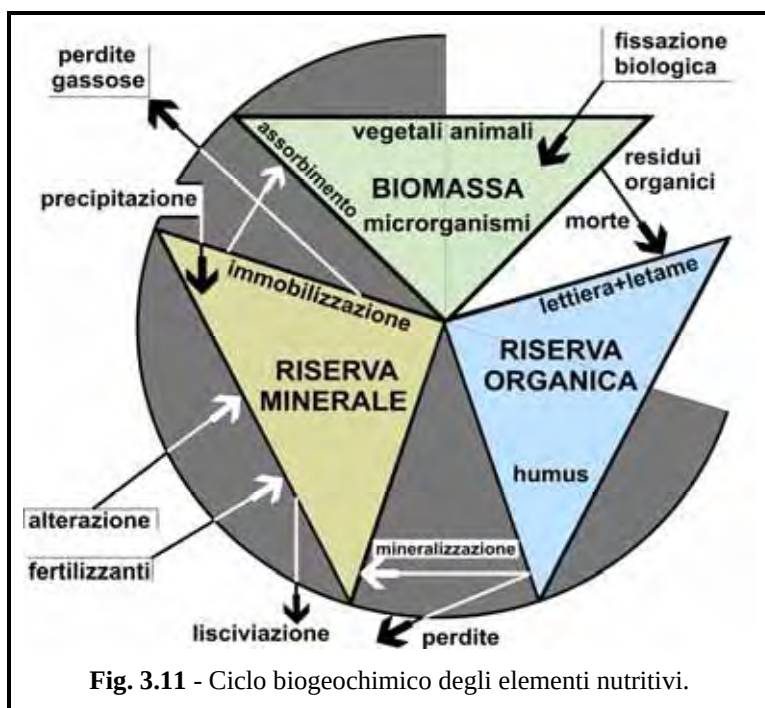
Gli elementi contenuti nei vegetali sono una cinquantina di cui solo 16 *essenziali*, senza i quali le piante verdi non possono svilupparsi e riprodursi (**tab. 3.9**). Secondo la loro presenza nei tessuti vegetali, sono convenzionalmente divisi in **macroelementi** o **macronutrienti** (N, P, S, Ca, Mg, K), in quantità maggiori di 1g per 1 kg di massa, e **microelementi** o **micronutrienti** (Fe, Mn, Zn, Cu, B, Cl, Co e Mo) solitamente con meno di 0,1 g/kg. Tale divisione non rispecchia la loro importanza relativa, così come non ne rispecchia l'abbondanza nel suolo; alcuni elementi sono molto abbondanti, per esempio l'alluminio, ma privi d'importanza per quasi tutte le piante, ed altri, come il ferro, sono molto presenti nel suolo, ma sono solo micronutrienti per i vegetali.

MACROELEMENTI		MICROELEMENTI
da aria e acqua	dai solidi del suolo	dai solidi del suolo
C (carbonio)	N (azoto)	Fe (ferro)
H (idrogeno)	P (fosforo)	Mn (manganese)
O (ossigeno)	K (potassio)	B (boro)
	Ca (calcio)	Mo (molibdeno)
	Mg (magnesio)	Cu (rame)
	S (zolfo)	Zn (zinc)
		Cl (cloro)
		Co (cobalto)

Tab. 3.9 - Macro e microelementi per i vegetali e loro origine.

Il ciclo degli elementi nutritivi nella biosfera è continuo e il flusso interessa tre comparti (**fig. 3.11**): la *riserva minerale* (più o meno disponibile, rappresentata dalla componente minerale del suolo), la *riserva organica* e la *biomassa*. Sali degli elementi fosforo, calcio, magnesio e potassio sono

assorbiti dai vegetali per via radicale durante la stagione di crescita, attingendo solo da una piccola parte della riserva inorganica, il cosiddetto *insieme disponibile*. Questo è costituito dagli ioni immediatamente disponibili, presenti nella soluzione circolante nel suolo e dagli ioni scambiabili, presenti nei minerali argillosi e disponibili per la diminuzione delle concentrazioni in soluzione dovuta anche alla sottrazione di elementi da parte delle radici. Gli ioni dell'*insieme non disponibile* sono presenti nei minerali ancora inalterati, o in sali poco solubili, come gesso e calcite, o insolubili, come alcuni fosfati. Il passaggio di questi all'*insieme disponibile* avviene per alterazione dei minerali del suolo e della roccia, per precipitazione di sali, caduta di polveri, mineralizzazione della sostanza organica e somministrazione di letami e/o di fertilizzanti organici e minerali.

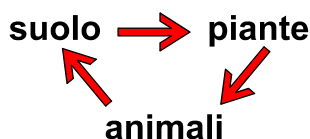


La biomassa è una riserva in parte del suolo e in parte esterna legata alla fissazione biologica di CO₂. La quantità di elementi che contiene dipende dallo sviluppo della massa vegetale ma, indipendentemente da ciò, la biomassa assume una grande importanza in termini di rifornimento di substrato di crescita per i microrganismi del suolo. Questa riserva è vitale in quanto tutto il carbonio e quasi tutto l'azoto vengono riciclati attraverso l'attività dei microrganismi che rappresentano quindi l'unione dei cicli di questi elementi.

La riserva organica che si trova parzialmente sul suolo (residui animali e vegetali indecomposti) e nel suolo (materiale organico più o meno umificato) costituisce, come si è detto, una riserva poco disponibile in relazione alla resistenza dell'humus alla mineralizzazione. La disponibilità immediata di elementi dipende dalla umidità del suolo che provvede alla mobilizzazione di ioni, mentre l'aridità porta alla immobilizzazione, per esempio determinando la precipitazione dei sali disciolti. La disponibilità di elementi è inoltre

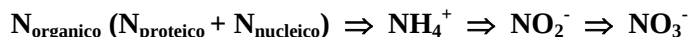
condizionata dal pH e dalle potenzialità ossidative dell'ambiente chimico del suolo.

Gli elementi nutritivi sono disponibili per i vegetali secondo flussi che attraversano ciclicamente i diversi comparti ambientali. La sequenza biogeochimica di trasferimento entro tali comparti è essenzialmente rappresentata dalla successione:



Tuttavia, rispetto a questo schema base, il ciclo e riciclo di ciascun elemento è legato a complessi fenomeni, sia naturali, sia controllati dall'uomo. I comparti interessati sono molto più numerosi e molti cicli sono dei policicli ed un elemento può a lungo seguire linee di flusso ricorrenti che interessano solo un determinato comparto prima di entrare negli altri. Nel suolo possono avvenire fasi cicliche anche per tempi assai lunghi, prima che vengano interessati altri comparti esterni. La permanenza di un elemento in un comparto del ciclo è molto variabile, da pochi minuti, per i trasferimenti a livello dei microrganismi, ad anni per i trasferimenti nel mondo animale o, addirittura, a migliaia o milioni di anni per quelli dall'atmosfera alla litosfera.

La principale riserva di **azoto**, nel pianeta, è l'atmosfera; anche la litosfera e l'idrosfera ne hanno un rilevante contenuto. Quello presente nel suolo è una piccola parte di quanto presente in natura; di questa una quota ancora più piccola è direttamente disponibile per i vegetali. Considerando profondo mediamente un metro il suolo esplorato dalle radici, il contenuto totale massimo di azoto è pari a 10.000 kg/ha; la maggior parte di esso, in molti suoli fertili, è localizzata nei primi 15 ÷ 20 cm. Esso risiede nella sostanza organica residuale, fresca o umificata e nella biomassa vegetale e animale, soprattutto in quella microbica. L'azoto diventa disponibile per le piante grazie alla mineralizzazione della sostanza organica per l'attività dei microrganismi secondo le seguenti fasi:



Nei suoli coltivati le pratiche agronomiche del sovescio e della letamazione, nonché della fertilizzazione, sono ulteriori fonti di elementi nutritivi tra cui l'azoto. Una importante sorgente di azoto è la **fissazione biologica**, attuata da microrganismi liberi o simbiotici con vegetali superiori che sono in grado di ridurre, per via enzimatica, l'azoto molecolare dell'atmosfera (N_2) ad azoto ammoniacale (NH_4^+), utile per la sintesi di amminoacidi.

Lo **zolfo** ha prevalentemente origine dai solfuri, presenti in rocce sedimentarie, che vengono ossidati a solfati durante l'alterazione. Questo elemento è rapidamente accumulato nel suolo sotto forma organica in quantità molto variabile, fino a 2.000 kg/ha, soprattutto nei suoli ben umificati.

Il **fosforo** è interessato da una complessa dinamica di reazioni. In certi terreni la principale fonte di nutrimento per i vegetali è rappresentata dal riciclo del fosforo organico, mentre in altri è accentuata l'immobilizzazione del fosforo con argille ed ossidi. È un elemento poco mobile e ciò smentisce, in parte, che i fertilizzanti fosfatici siano responsabili delle contaminazioni delle acque di falda. Il fosforo giunge al suolo dalla frazione minerale e dalla frazione organica, cioè dagli acidi nucleici e dai nucleotidi presenti nei residui vegetali. La mineralizzazione del fosforo organico è rapida e viene velocemente assimilato o precipita sotto forma di sali insolubili.

Il **potassio** è essenziale per i vegetali; svolge importanti funzioni nella sintesi proteica e degli amminoacidi e nella fotosintesi. Le riserve di tale elemento sulla Terra sono relativamente abbondanti, ma nel suolo la sua distribuzione è variabile in funzione delle caratteristiche della componente minerale. Nelle zone temperate i suoli hanno quantità di potassio in soluzione variabile da 1 a 80 ppm (**parti per milione**), ma i valori ottimali, in relazione allo sviluppo degli apparati radicali, oscillino tra 20 e 60 ppm. L'effettiva disponibilità di potassio per i vegetali è condizionata dalla presenza di altri cationi, soprattutto di **calcio** e di **magnesio**. Il ciclo di questi tre elementi è molto variabile, ma in generale quello del potassio è più rapido.

La disponibilità dei **microelementi** è legata soprattutto alla roccia madre che, alterandosi, li rilascia. Ferro, rame, manganese, zinco, cobalto, molibdeno, nichel e piombo sono presenti soprattutto in rocce basiche; ferro e manganese sono presenti anche come ossidi insolubili e ferro, rame e zinco come solfuri. Il Boro può essere presente in rocce acide o sostituire l'alluminio nei cristalli di minerali argillosi. Gran parte dei microelementi giungono al suolo nei particolati che ricadono dalle emissioni industriali e veicolari.

3.8 - Profilo del suolo

Se non intervengono azioni che impediscono la normale evoluzione del suolo, i prodotti della pedogenesi, si distribuiscono verticalmente, formando strati ad andamento pressoché orizzontale, diversi tra loro per aspetto e per proprietà fisiche, chimiche e biologiche, i quali ricoprono la roccia madre (**figg. 3.1 e 3.3**). Tali strati vengono detti **orizzonti** che, nella successione stratigrafica dalla superficie alla roccia inalterata, costituiscono il **profilo del suolo** o **profilo pedologico**. Esso varia a seconda delle condizioni ambientali e soprattutto del luogo, del clima e della natura fisica e chimica della roccia madre. Si riconoscono due o più dei seguenti orizzonti:

- A00** $\Rightarrow$ resti organici, soprattutto vegetali, poco o affatto alterati, al punto da riconoscerne l'origine;
- A0** $\Rightarrow$ prevalentemente resti organici che hanno subito modificazioni tali da non permettere il riconoscimento delle forme originali;
- A1** $\Rightarrow$ primo degli orizzonti minerali in cui la sostanza organica è umificata e mescolata con la componente minerale; colore generalmente scuro;
- A2** $\Rightarrow$ orizzonte in cui si è verificata l'eluviazione dell'argilla e degli ossidi di ferro e di alluminio; colore grigio - cenere;
- B** $\Rightarrow$ orizzonte illuviato, in cui si è verificato accumulo di argilla e di ossidi (dall'orizzonte sovrastante); colorazioni più intense e rossastre; in certi casi si presenta come strato di alterazione con formazione di argille o di ossidi di ferro ed obliterazione dei caratteri originari della roccia madre;
- C** $\Rightarrow$ orizzonte caratterizzato esclusivamente dal disfacimento della roccia madre;
- R** $\Rightarrow$ roccia madre inalterata.

In sintesi la genesi del suolo dipende soprattutto dalla composizione mineralogica della roccia madre e dal clima. Su questi fattori si sono basate le principali classificazioni dei suoli (**scheda 3.5**).

3.9 - La zonazione dei suoli

Se un terreno è “vergine”, come la natura lo ha formato, si parla di *suolo naturale*; se questo viene trasformato artificialmente dalle coltivazioni, si usa il termine “*suolo agrario*” (con caratteri più semplici) o, in certi casi, di *suolo forestale* (se costituisce il substrato di boschi coltivati). In base alle condizioni in cui si formano, i suoli si distinguono come riassunto in **tab. 3.10**.

Regioni	Zone climatiche	Suoli
Fredde	Artico e alta montagna	-
Temperate	Fredde e umide	podzol - mol di brughiera - rendzina
	Umide meno fredde	terre brune - terre gialle
	Temperato - calde moderatamente umide	terre rosse
	Aride	terre nere- terre castane - suoli salsi
Subtropicali e tropicali	Umide	suoli rossi lateritici - lateriti
	Aride	suoli con crostoni - suoli desertici

Tab. 3.10 - Esempio di zonazione dei suoli.

I *suoli artici* o di *alta montagna* sono simili. Di scarso spessore, contengono, in genere, molto humus, ma pochi sali minerali in soluzione. Nelle regioni boreali uno dei tipi caratteristici è il *suolo di tundra*. In alta montagna i terreni sono prevalentemente detritici e acidi; nelle zone con ricca vegetazione si sviluppano suoli umici relativamente potenti (anche un metro). Il profilo dei terreni artici (Siberia) è generalmente caratterizzato dalla presenza, sotto l’orizzonte più superficiale, gelato solo durante l’inverno, da uno strato (spesso da alcuni metri fino a 300 m) perennemente gelato, detto *permafrost*, la cui origine è connessa con le glaciazioni quaternarie. Fra i suoli delle regioni temperate fredde e umide, i tipi caratteristici sono i *podzol*, i suoli delle *brughiere* ed i *rendzina*. I *podzol* sono bianchi - grigiastri, ricchi di humus in profondità, diffusi nell’Europa settentrionale e Nord - orientale, fra la tundra e la steppa. La *podsolizzazione* (trasporto per dilavamento degli ossidi di ferro e di alluminio e della sostanza organica negli orizzonti più bassi) si manifesta nelle regioni con temperature basse e piogge abbondanti; in tali orizzonti hanno luogo talora processi di concentrazione con formazione di un solido crostone ferruginoso detto *ortstein*. I suoli di brughiera sono rappresentati da due orizzonti superiori, di cui uno prevalentemente umifero e l’altro sabbioso e podsolizzato, che ricoprono un orizzonte argilloso - ferruginoso impermeabile. I *rendzina* sono *podzol* umiferi derivati dalla decomposizione di rocce calcaree in regioni fredde e umide.

Le *terre brune*, diffuse nell’Europa centrale e nell’Italia settentrionale, sono prevalentemente argillose; presentano humus e idrossidi di ferro che conferiscono il colore al suolo. Le *terre gialle*, caratteristiche di climi temperati e mediamente umidi, contengono poco humus e idrossidi di ferro relativamente abbondanti; sono diffuse soprattutto presso il limite settentrionale del Sud Europa. Il tipo caratteristico dei suoli delle regioni temperate calde, moderatamente umide e con semestri alternati umidi e asciutti, è la *terra rossa*, diffusa nelle regioni calcaree del bacino del Mediterraneo. Sono terreni argillosi, poveri di humus, ricchi di idrossidi di ferro (che conferiscono al suolo il caratteristico colore) e di alluminio. Merita ricordare il cosiddetto *ferretto*, terreno argilloso, rosso o giallo, ricco di idrossidi di ferro, che ricopre le alluvioni e le morene antiche del bacino del Po. I suoli delle regioni temperate aride sono le *terre nere* (*chernozem*), ricche di humus che conferisce il colore del suolo, talvolta potente oltre un metro. Sono terreni neutri o debolmente alcalini e sono diffusi nell’Europa centrale ed orientale, nella Siberia meridionale e nella Mongolia. Presso il limite Sud - orientale dell’area di diffusione di questi terreni si trovano le *terre castane*, caratterizzate da minori quantità della componente organica. I *suoli salsi* possiedono elevate concentrazioni di sali a causa della loro concentrazione negli strati superficiali dovuta allo scarso dilavamento ed al drenaggio; sono diffusi nei climi semiaridi.

Nelle regioni tropicali, per il clima caldo umido, le reazioni chimiche del suolo sono più intense; pertanto si verifica un’attiva idrolisi dei silicati, accompagnata da ossidazione dei minerali di ferro e dei composti organici. Si tratta del caratteristico ambiente nel quale si forma la *laterite*, una terra argillosa rossa o gialla, composta da una miscela di silice colloidale, allumina e idrossidi di ferro. Il suo colore varia a seconda della natura della roccia madre. Le rocce basiche, ricche di minerali di ferro e di magnesio, generano una laterite con una intensa colorazione rossastra. Questo tipo di suoli ricopre quasi il 50 % dell’Africa, oltre il 15 % dell’Asia ed il 40 % dell’America meridionale. I suoli delle zone tropicali e subtropicali aride sono rappresentati da terreni desertici incoerenti (sabbie, ghiaie) e dai *crostoni desertici* (*hardpan*) di natura calcarea, gessosa, ferruginosa e silicea.

3.10 - Soprassuolo

Categorie	Biomasse [kg]
Alberi	270.000
erbe	1.000
insetti	50
mammiferi	7
uccelli	1
vermi, funghi	13.000

Tab. 3.11 - Valori delle biomasse di alcune categorie di viventi costituenti il soprassuolo di 1 ha di ecosistema forestale.

Il soprassuolo è tutto ciò che si trova *sopra* il *suolo*. Se escludiamo le aree molto antropizzate, quelle “cementificate”, “coperte” da strade, ferrovie, case, fabbriche,... e quelle utilizzate per fini agricoli, sottoposte a coltivazione e quindi “coperte” da vegetali utilizzati dall’uomo per fini alimentari e zootecnici, le restanti superfici delle terre emerse sono dette suoli naturali, distinti essenzialmente in deserti e foreste.

I deserti sono “suoli nudi”, senza soprassuolo; le foreste sono suoli più o meno evoluti, sui quali sono presenti complessi ecosistemi. Se tracciamo un quadrato di lato di 100 metri su una superficie occupata da una foresta e se si effettuasse un rilevamento degli organismi del soprassuolo, valutando la biomassa delle diverse categorie dei viventi (considerando la sostanza organica morta come componente del suolo vero e proprio), si otterrebbero i risultati riassunti in **tab. 3.11**.

In un ecosistema forestale gli alberi costituiscono, da soli, circa il 95 % della biomassa totale della cenosi costituente il soprassuolo. Considerato che gli alberi costituiscono la componente più rilevante, in termini quantitativi, delle superfici naturali delle terre emerse (deserti esclusi), si ritiene utile descrivere le caratteristiche essenziali dei boschi e delle foreste la cui evoluzione è strettamente legata a quella dei suoli.

Di un bosco, oltre a considerare la fascia altimetrica sulla quale è impostato (**scheda 3.6**), occorre osservarne la *struttura*, cioè l’aspetto esterno dell’insieme degli alberi, che può essere il risultato di una storia dominata dalla natura oppure condizionata dalle attività umane.

L’età approssimativa degli alberi si deduce dalla loro altezza. Se hanno tutti, più o meno, la stessa altezza, vuol dire che hanno la stessa età; quindi si tratta di un **bosco coetaneo**. Se gli alberi hanno età diverse (altezze diverse), si tratta di un **bosco disetaneo**. Ci sono anche situazioni intermedie come, per esempio, uno strato di alberi maturi, insieme a giovani piante; in questo caso si tratta di un **bosco a popolamento stratificato**. Infine, nel caso in cui il bosco fosse formato da gruppi di alberi di età diverse, allora si tratta di una comunità disetanea a gruppi. Se il bosco è naturale, cioè non influenzato dall’azione dell’uomo, si presenta generalmente disetaneo o disetaneo per gruppi; infatti, man mano che un vecchio albero muore, lo spazio rimasto vuoto viene occupato da giovani piante. L’azione dell’uomo (tagli e rimboschimenti) favorisce invece la formazione di comunità coetanee.

La **fustaia** è un bosco dove tutti, o quasi tutti, gli alberi sono nati da seme (**fig. 3.12**). Si definisce **fustaia naturale** quella sviluppata da semi provenienti dalle piante presenti nelle aree intorno. Si definisce **fustaia artificiale** quella sviluppata dallo spargimento di semi (o da piantumazione di giovani piante) da parte dell’uomo e provenienti da altri luoghi (in genere vivai forestali). La fustaia artificiale si riconosce in quanto, spesso, le piante sono disposte in modo regolare sul terreno. Un bosco a fustaia coetanea si può classificare in base all’età degli alberi:

- *perticaia giovane*; alberi piccoli e molto fitti;
- *fustaia adulta*; dominanza di alberi adulti;
- *fustaia matura*; con presenza di alberi vecchi o molto vecchi e prossimi a deperire.

Se da un **ceppo** escono più fusti, ci troviamo di fronte ad un **bosco ceduo**, cioè formato dal taglio di piante preesistenti e dal cui ceppo sono stati emessi i **polloni** (**fig. 3.13**). I boschi cedui sono utili per la rapida produzione di legname da ardere o per la costruzione di piccoli pali. Non tutti gli alberi emettono polloni dopo il taglio. Alcuni boschi presentano sia alberi cedui, sia fusti; in tal caso si tratta di *boschi cedui composti*.

Se le piante sono tutte della stessa specie avremo un **bosco puro**. In natura tale situazioni sono rare, solitamente in situazioni ambientali estreme (in alta montagna si possono trovare lariceti e abetine pure). Spesso l’intervento dell’uomo agevola la formazione di tali boschi, sia con gli impianti artificiali monospecifici (con piante tutte della stessa specie), sia favorendo una specie rispetto alle altre, spesso a scapito della fertilità forestale.

Per **bosco misto**, si intende un popolamento formato da due o più specie; se una è molto più abbondante rispetto alle altre, si definisce *dominante*.



Fig. 3.12 - A sinistra è rappresentata una fustaia monospecifica (dove prevale una specie). A destra è rappresentato un bosco misto.

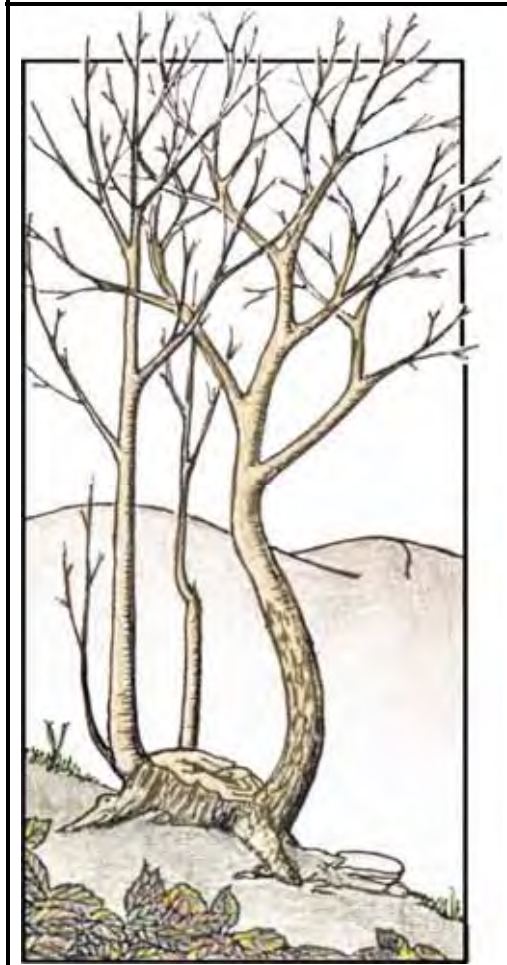
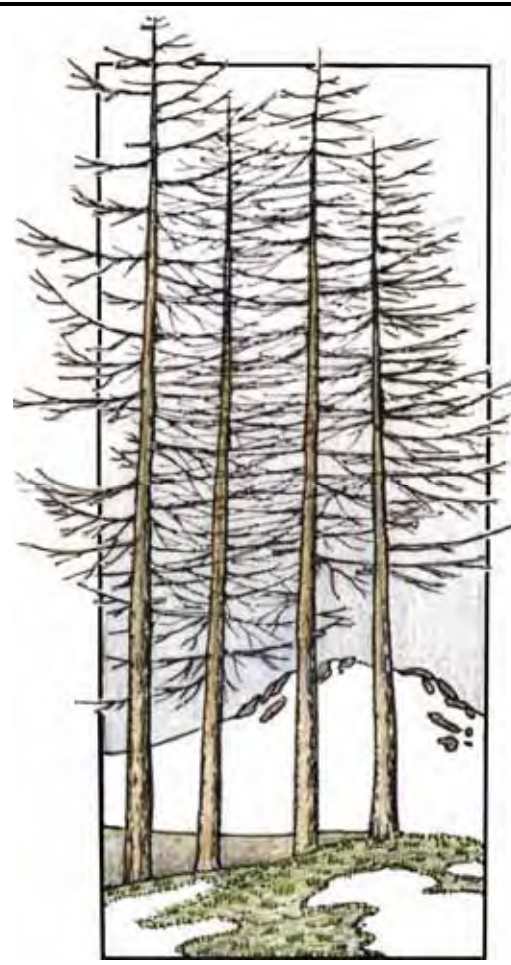


Fig. 3.13 - Un bosco può essere classificato anche in funzione del tipo di governo: *ceduo* (a sinistra) o *fustaia* (a destra).



3.11 - La deforestazione

Molto spesso si usano impropriamente i termini “bosco” e “foresta” con lo stesso significato, ritenendo che la foresta altro non sia che un bosco grande e più fitto. In realtà il bosco è una foresta, o una sua porzione, in qualche modo rimaneggiata, coltivata, usata dall'uomo. Non si può parlare di bosco nel caso di una piccola area di foresta amazzonica abitata dagli aborigeni e poi abbandonata. Si usa correttamente il termine “bosco” dove l'uomo, in modo evidente, ha sostituito le piante che vi crescono spontanee con altre che sono a lui più congeniali o che, per un lungo periodo, ha raccolto, tagliato ed usato le piante della stessa foresta. In Italia, per la presenza massiccia dell'uomo, non esistono più vere foreste. In alcune regioni sono state completamente distrutte o, in limitate porzioni di territorio, sostituite da boschi. Nella pianura padana le antiche foreste di quercia e di carpino (climax querceto-carpineti) sono ormai sostituite da campi coltivati e da boschi di pioppi. Inoltre la riduzione della copertura vegetale produce forti alterazioni idrologiche con incrementi dei deflussi superficiali e dell'erosione (fig. 3.14).

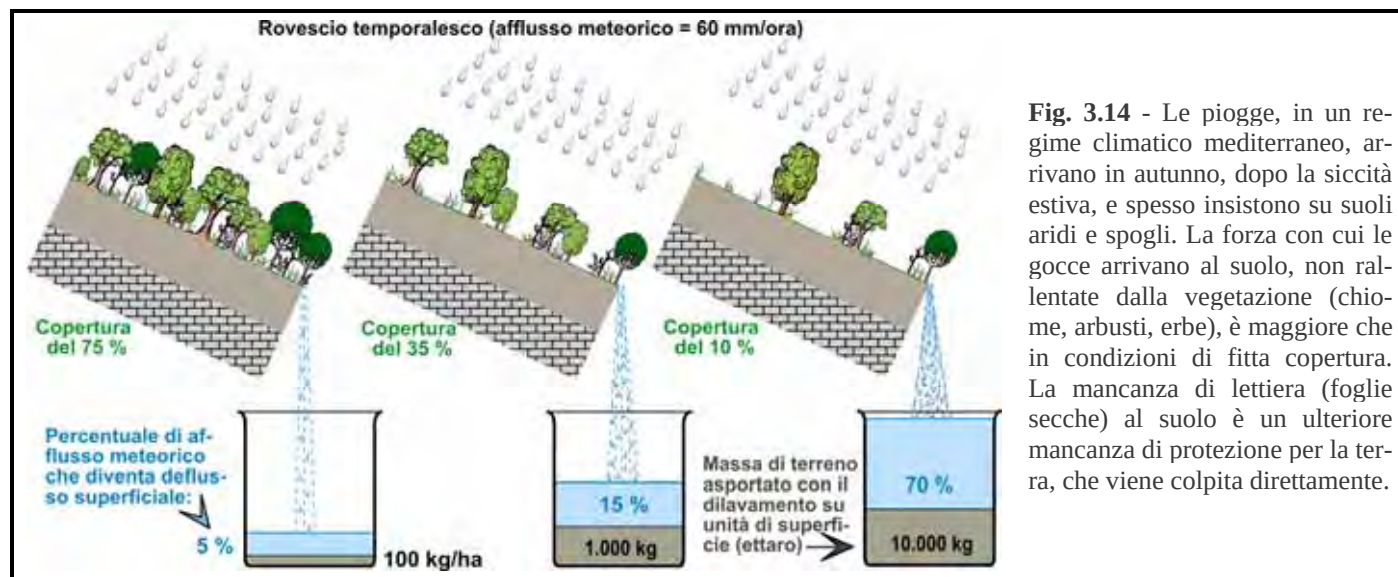


Fig. 3.14 - Le piogge, in un regime climatico mediterraneo, arrivano in autunno, dopo la siccità estiva, e spesso insistono su suoli aridi e spogli. La forza con cui le gocce arrivano al suolo, non rallentate dalla vegetazione (chiome, arbusti, erbe), è maggiore che in condizioni di fitta copertura. La mancanza di lettiera (foglie secche) al suolo è un'ulteriore mancanza di protezione per la terra, che viene colpita direttamente.

Su tutte le regioni emerse della Terra, a parte i deserti e le latitudini ed altitudini più elevate, prevale il climax forestale. Le condizioni fisico-climatiche di tali regioni sono cioè tali che, in assenza di fattori antropici, tendono ad evolvere in foresta in equilibrio con l'ambiente, mantenendosi tale se non intervengono cause esterne a modificare le condizioni naturali del clima e del suolo. Ad eccezione degli abitanti delle praterie del Nord-america e dell'Asia centrale e forse di quelli delle savane africane e di poche altre regioni del globo, in tutte le altre zone l'uomo ha abbattuto le foreste per ottenere aree per coltivare, allevare animali e costruire edifici e vie di comunicazione. Questo fenomeno interessa quasi tutto il Mondo, in particolare le nazioni di più antica civiltà che si affacciano sul Mediterraneo.

Vaste zone sono state disboscate e quasi tutte le regioni mediterranee sono pressoché prive di foreste. Nella catena del Libano sono state abbattute quasi totalmente le formazioni forestali di cedro ed i pochi esemplari sopravvissuti sono racchiusi in un recinto. In Italia il disboscamento è stato



Fig. 3.15 - In questa immagine è illustrato il fitto intreccio delle radici di un melo. L'apparato radicale di una pianta contribuisce alla stabilità del suolo. Le radici operano una azione di “trattenuta” dei detriti anche sui versanti ripidi, limitando l'azione erosiva dell'acqua di ruscellamento.

molto pronunciato sull'Appennino, sia per ottenere legname da costruzione e da ardere, sia per destinare spazi sempre più ampi al pascolo. Nella catena dei monti Sibillini il disboscamento è stato talmente intenso che ora si trovano poche faggete residue, mentre su vaste pendici il suolo, non più trattenuto dalla vegetazione (e soprattutto dalle radici, **fig. 3.15**), è stato asportato; attualmente la roccia nuda affiora ovunque, con una magra vegetazione erbacea.

Alcune specie forestali, quali l'abete bianco ed il pino mugo, una volta presenti sui Sibillini, ora sono scomparsi da questo settore dell'Appennino e altrove sono limitati a poche località. In Sicilia una specie endemica di abete bianco che formava un tempo estese foreste, ora ridotta a pochi esemplari in natura ed in qualche giardino privato. Sulle Alpi, nonostante il disboscamento, grazie alle condizioni ambientali più sfavorevoli per gli insediamenti umani, i boschi hanno potuto conservarsi meglio rispetto all'Appennino. In pianura residui di foresta sono rimasti in aree limitate, in quanto utilizzate un tempo come riserve di caccia ed oggi protette con l'istituzione di parchi.

Quanto è successo in Italia ed in Europa nei secoli scorsi a spese della foresta mediterranea e boreale è avvenuto recentemente (e sta avvenendo) anche in Africa ed in Sudamerica. Esempi di disboscamenti potrebbero essere illustrati per quasi tutte le regioni della Terra, determinando gravi problemi per l'erosione del suolo.

3.12 - L'erosione del suolo

La formazione di un suolo, grazie ai processi della pedogenesi (precedentemente descritti), avviene in tempi molto lunghi, secoli o anche millenni e addirittura geologici. Lo sviluppo della vegetazione è fortemente condizionato dalla presenza del suolo. Esso è un fattore economico di importanza fondamentale per la natura in generale e per la vita dell'uomo, in quanto ad esso è legata una delle sue attività principali, l'agricoltura. Inoltre la conservazione del suolo è essenziale per il mantenimento degli equilibri naturali

Il disboscamento, oltre a privare gli ambienti naturali di una importante ricchezza vegetale, è causa di notevoli modificazioni geomorfologiche ed idrologiche di vaste porzioni di territorio che ospitano complesse comunità biologiche. Le caratteristiche del terreno vengono rapidamente alterate, anche soprattutto per la mancata azione di "tenuta" del terreno offerto dagli apparati radicali delle piante (**fig. 3.15**). Si ha un forte aumento dell'irraggiamento solare (un bosco con fitta vegetazione assorbe fino all'80 % della luce incidente). Aumenta la temperatura del terreno con conseguente perdita di umidità, essenziale per la crescita dei vegetali. La progressiva perdita di acqua comporta l'alterazione fisica e chimica del suolo sconvolgendo l'equilibrio che esso aveva acquisito, in tempi molto lunghi, con l'ambiente circostante. Le acque delle piogge, non più trattenute dall'orizzonte più superficiale, comportano un aumento dell'erosione e contribuiscono ulteriormente alla modificazione della tessitura e composizione del terreno (**fig. 3.14**). Questa rivoluzione ambientale determina un cambiamento della comunità biologica impoverendola con la scomparsa di molti animali e vegetali. La distruzione di un bosco determina la scomparsa di un ambiente caratterizzato da un delicato equilibrio raggiunto dopo una evoluzione avvenuta in tempi molto lunghi, la diminuzione della biodiversità (scomparsa di specie vegetali ed animali), un aumento dell'erosione, del trasporto solido e dell'accumulo di sedimenti nei bacini (**fig. 3.16**), cioè di quell'insieme di fenomeni che sono caratteristici del *dissesto idrogeologico*.

Da queste considerazioni deriva la necessità di tutelare il suolo con il massimo impegno (**scheda 3.8**), impedendo che gli agenti della disgregazione fisica (acqua e aria) lo distruggano. Naturalmente non è possibile annullare l'erosione, in quanto si tratta di un insieme di fenomeni naturali che esistono da sempre, ma è fondamentale ridurre almeno l'efficacia, soprattutto in quelle situazioni dove cause di tipo antropico hanno determinato un accentuarsi di tali fenomeni (*erosione accelerata*). Versanti privati dalla copertura vegetale (**fig. 3.16**) per svilupparvi le colture agrarie, sono frequentemente soggetti ad erosione accelerata. Aree un tempo coltivate e poi abbandonate possono essere soggette, prima che la vegetazione spontanea possa costituire una protezione efficace, a vistosi fenomeni di erosione a causa dell'assenza delle cure di manutenzione delle strutture (canali di drenaggio, muretti di sostegno, ecc...) utili per la difesa del terreno.

La grandiosità del fenomeno erosivo è evidente dalla grande quantità di suolo che viene annualmente asportata dai campi e dai prati che, per esempio, negli Stati Uniti è stata valutata pari a circa tre miliardi di tonnellate. In Italia l'asportazione del suolo derivato dal disfacimento delle formazioni argillose (sei milioni di ettari, circa l'80 % della superficie agraria) è pari a $1.000 \div 7.000 \text{ m}^3$, con valori massimi di 11.000 m^3 . È evidente che le opere di difesa, soprattutto con le tecniche della bioingegneria naturalistica (che utilizza metodi basati non tanto sul cemento, ma sulla

capacità della vegetazione di colonizzare e consolidare i terreni) dovrebbero essere adeguate alla gravità dei fenomeni erosivi, ma fino ad ora, in tutte le nazioni del Mondo, tali opere sono nettamente inferiori alle necessità.

Circa il 40 % della superficie dei continenti non è adatta a colture agricole ed oltre il 30 % è ancora ricoperta da foreste che andrebbero conservate. I terreni più fertili coltivati costituiscono solo il 10 % della superficie totale. Negli ultimi due secoli la produzione agraria mondiale è continuamente cresciuta con l'incremento della messa a coltura di porzioni sempre più vaste di terreni. Tale processo è stato facilitato dallo sviluppo industriale che ha fornito i mezzi meccanici per le attività agrarie le quali, tra l'altro, hanno ampiamente goduto dei vantaggi derivati dallo sviluppo delle conoscenze nel campo della biologia dei vegetali. Si potrebbe quindi pensare che esistano le condizioni per soddisfare le crescenti necessità della popolazione mondiale. Tuttavia vi sono alcune osservazioni che smentiscono le posizioni ottimistiche sul futuro del nostro pianeta.

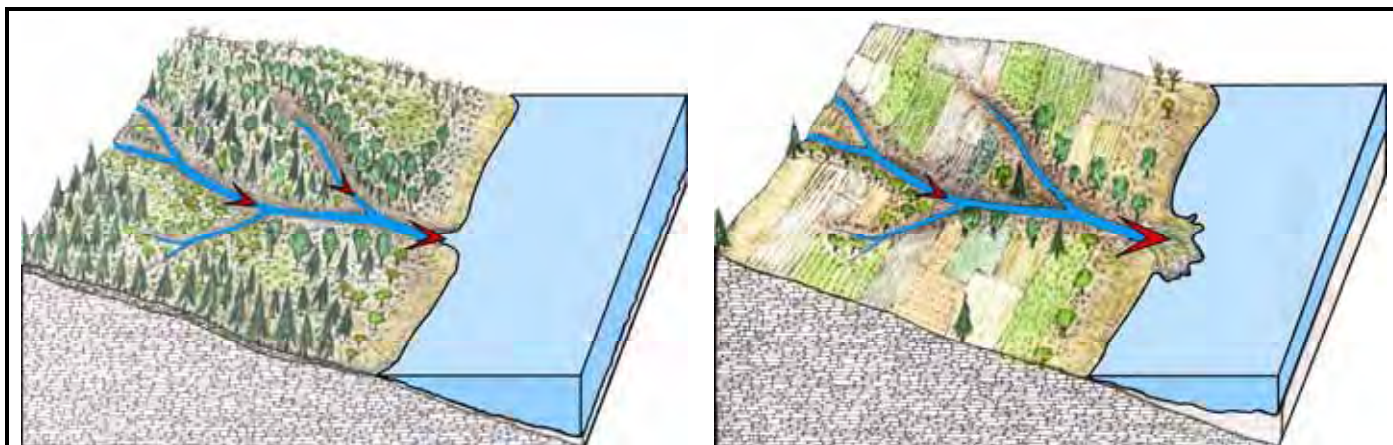


Fig. 3.16 - Un versante ben protetto dalla vegetazione naturale (a sinistra) presenta un suolo profondo ed è scarsamente interessato da fenomeni erosivi. Il disboscamento, per far spazio alle pratiche agricole, comporta un notevole incremento dell'erosione, l'asportazione del suolo, l'aumento del trasporto solido e l'accumulo di sedimenti a valle (a destra).

Nel mondo esistono vaste aree, produttive in passato, ora diventate sterili. Questo deterioramento è dovuto a variazioni climatiche (Asia centrale), all'incremento dell'erosione (Europa meridionale, U.S.A. orientali, aree tropicali umide), alla salinizzazione ed alcalinizzazione di terreni irrigati (Mesopotamia, Egitto, Africa meridionale, California). Lo sfruttamento irrazionale del terreno e scorrette pratiche agrarie sono causa della perdita di fertilità. Occorre ricordare il progressivo estendersi dei deserti in tutto il mondo, sia per fenomeni naturali, sia per l'eccessivo sfruttamento delle aree limitrofe e soprattutto per il riscaldamento climatico degli ultimi decenni. Qualunque aumento della produzione agraria con ipersfruttamento e con la degradazione del terreno comporta, in tempi medi e lunghi, l'impovertimento delle risorse. L'uso del suolo dovrebbe invece avvenire in modo tale da assicurare la sua produttività anche per il futuro.

SCHEDA 3.1 - Considerazioni sulla definizione di suolo

Finché non vi fu vita sulle terre emerse, non vi fu suolo nel senso proprio della parola. Le rocce erano direttamente esposte agli agenti dell'alterazione chimica, della disaggregazione fisica ed all'erosione, in un ambiente privo di vita. A partire dall'era paleozoica (~ 600 milioni di anni fa), con la colonizzazione delle terre emerse da parte dei viventi, le rocce ed i loro prodotti residuali, poi trasformati in suoli, si sono lentamente evoluti secondo la diversa influenza della vegetazione e della fauna.

Il vulcanesimo, le glaciazioni, l'erosione, la sedimentazione..., hanno interferito con la genesi e l'evoluzione dei suoli, modificando le superfici, i minerali e le condizioni bioclimatiche con cui si trovano in equilibrio. Pochi *suoli relitti* (*vetusuoli*) conservano caratteri legati a condizioni bioclimatiche molto antiche. La maggior parte dei suoli attuali si è formata durante il quaternario ed è legata alla storia geologica, climatica e botanica degli ultimi due milioni di anni. I cambiamenti climatici e vegetazionali, i cicli di erosione e rideposizione eolica e fluvio-glaciale, il livello dei mari e gli agenti geotettonici che perdurano fin dal pleistocene, sono alla base delle profonde variazioni del substrato su cui il suolo si è evoluto e si evolve e sono responsabili, in certi casi, dell'interruzione della pedogenesi per seppellimento di suoli già formati.

La genesi del suolo, la sua descrizione e classificazione sono oggetto della **pedologia** (dal greco *pedon* = suolo), scienza che considera il suolo come un corpo naturale in un dato luogo (*stazione*), nell'ambito di un determinato *paesaggio*. Le proprietà del suolo, le loro reciproche relazioni e quelle con la nutrizione e la crescita vegetale sono oggetto dell'**edafologia** (dal greco *edaphos*

= nutrimento) che studia, in termini fisici, chimici e biologici, le ragioni della *fertilità* e la possibilità di conservazione od incremento della *produttività*. I due aspetti (pedologico ed edafico) sono interdipendenti: la funzionalità e la produttività di un suolo sono strettamente legate al sito in cui esso si trova e alla sua “storia”.

Una definizione potrebbe essere la seguente: **il suolo è un corpo tridimensionale, non consolidato, prodotto dalla trasformazione di sostanze minerali ed organiche primarie sulla superficie della Terra sotto l'azione dei fattori ambientali che hanno operato e operano per tempi generalmente lunghi**. Volendo generalizzare il concetto di suolo anche dal punto di vista geologico dovremmo limitarci ad una definizione globale, indipendente dal tempo e dal luogo in termini planetari, sufficiente a discriminare il suolo da un sedimento: **il suolo è un materiale presente sulla superficie della Terra, alterato in situ da agenti fisici, chimici o biologici o dalla loro combinazione**.

Il suolo può essere considerato un corpo naturale che spesso consiste di “strati”, od **orizzonti** (5 in **fig. 3.1** e **fig. 3.3**), grossolanamente sovrapposti, di spessore variabile e costituiti da materiali minerali e/o organici che, per proprietà morfologiche, chimiche, fisiche e biologiche, sono diversi da quelli da cui hanno avuto origine, cioè dalla **roccia madre** e dai **residui della biomassa**. Alcune di queste proprietà si sviluppano nel corso della **pedogenesi** (evoluzione del suolo), mentre altre sono ereditate e gli orizzonti possono essere più o meno espressi a seconda soprattutto del contenuto di sostanza organica, silicati, carbonati o ossidi di ferro e di alluminio.

Al variare delle condizioni ambientali i tipi e le intensità dei processi pedogenetici cambiano e danno origine a suoli diversi, talora unici. Da ciò si deduce che la complessità è un carattere comune a tutti i suoli. Un suolo “semplice” può evolvere, sotto l'influenza di un unico fattore pedogenetico e ciò è molto raro in quanto il suolo è, per sua natura, condizionato da situazioni ambientali multivariate. L'osservazione, anche casuale, del suolo in spaccati naturali, lungo strade o in scarpate, consente infatti di verificare che, in questo *ricoprimento continuo* della superficie, esiste grande variabilità, anche solo nel colore, nella consistenza, nell'umidità, ecc...

La scienza, pur riconoscendo questa variabilità non solo esteriore, ma anche intrinseca, è riuscita ad individuare la presenza di proprietà e caratteristiche comuni in suoli di zone anche molto lontane tra loro e in ambienti diversi; è stato possibile quindi razionalizzare lo studio del suolo e indicarne il valore come risorsa non riproducibile.

Il suolo, come risorsa, è qualcosa di più di un semplice mezzo di crescita dei vegetali. Esso è un sistema dinamico aperto, formidabile trasformatore di energia, in cui compiono il loro ciclo biologico miriadi di organismi, che serve come “discarica” naturale dei residui animali e vegetali o come filtro di sostanze tossiche ed è infine il “magazzino” degli elementi nutritivi. L'uomo dipende dal suolo e, in un certo senso, oggi più che mai, il suolo dipende dall'uomo; si tratta infatti di un corpo naturale su cui si insediano i vegetali o che, al contrario, soggiace alle fondamenta di edifici e strade o assorbe scarichi agricoli, industriali e urbani e può andare incontro a processi distruttivi. Questi sono accentuati dalla mancata conoscenza della genesi, della funzionalità, degli equilibri e delle attitudini di questo complesso ecosistema.

SCHEDA 3.2 - I microrganismi del suolo

I microrganismi del suolo sono molto numerosi ed importanti, tanto da costituire un vero e proprio settore della pedologia. Tra essi ne ricordiamo alcuni.

- **Batteri della rizosfera** (strato di terreno nel quale affondano le radici dei vegetali di superficie). Soprattutto eterotrofi, talora autotrofi e saprofiti, in grado di utilizzare tutte le forme carboniose facilmente decomponibili (zuccheri semplici, amido, pectine, emicellulose e cellulosa), nonché le fonti di azoto (proteine, peptidi, amminoacidi). Sono importanti i *batteri nitrificanti* che ossidano l'ammonio (prodotto della decomposizione dei composti contenenti azoto) a nitrito e nitrato ($\text{NH}_4^+ \Rightarrow \text{NO}_2^- \Rightarrow \text{NO}_3^-$). I *batteri azotofissatori*, talora simbiotici con le leguminose, riducono l'azoto atmosferico ad azoto legato organicamente, con conseguente arricchimento di tale elemento nel terreno. Altri batteri, in condizioni riducenti, operano una denitrificazione, cioè la reazione inversa, mentre altri ancora sono in grado di ossidare composti dello zolfo, del ferro e del manganese in minerali contenenti elementi necessari in minori quantità, ma indispensabili per le piante.
- **Attinomiceti**. Batteri a forma di filamenti ramificati. Aerobi, eterotrofi e saprofiti, utilizzano le sostanze difficilmente decomponibili, quali la lignina, e talora sono azotofissatori.
- **Funghi**. Unicellulari e pluricellulari. I secondi formano un *micelio*, insieme di filamenti, detti *ife*, che sviluppano una fitta trama nelle porzioni superficiali del suolo; sono aerobi, eterotrofi e prevalentemente saprofiti e traggono energia dai polisaccaridi. Molti di essi sono simbiotici con le radici di piante arboree e il loro micelio ha funzioni di capillizio radicale (una sorta di espansione della trama delle radici, utile per migliorare la capacità di emungimento dell'acqua presente nel terreno); tale simbiosi viene detta *micorriza*.
- **Alghe**. Unicellulari fotosintetici; richiedono ambienti umidi e luminosi; quindi sono limitati alla superficie del suolo.
- **Licheni**. Alghe simbiotici con funghi.
- **Muschi**. Vegetali pluricellulari fotosintetici, con corpo distinto in porzioni specializzate. Licheni e muschi sopravvivono in ambienti difficilmente colonizzabili; contribuiscono alla formazione di un substrato adatto per l'insediamento successivo di altri viventi.

SCHEDA 3.3 - I colloidi

Le diverse sostanze presenti in natura sono più o meno solubili in acqua; in teoria quasi tutte, in quanto anche le meno solubili, con il tempo, possono sciogliersi. Le sostanze solubili formano con l'acqua **soluzioni**, miscugli omogenei in cui solvente e soluto sono indistinguibili anche al microscopio. Quelle insolubili, in certe condizioni, possono formare con l'acqua miscugli che, diversamente dalle soluzioni, sono eterogenei: le parti che le compongono sono distinguibili. Per esempio miscelando acqua e olio, il secondo si separa ed avendo densità minore, galleggia sulla prima; ma agitando tale miscuglio l'olio si disperde in minute goccioline, anche invisibili ad occhio nudo, ottenendo così una **emulsione**. In questa situazione la somma delle superfici di contatto delle innumerevoli sferette con il mezzo circostante è notevolmente superiore alla superficie di contatto acqua - olio con le due fasi nettamente separate ed aumenta con il diminuire delle dimensioni delle particelle d'olio. Questo fatto è molto importante in natura perché la superficie di contatto fra le due fasi è sede dell'attività di microrganismi in grado di metabolizzare l'olio. Non sempre si possono distinguere nettamente i sistemi omogenei da quelli eterogenei perché esiste un terzo tipo di dispersione in cui le particelle non si distinguono al microscopio come nelle emulsioni, ma neppure sono costituite da singoli atomi o da singole molecole come nelle soluzioni. Si tratta di una situazione intermedia detta **dispersione colloidale**.

Alcune proprietà del sistema suolo - pianta dipendono dai fenomeni di flocculazione e dispersione legati allo stato colloidale di alcune frazioni che lo compongono. Lo **stato colloidale** si riferisce ad un sistema a due fasi di cui una, detta *sol*, composta di particelle di piccolissime dimensioni, è dispersa in un'altra continua che può essere un solido, un liquido o un gas. Il sistema colloidale del suolo comprende, come fase dispersa, le particelle dell'argilla e dell'humus (con dimensioni inferiori a millesimi di millimetro) e come mezzo disperdente l'acqua.

Quando le singole particelle argillose disperse nell'acqua si riuniscono in aggregati più complessi, si ha il fenomeno della **coagulazione** (o **flocculazione**). Un fenomeno opposto è la **disgregazione** (o **peptizzazione**) che si verifica quando un colloide coagulato ritorna allo stato disperso. La coagulazione è generalmente determinata dalla presenza nell'acqua di una certa quantità di sali, i cui cationi (ioni con carica positiva) neutralizzano le cariche negative delle particelle, le quali, non più respinte le une dalle altre, si avvicinano per effetto della tensione superficiale. Nei terreni la flocculazione determina la formazione di **grumi**, cioè dello stato di aggregazione micellare, che favorisce l'areazione ed i movimenti dell'acqua; mentre la deflocculazione provoca una eccessiva compattezza ed impermeabilità allo stato asciutto ed una soverchia vischiosità allo stato umido.

SCHEDA 3.4 - Caratteri fisici del suolo

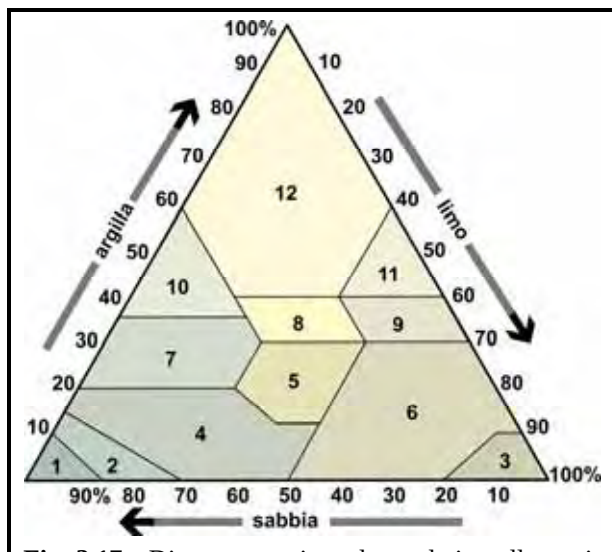


Fig. 3.17 - Diagramma triangolare relativo alla tessitura del suolo in funzione delle % di argilla, limo e sabbia. Il suolo può essere sabbioso (1), sabbioso franco (2), limoso (3), franco sabbioso (4), franco (5), franco limoso (6), franco sabbioso argilloso (7), franco argilloso (8), franco limoso argilloso (9), argilloso sabbioso (10), argilloso limoso (11) e argilloso (12).

Nei suoli minerali il **peso specifico** è condizionato soprattutto da dalle particelle minerali ($2,6 \div 2,9 \text{ g/cm}^3$), con valori vicini a quello del quarzo, prevalente nei suoli sabbiosi. La presenza di ossidi di ferro e di metalli pesanti contribuisce ad aumentare il peso, mentre l'humus ($\sim 1,4 \text{ g/cm}^3$) lo diminuisce. In sintesi il peso specifico del suolo, secondo le proporzioni delle due frazioni, è pari a $2,4 \div 2,7 \text{ g/cm}^3$.

Le particelle minerali hanno dimensioni molto variabili: la divisione in classi dimensionali (**tab. 3.1**) è utile per classificare la componente minerale del suolo. La presenza di *terra fine*, cioè di sabbia, limo e argilla, caratterizza la **tessitura**; essa può essere sabbiosa, limosa o argillosa, secondo la prevalenza di una delle tre componenti, ovvero franca se nessuna di essa è dominante. Queste diverse denominazioni (esprese secondo il rapporto tra le componenti granulometriche della terra fine; **fig. 3.17**) sono legate a differenti caratteristiche di lavorabilità del suolo, di drenaggio, di compattazione, ecc....

Lo stato di aggregazione delle frazioni minerali ed organiche determina la **struttura** del suolo. Le varie particelle si impaccano e si uniscono formando un continuum spaziale di aggregati; possono essere ricoperti da ossidi e idrossidi o di carbonati o di argilla o di sostanza organica che contribuiscono alla loro stabilità. La resistenza meccanica che il suolo oppone alla penetrazione delle radici rappresenta la sua **consistenza**, mentre la capacità di mutare forma in seguito all'applicazione di una forza e poi conservarla è la **plasticità**. Tali caratteristiche dipendono dall'effetto complessivo della tessitura, della presenza di sostanza organica, della struttura e del contenuto d'acqua.

Una proprietà molto importante è la **temperatura** in grado di condizionare struttura e porosità del suolo, la vita della biomassa microbica, delle radici e la germinazione dei semi. Anche dal punto di vista pedogenetico questo parametro influisce sui processi di alterazione, soprattutto termoclastica e crioclastica, di ossidoriduzione, di mineralizzazione e di umificazione. Nel bilancio termico del suolo fondamentale è la radiazione solare che dipende dalla quota, dalla latitudine, dall'esposizione e dalla copertura

vegetale. Solo il 10 % circa dell'energia solare contribuisce effettivamente ad aumentare la temperatura del suolo, essendo il resto perso prevalentemente per irraggiamento o sfruttato nei fenomeni di evapotraspirazione dell'acqua dal suolo e dai vegetali, ovvero utilizzato per la fotosintesi. Un contributo si ha anche dall'energia geotermica e dalle reazioni esotermiche, soprattutto dai processi respiratori e fermentativi. Le perdite di calore sono quelle per irraggiamento ed evaporazione dell'acqua. Il bilancio dipende anche dalla *capacità termica* del suolo in funzione del suo calore specifico. Nel suolo le diverse frazioni hanno un calore specifico diverso (acqua = 1 cal/°C/g, aria e minerali 0,2 cal/°C/g, sostanza organica 0,4 cal/°C/g) e poiché il contributo maggiore è quello dell'acqua il suo valore dipende dalle condizioni di umidità del suolo.

Il **colore** dipende dalla presenza di sostanza organica (che rende scuro il terreno), di ossidi o di composti ridotti, di calcare e soprattutto d'acqua. Esso può essere descritto per mezzo di tavole di confronto, secondo le quali ogni possibile colore di un suolo è indicato con una designazione per la composizione spettrale, per la cromaticità e per la nitidezza. Poiché possono essere presenti più orizzonti e in ciascuno di essi si possono osservare screziature, laccature, noduli o concrezioni, di norma ciascuna di queste figure pedologiche riceve la designazione del suo colore.

SCHEDA 3.5 - La capacità d'uso delle terre

La capacità d'uso delle terre (*Land Capability Classification* - Soil Conservation Service - U.S.D.A., 1967) è un sistema di classificazione dei suoli fondato sulla valutazione delle risposte produttive alle pratiche agricole e forestali, in relazione alle limitazioni intrinseche ed all'uso. Alcune di queste limitazioni, per quanto permanenti, se di modesta entità, possono essere modificate con un attento e corretto intervento di governo, che consente un uso più favorevole dal punto di vista produttivo. Essa è divisa in otto classi, ciascuna delle quali comprende diverse sottoclassi in funzione dei caratteri limitanti prevalenti.

CLASSE I - Privi o quasi di limitazioni, adatti per molte colture agrarie (erbacee e arboree). Molto fertili, da piani a lievemente ondulati, senza pericoli di erosione, profondi, ben drenati e facilmente lavorabili. Ben provvisti di nutrienti, notevolmente rispondenti alle fertilizzazioni. Non soggetti ad inondazioni dannose se non eccezionalmente. Molto produttivi e adatti a coltivazioni intensive. Localmente possono richiedere interventi di drenaggio. Clima idoneo per molti tipi di colture.

CLASSE II - Moderate limitazioni riducono la produzione delle colture o richiedono interventi per migliorare le proprietà del suolo. Utilizzabili per colture agrarie (erbacee e arboree). Fertili, da piani ad ondulati, profondi o poco profondi, con moderate limitazioni singole o combinate: moderata pregressa erosione, profondità non eccessiva, struttura e lavorabilità meno favorevoli, scarse capacità di trattenere l'umidità, ristagno solo in parte modificabile con drenaggi, periodiche inondazioni dannose. Clima idoneo per molti tipi di colture. Principali limitazioni: idromorfia e difficoltà di drenaggio interno, scarsa profondità, pietrosità (eccesso di scheletro), tessitura eccessivamente sabbiosa e bilancio idrico sfavorevole.

CLASSE III - Alcune limitazioni riducono la scelta e la produzione delle colture. Le pratiche colturali devono essere più accurate. Si usano per colture agrarie (erbacee e arboree), pascolo, arboricoltura e bosco. Mediamente fertili, da lievemente ondulati a moderatamente acclivi, da profondi a superficiali, soggetti a scarsi pericoli di erosione, interessati da medi o forti effetti di erosione pregressa. Le limitazioni restringono il periodo utile per l'aratura, la semina e il raccolto dei prodotti. Possono presentare: umidità eccessiva anche se drenati, orizzonti compatti a scarsa profondità che limitano il radicamento e stagionalmente provocano ristagno d'acqua, mediocre fertilità difficilmente modificabile. Clima idoneo ad un minor numero di colture. Principali limitazioni: idromorfia superficiale e drenaggio interno lento o impedito, superficialità del suolo, presenza di orizzonti compatti.

CLASSE IV - Molti limiti per la scelta delle colture e con adeguate pratiche agronomiche. Se coltivati, è necessaria una gestione accurata, con pratiche di conservazione più difficili da applicare e mantenere. Utilizzabili per colture agrarie (erbacee ed arboree), pascolo, arboricoltura e bosco. Anche fertili, ma generalmente posti su pendici con medie acclività. L'utilizzo per le colture è limitata a causa di: pendenza, suscettibilità all'erosione e agli smottamenti, forti effetti delle erosioni pregresse, superficialità, bassa capacità di ritenuta idrica, umidità eccessiva anche dopo interventi di drenaggio, clima moderatamente sfavorevole per molte colture. Particolari trattamenti e pratiche colturali sono richiesti per evitare l'erosione del suolo, per conservarne l'umidità e mantenere la produttività con applicazioni più intense e frequenti che nei suoli della classe III. Principali limitazioni: acclività, eccesso di pietrosità interna al profilo, suoli torbosi e/o eccessivamente idromorfi.

CLASSE V - Forti limitazioni che ne restringono l'uso, salvo casi particolari, al solo pascolo o bosco. Le limitazioni sono dovute a frequente inondabilità, lungo i corsi d'acqua in pianura, o ad eccessiva pietrosità, a pendenza media ed elevata, a condizioni climatiche sfavorevoli. In pianura le superfici interessate sono poste lungo le principali aste fluviali o in zone depresse; sui versanti alpini costituiscono invece la fascia di raccordo tra i suoli delle prime quattro classi (per lo più adatti all'agricoltura) ed i suoli delle classi superiori (decisamente inadatti all'agricoltura).

CLASSE VI - Limitazioni molto forti. Uso generalmente limitato a pascolo o al bosco. Le limitazioni di carattere climatico o pedologico sono più diffuse e riguardano: degradazione del suolo, forti pendenze, superficialità del suolo, pietrosità, rocciosità, inondabilità, clima sfavorevole. Le caratteristiche fisiche possono prevedere localmente interventi di miglioramento del pascolo, con semine, calcitazioni, spietramenti e fertilizzazioni.

CLASSE VII - Limitazioni fortissime. Utilizzabili per il pascolo, per il turismo di tipo naturalistico e per la protezione della fauna. Le limitazioni sono: estesa presenza di rocce e pietre, superficialità e degradazione dei suoli, erosione, acclività accentuata, acque stagnanti, inondabilità e clima sfavorevole. Alcune aree di questa classe possono richiedere semine o piantagioni a protezione del suolo, per evitare danni alle aree adiacenti.

CLASSE VIII - Limitazioni tali da precludere il loro uso per fini produttivi. Si possono utilizzare per il turismo di tipo naturalistico e per la protezione della fauna. Le limitazioni, molto severe, singole o combinate, sono: acclività, erosione, assenza o superficialità di suolo, rocciosità, pietrosità, quote elevate, clima molto sfavorevole.

SCHEDA 3.6 - I piani altitudinali della vegetazione

È importante, osservando e descrivendo un bosco, segnalare l'altitudine, il versante orografico sul quale è impostato, l'orientamento della valle e la pendenza del terreno (se in collina o in montagna). Infatti ogni tipo di bosco è caratteristico di una precisa fascia altimetrica prediligendo determinati terreni, esposizioni e con diverse esigenze in fatto di umidità e di suoli. Quelli che i fitogeografi definiscono con il termine di **climax** corrispondono, in natura, agli stadi ottimali raggiunti dai vari tipi della vegetazione, quando questa non sia influenzata dalle attività umane. Ogni climax, semplificando molto, corrisponde ad un clima ben determinato; in realtà, pur riconoscendo ai fattori climatici particolare importanza, tale concetto andrebbe esteso anche a tutto l'insieme delle caratteristiche fisiche dell'ambiente. Allo scopo di prospettare un quadro esemplificativo completo delle successioni delle diverse situazioni climatiche caratteristiche del territorio italiano, sono stati individuati, secondo quanto proposto dal botanico S. PIGNATTI (1965), i seguenti **piani altitudinali** della vegetazione:

- **piano mediterraneo**; climax del leccio e del pino domestico (oltre a olivo, pino d'Aleppo, carrubo) dal livello marino fino all'altitudine di 800 m sui versanti esposti al mare; si tratta di piante spesso sempreverdi, con foglie coriacee in grado di sopravvivere nei periodi di siccità estiva;
- **piano collinare**; climax del bosco di roverella (talora del castagno o del pino silvestre) ai piedi delle Alpi, sull'Appennino e sui monti delle isole, da 100 a 1.000 m s.l.m.; piante eliofile, cioè amanti del forte irraggiamento solare;
- **piano padano**; climax del bosco misto di latifoglie composto da querce, aceri, tigli, carpini e frassini, in tutta la pianura Padana, fino a 200 m di quota; anche in questo caso si tratta di piante eliofile;
- **piano submontano**; climax del faggio (talora con varianti verso il castagneto ed il querceto acidofilo e spesso con la presenza dell'abete bianco) sulle Alpi (500 ÷ 1.000 m s.l.m.) e sull'Appennino (sopra i 1.000 m di quota); sono boschi costituiti da piante sciafile, cioè che non hanno bisogno di una forte illuminazione; si tratta sempre di latifoglie (caduche), come la maggior parte delle precedenti, ma in grado di sopravvivere anche in ambienti relativamente freddi;
- **piano montano**; climax del bosco di abete rosso (spesso con presenza di abete bianco, faggio, acero montano ed anche di pino silvestre) sulle Alpi (1.000 ÷ 1.400 m s.l.m.) e sull'Appennino (intorno a 1.500 m s.l.m., talora sostituito dal pino nero e dal pino loricato); sono boschi misti di latifoglie (caduche) e di conifere;
- **piano subalpino**; climax del bosco dell'abete rosso (spesso con larici e pini silvestri) sulle Alpi (1.400 ÷ 1.800 m s.l.m.) e sull'Appennino (fino a 2.000 m di quota); si tratta di boschi di conifere, spesso monospecifici; al passaggio con il piano successivo si colloca, in genere il *limite superiore della vegetazione forestale*;
- **piano alpino inferiore**; climax della boscaglia a rododendro, ontano verde, pino mugo (con portamento arbustivo e contorto), mirtillo (talora con boschi limitati di larici e/o pini cembri) fino a 2.400 m s.l.m. sulle Alpi ed a quote superiori sull'Appennino;
- **piano alpino**; climax delle steppe e delle praterie, dei salici prostrati e dei pascoli alto-alpini, fino a 2.700 m sulle Alpi;
- **piano nivale**; climax dei licheni crostosi, fino al limite inferiore delle nevi perenni.

Scheda 3.7 - L'impronta ecologica

Immaginiamo una porzione di territorio (comprensivo di un centro abitato, di una porzione di campagna e di qualche bosco) sotto una cupola trasparente alla luce solare ed in grado di impedire a qualunque materia di entrare ed uscire, cioè un sistema chiuso (**fig. 3.18**). I cittadini della cupola vivono sulla base delle risorse naturali (energia e materie) che solo quel territorio produce e dei rifiuti che esso riesce a smaltire: *la superficie coperta dalla cupola è l'impronta ecologica della comunità sottostante*.

La definizione di impronta ecologica è la seguente: *area totale di ecosistemi terrestri ed acquatici richiesta per produrre le risorse che la popolazione di una comunità consuma ed assimilare i rifiuti che la popolazione stessa produce*. Per ritornare all'esempio succitato il valore dell'area da considerare non è quella totale sotto la cupola, in quanto da essa occorre sottrarre una frazione, stimata intorno al 12 %, per sostenere le altre comunità viventi (biodiversità) con le quali l'uomo deve convivere. Con il calcolo dell'impronta ecologica si ottiene la misura della porzione di territorio che deve essere sfruttata per produrre le varie categorie merceologiche e soprattutto per sostenere le condizioni di vita di una singola persona, di una famiglia, di una comunità, di una nazione o del Mondo intero e viene espressa, per esempio, in metri quadrati [m²] o in ettari [ha]¹.

Nel calcolo dell'impronta ecologica un ruolo fondamentale è rivestito dalla pedosfera, la cui importanza per gli ecosistemi terrestri è evidenziata nella **fig. 3.2** e ribadita nella **scheda 3.1**. Dobbiamo infatti riflettere sul fatto che le terre emerse (1,5·10⁸ km²) costituiscono la frazione minore (circa il 30 %) della superficie terrestre totale (5,1·10⁸ km²). Una parte di esse inoltre (ghiacciai, deserti, nude rocce alle altitudini più elevate) è priva di una qualunque copertura detritica assimilabile ad un "suolo".

¹ L'ettaro (simbolo "ha"), seppure molto utilizzata, non è un'unità di misura riconosciuta nel sistema internazionale scientifico. Più corretto sarebbe utilizzare l'ettometro quadrato [hm²] che corrisponde all'area di un quadrato di lato 1 hm (100 m).

Pertanto sono relativamente limitate le aree “coperte” da suoli in grado di sviluppare quel complesso di fenomeni fisici, chimici e biologici che sono alla base dei cicli degli elementi che permettono la vita sulle terre emerse (fig. 3.19). Ebbene proprio questa limitata estensione delle terre emerse è quella che produce la maggior parte dell’energia e delle risorse materiali naturali necessarie alle attività umane. Il suolo quindi ha un’importanza strategica per il pianeta ed in particolare per la biosfera e per le popolazioni umane; per tale ragione esso va tutelato con grande determinazione.



Fig. 3.18 - Una campana trasparente alla luce solare isola completamente una porzione di territorio, il quale fornisce le risorse strettamente necessarie per la comunità umana che vi abita e ne smaltisce tutti i rifiuti. La superficie [ha] totale di quel territorio è l’impronta ecologica di quella comunità.

Per valutare la superficie necessaria alla produzione di un qualunque bene occorre considerare tutti gli scambi di energia e materia incorporati nella sua produzione, analizzando i sistemi ecologici produttivi da cui derivano le risorse necessarie alla produzione del bene stesso ed in particolare:

- territorio per energia²;
- terreni agricoli;
- pascoli;
- foreste;
- superficie edificata;
- mare (le risorse fornite da 10 ha di superficie marina equivalgono a quelle di ~1 ha di suolo produttivo delle terre emerse).

Il secondo passaggio è l’esame dei consumi da parte della singola persona o di un gruppo (comunità) suddivisi, per comodità di analisi nelle seguenti categorie:

- **alimenti** (il consumo di 1 kg di pane vale una impronta ecologica di 30 m²; 1 kg di carne bovina vale una impronta di 300 m²; per 1 kg di cibi vegetali, con ciclo di produzione e consumo più breve, risulta una impronta di circa 7 m², mentre per ottenere un singolo uovo occorre una impronta di 2,5 m² e ad un bicchiere di latte corrisponde un’impronta di 4 m²);
- **abitazioni** (le case e qualunque altro edificio, determinano una impronta ecologica per l’occupazione diretta del suolo e del consumo di energia e materiali per realizzarle e mantenerle. Per esempio una casa tipica dello standard americano di 150 m² corrisponde ad una impronta di quasi 1,5 ha, cioè 15.000 m²; ciò significa che ogni metro quadro di quella casa corrisponde ad una impronta di 100 m²).

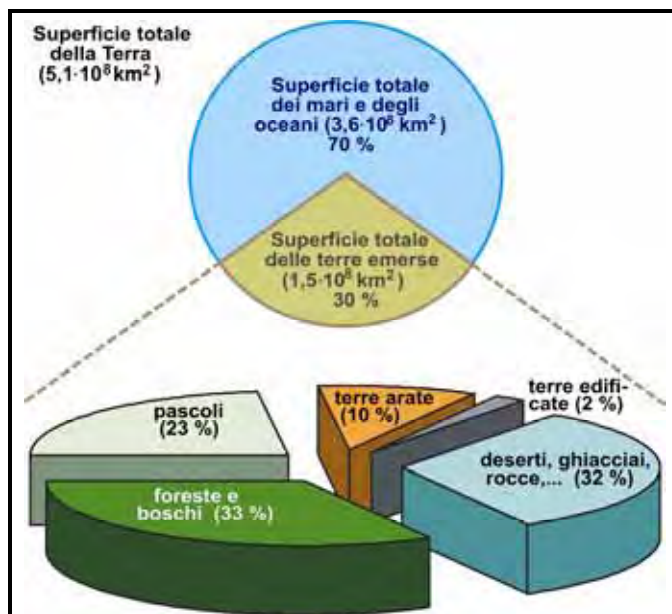


Fig. 3.19 - La porzione della superficie totale della Terra occupata dalle terre emerse costituisce circa il 30 %, ma di queste il 32 % (deserti, ghiacciai e rocce nude) è poco o nulla produttivo per la popolazione umana (7 miliardi di persone alla fine del 2011).

² Tutti i tipi di consumi richiedono energia; anche essa può essere tradotta sotto forma di superficie, quella necessaria per ospitare le centrali di produzione tradizionali, gli impianti eolici, i pannelli solari, ... quelle sacrificate per l’estrazione dei combustibili fossili o quelle forestali sfruttate per la legna da ardere. L’energia dei combustibili fossili viene poi convertita nella massa di CO₂ emessa e quindi nella superficie dei suoli e degli oceani sede del ciclo del carbonio che la riassorbe. I metodi di calcolo prevedono che a 1 ettaro di superficie corrisponde un consumo di 80 ÷ 100 GJ (gigajoule) di energia, pari a 250 ÷ 300 kWh (kilo-Watt-ora).

- **trasporti** (il trasporto comporta, tra l'altro, consumo di materie prime e di energia per la sua costruzione e di combustibile per il suo impiego; l'impronta ecologica di una persona che percorre 5 km con la bicicletta due volte al giorno lavorativo è pari a 120 m², che diventano 500 m² con l'uso dell'autobus e 2.500 m² se usa l'automobile);
- **beni di consumo** (mobili, elettrodomestici, libri vestiti,... tutti i beni di consumo contribuiscono in modo importante all'impronta ecologica; un paio di scarpe di cuoio determina un'impronta di 300 m², una lavatrice di 2.500 m²);
- **servizi** (è la quantità di risorse necessaria per distribuire e avere accesso ai servizi; un documento come la carta di identità richiede del legno ed energia per produrre la carta, l'elettricità per azionare i computer e le stampanti, per mantenere e riscaldare l'edificio comunale,...; una telefonata, la stipula di un'assicurazione ed altri utilizzi di servizi pubblici o privati sono attività che comportano consumi di energia e di materiali e quindi contribuiscono a determinare l'impronta ecologica si è calcolato che ad una spesa di 50 euro in servizi telefonici corrisponde una impronta di 200 m²).

La superficie totale del pianeta è pari a poco più di $50 \cdot 10^9$ ha. Grosso modo $15 \cdot 10^9$ ha è la frazione rappresentata dalle terre emerse, mentre $35 \cdot 10^9$ ha è la frazione rappresentata dalle acque marine, di cui le aree modificate direttamente dagli interventi umani (pascoli, campi, superfici edificate, strade,...) costituiscono circa il 35 %.

Dividendo la superficie produttiva complessiva della terra e del mare per il numero di esseri umani che abitano il pianeta (7 miliardi; **fig. 3.20**) e considerando che una frazione del 12 % va riservata alle altre comunità viventi, risulta **una impronta ecologica media pro-capite pari 1,98 ha** così ripartita:

- 0,25 ha di terreni agricoli;
- 0,60 ha di pascoli;
- 0,60 ha di foreste;
- 0,03 ha di aree edificate;
- 0,50 ha di aree marine.

Il valore 1,98 è l'impronta ecologica "teorica", cioè la superficie di suolo necessaria per il sostentamento di una singola persona a condizione che l'intero patrimonio di risorse che il pianeta mette a disposizione dell'umanità fosse perfettamente ripartito in frazioni rigorosamente uguali tra tutti i 7 miliardi di abitanti della Terra (nel 2011). Ma il valore medio "reale" procapite è superiore, pari a circa 2,2 ha. Ciò significa che l'umanità sta consumando le risorse del pianeta ad un ritmo superiore a quanto il pianeta stesso riesce a riprodurre e precisamente secondo il rapporto $2,2/1,98 = 1,11$.

Consumiamo risorse per un totale dell'11 % superiore a quelle che il pianeta è in grado di produrre: la biosfera impiega un anno e 1,3 mesi per rigenerare quanto l'umanità consuma in un anno; stiamo ormai consumando le riserve del pianeta.

Al fine di evitare il collasso del pianeta si prospetta quindi una sorta di "obiettivo-utopico" che comporti una profonda trasformazione del sistema sociale, economico e produttivo tale da limitare il valore medio procapite mondiale dell'impronta ecologica non superiore a ~ 2 ha/anno. Tale obiettivo deve rappresentare il "faro" che illumina la strada verso azioni di governo del pianeta gradualmente sempre più coerenti con la sostenibilità. Soprattutto bisogna evitare di rendere l'obiettivo sempre più difficile da conseguire. Ciò significa **fermare**:

- **la crescita demografica** (**fig. 3.20**);
- **l'ulteriore consumo di suolo** (cfr. **scheda 3.8**).

La torta è troppo piccola e deve essere spartita tra troppi commensali. Dobbiamo evitare di ridurre la torta (consumo di suolo) e di moltiplicare il numero di fette (crescita demografica), perché già troppo piccole, anche rispetto alle attese delle modeste ambizioni di chi vive nelle condizioni attuali dei cinesi o di altri paesi in via di sviluppo. Inoltre occorre considerare con attenzione le profonde sperequazioni nella distribuzione delle risorse. (**fig. 3.21**)

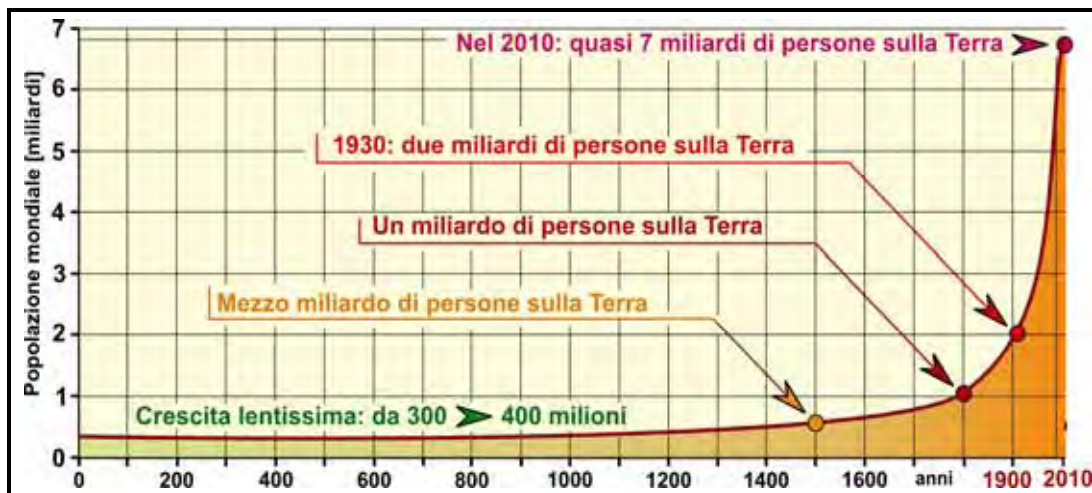
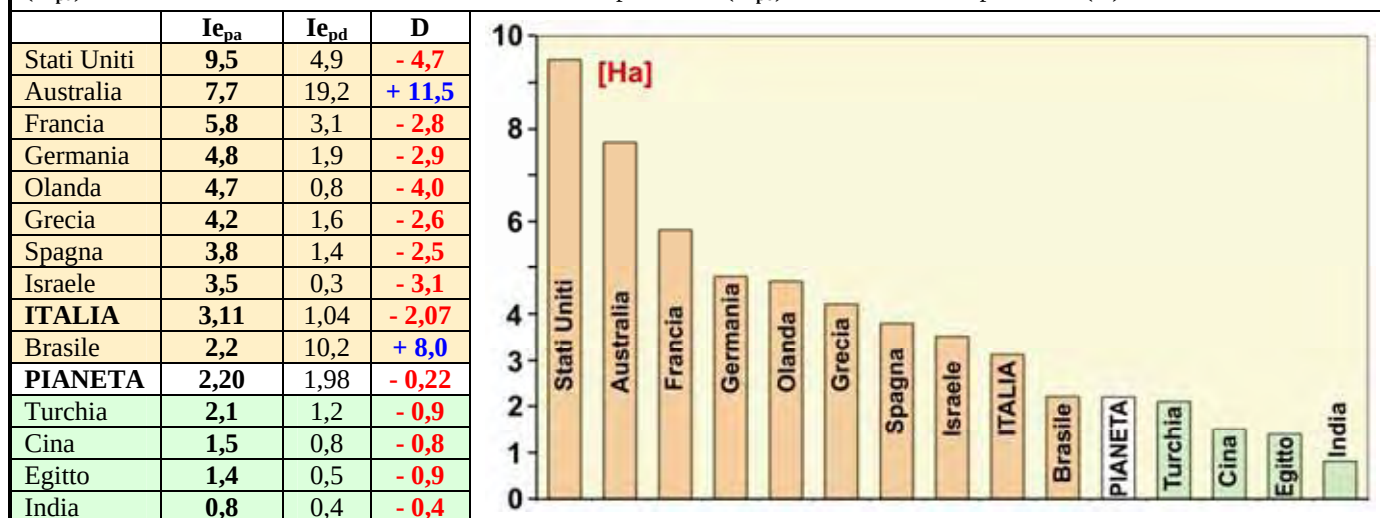


Fig. 3.20 - Curva demografica mondiale. Alla fine dell'anno 2011 il numero di esseri umani che popolano il pianeta è arrivato a 7 miliardi, superiore alle più pessimistiche previsioni dei decenni passati. Ogni anno si aggiunge una popolazione di circa 80 milioni di individui.

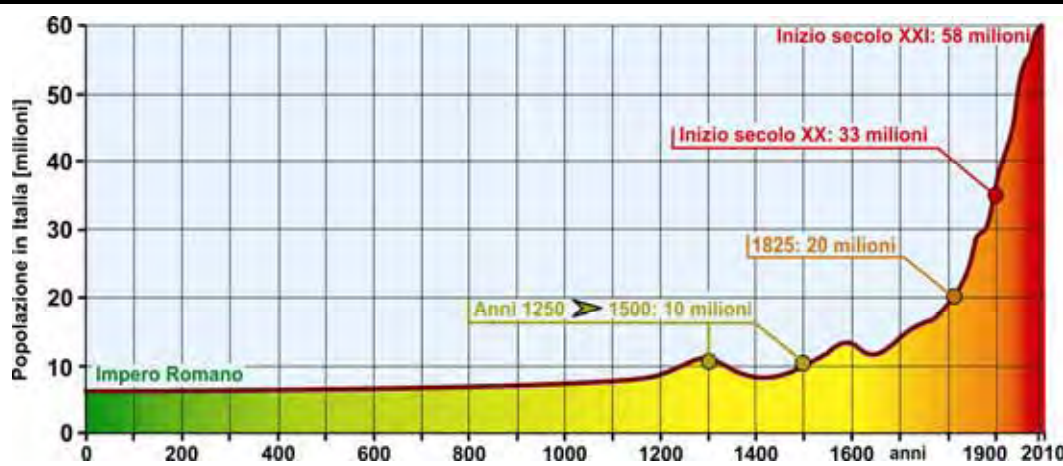
Tab. 3.21 - Valori [ha] procapite attuali dell'impronta ecologica dei cittadini di alcune Nazioni considerate come esempio ($I_{e_{pa}}$). Sono inoltre indicati i valori relativi alle reali disponibilità ($I_{e_{pd}}$) ed il deficit corrispondente (D).



Gli Stati Uniti sono primi nella classifica dello spreco: la loro impronta ecologica media procapite vale 9,5 ha, contro una disponibilità di suolo produttivo, sul loro territorio, di 4,9 ha (deficit di 4,7 ha). Ciò non stupisce, in quanto un americano medio produce 730 kg/anno di rifiuti, mangia 100 kg di carne, consuma 600 L di acqua al giorno e brucia energia quanto 4 italiani, 160 tanzaniani e 1.100 ruandesi. Il sistema di produzione statunitense è poco efficiente: ogni cittadino americano produce CO_2 in quantità 27 volte la quota calcolata come “sostenibile” (20.000 kg/anno); per ogni italiano risulta un valore di 7,4 volte la quota sostenibile, mentre un cittadino dei Paesi poveri produce appena 1/5 della quota sostenibile. Tali disparità sono strettamente legate al reddito, con differenza anche all’interno dei Paesi ricchi; per esempio si stima che il 20 % più povero della popolazione canadese abbia un’impronta ecologica media procapite di meno di 3 ha, mentre quella del 20 % più ricco supera i 12 ettari.

I cinesi, pur consumando poco (1,5 ha; **fig. 3.21**), sono in “deficit” (- 0,8 ha) a causa dell’enorme numero di abitanti e della scarsità di terra produttiva, corrispondente ad una biostenibilità di appena 0,8 ha. L’Australia, pur avendo un’impronta ecologica enorme (7,7 ha), ha una densità di popolazione così bassa da trovarsi in credito di terra (+ 11,5 ha). Sono i paesi poveri ad avere i deficit più bassi o positivi, dovendo accontentarsi in media di mezzo ettaro a testa contro i quasi due che gli spetterebbero, facendo i conti su scala globale, fino a estremi come quello del Bangladesh, con una impronta ecologica di appena 0,07 ha.

Fig. 3.22 - Ai tempi della Roma imperiale la **popolazione italiana** era costituita da circa 6 milioni di individui. Il valore di 10 milioni viene raggiunto intorno al 1400, per raddoppiare nei tre secoli successivi. 33 milioni 100 anni fa, fino a 50 milioni nel 1960. Da allora la popolazione italiana ha continuato ad aumentare lentamente, fino ai 58 milioni nel 2000. Nel primo decennio del terzo millennio la popolazione italiana oscilla tra i 57 ed i 58 milioni, ma con tendenza verso i 60 milioni dopo il 2010.



Il cittadino italiano medio ha un'impronta ecologica di 3,11 ettari (2,21 ha di suolo produttivo terrestre più 0,90 ha di superficie marina). È un quadrato di 176 m di lato (~ 6 campi di calcio) così ripartito:

- 9 % di terreni agricoli;
- 17 % di pascoli;
- 43 % di foreste;
- 2 % di superficie edificata (città, strade, capannoni, infrastrutture,...);
- 29 % di aree marine.

Ma il territorio italiano non è sufficientemente grande. L'insieme di tutti i sistemi produttivi potrebbe fornire, a ciascuno dei 60 milioni di italiani (fig. 3.22), una impronta ecologica pari a circa 1,04 ha (fig. 3.21). Ciò significa che il popolo italiano consuma risorse per le quali sarebbe necessario un territorio tre volte più grande. Almeno due cittadini poveri del Mondo vivono di stenti per consentire lo stile di vita di un italiano medio (sono almeno otto quelli che vivono nelle stesse condizioni per mantenere il cittadino medio americano). Un italiano medio produce 398 kg di rifiuti all'anno e quasi il doppio di CO₂ rispetto alla media mondiale, consuma 150 kg di carta all'anno (quattro volte la media mondiale), il triplo dei combustibili fossili rispetto alla media mondiale e 23 volte di un indiano e possiede un'auto ogni due individui (una ogni dieci la media mondiale, una ogni 500 quella indiana). Per diventare ecologicamente sostenibili (e più equi) dovremmo ridurre i nostri consumi del 75 %.

Scheda 3.8 - Cementificazione e tutela del suolo

Date le gravi condizioni del Pianeta (cfr. scheda 3.7), la difesa del suolo deve costituire uno degli obiettivi strategici del programmi di gestione del territorio. Ogni metro quadro di suolo libero, non cementificato, non impermeabilizzato, va tutelato con il massimo impegno, per l'agricoltura, per la Natura, per il riciclo della materia,...

Secondo CICSENE³ in Italia si stimano 4 milioni di case sfitte, di cui 1 milione di appartamenti vuoti e 3 milioni affittati in nero, mentre la lista d'attesa per l'edilizia popolare è di 650.000 alloggi in tutto il Paese. Secondo Stefano BOERI "...le città italiane continuano... a divorare terra più di ogni altro paese europeo, per produrre in gran parte immensi gusci vuoti, deserti di cemento... Senza una politica che si occupi con forza e ostinazione di recuperare... le migliaia... di vani disabitati, ogni previsione di nuova edilizia residenziale assume toni caricaturali e addirittura minacciosi... È un paradosso; basta guardarsi attorno: offerte di affitto e vendita sui portoni, infinite persiane chiuse delle abitazioni e serramenti senza vita degli uffici... A Roma, su 1.715.000 abitazioni, 250.000 (1/7) sono vuote. A Milano 80.000 su 1.640.000 e 900.000 m³ di uffici sono deserti (come 30 grattacieli Pirelli vuoti). Muri, pavimenti, soffitti, arredi che aspettano che qualcuno entri, li abiti, vi riporti le pulsazioni della vita quotidiana". Dal "Sole 24 ORE" (04/03/2011): "a fronte dell'iper-sfruttamento del territorio, molte case sono vuote. Roma è in testa con 250.000 abitazioni. Seguono Cosenza (165.000), Palermo (150.000), Torino (145.000) e Catania (110.000)".

L'Italia detiene il "...record del cemento in Europa, battuta di pochissimo solo dalla Spagna (coinvolta da una grave bolla speculativa edilizia), ma la cui densità abitativa è 91 abitanti/kilometro quadro. In Italia è 199 abitanti/km²" (STELLA, 2011)⁴. Per l'anno 2004 risultano i seguenti dati:

Austria	➔	4 milioni di tonnellate di cemento	Germania	➔	33 milioni di tonnellate di cemento
Benelux	➔	11 milioni di tonnellate di cemento	Scandinavia	➔	36 milioni di tonnellate di cemento
Gran Bretagna	➔	11 milioni di tonnellate di cemento	ITALIA	➔	46 milioni di tonnellate di cemento
Francia	➔	21 milioni di tonnellate di cemento			

In Italia abbiamo "il più basso tasso di crescita ed il più alto consumo di territorio in Europa" (SETTIS, 2010)⁵; secondo l'ISTAT risulta un aumento delle aree urbanizzate del 15 % nel decennio 1991 ÷ 2001 contro un incremento demografico dello 0,4 % (fig. 3.23). Nel periodo 1990 ÷ 2005 la Superficie Agricola Utilizzata (SAU) si è ridotta di 3.663.000 ettari (aree del Lazio + Abruzzo); quindi la perdita della SAU, in 5 anni, è risultata pari al 17 %. Ogni giorno, in Italia, vengono cementificati 162 ettari di terreno (251 campi di calcio): "...vedremo boschi, prati e campagne arretrare ogni giorno davanti all'invasione di mesti condomini, vedremo coste luminose e verdissime colline divorate da case incongrue e palazzi senz'anima, vedremo gru levarsi minacciose per ogni dove. Vedremo quello che fu il bel paese sommerso da inesorabili colate di cemento..." (SETTIS, op.cit.).

Purtroppo ha ragione ASOR ROSA (2007)⁶ quando afferma che "...nel decennio passato abbiamo avuto governi e amministrazioni locali di centrosinistra e di centrodestra.... Siamo arrivati alla conclusione che... le differenze nel colore degli schieramenti politici non hanno contato...: non c'è nulla che sia stato bipartisan in Italia quanto l' «alluvione cementizia». Venute meno le grandi distinzioni ideologiche..., il ceto politico italiano,... ha ritrovato una sua inedita unità identitaria e d'intenti, abbracciando un'unica, corposa ideologia di nuovo stampo: quella del mattone".

Afferma PETRINI (2011)⁷: "È giunto il momento di dire basta, perché ... siamo arrivati a un punto di non ritorno: vorrei proporre, e sperare che venga emanata, una moratoria nazionale contro il consumo di suolo libero. Non un blocco totale

³ CICSENE, 2010. Nuovi abitanti e coesione sociale. Un contributo per costruire politiche abitative consapevoli. Regione Piemonte, Provincia di Torino, Città di Torino, Sindacato Inquilini Case e Territorio.

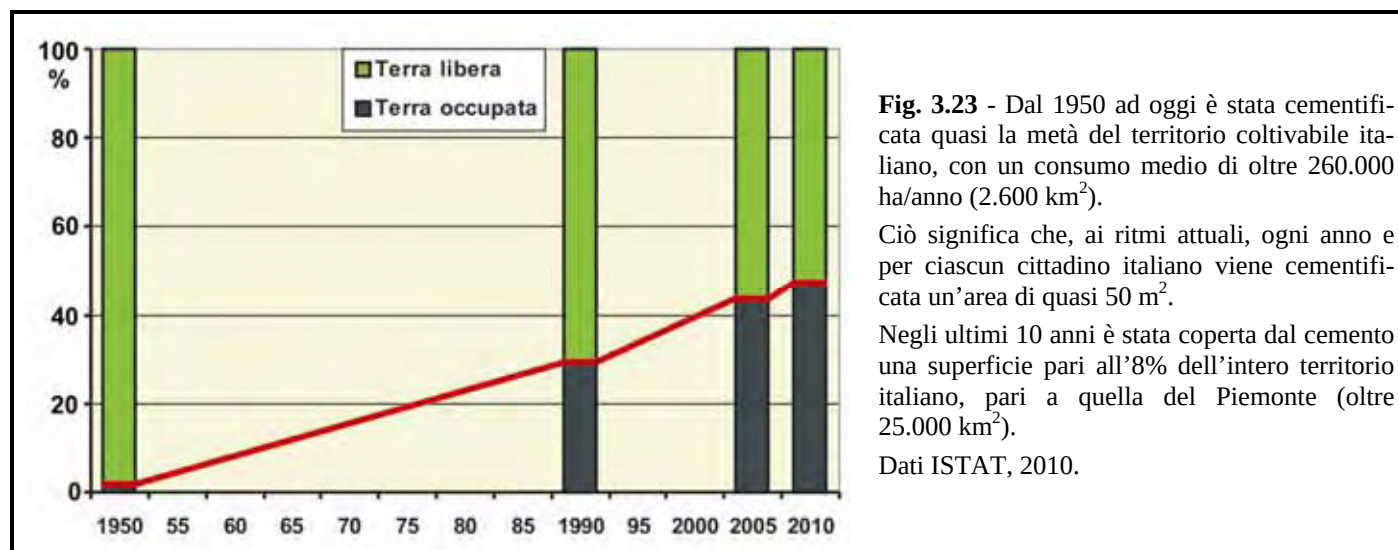
⁴ STELLA G.A., 2011. Vandali. Rizzoli, Milano.

⁵ SETTIS S, 2010. Paesaggio, Costituzione, cemento. Einaudi, Torino.

⁶ ASOR ROSA A., 2007. Questa Italia del cemento. La Repubblica del 04/07/2007.

⁷ PETRINI C., 2011. La cementificazione. Basta con le ruspe. Salviamo l'Italia. La Repubblica del 18/01/2011. Nella stessa intervista: "Guardandoci attorno, siamo assediati: il cemento avanza, la terra fa gola a potentati edili, che non mollano l'osso e sembrano passare indenni qualsiasi ostacolo, in un'indifferenza che non si sa più se sia colpevole, disinformata o semplicemente frutto di un'impotenza sconsolata. Del resto, costruire fa crescere il PIL, ma a che prezzo. Fa davvero male: l'Italia è piena di ferite violente e i cittadini finiscono con il diventare complici se non s'impegnano nel dire no quotidianamente, nel piccolo, a livello locale. Questa è una battaglia di tutti, nessuno escluso."

dell'edilizia, che può orientarsi verso edifici vuoti o abbandonati, nella ristrutturazione di edifici lasciati a se stessi o nella demolizione dei fatiscenti per far posto a nuovi. Serve qualcosa di forte, una raccolta di firme, una ferma dichiarazione che arresti per sempre la scomparsa di suoli agricoli nel nostro Paese,..."



In sostanza Petrini propone una conversione dell'edilizia, uno dei più potenti motori dell'economia. Infatti una obiezione a quanto sopra espresso riguarda il rischio grave di crisi delle numerose aziende del cemento e dell'asfalto e quindi di ulteriore perdita di posti di lavoro. Così si continua: *"le ruspe sono sempre in agguato per dare sfogo all'unica vera vocazione di questo nostro popolo di cialtroni che non vedono al di là del proprio naso: l'autodistruzione"* (MONTANELLI, 2001)⁸.

Lo stop al consumo del suolo non comporta affatto la demolizione del settore produttivo edilizio. La succitata conversione auspicata da Petrini si può organizzare in modo coerente con il **consumo zero di suolo libero**. Per esempio promuovendo le ristrutturazioni degli edifici esistenti per aumentarne l'efficienza termica, con conseguente risparmi energetici legati al riscaldamento. Altre tipologie di intervento potrebbero riguardare la sicurezza strutturale degli immobili nelle zone sismiche, oppure le rilocalizzazioni di edifici ed infrastrutture soggetti a rischio idrogeologico. Il lavoro da fare è moltissimo ed una edilizia così riconvertita avrebbe certamente un futuro per decenni.

Ma la difesa (intransigente) del suolo significa anche difesa del paesaggio⁹, una delle risorse più importante per il nostro paese¹⁰, purtroppo già in buona parte compromessa¹¹. Il turismo infatti è un altro dei più potenti motori economici dell'Italia e possiede ancora ampi margini di miglioramento, il che significa numerosi potenziali nuovi posti di lavoro.

Se si insegnasse la bellezza alla gente, la si fornirebbe di un'arma contro la rassegnazione, la paura e l'omertà. All'esistenza di orrendi palazzi sorti all'improvviso, con tutto il loro squallore, da operazioni speculative, ci si abitua con pronta facilità, si mettono le tendine alle finestre, le piante sul davanzale, e presto ci si dimentica di come erano quei luoghi prima, ed ogni cosa, per il solo fatto che è così, pare dover essere così da sempre e per sempre. È per questo che bisognerebbe educare la gente alla bellezza: perché in uomini e donne non si insinui più l'abitudine e la rassegnazione ma rimangano sempre vivi la curiosità e lo stupore. Peppino IMPASTATO (in *"Cento passi"*).

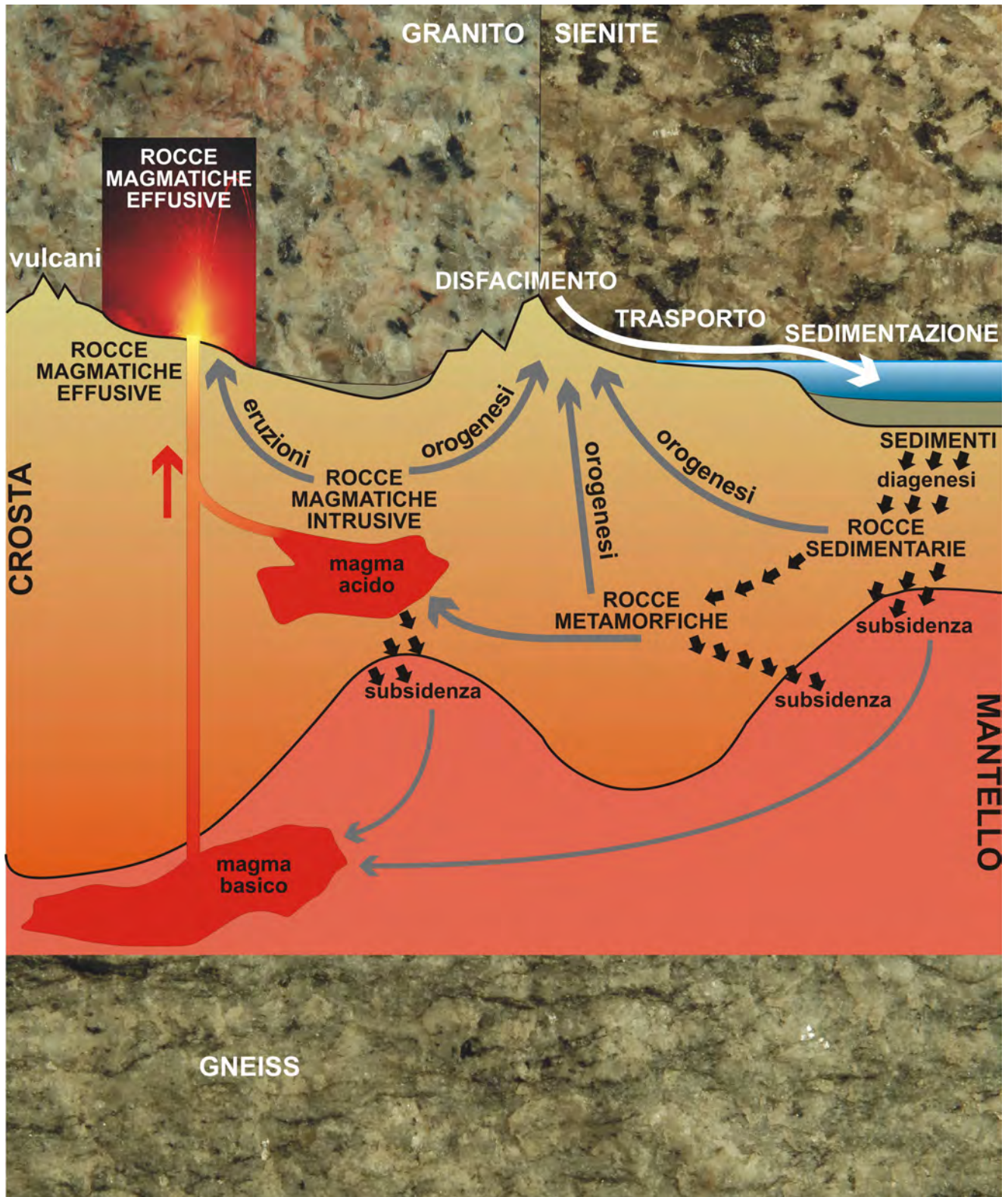
⁸ Indro MONTANELLI (Corriere della Sera, 2001)

⁹ Andrea ZANOTTO: *"Un bel paesaggio una volta distrutto non torna più e se durante la guerra c'erano i campi di sterminio, adesso siamo arrivati allo sterminio dei campi: fatti che, apparentemente lontani tra loro, dipendono tuttavia dalla stessa mentalità"*. 2008 - In questo progresso scorsoio - Conversazione con Mario BREDI - Garzanti, Milano.

¹⁰ Art. 9 della Costituzione italiana: *La Repubblica promuove lo sviluppo della cultura e la ricerca scientifica e tecnica, tutela il paesaggio e il patrimonio storico e artistico della Nazione.*

¹¹ *"Chiediamo perdono alla memoria dei vandali, per l'opinione comune che li accomuna. Roma e l'Italia sono state distrutte dai romani e dagli italiani...: proprietari e mercanti di terreni, speculatori di aree fabbricabili, imprese edilizie, società immobiliari industriali e commerciali, privati affaristi chierici e laici, architetti e ingegneri senza dignità professionale, autorità statali e comunali impotenti o vendute, aristocratici decaduti, villani rifatti e plebei, scrittori e giornalisti confusionari o prezzolati, retrogradi profeti del motore a scoppio, retori ignoranti del progresso in scatola"*. Antonio CEDERNA, 1956. *I vandali in casa*. Laterza, Bari.

MODULO VI: CICLO DELLE ROCCE E TETTONICA A PLACCHE



I terremoti sono fenomeni naturali che implicano enormi quantità di energia che si diffonde in superficie ed in profondità attraverso le onde sismiche. La registrazione, nelle varie parti del globo terrestre, dell'intensità e modalità con le quali si manifestano i sismi permette di ottenere informazioni sulle caratteristiche fisiche all'interno della **crosta** e più in profondità, nel **mantello** e fino nel **nucleo** della Terra. Ulteriori considerazioni sulla composizione chimica dei materiali profondi e superficiali e le stime delle possibili variazioni di temperatura e pressione, hanno permesso ai geofisici di proporre un modello a strati del nostro pianeta.

L'analisi dei materiali eruttati dai **vulcani**, sui continenti e sui fondali marini e più in generale lo studio delle **rocce magmatiche**, derivanti dalla solidificazione di grandi masse fuse in profondità, ha permesso di ottenere ulteriori informazioni integranti le informazioni desunte dall'analisi dei fenomeni sismici, ottenendo quindi un quadro generale sempre più attendibile del complesso "sistema Terra".

Vulcani e terremoti rappresentano i segni di una Terra "in movimento"; ma numerosi altri fenomeni dimostrano l'instabilità della crosta, soggetta a continua evoluzione. Si tratta di movimenti "orizzontali" e "verticali", prove di forze immani alimentate in profondità. Gli effetti sono talora ben visibili, ma le cause sono ben difficili da identificare e da descrivere, per la loro origine "profonda" e non direttamente osservabili. Occorre fare affidamento a tutte le conoscenze disponibili nelle diverse discipline scientifiche ed agli strumenti di indagini più avanzati della moderna tecnologia per ottenere un modello generale del "funzionamento" della Terra.

Una idea coraggiosa fu proposta nei primi anni del secolo scorso: la **deriva dei continenti**, con la quale A. WEGENER ipotizzò che i continenti vagassero sulla superficie del globo, modificando le distribuzioni delle terre emerse e degli oceani in tempi di centinaia di milioni di anni: una teoria che prevedeva una "geografia variabile", secondo una visione del Mondo che fu rifiutata dalla maggior parte dei geologi. La teoria di Wegener venne presto accantonata, ma nuove scoperte, soprattutto relative al magnetismo fossile ed alla morfologia dei fondali oceanici,... contribuirono a rivalutare la deriva dei continenti, ma secondo un nuovo e più aggiornato modello (**tettonica a placche**), oggi ampiamente riconosciuto come il più adatto per illustrare il funzionamento complessivo del nostro pianeta ed il "**ciclo delle rocce**".

Con il **Modulo VI (Ciclo delle rocce e tettonica a placche)** si studiano i fenomeni sismici in quanto eventi naturali in grado di sprigionare enormi quantità di energia e soprattutto al fine di esplorare le profondità della Terra (**capitolo 1**). Quindi si passa allo studio dei vulcani quali importanti manifestazioni che ci aiutano a comprendere la natura dei materiali profondi (**capitolo 2**). Infine si passa ad esaminare i diversi movimenti che caratterizzano l'evoluzione della crosta terrestre arrivando a fornire un modello generale del funzionamento globale del "sistema Terra" attraverso la "teoria della tettonica a placche" (**capitolo 3**).

1 - L'INTERNO DELLA TERRA, EQUILIBRI E FLUSSI DI ENERGIA

1.1 - Le onde trasportano energia

Un sasso che cade in uno specchio d'acqua origina onde concentriche che si allontanano verso l'esterno, dando l'impressione che il liquido in superficie si sposti nelle stesse direzioni. Anche le onde del mare danno l'impressione dello spostamento dell'acqua verso la spiaggia. In realtà, ponendo un galleggiante sul pelo libero, si osserva la sua oscillazione verticale; esso si sposta verso l'alto in corrispondenza della cresta di un'onda e verso il basso in corrispondenza della depressione che precede l'onda successiva, ma mantiene più o meno la stessa posizione. Giocando in acqua, con il mare un po' mosso e vicino alla spiaggia, tuttavia, si ha un'impressione diversa, dato che le onde colpiscono i bagnanti spingendoli contro la riva. In realtà *le onde non trasportano l'acqua, ma attraversano questa trasportando energia*.

Un'altra forma di propagazione di energia tramite onde è il suono. L'urto fra oggetti genera una compressione nello strato d'aria immediatamente circostante. Nell'istante successivo lo stesso strato si dilata (come una molla che risponde ad una compressione allungandosi oltre la condizione di partenza) comprimendo lo strato adiacente che, a sua volta, si comporta allo stesso modo nei confronti di quello successivo, e così di seguito... Si forma un'onda di successive compressioni e dilatazioni dell'aria che si propaga intorno e che può essere "captata" dagli elementi sensibili dell'orecchio. Il suono (velocità di quasi 350 m/s nell'aria) viaggia più facilmente e più velocemente nell'acqua (come ben verificato dai sommozzatori) e ancor più in mezzi più densi (come dimostrato dal fatto che il "rumore" di un treno in arrivo si "sente prima" appoggiando l'orecchio sul binario). Ciò è facilmente spiegabile se si considera che la propagazione di tale tipo di onde dipende dalla presenza di un mezzo che si comporta in modo elastico (può essere compresso e dilatato) ed è tanto più favorita da quanta più materia è presente nello spazio.

Le onde marine e le onde sonore sono differenti sistemi di propagazione di energia. Le prime determinano oscillazioni e deformazioni della materia in senso *trasversale* alla direzione di propagazione (**onde trasversali** o di taglio o onde "S"; fig. 1.1). Le seconde determinano oscillazioni e deformazioni della materia nello stesso senso di propagazione (**onde longitudinali** o di compressione o onde "P"; fig. 1.1).

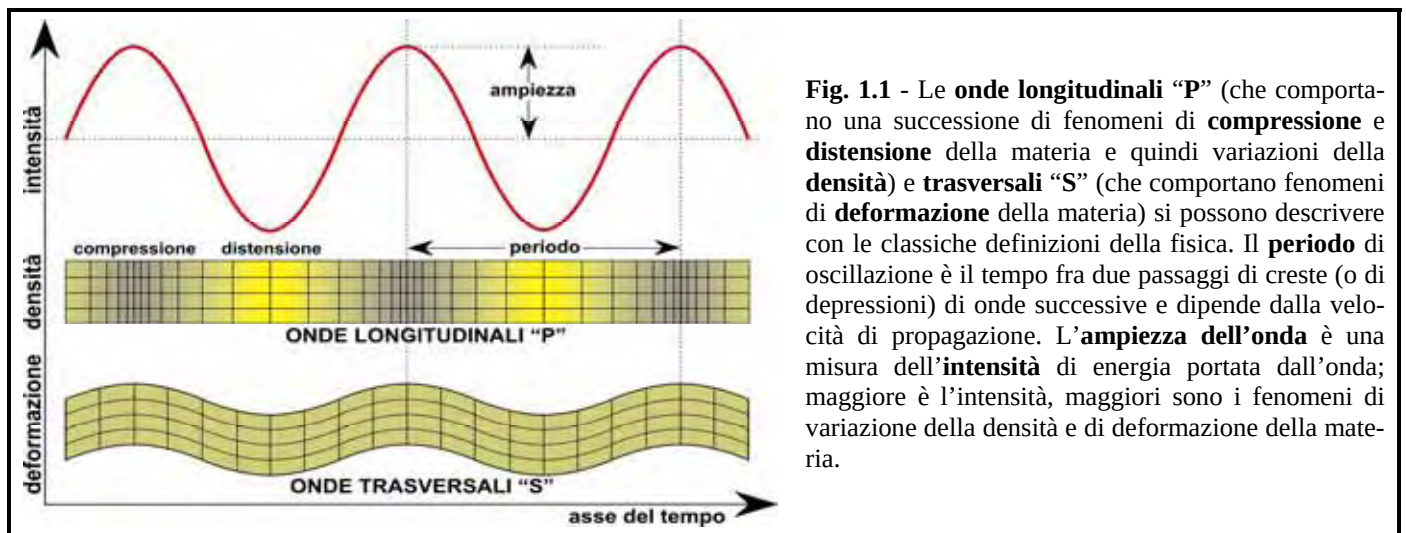


Fig. 1.1 - Le onde longitudinali "P" (che comportano una successione di fenomeni di **compressione** e **distensione** della materia e quindi variazioni della **densità**) e trasversali "S" (che comportano fenomeni di **deformazione** della materia) si possono descrivere con le classiche definizioni della fisica. Il **periodo** di oscillazione è il tempo fra due passaggi di creste (o di depressioni) di onde successive e dipende dalla velocità di propagazione. L'**ampiezza dell'onda** è una misura dell'**intensità** di energia portata dall'onda; maggiore è l'intensità, maggiori sono i fenomeni di variazione della densità e di deformazione della materia.

Le **schede 1.1** e **1.2** descrivono le principali caratteristiche delle onde ed in sintesi si può riassumere quanto segue:

- la propagazione di onde "P" o "S" può avvenire solo attraverso mezzi "elastici";
- le onde trasportano energia e deformano temporaneamente la materia secondo sforzi di taglio nelle onde trasversali "S" e nella stessa direzione di propagazione nelle onde longitudinali "P";
- le onde trasversali "S" hanno più energia, le onde longitudinali "P" sono più veloci;
- la propagazione delle onde è tanto più veloce quanto più il mezzo da attraversare è denso;
- le onde si propagano meglio nei mezzi solidi; in quelli liquidi la velocità delle onde "P" diminuisce nettamente, mentre le onde "S" si attenuano fino a sparire in brevissime distanze.

Le onde sono generate in diversi modi ed un sistema semplice per verificarlo consiste nel collocare una carica esplosiva un paio di metri sotto la superficie del terreno. L'esplosione libera energia che si propaga velocemente nei due tipi di onde; l'intensità e la velocità di queste possono essere misurate per ottenere informazioni sulle caratteristiche meccaniche dei materiali che si trovano in profondità.

1.2 - Microsismi e macrosismi

Una esplosione genera onde longitudinali "P" e trasversali "S" che si propagano in tutte le direzioni sotto la superficie terrestre arrivando, come vibrazioni del terreno, anche a molti chilometri di distanza. Questo fenomeno è causato anche dal traffico pesante sulle strade, dal passaggio di un treno o dall'infrangersi dei marosi sulle spiagge. Disturbi di questo tipo vengono indicati con il termine **microsismi** e raramente vengono avvertiti dall'uomo. Nella maggior parte dei casi sono registrati solo da strumenti molto sensibili: i **sismografi** (scheda 1.3). I microsismi registrati nel Colorado (U.S.A.), per esempio, sono talvolta provocati dalle grandi onde di tempesta che si infrangono sulle coste della California distanti ben 1.600 km. Si tratta di piccoli *movimenti tellurici* che hanno origine da fenomeni superficiali. I **macrosismi** sono movimenti tellurici caratterizzati da maggiore intensità, tanto da essere avvertiti anche dall'uomo: sono i **terremoti**; possono essere molto deboli tanto che una persona ferma in piedi può notare il leggero tremito del terreno (camminando potrebbe anche accorgersi di nulla). Un terremoto abbastanza intenso può far oscillare i lampadari di casa, far vibrare i vetri, far cadere qualche libro dagli scaffali,... Con i terremoti molto intensi si possono avere crolli di case, fessurazioni del terreno, ecc... (in **tab. 1.1** viene riportata la Scala MERCALLI - CANCANI - SIEBERG). Le scosse telluriche possono manifestarsi come oscillazioni orizzontali (*scosse ondulatorie*) oppure come oscillazioni verticali (*scosse sussultorie*); in genere si verificano contemporaneamente.

Tab. 1.1 Intensità delle scosse telluriche in funzione degli effetti sulle opere dell'uomo.

Scala MERCALLI	Scala RICHTER	Descrizione degli affetti
I	1	Scosse registrate dagli strumenti, difficilmente percepite dall'uomo.
II	2	Scosse molto leggere ; avvertite solo (non sempre) nei piani superiori delle case e segnalate dalle oscillazioni dei lampadari.
III	2,5 ÷ 3	Scosse leggere ; avvertite da un maggior numero di persone, anche in mezzo ai rumori del traffico e di cui si può stimare la durata.
IV	3,5	Scosse medie ; avvertite anche all'aria aperta; nelle case si manifestano come tintinnii dei bicchieri e oscillazioni prolungate dei lampadari.
V	4 ÷ 4,5	Scosse forti ; svegliano le persone, producono scricchiolii nei pavimenti e fanno cadere oggetti pesanti dai mobili e calcinacci.
VI	5	Scosse molto forti ; lievi lesioni agli edifici meno solidi, spesso accompagnate da lievi rumori dal sottosuolo.
VII	5,5 ÷ 6	Scosse fortissime ; crollo di camini, vetri spezzati delle finestre, lesioni agli edifici più solidi; oscillano i campanili, facendo suonare le campane. Energia liberata paragonabile ad una bomba nucleare.
VIII	6 ÷ 6,5	Scosse rovinose ; crolli parziali di edifici, dei camini delle fabbriche, dei campanili e delle statue; in montagna cadono massi dalle pendici; si possono avere vittime.
IX	7	Scosse disastrose ; distruzione totale di numerosi edifici e inabitabili molti altri. Le vittime possono essere numerose. Energia sufficiente per riscaldare New York per un anno.
X	7,5 ÷ 8	Scosse distruttive ; distruzione totale di edifici, rottura delle tubature, crollo di ponti, apertura di fratture del suolo, innesco di frane; acqua proiettata oltre gli argini dei laghi.
XI	8 ÷ 8,5	Scosse catastrofiche ; producono la rottura di dighe e l'incurvatura delle rotaie, non risparmiano nessuna costruzione e provocano l'apertura di voragini nel terreno.
XII	9	Scosse ultracatastrofiche ; distruzione totale delle opere umane, franano le montagne, scompaiono laghi, si spostano grandi massi. Energia pari al carbone e petrolio prodotti nel mondo per 5 anni.

I terremoti sono conseguenza della propagazione di onde sismiche "S" e "P" a partire da punti che si trovano sotto la superficie terrestre. Il punto da cui scaturisce il terremoto è l'**ipocentro** (o **fuoco**) e si trova a profondità assai variabile. Il punto della superficie terrestre sulla verticale del precedente è l'**epicentro** (**fig. 1.2**). Dall'ipocentro di un terremoto si diffondono onde trasversali e longitudinali che raggiungono punti della superficie terrestre a diverse distanze.

La **fig. 1.3** mostra la registrazione di un terremoto effettuata per mezzo di un sismografo (**scheda 1.3**). Le onde “S”, più lente e più ampie, giungono subito dopo le onde “P”, più veloci, ma che trasportano meno energia. Se il sismografo si fosse trovato a maggiore distanza, a causa delle diverse velocità dei due tipi di onda, si sarebbe osservato un intervallo fra i due tipi di registrazione. Quindi dalla durata di tale intervallo si può risalire alla distanza tra la posizione del sismografo e l’ipocentro del terremoto (la velocità delle onde sismiche è molto variabile a seconda della densità del mezzo che attraversano; di norma alcuni km/s; **scheda 1.4**).

Fig. 1.2 - Il **Fuoco** o l’**ipocentro** di un terremoto è il punto dal quale si propagano le onde sismiche in tutte le direzioni. L’**epicentro** è il punto sulla superficie che si trova sulla verticale rispetto all’ipocentro e da cui si dipartono concentricamente le **onde superficiali**.

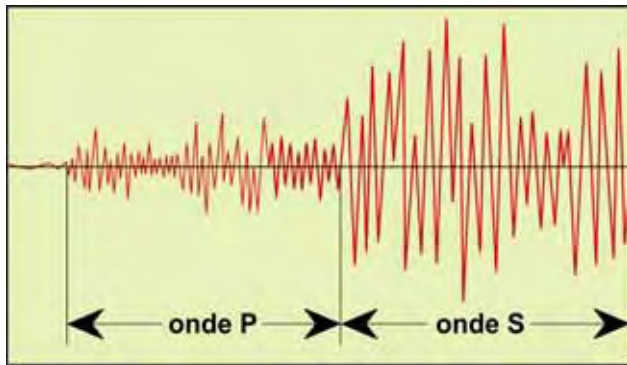
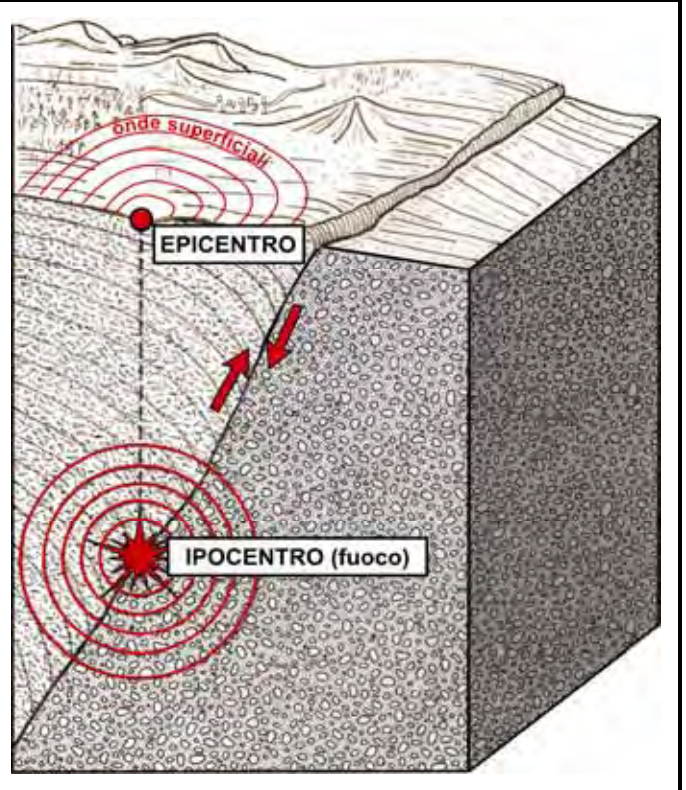


Fig. 1.3 - Esempio di sismogramma. Il tracciato si legge da sinistra a destra. In ordine cronologico giungono prima le onde “P” e successivamente le onde “S” più ampie e che possiedono più energia.



1.3 - Onde sismiche e la crosta terrestre

Nel 1909 in Croazia si manifestò un terremoto con ipocentro poco profondo. Lo scienziato Andrija MOHOROVICIC studiò le registrazioni di quel sisma e osservò che, dal fuoco, erano giunte, nel modo consueto, le onde “P” ed “S”; ma il sismogramma, dopo un certo intervallo, ne registrò un secondo paio, meno intense e fra loro leggermente più distanziate, pur non verificandosi altri sismi in zona. La seconda coppia era simile ad un **eco** (**fig. 1.4**).

L’eco è un fenomeno che si manifesta quando un’onda sonora passa da un mezzo (es. aria) ad un altro (es. roccia della parete di una montagna) e a condizione che la variazione fra i due mezzi non abbia uno spessore che superi la lunghezza d’onda. Il suono ha una lunghezza d’onda di pochi centimetri; perciò esso non viene “riflesso” da una collina coperta da erba alta o da un fitto bosco. Affinché le onde sismiche siano riflesse, lo spazio di variazione fra due mezzi deve essere inferiore al kilometro. Evidentemente esiste una fascia di discontinuità in profondità in grado di riflettere le onde sismiche; essa è la **discontinuità di Mohorovicic** o, più semplicemente **moho** (**fig. 1.4**) e corrisponde ad una variazione delle caratteristiche meccaniche dei materiali attraversati dalle onde. Potrebbe essere una variazione graduale (entro 1 km) o improvvisa; ciò potrebbe essere stabilito con una perforazione esplorativa fino alla profondità alla quale si trova il moho; per ora ci si deve accontentare di semplici ipotesi dato che il pozzo più profondo misura 12 km. Mohorovicic determinò la profondità della superficie di discontinuità, che risultò essere di ~ 60 km. La profondità del moho è stata misurata in molti punti della superficie terrestre e si sono trovate misure molto diverse. È pari a ~ 30 km sotto i continenti, ma scende ad oltre i 50 ÷ 60 km in corrispondenza delle catene montuose. Sotto i bacini oceanici la profondità media del moho difficilmente supera i 5 km dal fondo del mare (**fig. 1.5**).

La velocità di propagazione delle onde sismiche dipende dalla densità dei materiali attraversati. Quindi conoscendo le posizioni dell’epicentro di un terremoto e del sismografo e il tempo impiegato dalle onde per giungere dal primo al

secondo, si può calcolare la velocità di propagazione del sisma e la densità del mezzo attraversato. Da misure effettuate in tempi diversi e in più punti sulla superficie terrestre, si è visto che, **sopra la discontinuità del moho la densità media dei materiali è pari a circa $2,8 \text{ kg/dm}^3$** . In pratica è come se la Terra fosse ricoperta da un sottile strato, una **crosta**, con densità pari a quasi tre volte quella dell'acqua, e con spessore molto variabile (**fig. 1.6**).

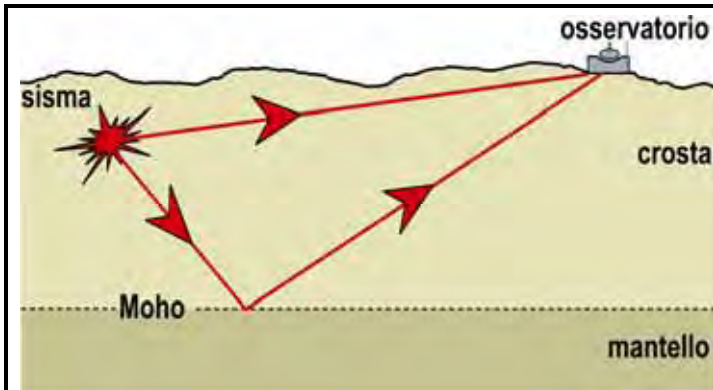


Fig. 1.4 - Un **sisma**, con ipocentro poco profondo, causa un treno di onde che giungono direttamente all'osservatorio. Successivamente vengono registrate altre onde che vengono riflesse dalla discontinuità di **Moho**.

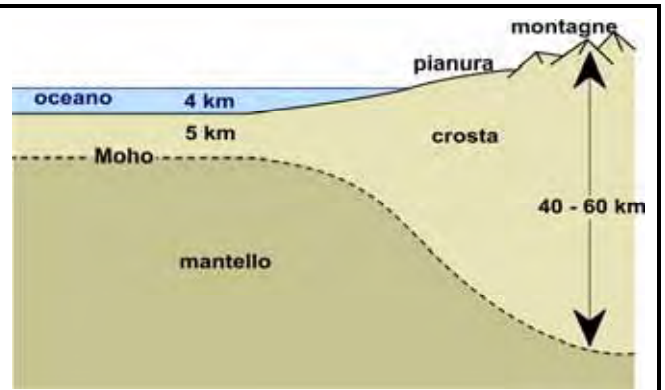


Fig. 1.5 - L'interpretazione dei sismogrammi registrati in vari punti della superficie terrestre, permette di determinare la profondità del Moho sotto i continenti (oltre 40 km in corrispondenza delle catene montuose, fino a valori massimi di 60 km) e sotto gli oceani (appena 5 km).

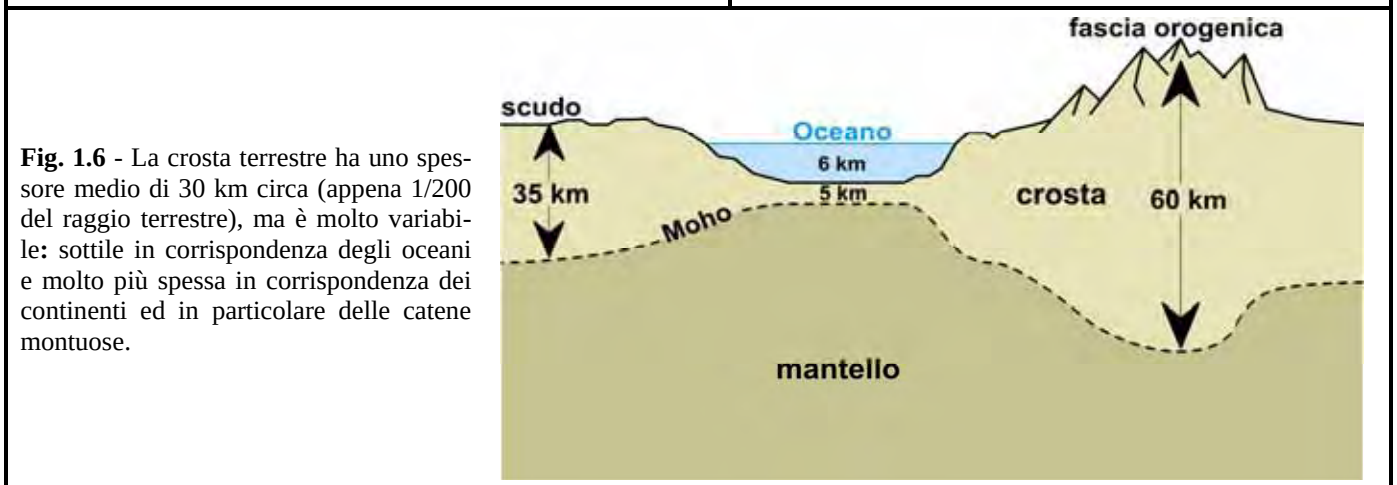


Fig. 1.6 - La crosta terrestre ha uno spessore medio di 30 km circa (appena 1/200 del raggio terrestre), ma è molto variabile: sottile in corrispondenza degli oceani e molto più spessa in corrispondenza dei continenti ed in particolare delle catene montuose.

Mohorovicic giunse ad altre conclusioni studiando i sismogrammi risultati da registrazioni effettuate da diversi sismografi situati a distanze molto variabili dal fuoco di un terremoto. Ai sismografi molto distanti dall'epicentro giungevano onde paragonabili a quelle dell'eco prima di quelle dirette. Per spiegare questo fenomeno è necessario ricorrere alla **fig. 1.7** dove si osservano sia le onde dirette "A", che si propagano nello spessore della crosta fino a giungere al sismografo, sia le onde "B" che, oltre ad essere riflesse, si rifrangono (cioè cambiano direzione) attraversando il moho e, dopo aver percorso una fascia del materiale che si trova sotto la crosta, giungono a contatto con la superficie di discontinuità dove si rifrangono ancora ed arrivano all'osservatorio.

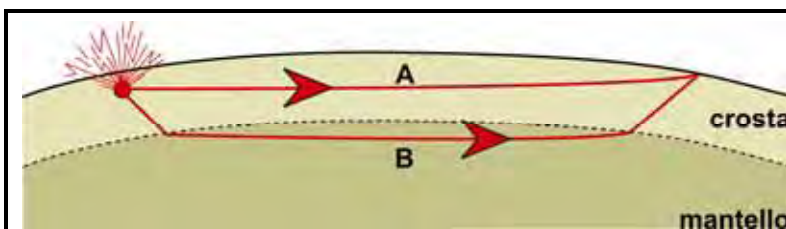


Fig. 1.7 - Un sisma genera onde che si propagano in tutte le direzioni. Lungo la direzione "A" si ha la trasmissione diretta all'osservatorio, ma più lenta perché attraverso materiali meno densi. Lungo la direzione "B", la trasmissione è su una più lunga distanza, ma più veloce dato che, per gran parte, avviene attraverso il mantello costituito da materiali

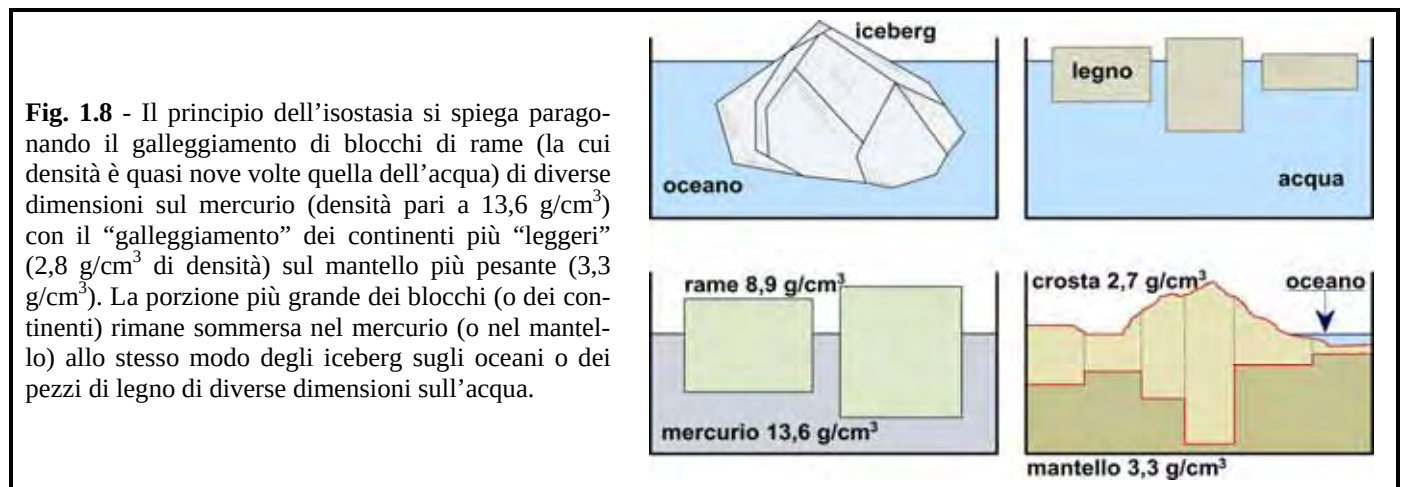
con maggiore densità. Si osserva, inoltre, come le onde possono essere rifratte: non solo si riflettono sulla superficie del moho, ma la attraversano cambiando direzione, come succede ad un raggio di luce attraverso la superficie di discontinuità aria/vetro

Pensiamo a due percorsi da compiere in auto, uno lungo 100 km, ma su una piccola e tortuosa strada, l'altro lungo 200 km, ma su un'autostrada. Il secondo percorso potrà essere compiuto in un tempo più breve perché su di esso si viaggia più spediti. Allo stesso modo le onde che giungono all'osservatorio con un percorso più lungo attraversano mezzi che consentono una più veloce propagazione: *i materiali sotto la crosta devono possedere una maggiore densità*. Conoscendo le distanze e i tempi impiegati dalle onde per percorrerle, si può determinare la velocità di queste sotto la crosta, da cui si stima il valore della densità; essa risulta pari mediamente a $\sim 3,3 \text{ kg/dm}^3$. *Al di sotto della crosta esiste una zona caratterizzata da materiali con maggiore densità* denominata **mantello**, attraverso il quale sia le onde P sia le onde S si propagano con maggiore velocità.

1.4 - Isostasia

Il principio idrostatico di Archimede stabilisce che la forza di sollevamento esercitata da un fluido equivale al peso della quantità di fluido spostata dal corpo immerso. Nella **fig. 1.8** un blocco di rame, posto nel mercurio, affonda finché la spinta idrostatica (il peso del mercurio che sposta) uguaglia il peso del blocco stesso che sta quindi in equilibrio in quella posizione. Il blocco più alto, avendo peso maggiore, si immerge più profondamente nel mercurio. Un cubetto di ghiaccio, con una densità di poco minore di quella dell'acqua, affonda molto per raggiungere una posizione di equilibrio. Un Iceberg è un'isola di ghiaccio con parte emersa, per grande che sia, molto inferiore a quella sommersa. Riassumendo, un corpo solido galleggia su un fluido se questo è più denso; il primo immerge una parte del proprio volume nel secondo che sarà tanto più grande quanto minore è la differenza di densità fra i due.

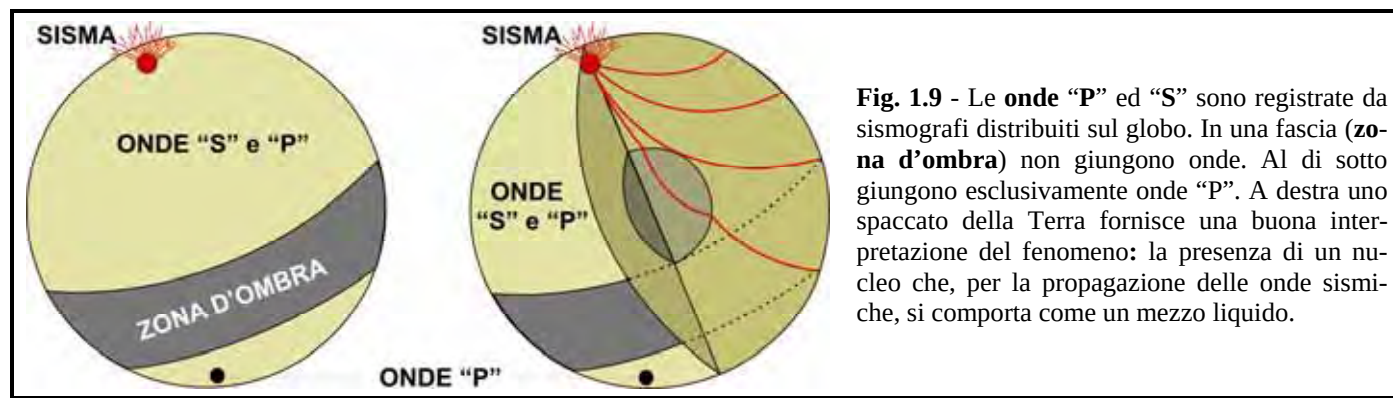
La crosta è frammentata in blocchi o zolle di diversi spessori e dimensioni che “galleggiano” sul mantello; i primi più “leggeri” (minore densità) sul secondo più “pesante” (maggiore densità). La differenza di densità è modesta (2,8 contro 3,3), pertanto le porzioni di crosta “immerse” nel mantello hanno massa molto più grande di quella emergente. I continenti, in prossimità delle catene montuose, sono paragonabili agli iceberg, dato che, alle poche migliaia di metri di sviluppo in quota corrisponde una “radice” che affonda nel mantello per decine di chilometri.



Isostasia è il termine per indicare l'equilibrio dei continenti sul mantello e fornisce una buona interpretazione alla variabile distribuzione della profondità del moho determinata con le onde sismiche. Tuttavia sorgono alcuni dubbi. Se si pone un oggetto su un blocco di rame, questo affonda assumendo una nuova posizione di equilibrio di quel tanto che basta per spostare una nuova porzione di mercurio con peso pari a quella dell'oggetto; il blocco di rame ritorna all'equilibrio iniziale se l'oggetto viene tolto. Se il modello della **fig. 1.8** è valido, immaginando lo scioglimento dell'enorme quantità di ghiaccio che “pesa” sulla Groenlandia, questa dovrebbe comportarsi come il blocco di rame dopo che è stato tolto l'oggetto che pesava su di esso; quindi la massa continentale dovrebbe innalzarsi di alcune centinaia di metri. Ma come è possibile pensare ai continenti come ad enormi zattere che galleggiano su un fluido (il mantello) quando questo è in realtà solido. Esso, infatti, permette una buona trasmissione anche delle onde trasversali “S” che, invece, si arresterebbero in un mezzo liquido. È una contraddizione che cercheremo di risolvere più avanti.

1.5 - Sotto la crosta terrestre

Alla fine del secolo scorso i sismologi osservarono che, a partire dall'ipocentro di un terremoto, era possibile registrare le onde "P" ed "S" per mezzo di sismografi distribuiti sulla superficie terrestre, ad esclusione di una fascia denominata "zona d'ombra". Sotto di essa venivano registrate solo le onde "P" (**fig. 1.9**), che inoltre giungevano con un ritardo di qualche minuto sul tempo previsto di ~ 20 minuti. Nel 1908 uno scienziato inglese, R. D. OLDHAM ipotizzò che la Terra avesse un **nucleo** centrale liquido in grado di ostacolare le onde "S" e di rallentare le onde "P".



In **fig. 1.9** è raffigurata la propagazione delle onde P che giungono normalmente su tutto il globo fino al limite superiore della zona d'ombra. La curvatura delle linee di propagazione è dovuta al fatto che la densità dei materiali attraversati (a partire dal valore medio di circa 3,3 immediatamente sotto la crosta) nel mantello, aumenta con la profondità: le onde vengono rifratte piegando nel modo illustrato. Il limite superiore della zona d'ombra è determinato dalla linea di propagazione che sfiora appena il nucleo. Il limite inferiore è dovuto ad una linea di propagazione che penetra nel nucleo (deviando leggermente la direzione), lo attraversa con minore velocità (essendo costituito da materiali che si comportano, con le onde sismiche, come un mezzo liquido), subisce un nuovo cambiamento di direzione (per rifrazione) e ritorna nel mantello. Analisi più precise dei sismogrammi registrati in tutto il globo hanno permesso di misurare con notevole accuratezza le variazioni di velocità delle onde S e P in funzione della profondità. È stato così possibile verificare la presenza di un *nucleo interno solido* di poco più di 1.350 km di raggio. La superficie del *nucleo esterno liquido* si trova a circa 2.900 km di profondità e viene denominata **discontinuità di Gutenberg**, contro la quale si arrestano le onde S.

Attenzione! Non è proprio corretto usare i termini "mezzi solidi" o "liquidi", perché non possiamo conoscere lo stato della materia che, probabilmente (a quelle profondità) si trova in condizioni di pressione e temperatura difficilmente immaginabili rispetto alla nostra esperienza in superficie. Pertanto fin quando non si realizzerà la fantascientifica condizione di andar a vedere da vicino quei materiali con un ipotetico viaggio alla Giulio Verne "*verso il centro della Terra*", è più corretto affermare che quei materiali si "*comportano*" come mezzi solidi o liquidi nei confronti della trasmissione onde sismiche.

La misura precisa delle velocità di propagazione delle onde alle varie profondità (**fig. 1.10**), ha permesso la determinazione, con buona approssimazione, dei valori di densità in funzione della profondità (**fig. 1.11**). Il massimo valore nel mantello è vicino alla discontinuità di Gutenberg (quasi 6 volte quella dell'acqua). Nel nucleo esterno si passa da 10 kg/dm³ a valori superiori a 12 kg/dm³. Nel nucleo interno la densità è intorno a 13,5 kg/dm³. La **fig. 1.12** illustra la suddivisione delle diverse zone al di sotto della crosta terrestre.

1.6 - Calore interno della terra

L'esistenza in superficie di manifestazioni termiche (vulcani, geyser, sorgenti termali, campi geotermici,...) indica che l'interno della Terra deve essere assai caldo, soprattutto considerando l'elevata temperatura dei materiali che fuoriescono dai crateri, talvolta con estrema violenza. Anche l'aumento di temperatura con la profondità riscontrata nelle miniere è un altro indizio connesso con la natura delle parti più profonde della Terra. Quale è l'origine del calore interno del nostro pianeta? Per rispondere a questa domanda conviene rivedere alcuni concetti della fisica termodinamica (**scheda 1.5**).

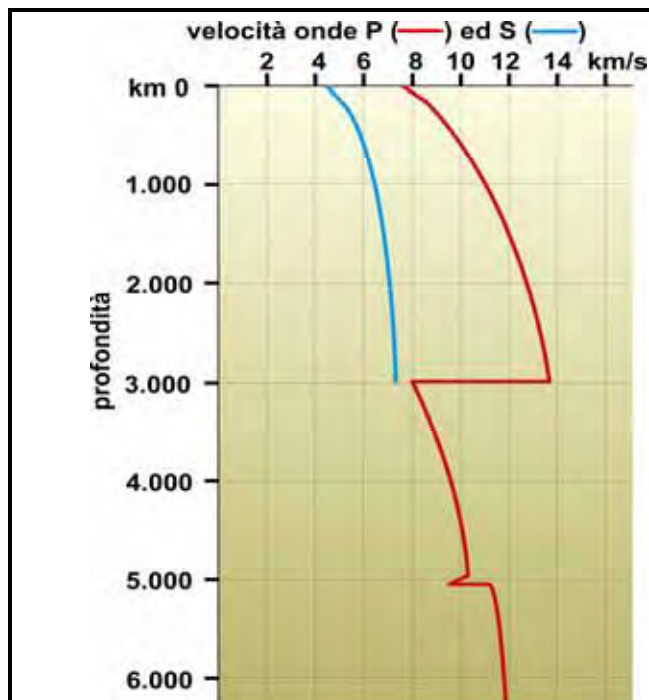


Fig. 1.10 - Velocità delle onde sismiche “P” ed “S” in funzione della profondità. Le onde “S” non si propagano sotto i 2.900 km (*discontinuità di Gutenberg*), mentre le onde “P” continuano a viaggiare, ma con una repentina caduta di velocità. Intorno a 5.000 km di profondità si osserva un’altra superficie di discontinuità che delimita il nucleo esterno da quello interno.

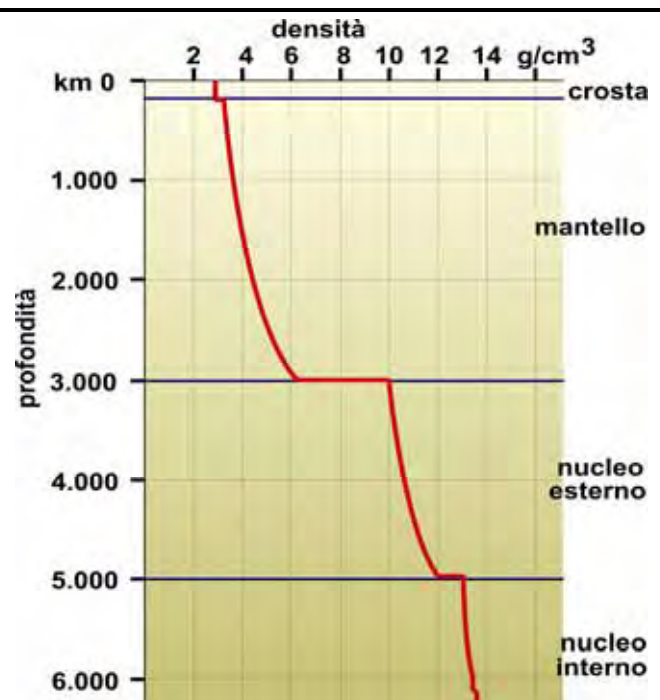


Fig. 1.11 - La densità cresce con la profondità da valori intorno a 2,8 g/cm³ della crosta a valori quasi 5 volte superiori nel nucleo interno.

La temperatura dei materiali costituenti la crosta è stata misurata sfruttando molti pozzi profondi e miniere fino a poche migliaia di metri sotto la superficie, valore irrisorio al confronto del raggio terrestre. Si è osservato che la temperatura aumenta con la profondità; si ha cioè un **gradiente geotermico positivo**. In alcuni luoghi sono stati misurati gradienti minimi, come 1 °C ogni 140 m; altrove si sono trovati valori molto più alti (1 °C ogni 10 m). Il gradiente geotermico medio, calcolato sull’intero globo, è pari a 1 °C ogni 30 m (poco più di un terzo di decimo di grado ogni metro: 0,033 °C/m). Se il gradiente geotermico fosse lo stesso per tutto lo spessore medio della crosta (~ 30 km = 30.000 m), presso la superficie di discontinuità del moho, la temperatura potrebbe essere calcolata nel seguente modo (partendo da 20 °C della superficie terrestre):

$$20\text{ °C} + (30.000\text{ m} \cdot 0,033\text{ °C/m}) = 1.020\text{ °C}$$

Quindi i materiali delle porzioni più profonde della crosta o di quelle più superficiali del mantello si troverebbero ad una temperatura superiore a 1.000 °C. È un valore vicino alla temperatura media (1.100 °C) della lava incandescente che fuoriesce dai vulcani, determinata con numerose misure effettuate in tempi e in luoghi diversi del globo. Ciò dimostrerebbe che i materiali eruttati hanno origine da zone vicine al moho. Vedremo, nel prossimo capitolo dedicato alla vulcanologia, se questa ipotesi è verificabile. Per ora possiamo limitarci ad un altro calcolo per determinare la temperatura del nucleo; assumiamo il valore del gradiente geotermico (0,033 °C/m) come costante dalla superficie terrestre fino al centro della Terra (il cui raggio è 6.371 km = 6.371.000 m):

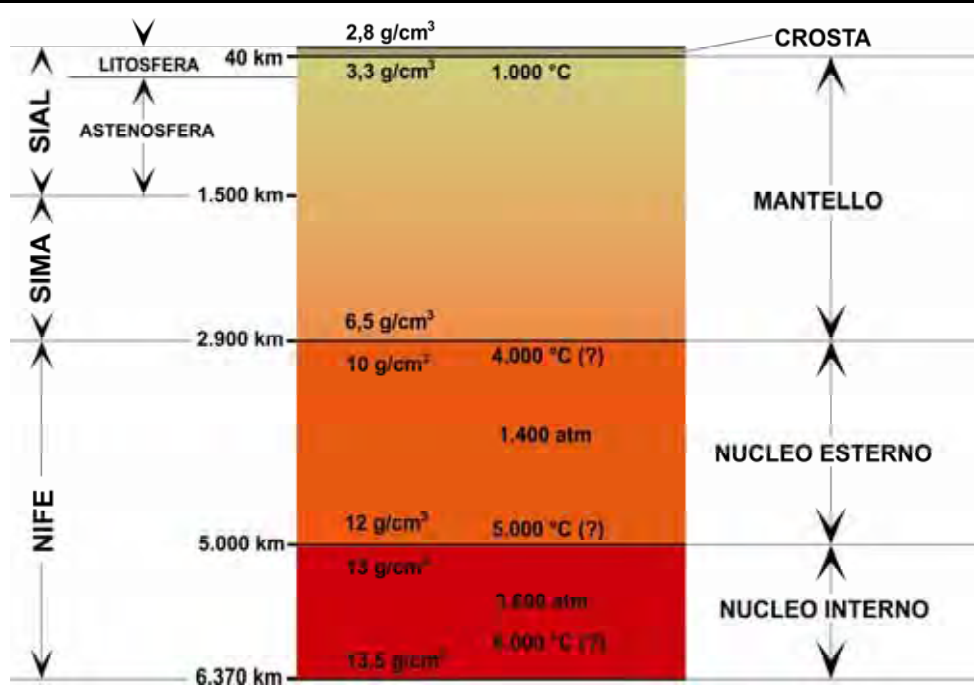
$$20\text{ °C} + (6.371.000\text{ m} \cdot 0,033\text{ °C/m}) = 210.263\text{ °C}$$

È un risultato assurdo; una tale temperatura non è ipotizzabile neppure per la superficie del Sole e se il centro della Terra fosse così caldo, l’intero pianeta esploderebbe. Qualcosa non funziona; innanzitutto è arbitrario l’aver ritenuto costante il gradiente geotermico fino al centro della Terra. In realtà l’incremento della temperatura con la profondità è verosimilmente diverso da quello ipotizzato per la crosta terrestre. Secondo modelli e calcoli molto complessi sembra che la temperatura della parte superiore del mantello (circa 500 ÷ 600 km di profondità) non superi i 2.000 °C. A maggiori profondità è possibile che la temperatura aumenti ancora di poco; quella del nucleo potrebbe essere di alcune migliaia di gradi centigradi e comunque quasi certamente, poco superiore a 6.000 °C.

Fig. 1.12 - Il raggio medio della Terra è ~ 6.370 km. La discontinuità del Moho (limite che separa la **crosta** dal sottostante **mantello**) si trova ad una profondità media di ~ 40 km (variabile da pochi chilometri in corrispondenza degli oceani fino ad oltre 60 km nelle aree montuose).

La discontinuità di Gutenberg si trova a ~ 2.900 km e separa il mantello dal **nucleo**; questo a sua volta diviso in **nucleo esterno** (sopra i 5.000 km di profondità e che si comporta come “liquido” con le onde sismiche) ed in **nucleo interno** (il nocciolo più caldo, con temperature che arrivano ad oltre 9.000 °C e più “pesante”, con densità superiore a 13 g/cm³).

La crosta e la porzione più superficiale del mantello costituiscono la **litosfera** (con materiali meno densi, intorno a 3 g/cm³) mentre il mantello superiore è l'**astenosfera**. Il mantello superiore e la litosfera costituiscono il **SIAL** (dai simboli **S**ilicio e **A**lluminio, i più abbondanti elementi metallici). Il mantello inferiore è il **SIMA** (**S**ilicio e **M**agnesio), mentre il nucleo è il **NIFE** (**N**ichel e **F**erro).



La Terra è paragonabile ad una boccia calda immersa in ambiente freddo (lo spazio circostante). Essa dovrebbe raffreddarsi perdendo energia termica attraverso la sua superficie; è stato calcolato il flusso di calore dalla Terra allo spazio, risultato di ~ $2 \cdot 10^{-6}$ cal/sec/cm²: ad ogni secondo, attraverso un centimetro quadrato di superficie, la Terra perde due milionesimi di caloria. Sembra un valore molto piccolo, ma se moltiplicato per la superficie della Terra ($5,1 \cdot 10^8$ km² = $5,1 \cdot 10^{18}$ cm²) si ottiene:

$$(2 \cdot 10^{-6} \text{ cal/s/cm}^2) (5,1 \cdot 10^{18} \text{ cm}^2) = 10^{13} \text{ cal} = 10^{10} \text{ kcal}$$

cioè 10 miliardi di kilocalorie perse dal pianeta Terra verso lo spazio ad ogni secondo. Considerando 3.600 secondi in un'ora, il giorno di 24 ore e l'anno di 365 giorni si ottiene:

$$3.600 \text{ s/ora} \cdot 24 \text{ ore/giorno} \cdot 365 \text{ giorni} \cdot 10^{10} \text{ kcal/s} = 3 \cdot 10^{10} \text{ kcal}$$

cioè l'energia persa dalla Terra nello spazio in un anno, sufficiente a portare ad ebollizione un volume d'acqua cento volte superiore a quello del lago Maggiore. Se la Terra può essere considerata un corpo caldo che disperde energia nello spazio con un flusso di calore, supposto costante nel tempo, con intensità pari a quella sopra citata, la sua temperatura interna media è destinata ad abbassarsi; è stato calcolato un abbassamento di 300 °C in un miliardo di anni. Ciò significherebbe un abbassamento di circa 1.350 °C dall'origine della Terra (~ 4,5 miliardi di anni fa).

I calcoli prima effettuati sono basati su un modello troppo semplificato. Una prima grossolana approssimazione è il ritenere costante il flusso di calore verso lo spazio quando in realtà esso dipende dalla differenza di temperatura tra il “corpo caldo” e l'esterno che diminuisce con il passar del tempo; pertanto la perdita di energia termica diventa minore mentre la temperatura si abbassa. Non è stato considerato l'effetto dell'atmosfera, che può in qualche modo incidere sulla dispersione di calore. Il valore di flusso di calore di origine geotermica prima citato ($2 \cdot 10^{-6}$ cal/s/cm²) è circa duemila volte inferiore alla radiazione di origine solare ($4 \cdot 10^{-3}$ cal/sec/cm²); questa viene direttamente riflessa come energia luminosa o restituita allo spazio sotto forma di energia termica, ma contribuisce a mantenere relativamente calda l'atmosfera, limitando la perdita di energia geotermica. Sembra, infine, che esista una specie di fuoco che riscalda l'interno della Terra: è la **radioattività**, presente nei materiali in profondità in grado di fornire notevoli quantità di energia. Il problema del calore interno della Terra è dunque molto complesso; attualmente non si hanno ancora idee certe; soltanto future ricerche potranno chiarire i molti dubbi su questo problema.

La crosta contiene tracce di sostanze radioattive che emettono energia, riscaldando i materiali circostanti. Sono gli elementi instabili, quali l'**uranio** e **torio**, che sembrano presenti in maggiori quantità nella crosta rispetto al mantello.

Quindi il calore prodotto dalla radioattività sembra maggiore sopra il moho che sotto di esso e, probabilmente, il gradiente geotermico relativamente alto che si osserva vicino alla superficie continua solo fino alla profondità in cui sono presenti le fonti radioattive, mentre al di sotto la temperatura aumenta molto poco (altrimenti si raggiungerebbero temperature assurdamamente elevate nel nucleo come abbiamo precedentemente dimostrato). Ma perché gli elementi radioattivi (pur non escludendo la possibilità che siano presenti anche nel mantello profondo e nel nucleo) che sono sostanze con elevata densità, si trovano prevalentemente insieme a materiali più “leggeri”? Questo è un altro problema che attende di essere risolto.

SCHEDA 1.1 - Un po' di fisica delle onde

Le onde trasportano di energia e non materia. Ciò si può dimostrare mediante prove con l'estremità di una fune legata ad un alberello. Se si scuote l'altra estremità si forma un treno di onde lungo la corda che causa lo scuotimento anche dell'alberello, come se si agisse su questo direttamente con una mano (**fig. 1.13**). Se si scuote con più energia esso oscillerà più vistosamente.

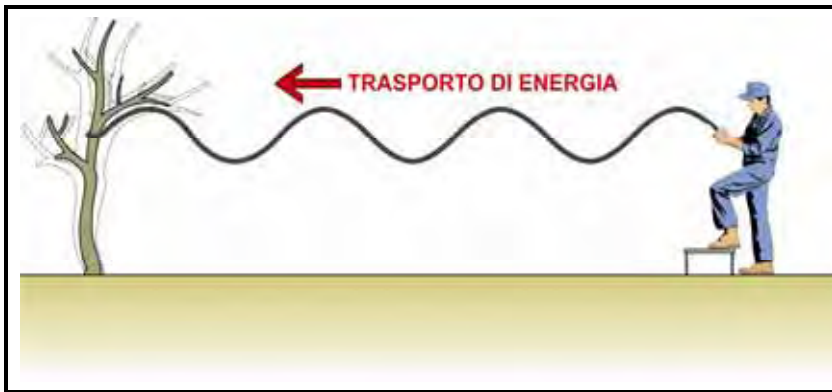


Fig. 1.13 - Le onde lungo la corda vengono innescate dai movimenti delle braccia dell'uomo. Le onde si propagano verso sinistra, con conseguente trasporto di energia che fa scuotere l'alberello, mentre la materia che costituisce la corda si muove alternativamente lungo le verticali dando l'impressione di uno spostamento longitudinale.

La distanza fra le creste di due onde (o fra le due depressioni) successive è la **lunghezza d'onda** (mentre il tempo che intercorre per il passaggio tra l'una e l'altra è il **periodo**; **fig. 1.1**). Essa può essere modificata a seconda di come viene “agitata” l'estremità libera della fune; si formano onde lunghe con lenti movimenti della mano e onde corte con movimenti più rapidi. Allo stesso modo sono possibili altri tipi di movimenti per far viaggiare con maggiore o minore **velocità** il treno di onde. Si scopre che, per esempio, è possibile provocare onde “lunghe” e veloci oppure onde “corte” ma più lente. Infine è possibile provocare onde caratterizzate da maggiore **ampiezza**, cioè con maggior altezza fra le creste e la posizione della corda in riposo. In sintesi:

- la fune è il **mezzo** attraverso il quale avviene il trasporto di energia;
- le onde sono il **sistema** di trasporto di energia;
- l'ampiezza delle onde dipende dalla quantità di energia trasportata e quindi dall'**intensità** con la quale si scuote la fune;
- le modalità dello scuotimento dell'albero sono in funzione di quelle dello scuotimento della fune senza che vi sia trasferimento di materia da una estremità all'altra.

Lunghezza d'onda, velocità, ampiezza, sono definizioni della *fisica dei moti periodici* e trovano numerose applicazioni in tutte quelle discipline scientifiche che si basano sullo studio della propagazione delle onde (sonore, elettromagnetiche, ecc...).

SCHEDA 1.2 - Un esempio di onde trasversali: il mare

Un esempio di onde trasversali è rappresentato da quelle del mare. La maggior parte delle onde sull'acqua è provocata dal vento. Soffiando su una superficie tranquilla di una bacinella si formano piccole increspature che cessano immediatamente di esistere quando si smette di soffiare. Sulle superfici marine il vento insiste per tempi molto più lunghi (anche per molti giorni), pertanto le increspature diventano piccole onde che diventano gradualmente più grandi con l'insistere del vento. Una volta messe in moto le onde continuano anche quando cessa il vento, perché hanno sufficiente energia per propagarsi per centinaia di chilometri sull'oceano. Ciò spiega perché si possono osservare onde sulla riva del mare anche in assenza di vento. Le onde marine trasversali, secondo quanto precedentemente affermato sulla fisica delle onde, trasportano grandi quantità di energia che viene “riversata” sulle coste trasformandosi in lavoro di demolizione delle stesse. Per esempio i materiali duri e consistenti che costituiscono le scogliere, con il tempo, vengono sgretolati in piccoli frammenti fino anche alla formazione di sabbia.

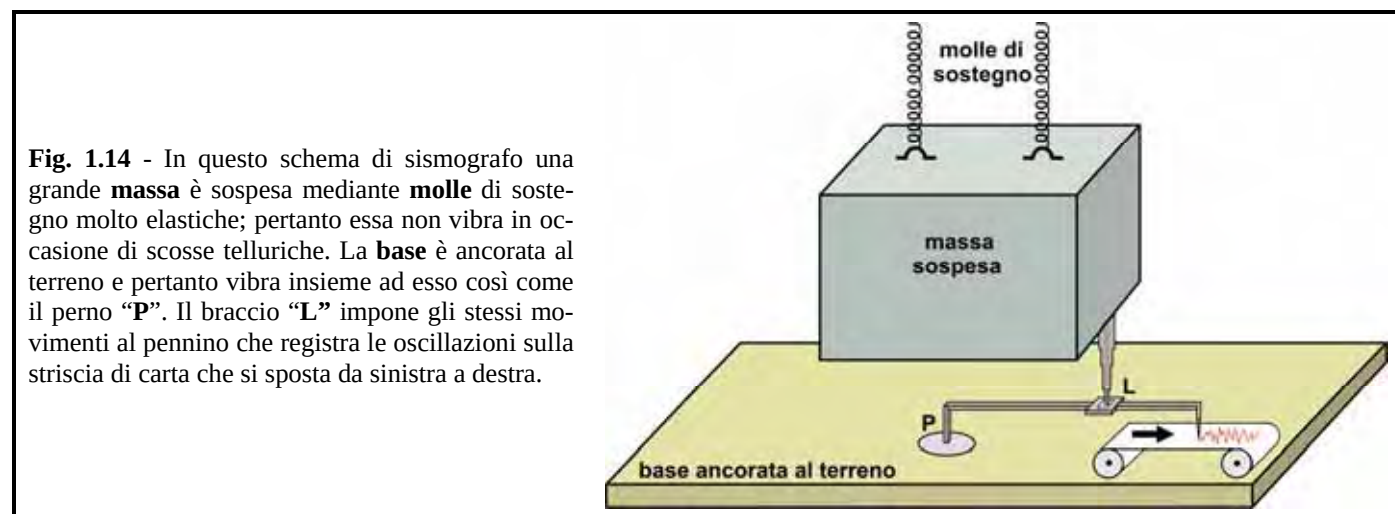
La velocità delle onde dipende da tanti fattori. Le tempeste sollevano onde di lunghezze diverse che viaggiano a differenti velocità. Quelle più veloci sono le onde lunghe; esse lasciano indietro le onde corte e possono giungere molto presto sulla costa annunciando l'arrivo di una burrasca. Anche l'ampiezza può variare molto; essa determina la profondità alla quale il moto ondoso riesce a far sentire i suoi effetti di spostamenti verticali dell'acqua. Un sottomarino si sottrae dagli effetti devastanti di un mare

molto mosso, semplicemente immergendosi; i fondali profondi sono sempre tranquilli, anche quando, in superficie, si manifesta una tempesta. Se i fondali sono poco profondi le onde fanno sentire su di essi notevoli effetti, determinando spostamenti di acqua (per esempio sollevando nuvole di sabbia); in questo caso le onde vengono “frenate” per attrito, cioè perdono energia con conseguente diminuzione di velocità. Minore è la profondità e minore è la velocità delle onde. Quelle in acqua alta (al largo) rincorrono quelle che sono già in acqua bassa (vicine alla costa). Un’onda che raggiunge la costa in punti con profondità variabili, diminuisce di velocità in sue porzioni diverse, assumendo un andamento sinuoso adattando la sua forma a quella dei fondali; questo fenomeno fa sì che le onde arrivino quasi sempre parallele alla linea di costa. Con la riduzione dell’ampiezza dell’onda, in conseguenza dell’attrito in acque basse, si ha perdita di energia; presso le scogliere, caratterizzate da acque profonde, le onde arrivano quindi con più energia e con maggior potere erosivo.

SCHEDA 1.3 - Il sismografo

I moderni sismografi sono congegni molto complessi, ma il loro funzionamento si basa su un principio molto semplice, capace di registrare scosse telluriche molto piccole, non percepibili dall’uomo. Contemporaneamente la registrazione deve fornire informazioni dalle quali sia possibile quantificare l’intensità dei sismi grandi o piccoli che siano.

Consideriamo una struttura portante, una sorta di parallelepipedo di cemento, rigidamente vincolata alla superficie terrestre; esso quindi vibrerà insieme alla terra in occasione di scosse telluriche. Supponiamo di porre al di sopra, a poca distanza (**fig. 1.14**), una grande massa sospesa con molle molto elastiche, in grado quindi di assorbire qualsiasi tipo di vibrazione indipendentemente dalla loro intensità. A questa seconda struttura è vincolato un pennino, posizionato in modo da scrivere su un nastro di carta in movimento, che può vibrare insieme alla struttura sottostante su cui è rigidamente fissato. Le onde sismiche sono registrate con un grafico del tipo di quello indicato in **fig. 1.3**, nel quale sono ben evidenziabili onde la cui ampiezza può essere misurata per avere indicazioni sull’intensità del terremoto.



SCHEDA 1.4 - La scala RICHTER

Abbiamo accennato alla possibilità di ricavare l’intensità di un terremoto dal grafico del relativo sismogramma, ottenuto da un sismografo situato ad una certa distanza dall’epicentro. Abbiamo rimandato alla **tab. 1.1** per la descrizione della forza dei terremoti in funzione dei loro effetti. Ci poniamo ora il problema di determinare l’intensità delle scosse telluriche su una base quantitativa. Sul sismogramma si osservano una serie di onde con ampiezze diverse (**fig. 1.3**). L’ampiezza di un’onda è l’altezza, in millimetri, dalla cresta alla linea che il pennino disegnerebbe in assenza di scosse telluriche. Di quella serie, l’ampiezza dell’onda massima viene ritenuta rappresentativa della forza del terremoto. Dovendo ideare una scala quantitativa è necessario decidere la posizione dello “zero” e il criterio di passaggio fra i diversi gradini. Il “livello zero” è fissato per un determinato terremoto, con epicentro a 100 km di distanza, capace di produrre un sismogramma con una ampiezza massima di 0,001 mm. Il “livello uno” viene fissato per un terremoto, con epicentro alla stessa distanza, in grado di determinare un’ampiezza massima dieci volte superiore (0,01 mm). Il “livello due” viene fissato per un’ampiezza pari a 0,1 mm e così via per i gradini superiori. Quindi ciascuno è rappresentativo della intensità di terremoti che sono dieci volte più intensi di quelli classificabili nel gradino inferiore e dieci volte meno forti di quelli classificabili nel gradino superiore. In questa scala (di RICHTER = **scala di magnitudo**) il quarto grado di un terremoto rappresenta un’intensità 100 volte superiore a quella di un terremoto di secondo grado.

Registrazioni diverse dello stesso sisma, compiute da sismografi situati in varie posizioni rispetto all’epicentro determinano sismogrammi con ampiezze d’onda minori con l’aumentare della distanza. Se si conosce tale distanza, si può determinare la

magnitudo indipendentemente dalla posizione del sismografo. La determinazione delle posizioni dei livelli sulla scala RICHTER tiene conto della misura delle ampiezze massime dei sismogrammi originati da terremoti con ipotetico epicentro a 100 km di distanza. Dopo aver effettuato la misura (in mm) dell'ampiezza dell'onda massima di un determinato sisma, è necessario tener conto della posizione dell'epicentro per inserire la distanza reale in una complicata formula la cui risoluzione porta alla determinazione della magnitudo. L'intensità di un terremoto può essere valutata con la scala RICHTER anche ricorrendo ad un metodo grafico come indicato in **fig. 1.15**.

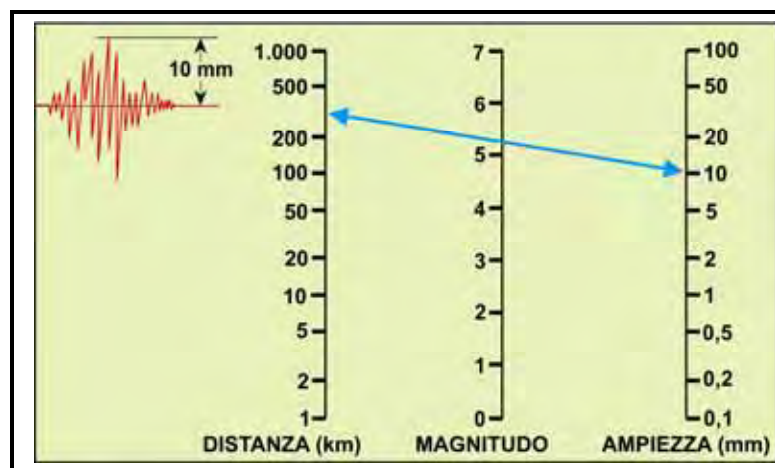


Fig. 1.15 - Scala grafica per il calcolo della **magnitudo**. Un terremoto, il cui epicentro si trova a 300 km di distanza dal sismografo ha determinato un'ampiezza massima di 10 mm. La magnitudo 5,3 è stata ricavata congiungendo la distanza con l'ampiezza.

In ogni caso, al di là dei particolari tecnici, è importante sottolineare che *la magnitudo è una misura strumentale di un terremoto indipendentemente dalle posizioni dell'epicentro e del sismografo*; essa è indicativa della violenza del terremoto. In Italia il terremoto di Messina del 1908 registrò un valore di 7,5. I sismi del 1960 in Cile e del 1964 in Alaska, fecero registrare una magnitudo di 8,5. È possibile registrare anche scosse telluriche con magnitudo pari a -1 (corrispondenti ad una ampiezza massima di 0,0001 mm), ma con strumentazioni più sensibili e molto sofisticate

SCHEDA 1.5 - Un po' di fisica: calore e temperatura

Calore e temperatura sono grandezze fisiche che non vanno confuse. Il primo è una forma di energia e la seconda è la conseguenza del precedente. Il calore è l'energia termica posseduta da un corpo, misurata con l'unità fondamentale "**joule**" che viene usata per tutte le altre forme di energia (potenziale, cinetica, elettrica, ecc...). Ma l'unità più correntemente usata per il calore è la **caloria**, cioè l'energia necessaria per innalzare di un grado centigrado la temperatura di un grammo d'acqua. Ad esempio per far bollire 5 litri d'acqua (5.000 g) che si trovano inizialmente alla temperatura di 20 °C occorrono:

$$(5.000 \text{ g}) \cdot (80 \text{ °C}) \cdot (1 \text{ cal/g/°C}) = 400.000 \text{ cal} = 400 \text{ kcal}$$

dove il valore 80 °C rappresenta il gradiente (cioè la differenza 100 - 20) dallo stato iniziale (20 °C) alla temperatura di ebollizione (100 °C); il risultato è stato espresso anche in kilocalorie, un multiplo frequentemente usato per evitare numeri troppo grandi. È necessario sottolineare che se quell'acqua è stata portata all'ebollizione in una normale pentola posta sul fuoco di un fornello, il valore 400 kcal rappresenta unicamente l'energia accumulata dall'acqua e non quella realmente fornita, dato che in realtà si scalda anche la pentola, senza dimenticare una parte degli accessori del fornello; inoltre vi è una grande dispersione di energia che finisce per scaldare anche l'aria dell'ambiente circostante.

La temperatura non misura la quantità di energia posseduta da un corpo ma è l'espressione quantitativa delle sensazioni di caldo o di freddo. Due corpi possono possedere quantità di calore molto diverse semplicemente perché sono di diverse dimensioni, ma possono esprimere uguali misure di temperatura. Fornendo la stessa quantità di energia ad un oggetto di ferro ed a una pari massa di acqua, il primo assumerà una temperatura molto elevata rispetto a quella della seconda.

Il calore passa da un corpo ad un altro se i due sono a contatto e si trovano a differenti temperature. Un esempio potrebbe essere una sfera molto calda (una boccia di ferro scaldata su un fornello) a contatto con l'aria più fredda; in questa situazione l'energia termica passa dalla prima alla seconda attraverso la superficie della sfera fino a quando, abbassandosi la temperatura della boccia e innalzandosi quella dell'aria, viene annullato il gradiente termico fra i due. Si è quindi determinato un **flusso di calore** attraverso la superficie di contatto che è durato per tutto il tempo necessario per neutralizzare il gradiente termico; finché questo è elevato il flusso è intenso; diminuisce poi fino all'equilibrio finale. Il flusso di calore si può calcolare, come valore medio, sulla base della quantità di energia che si è trasferita

acqua	1
alcool	0,58
legno	0,575
alluminio	0,214
vetro	0,198
ferro	0,118
rame	0,095
mercurio	0,033

Tab. 1.2 - Calori specifici di alcune sostanze [cal/°C/g] confrontati con quello dell'acqua (il più elevato). I metalli presentano valori molto bassi.

dalla boccia all'aria, nel tempo in cui si è verificato tale trasferimento, ottenendo quindi un valore che può essere espresso in **cal/sec/cm²**: quantità di calore (espresso in calorie) su unità di superficie (centimetri quadrati) nell'unità di tempo (secondi).



Terremoto del Friuli del 1976, con magnitudo 6,4 della scala Richter registrato il 6 maggio.



Terremoto dell'Irpinia del 1980, con magnitudo 6,9 della scala Richter registrato il 23 novembre.



Crollo del tetto della basilica di S. Francesco durante il terremoto di Umbria e Marche del 1987, con magnitudo magnitudo 6,1 della scala Richter registrato il 26 settembre.



Piazza della Prefettura dell'Aquila dopo il terremoto del 2009 (magnitudo 6,3 della scala Richter registrato il 6 aprile).



La Torre dei modenesi di Finale Emilia prima e dopo il terremoto dell'Emilia del 2012. Magnitudo 6,1 della scala Richter registrato il 20 maggio.

Un'altra importante definizione della termodinamica è il **calore specifico**. Oggetti costituiti da materiali diversi, pur con stessa massa, ricevendo una stessa quantità di calore si scaldano in modo disuguale, raggiungendo temperature fra loro anche molto diverse. Se per innalzare di poco la temperatura di una piccola massa di una determinata sostanza è necessario fornire molta energia termica, significa che quella sostanza è caratterizzata da un elevato calore specifico. Se è sufficiente poca energia per innalzare di molto la temperatura di una grande massa, allora il materiale che la compone ha un piccolo calore specifico. Questa grandezza fisica "**C**" è la quantità di calore [cal] necessaria per innalzare di un grado centigrado la temperatura della massa di un grammo di una determinata sostanza [cal/°C/g]. L'acqua, per esempio (tab. 1.2), ha un elevato calore specifico e pertanto si scalda o si raffredda poco ricevendo o restituendo grandi quantità di calore; infatti l'esperienza comune insegna che il metallo di un recipiente su una fonte di calore si scalda molto più rapidamente dell'acqua che contiene. Pertanto indicando con " Δt " (°C) l'aumento di temperatura di un corpo di massa "**m**" (g) che viene scaldato con una quantità di calore "**Q**", vale la seguente relazione generale:

$$Q = m \cdot C \cdot \Delta t$$

dove "**C**" assume valori caratteristici delle diverse sostanze (tab. 1.2).

SCHEDA 1.6 - I maremoti

Spesso i maggiori danni conseguenti ai sisma sono dovuti a maremoti (*sunami* in Giappone). Sono fenomeni innescati da terremoti che si manifestano sui fondali oceanici (**fig. 1.16**). Il maremoto è innescato dall'energia che si manifesta con il sisma, che da origine a onde di ampiezza relativamente contenuta (un paio di metri), con ampia lunghezza d'onda (anche 500 km) e molto veloci (anche 1.000 km/h). Man mano che il treno di onde si avvicina alla costa, dove minore è la profondità e quindi per l'effetto dell'attrito del fondale, diminuiscono velocità e lunghezza d'onda, ma aumenta l'ampiezza di alcune decine di volte. Le onde così possono giungere ad altezze di diverse decine di metri, con effetti devastanti sulle fasce riparie.

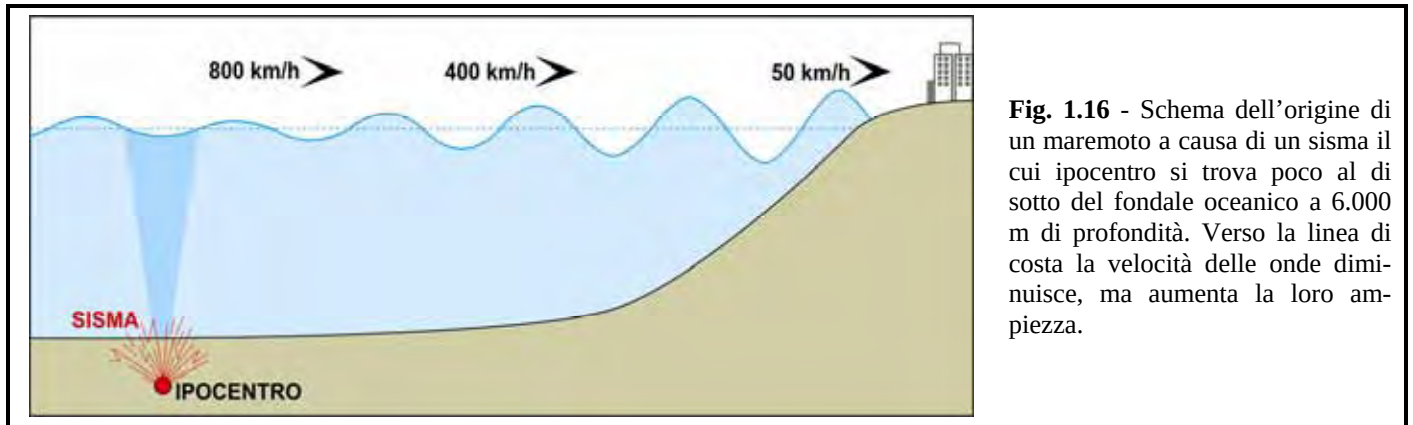


Fig. 1.16 - Schema dell'origine di un maremoto a causa di un sisma il cui ipocentro si trova poco al di sotto del fondale oceanico a 6.000 m di profondità. Verso la linea di costa la velocità delle onde diminuisce, ma aumenta la loro ampiezza.

I maremoti sono conosciuti anche in Italia. In epoca storica furono colpite le coste delle Marche, Puglia, Calabria, Sicilia, Toscana, Liguria. In occasione del terremoto di Reggio Calabria e di Messina del 1908 (XI - XII della scala Mercalli), la maggior parte delle vittime (oltre 100.000) fu dovuto proprio ad un rovinoso maremoto. Fortunatamente la maggior parte dei terremoti non genera maremoti. In tutto il mondo risultano statisticamente due grandi eventi ogni anno e di questi solo uno su dieci anni veramente catastrofico.

SCHEDA 1.7 - Gli effetti dei terremoti

La propagazione di un terremoto sulla superficie della Terra comporta movimenti del terreno mediante movimenti verticali (scosse sussultorie) e laterali (scosse ondulatorie). Le prime sono dovute alle onde sismiche sulle porzioni di territorio che si trovano sopra l'ipocentro. Le seconde sono dovute alle onde superficiali nelle zone lontane dell'epicentro. I danni dovuti ai terremoti dipendono da:

- intensità e durata delle vibrazioni;
- natura dei materiali sui quali poggiano le costruzioni;
- caratteristiche strutturali delle costruzioni stesse.

Purtroppo molti edifici, quelli storici o quelli costruiti con mattoni e cemento, sono progettati per sostenere magari anche notevoli carichi verticali (quindi capaci di reggere notevoli pesi), ma non per resistere a movimenti orizzontali, quelli che si manifestano durante un terremoto. L'uso del cemento armato (calcestruzzo "irrobustito" con intelaiature e gabbie di ferro) rende gli edifici più resistenti, ma a condizione che siano previsti particolari accorgimenti tipici dell'*edilizia antisismica*. Gli edifici devono essere liberi di oscillare sotto l'azione delle scosse; ciò che conta non è tanto la solidità quanto piuttosto l'elasticità. In Giappone ed in Florida, territori ad alto rischio sismico, sono stati costruiti grattacieli in grado di sopportare, oscillando, forti scosse di terremoto. In linea di massima comunque sono migliori le basse costruzioni, mentre le oscillazioni sono più sensibili ai piani alti.

Una cresta o un rilievo accentuato possono esaltare le vibrazioni, mentre una piana alluvionale può comportarsi in modo diverso a seconda dei casi. Per esempio i sedimenti sciolti (sabbie, ghiaie,...) assorbono le onde sismiche ad alta frequenza (corta lunghezza d'onda), mentre esaltano quelle di lungo periodo. Le vibrazioni possono inoltre comportare l'espulsione dell'acqua tra i pori di tali sedimenti, provocando una compattazione, quindi una diminuzione di volume. All'opposto si può produrre una perdita di compattezza; i sedimenti acquisiscono una consistenza più "fluida", tanto da "inghiottire" in parte gli edifici sovrastanti.

I terremoti possono produrre fessurazioni anche profonde del terreno al passaggio delle onde o modificare il livello delle falde acquifere e quindi dei pozzi normalmente utilizzati per l'approvvigionamento delle acque. Ma fra le conseguenze più vistose dei terremoti sono da ricordare le frane o in generale i movimenti di terra in situazioni dove i delicati equilibri preesistenti vengono messi in crisi dalle vibrazioni. Infine merita ricordare il rischio di incendi, anche devastanti, dovuti alla fuoriuscita di gas infiammabili dalle condutture che vengono distrutte o alle forti scariche che si determinano quando vengono disarcionate le linee elettriche. Tali incendi sono devastanti soprattutto nelle aree con edifici prevalentemente costruiti con materiali legnosi ed inoltre perché il loro spegnimento è spesso reso impossibile per il danno subito dalle infrastrutture.

È possibile difendersi dai terremoti? In base allo stato attuale delle conoscenze si può sapere, seppure con una certa approssimazione, quali sono le aree caratterizzate da una maggiore probabilità del verificarsi di sisma più o meno forti, ma senza concrete possibilità di determinare *quando*. In sostanza si tratta di un approccio al problema di tipo statistico sulla base dello studio sul tipo e frequenza dei terremoti che si sono verificati nel passato lontano e recente. La **fig. 1.17** illustra classificazione sismica del territorio italiano. In sintesi vale quanto segue:

- l'Italia è un paese caratterizzato da una notevole sismicità;
- negli ultimi 2.000 anni si sono verificati almeno 160 terremoti distruttivi (pari superiori al IX della scala Mercalli);
- le vittime causate da tali sismi sono risultate complessivamente pari a 450.000, un decimo di quelle relative al Mondo intero nello stesso periodo;
- la maggior parte dei terremoti ha origine poco profonda, entro la crosta (40 km);
- la Sardegna, la Puglia e buona parte della pianura padana sono poco o nulla sismiche;
- poco interessato da terremoti è anche l'arco alpino, ad eccezione del Trentino - Alto Adige;
- l'Italia centrale e meridionale sono caratterizzate da elevata sismicità, in particolare le regioni Campania, Basilicata, Calabria e Sicilia.

I sistemi per la previsione dei terremoti non sono ancora attendibili; sono in fase di studio e si basano generalmente su *segni premonitori*, cioè sulle modificazioni di alcuni parametri dell'ambiente. Le ricerche si basano soprattutto sul fatto secondo il quale quando una roccia viene sottoposta ad uno sforzo crescente, si deforma e si spezza. Si è notato, anche in laboratorio, che la rottura è preceduta da un aumento di volume a causa della formazione di numerose microfratture. Sembra che alcuni animali avvertano il prossimo scatenarsi di un terremoto manifestando inquietudine; ma sono fenomeni non ancora dimostrati scientificamente. Importante infine è l'insieme dei comportamenti che dovrebbero tenere le persone quando si manifesta un sisma:

- nei luoghi pubblici mantenere la calma evitando la calca;
- uscire di casa solo nei casi in cui ci si trova vicino ad una porta che conduce direttamente all'esterno;
- in caso di impossibilità di fuga all'esterno è bene cercare rifugio sotto gli architravi o sotto il tavolo o sotto il letto;
- proteggere il viso dalla caduta di oggetti o dalle schegge di vetro;
- spegnere fiamme e sigarette ed evitare scintille che potrebbero provocare incendi, probabili in caso di rotture di condotti di gas infiammabili e di contenitori di liquidi pericolosi;
- allontanarsi dalle riva del mare per evitare le conseguenze della formazione di onde distruttive.

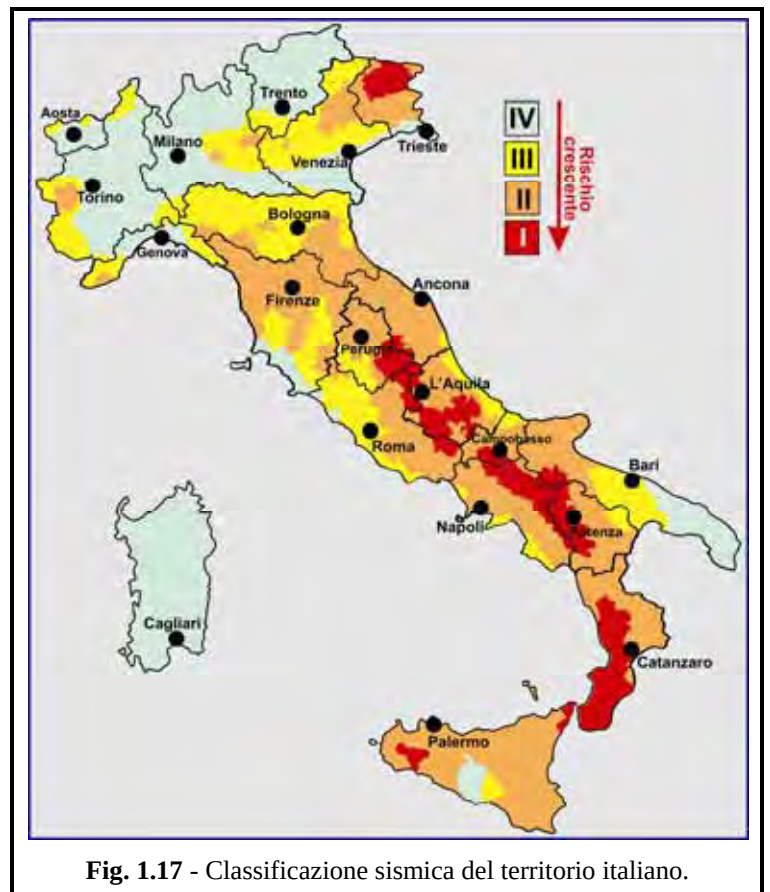


Fig. 1.17 - Classificazione sismica del territorio italiano.

2 - VULCANI, MAGMATISMO E METAMORFISMO

2.1 - Le eruzioni vulcaniche

Le eruzioni vulcaniche presentano aspetti spettacolari, talvolta drammatici, anche con gravi conseguenze per le attività umane ed inoltre testimoniano che l'interno della Terra è assai caldo. Per tali motivi i vulcani sono oggetto di studi approfonditi; la disciplina che se ne occupa è la **vulcanologia**. Nel mondo vi sono ~ 450 vulcani attivi ed un numero più grande sembra quiescente. La maggior parte forma un anello intorno all'oceano Pacifico (Ande dell'America meridionale, Sierra Madre nell'America centrale, Catena delle Cascade negli Stati Uniti occidentali, Alaska, penisola di Kamciatka, Giappone, Indonesia, Nuova Guinea e isole Salomone; **fig. 2.1**). Sono poi presenti vulcani sparsi in Italia, Islanda, Africa ed Antartide.



Eruzione dell'Etna del febbraio 2012.

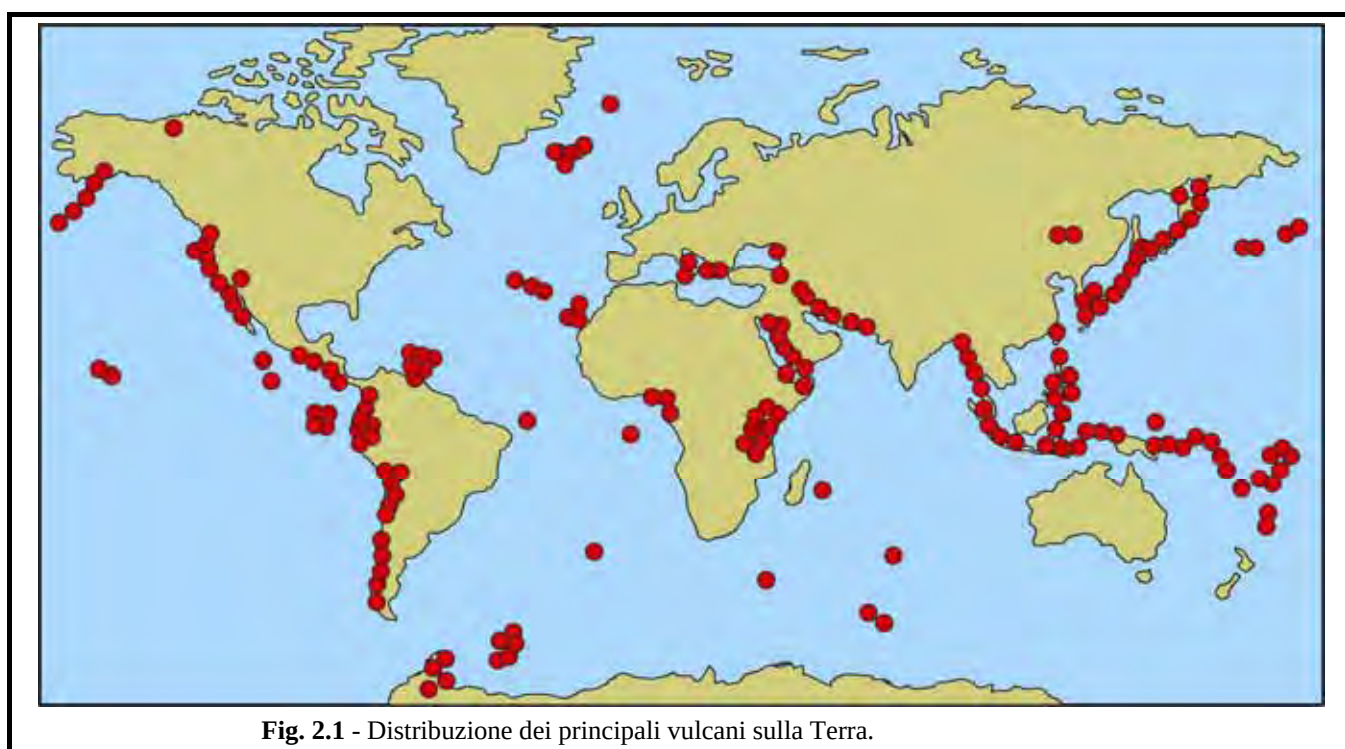


Fig. 2.1 - Distribuzione dei principali vulcani sulla Terra.

Interessante è il confronto con la distribuzione delle aree sismiche (**fig. 2.2**). Le aree della Terra con più frequenti terremoti sono anche quelle con più numerosi vulcani e spesso le eruzioni sono accompagnate da movimenti tellurici. Ciò non significa che fra due tipi di fenomeni vi siano rapporti di causa ed effetto, tuttavia entrambi sono manifestazioni legate a processi che avvengono in profondità ed in grado di determinare un'instabilità, più o meno accentuata, in determinate zone della crosta terrestre.

I vulcani attivi forniscono indicazioni sulla natura dell'interno della Terra. Fra i più famosi citiamo quelli italiani (**scheda 2.1**): il **Vesuvio** (che distrusse Pompei nel 63 d.C.), lo **Stromboli** (un "cono" che sorge direttamente dal mare) e l'**Etna** (la più alta montagna della Sicilia). Nel 1943, nel campo di un contadino di Michoacan (Messico), si aprì una fessura dalla quale uscivano fumo e scorie incandescenti; dopo una settimana si formò un cono alto 130 metri e dopo un anno una vera e propria montagna, il Paricutin. Il monte Rainer (presso Washington) è un vulcano spento, la cui ultima eruzione avvenne nel 1410. Il monte Sant'Elena (circa 80 km a Sud) eruttò per l'ultima volta nel 1843: le ceneri si distribuirono fino a quasi 100 km di distanza. Il lago Crater (Oregon) occupa una cavità lasciata da una grande eruzione avvenuta in tempi preistorici. L'esplosione più grande avvenuta in tempi recenti si manifestò a Krakatoa (Indonesia); parte dell'isola scomparve e morirono 36.000 persone; la polvere sollevata fu portata lontano dai venti e per diversi mesi provocò tramonti di un rosso intenso. Una eruzione di intensità di poco inferiore si manifestò nel 1963 con il vulcano Agung sull'isola di Bali (Indonesia). I laghi di origine vulcanica si formano dal riempimento con acqua dei bacini costituenti antichi crateri (**fig. 2.3**). Si distinguono:

- **laghi craterici**; riempimento di crateri ormai spenti; in Italia ricordiamo *Vico* e *Bracciano*;
- **laghi di caldera**; in avvallamenti provocati da grandi esplosioni od implosioni che, avendo distrutto coni preesistenti, hanno lasciato depressioni che si sono successivamente colmate d'acqua; per esempio *Bolsena*;
- **laghi pseudovulcanici**; associati a fenomeni di vulcanesimo secondario; per esempio *Arquà* negli Euganei ed il *Bagno dell'Acqua* nell'isola di Pantelleria.

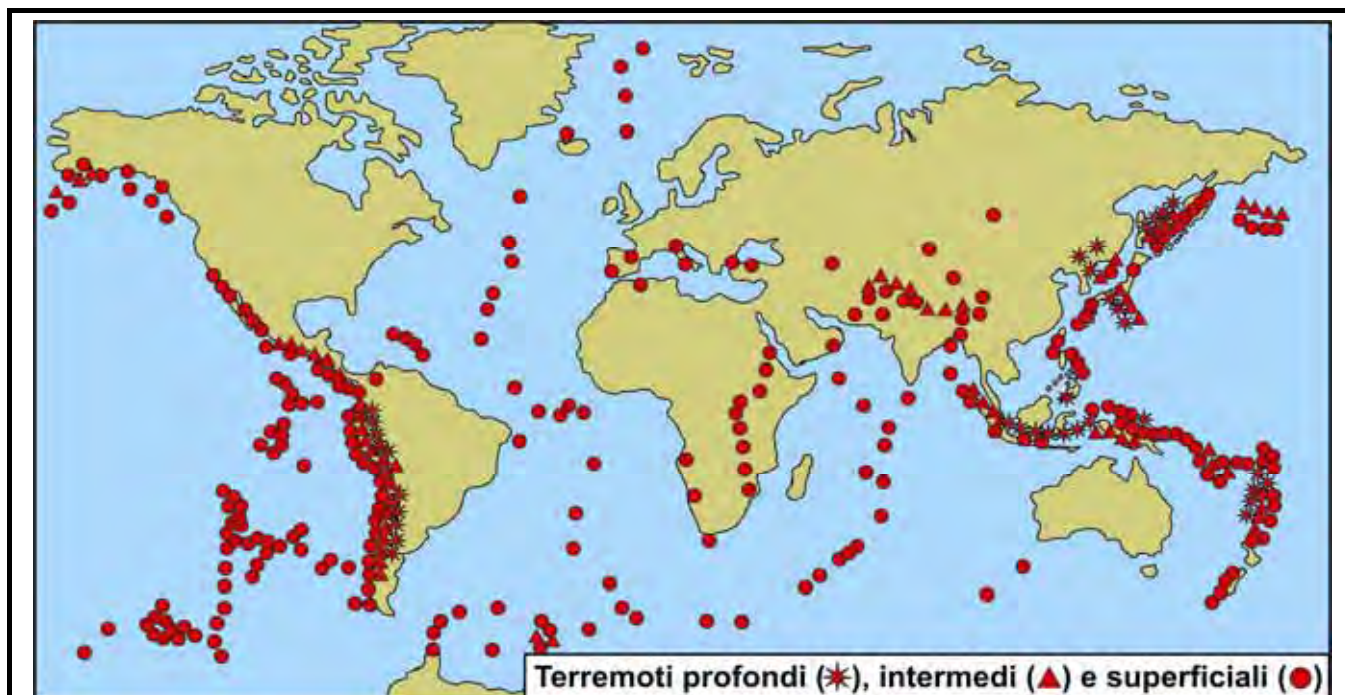


Fig. 2.2 - Distribuzione delle aree sismiche sulla Terra.

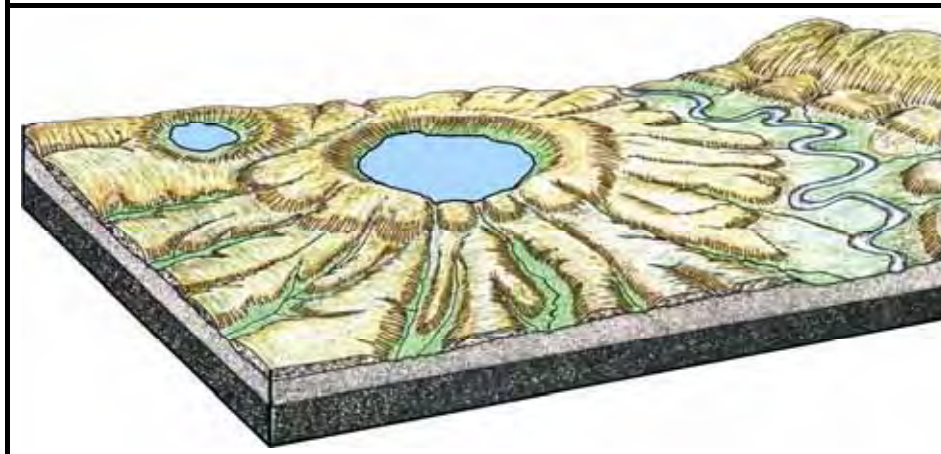


Fig. 2.3 - I laghi vulcanici, caratteristici dell'Italia centrale, hanno una tipica forma quasi circolare, in quanto spesso occupano il fondo di crateri di antichi vulcani spenti.

Le **figg. 2.1** e **2.2** sono carte tematiche a piccolissima scala (mappamondi); su di esse sono sviluppati temi riguardanti le aree vulcaniche e sismiche, dove si sono verificati determinati fenomeni ma che, nel futuro vicino o lontano, potrebbero nuovamente verificarsi e quindi da ritenere rischiose per le popolazioni umane. Carte del rischio vulcanico e/o sismico si possono redarre anche su scale molto più grandi; esse sono molto utili in quanto su determinate aree la tipologia delle costruzioni deve tenere conto di possibili eventi distruttivi. Oppure, sulle stesse aree, in sede di pianificazione, occorre prevedere la possibilità di fuga e messa in sicurezza delle popolazioni residenti. Questo discorso rientra nella problematica più vasta della **protezione civile**, cioè dell'insieme dei sistemi di sicurezza e di pronto intervento per la difesa e la prevenzione dei grandi rischi naturali, non solo sismici e vulcanici, ma anche idrogeologici (frane, valanghe, alluvioni,...), da incendi, da epidemie, ecc...

Gran parte del nostro Paese è sottoposto a rischio sismico: un po' tutte le regioni centrali, quelle meridionali e Nord - orientali. In Italia (**scheda 2.1**), sono aree ad elevato rischio vulcanico soprattutto quelle intorno al vulcano Vesuvio (attualmente in fase di quiescenza, ma le cui pendici sono troppo densamente popolate; **fig. 2.4**). L'Etna (**fig. 2.5**) è il più grande vulcano d'Italia; nel 1669 provocò la parziale distruzione di Catania, ma diversamente dal Vesuvio (caratterizzato da improvvise e catastrofiche esplosioni dopo lunghi intervalli di quiescenza), manifesta attività eruttive in modo continuo, seppure con intervalli più intensi e talora spettacolari, pertanto in modo più facilmente gestibile dalla Protezione Civile nei casi di colate laviche più abbondanti del solito.



Fig. 2.4 - La montagna vulcanica del **Vesuvio** incombe sull'area metropolitana napoletana. Sul **golfo di Napoli** si affacciano le aree archeologiche di Pompei ed Ercolano, antiche città romane sepolte dall'eruzione vulcanica del primo secolo dopo Cristo. È un territorio caratterizzato da rischio vulcanico in quanto il Vesuvio potrebbe eruttare nuovamente e con conseguenze disastrose data l'elevata densità urbana.



Fig. 2.5 - L'**Etna** sorge nell'area Nord - orientale della Sicilia, in provincia di Catania ed è un complesso vulcanico ancora attivo. Con le sue eruzioni ha modificato continuamente il paesaggio, minacciando spesso le comunità umane da millenni insediate intorno ad esso. È una vera e propria montagna vulcanica, le cui pendici presentano una ricca varietà di ambienti che alterna paesaggi urbani, folti boschi che conservano numerose specie botaniche, anche endemiche, ad aree desolate ricoperte da rocce vulcaniche periodicamente soggette ad innevamento alle maggiori quote. È uno *stratovulcano*, pertanto la sua altezza varia nel tempo a causa delle eruzioni che ne determinano l'innalzamento o l'abbassamento: nel 2011 raggiungeva i 3.340 m s.l.m. nel 2011, 3.350 m s.l.m. nel 2010, 3.274 m s.l.m. nel 1900, 3.326 m s.l.m. nel 1950 e 3.269 m s.l.m. nel 1942. Le sue dimensioni lo pongono tra i maggiori al mondo ed il più elevato in altitudine del continente europeo.

2.2 - Magmi e lave

Che cosa esce da un vulcano? Da dove proviene quel materiale? Numerosi studi si sono effettuati analizzando la composizione chimica e la struttura fisica di campioni raccolti presso numerosi vulcani in diversi punti della Terra. Il **magma**, la roccia fluida ad alta temperatura che si trova nel **serbatoio magmatico** del sottosuolo (fig. 2.6), contiene notevoli quantità di vapori e gas (soprattutto ossido di carbonio). Quella parte di materiale allo stato fuso, che costituisce una componente del magma stesso e che emerge all'esterno sotto forma di vere e proprie colate destinate a solidificarsi, è detta **lava**. Questa può avere aspetti molto diversi. Se l'eruzione è lenta la lava si espande per chilometri (es. Etna). Le porzioni a contatto con il terreno si raffreddano e si solidificano, mentre quelle sovrastanti, ancora fluide, scorrono in superficie. Quando il movimento si esaurisce l'intera massa si solidifica e la sua superficie appare liscia o accidentata o rugosa come una scoria di fonderia.



Frammento di *Ossidiana* (vetro vulcanico).

Se si verificano esplosioni (es. Vesuvio) o comunque se l'eruzione è intensa, si formano bolle gassose che fanno spumeggiare la lava come se fosse acqua gassata. Quando tale materiale "spumeggiante" si raffredda e si solidifica, si trasforma in **pomice** (roccia porosa a bassa densità e che può addirittura galleggiare sull'acqua), oppure (a causa delle esplosioni) in piccole particelle costituenti le **cenere vulcaniche** o in frammenti di dimensioni un poco superiori; questi (**lapilli**) precipitano nelle aree circostanti il luogo della eruzione e sedimentano originando depositi anche di notevole potenza, che successivamente si compattano formando rocce dette **tufi**.

Le rocce costituite da materiali di origine vulcanica sono dette **eruttive effusive**; esse sono il risultato di un rapido raffreddamento del magma (o di sue parti) che, una volta emerso dal sottosuolo, si solidifica velocemente al contatto con l'aria o con l'acqua (come nel caso di vulcani sottomarini). Il processo di solidificazione è in genere così rapido da non permettere la formazione di cristalli (minerali) ben formati. Un caso limite è l'**ossidiana**, roccia paragonabile ad un "vetro" (stato amorfo). Molto più frequenti sono le **rioliti** (fig. 2.7).

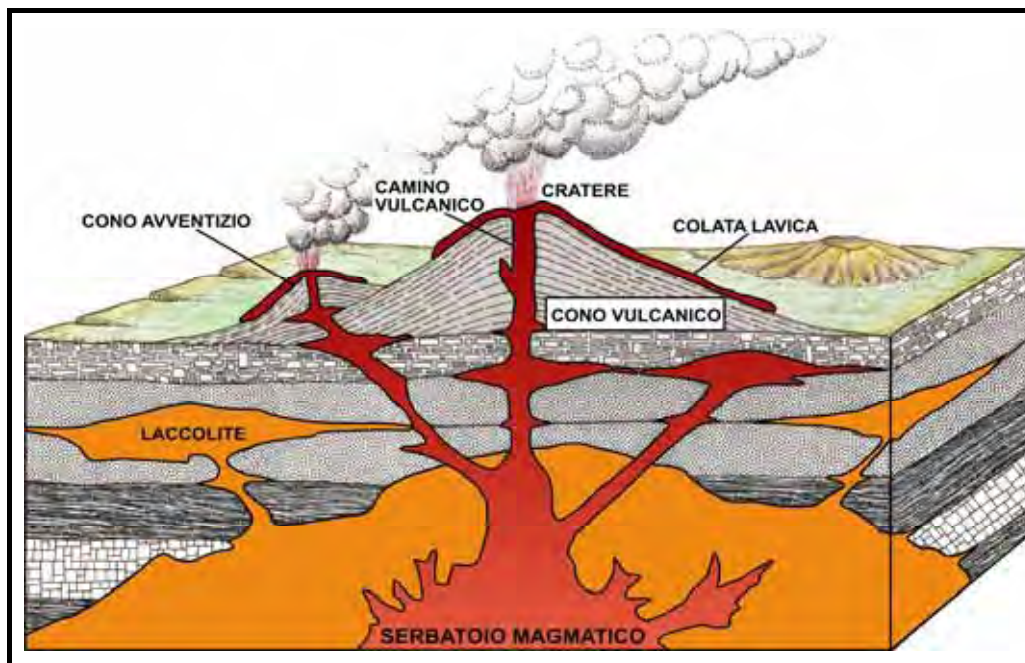


Fig. 2.6 - Struttura classica di un vulcano. Il serbatoio magmatico è intruso in un batolite che, più indietro nel tempo, diede origine a filoni e laccoliti.

La presenza di gas e vapori nel magma è dovuta alla diminuzione di pressione conseguente alla risalita del materiale fluido dal serbatoio magmatico verso la superficie. È un fenomeno simile a quello che si verifica all'apertura di una bottiglia sigillata di acqua e soda. Con la bottiglia chiusa l'elevata pressione "costringe" il gas a rimanere disciolto nell'acqua. Togliendo il tappo diminuisce la pressione ed il gas si libera sotto forma di numerose bollicine.

Studiando la struttura fisica e la composizione chimica delle rocce eruttive attuali, cioè quelle originate in tempi storici, si osserva che sono assai simili a quelle di età molto più antica (milioni ed anche centinaia di milioni di

anni). Per es. il **basalto** è forse la roccia vulcanica più diffusa, soprattutto nei profondi bacini oceanici; è un materiale a chimismo basico, di colorazione scura, talora nero, con pochi cristalli (silicati, cioè composti del silicio quali plagioclasio, pirosseni, olivina) in una massa più o meno uniforme ed anche vetrosa. Tale roccia si è formata dal raffreddamento di colate laviche di numerosi vulcani e, non avendo subito significative trasformazioni, è facilmente riconoscibile in porzioni della crosta terrestre molto antiche, comprese quelle non più interessate da fenomeni di vulcanesimo. Quindi abbiamo risposto alla prima domanda “*che cosa esce dal vulcano?*” Abbiamo anche verificato che *i materiali eruttati dai vulcani antichi è molto simile a quello eruttato dai vulcani attuali*. Rimane la seconda domanda: “*da dove proviene quel materiale?*”.

Fig. 2.7 - Se la solidificazione di un magma (materiale allo stato fuso) avviene lentamente (milioni di anni), porta alla formazione di rocce intrusive come, per esempio, i graniti e le sieniti. Se il magma è vicino alla superficie terrestre o eruttato da un vulcano, il raffreddamento è rapido; gli atomi non hanno il tempo di organizzarsi a formare reticoli ordinati, cioè veri e propri cristalli, oppure li formano in dimensioni microscopiche (microcristalli), a formare rocce apparentemente più o meno uniformi.

Il disordine degli atomi nel fuso viene “congelato” in uno stato amorfo con totale (o quasi) assenza di cristalli, cioè una struttura detta “vetrosa” (es. ossidiana); oppure si forma una roccia caratterizzata da pochi cristalli ben visibili (fenocristalli), accompagnati da altri più piccoli, “immersi” in una massa di fondo più o meno uniforme e irrisolvibile a occhio nudo cioè una struttura detta “porfirica”.

Si formano quindi rocce magmatiche effusive come, per esempio le **rioliti**, termine scientifico per indicare i **porfidi** che spesso costituiscono i blocchetti cubici del pavimento delle strade e delle piazze dei centri storici.

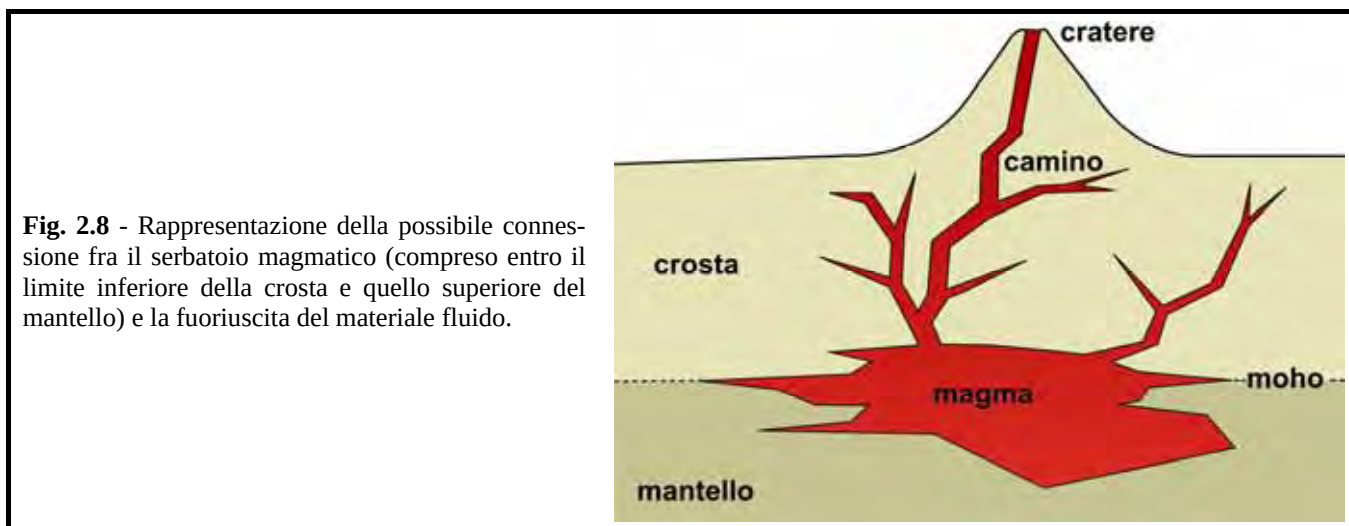


Si potrebbe pensare che il magma, essendo liquido, provenga da quelle porzioni profonde della Terra in cui la materia si presenta in quello stato fisico e cioè il nucleo. Il materiale al di sotto della discontinuità di Gutenberg (alla profondità di 2.900 km), ha densità molto elevata ($10 \div 12 \text{ kg/dm}^3$) e sembra costituito prevalentemente da ferro, quindi molto diverso da quello eruttato dai vulcani. Da qualsiasi luogo provenga il magma, si deve escludere il nucleo. I materiali costituenti il mantello, sotto la crosta terrestre, hanno struttura fisica e composizione chimica mediamente simili alle rocce eruttive effusive, ma non sono allo stato liquido, come dimostrato dal fatto che essi sono in grado di permettere la propagazione delle onde sismiche di tipo trasversale “S”. Quindi il problema non sembra consentire delle soluzioni.

Una proprietà molto importante dei materiali è la seguente: *allo stato solido la densità è maggiore rispetto allo stato liquido*; per esempio il ferro solido affonda nel ferro liquido, oppure fondendo aumenta di volume. Ciò è evidente dall’esame dei diagrammi di stato di tutte le sostanze conosciute. L’unica eccezione è costituita dal ghiaccio che galleggia sull’acqua. In un solido (o cristallo o minerale) gli atomi hanno una disposizione ordinata e formano un reticolo cristallino con struttura relativamente rigida e sostenuta da forze interatomiche. Gli atomi, pur non essendo liberi di vagare, si “agitano” intorno alle loro posizioni medie, possiedono cioè una certa energia di movimento che, secondo la teoria cinetica della materia, conferisce al solido una determinata temperatura. Somministrando calore aumenta l’energia cinetica degli atomi fino a quando essi riescono a rompere i legami che imponevano ad essi posizioni fisse nel reticolo: il solido fonde e si ha passaggio allo stato liquido. In questa fase gli atomi non sono più saldamente connessi tra loro, ma sono relativamente liberi di muoversi in una struttura non più rigida e meno compatta. La conseguenza è una diminuzione della densità, cioè diminuisce la massa per unità di volume. All’inverso il volume di una sostanza liquida si riduce con la solidificazione.

Consideriamo una sostanza liquida poco sopra il suo punto di fusione e di sottoporla ad una forte pressione. In tal modo gli atomi vengono “forzati” a disporsi in gruppo compatto fino ad assumere le posizioni fisse del reticolo cristallino, anche se la temperatura rimane superiore a quella di fusione. Vale quindi la seguente affermazione: *il punto di fusione aumenta con la pressione*. Ma lo stesso fenomeno può essere osservato anche all’inverso. Nelle

profondità della Terra le notevoli pressioni impongono valori molto più elevati dei punti di fusione rispetto a quanto accade in superficie. Inoltre le temperature dei materiali delle porzioni più profonde della crosta o di quelle più superficiali del mantello si aggirano intorno a 1.000 °C; le lave dei vulcani attuali presentano temperature simili (1.000 ÷ 1.200 °C). Pertanto possiamo immaginare che nelle porzioni profonde della crosta o nel mantello immediatamente sottostante, molti materiali si trovano nella fase solida perché costretti da grandi pressioni. Ma se queste diminuissero improvvisamente, per esempio a causa di un terremoto, oppure per una diminuzione di carico isostatico, si può avere fusione e conseguente formazione di magma fluido che può rimanere nella stessa posizione o sfuggire verso l'alto sfruttando spaccature formatisi all'interno della rigida crosta terrestre in seguito a quegli stessi eventi che hanno originato la caduta di pressione (**fig. 2.8**).



2.3 - Le rocce magmatiche

Il meccanismo sopra descritto sembra fornire una buona risposta circa l'origine dei materiali che fuoriescono dai crateri dei vulcani. Ma ciò impone un'altro quesito: *quali sono le cause che producono cadute di pressione nei materiali che compongono la crosta e le porzioni superficiali del mantello?* La risoluzione di questo nuovo problema verrà proposta nel prossimo capitolo. Inoltre bisogna aggiungere che se in profondità la pressione può diminuire, allo stesso modo può aumentare. Supponiamo che, ad una certa profondità, una massa rocciosa fonda diventando un magma; esso può risalire ed eruttare in superficie o restare più o meno nella stessa posizione. In questo secondo caso, se le condizioni di temperatura e pressione lo consentono, il magma rimane allo stato fluido; oppure, per diminuzione della temperatura o per aumento di pressione, si verifica il passaggio allo stato solido e quindi la formazione di un corpo roccioso che prende il nome di **plutone**.

Il raffreddamento delle lave, avvenendo all'esterno (all'aria o nelle acque dei fondali oceanici), comporta un rapido passaggio allo stato solido; di conseguenza non vi sono le condizioni adatte per la formazione dei cristalli: nelle masse rocciose che si formano i minerali sono poco presenti o addirittura assenti e quasi mai nel loro abito idiomorfo (con aspetto esteriore che rispecchia il tipo di ordine e simmetria con cui sono collocati gli atomi nello spazio del reticolo cristallino).

I plutoni invece sono il risultato del consolidamento di un magma che è avvenuto in profondità e quindi con processi molto più lenti (anche milioni di anni). Le rocce che li compongono sono dette **eruttive intrusive** (od **olocristalline** o **plutoniti**), costituite da associazioni di minerali, spesso in abito idiomorfo, ben evidenti con una semplice lente ed anche ad occhio nudo (la **fig. 2.9** propone alcuni esempi di *rocce magmatiche intrusive: granito, sienite e diorite*) e pertanto di aspetto molto diverso da quello delle rocce eruttive effusive (anche dette **vulcaniti** o **ipocristalline**).

I plutoni più grandi vengono detti **batoliti** e possono assumere forme assai diverse (**fig. 2.10**). Essi si trovano a profondità assai variabili od essere molto vicini alla superficie della crosta fino ad affiorare grazie ai processi di disfacimento, responsabili dell'asportazione dei materiali sovrastanti. Alcuni scienziati ritengono che i più grandi e conosciuti batoliti siano congiunti fra loro in profondità a formare il basamento delle zolle continentali. Il maggiore batolite conosciuto affiora nelle cordigliere Nord - americane, dove si allunga per oltre 2.000 km, con una larghezza massima di 200 km. Un altro enorme batolite è quello della Patagonia, che si estende lungo le Ande cilene per 1.100 km ed una larghezza di oltre 100 km. Nelle Alpi sono presenti masse batolitiche di una certa importanza, quali quella del massiccio del Monte Bianco, dell'Aar Gottardo, dell'Argentera e del Pelvoux.



Granito



Sienite



Diorite

Fig. 2.9 - Il **granito** è una roccia magmatica intrusiva sialica, molto utilizzata come pietra da costruzione. È *magmatica* perché deriva dalla solidificazione di magmi. È *intrusiva* perché il raffreddamento è avvenuto in zone profonde della crosta, permettendo quindi una “lenta” solidificazione, tale da consentire la formazione di cristalli evidenti e che appaiono come un mosaico di macchie colorate. È *sialica* perché i minerali che la compongono sono i silicati più ricchi di silicio e di ossigeno (**scheda 2.2**): ortoclasio (feldspato con evidente colorazione bianco-rosata) e quarzo (cristalli grigio-chiari, con aspetto “vetroso”). Le macchie nere sono cristalli di biotite (gruppo dei fillosilicati); hanno l’aspetto di piccole lamine piatte, sovrapposte e con lucentezza metallica.

Anche la **sienite** una roccia magmatica intrusiva sialica, ma povera o priva di quarzo. Sono evidenti cristalli di ortoclasio grigio-violetti che, insieme alla biotite nera, conferiscono una colorazione relativamente scura.

La **diorite** è una roccia magmatica intrusiva come le precedenti, ma di composizione meno sialica. Sono assenti quarzo ed feldspato ortoclasio; il feldspato plagioclasio (varietà grigio chiara) è meno abbondante. Sono più rappresentati i minerali scuri o addirittura neri, quali la biotite (fillosilicato), anfiboli e pirosseni (inosilicati).

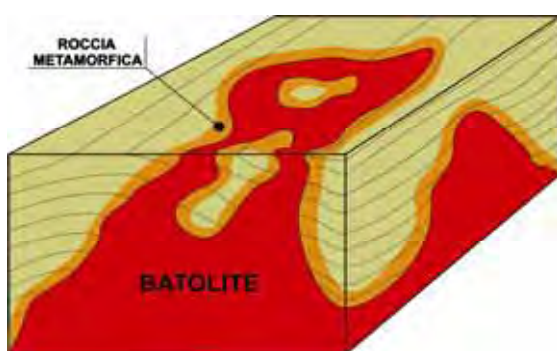


Fig. 2.10 - Schema di un batolite.

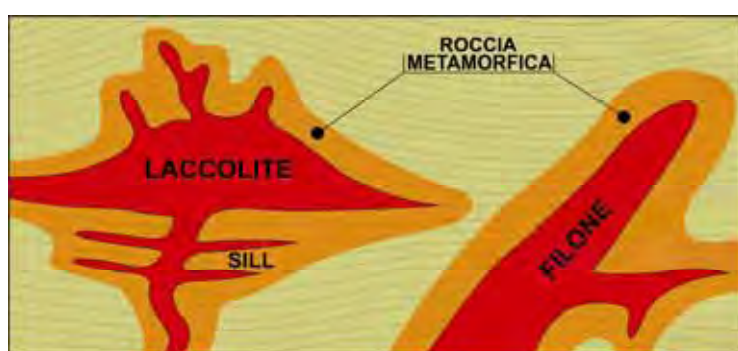


Fig. 2.11 - Esempi di plutoni iniettati.

I **plutoni iniettati** (**fig. 2.12**), a differenza dei batoliti, sono completamente inclusi nelle rocce ove il magma è penetrato e si è raffreddato. Se il magma è iniettato tra rocce stratificate, spesso assume l’aspetto di uno strato parallelo agli altri (**sill**), oppure di una lente con la porzione inferiore piana e quella superiore convessa verso l’alto (**laccolite**) e con gli strati sovrastanti sollevati. I Colli Euganei sono esempi di laccoliti a modesta profondità e dove il magma ha potuto sollevare i materiali sovrastanti. Se il magma invece di penetrare fra gli strati, si inietta lungo fratture nelle rocce, da spesso origine a **filoni** (**fig. 2.11**), variamente orientati, isolati o in gruppi. Esempi si possono osservare a Predazzo nel Trentino e sull’Adamello. Le rocce dei filoni sono spesso molto differenziate rispetto al magma di origine e possono essere arricchite di minerali utili, presenti in piccole percentuali nel magma come “accessori”; esse si prestano pertanto ad essere utilizzate per lo sfruttamento.

feldspati (plagioclasii, ortoclasio,...)	59	Rocce eruttive intrusive. Anche dette plutoniti od olocristalline . Costituite da insiemi di minerali (cristalli) in genere ben formati (idiomorfi) in seguito ad un <i>lento</i> raffreddamento del magma (in profondità), che porta alla formazione di sistemi rocciosi (<i>corpi intrusi</i>) con forma e dimensioni assai diverse (batoliti, laccoliti, sill, filoni).						
pirosseni, anfiboli, olivina	17							
quarzo	12							
biotite	4							
minerali di titanio	2	Rocce eruttive effusive. Anche dette vulcaniti o ipocristalline . Costituite da insiemi di minerali in genere in scarse quantità ed in abito allotriomorfo, in una massa frequentemente amorfa; talvolta hanno aspetto vetroso; sono il risultato di un <i>veloce</i> raffreddamento della porzione del magma (in genere lava) che viene eruttato all'esterno della crosta.						
apatite	1							
altri minerali	5							
Tab. 2.1 - Composizione mineralogica media delle rocce magmatiche [%].		Tab. 2.2 - Schema di suddivisione delle rocce magmatiche in intrusive ed effusive, formate in seguito al raffreddamento di un magma.						
ROCCE	acide		neutre		basiche		ultrabasiche	
effusive recenti	lipariti		trachiti andesiti		basalti		picriti	
effusive antiche	porfidi		ortofiriti porfiriti		diabasi		picriti	
intrusive	graniti		sieniti dioriti		gabbri		peridotiti	
Composizione (minerali)	quarzo,							
	ortoclasio,		ortoclasio,					
	plagioclasii sodici,		plagioclasii sodici e calcici		plagioclasii calcici			
	biotite,		biotite,					
	(anfiboli)		anfiboli,		(anfiboli)		(anfiboli)	
			(pirosseni)		pirosseni (olivina)		pirosseni olivina	
Tab. 2.3 - Schema riassuntivo delle principali rocce magmatiche. La distinzione tra le rocce effusive recenti ed antiche è dovuta al fatto che le prime, in genere, sono inalterate e spesso vetrose, mentre le seconde, col passare del tempo, si sono modificate e devetificate per la formazione di minuscoli cristalli. Fra parentesi sono indicati i minerali presenti in tracce.								

La composizione chimica delle plutoniti non è sostanzialmente diversa da quella delle vulcaniti. Tutte infatti derivano da magmi e tutte sono composte da silicati (**tabb. 2.1 e 2.2**). A seconda della composizione chimica le rocce magmatiche possono essere diversamente classificate secondo quanto indicato in **tab. 2.3** ed in **fig. 2.12** (e **scheda 2.2**) che, pur proponendo una suddivisione molto schematica e superficiale, mostrano chiaramente che la classificazione dipende dal tipo di chimismo che, a sua volta, è funzione delle specie di minerali che compongono le rocce stesse, queste da considerare veri e propri miscugli solidi più o meno complessi.

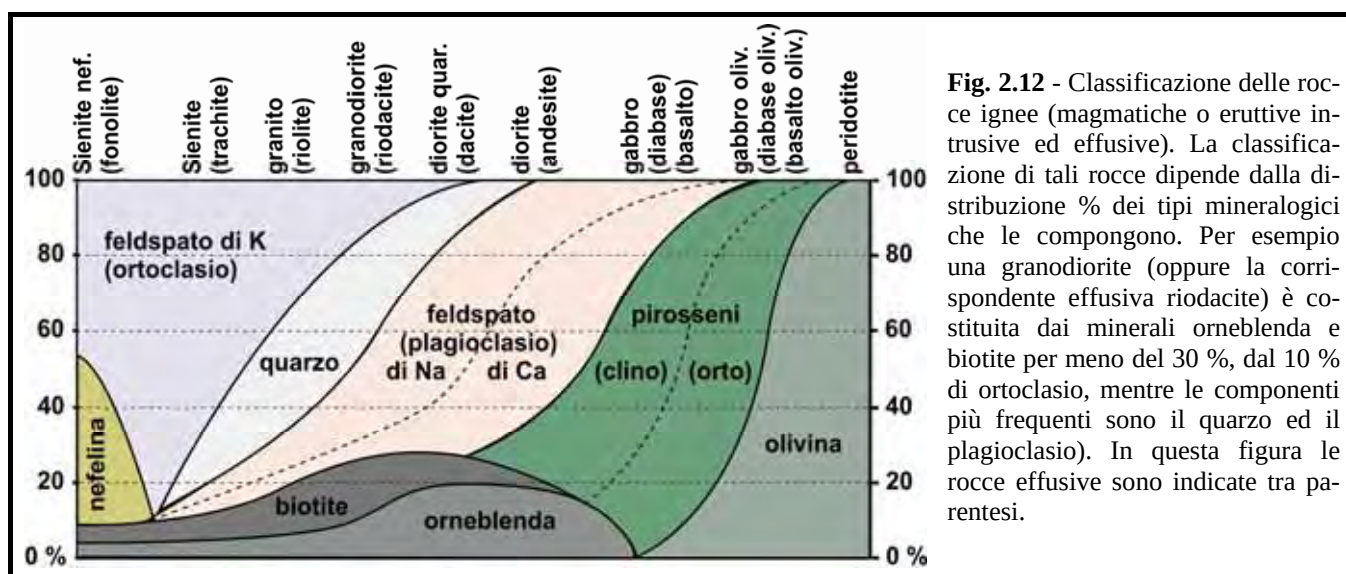


Fig. 2.12 - Classificazione delle rocce ignee (magmatiche o eruttive intrusive ed effusive). La classificazione di tali rocce dipende dalla distribuzione % dei tipi mineralogici che le compongono. Per esempio una granodiorite (oppure la corrispondente effusiva riodacite) è costituita dai minerali ortoclasio e biotite per meno del 30 %, dal 10 % di ortoclasio, mentre le componenti più frequenti sono il quarzo ed il plagioclasio). In questa figura le rocce effusive sono indicate tra parentesi.

Non sempre la distinzione fra rocce intrusive ed effusive è così evidente. Frequentemente i fenomeni filoniani, pur avendo sicuramente carattere intrusivo, quando sono collegati a manifestazioni vulcaniche, danno origine a rocce con caratteri intermedi. Analoghe caratteristiche presentano i cosiddetti “*subvulcani*”, masse intrusive consolidate in prossimità della superficie terrestre, la cui struttura, a causa di un raffreddamento relativamente veloce, è frequentemente analoga a quella delle rocce effusive.

2.4 - Le rocce metamorfiche

Le rocce sedimentarie derivano, direttamente o indirettamente, dall'accumulo di detriti prevalentemente prodotti dai fenomeni di disfacimento delle porzioni più superficiali della crosta e quindi di quelle magmatiche. Inoltre tutti i materiali possono essere più o meno metamorfosati; in altri termini le rocce della litosfera sono continuamente soggette a trasformazioni, più o meno lente e profonde, cioè da cambiamenti che dipendono dalle condizioni fisiche e chimiche dell'ambiente in cui si trovano.

Le rocce sedimentarie derivano da processi di *diagenesi* (lenta trasformazione dei sedimenti sciolti in materiali duri e compatti) nell'ambito dei quali un ruolo molto importante è dato dalla pressione dei materiali che vi si accumulano sopra. I materiali sedimentari così sepolti possono trovarsi a decine ed anche centinaia di metri di profondità, dove le temperature possono raggiungere valori fino a 200 °C, che favoriscono ulteriormente i processi di diagenesi. Al di sopra degli 700 ÷ 800 °C possono già sussistere le condizioni termiche per la fusione delle masse rocciose con conseguente formazione di magmi più o meno fluidi. Esiste un intervallo con temperature superiori a quelle caratteristiche dei processi di diagenesi, ma inferiori a quelle necessarie per dare origine a fenomeni di magmatismo vero e proprio, eppure sufficienti a comportare delle trasformazioni, talora anche profonde, della struttura fisica e chimica delle rocce.

Un aumento di temperatura comporta una maggiore energia cinetica degli atomi che compongono i materiali solidi costituenti le rocce. Ciò comporta una tendenza ad un aumento di volume e se l'incremento di temperatura è sufficiente, gli stessi atomi tendono a riorganizzarsi in nuove strutture cristalline che, a parità di volume, sono meno ricche di atomi, cioè con densità più bassa. Quindi un aumento di temperatura può determinare, in una massa solida, una ricristallizzazione, cioè la formazione di un nuovo insieme di minerali con una composizione più o meno diversa da quella dell'insieme originario. In pratica la roccia si trasforma e pur mantenendo lo stesso chimismo di base, assume nuove caratteristiche che la distinguono da quella originaria e che pertanto viene detta **roccia metamorfica**. Il marmo è un tipico esempio (**fig. 2.13**).

Fig. 2.13 - Il **marmo** è una roccia metamorfica che deriva da una roccia calcarea.

Se la roccia calcarea di partenza è monocristallina, cioè formata unicamente da calcite (CaCO_3), in seguito a metamorfismo risulta un marmo puro, cioè del tutto (o quasi) "bianco", senza venature e sfumature colorate. Si tratta di un materiale pregiato, adatto per sculture o per i rivestimenti architettonici più luminosi ed eleganti. Molte sculture tra quelle più famose sono state realizzate con i marmi delle numerose cave delle Alpi Apuane in provincia di Massa Carrara. La preferenza degli scultori nei confronti dei marmi bianchi ed in misura tanto maggiore quanto più essi sono puri, deriva dall'importante necessità, da parte degli artisti, nel mettere in evidenza le "forme", senza disturbi visivi indotti dalle policromie.

Più spesso le rocce calcaree originarie, oltre ai minerali carbonatici, contengono, in quantità molto variabili a seconda degli ambienti di formazione, altri materiali che, in seguito ai processi metamorfici, conferiscono ai marmi disegni e colorazioni assai varie.

I disegni e le varie sfumature di colore nei marmi, in molti casi, possono costituire elementi di raffinata bellezza se sapientemente inseriti in ambito architettonico.



Quello sopra descritto è un processo molto semplificato rispetto a quanto succede nella realtà, in quanto basato esclusivamente sul cambiamento della situazione termica. Vi sono altri fattori che condizionano l'ambiente entro il quale si trovano i corpi rocciosi. Uno di questi è la pressione che gioca un ruolo opposto rispetto alla temperatura. La pressione può essere di carico oppure laterale. La prima agisce perpendicolarmente alla superficie terrestre e dipende soprattutto dal peso dei materiali sovrastanti. La pressione laterale è dovuta alle forze tettoniche, argomento del prossimo capitolo; esse agiscono anche parallelamente alla superficie terrestre, con direzioni e versi molto diversi. Le rocce reagiscono alla pressione di carico ricristallizzando con formazione di minerali che, a parità di volume, sono più ricchi di atomi, cioè con densità più elevata. La pressione non soltanto può favorire la ricristallizzazione, ma orienta i minerali in modo che i piani di sfaldatura dei cristalli (cioè i piani a maggior densità di particelle) siano paralleli alla sua direzione. Questo orientamento comune dei cristalli determina la **scistosità** della roccia, ossia della sua capacità di sfaldarsi in lamine parallele tra loro (**fig. 2.14**).



Fig. 2.14 - 60 milioni di anni fa, i continenti Europa e Africa si fronteggiavano separati dal mare Tetide, più grande dell'attuale Mediterraneo e con fondali in parte costituiti da crosta oceanica ricoperta da abbondanti sedimenti derivanti dalle terre emerse confinanti. I due continenti iniziarono a muoversi l'uno contro l'altro, con formazione dei primi rilievi delle Alpi. Tale processo

(*orogenesi alpina*) è continuato per decine di milioni di anni, permettendo alla catena alpina di assumere, ~ 15 milioni di anni fa, una conformazione simile all'attuale. Il sollevamento delle Alpi continua ancora oggi, in modo più blando, al ritmo medio di quasi un millimetro all'anno, annullato dai processi di disfacimento ad opera degli agenti esogeni (acqua, neve, ghiaccio, vento,...). Gran parte dei materiali rocciosi delle Alpi sono quelli della crosta e dei sedimenti di quel mare che separava i continenti Europa e Africa; ad essi si aggiungono altri, dal raffreddamento di magmi più o meno profondi o eruttati dai vulcani. Tutti questi materiali sono stati "compressi" dalle due masse continentali in reciproco avvicinamento, sono stati "piegati", "sollevati" e "trasportati" sul margine meridionale del continente europeo a formare Alpi ed Appennini. Ancora oggi si verificano tali movimenti e sono responsabili dei terremoti che si manifestano in alcune zone d'Italia. La storia geologica delle Alpi è molto complicata; i materiali che le compongono sono stati sottoposti a forti azioni di "stritolamento" tettonico: compressi, traslati, spinti in profondità oppure innalzati, piegati, spezzati, scaldati,... In tali condizioni si comprende anche la ragione per cui le rocce metamorfiche sono le più frequenti nelle Alpi ed in particolare gli **gneiss**.

Lo **gneiss** è una roccia metamorfica, che deriva dalla trasformazione di altre rocce a prevalente composizione sialica, costituita da minerali silicatici con abbondanti silicio, alluminio e ossigeno e scarsi elementi femici come ferro e magnesio (per esempio come quelli del granito descritto in **fig. 2.10**). Quando i materiali originari, durante la formazione delle catene montuose, vengono sottoposti ad innalzamento della temperatura (diverse centinaia di gradi) essi divengono più duttili, consentendo ai minerali che li compongono la possibilità di variare le loro posizioni entro la roccia. Sono soprattutto i minerali a forma piatta o allungata che, sotto l'azione di imponenti pressioni che si sviluppano lungo direzioni preferenziali, assumono più o meno lo stesso orientamento, successivamente "congelato" man mano che la roccia, ormai metamorfosata, viene portata ad emergere in superficie, con un aspetto finale, più o meno evidente, indicato con il termine "*scistosità*": la parola "*gneiss*" nacque alla fine del '700 per indicare una roccia che aveva minerali orientati lungo piani paralleli.

Lo **gneiss** in figura si è sviluppato da rocce granitiche o simili, con presenza di anfiboli (silicati di forma allungata) in ambienti molto caldi ($500 \div 700$ °C) e a media pressione (centinaia di migliaia di atmosfere, cioè ad una decina di chilometri di profondità nella crosta terrestre). Il quarzo (grigio chiaro), i feldspati (plagioclasio bianco "lattescente" e ortoclasio con sfumature rosate) e la mica-biotite (nera), per azione del metamorfismo sono orientati secondo piani paralleli.



Esempio di evidente scistosità in una roccia metamorfica.

Le elevate temperature e le soluzioni (soprattutto acquose) circolanti nelle masse rocciose determinano la mobilitazione di materia, cioè la liberazione di ioni (singoli o in gruppi) dalle loro posizioni iniziali che diventano quindi relativamente liberi di spostarsi e di formare nuovi reticoli cristallini. Questo processo modifica le rocce trasformando i minerali che le compongono, ma non comporta variazioni della loro composizione chimica (*metamorfismo isochimico*). Quando i fluidi circolanti sono arricchiti da soluzioni e da vapori provenienti da magmi o da altre vicine masse rocciose anch'esse in fase di metamorfismo, possono avvenire anche profonde modificazioni del chimismo di base. Questo caso è più frequente e viene detto "*metamorfismo metasomatico*".

2.5 - I fenomeni del vulcanesimo

Il **vulcano** è una spaccatura della crosta terrestre, dalla quale escono materiali ad alta temperatura, allo stato solido (ceneri, lapilli,...), liquido (lava) e aeriforme. Questi materiali provengono, in genere, dalla crosta o dal mantello superficiale; essi sono alimentati da un **serbatoio magmatico**, giungono in superficie attraverso una fessura (**camino vulcanico**), danno origine ad un rilievo (**montagna vulcanica** frequentemente a forma di cono), scavando da una cavità (**cratere**) più o meno imbutiforme dove termina il camino (**figg. 2.6 e 2.8**).

I magmi, generalizzando molto, possono essere **basaltici** (basici perché relativamente poveri di silice e provenienti da zone profonde, fino a 70 km sotto la superficie terrestre) e **granitici** (a chimismo acido, con contenuto in silice fino al 70 % e provenienti da una profondità inferiore a 15 km). Nei primi i gas si separano facilmente dalla massa liquida che quindi può traboccare dando luogo a colate laviche (*attività vulcanica effusiva*). Nei secondi, più viscosi, i gas si liberano meno facilmente, per cui l'eruzione avviene spesso sotto forma di esplosioni, tanto che il magma viene scagliato in frammenti incandescenti, talora molto piccoli quali lapilli e ceneri (*attività vulcanica esplosiva*). A seconda della fluidità dei magmi si possono avere forme diverse delle montagne vulcaniche (**fig. 2.15**).

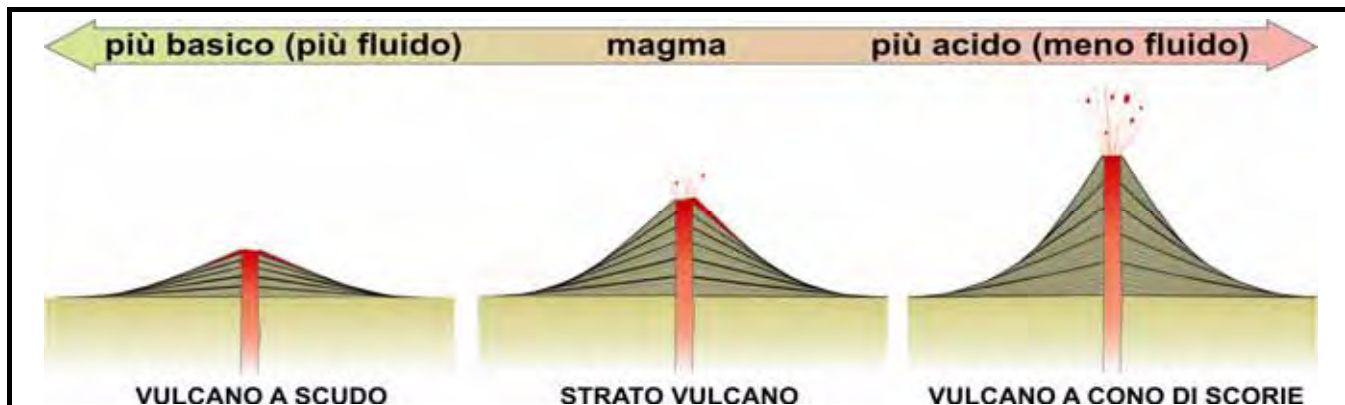


Fig. 2.15 - Le lave basiche sono più fluide; l'attività eruttiva del vulcano è più lenta e graduale e i materiali fusi si allargano più facilmente verso le basi (**fig. 2.16**). Al contrario le lave acide sono più viscosi; pertanto si accumulano più rapidamente lungo i fianchi della montagna vulcanica; inoltre la maggiore viscosità facilita un'attività eruttiva più discontinua e caratterizzata anche da violente esplosioni (**fig. 2.17**).



Fig. 2.16 - Esempio di stratificazione di colate laviche ben stratificate, dalle più antiche (più profonde) a quelle più recenti (più in superficie), dovute all'attività di vulcani a scudo del Tenerife.

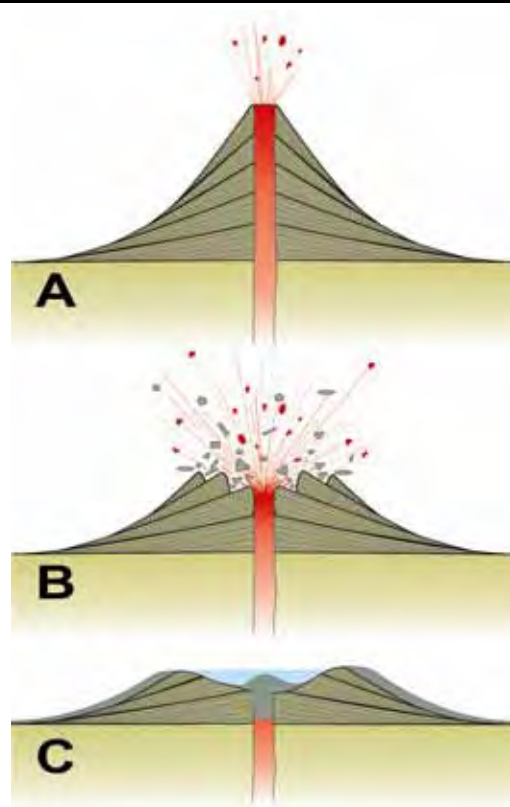


Fig. 2.17 - Un vulcano caratterizzato da lave molto viscosi erutta in modo esplosivo (A), provocando la distruzione della parte superiore del cono vulcanico (B). Si forma un bacino che si può riempire con acqua fino alla formazione di un *lago di caldera* (C), sul fondo del quale (così come sui fianchi residui della montagna) si trovano i depositi dovuti all'accumulo dei materiali scagliati in alto dall'esplosione.

Nei casi in cui l'attività esplosiva diventi particolarmente violenta, il sistema vulcanico può svuotarsi con conseguente formazione di un'ampia cavità detta *caldera* (**fig. 2.17**). Tali distinzioni non sono sempre così chiare, in quanto esistono anche vulcani, pur se poco numerosi, con attività mista.

Le eruzioni sono fenomeni complessi, con caratteri assai variabili nel tempo e a seconda della struttura dei vulcani. Sono in genere preannunciate da rumori sotterranei, riscaldamento del suolo, comparsa e scomparsa di sorgenti e riscaldamento delle loro acque, terremoti locali, fusioni delle nevi, ecc... Nel 1877 una eruzione del Cotopaxi (Ecuador) fu preannunciata da un'alluvione fangosa, dovuta alla fusione delle nevi, che si estese per un raggio di 10 km intorno al cono vulcanico. Lo Stromboli (**scheda 2.1**) è un vulcano con attività spesso

caratterizzata da lanci di lava e scorie. Nel cratere dei Kilauea (Hawaii) si forma frequentemente un vero e proprio “*lago di lava*”; tali bacini roventi persistono anche per lungo tempo, a causa del riempimento del sottostante camino; questi laghi spariscono quando la lava sottostante si abbassa per diminuzione della pressione in profondità. Nel cono centrale del Vesuvio, nel 1929, si formò, per breve tempo, un lago di lava. Recentemente si sono formati piccoli laghi di lava anche sull’Etna. L’attività effusiva può manifestarsi sia dal cratere centrale, sia dai fianchi dei con vulcanici attraverso aperture laterali dette “*coni avventizi*” (**fig. 2.19**); tali fenomeni si verificano frequentemente sull’Etna che conta circa 300 crateri oltre a quello principale. I materiali eruttati dalle aperture laterali spesso costituiscono masse molto grandi, anche superiori a quelle emesse dal cratere centrale.

Nei vulcani con lave viscosi il camino si può ostruire con formazione di una sorta di “tappo” che impedisce la fuoriuscita dei gas; ciò comporta un aumento di pressione che può raggiungere valori tali da provocare esplosioni che possono essere anche violente e pericolose (talvolta vengono scagliati in alto massi di notevoli dimensioni). In seguito a questi eventi si formano *nubi ardenti*, cioè sospensioni in gas roventi di materiali solidi e fluidi che, precipitando sulle pendici del cono vulcanico e nelle aree circostanti, possono provocare vere e proprie distruzioni. A titolo di esempio si può citare l’esplosione del Pelée (Martinica) avvenuta nel 1902; in quella occasione si formò una nube ardente che distrusse la città di Saint Pierre ed uccise 29.000 persone. Le esplosioni più violente si verificano con l’ostruzione del camino dopo una lunga inattività; a questo proposito si può citare l’eruzione del Vesuvio (79 d.C.) che distrusse Pompei. Quando l’emissione lavica è accompagnata da esplosioni, brandelli di materiale incandescente e fluido vengono scagliati in alto, ruotano su se stessi e cadono sul terreno schiacciandosi a forma di focaccia, oppure solidificano mentre sono ancora in aria e cadono assumendo forma sferica o piriforme (*bombe vulcaniche*).

Nei vulcani con lava basica, meno viscosa, questa può scorrere anche per decine di chilometri con velocità di alcuni chilometri all’ora. Nei vulcani con lava acida lo scorrimento dei materiali è meno veloce e più rapido il consolidamento. La lava dell’Etna è giunta molte volte fino al mare ed alla città di Catania a 30 km di distanza dal vulcano. Le colate laviche che giungono al mare si raffreddano velocemente, si contraggono e si dividono in colonne spesso esagonali (**fig. 2.19**); sono celebri le lave colonnari basaltiche di Fingal nell’isola di Staffa (Scozia). Meno appariscenti in Italia sono quelle di Aci Trezza (Catania). Le lave basiche solidificano assumendo un aspetto che ricorda le matasse di corda; quelle acide solidificano assumendo un aspetto irregolare. Il consolidamento avviene in tempi di mesi o di molti anni.

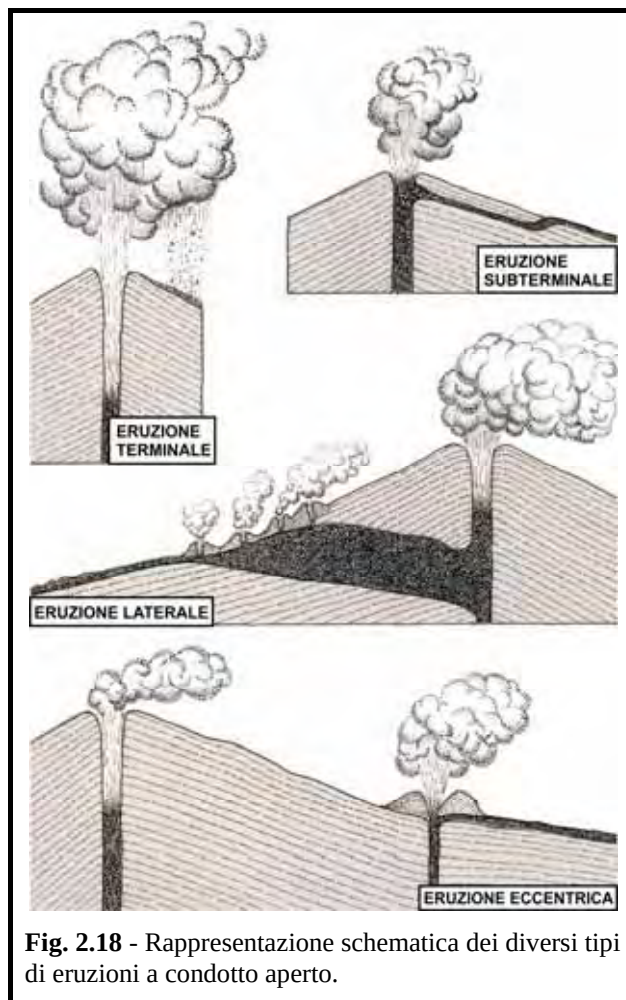


Fig. 2.18 - Rappresentazione schematica dei diversi tipi di eruzioni a condotto aperto.



Fig. 2.19 - Colonne laviche a sezione quadrata o esagonale dovute al rapido raffreddamento delle colate in mare.

La lava è cattiva conduttrice di calore, si consolida velocemente in superficie e rimane fluida all’interno. Si formano così vere e proprie gallerie con la volta solidificata, all’interno delle quali scorre la lava che si conserva fluida in quanto disperde poco calore. Alcune di queste gallerie rimangono vuote, essendo la lava completamente defluita a valle, con formazione di caverne anche di grandi dimensioni. Un esempio è la grotta di Angra (Az-zorre) lunga diversi chilometri, larga fino a 10 m ed alta 5 ÷ 6 m.

Terminata la fase eruttiva effusiva od esplosiva (**deiezione**), in genere il vulcano si quietava, mentre l’attività sotterranea si manifesta in superficie con fenomeni meno vistosi (**emanazione**), con emissione di vapori e gas,

cioè una sorta di pausa tra due successivi parossismi, oppure l'attenuazione di una attività destinata all'estinzione.

Nelle zone vulcaniche, comprese molte di quelle dove le attività parossistiche sono cessate da molto tempo, possono essere presenti sorgenti di acque calde e di vapori, sia a flusso continuo, sia intermittenti (**geysers**). Fra i più noti sono quelli dell'Islanda (**fig. 2.20**), della Nuova Zelanda e degli USA occidentali (Yellowstone). Le **fumarole** sono sorgenti di vapore e di gas ad elevata temperatura (anidride carbonica, acidi cloridrico e solfidrico, composti ammoniacali, idrogeno, cloruri,...); esse, in funzione dei gas che accompagnano il vapore, si distinguono in *acide*, se emettono principalmente acido cloridrico e anidride solforosa e *basiche*, se emettono soprattutto cloruro di ammonio, anidride solforosa ed idrogeno solforato.

Se la temperatura dei gas emessi è superiore a 500 °C tali sorgenti vengono dette *fumarole secche*, mentre con temperature prossime o inferiori a 100 °C sono dette *fumarole fredde*. Le emissioni molto ricche di acido solfidrico sono dette **solfatare**; le sostanze emesse, a contatto con l'ossigeno atmosferico, formano zolfo elementare che si deposita intorno alla sorgente dei gas. Le emissioni molto ricche di anidride carbonica, sono dette **mofete**. Merita citare la solfatara e la mofeta della Grotta del Cane presso Pozzuoli; intorno ad essa la CO₂, più pesante dell'aria, ristagna fino ad un metro di altezza; un uomo può entrarvi tranquillamente, un cane soffocherebbe (**fig. 2.21**).



Fig. 2.20 - I geysers dell'Islanda costituiscono fenomeni spettacolari e fonti di attrazione turistica.



Fig. 2.21 - Solfatara di Pozzuoli in Provincia di Napoli.

I **soffioni** sono emissioni, composte principalmente da vapore acqueo, da spaccature del terreno da cui proviene il gas originato dal forte riscaldamento di acque circolanti nel sottosuolo da parte di masse magmatiche profonde. Presso Lardarello (Toscana) sono presenti soffioni naturali; oltre ad essi ne sono stati realizzati altri con perforazioni che hanno aperto la strada alla fuoriuscita dei gas per la produzione di energia elettrica (produzione geotermica). Anche le **sorgenti termali** (sorgenti di acque calde) sono connesse con il riscaldamento di acque circolanti in profondità ad opera di magmi; la temperatura elevata di quelle acque favorisce la soluzione di elevate quantità di minerali e per tale motivo sono talvolta utili a fini terapeutici.

L'attività vulcanica si manifesta anche presso i fondali marini. Le eruzioni a profondità superiori a 2.000 m difficilmente sono evidenti. La pressione dell'acqua può essere tale da impedire la liberazione dei gas; oppure questi vengono disciolti nelle acque prima di giungere in superficie. Talvolta sui fondali si formano coni vulcanici che aumentano rapidamente di volume fino ad affiorare come vere e proprie isole. Per esempio nel 1831, nel Canale di Sicilia, comparve improvvisamente l'Isola di Ferdinanda che andò poi rapidamente distrutta dall'azione erosiva del moto ondoso. Nel corso della storia della Terra (circa $4,5 \cdot 10^9$ anni), l'attività vulcanica si è sempre manifestata con fenomeni più o meno intensi. Accanto ai vulcani attuali ed attivi sono presenti vulcani spenti a memoria d'uomo e tracce di antichi apparati e di eruzioni sia sulla superficie terrestre, sia sotto la coltre di materiali depositati dopo la loro erosione.

Esistono infine una serie di *fenomeni pseudovulcanici*: emissioni di fango, misto ad idrocarburi, cloruro di sodio, anidride carbonica, in aree argillose. La loro origine non è in relazione con il vulcanesimo, ma dipende dall'emissione di idrocarburi che provoca la fuoriuscita di acqua fangosa. In Italia si conoscono le *salse* di Nirano (Parma) e le *meccalube* presso Caltanissetta. I più importanti fenomeni di questo tipo sono i *vulcani di fango* del Caucaso con coni alti fino a 400 m. Le *fontane ardenti* sono emissioni di idrocarburi gassosi che si infiammano all'uscita in superficie; sono presenti alcuni esempi in Emilia (Porretta, Portico di Romagna) ed in Toscana (Pietramala).

2.6 - Morfologia delle aree vulcaniche

Le aree interessate dalle manifestazioni vulcaniche offrono un paesaggio molto vario in funzione dei fenomeni che si verificano o che si sono verificati in tempi più o meno lontani. La morfologia vulcanica viene più o meno trasformata dai fenomeni di disaggregazione e di alterazione in misura tanto maggiore quanto più efficaci sono gli agenti esogeni e tanto più lungo è il tempo durante il quale essi hanno agito. L'attività vulcanica comporta la formazione di montagne isolate a forma di cono (Vesuvio, Etna), oppure di coni in piccoli gruppi (Campi Flegrei presso Pozzuoli) o allineati lungo una spaccatura della crosta (Islanda). Nei vulcani con lava basica (attività prevalentemente effusiva) le pendici sono generalmente a debole pendenza e la montagna è costituita da colate laviche sovrapposte di età diversa (**fig. 2.16**). Nei vulcani di tipo esplosivo i rilievi, le cui pendici presentano maggiori pendenze, sono costituiti essenzialmente dai materiali precipitati in seguito ad intense eruzioni comprendenti notevoli masse di ceneri e soprattutto di lapilli e bombe (**fig. 2.17**). Spesso nei vulcani con attività intermittente è presente un cono recente e relativamente piccolo all'interno di un cratere più grande e più antico e formatosi in seguito ad una violenta esplosione con disintegrazione della sommità della montagna vulcanica. Questa tipica morfologia viene detta *vulcani a recinto*; ne è un tipico esempio il Vesuvio dove, tra il nuovo cono e quello più antico (monte Somma) è presente un ampio avvallamento (Atrio del Cavallo e valle dell'Inferno).

Con il cessare dell'attività o durante l'intervallo fra due parossismi successivi, gli agenti della disaggregazione e dell'alterazione smantellano gli edifici vulcanici. Talvolta i crateri si riempiono d'acqua dando origine a veri e propri laghi (**fig. 2.3**), mentre il ruscellamento delle acque da origine ad incisioni sempre più profonde sulle pendici più ripide delle montagne, fino alla formazione di forre. Il vulcano di Roccamonfina (Campania), la cui attività cessò in età classica, è solcato da burroni radiali incisi dalle acque ed è ricoperto da boschi e fertili campi; esso tuttavia conserva ancora la classica forma di edificio vulcanico, molto simile a quella dei vulcani ancora attivi. Diversamente nei confronti di alcuni vulcani tosco-laziali, la cui attività cessò molto tempo prima, l'azione degli agenti esogeni ha potuto operare per un tempo molto più lungo; lo smantellamento è stato più efficace e ha conferito al paesaggio una struttura più complessa, rendendo più difficile identificare le antiche forme vulcaniche.

SCHEDA 2.1 - I vulcani italiani



Fig. 2.22 - La maggior parte dei vulcani italiani sono sottomarini ed in particolare sui fondali del Tirreno.

Oltre all'**Etna**, effusivo e quindi relativamente poco pericoloso, nel territorio italiano sono presenti i seguenti vulcani attivi di tipo prevalentemente esplosivo:

Ischia, Lipari, Pantelleria. Queste tre isole sono veri e propri vulcani, da lungo tempo in fase di tranquillità. I dati storici geologici e la presenza di fumarole e sorgenti termali dimostrano che sono ancora attive. Fenomeni eruttivi di una certa rilevanza sono assai antichi: Ischia dal 1302, Lipari dal VII secolo e Pantelleria da circa 8.000 anni.

Stromboli. È nota fin dall'antichità per la sua continua attività che si ferma raramente e per pochi mesi. Dal mare emerge per 924 m, ma in realtà è un grosso edificio nato ~ 200 mila anni fa. Rappresenta uno scarso pericolo; talvolta, in occasione dei fenomeni più intensi, le colate di lava arrivano fino in mare, originando anche piccoli maremoti.

Vesuvio. L'ultima volta si è svegliato nel 1944. Non ci sono segnali di riattivazione, ma è il vulcano a massimo rischio. In caso di eruzione si dovrebbero evacuare centinaia di migliaia di persone.

Campi Flegrei. L'ultima eruzione risale al 1538. L'evento atteso in caso di riattivazione è un'eruzione esplosiva al cen-

tro al centro della caldera flegrea. È a rischio una popolazione di 70.000 ÷ 200.000 persone. Due crisi si sono registrate nel 1970 ÷ 1972 e nel 1982 ÷ 1984, con sollevamento del suolo e terremoti, ma non sono sfociate in eruzioni. La situazione attuale è tranquilla.



Stromboli



Vulcano

Vulcano. L'ultima eruzione risale al 1890, con una manifestazione esplosiva. La popolazione esposta è di 700 persone in inverno e di 10.000 persone in estate. Da alcuni anni si osservano, con oscillazioni, aumenti di temperatura delle fumarole (da 300 a 700 °C), fratture, frane, flusso dei gas dal suolo, piccole crisi sismiche e modestissime deformazioni del suolo.

Sono presenti altre aree vulcaniche meno conosciute, soprattutto nel Tirreno. **Marsili** è un grande vulcano (lungo ~ 50 km e largo ~ 20 km); è alto 3 km rispetto sul fondale marino e la sua "vetta" si trova alla profondità di ~ 1.000 m. fondali circostanti e la sua "cresta" si estende linearmente in direzione Nord – Nord Est – Sud – Sud Ovest per 20 km, raggiungendo profondità inferiori a 1000 m. È formato da una serie di edifici vulcanici di dimensioni diverse; non è mai stata osservata direttamente un'eruzione, ma la sua attività è testimoniata dalla circolazione di fluidi ad alta temperatura che depositano sul fondo marino solfuri di piombo, rame, zinco e ossidi e idrossidi di ferro e manganese. Il **Vavilov**, attualmente considerato inattivo, è un vulcano sottomarino lungo ~ 30 km, largo ~ di 15 km ed elevato di ~ 2,7 km rispetto ai fondali circostanti. Attualmente è considerato inattivo. **Palinuro** è un complesso vulcanico lungo ~ 75 km, mentre **Glabro** si trova poco distante, lungo lo stesso allineamento; i vertici di questi due vulcani si trovano ad appena 100 metri sotto il livello del mare. **Alcione** e gli apparati dei **Lametini** sono vulcani conici, alti circa un migliaio di metri rispetto ai fondali circostanti.

Nell'apparato eoliano tutti i principali edifici sono arrivati ad emergere formando isole, ma sono presenti apparati minori, soprattutto attorno all'allineamento Vulcano-Lipari-Salina. Ad occidente dell'arcipelago si trovano i tre apparati **Eolo**, **Enarete** e **Sisifo**, alti circa un migliaio di metri sul fondale marino. Nel Tirreno occidentale infine si trova il o **Magnaghi**, simile per struttura e genesi ai più grandi e più giovani vulcani Vavilov e Marsili.

Fuori del Tirreno, nel Canale di Sicilia, si trova una zona tettonicamente molto attiva, con fenomeni vulcanici ancora in parte presenti. Questi hanno originato le isole di Pantelleria e Linosa e a numerosi edifici vulcanici sottomarini, come **Ferdinandea**, **Terribile**, **Senzanome**, **Nerita**,... Nel 1831 di fronte all'abitato di Sciacca, l'attività vulcanica ha portato all'emersione dell'isola Ferdinandea, un piccolo cono vulcanico poi distrutto dal moto ondoso pochi mesi dopo.

SCHEMA 2.2 - I silicati nella classificazione delle rocce magmatiche

I silicati sono composti del silicio la cui struttura cristallina fondamentale è costituita da insiemi di tetraedri che hanno al centro un atomo di silicio ed ai quattro vertici altrettanti atomi di ossigeno (gruppi SiO_4). I silicati, che costituiscono la porzione ampiamente maggioritaria dei materiali della crosta e del mantello superiore (litosfera), sono classificati in base alle modalità con le quali i tetraedri sono uniti fra loro:

- 1. neosilicati** - gruppi SiO_4 isolati; ogni tetraedro è collegato agli altri da atomi (prevalentemente Fe ed Al) che fanno da ponte fra i vertici dei tetraedri stessi (es. zircone, la sillimanite, il topazio, i granati, le olivine, ecc...); non essendovi atomi di ossigeno in comune fra i tetraedri, vale il rapporto numerico $\text{Si}:\text{O} = 1:4$;
- 2. sorosilicati** - gruppi SiO_4 a coppie; un ossigeno costituisce un vertice comune a due tetraedri; sei atomi di ossigeno si legano ad atomi metallici (Al, Ca, Mg,...) che fanno da ponte con altre coppie di tetraedri. (es. vesuviana e i minerali del gruppo degli epidoti); il fatto che vi sia almeno un atomo di ossigeno su un vertice comune di ogni coppia di tetraedri aumenta il rapporto $\text{Si}:\text{O} = 1:3,5$;
- 3. tri - tetra - penta - silicati** - gruppi SiO_4 uniti in insiemi di tre o quattro o cinque; costituiscono una famiglia rappresentata da pochi minerali;
- 4. ciclosilicati**; più di tre tetraedri (al massimo sei) sono uniti in spezzoni chiusi ad anello; due ossigeni di ciascun tetraedro formano sempre un ponte, tanto che vale il rapporto $\text{Si}:\text{O} = 1:3$ (es. berillo, tormalina, diopside,...), mentre diminuisce il numero di gli atomi metallici (Al, Ca, Mg, K,...) di connessione;
- 5. inosilicati** - catene lineari indefinite singole ($\text{Si}:\text{O} = 1:3$) o doppie ($\text{Si}:\text{O} = 2,75$) di gruppi SiO_4 ; le catene sono unite fra loro da atomi metallici (Ca, Mg, Na, Al,...); fra i più comuni minerali citiamo pirosseni ed anfibioli (es. orneblenda);

6. **fillosilicati** - tutti i tetraedri mettono in comune tre vertici complanari, formando strati indefiniti; ogni gruppo SiO_4 possiede un solo ossigeno esclusivo e tre in comune con i gruppi adiacenti ($\text{Si}:\text{O} = 1:2,5$); ogni strato è legato agli altri tramite metalli (prevalentemente Mg ed Al) che fanno da ponte con gli strati sovrastanti e sottostanti (es. talco, miche, serpentini, cloriti e minerali delle argille);
7. **tettosilicati** - tutti i tetraedri sono in comune tramite i quattro vertici, dando origine ad una intelaiatura tridimensionale continua ($\text{Si}:\text{O} = 1:2$). In tale struttura non vi è spazio per atomi metallici; tuttavia alcuni atomi di silicio sono sostituiti da atomi di alluminio alterando in qualche modo la struttura cristallina e consentendo la disponibilità di spazi, seppure limitati, per altri metalli quali soprattutto K e Na, ma anche Ca, Mg,... (es. quarzo, feldspati, feldspatoidi, zeoliti).

Considerando la successione di famiglie sopra descritta risultano, per linee molto generali, minerali con colorazione via via più chiara e con minore densità ed in grado di conferire alle rocce di cui fanno parte un chimismo da basico (rocce femiche, frequentemente di origine più profonda) ad acido (rocce sialiche, frequentemente di origine più superficiale). Bisogna tuttavia segnalare che le caratteristiche fisiche e chimiche dei minerali possono cambiare anche all'interno di ciascuna famiglia, tanto da risultare determinanti nel conferire le caratteristiche tipiche dei vari tipi di roccia (fig. 2.23).

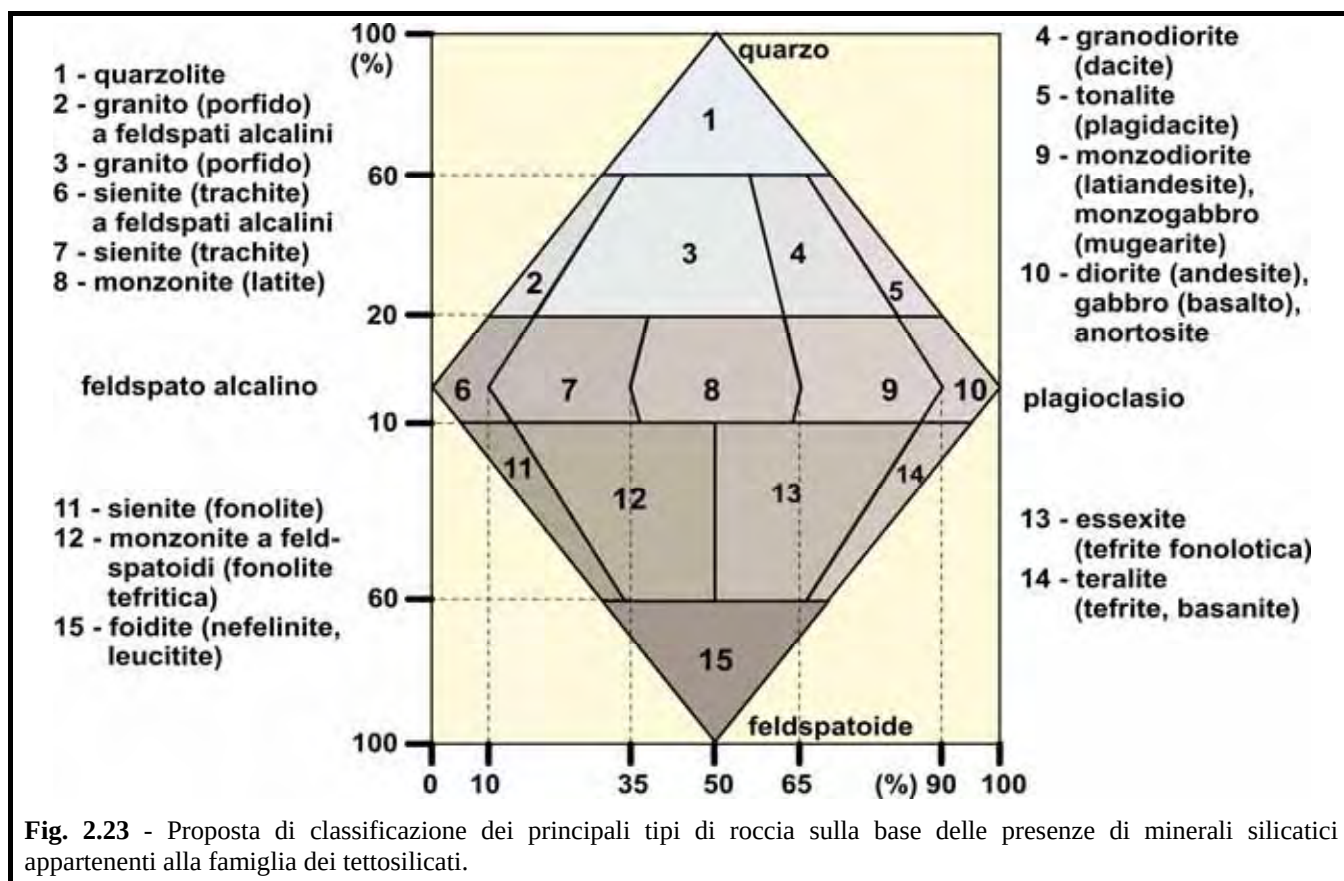


Fig. 2.23 - Proposta di classificazione dei principali tipi di roccia sulla base delle presenze di minerali silicatici appartenenti alla famiglia dei tettosilicati.

SCHEDA 2.3 - Tipi di metamorfismo

Il metamorfismo è un processo molto complicato ed è dovuto a molteplici fattori. Le sue origini possono essere dovute a:

- azione di un magma in fase di cristallizzazione sulle rocce con le quali è a contatto; esso è dovuto soprattutto al calore, ai vapori ed alle soluzioni magmatiche (**metamorfismo di contatto**; figg. 2.10 e 2.11); si tratta di processi che riguardano limitate porzioni della crosta terrestre a contatto con magmi iniettati entro masse rocciose preesistenti;
- azione delle spinte tettoniche su masse rocciose a diverse profondità che determinano forti variazioni di pressione e secondariamente di temperatura e di mobilitazione (**metamorfismo tettonico**); esso è dovuto ai movimenti della crosta terrestre e del mantello superiore che verranno descritti nel prossimo capitolo;
- azione di temperatura e pressione molto elevate, alle grandi profondità, con parziale fusione e forte mobilitazione, tali da dare alla massa una composizione di tipo granitico (**metamorfismo di granitizzazione**); questo processo viene anche detto *ultrametamorfismo*, una sorta di transizione con i fenomeni magmatici ai quali viene frequentemente assimilato; esso ha luogo in condizioni di temperatura tali per cui la pressione, per quanto elevata, è poco efficace; alcuni Autori sostengono che, mediante questo processo, si siano originati i graniti dei grandi batoliti continentali.

I caratteri delle rocce metamorfiche (anch'esse classificabili in funzione del chimismo; tab. 2.4) dipendono dai molteplici fattori responsabili dei processi che le hanno trasformate e dalle caratteristiche delle rocce originarie. Per effetto del metamorfismo tettonico, per esempio, uno stesso materiale può dare luogo a rocce metamorfiche diverse a seconda della profondità. Una roccia argillosa da origine, a scarsa profondità, ad una fillade, più in basso ad un micascisto e dove la

temperatura raggiunge limiti vicino alla fusione, produce un paragneiss. Alcune rocce con aspetto di granito, diorite o di altre rocce eruttive, derivano da materiali ultrametamorfosati a grandi profondità, senza mai raggiungere la fusione.

	grado metamorfico	Struttura (scistosità)	minerali prevalenti	chimismo	roccia di origine
quarzite	variabile	massiccia o poco scistosa	quarzo (mica, feldspato, minerali pesanti,...)	acido, neutro	arenarie
fillade	basso	molto scistosa, scistosa piegata	quarzo, mica, cloriti (albite, apatite,...)	acido, neutro	argilliti
micascisto	medio	molto scistosa, scistosa piegata	quarzo, muscovite, biotite (clorite,...)	neutro	argilliti, marne
gneiss	medio, alto	massiccia o occhiadinica	feldspato, mica (epidoto, apatite,...)	neutro	argilliti, graniti,...
prasinite	medio	massiccia o poco scistosa	clorite, attinolite, albite, epidoto (quarzo,...)	basico	scisti
serpentinite	basso	massiccia	serpentino, magnetite (crisotilo, talco, clorite,...)	ultrabasico	rocce basiche
anfibolite	medio	poco scistosa, occhiadinica	anfibolo, plagioclasti (quarzo, epidoto,...)	basico	plutoniti, vulcaniti
granuliti	alto	massiccia	ortoclasio, plagioclasio, quarzo, granato	variabile	varie
eclogiti	basso, medio	massiccia	onfacite, granato, quarzo (orneblenda,...)	basico	plutonici, vulcaniti
calcescisto	basso, medio	molto scistosa, scistosa piegata	calcite, mica, clorite, quarzo (epidoto,...)	neutro, basico	argilliti, marne,...
marmo	basso, medio	massiccia	calcite (grafite, pirite, ilmenite)	calcareo, basico	calcari
calcefiro	medio, alto	massiccia	calcite, wollastonite, granato, plagioclasio,...	calcareo, basico	calcari, marne,...

Tab. 2.4 - Caratteristiche di alcune rocce metamorfiche. Fra parentesi sono indicati i minerali accessori. La descrizione delle rocce di origine ed il chimismo sono molto sommarie e soffrono dei limiti imposti dagli spazi limitati dello schema.

SCHEDA 2.4 - Gli atolli

Le scogliere coralline, tipiche dei mari tropicali e subtropicali, sono dovute all'accrescimento di organismi (soprattutto *Madreporarii*, gruppo degli Antozoi, una classe dei Celenterati) muniti di una sorta di scheletro calcareo e che vivono formando colonie in acque la cui temperatura non scende mai sotto i 18 °C. Le colonie madreporiche si sviluppano su fondi rocciosi a bassa profondità e prediligono le acque limpide a salinità normale. Si distinguono scogliere, barriere e isole madreporiche:

- le **scogliere** sono dovute a banchi madreporici che si formano in prossimità delle coste;
- le **barriere** sono formazioni più estese, sviluppate parallelamente alle coste e separate da queste da una fascia lagunare; la più estesa è la *Grande Barriera* che per migliaia di chilometri circonda le coste dell'Australia verso Nord - Est;
- le **isole madreporiche**, abbondanti nell'arcipelago della Polinesia, hanno forma circolare con laguna centrale che comunica con il mare aperto per mezzo di interruzioni; queste caratteristiche formazioni vengono anche denominate **atolli**.



Isola di Maupiti (oceano Pacifico - Polinesia).

L'origine degli atolli venne studiata da Charles DARWIN (1809 - 1882) che formulò una teoria secondo la quale essi si formerebbero intorno ad isole vulcaniche soggette a bradisismo discendente (**fig. 2.24**). La maggior parte delle madrepori vive soltanto fino alla profondità di circa 50 m, per cui, man mano che l'isola affonda, gli strati più bassi della formazione madreporica muoiono, mentre le colonie si accrescono nella porzione superiore. L'anello dell'atollo corrisponderebbe quindi al perimetro dell'isola vulcanica iniziale. In seguito si osservò che non sempre le isole madreporiche presentano segni di sprofondamento.

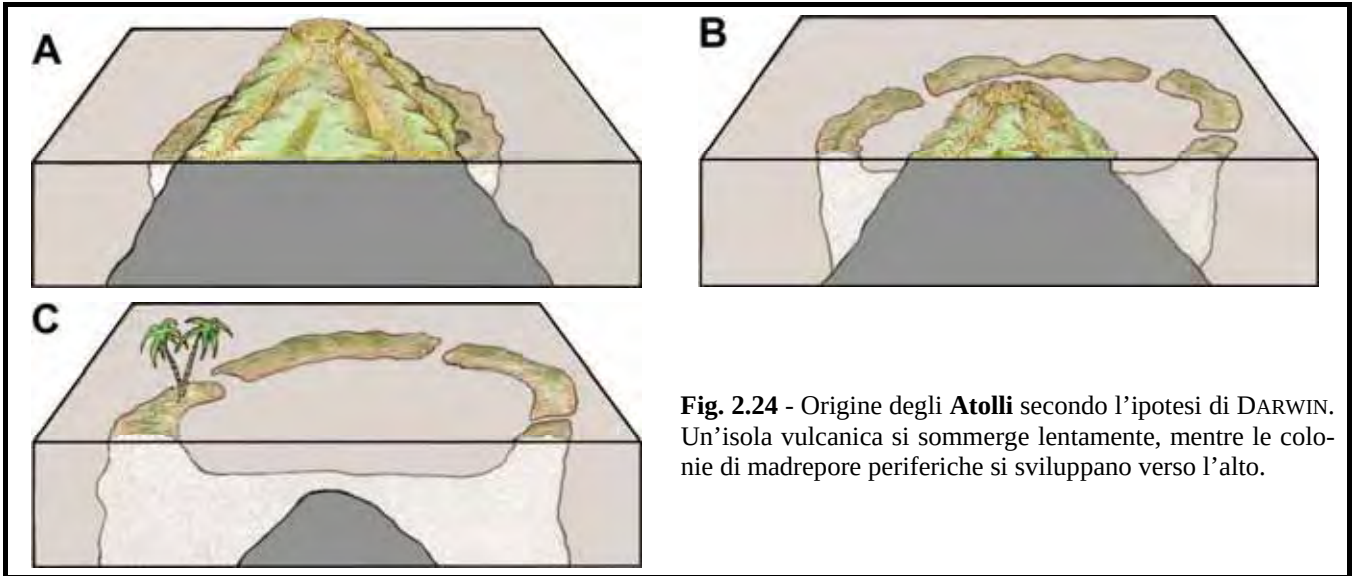


Fig. 2.24 - Origine degli **Atolli** secondo l'ipotesi di DARWIN. Un'isola vulcanica si sommerge lentamente, mentre le colonie di madrepore periferiche si sviluppano verso l'alto.

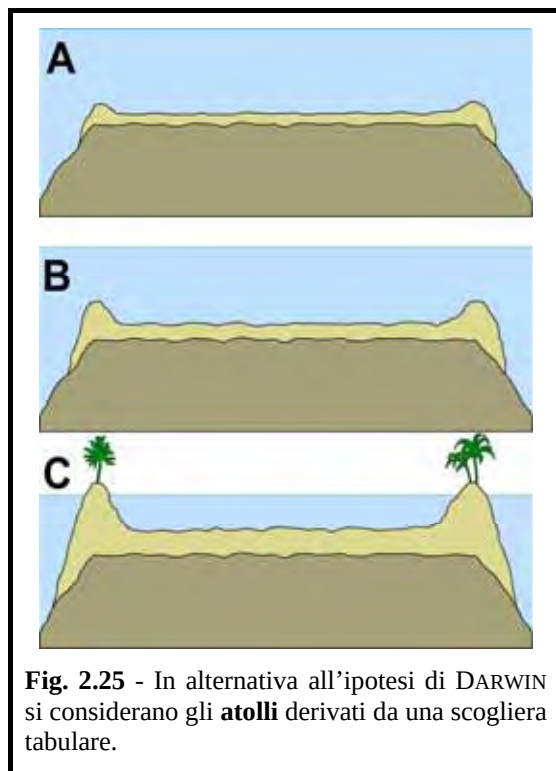


Fig. 2.25 - In alternativa all'ipotesi di DARWIN si considerano gli **atolli** derivati da una scogliera tabulare.

Altri studiosi proposero un'altra teoria, secondo la quale l'anello madreporico si formerebbe a causa del minore sviluppo delle colonie nelle parti interne della scogliera iniziale, ove le acque meno rinnovate offrono condizioni ambientali meno favorevoli (**fig. 2.25**). Oggi si attribuisce la configurazione degli atolli, piuttosto che ad un approfondimento di un'isola, ad un innalzamento del livello marino successivo ad un periodo glaciale.

L'accrescimento delle formazioni madreporiche si svolge con notevole rapidità, con una media di alcuni centimetri all'anno (fino a $20 \div 30$ cm). Un esempio è stato osservato nello stretto di Torres, fra la costa settentrionale dell'Australia e l'isola di Banks; alla fine del secolo XVIII, quando fu scoperto, era navigabile; 150 anni dopo era invece completamente ostruito dalle formazioni madreporiche.

Le Dolomiti sono così denominate per la loro costituzione litologica in cui predomina la dolomia. Esse sorgono tra le Alpi Noriche e quelle Carniche, formando un poderoso e vasto contrafforte, avanzando verso Sud/Ovest a dividere il Trentino - Alto Adige dalla Venezia Euganea. Culminano nel gruppo della Marmolada (3.342 m s.l.m.). La dolomia è una roccia in cui domina il minerale *dolomite*, un carbonato doppio di calcio e magnesio: $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Tali rocce sono di antica formazione organogena: derivano da materiali molti dei quali, un tempo, costituivano vere e proprie scogliere analoghe a quelle sopra descritte e quindi formate in ambiente marino. Come è possibile che oggi costituiscano parte delle più belle montagne delle Alpi? È una domanda alla quale si tenterà di dare una risposta con il prossimo capitolo.

3 - I MOVIMENTI DELLA CROSTA TERRESTRE

I fenomeni della disgregazione e dell'alterazione comportano la demolizione (disfacimento) delle alture e la formazione di detriti; questi vengono trasportati e depositati nelle depressioni che vengono così colmate. Ciò comporta una continua evoluzione del paesaggio; ma occorre considerare altri fenomeni quali, per esempio, il vulcanesimo, responsabile talvolta della costruzione di complessi edifici vulcanici oppure, in seguito a violente esplosioni, della distruzione di imponenti montagne. Nei tempi geologici la topografia della crosta terrestre cambia più o meno profondamente. I segni sono facilmente visibili quando si dispone di riferimenti quali, per esempio, il livello marino. In altre situazioni è possibile ricostruire i processi di cambiamento attraverso l'analisi dei caratteri geometrici, fisici e paleontologici dei materiali della crosta. Lo studio dei movimenti della crosta terrestre fa riferimento alle acquisizioni scientifiche delle Scienze della Terra, richiede buone conoscenze delle discipline fisiche e chimiche, capacità di visione tridimensionale dei fenomeni naturali e di analisi di sintesi. Occorre immaginare ciò che non potrà essere visto sperimentalmente.

Con lo studio delle onde sismiche si sono individuate zone di diversa densità (nucleo, mantello e crosta) cercando di intuirne la composizione. Importanti riferimenti derivano dallo studio degli ambienti del passato e della vulcanologia. Si è cercato di dare un'interpretazione alle manifestazioni che coinvolgono la crosta superficiale sulla base di modelli relativi ad insiemi complessi di fenomeni che avvengono in zone profonde della Terra. Con l'analisi delle cause dei movimenti della crosta cercheremo di comprendere il funzionamento di questa complessa macchina che è il pianeta sul quale viviamo per tempi che sono infinitamente brevi rispetto a quelli dei processi naturali oggetto delle nostre attenzioni.

3.1 - Movimenti verticali

Nella baia di Douarnenez, presso la costa della Bretagna Sud - occidentale (Francia), si trovano, a ~ 6 m sotto il livello marino, le rovine della città romana di Ys, invasa dal mare nel V secolo dopo Cristo. Nel golfo di Fos (tra Marsiglia e le foci del Rodano) si trovano le rovine di un'altra città romana sotto il livello del mare, a due chilometri di distanza dalla costa attuale. In Olanda e nelle Fiandre l'uomo deve continuamente difendersi dall'invasione del mare.

Baia (presso Pozzuoli) era un antico porto romano, oggi completamente sotto l'acqua. Nella stessa area geografica si trova il Serapeo di Pozzuoli (tempio romano di Giove Serapide), costruito sulla terra ferma, del quale rimangono tre colonne del pronaos (**fig. 3.1**); esse sono "perforate" dai litodomi (Molluschi) in una fascia fra le altezze 2,9 m e 3,5 m dalle basi; essa rimase sommersa nel periodo compreso tra la metà del III secolo e la metà di quello successivo; la parte sottostante non appare "rovinata" dai molluschi in quanto protetta dalle macerie del tempio. Un movimento contrario si verificò a partire dal XVI secolo facendo riemergere i ruderi e rendendone possibile lo studio. Successivamente iniziò una nuova sommersione. Questo fenomeno è stato definito **bradisismo**, cioè un terremoto lento e duraturo, ma si tratta di una affermazione poco corretta in quanto i terremoti, per definizione, sono eventi di natura del tutto diversa; in questo caso è più corretto parlare di **movimenti epirogenetici**, ossia di *spostamento verticale delle masse*.

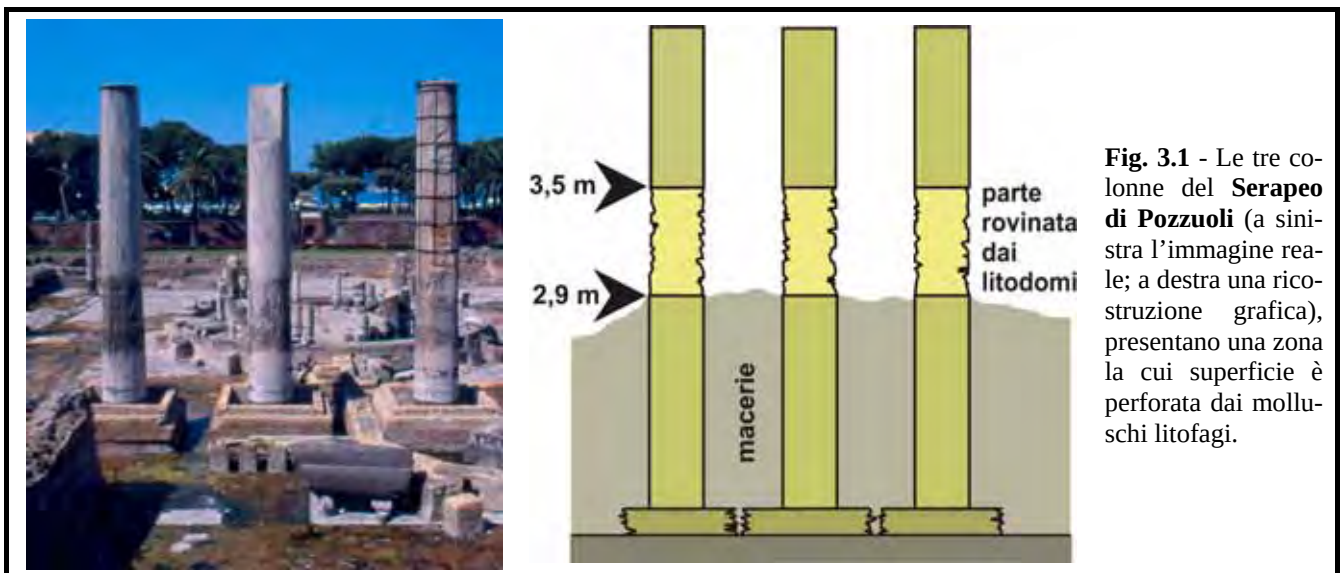


Fig. 3.1 - Le tre colonne del **Serapeo di Pozzuoli** (a sinistra l'immagine reale; a destra una ricostruzione grafica), presentano una zona la cui superficie è perforata dai molluschi litofagi.

Parenzo è una città di origine romana sulla costa occidentale della penisola istriana. La sua basilica possiede due pavimenti, di cui uno superiore e recente sommerso durante l'alta marea ed un altro (mosaico di età romana) che è visibile tramite botole aperte su quello sovrastante, ma soltanto durante la bassa marea dalla quale è comunque ricoperto. Il vecchio pavimento della chiesa di San Nicola di Bari era, prima di una bonifica, completamente coperto da acqua dolce di origine freatica; esso fu costruito all'asciutto in epoca romana; successivamente il livello della falda si alzò quale conseguenza dell'innalzamento del livello del mare vicino. La città di Spina era un importante centro etrusco dell'Italia settentrionale sulla linea della costa adriatica e i suoi resti sono oggi conservati nel museo di Ferrara; attualmente i terreni ove un tempo sorgeva quella città di mare, si trovano all'interno, presso la laguna di Comacchio. Analogamente Adria, un tempo porto di mare, si trova oggi a ~ 20 km dal mare, nella bassa pianura veneta, a Sud di Chioggia. Aquileia, in Friuli, si trova a 12 km dalla linea di costa, mentre era precedentemente una città in riva al mare che oggi è la laguna di Grado. Nella Liguria occidentale, presso il confine con la Francia, la *Grotta dei Balzi Rossi* è opera dell'erosione marina; successivamente si verificò un abbassamento del livello del mare ed essa fu abitata prima dagli animali, di clima caldo più anticamente (resti di elefanti, ippopotami, rinoceronti) e di tipo freddo successivamente (renne, marmotte) e poi dall'uomo preistorico. Le testimonianze fossili e delle industrie umane sono conservate presso un museo adiacente alla stessa grotta. In seguito vi fu un innalzamento del mare testimoniato dalla presenza di fori di litodomi fino all'altezza di sei metri. Oggi la grotta è completamente emersa.

Non è necessario andare molto indietro nel tempo per trovare prove delle variazioni del livello marino (o movimenti verticali della crosta). L'invasione del mare delle Fiandre olandesi è un fenomeno che caratterizza anche gli ultimi secoli. Le capitanerie dei porti giapponesi (caratteristici per i fondali rocciosi) riportano chiare testimonianze di forti variazioni del livello marino, tanto che anche in periodi recenti in alcuni di quei porti molte navi non possono più entrare.

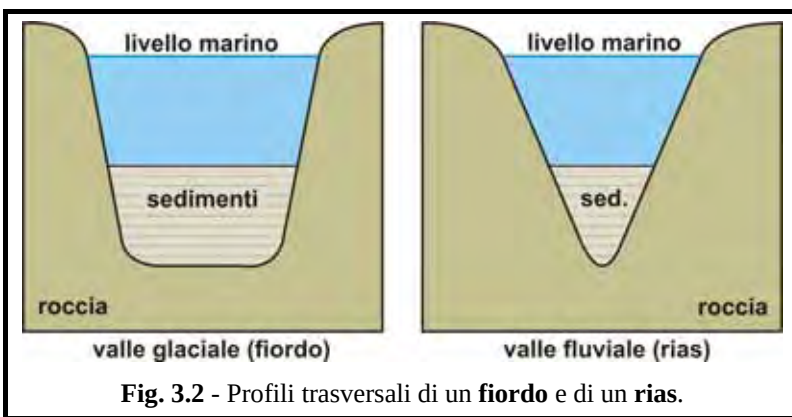


Fig. 3.2 - Profili trasversali di un **fiordo** e di un **rias**.

Altre prove di spostamenti verticali sono molto più antiche. In **fig. 3.2** sono rappresentati i profili di un **fiordo** e di un **rias**, occupati dall'acqua marina e con notevoli depositi sul fondo. In Italia troviamo i valloni di Mugia (Trieste), di Apsa, di Oviato ed il canale di Leve (Istria). Molte insenature di questo tipo sono in Dalmazia. Tali morfologie sono dovute ad agenti sub-aerei (fiumi, ghiacciai) in periodi con livello marino molto più basso; successivamente furono invase dall'acqua, diventando sede di sedimentazione nelle loro porzioni più depresse.

Talora si trovano, anche molto al di sopra del limite di alta marea, segni che testimoniano la presenza antica di acqua marina quali, per esempio, rocce perforate da litofagi e resti di organismi sessili (spugne, briozoi,...). La **panchina** è una roccia calcarea, porosa, di origine organogena marina (quaternario e pliocene superiore), molto diffusa in Italia meridionale, talvolta con potenze notevoli, centinaia di metri sopra l'attuale livello marino. Merita citare la presenza, in ambienti continentali, anche ad elevate altitudini, di resti di scogliere coralline. Sollevamenti della crosta sono segnalati, sulla terra ferma, da resti di balani (crostacei), patelle (molluschi), alghe incrostanti, litodomi,... organismi sessili tipici dell'ambiente litorale. Movimenti recenti sono testimoniati dalla presenza di resti di ostriche, anche ad alcuni metri sopra il livello marino attuale.



Esempio di rias sulla costa adriatica pugliese.

Se il livello marino si mantiene a lungo allo stesso livello, l'azione del moto ondoso forma, in corrispondenza delle coste ripide, un **solco di battigia** ($1 \div 3$ in **fig. 3.3**) le cui dimensioni dipendono, oltre che dall'ampiezza delle maree, anche da quella della fascia fra il limite superiore dei frangenti e quello inferiore del moto ondoso (fino anche a due metri di profondità). In molte zone costiere è possibile osservare uno o più solchi di battigia sollevati rispetto al livello marino attuale. A volte si osserva che il solco emerso risulta diversamente sollevato come, per esempio, presso il monte Pellegrino (Palermo). Se l'azione erosiva persiste mantenendosi lo stesso livello marino, il solco di approfondisce, si formano grotte e si verificano crolli che determinano accumuli di detriti sulla scarpata sommersa. Si formano, in questo modo, **terrazzi marini** (4 in **fig. 3.3**).

In seguito all'abbassamento del livello marino (o al sollevamento della crosta; **5 e 6** in **fig. 3.3**), si osservano successioni di gradoni sulle pendici che si affacciano al mare; a ciascuno di essi si può attribuire un periodo di relativa stabilità del livello marino (cioè il tempo necessario per la formazione di un terrazzo). La Calabria, nel Quaternario (a partire da oltre 1,5 milioni di anni fa), si è sollevata di centinaia di metri ed in certe zone sono osservabili successioni di terrazzi marini dei quali quelli a minore altitudine sono scavati quasi interamente nel materiale detritico dovuto alla formazione di quelli superiori. I terrazzi disposti a maggiore altitudine sono prevalentemente scavati in roccia o in deboli coperture sedimentarie. Diversamente da quanto espresso dai principi generali della stratigrafia, il terrazzo più antico si trova in alto e quello più recente in basso. Una evidente successione di terrazzi è osservabile nel golfo di Taranto.

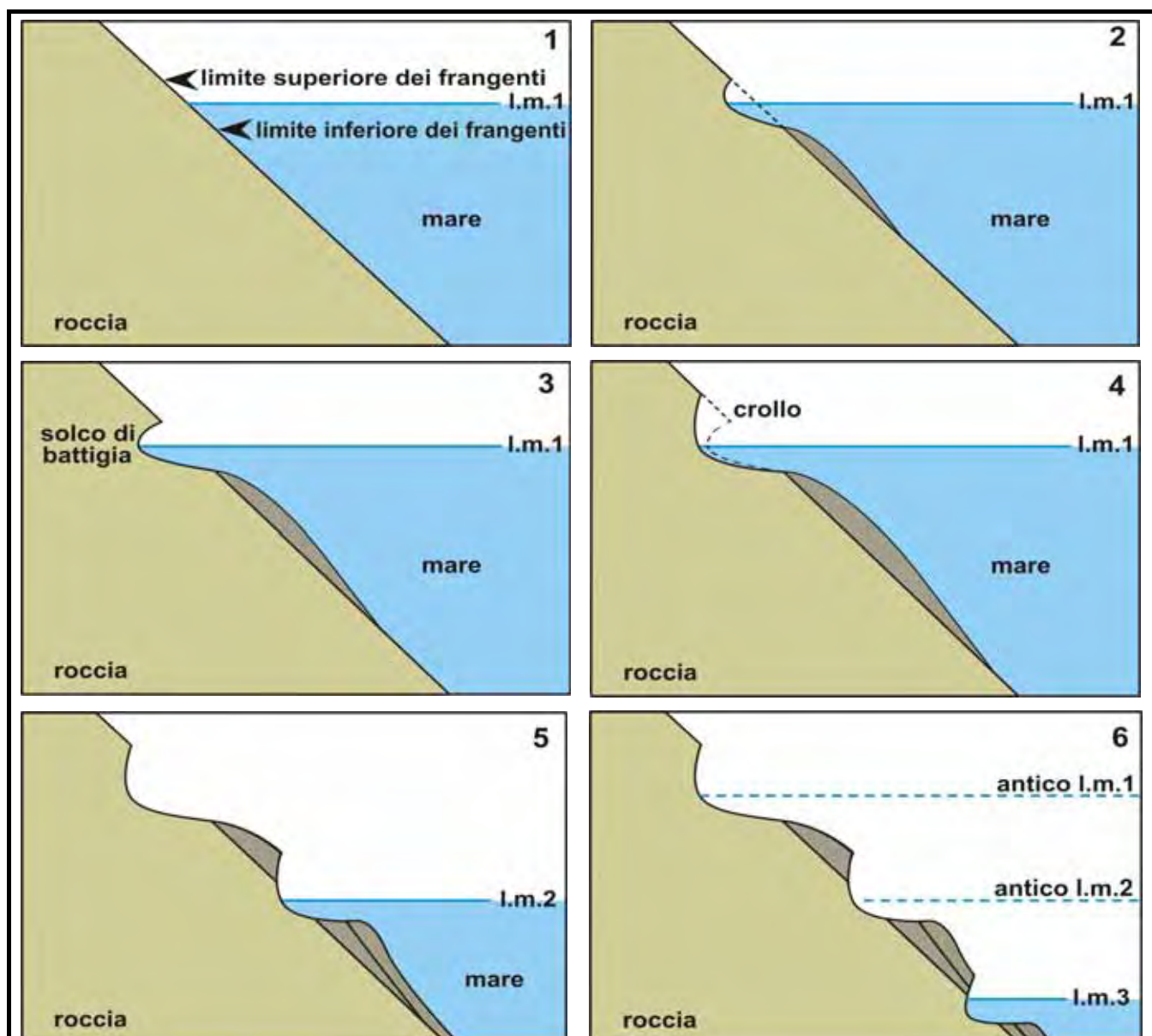


Fig. 3.3 - In corrispondenza del più antico livello marino (**l.m.1**), dove agisce l'azione erosiva del moto ondoso (**1**), si forma un **solco di battigia** (**2**), parallelo alla costa; con il passare del tempo (**3**) ed in seguito a crolli, si approfondisce con accumulo di detriti sulla scarpata sommersa (**4**) con formazione di un **terrazzo marino**. Se il livello marino si abbassa (**l.m.2**), si forma un nuovo solco dovuto all'azione di erosione sia sui sedimenti precedentemente accumulati, sia sulla roccia (**5**). L'ulteriore abbassamento del livello marino (**l.m.3**) comporta la formazione di un nuovo solco (**6**) e di un nuovo terrazzo, scavato prevalentemente sui sedimenti derivati dalla formazione dei terrazzi precedenti.

Nell'isola di Cherso (Croazia) si trovano, lungo il profilo della costa, golfi con forma sub-circolare. Verso l'interno si trovano un laghetto d'acqua salata e poi una depressione asciutta (**fig. 3.4**). Sono depressioni di origine carsica (*doline*) e quindi formate in ambiente continentale. L'innalzamento del livello marino ha consentito l'invasione totale di quelle più basse (i golfi), parziale di quella intermedia (lago salato), ma ha risparmiato quella più alta (dolina asciutta).



Fig. 3.4 - Successione di antiche doline dal mare (totalmente invase dall'acqua salata) verso l'interno (parzialmente invase ed asciutte).

La **fig. 3.5** illustra una situazione in cui la costa è formata da materiale permeabile ed imbevuto d'acqua dolce in alto e marina in basso. L'acqua dolce scende e preme su quella marina; fra le due il *livello di base* sale verso la linea di costa, dove si trovano polle d'acqua sorgiva. Se il livello marino cambiasse, il livello di base si adatterebbe alla nuova situazione e le sorgenti continuerebbero a sgorgare in corrispondenza dello stesso livello del mare. Se la costa è costituita da calcari si determinerebbe una situazione diversa. In seguito ai fenomeni carsici l'acqua piovana filtra attraverso fratture che vengono allargate (per azione chimica) con formazione di un *reticolo carsico*. Il calcare diventa un materiale percorso da "condotte forzate", veri e propri tubi che portano l'acqua in basso sotto pressione e dove il livello di base assume un andamento simile a quello illustrato in **fig. 3.6** e dove, al di sotto di esso, non è presente acqua marina in quanto il calcare, se

non sottoposto all'azione carsica, non è permeabile. Se il livello del mare si abbassasse, i fenomeni carsici prenderebbero nuovo vigore ed una nuova porzione di calcare sottostante verrebbe incarsita adeguando così il livello di base. Se il livello marino si alzasse (da **l.m.1** ad **l.m.2** in **fig. 3.6**) si alzerebbe anche il livello di base, ma intanto, diversamente dalla situazione illustrata con la **fig. 3.5**, a causa della presenza di quelle "condotte in pressione", nel tempo, più lungo, impiegato per l'adeguamento del nuovo livello di base, continuerebbero a sgorgare le vecchie polle sorgive sotto il livello marino. Pertanto le sorgenti d'acqua dolce sotto il livello del mare testimoniano un cambiamento verticale relativamente recente. Polle d'acqua dolce sono presenti in Puglia, nel golfo di Taranto, nella Dalmazia e nella Sicilia settentrionale.

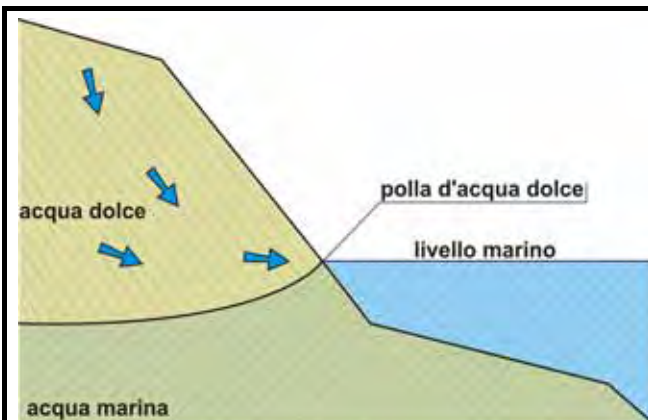


Fig. 3.5 - Polla d'acqua dolce in corrispondenza del livello marino.

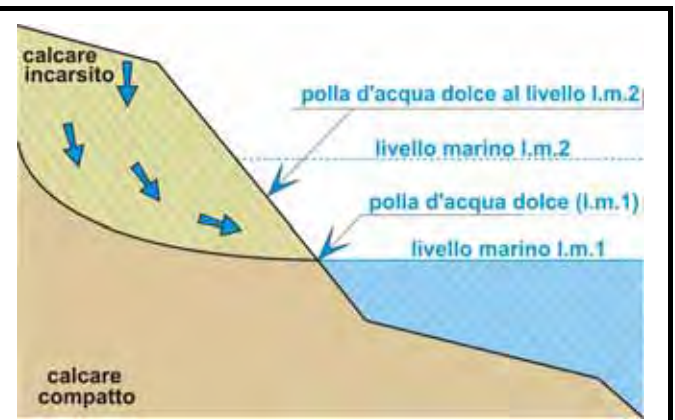


Fig. 3.6 - Polle d'acqua dolce in corrispondenza del livello marino (**l.m.1**) e sotto il livello marino (**l.m.2**) in seguito a suo innalzamento.

Lo studio dei solchi sui fondali dell'alto Adriatico (**fig. 3.7**) in prosecuzione diretta degli attuali fiumi padano - veneti ha confermato che, durante la glaciazione wurmiana (finita circa 15.000 anni fa), la pianura Padana era molto più estesa, a causa di un forte abbassamento del livello marino. Queste morfologie sono conosciute anche nel Tirreno (golfo di Genova), nel Mare del Nord, nel golfo della California,...

I fiumi depositano, alla foce in mare, cospicui materiali costituenti i *delta*. Tali sedimenti si accumulano nel mare sotto forma di scarpate detritiche (**1** in **fig. 3.8**). Se il livello marino si abbassa il fiume erode (incidendoli) i suoi stessi precedenti depositi, formando un nuovo sistema deltizio (**2** in **fig. 3.8**). Parte dei materiali detritici trasportati al mare sono coinvolti dal gioco delle correnti e dal moto ondoso e si possono accumulare sotto forma di *cordoni litorali* paralleli alla costa. Contemporaneamente il vento può spostare materiali detritici fini con conseguente formazione di *dune*. Se il livello marino scende, tali morfologie vengono sottoposte ad erosione; se invece esso sale antichi delta, cordoni litorali e dune, forme tipiche degli ambienti di transizione, possono trovarsi completamente sommersi (come si verifica al largo del delta del Mississippi) e quindi conservati e osservabili.

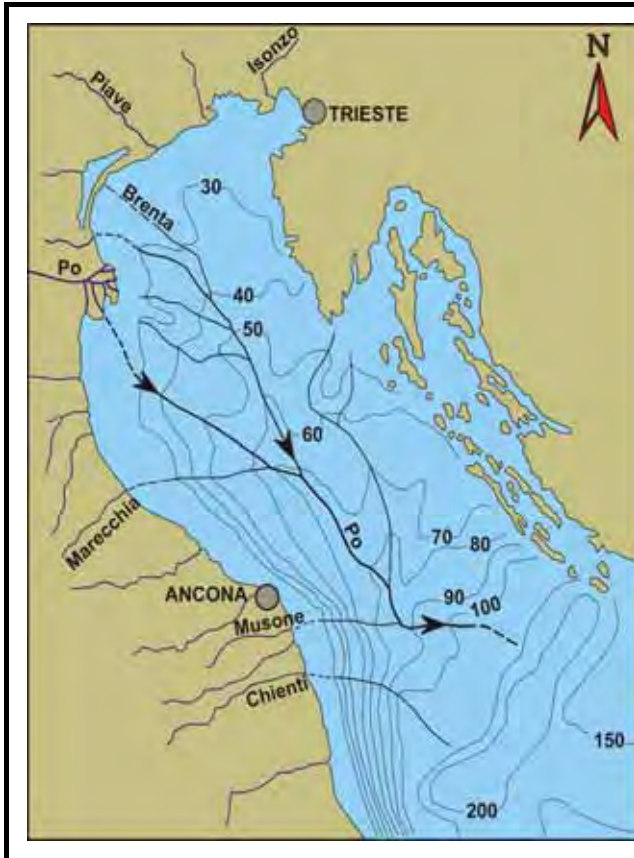


Fig. 3.7 - Studiando le isobate (linee congiungenti punti di uguale profondità) dell'Adriatico, è stato ricostruito il corso dei fiumi sull'antica pianura Padana che si estendevano fino a Sud di Ancona durante l'ultima glaciazione (Wurm).

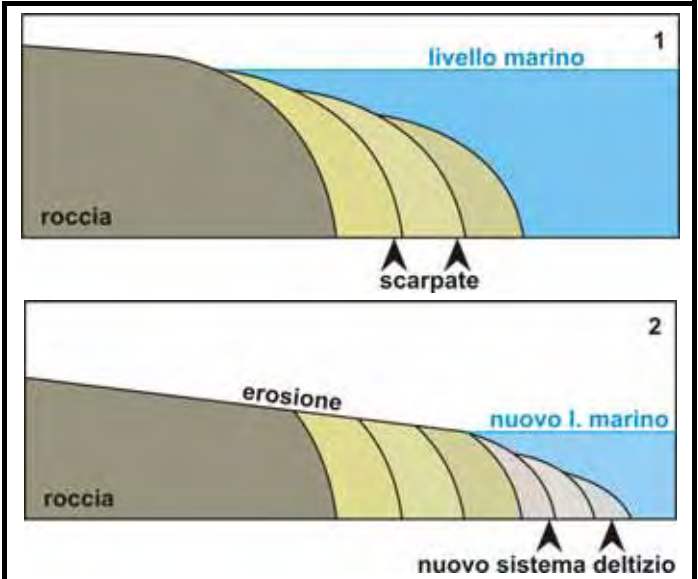


Fig. 3.8 - I delta sono accumuli di sedimenti presso la foce dei fiumi in mare (1). Se il livello marino scende (2) si forma un nuovo sistema deltizio mentre quello precedente viene sottoposto ad erosione.

Un'altra prova dell'esistenza dei movimenti verticali della crosta è fornita dai fenomeni di *cattura fluviale* causati da sollevamenti parziali di aree continentali più o meno vaste. L'orografia attuale delle due americhe è relativamente recente; un maggiore sollevamento delle loro porzioni occidentali ha determinato lo spostamento dello spartiacque verso Ovest e cattura da parte del versante atlantico di acque che, prima, giungevano nel Pacifico. L'emissario del lago d'Orta (Piemonte) scarica a Nord invece che a Sud come si verifica per tutti gli altri laghi prealpini (Garda, Maggiore, Como,...); forse anticamente anche il lago d'Orta scaricava a Sud; successivamente un sollevamento differenziato ha innalzato maggiormente la porzione meridionale determinando quell'inversione che oggi osserviamo.

In una pubblicazione scientifica pubblicata nel 1961 era illustrata una *carta delle isocinetiche* del territorio padano orientale (Polesine); allora si riteneva importante comprendere le ragioni della facile esondabilità del fiume Po o della possibile invasione del mare. Quella carta è una base topografica sulla quale furono disegnate linee congiungenti punti di uguale abbassamento. Si constatò che i valori maggiori erano pari a ~ 30 cm/anno e ciò a causa dell'estrazione dal sottosuolo del gas metano.

La scudo scandinavo si sta inarcando; mentre la zona del golfo di Botnia si sta sollevando (1 cm/anno); le porzioni periferiche sono praticamente ferme e quelle marginali (Danimarca) si stanno addirittura abbassando (seppure lievemente).

Il livello marino dell'Adriatico si solleva alla velocità media di 0,15 cm/anno contro il valore medio mondiale di 0,11 cm/anno.

Nei Carpazi le aree più elevate sono in fase di sollevamento, viceversa per le bassure circostanti.

Gli spostamenti verticali sono dimostrati anche con prove biologiche. Gli insetti cavernicoli sono caratterizzati da fenomeni di regressione per il particolare tipo di ambiente che frequentano (diminuzione o annullamento della vista, regressione o perdita delle ali, potenziamento di altri sensi,...); essi si sono talmente specializzati all'ambiente ipogeo da avere scarse o nulle possibilità di sopravvivenza,



Fig. 3.9 - Nelle grotte del Gargano e della Dalmazia vivono coleotteri molto simili. Ciò dimostra che forse un tempo non esisteva il mare che attualmente isola le due popolazioni.

anche per poco tempo, fuori da quell'ambiente. I coleotteri cavernicoli della Dalmazia sono quasi identici a quelli del Gargano (**fig. 3.9**), segno che solo recentemente le due faune sono state separate dal mare, in quanto tali animali non possono valicare una così ampia distesa d'acqua, non possono entrare e sopravvivere nelle navi o spostarsi lungo la costa compiendo il periplo dell'Adriatico (per zone troppo ampie non vi sono grotte). Quindi un tempo (non troppo remoto e non più antico del pliocene; 4 milioni di anni fa) il mare non esisteva e dovevano esserci delle grotte da permettere a quegli animali di effettuare delle tappe nelle loro migrazioni.

Le bioerme (es. scogliere coralline) si formano in condizioni particolari, non oltre i $60 \div 100$ m di profondità, mentre esistono scogliere potenti centinaia di metri. Ciò prova un innalzamento del livello marino (o un abbassamento del fondale) costante e duraturo nel tempo. Questo fenomeno è analogo a quello all'origine della formazione di sedimenti neritici (di facies marina poco profonda) potenti anche $10 \div 15$ km, cioè accumuli di detriti in corrispondenza di **geosinclinali**, fasce della crosta sottoposte a sprofondamento e dove il livello del mare sovrastante risulta più o meno costante (inferiore a 200 m) in quanto la velocità di abbassamento del fondo della depressione è più o meno uguale a quella di accumulo dei sedimenti.

Talvolta si rinvencono, in aree continentali, sedimenti di ambienti marini. Per esempio, in Sicilia si trovano depositi del cretaceo la cui origine è attribuibile all'antico mare Tirrenide. Analogamente nelle Marche sono presenti ciottoli di granito e di scisti cristallini in conglomerati di origine marina derivati dall'antico mare Adriatide (miocene; 20 milioni di anni fa).

3.2 - Cause dei movimenti verticali

Le osservazioni e le descrizioni dei fenomeni sono meno difficili del tentativo di individuarne le cause, soprattutto quando queste sono "nascoste" nelle profondità della Terra. Talvolta si formulano teorie che spiegano solo in parte i fenomeni, oppure sono il risultato di brillanti idee, ma che non hanno il supporto di verifiche sperimentali o della coerenza con altre teorie nell'ambito della ricerca di un modello di funzionamento del pianeta. È una materia difficile e controversa; per esempio quando si parla di variazioni del livello marino, come facciamo ad essere sicuri che invece non si tratti di movimenti della crosta che si innalza o si abbassa? L'insieme dei fenomeni che sono all'origine e conseguenza delle variazioni del livello del mare viene denominato **eustatismo generale**.

I mari e gli oceani, nel loro insieme, costituiscono una sorta di gigantesca vasca il cui livello dell'acqua si modifica sia per le variazioni delle dimensioni della vasca stessa (se, per esempio, diminuisce la superficie di base, mantenendosi il volume, il livello deve alzarsi), sia per aggiunte o sottrazioni di acqua. I sedimenti che si accumulano sui fondali marini, la formazione di montagne vulcaniche sul fondo dei mari sottraggono volume ai mari che quindi devono innalzarsi. L'accentuarsi delle depressioni delle geosinclinali (ma quali sono le cause di tali sprofondamenti?) se non sono colmate da sedimenti, determinano diminuzioni del livello marino. Cambiamenti climatici possono modificare i volumi nel ciclo dell'acqua; se aumentasse il volume del ghiaccio (durante una glaciazione), diminuirebbe quello dei mari con conseguente diminuzione del livello marino. Viceversa, durante le fasi di clima caldo il livello marino si alzerebbe. Secondo molti Autori, durante le fasi glaciali del Quaternario, il livello del mare era di $150 \div 200$ m più basso dell'attuale. L'insieme dei fenomeni di variazioni di livello marino dovute alle fasi climatiche fredde viene detto **eustatismo glaciale**, che non è altro che un aspetto particolare di quello generale.

Le periodiche variazioni del livello marino dovute all'alternanza delle fasi fredde e calde del quaternario sono causa di particolari formazioni. La **fig. 3.10** illustra la formazione di una scogliera corrispondente ad un livello marino alto (**l.m.1**) durante una fase climatica calda. Nella fase successiva fredda si abbassa il livello del mare (**l.m.2**) e la scogliera viene sottoposta ad erosione, con formazione di una scarpata formata dai detriti derivanti dal disfacimento della scogliera stessa. Al termine della glaciazione le acque si alzano al nuovo **l.m.3** e si determinano le condizioni per la formazione di una nuova scogliera sui detriti di quella precedente e di una laguna sul fondo della quale si stratificano i caratteristici depositi di quell'ambiente, spesso di carattere evaporitico. Con l'avvento di una seconda glaciazione, per l'abbassamento del livello marino (**l.m.4**; non rappresentato in figura), viene distrutta anche questa scogliera e nel successivo periodo caldo (**l.m.5**) se ne forma una terza più al largo e con un bacino lagunare più ampio. Quindi si possono formare successioni di residui di scogliera ed accumuli di loro detriti in base al numero di oscillazioni delle fasi climatiche.

In linea di massima le oscillazioni dovute all'eustatismo hanno carattere planetario, in quanto anche variazioni locali della capacità di un mare o del clima comportano un assestamento del livello marino su tutto il globo. Vale la pena citare la grande trasgressione marina (il mare che avanza per innalzamento del suo livello) avvenuta nel cretaceo che, come vedremo, sembra essere in relazione con la nascita dell'oceano Atlantico.

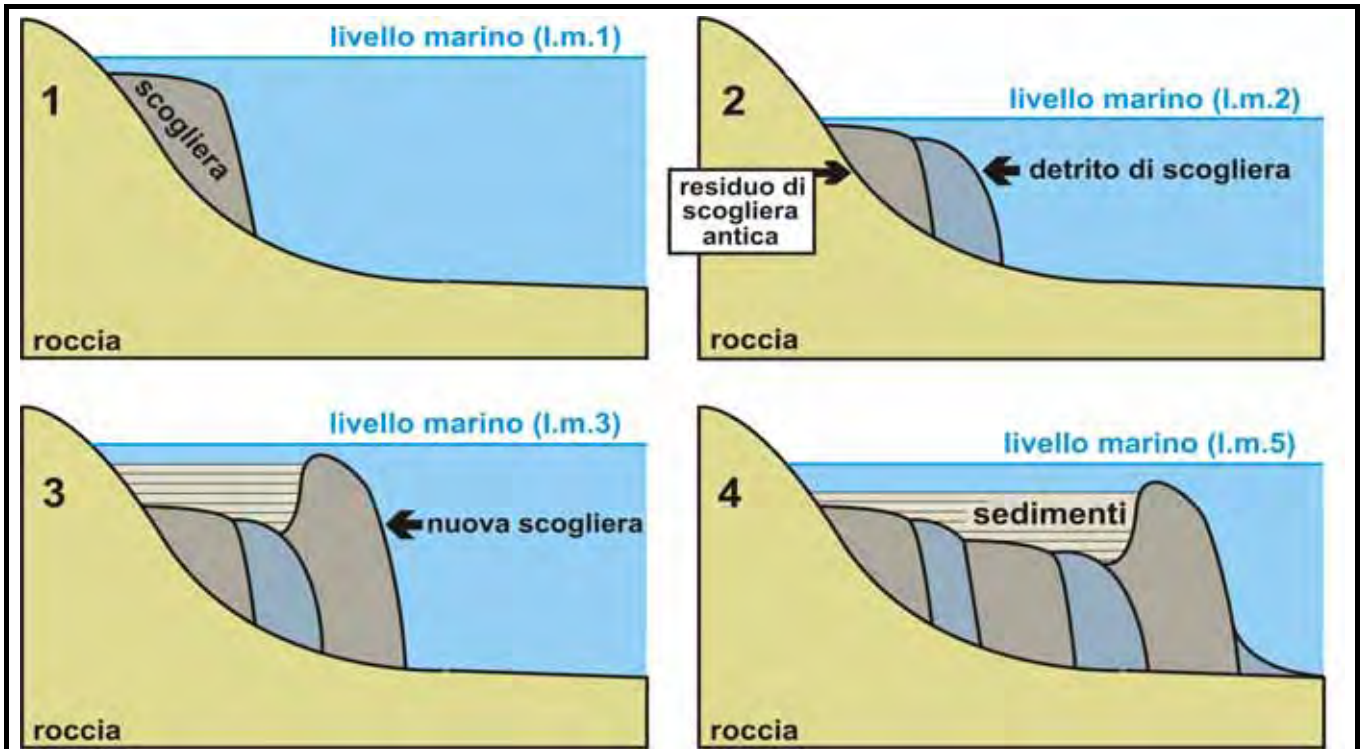


Fig. 3.10 - Formazione di una alternanza di residui di scogliere e loro detriti in seguito alla successione di fasi climatiche fredde (glaciazioni) e calde, responsabili dell'eustatismo glaciale.

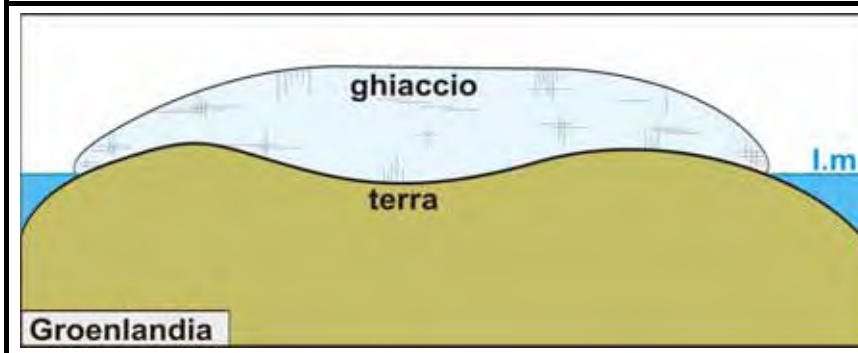


Fig. 3.11 - Schema illustrante il profilo della Groenlandia sotto il peso del ghiacciaio che la ricopre.

Una causa abbastanza chiara dei movimenti verticali è l'**isostatismo**. I movimenti di sollevamento dello scudo scandinavo, ai quali abbiamo sopra accennato, sono probabilmente di questa origine. Consideriamo, come esempio, la Groenlandia, un'isola attualmente occupata da una grande massa di ghiaccio il cui volume complessivo è pari a $\sim 2,5 \cdot 10^6 \text{ km}^3$, con spessore medio superiore a 2 km ed appoggiata su materiale roccioso che presenta, al centro, una accentuata depressione (**fig. 3.11**). Interessante è osservare che se tutto quel ghiaccio si sciogliesse, il livello marino, in tutto il globo, si alzerebbe di oltre 6 metri. Il maggior spessore al centro del ghiacciaio della Groenlandia determina un peso tale da determinare un più accentuato sprofondamento isostatico della crosta al centro dell'isola. Questa situazione è probabilmente analoga a quella che caratterizzava lo scudo scandinavo durante le grandi glaciazioni quaternarie. Con lo scioglimento dei ghiacci le porzioni di crosta maggiormente sprofondate per il carico a cui erano sottoposte, oggi si stanno innalzando (quale risposta isostatica) maggiormente rispetto alla periferia.

Una situazione per certi versi analoga è tipica delle Alpi, sottoposte ad un notevole carico isostatico durante le glaciazioni quaternarie. Un fenomeno di carattere isostatico sembra essere alla base del sollevamento dei Carpazi precedentemente descritto. Mano a mano che le montagne vengono sottoposte a disfacimento ed i detriti vengono trasportati a valle, diminuisce il carico delle rocce superficiali e la crosta, in quelle zone, risponde con un movimento isostatico verso l'alto. Viceversa le aree adiacenti "affondano" per l'aumento di carico dovuto all'accumulo di detriti trasportati dalle vicine montagne. In generale le alture, in corrispondenza delle quali la crosta presenta maggiori spessori, sono destinate sia ad abbassarsi, in quanto sottoposte a disfacimento, sia ad innalzarsi, per risposta isostatica alla diminuzione di carico litologico e/o glaciale.

Il termine **subsidenza** indica un graduale abbassamento del terreno a causa della compattazione (dovuta a pressione esercitata dai materiali superficiali su quelli sottostanti). Con un linguaggio più ortodosso bisognerebbe in realtà usare tale termine per indicare, più in generale, qualunque tipo di abbassamento verticale, sia come un aspetto particolare dell'eustatismo, sia come movimento dovuto a fenomeni di tipo *orogenetico*, dei quali avremo modo di parlare più avanti. Frequentemente, inoltre, i fenomeni di subsidenza sono connessi con innalzamenti di aree adiacenti o più o meno vicine.

Quale esempio di spostamento verticale per cause orogenetiche, consideriamo la costa occidentale della penisola istriana (**fig. 3.12**). Lungo il profilo Buie - Pola sono riportati i valori di sollevamento (+) e di abbassamento (-) che sono assai diversi nello spazio di circa 45 km. La basilica di Parenzo, precedentemente descritta, si trova nel tratto in cui si verifica l'abbassamento. L'andamento della linea, indicante gli spostamenti verticali lungo il profilo così individuato, ha l'aspetto di un'ampia piega, come se l'Istria fosse compressa, grosso modo, lungo i meridiani. Analoghe sembrano le cause degli spostamenti verticali presso Pozzuoli (dove si trova il succitato tempio di Giove Serapide; **fig. 3.1**); tuttavia, secondo alcuni Autori quei movimenti sembrano associati al vulcanesimo, cioè a fenomeni di fusione e solidificazione di magmi più o meno profondi che comportano aumenti di volume (sollevamenti) o diminuzioni (abbassamenti) in funzione delle particolari condizioni di temperatura e pressione degli ambienti magmatici.

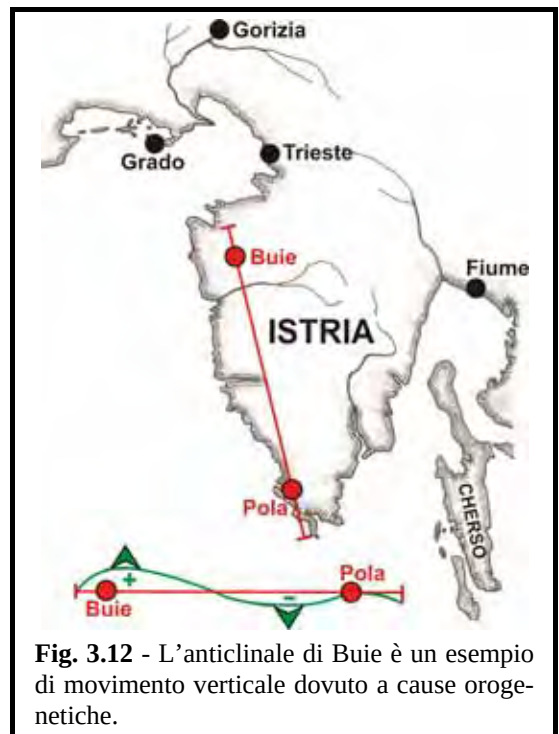


Fig. 3.12 - L'anticlinale di Buie è un esempio di movimento verticale dovuto a cause orogenetiche.

3.3 - Movimenti orizzontali

Gli strati rocciosi non si presentano sempre come successioni di materiali con **giacitura** (**fig. 3.13**) più o meno orizzontale e tanto più antichi quanto più profondi (secondo quanto suggerito dal *criterio di sovrapposizione*). L'accumulo di sedimenti porta normalmente alla formazione di depositi di potenza variabile e caratterizzati da una estensione areale che dipende dalla tipologia e dalle dimensioni dell'ambiente in cui essi si formano ed hanno quasi sempre giacitura orizzontale. Tuttavia, nel corso dei tempi geologici, avvengono movimenti, a livello della crosta, che modificano, anche profondamente, la giacitura di quei sedimenti che intanto, per processi sia diagenetici, sia metamorfici, possono subire notevoli trasformazioni fisiche e chimiche. La maggior parte dei materiali costituenti la porzione superficiale della crosta presenta una giacitura diversa da quella orizzontale (**fig. 3.14**) e ciò è importante agli effetti della morfologia della superficie terrestre; le forme dei rilievi, per esempio, sono il risultato non solo dell'intensità dei processi di disfacimento e della composizione fisica e chimica dei materiali, ma anche del modo in cui gli stessi sono disposti nello spazio tridimensionale. La **fig. 3.15** mostra come la stabilità dei versanti sia fortemente condizionata dalla giacitura degli strati rocciosi.

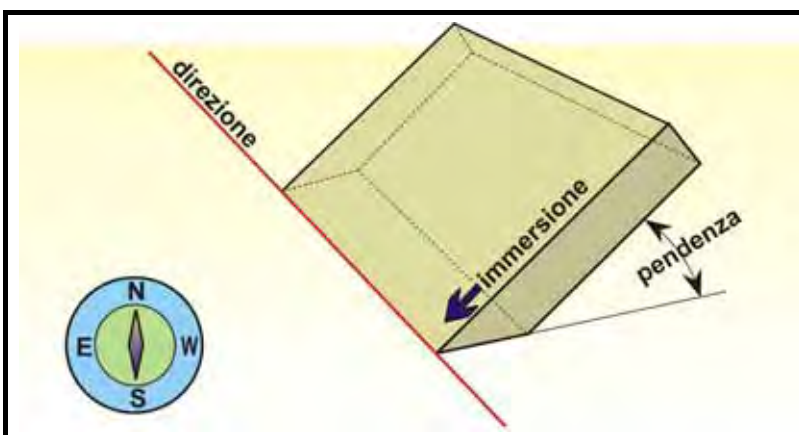


Fig. 3.13 - La **giacitura** di uno strato è descritta dalla **direzione** (l'orientamento della retta data dall'intersezione tra la superficie superiore dello strato e l'ipotetica superficie orizzontale tangente alla superficie terrestre), dalla **pendenza** (angolo di inclinazione tra le due superfici suddette) e dall'**immersione** (il verso nel quale lo strato si "immerge").



Fig. 3.14 - Sulla costa rocciosa di Riomaggiore (Liguria) si osservano strati quasi verticali di arenaria, una roccia sedimentaria formata dalla diagenesi di depositi di sabbia originariamente in posizione orizzontale.

Per spiegare come può modificarsi la pendenza di uno strato, si potrebbero ipotizzare movimenti verticali differenziati rispetto allo strato stesso. Per inclinare un tavolo si può alzarne una estremità. Ma in numerose situazioni, l'inclinazione è talmente accentuata che non sono possibili semplici movimenti verticali. Per inclinare un tavolo fino alla posizione verticale non è sufficiente alzarne una estremità, ma bisogna anche spingere. Si deve riconoscere una componente orizzontale delle forze all'origine dei movimenti della crosta terrestre. Le situazioni riscontrabili in natura sono tanto complesse che si potrebbe parlare di movimenti che avvengono un po' in tutte le direzioni. Addirittura vi sono casi in cui le pile di sedimenti sono rovesciate con gli strati più antichi che poggiano su quelli più recenti.

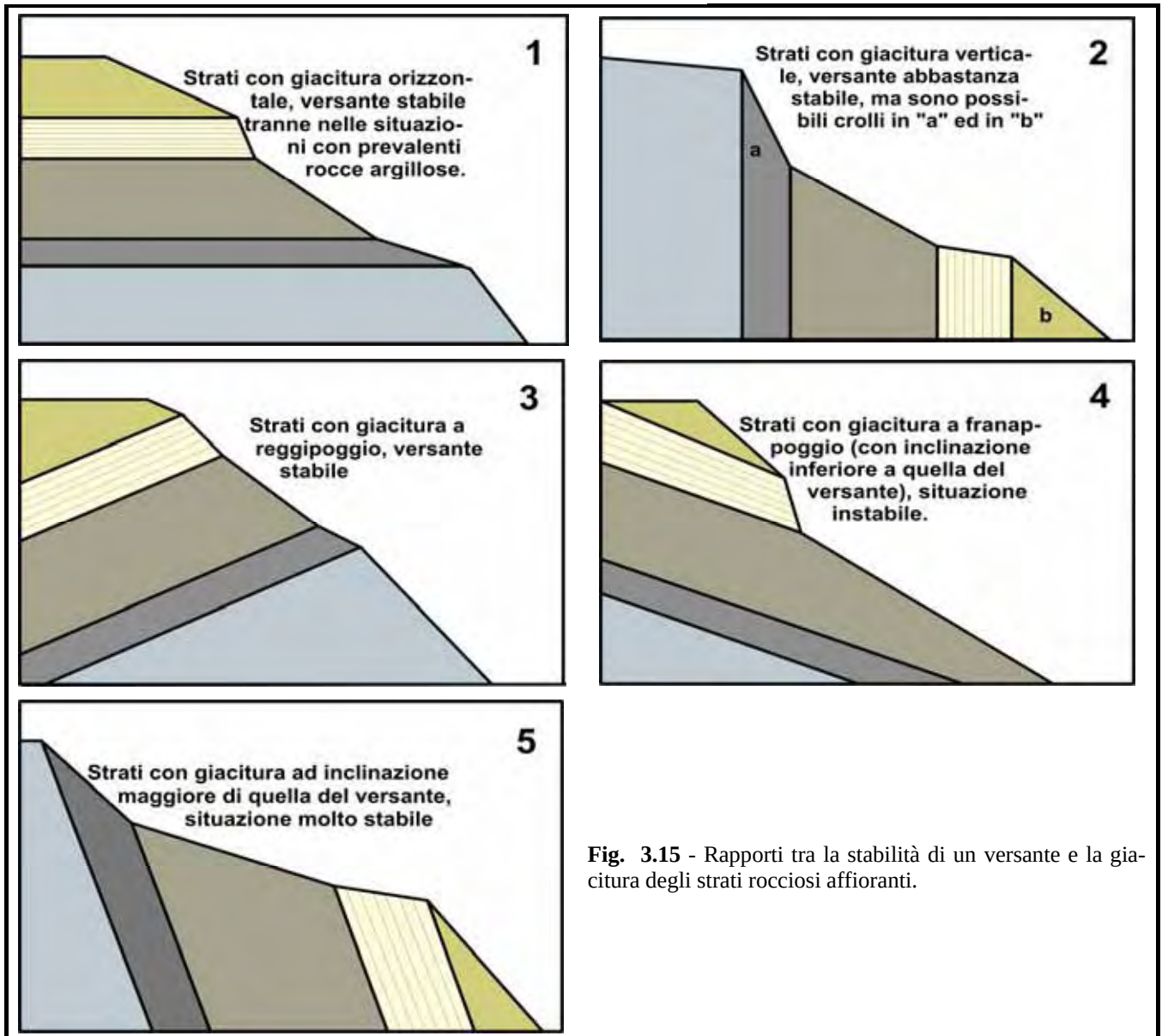


Fig. 3.15 - Rapporti tra la stabilità di un versante e la giacitura degli strati rocciosi affioranti.

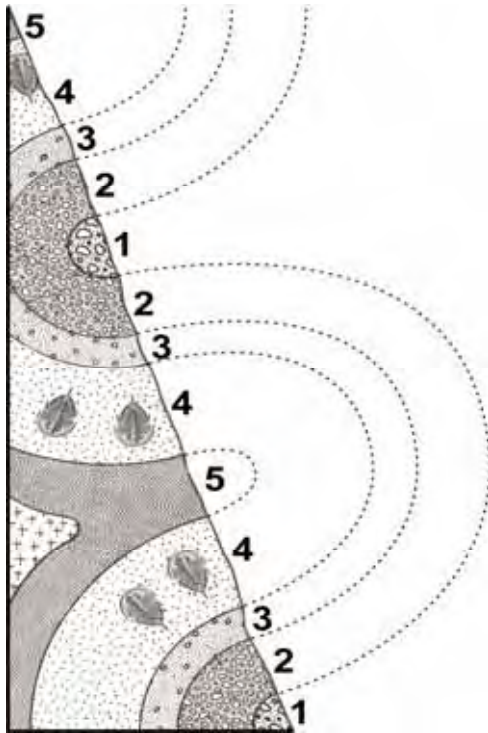


Fig. 3.16 - Successione di strati fortemente piegati. L'affioramento lungo il versante mette in evidenza pile di sedimenti cronologicamente ben stratificati (dal più antico in basso al più recente in alto; 1 ÷ 5) che si ripetono in modo analogo e rovesciato.

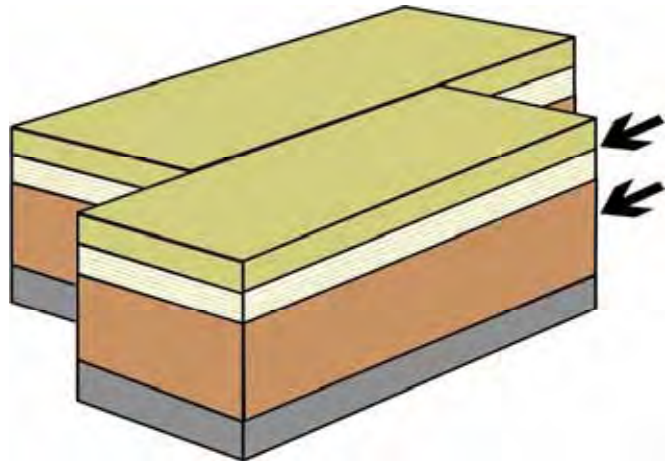


Fig. 3.17 - Immaginiamo di tagliare una zolla omogenea perpendicolarmente rispetto ad un ipotetico piano orizzontale. Si ottengono due zolle che possono scorrere una rispetto all'altra con movimenti orizzontali. La **faglia**, dal punto di vista topografico, apparirà come una linea retta.



Fig. 3.18 - La faglia di S. Andrea.

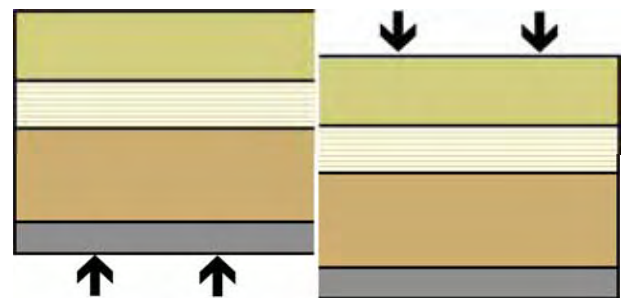


Fig. 3.19 - Faglia verticale.

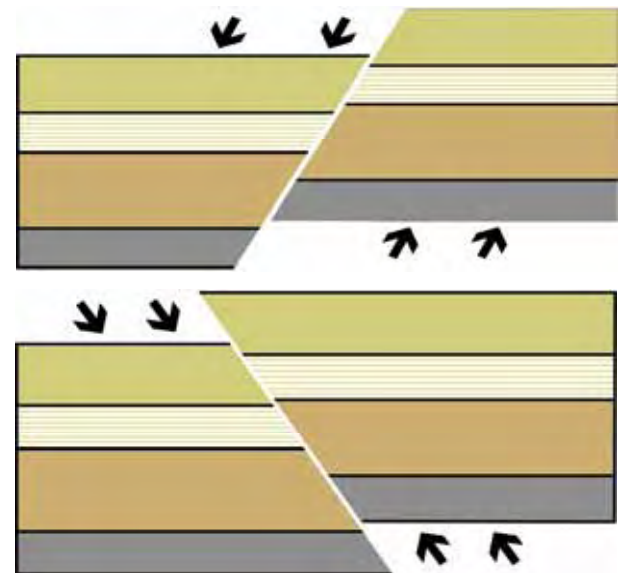


Fig. 3.20 - Faglie di distensione (in alto) e di compressione (in basso).

La **fig. 3.16** rappresenta un versante sulla cui superficie affiorano formazioni in successione cronologica "normale" (con lo strato più antico 1 in basso e quello più recente 5 in alto); ma la stessa successione si ripresenta più volte, sia con lo stesso ordine, sia rovesciato. Non conosciamo nessuna situazione (o complicate situazioni dove sia possibile una successione temporale di ambienti) nell'ambito del quale si possano formare tali serie

sedimentarie. Più semplice è ipotizzare la formazione di una “normale” pila di strati ($1 \div 5$) successivamente sottoposta a forze in grado di alterare profondamente la giacitura originaria.

La componente orizzontale delle forze che muovono la crosta terrestre può essere così spiccata da provocare fratture che separano blocchi di rocce che successivamente si muovono uno rispetto all'altro lungo la superficie di scorrimento che si è formata in corrispondenza della frattura stessa. In tal caso si ha formazione di una **faglia**; lo scorrimento reciproco ai suoi bordi (*labbra della faglia*) può portare a contatto rocce di natura e di età diverse (**fig. 3.17**). Un esempio di *faglia orizzontale* è quella di *S. Andrea* in California (**fig. 3.18**), i cui spostamenti hanno causato il terremoto di S. Francisco del 1906. I movimenti di questa faglia, attiva dal triassico, hanno comportato troncature di particolari morfologici; tagliando le porzioni terminali di alcune valli associandole a quelle adiacenti, costringendo corsi d'acqua a piegarsi notevolmente, spostando confini, ecc..



S. Francisco. Cancellata spezzata per l'azione della faglia.



Documenti storici relativi agli effetti del terremoto di S. Francisco del 1906 per l'azione della faglia di S. Andrea

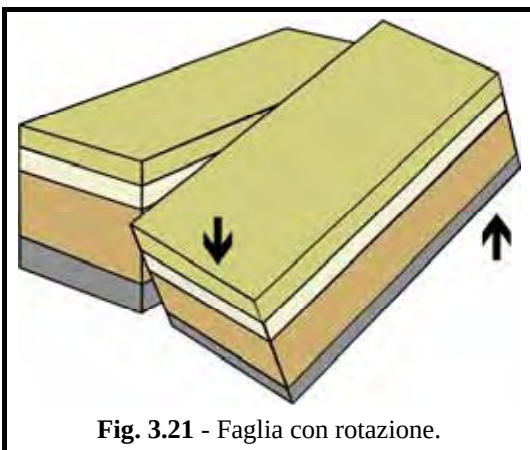


Fig. 3.21 - Faglia con rotazione.

Lo scorrimento lungo la superficie di una faglia può avvenire in diversi modi. Se la componente verticale delle forze è prevalente si parla di *faglia verticale* (**fig. 3.19**). Se sono presenti, con intensità analoghe, entrambe le componenti orizzontale e verticale, si possono avere *faglie di distensione* e di *compressione* (**fig. 3.20**). Oppure, la risultante di un insieme complesso di forze può dare origine a *faglie con rotazione* (**fig. 3.21**).

Le faglie possono comportare rilevanti conseguenze sulle attività umane. Nel campo petrolifero di Buena Vista (California) alcuni pozzi raggiungevano uno strato produttivo (rocce “impregnate” di petrolio) sotto uno strato impermeabile. In seguito al movimento di una faglia alcuni pozzi si sono “asciugati”, mentre quelli adiacenti sono rimasti attivi. L'interpretazione di questo fenomeno è illustrata dalla **fig. 3.22**; la causa è una faglia di compressione,

analoga a quella illustrata in **fig. 3.20**. Una o più faglie possono comportare movimenti della crosta tali da conferire forme particolari del paesaggio; un esempio molto evidente è dato dalle *fosse tettoniche* (**figg. 3.23**).

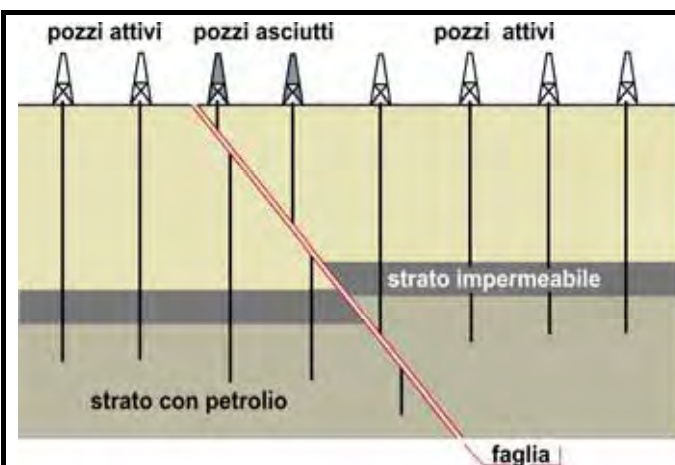


Fig. 3.22 - Una faglia di compressione determinò l'interruzione dell'attività di alcuni pozzi petroliferi nel territorio della California.

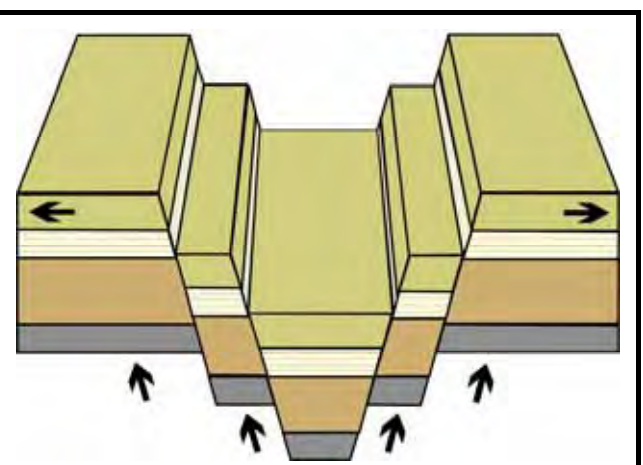


Fig. 3.23 - Un insieme di faglie, ad andamento verticale e sub-parallelo, forma blocchi che, scorrendo uno rispetto all'altro, danno origine ad una fossa tettonica.

Se le forze che agiscono non sono troppo intense, ma prolungate nel tempo e se i materiali ad esse sottoposti, non sono troppo “rigidi”, invece di fratturarsi originando faglie, subiscono modifiche della loro geometria piegandosi in vario modo. La formazione di **pieghe**, per esempio, fornisce una buona interpretazione della particolare distribuzione delle successioni di strati illustrata in **fig. 3.16**. Le pieghe, a loro volta, possono presentarsi in diversi modi. Quelle più comuni sono convesse verso l’alto (**anticlinali**) o verso il basso (**sinclinali**). A volte sono **verticali** e associate in successioni alterne regolari e parallele (**1** in **fig. 3.24**) come si verifica, per esempio, nella catena montuosa del Giura franco - svizzero. Altre volte possono essere raggruppate in modo più complesso, oppure variamente inclinate (**2** in **fig. 3.24**) fino a risultare, in casi limite, coricate l’una sull’altra (**3** in **fig. 3.24**).

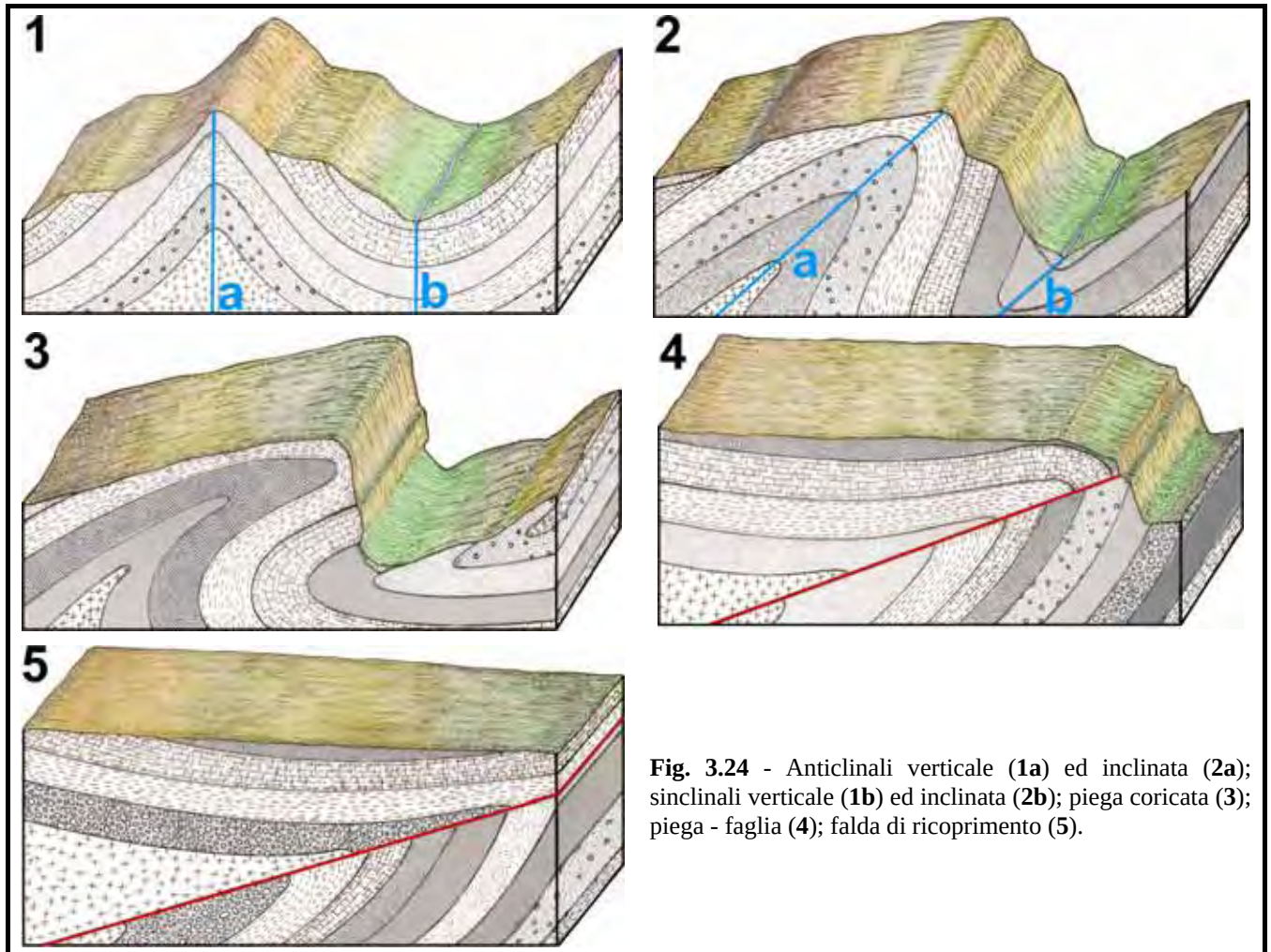


Fig. 3.24 - Anticlinali verticale (**1a**) ed inclinata (**2a**); sinclinali verticale (**1b**) ed inclinata (**2b**); piega coricata (**3**); piega - faglia (**4**); falda di ricoprimento (**5**).

La **vergenza** di una piega è la direzione verso la quale essa tende ad inclinarsi ed a coricarsi. La vergenza delle pieghe alpine, per esempio, è normalmente diretta verso l’esterno dell’arco montano; fanno eccezione le Alpi meridionali, le cui pieghe hanno prevalente vergenza a Sud. In molti casi, le pieghe sono associate a faglie come conseguenza di movimenti complessi e difficili da indagare. Le **pieghe - faglie** sono composte da una anticlinale e da una sinclinale, più o meno inclinate o rovesciate, con il fianco intermedio fagliato e con uno scorrimento reciproco delle due pieghe (**4** in **fig. 3.24**). Questa dislocazione è molto diffusa; esempi sono riscontrabili nelle Dolomiti e nell’Appennino umbro - romagnolo. Le **falde di ricoprimento** sono lembi della superficie terrestre che hanno subito un forte spostamento orizzontale (**carreggiamento**) con sovrapposizione di rocce di origine e di età molto diverse (**5** in **fig. 3.24** e **fig. 3.25**). L’ampiezza degli scorrimenti può essere addirittura superiore a 100 chilometri. Grandi falde di ricoprimento sono note nelle Alpi (**fig. 3.26**).

Faglie, pieghe, falde di ricoprimento,... sono presenti in porzioni più o meno estese di tutti i continenti ed interessano sia grandi masse di materiali, sia piccole porzioni (**fig. 3.27**). In genere, nelle loro porzioni centrali, sono riconoscibili grandi **aree a scudi** costituite da rocce antichissime, variamente corrugate e trasformate e rese più o meno pianeggianti dai processi di disfacimento che hanno agito per tempi molto lunghi. Gli scudi sono in parte coperti, affiancati o circondati da serie di rocce sedimentarie orizzontali o debolmente curvate (**piattaforme tabulari**). Un esempio è il Gran Canon del Colorado (USA), la cui incisione attraversa tutta la serie della piattaforma e, alla base, raggiunge le rocce dello scudo intensamente corrugate e metamorfosate. Gli scudi costituiscono quindi i nuclei più antichi dei continenti.

Fig. 3.25 - Falda di ricoprimento per piega coricata, nella quale l'erosione ha aperto una finestra tettonica (**F**) fra la zona di radice (**R**) ed il fronte (**T**), lasciando isolato un lembo di ricoprimento (**L**). Con **D** è indicato l'antico dorso della coltre.

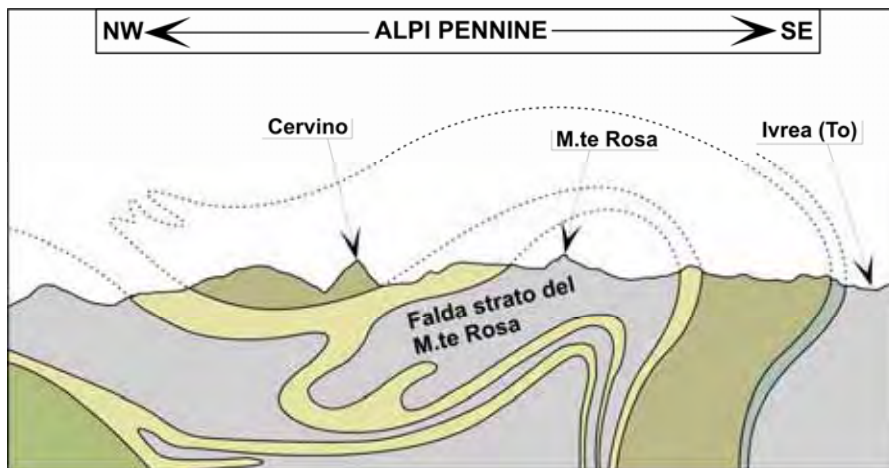
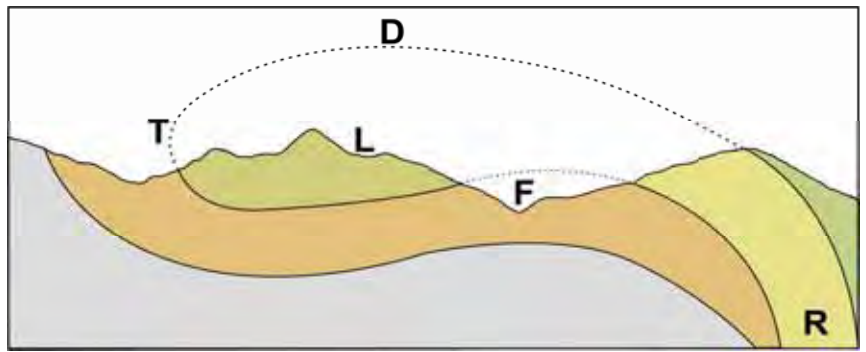


Fig. 3.26 - Le Alpi si sono formate da un grande corrugamento che ha dato luogo a imponenti falde di ricoprimento, anche sovrapposte, della lunghezza di varie decine di chilometri.

Gli **orogeni** sono fasce allungate che si trovano in genere ai margini dei continenti. Essi sono intensamente corrugati, di età più recente rispetto alle piattaforme degli scudi e costituiscono le attuali catene montuose. Essendo più recenti, non hanno ancora avuto tempo di essere demoliti dai processi di disfacimento, come invece è avvenuto nelle porzioni centrali dei continenti. Questi orogeni, in genere, si sono evoluti in zone caratteristiche della superficie terrestre, dette **geosinclinali**. Per geosinclinale si intende un'area marina, al margine di un continente, contraddistinta da un costante abbassamento del fondo (subsidenza) e da un notevole accumulo di sedimenti, a volte intercalati da rocce eruttive. I depositi che si formano nelle geosinclinali raggiungono anche i 20 km di potenza. Essi, sepolti sempre più profondamente e trascinati verso il basso, subiscono intensi corrugamenti in zone a temperatura sempre più elevata, fino a subire metamorfismi più o meno accentuati e addirittura fusione ed inglobamento nel mantello superiore. Quando il fenomeno di subsidenza si arresta, i materiali sprofondati, essendo caratterizzati da bassa densità, tendono a sollevarsi per isostasia ed a subire ulteriori corrugamenti.



Fig. 3.27 - Talvolta si osservano piccole pieghe come in questo caso, interessanti straterelli di arenaria, successivamente tagliati da una micro-faglia.

3.4 - Cause dei movimenti orizzontali

Dopo aver esaminato gli effetti dei movimenti orizzontali della crosta, si tratta di capirne le cause, tenendo anche conto che la suddivisione tra movimenti verticali ed orizzontali è una schematizzazione troppo semplice rispetto ad una realtà dove, in genere, tale distinzione è molto sfumata. Molti movimenti, sia verticali, sia orizzontali, sono determinati da cause analoghe o identiche. Pertanto in questo paragrafo si tenterà di mettere in luce l'origine delle forze interne (*agenti endogeni* o *ipogeni*) che determinano sia la formazione di pieghe e di faglie, sia certi

movimenti di innalzamento o abbassamento di porzioni della crosta. A tal fine si ritiene opportuno seguire un criterio storico nel presentare le diverse teorie nel campo della *tettonica* (scienza che studia la struttura e l'evoluzione della crosta terrestre).

Un tempo si supposeva che la Terra fosse in origine rovente e che lentamente si fosse raffreddata. La maggior parte delle sostanze si contraggono con il raffreddamento; con la diminuzione della temperatura e la conseguente contrazione della parte interna, la superficie terrestre si corrugò, come la buccia di una mela avvizzisce quando secca e si contrae. Ma ci si accorse che il ripiegamento dei materiali delle montagne come le Alpi e l'Himalaya è molto più pronunciato di quanto ci si potrebbe aspettare a causa della sola contrazione superficiale. Nell'intenso corrugamento delle Alpi e dell'Himalaya, l'estensione orizzontale degli strati è stata ridotta ad una lunghezza pari a $1/4 \div 1/8$ di quella originale. In tale rapporto le Alpi, adesso larghe circa 150 chilometri, un tempo occupavano una fascia larga $600 \div 1.200$ chilometri. Una tale contrazione, da sola, comporterebbe un accorciamento del 3 % della circonferenza terrestre e per ottenere ciò la Terra avrebbe dovuto raffreddarsi di circa 2.400 °C. Ma la Terra ha altre grandi catene montuose: Ande, Montagne Rocciose, ecc... senza contare quelle un tempo esistenti ed ormai distrutte dai processi del disfacimento. Per ottenere anche queste la Terra dovrebbe essersi raffreddata ben più di 2.400 °C. È possibile che la Terra un tempo fosse stata tanto calda per essersi poi raffreddata in modo così cospicuo? Nel 1920 tale questione fu rivista anche perché ci si accorse della presenza della radioattività nell'interno del nostro pianeta che contribuisce in modo importante a riscaldare la Terra.



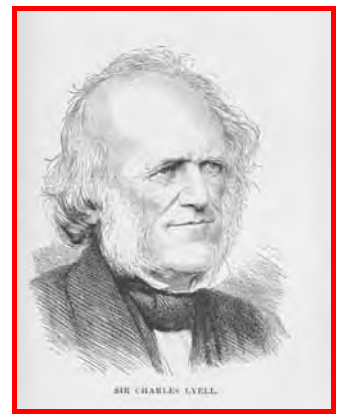
J. HUTTON (1726 - 1797)



A.G. WERNER (1750 - 1817)



L. VON BUCH (1774 - 1852)



C. LYELL (1797 - 1875)



E. SUESS (1831 - 1914)



E. DUTTON (1841 - 1912)



E. ARGAND (1879 - 1940)

I principali protagonisti della storia della geologia.

In particolare J. HUTTON fu il capofila dei *plutonisti*, mentre A.G. WERNER fu il principale esponente dei *nettunisti*.

I due gruppi, nel XVIII secolo, si confrontarono aspramente sui principali fenomeni geologici.

Nel secolo XVIII e nella prima parte del successivo la geologia fece notevoli progressi anche grazie alla vivace polemica tra *nettunisti* (da "Nettuno", dio del mare) e *plutonisti* (da "Plutone", dio degli inferi). I primi, capeggiati da Abraham Gottlob WERNER (1750 - 1817), docente nella *Bergakademie* di Freiberg (Sassonia), sostenevano l'assoluta prevalenza dell'acqua nel determinare i fenomeni geologici, giungendo ad attribuire origine sedimentaria a tutte, o quasi, le rocce, compresi il granito ed il basalto. I plutonisti, capeggiati dallo scozzese James HUTTON (1726 - 1797), attribuivano importanza preminente ai fenomeni magmatici. La polemica fra i due gruppi diede impulso alle ricerche geologiche ed impresse, a queste materie, il carattere sperimentale che è proprio della scienza moderna.

Tra le concezioni risalenti a questo periodo, merita ricordare quella dei "crateri di sollevamento" di Leopold VON BUCH (1774 - 1852), secondo la quale il sollevamento delle catene montuose sarebbe dovuto a spinte derivanti dalla salita dei magmi. Questo concetto è applicabile alla formazione dei laccoliti e di intrusioni analoghe, ma venne poi respinto quale possibile spiegazione dell'origine delle catene montuose.

Importante fu il contributo di Charles LYELL (1797 - 1875), che propose la teoria dell'*attualismo* con la quale si affermò uno dei principi geologici fondamentali, cioè quello del grande valore del *fattore tempo*: fenomeni anche di lieve entità, simili a quelli attuali, protrattisi per lunghissimi tempi, danno origine a processi geologici di grande importanza, i cui effetti possono essere imponenti, quali il sollevamento di catene montuose, la formazione di potenti ed estesi piastroni di rocce vulcaniche, oppure di serie sedimentarie di parecchi chilometri di spessore.

Merita anche ricordare il contributo di Eduard SUESS (1831 - 1914) con due opere molto importanti: "*Die entstehung der Alpen*" (La formazione delle Alpi; 1875) e "*Das antlitz der Erde*" (La faccia della Terra; 1910). Basandosi sul riconoscimento dell'asimmetria strutturale delle Alpi, Suess giunse alla conclusione che le spinte orogenetiche cui ne è dovuto il sollevamento dovettero agire, non già dal sotto in su secondo la concezione di Von Buch, ma in senso orizzontale, "tangenziale" rispetto al globo terrestre.

Infine si deve a Edward DUTTON (1841 - 1912) la teoria dell'*isostasia* e ad Emile ARGAND (1879 - 1940) la ricerche che consentirono l'affermazione della *tettonica gravitativa* secondo la quale le imponenti masse delle grandi falde di ricoprimento si possono spostare, sotto l'azione della gravità, lungo piani di scivolamento derivanti dal sollevamento orogenetico.

Come si può osservare, al principio del Novecento, era ormai ampiamente riconosciuta la presenza di forze orizzontali (o tangenziali) che sono all'origine di molti movimenti della crosta terrestre e che hanno determinato la formazione di pieghe e faglie descritte al precedente paragrafo. Tuttavia rimane ancora un quesito importante: qual è l'origine di tali forze?

3.5 - Una idea coraggiosa: la deriva dei continenti

Nei primi anni del Novecento un geofisico tedesco, Alfred WEGENER (1880 - 1930) propose un'idea che diventò una delle maggiori fonti di discussione nel campo della geologia. Esaminando la carta dell'oceano Atlantico, egli fu colpito dalla notevole coincidenza tra le forme delle coste su entrambi i lati dell'oceano stesso. Gli sembrava che, ravvicinandole, esse si incastrassero l'una nell'altra come in un puzzle. Wegener, non accettando ciò come una semplice coincidenza, introdusse l'ipotesi che le due masse continentali fossero un tempo unite e che, con il tempo, si fossero in seguito separate e allontanate gradualmente l'una dall'altra. Per sostenere questa ipotesi egli mise a punto una teoria con lo scopo di riunire, in un quadro unitario, un'ampia gamma di osservazioni, non solo di carattere geofisico, ma anche geologico, paleontologico, oceanografico e climatico.



Alfred WEGENER (1880 - 1930), il geofisico che, con grande coraggio intellettuale, propose la teoria della deriva dei continenti.

Nel considerare le possibilità di incastro tra le due masse continentali, non è del tutto corretto utilizzare le linee di costa attuali come limiti dei continenti. In termini geologici infatti i continenti non finiscono bruscamente con la linea di costa, ma si estendono sotto i mari costieri poco profondi, a costituire un fondale a morfologia debolmente ondulata, con profondità media di $100 \div 200$ metri, dal quale si elevano banchi sommersi ed isole. È la cosiddetta *piattaforma continentale*, con ampiezza variabile, larga in alcuni luoghi solo $30 \div 40$ chilometri, come al largo della California, mentre in altri, come nell'oceano Artico al largo della Siberia, può raggiungere i 400 chilometri. Procedendo oltre la piattaforma, il fondo scende bruscamente fino alle profondità oceaniche, in media a ~ 4.000 metri di profondità, costituendo la scarpata continentale; è questa che segna i veri limiti delle masse continentali, per cui si devono confrontare le forme di questi, piuttosto che quelle delle linee di costa. Procedendo in tal modo l'incastro diventa più preciso. Inoltre molte strutture geologiche antiche, che affiorano da entrambi i lati dell'oceano, sembrano corrispondere come le righe di una pagina strappata a metà. Per esempio la struttura tettonica del Grampian in Scozia, una volta riaccostati i pezzi del puzzle, continua nella faglia di Cabot, che attraversa la Newfoundland e la Nuova Scozia in Canada. Questo è solo un esempio tra tante corrispondenze che,

man mano, sono state scoperte. Ciascuna di esse poteva essere semplicemente dovuta al caso, ma via via che diventano numerose, le probabilità che fossero tutte casuali diventavano assai scarse.

All'estremità meridionale dell'Africa si estende, da Est verso Ovest, una catena di montagne (sistema del Capo) risalente al permiano (500 milioni di anni fa). Le catene montuose della regione a Sud di Buenos Aires nell'America meridionale, se ne possono considerare la continuazione verso Ovest. I Pirenei in Spagna o l'Atlante nell'Africa settentrionale, che si formarono verso la metà del terziario (30 milioni di anni fa), non presentano

continuazioni nel continente americano. Inoltre tracce glaciali rivelano che le coste dell'Atlantico settentrionale erano ancora unite tra loro all'inizio del quaternario (2 milioni di anni fa), mentre l'Atlantico era già ampio nella parte meridionale, come se esso avesse cominciato a formarsi da Sud allargandosi gradualmente verso Nord. Questi elementi di carattere geologico sembrano confermare ciò che si può rilevare con i risultati delle analisi paleontologiche, cioè che l'Atlantico iniziò a formarsi nella prima parte del cretaceo (140 milioni di anni fa). Ma in che modo lo studio della vita sulla Terra fornisce elementi utili alla questione della deriva dei continenti?

Al tempo di Wegener si scoprì che una specie di chiocciola (*Helix pomatia*), era diffusa soltanto nell'Europa occidentale e nell'America Nord - orientale. I lombrichi che vivono alle stesse latitudini nelle due porzioni continentali appartengono a specie molto vicine. Questi elementi portano a supporre che in passato sia esistito un contatto terrestre attraverso l'oceano. Inoltre sem-bra confermato che la separazione delle due masse continentali sia iniziata nella parte meridionale poiché, mentre nelle regioni bagnate dall'Atlantico meridionale sono diffusi i generi analoghi più antichi di lombrichi, nelle re-gioni Nord - atlantiche sono diffusi i generi più recenti.



Helix pomatia, la comune chiocciola.

Le prove di antiche migrazioni non sono relative solo a questi animali; se ne sono trovate altre che riguardano anche fossili. Prima che Wegener svilup-passe la sua teoria, le prove biologiche e paleontologiche di antichi collegamenti tra i continenti erano spiegate con *la teoria dei ponti intercontinentali*. Le prove a favore di un collegamento terrestre tra India e Madagascar sono particolarmente evidenti nei tempi precedenti al cretaceo (oltre 150 milioni di anni fa), mentre sembrano scomparire nei tempi successivi. Significativa, a questo proposito, è la distribuzione del lemure, una sorta di scimmia simile ad una volpe, oggi presente in India, Ceylon, Asia Sud - orientale, Madagascar ed in alcune zone dell'Africa. L'immaginario ponte continentale che avrebbe potuto collegare l'India con il Madagascar fu denominato dai paleontologi "Lemuria" dal nome di questo animale che ne fornisce la prova.

La storia delle possibili connessioni tra i diversi continenti, ricostruita con i metodi paleontologici, può essere così riassunta: nei tempi più antichi, fino al triassico (poco meno di 200 milioni di anni fa), le prove sono a favore dell'esistenza di collegamenti terrestri tra Australia, India, Africa e Madagascar e fra Antartide, America meridionale, Australia e Africa. Nel periodo successivo (giurassico) queste prove diventano meno frequenti ed infine, nel cretaceo, questi collegamenti terrestri sembrano scomparire del tutto. Secondo la teoria della deriva dei continenti non è necessario supporre ponti terrestri per interpretare le connessioni fra fossili e viventi dei diversi continenti, dato che in passato questi dovevano essere direttamente a contatto. La corrispondenza tra le linee di costa e delle strutture geologiche suggerì l'idea della deriva, ma furono gli elementi forniti dalla paleontologia che, una volta creduti fondamento della teoria dei ponti continentali, diedero concretezza all'idea di Wegener, mettendola in grado di stabilire anche l'epoca della separazione fra i continenti.

Circa 300 milioni di anni fa, nel permo-carbonifero, si verificò una estesa glaciazione, come dimostrato dalla presenza di antiche rocce montonate e di resti di morene in molte regioni dell'emisfero (come presso l'attuale equatore in Africa ed in India). Nell'emisfero settentrionale non si sono trovate analoghe testimonianze della stessa età; al contrario, i fossili dimostrano che in quell'epoca era presente un clima tropicale. Tutto ciò è spiegabile secondo la teoria di Wegener. Infatti se immaginiamo i continenti uniti in una sola massa, le regioni allora ghiacciate si trovavano ad occupare un'area di minori estensioni e disposta più vicina al freddo Polo Sud. Così in quei tempi antichi vi erano le condizioni climatiche affinché, nelle attuali regioni europee, allora disposte più a Sud, potessero svilupparsi estese foreste che diedero poi origine agli attuali depositi di carbone.

Un mito greco racconta che la Terra è sorretta da un gigante di nome Atlante. Se egli si muove, si muove anche la Terra. La teoria di Wegener offre plausibili spiegazioni di alcuni enigmi del nostro pianeta. Ma qual è la forza che ha spinto i continenti? Chi è questo Atlante o, in termini scientifici, qual è il meccanismo della loro deriva? Si tratta di un quesito al quale Wegener non diede risposte convincenti (**scheda 3.1**) e ciò comportò un certa resistenza, da parte del mondo scientifico, ad accettare la teoria della deriva.

3.6 - La storia si ripete

Nella storia terrestre sono avvenute periodicamente imponenti rivoluzioni geologiche. Inizialmente si forma una geosinclinale ai margini di una massa continentale. Dopo un certo intervallo di tempo i potenti depositi accumulati in fondo a tali depressioni vengono compressi, ripiegati e sollevati a formare le catene montuose (orogeni); l'insieme dei processi in grado di determinare queste imponenti strutture geologiche viene denominato **orogenesi**.

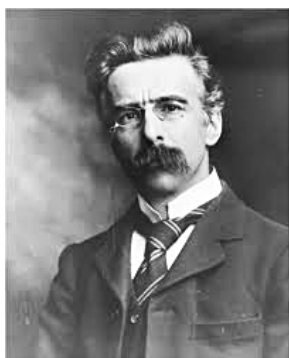
Vi sono prove che rilievi come gli Appalachi si formarono per il sollevamento di una geosinclinale; i materiali di tali montagne sono notevolmente più compressi, piegati e trasformati rispetto a quelli delle vicine pianure; i pochi fossili residui in essi contenuti indicano ambienti di mare poco profondo come è tipico di una geosinclinale, caratterizzata cioè da un lento sprofondamento compensato dalla continua sedimentazione, così che la profondità si mantiene più o meno sullo stesso livello ed in genere mai eccessiva.

Sorge spontanea la vecchia domanda: quale origine hanno le forze, prevalentemente orizzontali, in grado di comprimere i materiali accumulatisi nelle geosinclinali? Inoltre, nel fanerozoico (gli ultimi 600 milioni di anni di storia relativamente conosciuta del nostro pianeta), sono avvenute almeno tre grandi orogenesi (**tab. 3.1**) che hanno via via aggiunto catene montuose ai margini dei continenti, come una storia che si ripete più volte e che forse si è anche ripetuta nel criptozoico (la storia della Terra precedente), ma della quale si hanno pochissime tracce e troppo antiche. Durante una orogenesi dunque, la crosta terrestre entra in attività e ciò si manifesta con eruzioni vulcaniche, metamorfismo di rocce e formazione di catene montuose come le Alpi e l'Himalaya. Una orogenesi dura circa poco più di un centinaio di milioni di anni a cui segue un lungo periodo di stasi. Le alte cime attuali, per esempio, si formarono durante la più recente di tali rivoluzioni, l'orogenesi alpina, iniziata nel giurassico (180 milioni di anni fa) e culminata verso la metà del terziario (40 milioni di anni fa).

orogenesi	periodo	10 ⁶ anni	aree e catene montuose
Alpina	giurassico - quaternario	130 ÷ attuale	Atlante, Pirenei, Alpi, Appennini, Alpi Dinariche, catene imalaiane, Cordigliere, Ande.
Ercinica	carbonifero - permiano	350 ÷ 220	Massiccio Centrale Francese, Vosgi, Foresta Nera, Urali, Meseta Iberica, Meseta Marocchina, Appalachi.
Caledoniana	ordoviciano - siluriano	500 ÷ 400	Catene montuose dell'Inghilterra, Scandinavia, Francia (Ardenne), Cina.
numerosa	precambriano	4.000 ÷ 500	Porzioni più antiche dei continenti.
Origine della Terra		4.500	

Tab. 3.1 - Periodi, durate ed aree interessate dai cicli orogenetici.

Il periodico ripetersi delle orogenesi è stato a lungo un rompicapo per i geologi. Se realmente la Terra va gradualmente raffreddandosi, perché le orogenesi avvengono solo ogni tanto? Uno scienziato irlandese, J. JOLY, studiò questo problema e, tra il 1923 ed il 1926, elaborò la *teoria dei cicli termici*. Al congresso di geologia tenuto a New York nel 1928 (**scheda 3.1**), la teoria di Joly portò argomenti a favore della deriva dei continenti. Joly suggerì che la periodicità delle orogenesi fosse dovuta alla radioattività all'interno della Terra. La base di questa idea è che, a causa della bassa conducibilità termica della crosta, il calore originato dalla radioattività si accumuli sotto di essa e faccia gradualmente fondere il materiale del mantello sottostante che aumenta di volume e diminuisce di densità. In questo modo la crosta, che galleggia isostaticamente sul mantello, tende ad affondare. Questa, secondo Joly, è la causa della formazione delle geosinclinali.



John JOLY (1858 - 1933).

A questo punto, nello strato fuso, o comunque caldo e quindi meno rigido (più "fluidico"), del mantello superiore scaldato dalla radioattività, iniziano moti convettivi analoghi a quelli che si manifestano nell'acqua in una pentola sul fuoco. I materiali più caldi si dilatano, diventano più leggeri e si portano verso l'alto dove perdono calore e raffreddandosi, diventano più "pesanti" ritornando così verso il basso. Questa circolazione assicura un forte flusso di calore verso la crosta, in modo molto più efficace di quanto si verificherebbe con la semplice conduzione. Nelle regioni continentali l'attività ignea viene intensificata come risultato dell'apporto di calore assicurata dai moti convettivi nel mantello. Quando questo, scaricata sufficiente energia e raffreddandosi, solidifica, aumenta nuovamente la sua densità e le masse continentali, soprattutto nelle aree di geosinclinale, si sollevano isostaticamente per formare le catene montuose.

Successivamente le attività geologiche si attenuano fino ad un nuovo stato di quiete, durante il quale, gradualmente, il riscaldamento dal basso ed il raffreddamento in alto non determineranno uno squilibrio tale da innescare una nuova fase di movimenti convettivi (orogenesi). Se durante l'orogenesi il mantello si scalda (anche fino oltre il limite della fusione) e diventa più fluido, una forza di debole intensità sarebbe sufficiente a muovere i

continenti. Alcuni sostenitori della teoria della deriva dei continenti, incapaci di spiegarne in modo convincente il meccanismo, accolsero con favore l'idea di Joly. Lo stesso scienziato, al congresso di New York, si schierò a vantaggio della deriva. Ancora oggi, benché Joly sovrastimò l'apporto di energia dovuto alla radioattività, i cicli termici vengono considerati una possibile causa del ripetersi dei cicli orogenetici.

Nel 1939 D. GRIGGS formulò la *teoria della convezione nel mantello*. Il calore generato dalla radioattività si accumula all'interno della Terra per la bassa conducibilità dei materiali. Il calore provoca l'espansione dello strato inferiore del mantello, finché inizia la circolazione convettiva consentendo quindi il trasporto di calore verso l'alto. La perdita di calore verso l'esterno porta ad una situazione di equilibrio termico e la convezione si arresta fino al successivo manifestarsi di una nuova fase di moti convettivi.

È un concetto simile a quello proposto da Joly. Inizialmente il calore si accumula nello strato inferiore del mantello, ma la convezione non inizia ancora; questo stadio durerebbe ~ 25 milioni di anni (1 in fig. 3.28). Quando la parte inferiore raggiunge la temperatura sufficiente, iniziano i moti convettivi e il materiale caldo sale verso l'alto (2 in fig. 3.28). Durante questa fase si determinano anche delle correnti orizzontali ai lati di quelle ascendenti che tendono a trascinare ed a sgretolare la crosta piegandola ai margini. La durata di questo stadio sarebbe più breve, ~ 10 milioni di anni, al termine del quale le correnti cominciano lentamente a discendere fino ad arrestarsi allorché tutto il materiale caldo è salito in superficie (3 in fig. 3.28). A questo punto, nelle zone dove la crosta, in corrispondenza delle correnti di discesa, si era "accumulata", piegata e depressa, i potenti depositi accumulati nelle geosinclinali, non più trattenuti in basso, si sollevano isostaticamente a formare le montagne. Occorrono altri 25 milioni di anni affinché le correnti si arrestino del tutto. Quando l'orogenesi è avvenuta, devono passare alcune centinaia di milioni di anni nel riscaldamento dello strato inferiore del mantello, di nuovo freddo (4 in fig. 3.28) affinché si costituiscano le condizioni per un nuovo ciclo orogenetico.



David T. GRIGGS (1911 - 1974).

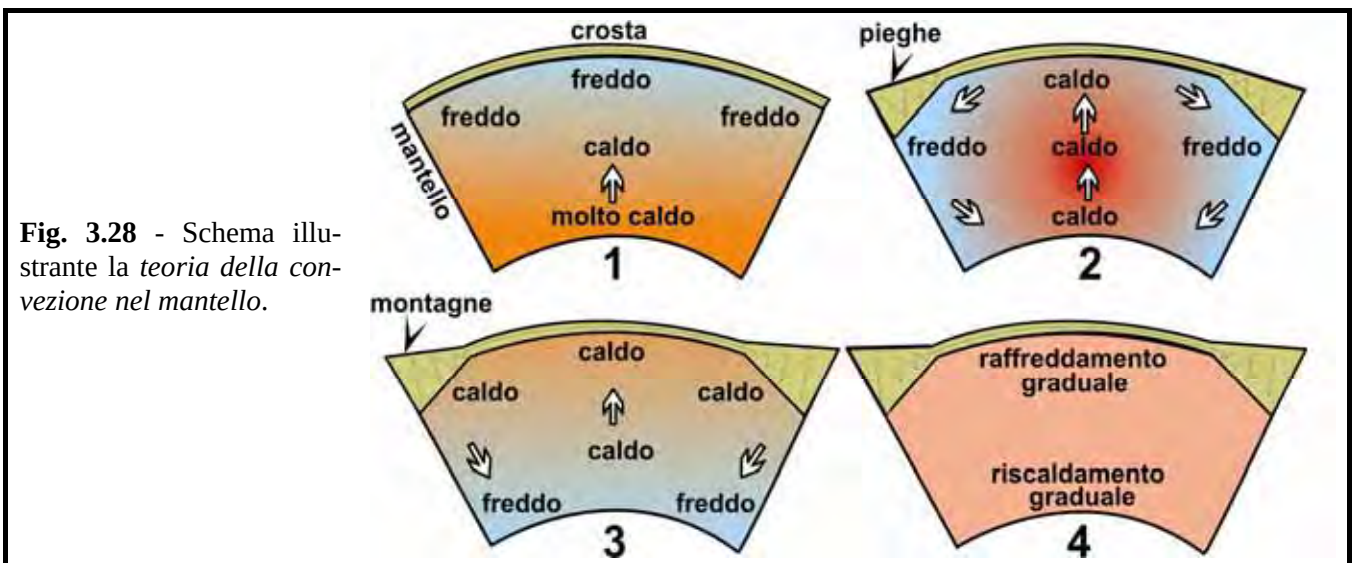


Fig. 3.28 - Schema illustrante la teoria della convezione nel mantello.



Arthur HOLMES (1890 - 1969).

Secondo A. HOLMES (università di Edimburgo), la teoria della deriva dei continenti poteva essere spiegata in base alla convezione termica. Inizialmente le correnti ascendenti si dirigono verso la parte centrale del continente primordiale (fig. 3.29 in alto); esse si dividono in due gruppi con direzioni opposte, mettendo in tensione il continente stesso. Quando le correnti aumentano di intensità, la massa continentale viene spaccata in due porzioni che si allontanano alla deriva. Il fronte della corrente avanza fino ad incontrarne un'altra che proviene dalla direzione opposta, formando così una corrente discendente. Nella discesa viene trascinata anche la parte inferiore della massa continentale che si scontra con l'altra porzione di crosta proveniente dal senso opposto e di conseguenza si piega vistosamente (fig. 3.29 in basso). Nella zona ove avviene l'impatto si formano gli abissi oceanici, con profondità anche superiore a 7.000 m. Il "crepaccio" tra i due continenti divisi diventa un oceano e le correnti ascendenti contribuiscono, con nuovo materiale, a costituire nuovi fondali oceanici. In questo modo le montagne sorgenti sui fronti dei continenti, gli abissi e le

dorsali centrali degli oceani vengono spiegati come sottoprodotto della deriva dei continenti. Tuttavia se all'interno del mantello non si avesse convezione, questa teoria sarebbe un castello in aria. In questo senso la questione si sposta alla possibilità di esistenza reale della convezione. Lo stesso Holmes rilevava: “...*idee puramente speculative di questo tipo, concepite solamente per venire incontro alle ipotesi che si vogliono dimostrare, non possono avere valore scientifico fino al momento in cui non acquistano appoggio da una **prova indipendente***”. E proprio la mancanza di questa “prova indipendente” portò al declino della deriva dei continenti (**scheda 3.2**).

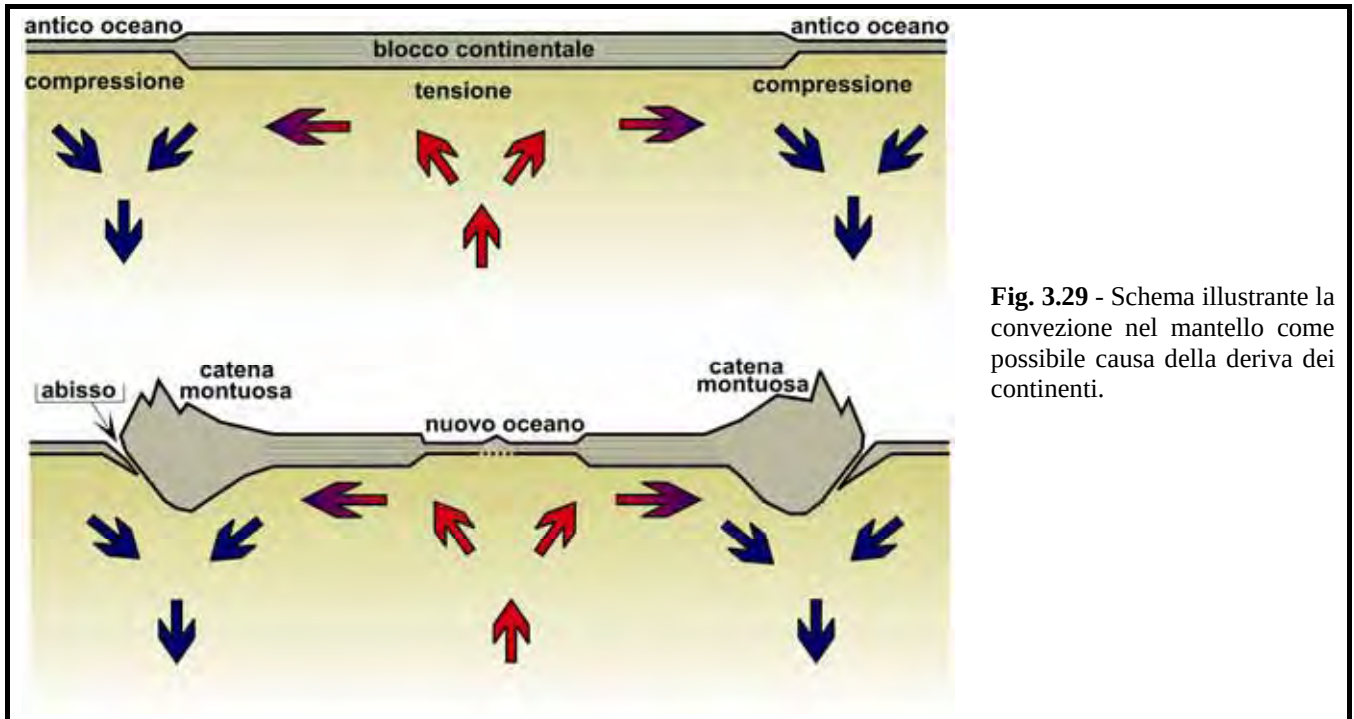


Fig. 3.29 - Schema illustrante la convezione nel mantello come possibile causa della deriva dei continenti.

3.7 - Il geomagnetismo (la terra come una dinamo?)

I cinesi scoprirono, mille anni fa e forse ancor prima, che alcuni frammenti di roccia contenenti ossidi di ferro, sospesi all'estremità libera di un filo, si disponevano lungo la direzione Nord - Sud. Uno dei minerali con tali caratteristiche è la magnetite, così detta per questa sua spiccata attitudine. Questi fenomeni furono scoperti dai primi viaggiatori europei che visitarono la Cina nel XIV secolo; successivamente bussole a magnetite vennero usate dai naviganti dell'epoca per orientarsi in mare aperto. Le rocce sono normalmente magnetizzate, ma nella magnetite tale proprietà è molto più evidente. Un ago metallico può diventare magnetico anche avvicinandolo ad un pezzo di magnetite; lo stesso ago diventa quindi in grado di attirare altri frammenti metallici e di orientarsi nello spazio come l'ago di una bussola. Se un frammento di magnete, un ago magnetizzato, la bussola si orientano in un determinato modo, bisogna ammettere che la Terra possiede proprietà magnetiche per studiare le quali occorre conoscere gli elementi fondamentali dell'*elettromagnetismo* (**scheda 3.3**).

Il campo magnetico terrestre potrebbe essere originato da una sorta di circuito elettrico ad anello nel nucleo della Terra, dovuto al movimento di cariche trascinate da spostamenti di materiali (**fig. 3.30**). Oppure è la risultante dell'interazione fra più campi magnetici originati da più circuiti interni al nucleo. Ma in quale modo viene mantenuto tale circuito elettrico (o insieme di circuiti) nella profondità del nostro pianeta? Forse la Terra funziona come una dinamo, con corrente prodotta da movimenti interni. Le modalità con le quali avverrebbero tali movimenti, le forze che li innescano ed il modo con il quale producono il campo magnetico, sono argomenti ancora oggetto di congetture. Il mantello non dovrebbe essere coinvolto in quanto i movimenti al suo interno, responsabili della deriva continentale, sono troppo lenti per produrre correnti elettriche capaci di generare campi magnetici apprezzabili. Diversa è la situazione nel nucleo; esso sembra liquido, in quanto le onde sismiche di tipo “S” non lo attraversano ed è prevalentemente costituito da ferro che, da buon conduttore, dovrebbe permettere l'esistenza di correnti elettriche. Infine nel nucleo potrebbero esservi fonti di calore tali da permettere moti convettivi sufficientemente veloci da trascinare materia e quindi cariche elettriche, in modo da produrre circuiti sufficienti a mantenere campi magnetici. Ma quali potrebbero essere tali fonti di calore, tenuto anche conto che, almeno nel mantello, quelle di origine radioattiva sono prevalenti alle minori profondità?

Il geofisico W.V.R. MALKUS suggerisce che i movimenti potrebbero essere provocati dalla precessione dell'asse terrestre. Anche il nucleo, se si trova in equilibrio isostatico, dovrebbe possedere, come la Terra, un lieve rigonfiamento equatoriale. Il nucleo potrebbe essere considerato come una cavità piena di liquido lievemente schiacciata che ruota rapidamente con lievi oscillazioni. Ciò determinerebbe una combinazione di fenomeni in grado di provocare movimenti interni sufficientemente rapidi da generare campi magnetici. Naturalmente si tratta di una congettura, perché nulla di questa teoria è provato.

È possibile che la rotazione terrestre sia un fattore importante nel determinare il campo magnetico. Essa potrebbe innescare movimenti nei materiali del nucleo, per certi versi simili a quelli vorticosi indotti nella atmosfera. Inoltre l'asse di rotazione terrestre è molto vicino a quello magnetico; la piccola differenza tra i due potrebbe riflettere una parziale asimmetria nella distribuzione delle correnti nel nucleo. Queste ipotesi sembrerebbero confortate dall'osservazione che il pianeta Venere, pur avendo anch'esso un nucleo liquido, sembra non possedere magnetismo, forse perché la sua rotazione è troppo lenta (periodo di rivoluzione ~225 giorni) per consentire l'instaurarsi di correnti sufficientemente veloci da generare campi magnetici. Ciò contribuisce a dare credito alla teoria della Terra come una dinamo, ma non è una prova. Il geomagnetismo rimane dunque un problema sul quale vi è ancora molto da indagare e da scoprire; per esempio rimane da spiegare l'inversione dei poli nel corso della storia della Terra.

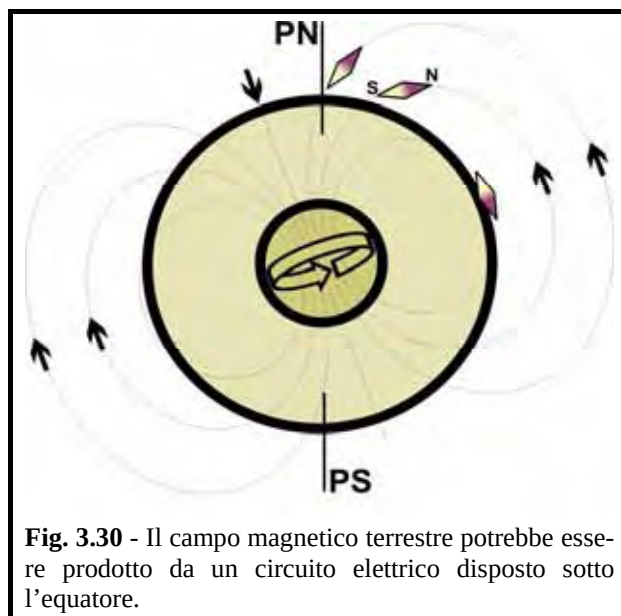


Fig. 3.30 - Il campo magnetico terrestre potrebbe essere prodotto da un circuito elettrico disposto sotto l'equatore.

3.8 - Il magnetismo fossile

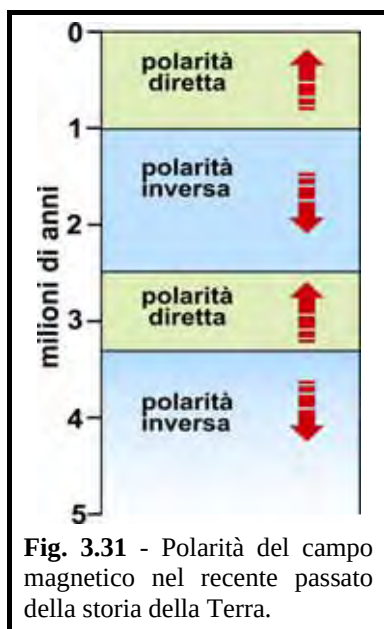


Fig. 3.31 - Polarità del campo magnetico nel recente passato della storia della Terra.

I resti di focolari antichi possono fornire indizi sul magnetismo terrestre del passato. I materiali esposti al fuoco, superando la temperatura di Curie, perdono ogni traccia di eventuale magnetismo, ma quando si raffreddano, essi si magnetizzano nuovamente per induzione del campo magnetico esistente nel periodo storico durante il quale fu acceso il focolare. Studiando la posizione di quei resti e le caratteristiche del loro magnetismo, si può descrivere il campo magnetico terrestre di allora. L'esempio citato riguarda il cosiddetto **magnetismo fossile**. In altri termini molti materiali conservano tracce del magnetismo, acquisito per induzione, nel momento della loro formazione. Numerose ricerche in questo campo, in tanti luoghi della Terra, condotte in tempi diversi da scienziati di varie nazionalità, hanno permesso una raccolta di dati che consentono di ricostruire, con buona precisione, la successione della inversione della polarità del campo magnetico, almeno nella parte più recente della storia terrestre (**fig. 3.31**). Ma ciò che più interessa, sulla base del concetto che una roccia può essere usata come "bussola fossile", alcune ricerche hanno fornito risultati molto interessanti per quanto riguarda i problemi geofisici, non soltanto legati alla natura del geomagnetismo.

Fin dai primi anni dopo il 1950 gli studiosi del magnetismo terrestre si basarono sul seguente principio: se il metodo paleomagnetico può essere applicato a rocce con pochi milioni di anni, perché non estenderlo a materiali più antichi? L'Inghilterra, da questo punto di vista, presenta un grande vantaggio: essa è costituita da materiali molto antichi, anche del precambriano (oltre 500 ÷ 600 milioni di anni fa), che non hanno subito importanti modifiche rispetto alla loro giacitura originaria, ovvero non sono stati interessati da importanti ripiegamenti orogenetici. Se una roccia ha acquisito, per induzione, il campo magnetico caratteristico del momento della sua formazione, è necessario che successivamente non abbia modificato la sua giacitura, altrimenti si perderebbero i riferimenti dell'orientamento originale del paleomagnetismo. A partire dal 1953 vennero effettuate numerose misure del paleomagnetismo delle arenarie rosse del triassico (200 milioni di anni fa). Circa la metà dei campioni di roccia mostrava una declinazione media di 29° ad Est dell'attuale Nord ed una inclinazione media di 34° verso il basso; l'altra metà mostrava una declinazione di

39°, ma orientata in modo opposto ed una inclinazione di 16°, ma verso l'alto. Trascurando il verso del campo magnetico ed ipotizzando scarse o nulle variazioni della direzione, per spiegare il cambiamento della declinazione fu suggerito che fu l'Inghilterra a ruotare di circa 30° in senso orario. Per quanto riguarda l'inclinazione (30° nel triassico contro i 65° del periodo attuale), si presuppose che l'Inghilterra, durante il triassico, si trovasse ad una latitudine inferiore rispetto alla posizione attuale, probabilmente in una situazione di clima caldo arido, ambiente adatto alla formazione di arenarie rosse. La deduzione che l'Inghilterra si trovasse ad una latitudine inferiore trova conferma anche dal punto di vista paleoclimatico. Questa scoperta fu la **prova indipendente** auspicata da Holmes (**par. 3.6**), in quanto ripropose la possibilità della deriva dei continenti.

Un secondo importante successo degli studiosi inglesi derivò da uno studio del paleomagnetismo delle rocce dell'altopiano del Deccan (India) che si formò a partire dalla fine del giurassico (quasi 150 milioni di anni fa) per eruzione di lava basaltica. Risultò (ancora una volta trascurando le inversioni di polarità e considerando soltanto la direzione del campo magnetico) una inclinazione media di 64° verso l'alto nel giurassico, di 60° verso l'alto nel cretaceo (periodo successivo), di 26° verso l'alto nel basso terziario (oltre 60 milioni di anni fa) e di 17° verso il basso nella parte intermedia della stessa era (30 milioni di anni fa). Con il passare del tempo non solo diminuì l'inclinazione verso l'alto (come atteso nell'emisfero australe), ma ad un certo momento la direzione si inclinò verso il basso (come si verifica nell'emisfero boreale). Si ipotizzò quindi una migrazione dell'India dall'emisfero Sud a quello Nord, datando con relativa precisione le date delle tappe di tale spostamento e calcolando le coordinate delle diverse posizioni assunte dall'India durante la sua deriva. Tale movimento verso Nord di questa porzione di crosta terrestre fu già descritto da Wegener con la sua teoria. Fino ad allora l'idea della deriva dei continenti era sostenuta su prove non quantitative. A questo punto della storia delle Scienze della Terra venivano addirittura matematicamente determinate le coordinate del "viaggio" dell'India. Per questo motivo la prova paleomagnetica assunse importanza fondamentale, anche agli occhi degli scienziati più scettici e prudenti.

Rimane ancora una questione: tutto il ragionamento funziona a condizione che le posizioni dei poli siano rimaste pressoché identiche a quelle attuali. A questo proposito importanti obiezioni furono sollevate dal gruppo di studiosi del Newcastle che ipotizzarono una migrazione sia dei poli geografici (per spiegare i cambiamenti climatici), sia di quelli magnetici (per spiegare i dati del paleomagnetismo fossile). Nel 1955 RUNCORN riassumeva il punto di vista del suo gruppo nel seguente modo: *"Sembra sicura una apprezzabile migrazione polare. Sembra che non vi sia più bisogno di parlare di deriva dei continenti su larga scala per spiegare i risultati paleomagnetici finora ottenuti"*. Runcorn e colleghi avevano intrapreso uno studio intensivo sul paleomagnetismo delle rocce del continente americano ottenendo il percorso del Polo Nord magnetico durante la sua migrazione fin dalla parte più recente del precambriano.

Nel 1957, sulla base di altri studi condotti anche sul continente asiatico, si completò la mappa della migrazione polare. Contemporaneamente furono eseguiti altri studi in Europa ottenendo risultati simili per certi aspetti, ma su un percorso diverso. Dall'osservazione di queste due linee di migrazione si aprì immediatamente una questione: quelle curve dovevano essere considerate una sola o due parallele ma diverse? Si scoprì l'esistenza di una differenza costante di circa 30° di longitudine fra le due linee dal precambriano al triassico. Ma in presenza di un solo Polo Nord, quale significato assume tale distanza? Se vi sono due curve quando dovrebbe essercene una sola, l'unica spiegazione sembra essere che si sono spostati i due continenti. Se si spostasse il continente americano di 30° verso Est, quanto basta per far coincidere le due linee, l'Atlantico scomparirebbe e i due continenti risulterebbero uniti. Inoltre le due curve si avvicinano dal triassico al giurassico fin quasi a sovrapporsi al termine del terziario, come se la spaccatura avesse avuto inizio proprio come aveva previsto Wegener e fosse proseguita verso Nord. Così l'interesse sulla teoria della deriva dei continenti venne riacceso. Le ricerche paleomagnetiche continuarono e a seconda dei risultati ottenuti, venivano elaborate teorie a sostegno o contro la deriva dei continenti. Tale teoria comunque si affermò definitivamente; importante a questo proposito fu il congresso di Londra nel 1964 tenuto appositamente su tale argomento; in quell'occasione il geologo BLACKETT affermò: *"i nuovi elementi acquisiti durante l'ultimo decennio dall'oceanografia e dal magnetismo delle rocce appariranno, come ritengo, nella storia della materia come fatti a favore che renderanno più quantitativa un'evidenza qualitativamente già piuttosto forte"*

3.9 - Suggerimenti dal fondo oceanico

Fino a pochi decenni fa, lo studio della Terra era fondato quasi esclusivamente su ricerche condotte sui continenti e quindi viziato da una certa unilateralità che fu poi superata con le ricerche condotte sugli oceani. Di questo fatto era consapevole il geologo Lyell che, già nel secolo scorso, affermava: *"in quanto abitatori delle terre emerse, non occupiamo che un quarto della superficie del pianeta e questa parte ci offre, quasi esclusivamente, fenomeni di erosione e non di costruzione. Sappiamo che annualmente si formano nuovi sedimenti nel mare e nei laghi e*

nuove rocce ignee nel grembo della Terra. Questi fenomeni tuttavia avvengono lontano dal nostro campo di osservazione e conseguentemente possiamo apprezzarne i progressi solo col pensiero e valutarne l'importanza col duplice impegno della ragione e dell'immaginazione. Non è quindi strano se li valutiamo in modo irraguardoso". Per comprendere la natura dei movimenti della crosta è importante non solo studiarne le parti emerse, ma anche quelle coperte dai mari e dagli oceani. I risultati dei recenti studi oceanografici si sono rivelati molto importanti e ciò grazie anche al notevole sviluppo della tecnologia, che ha permesso di sviluppare tecniche di indagine impensabili prima della seconda guerra mondiale. Le ricerche oceanografiche essenzialmente fanno riferimento:

- alla ricostruzione dell'andamento dei fondali mediante l'uso di ecografi (**figg. 3.32 ÷ 3.34**); in tal modo si ricavano i valori di profondità tramite i quali si possono tracciare i profili dei fondali;
- allo studio sismico della crosta oceanica (effettuato mediante piccoli terremoti provocati con esplosioni) con il quale si possono avere informazioni sulla distribuzione e caratteristiche delle masse profonde;
- all'uso di strumenti particolari (gravimetri) per valutare l'andamento della gravità e delle sue anomalie;
- allo studio delle caratteristiche paleomagnetiche delle rocce dei fondali;
- alla misura del flusso di calore, proveniente dalle profondità e che giunge sotto la crosta oceanica;
- all'analisi dei campioni (carote) prelevati dai fondali.

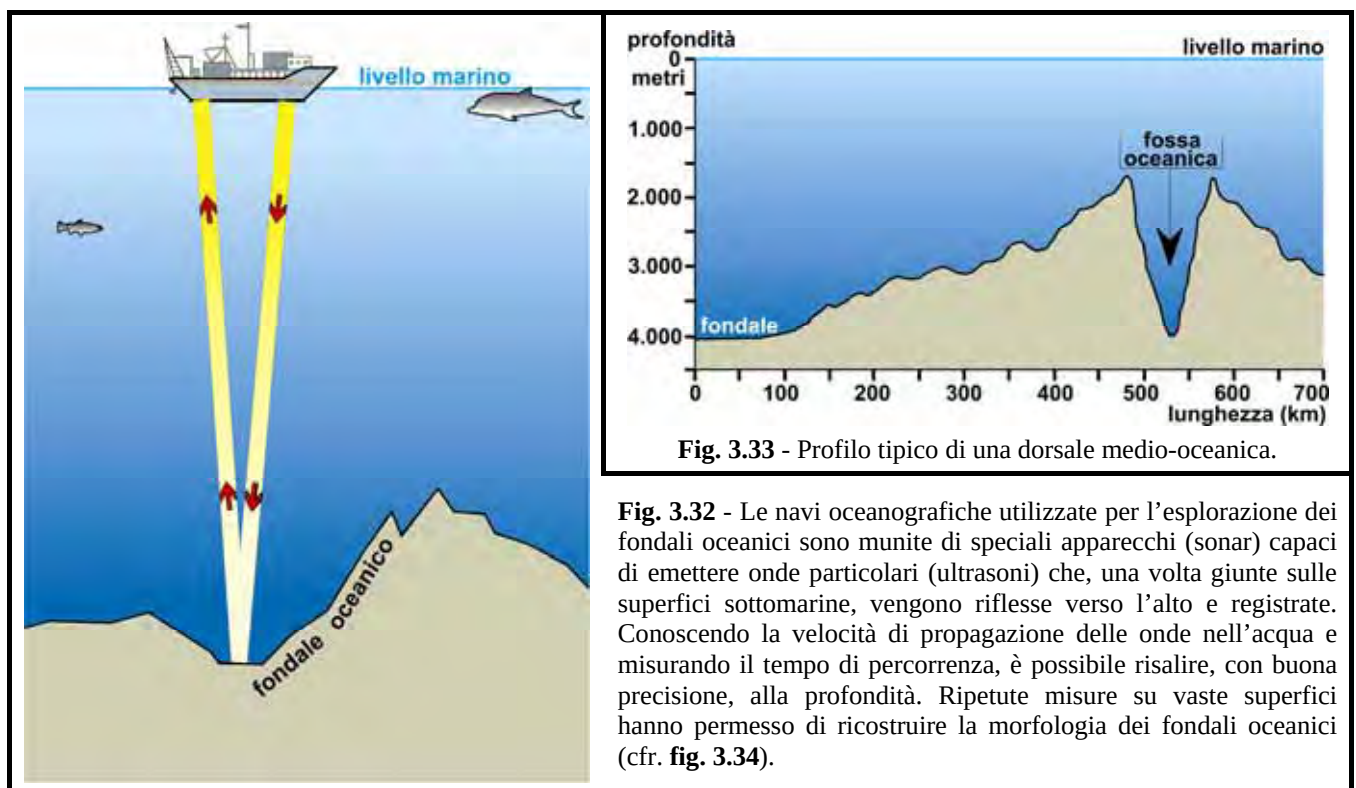


Fig. 3.33 - Profilo tipico di una dorsale medio-oceanica.

Fig. 3.32 - Le navi oceanografiche utilizzate per l'esplorazione dei fondali oceanici sono munite di speciali apparecchi (sonar) capaci di emettere onde particolari (ultrasuoni) che, una volta giunte sulle superfici sottomarine, vengono riflesse verso l'alto e registrate. Conoscendo la velocità di propagazione delle onde nell'acqua e misurando il tempo di percorrenza, è possibile risalire, con buona precisione, alla profondità. Ripetute misure su vaste superfici hanno permesso di ricostruire la morfologia dei fondali oceanici (cfr. **fig. 3.34**).

Grazie a queste ricerche è stato descritto con buona precisione l'insieme delle **dorsali sottomarine medio - oceaniche**. Esse costituiscono un sistema continuo che attraversa gli oceani Atlantico, Pacifico, Indiano e Antartico, per una lunghezza complessiva di quasi 70.000 km (**fig. 3.34**). Sono vere e proprie catene montuose larghe, in certe zone, fino ad oltre 1.500 km e che si elevano anche più di 2.000 m dai fondali oceanici (profondi 4 ÷ 5 km) ed ai quali si raccordano gradualmente. Negli oceani Pacifico ed Atlantico le dorsali sono percorse al centro da una valle mediana (fossa tettonica o oceanica o *rift valley*) con fianchi molto ripidi, profonda anche 2.000 m ed ampia complessivamente 50 km (**fig. 3.35**).

Dalle valli mediane, che possono essere considerate gli assi delle espansioni oceaniche, fuoriescono, ogni anno, 12 ÷ 20 km³ di lave basaltiche, più di dieci volte la quantità di lava emessa da tutti i vulcani continentali. Il sistema delle dorsali non corrisponde ad allineamenti perfettamente lineari, ma a spezzate nelle quali appaiono tratti rettilinei di dorsali, di lunghezza variabile, interrotti e spostati tra loro da fratture (faglie a scorrimento orizzontale) più o meno ortogonali.

Anche se le dorsali sono dette "medio - oceaniche", esse, in realtà, occupano posizioni decentrate rispetto ai margini continentali; addirittura in corrispondenza del mar Rosso, del golfo di Aden e del golfo della California, penetrano nei continenti.

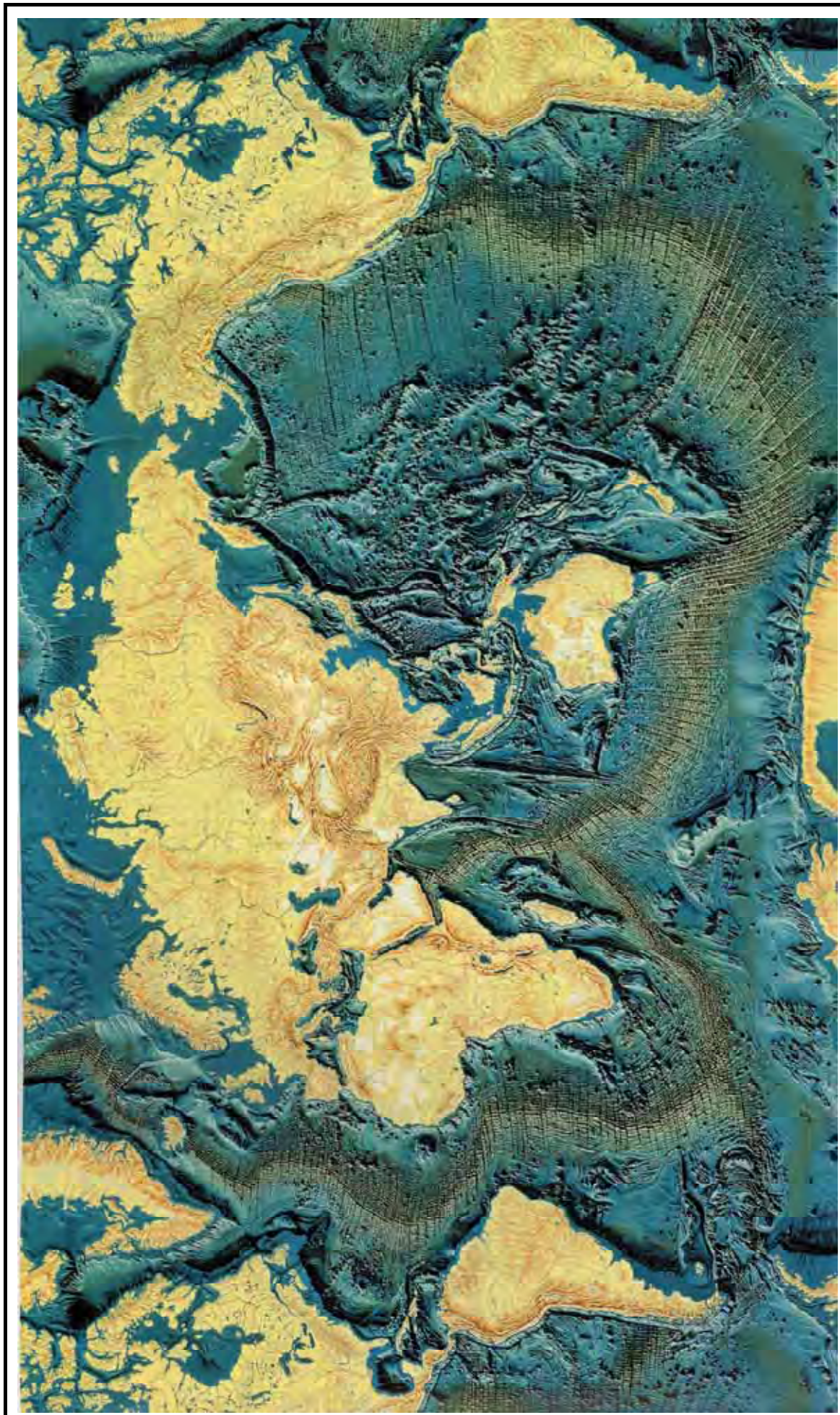


Fig. 3.34 - Mappamondo dei fondali oceanici

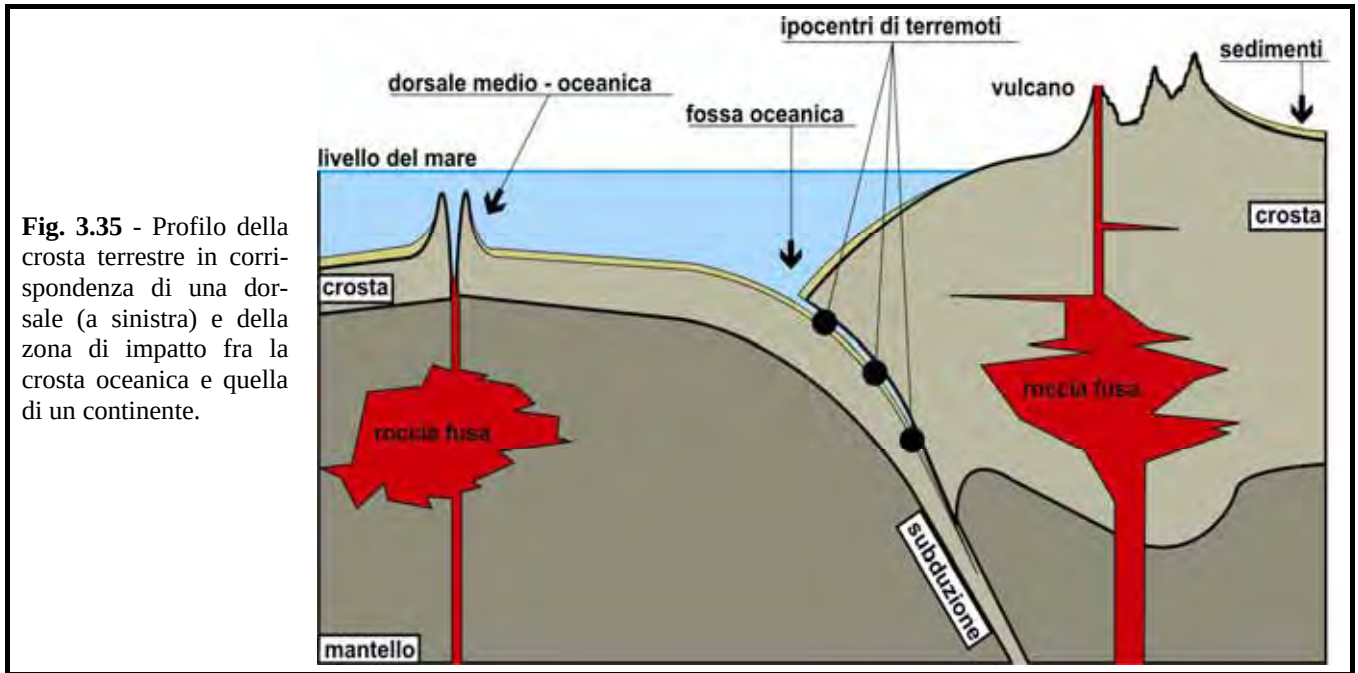


Fig. 3.35 - Profilo della crosta terrestre in corrispondenza di una dorsale (a sinistra) e della zona di impatto fra la crosta oceanica e quella di un continente.

In alcuni casi, per la maggior quantità di lave emesse, le dorsali possono affiorare formando isole; ciò si verifica in Islanda, nelle Azzorre ed in diverse isole dell'Atlantico meridionale (Ascensione, Tristan da Cunha,...). La dorsale medio-atlantica è una delle più studiate; essa presenta le seguenti caratteristiche:

- è mediamente levata di ~ 3.000 m dal fondale oceanico, è lunga più di 1.000 km, è sormontata da cime che si innalzano fino a formare delle isole;
- presenta una stretta fossa per quasi tutta la sua lunghezza;
- numerosi terremoti hanno ipocentro in corrispondenza delle creste;
- presenta un flusso di calore dal basso molto intenso rispetto alle aree adiacenti ed una forte attività vulcanica;
- le rocce presso la cresta sono geologicamente giovani; solidificate da appena un milione di anni;
- le isole vulcaniche dell'Atlantico, su entrambi i lati della dorsale, sono tanto più antiche quanto più sono distanti dalla dorsale stessa;
- le rocce dei fondali presentano magnetismo fossile alternativamente conforme e opposto al campo magnetico attuale, man mano che ci si allontana dalla dorsale e con andamento praticamente simmetrico sui due lati;
- le rocce sono tanto più antiche quanto maggiori sono le distanze su entrambi i lati dalla dorsale.

Sulla base di tali osservazioni, si può confermare che la crosta si sia lacerata in corrispondenza della dorsale medio-atlantica. Il vulcanesimo, la sismicità e l'elevato calore lungo questo allineamento sembrano connessi con la risalita del magma dal basso, che diventa via via più fluido per la diminuzione della pressione. L'età ed il magnetismo fossile delle rocce giustificano l'ipotesi secondo la quale il fondo dell'oceano si lacererebbe in modo continuo in corrispondenza dell'asse della dorsale, mentre la crosta oceanica, i vulcani sovrastanti e le isole verrebbero lentamente trasportati verso Est e verso Ovest. Per tale ragione le lave, mentre si consolidano, assumono una magnetizzazione conforme a quella del campo magnetico terrestre al momento della solidificazione e la conservano nei tempi successivi. La ripetizione di questi fenomeni è all'origine della successione di fasce alterne a polarizzazione opposta, presenti simmetricamente ai lati della dorsale. La velocità di allontanamento risulta intorno a $2 \div 5$ cm all'anno.

Queste osservazioni portano ulteriori conferme alla teoria di Wegener ed a quelle relative ai moti convettivi all'interno del mantello in grado di produrre spostamenti orizzontali che trascinano la crosta come un nastro trasportatore (**fig. 3.35 e 3.36**).

Per quanto riguarda l'Atlantico, due cicli convettivi opposti, entrambi ascendenti nella regione in cui sono in contatto, avrebbero prodotto la frattura iniziale che diede origine all'oceano ed avrebbero provocato l'allontanamento progressivo dei due lembi, mentre la continua fuoriuscita dei magmi avrebbe determinato la formazione della crosta oceanica e della dorsale medio-atlantica.

Queste osservazioni sono in buona parte valide anche per le altre dorsali, in corrispondenza delle quali, quindi, possiamo ipotizzare la presenza di correnti ascensionali nell'ambito dei moti convettivi nel mantello.

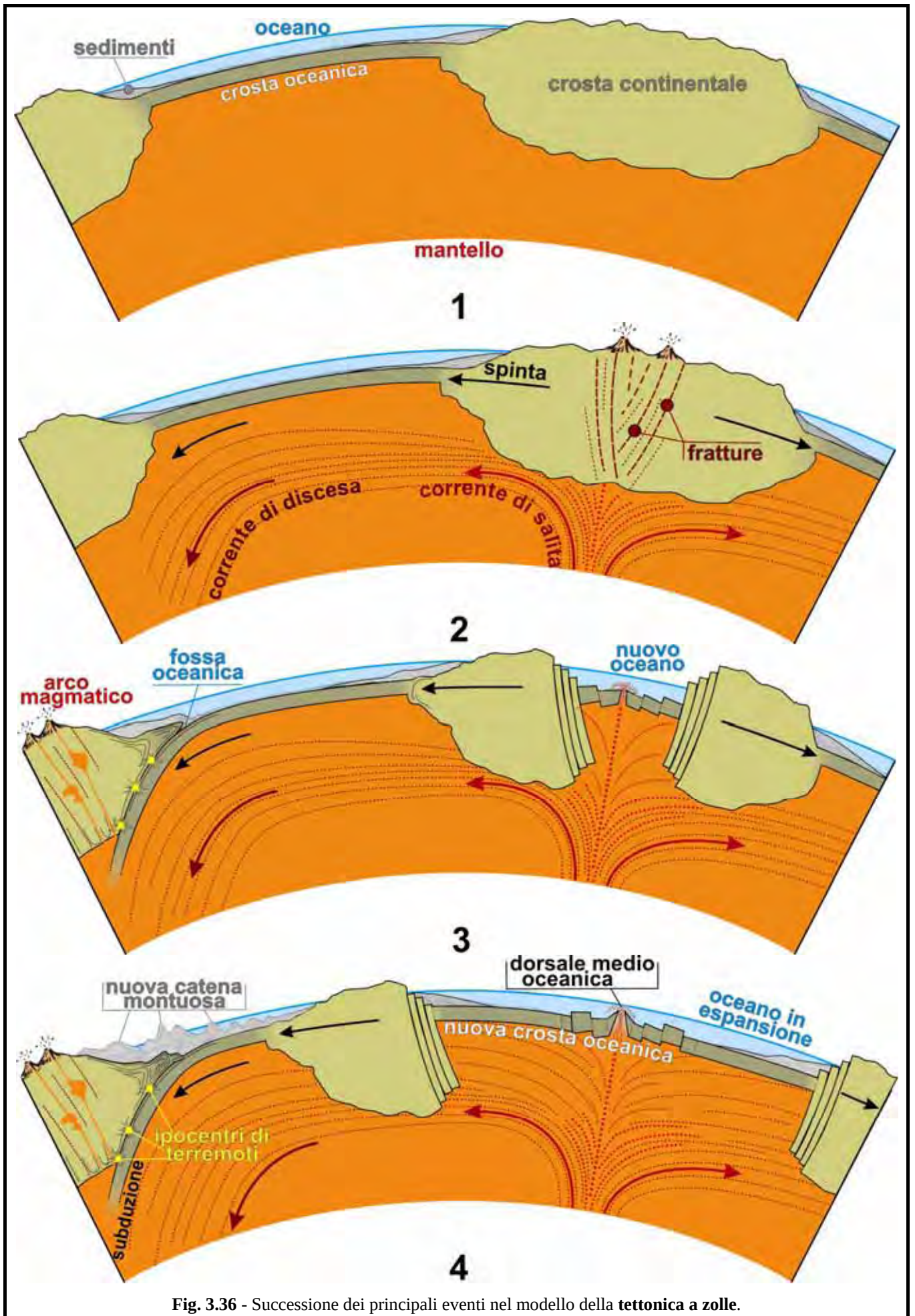


Fig. 3.36 - Successione dei principali eventi nel modello della **tettonica a zolle**.

3.10 - La tettonica a zolle

L'aspetto e la distribuzione di terre ed oceani è dunque il risultato di un insieme complesso di numerosi fenomeni, molti dei quali sono stati descritti nei precedenti capitoli e riassunti nella **fig. 3.36**. Acquisito che i continenti vanno effettivamente alla deriva, diventa necessario elaborare una teoria che tenga conto di tutte le precedenti osservazioni e delle varie teorie formulate in passato, in quanto quasi tutte presentano aspetti, più o meno rilevanti, che si possono ritenere attuali o comunque utili per una buona interpretazione dei fenomeni.

Nel 1967 fu formulata da Kenneth Victor MCKENZIE e Robert PARKER una ipotesi utile per inquadrare, in un unico sistema, quanto fino allora conosciuto. I due scienziati immaginavano la crosta terrestre suddivisa in una serie di zolle rigide di litosfera (**placche**; **fig. 3.37**), combacianti tra loro come i pezzi di un puzzle ed in costante movimento relativo. Ciò è alla base della **teoria della tettonica a zolle**, perfezionata nel corso degli ultimi decenni da ricerche che ne hanno ulteriormente confermato la validità.

La formulazione di tale teoria richiede una sorta di ripasso, seppure molto superficiale, di quanto fin qui illustrato, in quanto è necessario fare riferimento a tutto l'insieme dei fenomeni che coinvolgono la Terra. Infatti la teoria della tettonica a zolle costituisce un modello di funzionamento del nostro pianeta.

Per delimitare le varie zolle e comprendere i loro movimenti è necessario riflettere sulla distribuzione delle catene montuose, delle fosse oceaniche, dei vulcani e dei terremoti. Le montagne dell'orogenesi alpina (**tab. 3.1**) si sono sviluppate lungo il margine dei continenti americano ed asiatico e lungo l'allineamento comprendente l'Atlante, i Pirenei, le Alpi e gli Appennini, le catene transatlantiche fino all'Himalaya ed alla Birmania.

Le fosse oceaniche sono distribuite prevalentemente in prossimità di *archi insulari*, diffusi soprattutto lungo i margini dell'Asia e dell'Australia sul Pacifico (fosse delle Curili, del Giappone, delle Filippine, delle Marianne, di Tonga, della Sonda, ecc...) e presenti anche in altre parti, come nelle Antille (fossa di Portorico). Altri esempi di fosse prossime ai continenti sono quelle del Perù e del Cile. Esse sono state studiate recentemente e definite come geosinclinali attuali.

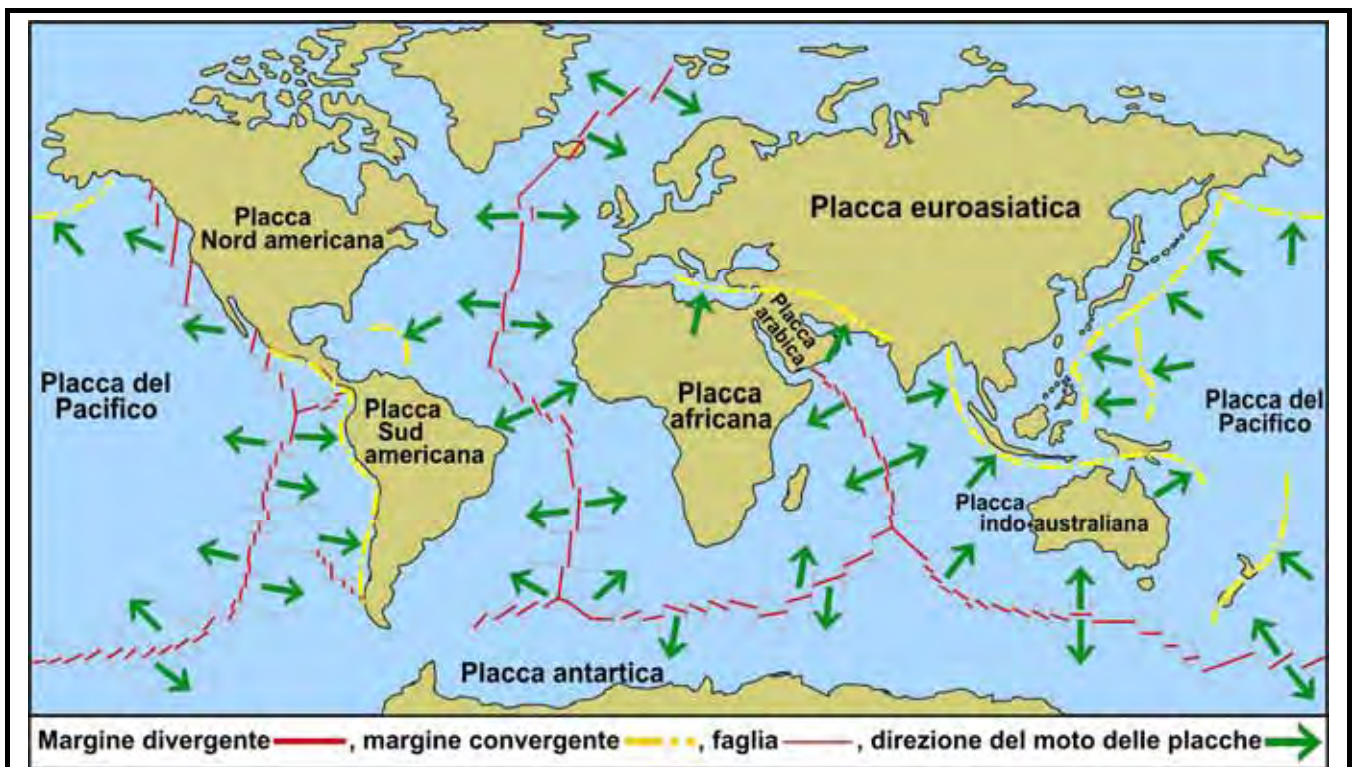


Fig. 3.37 - Si conoscono circa una ventina di placche; sette sono molto grandi, altre sono più piccole come, per es. quelle che stanno nella regione mediterranea (non rappresentate in figura per ragioni di scala). L'estensione delle placche non coincide con quella dei continenti; per es. la placca Nordamericana comprende sia il continente, sia una parte dell'oceano Atlantico.

I vulcani attivi presentano una distribuzione particolare: nell'anello di fuoco circumpacifico, ai margini del continente americano, lungo gli archi insulari asiatici e le dorsali medio - atlantica e indiana, nelle aree insulari e nei fondali del Pacifico, presso gli archi insulari delle Antille e dell'Indonesia, nel Mediterraneo e lungo

l'allineamento delle grandi fosse tettoniche asiatiche ed africane. Anche la maggior parte dei terremoti hanno ipocentro lungo fasce particolari e distinte in quattro gruppi:

- aree in corrispondenza delle dorsali medio - oceaniche, con ipocentro poco profondo;
- aree lungo le grandi faglie a scorrimento orizzontale; un esempio tipico è la faglia di S. Andrea (**fig. 3.18**), dove i terremoti hanno ipocentro poco profondo e non sono connessi con apparati vulcanici;
- aree connesse alle fosse oceaniche, i cui ipocentri si addentrano via via in profondità allontanandosi verso i continenti; dalla misura della velocità delle onde sismiche è stato possibile misurare l'angolo medio (45°) secondo il quale la crosta oceanica si infossa sotto la zolla continentale contro la quale si scontra;
- aree caratterizzate dalle più elevate catene montuose, dal Mediterraneo, attraverso l'Himalaya, fino alla Birmania, con terremoti poco profondi.

I terremoti poco profondi e l'attività vulcanica sono associati dove sono presenti fratture aperte, lungo le quali i magmi risalgono in superficie (per esempio la dorsale medio - atlantica). I terremoti che non sono associati all'attività vulcanica si manifestano nelle zone di compressione della crosta in prossimità delle correnti convettive di discesa. Infine vi è connessione tra le attività vulcanica e sismica presso le aree di recente orogenesi. I limiti delle zolle che suddividono la crosta sono individuati dalle fasce sismiche e sono le dorsali oceaniche, le fosse e le faglie a scorrimento orizzontale. Le zolle presentano i seguenti movimenti reciproci:

- si allontanano l'una dall'altra dando origine a depressioni oceaniche come è accaduto nel caso dell'Atlantico;
- si avvicinano l'una scivolando sotto l'altra, come si verifica nelle zone ove sono presenti le fosse oceaniche, dove una zolla sprofonda sotto gli archi insulari o i margini continentali;
- scorrono una accanto all'altra, come la faglia di S. Andrea;
- si scontrano frontalmente originando grandi catene montuose; il caso più evidente è quello della catena imalaiana sorta per la collisione della zolla indiana con il continente asiatico.

Tali movimenti sono causa di terremoti anche violenti nelle aree di contatto tra le zolle. Tra queste le principali sono le zolle eurasiatica, africana, indiana, pacifica, americana ed antartica.

La tettonica a zolle ha dunque recuperato l'ipotesi della deriva dei continenti sostenuta da Wegener circa 80 anni fa. Dunque 200 milioni di anni fa vi era un unico grande continente (**Pangea; 1 in fig. 3.38**), circondato da un unico oceano (**Panthalassa**) di cui un braccio penetrava nella massa continentale (**Tetide**; il cui residuo costituisce oggi il Mediterraneo). Con il passare del tempo, la Pangea si frantumò in vere e proprie grandi "zattere" che andarono alla deriva andando ad occupare le posizioni degli attuali continenti; continuando tali movimenti si potrebbe addirittura prevedere la loro posizione tra 50 milioni di anni (**6 in fig. 3.38**).

La tettonica a zolle consente di inserire la deriva nell'ambito dei movimenti delle placche di appartenenza. Nell'Atlantico l'allontanamento delle zolle è assicurato dall'espansione del fondale oceanico dovuto alla risalita di magma basaltico che genera nuova crosta. L'origine delle geosinclinali viene connessa con l'avvicinamento di una zolla oceanica con una continentale, con conseguente sprofondamento della prima sotto la seconda (**subduzione**), fino alla profondità di 700 chilometri, dove la placca oceanica viene assimilata nel mantello senza più dare origine ai terremoti. In corrispondenza della parte superficiale dell'area di contatto tra le zolle si forma la fossa oceanica in quanto il movimento reciproco determina un "inghiottimento" dei materiali, ciò che costituisce il presupposto per la formazione della geosinclinale. Quando il processo si arresta, inizia il sollevamento isostatico dei materiali accumulatisi nella fossa.

La distribuzione degli ipocentri alle diverse profondità è contemporaneamente una prova ed una conseguenza del moto di sprofondamento della crosta oceanica sotto quella continentale. Il moto di avvicinamento delle zolle è la causa delle compressioni laterali, fondamentali nei fenomeni orogenetici e metamorfici. Il grande sistema di faglie del mar Morto, del mar Rosso e dell'Africa orientale, rappresenta un oceano allo stato embrionale e giovanile (**6 in fig. 3.38**). L'Atlantico è un oceano ancora in espansione, mentre il Pacifico, a causa dei fenomeni di subduzione che tendono a restringerlo, è un oceano in declino. Il Mediterraneo è un oceano in chiusura (perciò si spiegano le attuali attività vulcaniche e sismiche). Infine l'area montuosa di contatto tra la zolla asiatica e quella indiana (Himalaya) è la cicatrice di un oceano estinto.

I principali sistemi montuosi italiani (Alpi ed Appennini) sono la conseguenza dell'orogenesi alpina (**tab. 3.1**) la cui massima attività si concluse intorno al miocene (circa 15 milioni di anni fa), ma ancora oggi sono in atto deformazioni post - collisionali; esse sono all'origine delle manifestazioni vulcaniche e sismiche attuali e caratteristiche dell'Italia centrale, meridionale e Nord - orientale. In linea di massima le due placche entrate in collisione sono quelle africana ed europea, precedentemente separate da un mare interno alla Tetide, denominato "*bacino ligure - piemontese*". Dallo scontro si è formato l'orogeno costituente oggi i rilievi montuosi della penisola, coinvolgendo nelle pieghe resti della litosfera oceanica interposta.

Nelle Alpi si sono prodotte, soprattutto durante l'eocene (oltre 40 milioni di anni fa), grandi falde di ricoprimento vergenti verso l'esterno (verso Ovest nelle Alpi occidentali e verso Nord in quelle centro - orientali), con ampia sovrapposizione del margine del continente africano su quello europeo. Nell'Appennino i fenomeni orogenetici sono in parte più recenti ed hanno comportato appilamenti di falde vergenti verso l'Adriatico.

Ad eccezione delle Alpi occidentali e della Sardegna (ed in parte dell'Appennino settentrionale e della Calabria), dove affiorano materiali del paleocontinente europeo e dell'antico bacino ligure - piemontese, la nostra penisola è prevalentemente formata da materiali del paleocontinente africano che sono stati coinvolti nell'orogenesi. La pianura Padana e la sua prosecuzione verso Sud, fino alla fossa bradanica, che sfocia nel golfo di Taranto, costituiscono un bacino relativamente recente, post - collisionale, subsidente, sul quale si accumulano i prodotti del disfacimento delle montagne, con conseguente formazione di potenti sedimenti.

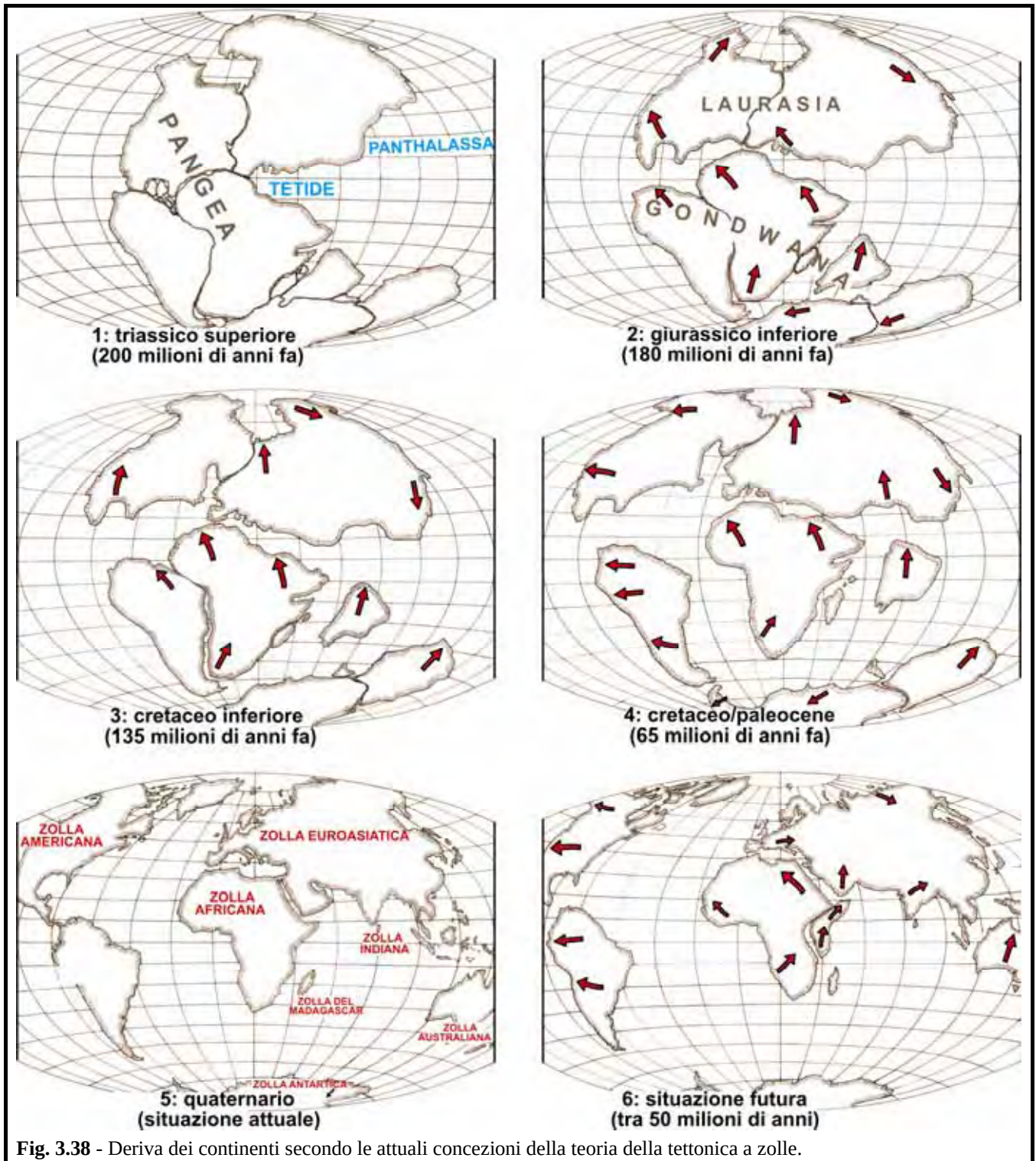


Fig. 3.38 - Deriva dei continenti secondo le attuali concezioni della teoria della tettonica a zolle.

Il ciclo delle rocce è dunque caratterizzato da un insieme molto complesso di fenomeni naturali, alcuni dei quali visibili sulla superficie della Terra, o perché avvengono sotto i nostri occhi o perché di quelli verificatisi nel passato e di cui vi sono chiare tracce. Altri si manifestano nella crosta e nel mantello e non sono direttamente osservabili, ma di essi, sulla base di osservazioni dall'esterno e con deduzioni e modelli in grado di interpretarne le conseguenze sulla superficie terrestre, si può comprendere la natura e le modalità con le quali si verificano. Nella maggior parte dei casi, infine, i fenomeni naturali connessi al ciclo delle rocce avvengono in tempi lunghissimi immensamente superiori alla durata media della vita dell'osservatore uomo.

3.11 - Il ciclo delle rocce

È necessario, a questo punto, proporre uno schema che riassume il *ciclo delle rocce* (**fig. 3.39**) avvertendo che, proprio per la sua complessità, conviene, al fine di comprenderne il meccanismo, fare riferimento agli elementi essenziali. Esso è una visione grafica di un modello capace di fornire una buona interpretazione dei fenomeni naturali che avvengono a livello della crosta. Questo modello è rappresentato dalla teoria della tettonica a zolle ed è il risultato di un processo scientifico che, come abbiamo visto, si è rivelato spesso caratterizzato da un ampio dibattito, talora anche aspro e polemico.

La “macchina Terra” è azionata da motori alimentati da due fonti di energia. Esse sono costituite dall'accumulo di energia radioattiva sotto la crosta e dall'energia solare. La prima alimenta i cicli convettivi del mantello, mentre la seconda alimenta il ciclo dell'acqua ed i cicli biogenici. Il materiale solido viene aggiunto alla crosta dal basso (grazie alle correnti convettive ascensionali) per mezzo dell'espansione della crosta oceanica e dell'attività del vulcanesimo. Contemporaneamente si realizza un afflusso notevole di calore sufficiente a determinare fusione delle rocce e metamorfismo. Un aspetto non trascurabile è l'apporto, verso la superficie, di materiali fluidi e gassosi legati al vulcanesimo ed ai fenomeni all'origine delle acque termali.

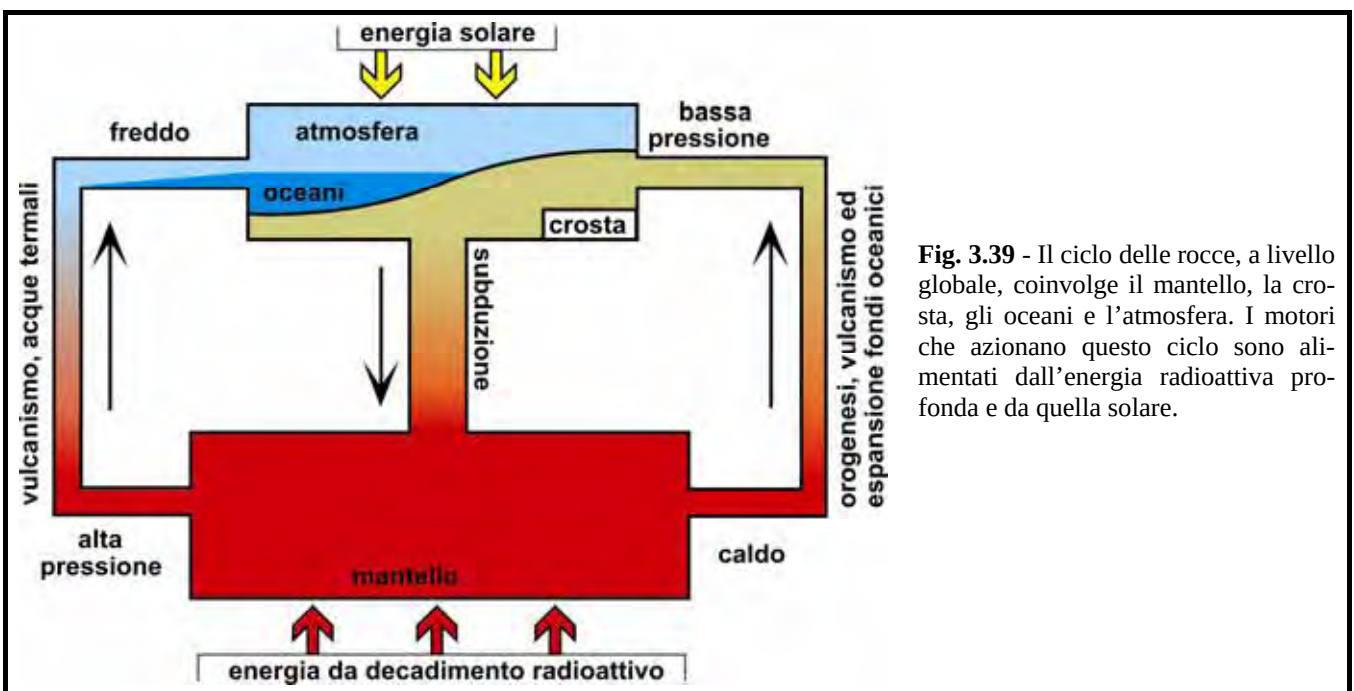


Fig. 3.39 - Il ciclo delle rocce, a livello globale, coinvolge il mantello, la crosta, gli oceani e l'atmosfera. I motori che azionano questo ciclo sono alimentati dall'energia radioattiva profonda e da quella solare.

Il ritorno dei materiali in profondità è rappresentato dal fenomeno di subduzione, per mezzo del quale viene inghiottita nel mantello la parte cristallina della crosta ed i sedimenti sovrastanti. Quindi tutta la materia è coinvolta nei cicli convettivi del mantello ma, in linea di massima, la gravità seleziona i materiali in modo che quelli a minore densità (costituiti da materiali prevalentemente sialici) si dispongano presso la superficie e viceversa per quelli più “pesanti” (costituiti prevalentemente da materiali femici).

Limitatamente alla superficie terrestre il ciclo dell'acqua assume particolare rilievo. Da esso dipende il volume degli oceani e questi rappresentano un grande serbatoio nel quale avvengono complessi processi fisico/chimici in equilibrio con l'atmosfera e che sono all'origine della formazione di molti sedimenti; i depositi evaporitici rappresentano solo l'esempio più evidente di formazione di materiali quale conseguenza di un processo chimico.

Dall'energia solare dipende il processo di fotosintesi dei vegetali; questi costituiscono il primo anello della catena alimentare che sostiene complesse comunità viventi. Potenti sedimenti costituiti da resti calcarei e/o silicei di

organismi che, un tempo, avevano potuto nascere, nutrirsi, riprodursi (e morire) grazie al flusso di energia della piramide energetica nell'ambito della quale quegli organismi occupavano una precisa posizione.

Ma l'energia solare alimenta anche la "macchina del tempo meteorologico", artefice essenziale del disfacimento dei materiali delle terre emerse e della conseguente formazione dei detriti. Questi ultimi subiscono trasporto e quindi si accumulano per formare sedimenti in corrispondenza delle bassure e delle depressioni come le geosinclinali. Ma i sedimenti, che altro non sono che "frammenti" di materiali derivanti, in ultima analisi, dai processi di costruzione che hanno origine dalle profondità della Terra, vengono anch'essi coinvolti nella subduzione per ritornare nuovamente a far parte dei materiali del mantello, chiudendo così il ciclo.

SCHEDA 3.1 - La polemica sulla teoria della deriva dei continenti

L'ultimo capitolo dell'opera di Wegener (*La formazione dei continenti e degli oceani*) è dedicato al quesito riguardante i meccanismi con i quali avviene la deriva. Ma a questo punto lo scienziato, per quanto efficace nel dimostrare la validità della teoria nel rispondere ai numerosi problemi posti dalla geologia e dalla storia del nostro pianeta, mostrò una debolezza nel tentativo di dimostrare i meccanismi con i quali i continenti venivano portati a spasso per il Mondo. In altri termini Wegener, nonostante i suoi sforzi e nonostante le ipotesi elaborate dal geologo americano F.B. TAYLOR (che prima di lui, già nel 1910, aveva ipotizzato lo spostamento dei continenti verso l'equatore), non riuscì a spiegare in termini convincenti "il come e perché". Per brevità non illustreremo le argomentazioni proposte dal geofisico tedesco, ma ci limiteremo ad una breve sintesi delle obiezioni alla teoria sulla deriva dei continenti.

Nel 1928 fu tenuto a New York un congresso sulla deriva dei continenti, patrocinato dalla American Association of Petroleum Geologist. Esso segnò un momento importante per la storia della geologia. In quella sede un noto geologo dichiarò: *"Dopo aver considerato la teoria con animo scevro di ogni parzialità, ne concludo, con l'aiuto della geofisica, della geologia e della paleontologia, che essa deve essere rifiutata"*. Quali forze avrebbero dovuto trascinare i giganteschi continenti sopra il mantello? Le forze descritte da Wegener sono di un ordine di grandezza troppo piccole rispetto a ciò che si riteneva necessario. Inoltre, secondo i sostenitori della teoria, le rocce pesanti che compongono il mantello sono certamente solide; tuttavia, se concediamo il tempo necessario, si comportano come un fluido, permettendo alle masse continentali di aprirsi un varco nelle porzioni superiori del mantello; quindi la crosta è più rigida dei materiali sottostanti. Ma Wegener asseriva anche che le catene montuose si formarono sul margine anteriore dei continenti alla deriva quando le masse continentali, incontrando la resistenza del mantello, furono compresse formando le montagne a pieghe. Ma allora ciò dimostrerebbe che anche il mantello è rigido almeno quanto la crosta e come può al contempo essere meno "duro" tanto da consentire la "navigazione" delle "zattere" continentali?

La Terra ha una storia di alcuni miliardi di anni. Eppure, secondo Wegener, il continente originario non iniziò a spaccarsi fino all'era mesozoica. Non è strano che un avvenimento importante come la deriva dei continenti sia avvenuto soltanto in un periodo molto recente della storia terrestre? Perché non avrebbe dovuto verificarsi prima quando, si credeva, la Terra era geologicamente più attiva. Alcuni geologi inoltre confutarono anche la congruenza delle opposte coste atlantiche in quanto per giustificare le attuali forme e posizioni dei continenti si doveva ammettere anche una loro deformazione tanto che un avversario della teoria dichiarò: *"È quindi evidente che Wegener si è permesso straordinarie libertà con la rigida crosta terrestre, considerandola così flessibile da poter allungare le due Americhe verso Nord e verso Sud di circa 3.000 chilometri"*.

Anche le prove paleontologiche vennero messe in dubbio. Si rilevò che solo il 5 % delle specie animali, invece del 50 ÷ 75 % di cui parlavano i sostenitori della deriva, mostra reali affinità nelle due sponde dell'Atlantico. Infine sembrava strano che i continenti avessero conservato la loro forma originaria dopo uno spostamento su larga scala, che invece avrebbe dovuto deformarli e danneggiarli. Anche se si fosse dimostrato che coste e strati corrispondono perfettamente, ciò avrebbe confutato piuttosto che provato la teoria. Se tanto la concordanza quanto la discordanza delle linee di costa le erano contro, allora la deriva non aveva certo possibilità di essere accettata da tutti. Un avversario della teoria arrivò ad affermare che il metodo di Wegener *"... non è scientifico, ma segue questo noto processo: all'inizio c'è l'idea, seguita da una ricerca selettiva tra le pubblicazioni per trovare prove a favore, ignorando la maggior parte dei fatti che le si oppongono e terminando in uno stato di autointossicazione in cui l'idea soggettiva viene ad essere considerata un fatto oggettivo"*.

Il congresso fu chiuso da una relazione del presidente (l'olandese VAN WATERSCHOOT) che, dopo avere ammesso che la causa della deriva non era adeguatamente giustificata, affermò che, come soluzione del problema della distribuzione dei fossili, la teoria della deriva dei continenti era più fondata di quella dei ponti intercontinentali. Fino a quel momento (1928) non era stata trovata una spiegazione plausibile per il meccanismo della deriva, ma se ne sarebbe potuta scoprire una per il futuro. Riguardo alla questione della somiglianza tra le coste dell'Atlantico, il presidente accettò i vari punti di vista e concluse che, benché non ci si poteva aspettare una perfetta concordanza dopo uno spostamento su larga scala, un'approssimativa somiglianza tra le forme dovrebbe essere, ed è, conservata. Riguardo all'obiezione che la deriva continentale fosse compresa in un periodo troppo recente della storia terrestre, egli fece notare come Wegener avesse esaminato la storia dei continenti risalendo indietro nel tempo fino al punto in cui era possibile, in relazione alle conoscenze del momento e non parlasse della precedente storia terrestre, di cui abbiamo così pochi elementi. Nell'antichità remota poteva e non poteva esserci stata una deriva dei continenti. Non era logico attaccare Wegener per l'arbitrarietà dell'ipotesi che non fossero avvenuti precedenti spostamenti dei continenti.

SCHEDA 3.2 - Il declino della teoria della deriva

Come abbiamo visto la teoria della deriva dei continenti divenne l'argomento di vivaci discussioni tra i geologi ed i geofisici. La questione principale della polemica si era spostata dalle teorie originarie di Taylor e Wegener a quelle proposte da altri scienziati come Joly ed Holmes, teorie formulate con grande originalità, ma troppo avanzate rispetto ai tempi.

Le nuove teorie, buone o cattive, hanno una caratteristica: differiscono dalle opinioni dominanti. È facile assumere un atteggiamento di rifiuto ed opporsi ad una idea nuova con il conforto delle opinioni correnti. Molti geofisici si affiancarono ai geologi ortodossi nel rifiutare la nuova idea della deriva dei continenti, ritenendola impossibile. Ancora nel 1959 H. JEFFREYS, nella sua opera *"The Earth"* affermava che: *"In realtà possiamo applicare alla teoria proposta da Wegener le parole usate da Dutton riguardo alla teoria della convezione termica: è quantitativamente insufficiente e qualitativamente inapplicabile. È una spiegazione che non spiega nulla di quanto vogliamo spiegare"*

La teoria della deriva dei continenti fu così dimenticata, considerata uno stravagante sogno di Wegener ed appena citata nelle lezioni universitarie. La teoria sarebbe morta se, dopo la seconda guerra mondiale, non si fosse scoperta la **prova indipendente**, auspicata da Holmes, fornita inaspettatamente dal geomagnetismo. Negli ultimi decenni sempre più numerose osservazioni di fatti e fenomeni terrestri fecero rinascere la teoria di Wegener e le idee dei coraggiosi scienziati dei suoi tempi. È notevole come in tanti casi i nostri illustri predecessori abbiano indicato, già molti decenni or sono, le idee che costituiscono oggi le moderne frontiere delle Scienze della Terra.

SCHEDA 3.3 - Un po' di fisica con l'elettromagnetismo

La direzione assunta dall'ago di una bussola in prossimità di un magnete dipende dalla attrazione tra la coppia di poli opposti e dalla repulsione tra la coppia di poli uguali. Quando la bussola è vicina al polo Nord del magnete (**fig. 3.40**), l'ago della bussola punta decisamente verso l'estremità del magnete stesso. L'ago si dispone parallelamente al magnete quando è equidistante da entrambi i poli, in quanto le forze si equilibrano. Avvicinandosi al polo Sud, la bussola punta decisamente verso l'estremità del magnete, ma con orientamento opposto rispetto alla prima posizione.

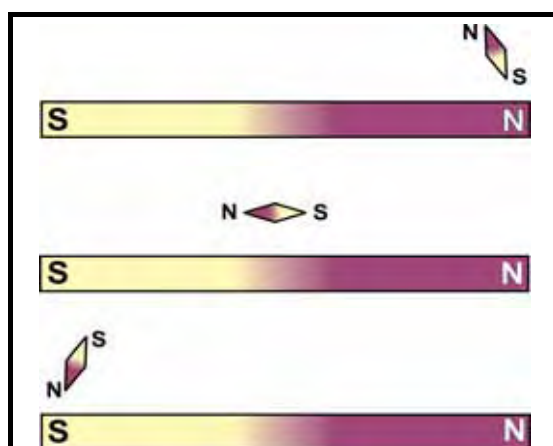


Fig. 3.40 - Orientamento dell'ago di una bussola in varie posizioni intorno ad un magnete.

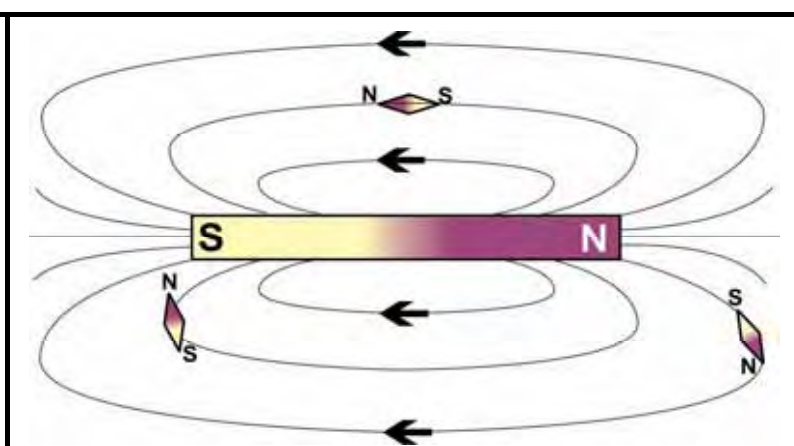


Fig. 3.41 - Rappresentazione di un campo magnetico con le linee di forza.

Queste osservazioni permettono di realizzare una sorta di grafico delle direzioni assunte dalla bussola in tutti i possibili punti intorno al magnete; il grafico è un insieme di linee che si ottengono unendo le direzioni dei singoli punti; esse vengono denominate **linee di forza** (**fig. 3.41**) e delimitano una regione di spazio intorno al magnete detto **campo magnetico**. In ogni punto la direzione della linea di forza indica quella assunta da un ago magnetico libero di muoversi. Man mano che si considerano punti più distanti dal magnete, le linee di forza sono gradualmente più distanziate l'una dall'altra a rappresentare un campo magnetico sempre più debole. Ad una certa distanza tale campo diventa praticamente nullo (le linee di forza non sono più rappresentabili) e le forze che agiscono su un ago magnetico sono troppo deboli per riuscire ad orientarlo.

La Terra è all'origine di un campo magnetico descrivibile da un insieme di linee di forza il cui andamento può essere interpretato presupponendo che, all'interno del nostro pianeta, sia presente un gigantesco magnete con asse coincidente, ma non esattamente, con l'asse di rotazione (**fig. 3.42**). Recentemente, con l'aiuto dei satelliti artificiali, si è potuto confermare che la Terra è circondata da un campo magnetico bipolare. Allontanandosi dal pianeta il campo subisce distorsioni causate dal vento solare, una corrente di particelle dotate di cariche elettriche emanate dal Sole, ma questa è una modificazione imposta dall'esterno, indipendente dall'origine del campo magnetico.

Nei pressi dell'equatore l'ago di una bussola, libero di oscillare anche sul piano verticale, tende ad orientarsi lungo una direzione tangente alla superficie terrestre. Considerando posizioni a latitudini via via superiori, la direzione dell'ago tende ad inclinarsi rispetto alla tangente alla superficie (**fig. 3.42**), fino ad arrivare al polo magnetico terrestre in corrispondenza del quale l'ago tende ad assumere una direzione verticale. L'angolo fra la direzione dell'ago e la tangente alla superficie terrestre viene detto **inclinazione magnetica**; esso, in linea di massima, varia da 0° presso l'equatore fino a 90° nei pressi dei poli

magnetici terrestri, dove le normali bussole, libere di muoversi solamente sul piano orizzontale, non sono più in grado di funzionare normalmente. Questo fatto è coerente con l'andamento delle linee di forza del campo magnetico terrestre rappresentato nella succitata **fig. 3.42**.

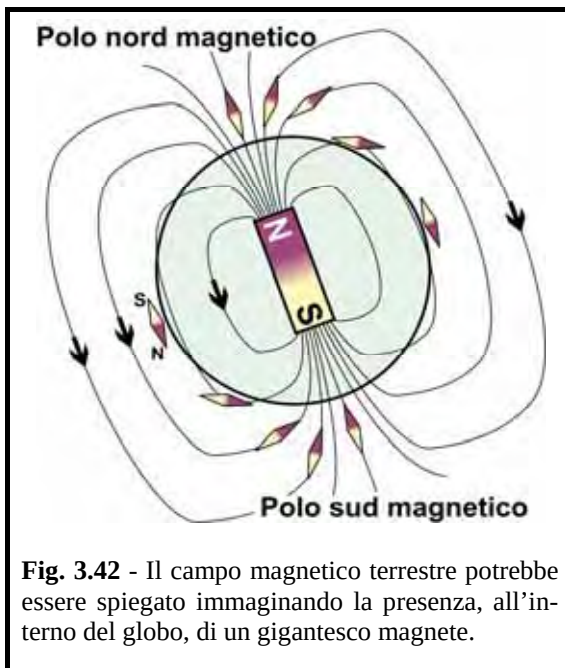


Fig. 3.42 - Il campo magnetico terrestre potrebbe essere spiegato immaginando la presenza, all'interno del globo, di un gigantesco magnete.

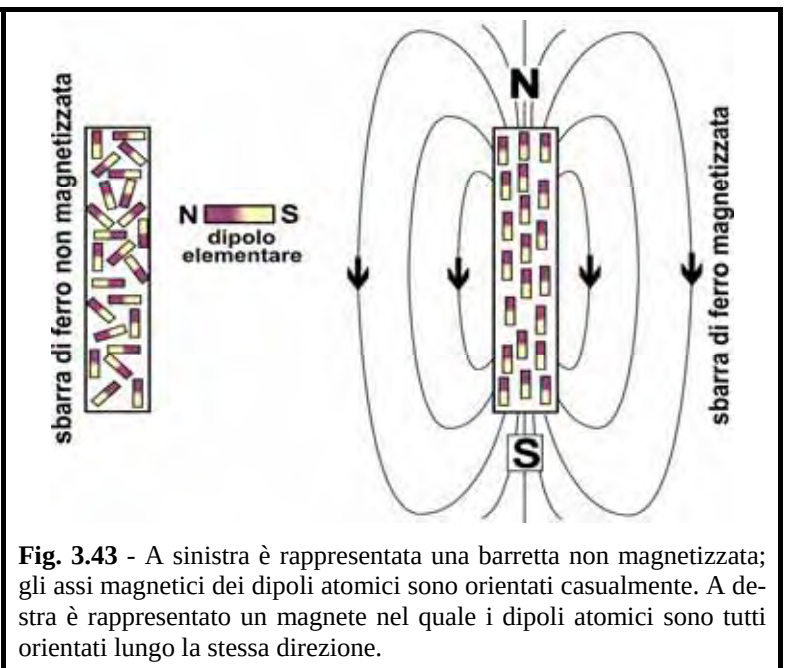


Fig. 3.43 - A sinistra è rappresentata una sbarra non magnetizzata; gli assi magnetici dei dipoli atomici sono orientati casualmente. A destra è rappresentata un magnete nel quale i dipoli atomici sono tutti orientati lungo la stessa direzione.

Sappiamo che una sbarra di ferro magnetizzata è del tutto identica (dal punto di vista fisico e chimico) ad un'altra sbarra dello stesso materiale, ma non magnetizzata. Avvicinando le due, anche la seconda sbarra diventa un magnete. Questi fatti ci fanno pensare che la caratteristica di un materiale ferroso a comportarsi come un magnete non dipende dalla sua composizione chimica o dalla sua struttura fisica. Si potrebbe pensare che la presenza o l'assenza di magnetizzazione sia dovuta alla disposizione degli atomi immaginandoli come se ciascuno di essi fosse una microscopica calamita e quindi dotato di un proprio asse magnetico. Si può allora ipotizzare che una sbarra non magnetizzata è costituita da atomi che hanno assi magnetici senza una orientamento preferenziale, disposti casualmente; quindi i campi bipolari di ciascun atomo interferirebbero tra loro e la sbarra non appare magnetizzata (**fig. 3.43**, a sinistra). Ma se questa viene avvicinata ad un magnete, i dipoli atomici si orienterebbero analogamente all'ago di una bussola e tenderebbero ad orientarsi tutti allo stesso modo, lungo un'unica direzione. I singoli campi, anziché annullarsi reciprocamente, darebbero luogo, come risultante, ad un unico campo magnetico molto più intenso e la sbarra apparirebbe magnetizzata (**fig. 3.43**, a destra).

Il punto sulla superficie terrestre dell'emisfero boreale in cui l'ago della bussola tende a disporsi verticalmente, viene detto **"Polo Nord Magnetico"**. La sua posizione attuale si trova a 71° Lat. Nord e 96° Long. Ovest, nell'isola Principe di Galles (Canada). Il **Polo Sud Magnetico** si trova nell'Antartide a 72° Lat. Sud e 156° Long. Ovest. Ciò significa che essi non coincidono con i poli (geografici) attorno ai quali ruota la Terra. Pertanto la bussola indica solo approssimativamente i poli geografici; l'angolo compreso fra la direzione verso il polo magnetico e quella verso il polo geografico viene detto **declinazione magnetica**, anch'essa grosso modo crescente da valori minimi (0° ÷ 10° alle più basse latitudini) fino a valori massimi, anche superiori a 50°, avvicinandosi ai poli. La declinazione magnetica non è costante nel tempo. Per esempio nel 1580, a Londra, era pari a 11°, mentre nel 1912 giunse al valore di 16°. Ciò significa che i poli magnetici modificano la loro posizione rispetto a quelli geografici, cioè l'asse magnetico si sposta. Inoltre la polarità del campo magnetico terrestre sembra essersi invertita numerose volte nella storia geologica terrestre, come dimostrato dalla debole magnetizzazione osservabile in certe lave e rocce sedimentarie antiche. Quelle descritte sono osservazioni della realtà presente e probabilmente passata; sorgono spontanee le seguenti domande: perché la Terra possiede un campo magnetico? E perché questo subisce oscillazioni e addirittura si inverte?

Quando si avvicina una calamita ad un pezzo di ferro, non si dovrebbe manifestare alcuna attrazione in quanto uno solo dei due pezzi è magnetizzato. In realtà nel pezzo di ferro, immerso nel campo della calamita, gli atomi orientano il loro asse magnetico facendo diventare lo stesso pezzo di ferro un magnete (indotto) che a quel punto interagisce con la calamita consentendo l'attrazione. Quando i materiali fusi, raffreddandosi nelle profondità della Terra, giungono in prossimità del punto di cristallizzazione, il campo magnetico terrestre tende ad allineare i deboli campi bipolari atomici del materiale roccioso. In seguito al continuo raffreddamento ed alla definitiva cristallizzazione, tale allineamento magnetico rimane "fissato" nella roccia ormai solida, come una sorta di fotografia delle caratteristiche del campo magnetico al tempo in cui la roccia stessa si è formata.

Al crescere della temperatura di un corpo, secondo la teoria cinetica della materia, aumenta l'agitazione delle particelle che lo compongono. Scaldando un magnete i suoi atomi assumono movimenti sempre più accentuati, fino a superare i limiti oltre ai quali perdono l'allineamento degli assi magnetici, ma senza che ancora avvenga la fusione. La temperatura alla quale si verifica tale fenomeno di perdita di magnetizzazione viene chiamata *temperatura di Curie*. Essa (700 °C) è molto inferiore al punto di fusione del ferro e non sembra essere influenzata in modo significativo dalla pressione. Ammettendo che il nucleo

della Terra sia composto prevalentemente da ferro, esso è sicuramente molto più caldo rispetto al valore di riferimento di 700 °C e quindi l'ipotesi di un magnete entro la Terra non è sostenibile.

I magneti non sono i soli in grado di produrre campi magnetici. Il fisico belga H. C. OERSTED (1777 - 1851) notò che un filo percorso da corrente elettrica (flusso di elettroni all'interno di un conduttore) genera un campo magnetico in grado di orientare un ago posto nelle vicinanze sempre secondo la tangente ad un cerchio il cui centro sta sul filo teso (**fig. 3.44**). Immaginiamo di avvitare una vite facendola penetrare nel verso della corrente. Il polo Nord dell'ago si orienta nel verso della rotazione di avvitamento; se si inverte la corrente, anche l'ago magnetico inverte il suo verso.

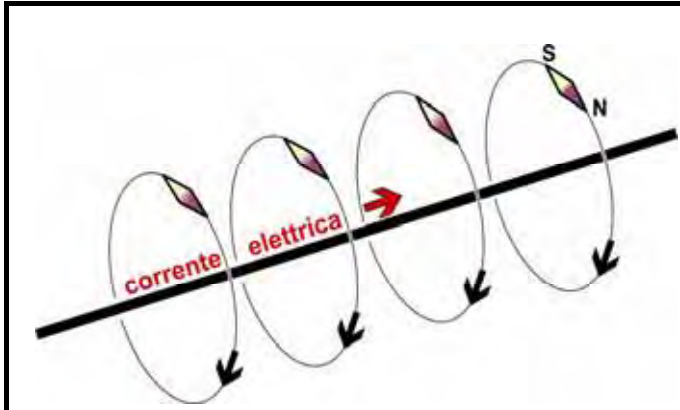


Fig. 3.44 - Campo magnetico prodotto da una corrente elettrica lungo un conduttore lineare.

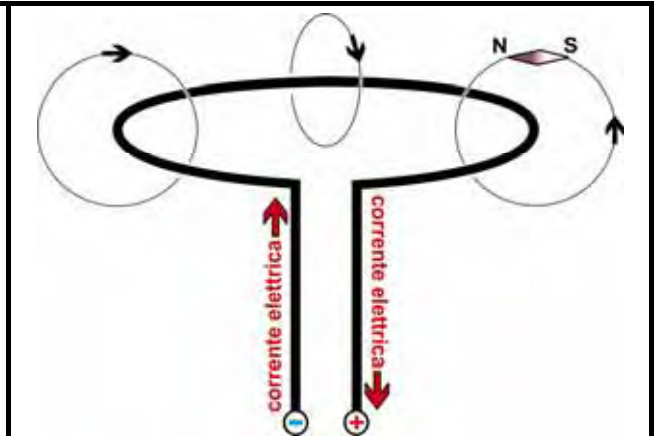


Fig. 3.45 - Campo magnetico prodotto da una corrente elettrica lungo un conduttore piegato ad anello.

La scoperta di Oersted diede inizio ad una serie di nuove acquisizioni scientifiche da parte di fisici quali il francese A. M. AMPERE (1775 - 1836), l'inglese M. FARADAY (1791 - 1867) e lo scozzese J.C. MAXWELL (1831 - 1879) che chiarirono i rapporti esistenti tra elettricità e magnetismo. La scoperta di Oersted permette di ipotizzare la formazione di un campo magnetico terrestre facendo a meno dell'idea di un magnete permanente nella Terra. Se il filo venisse curvato, formando un anello, si determina un campo magnetico più intenso (**fig. 3.45**). Infatti considerando una sezione dell'anello (**fig. 3.46**), in cui a sinistra la corrente viaggia verso l'interno, mentre a destra viaggia verso l'esterno, entrambi i fili producono un campo magnetico rappresentato da un maggior numero di linee di forza nello spazio e quindi più forte che all'esterno dell'anello. L'insieme delle linee di forza disegna un campo magnetico simile a quello indicato in **fig. 3.41**; ciò dimostra che una corrente che si muove lungo un anello può determinare un campo magnetico analogo a quello prodotto da un magnete permanente. L'intensità del campo varia in funzione di quella della corrente ed inverte la propria polarità all'inversione del verso della corrente stessa.

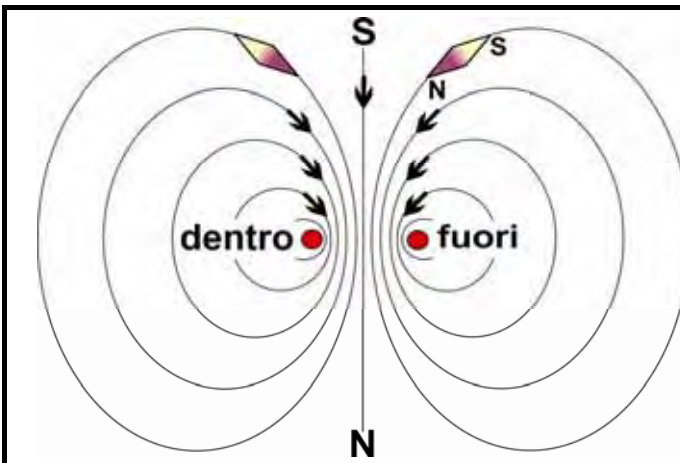


Fig. 3.46 - Il campo magnetico prodotto da una corrente in un circuito ad anello è molto simile a quello di un magnete permanente (**fig. 3.40**).

Questa relazione tra elettricità e magnetismo può anche consentire una buona interpretazione del comportamento dei dipoli atomici costituenti i magneti. Se in certi gruppi di atomi esiste una orientazione preferenziale delle orbite elettroniche, entro le quali la maggior parte degli elettroni ruota in un determinato verso, si formano minuscoli anelli (circuiti) di corrente in grado di generare campi magnetici. Da ciò consegue che il magnetismo permanente non è un fenomeno distinto dall'elettromagnetismo, ma è solo la manifestazione, a scala macroscopica, della disposizione orientata di molti "elettromagneti" microscopici. Come abbiamo visto, la temperatura interna della Terra è troppo elevata per consentire questo tipo di orientamento a livello atomico. Pertanto l'origine del campo magnetico terrestre probabilmente deve la sua permanenza ad un ordinamento su scala maggiore.

SCHEDA 3.4 - Formazione delle Alpi

Una depressione della superficie terrestre poco profonda ed occupata da acque salate, appartenente alla piattaforma continentale, quindi con fondale costituito da materiali rocciosi paragonabili a quelli tipici delle terre emerse (prevalentemente sialici), sotto il profilo geologico, si può definire “mare”; l'esempio più classico è il mare Adriatico. Gli oceani non si distinguono semplicemente per estensione; essi costituiscono le porzioni della superficie terrestre coperte dalle acque marine al largo delle scarpate continentali, con profondità oltre i 3.000 ÷ 4.000 m; la crosta (pochi km, molto più sottile rispetto ai continenti) è formata da rocce magmatiche di tipo femico (es. il basalto, eruttato dai vulcani sottomarini lungo le dorsali oceaniche e proveniente dalle porzioni superficiali del mantello), tanto che si utilizza convenientemente l'espressione di “crosta oceanica” per ben distinguerla dalla “crosta continentale”, più “leggera”, più superficiale, molto più “spessa” e più rigida. Questa distinzione, come vedremo, è importante per meglio comprendere la storia geologica delle Alpi.

La storia inizia nel triassico, poco più di 200 milioni di anni fa. Allora esisteva un solo continente, detto “Pangea” (1 in fig. 3.38), circondato da un unico oceano, detto “Panthalassa”. Esso si insinuava nel continente, come una vasta e profonda insenatura, a formare una sorta di oceano minore detto “Tetide”, con profondità molto diverse, con presenza di terre emerse e quindi da sue porzioni, soprattutto vicino ai margini del continente, poco profonde, su piattaforme continentali e quindi classificabili come “mari”. Alcune di queste aree si prosciugavano o erano invase solo in occasione delle alte maree; erano presenti lagune, scogliere, atolli corallini, paludi salmastre, ... Molti di tali ambienti erano caratterizzati da rapide evoluzioni, anche in funzione dei carichi detritici portati dai fiumi (ghiaia, sabbia, limo) derivanti dal disfacimento dei rilievi continentali e che andavano a formare consistenti sedimenti sui fondali di quei mari. La porzione occidentale della Tetide, quella con caratteri più continentali, è stata denominata, da alcuni Autori, come regione dell'Adria, il cui aspetto è ricostruito, nelle sue linee essenziali, in fig. 3.47; essa comprende gran parte di quelli che diventeranno i territori della penisola italiana.



Fig. 3.47 - La regione dell'Adria costituisce la porzione più occidentale della Tetide, poco più di 200 milioni di anni fa. Tale immagine (ricostruzione fantasiosa) si può considerare una sorta di ingrandimento del mappamondo “1” della fig. 3.38. L'area colorata in blu più scuro rappresenta i fondali oceanici; quelle colorate nelle diverse sfumature di azzurro rappresentano i mari poco profondi occupanti le piattaforme continentali.

In giallo sono evidenziati i territori delle attuali grandi isole italiane, allora già formate.

I mari poco profondi e caldi dell'Adria furono ambienti favorevoli per lo sviluppo di ricche ed abbondanti cenosi acquatiche. Sui fondali si depositarono i resti duri (gusci ed esoscheletri) dei numerosi organismi che popolavano quelle acque (coralli, alghe calcaree, molluschi, ...) con conseguente formazione di rocce calcaree. Nelle piane di marea il calcare, a contatto di acque salmastre, si trasformò in dolomia. Negli ambienti di laguna l'intensa evaporazione portò alla formazione delle evaporiti, tra i quali i gessi. Importante fu anche il contributo dei detriti portati dai fiumi; nei fondali più vicini alle linee di costa si depositarono i materiali più grossolani, quali ghiaie e soprattutto sabbie (trasformate poi in arenarie con la diagenesi), mentre più al largo, in acqua più tranquille si formarono banchi con granulometrie via via più fini (limi ed anche argille).

Le figg. 3.29 e 3.36 illustra come zattera continentale sottoposta ad uno stiramento per l'azione di una corrente calda ascensionale nel sottostante mantello. Nel tempo il continente si dilata e si assottiglia, soprattutto nella zona centrale, anche con invasione di acqua marina, con conseguente formazione di un mare poco profondo. Quindi si produce una lacerazione con formazione di un bacino più profondo e fuoriuscita, mediante vulcani sottomarini allineati lungo una dorsale, di magma di composizione basica (femica) che va a costituire una nuova crosta; Si assiste alla nascita di un nuovo oceano che, nel tempo, è destinato ad ampliarsi. Questa per esempio è la storia dell'oceano Atlantico in attuale fase di ulteriore espansione.

Un processo analogo si verificò in corrispondenza della Tetide ed in particolare nella sua porzione occidentale. La Pangea si fratturò in due porzioni (scenario come 2 della fig. 3.38), una verso Nord (Laurasia) e l'altra verso Sud (Gondwana). Una corrente ascensionale calda produsse uno stiramento della crosta della Tetide fino a frantumarla, con conseguente formazione di un nuovo oceano, denominato **bacino ligure-piemontese** (fig. 3.48) sul fondo del quale emerse una dorsale oceanica, una lunga frattura dalla quale venivano emesse colate di lava che si spostavano verso l'esterno nei due sensi, favorendo l'allargamento del nuovo oceano alla velocità di un paio di centimetri all'anno. Contemporaneamente, verso occidente iniziò a configurarsi un'altra depressione, un primo segno della formazione dell'oceano Atlantico.

La fuoriuscita di materiale di origine profonda che scaturiva dalla crosta, raffreddandosi formava le rocce ignee femiche ed ultra-femiche che costituivano il fondale del nuovo oceano, sia effusive (basalti, gabbri), sia intrusive (gabbri e peridotiti). Parte di questi materiali furono in seguito sottoposti a metamorfismo per trasformarsi in serpentiniti, tipiche rocce femiche di colorazione scura, spesso verdastra. Queste rocce sono caratteristiche di quegli oceani che, come quello Ligure Piemontese, si sono aperti in seguito alla separazione delle placche e sono dette ofioliti, per il loro aspetto che ricorda la pelle dei serpenti.

Fig. 3.48 - La Pangea si “spacca” e si allarga la Tetide (giurassico inferiore; 180 milioni di anni fa). Lo stiramento della piattaforma continentale, poco più a Nord della regione dell’Adria, porta alla lacerazione della crosta, con formazione di un nuovo “piccolo” oceano, detto “**bacino ligure-piemontese**”.

I territori già formati Sardegna e Corsica rimangono sul margine meridionale della Laurasia, mentre la Sicilia su quello del Gondwana. È visibile anche l’area comprendente alcuni lembi territoriali della futura toscana ai margini di ciò che rimane della regione dell’Adria, anch’essa a Sud dell’oceano ligure-piemontese.

Tale immagine (*ricostruzione fantasiosa*) si può considerare una sorta di ingrandimento del mappamondo “2” della **fig. 3.38**. L’area colorata in blu più scuro rappresenta i fondali oceanici; quelle colorate nelle diverse sfumature di azzurro rappresentano i mari poco profondi delle piattaforme continentali ormai prevalentemente limitate ai margini dei continenti in separazione.



Nelle zone più profonde (fino anche a 3.000 m) del nuovo oceano e più distanti dalle terre emerse sedimentavano particelle detritiche fini (limi ed argille) e quelle derivanti da precipitazione chimica; avvicinandosi alle coste i sedimenti erano più abbondanti e più grossolani (sabbie ed anche ghiaie). Sui bordi continentali, si formavano banchi corallini. I coralli e gli altri organismi marini ad essi associati, vivono bene e prosperano abbondantemente in acque calde, limpide e ben ossigenate, in condizioni ambientali che si riscontrano alla profondità da pochi metri fino a qualche decina. La loro crescita, appesantiva i bordi continentali sui quali poggiavano, facendoli man mano approfondire. Per mantenersi ad una profondità ottimale di sviluppo i coralli crescevano costantemente verso l’alto, controbilanciando il processo di sprofondamento e, nello stesso tempo, favorendolo con il loro peso. Questo processo avvenne per milioni di anni, permettendo la formazione di potenti scogliere coralline, con sviluppi verticali di diverse centinaia di metri. In quel nuovo oceano e sulle sue sponde si accumularono notevoli quantità di sedimenti dai quali si formarono molte delle rocce oggi presenti nella catena alpina. Le rocce più antiche derivanti da questa fase geologica sono calcari di mare relativamente poco profondo, seguite da argilliti di bacini profondi e da gran parte delle dolomie che costituiscono le attuali Dolomiti.

L’espansione del bacino ligure-piemontese durò circa 50 milioni di anni (tra 190 e 140 milioni di anni fa; dal giurassico inferiore al cretaceo inferiore), fino ad una larghezza massima di circa 1.000 km. Successivamente (135 milioni di anni fa; “3” in **fig. 3.38**) il Gondwana, nella sua porzione meridionale, iniziò a dividersi, formando la spaccatura che si allargherà, man mano verso Nord con l’espansione dell’oceano Atlantico. È a partire da questo momento che si riconoscono le aree che diventeranno l’America Latina e l’Africa. Il continente africano venne quindi spinto sia verso Ovest, sia verso Nord, cioè quasi un movimento rotatorio in senso anti-orario. Ebbe quindi termine l’espansione dell’oceano Ligure-Piemontese e di tutta la Tetide ed iniziò un processo inverso, cioè la sua compressione determinata dalla spinta dell’Africa verso Nord/Ovest.

Circa 80 milioni di anni fa (verso la fine del cretaceo) la frattura che diede origine, da Sud, all’oceano Atlantico, ampliandosi verso Nord, iniziò la separazione tra le zolle Nord-americana ed Eurasia che, al passaggio al paleocene (65 milioni di anni fa; “4” in **fig. 3.38**) risultarono ormai ben distinte. Tale situazione comportò lo spostamento del continente europeo verso Est-Sud/Est, quasi perpendicolarmente all’asse dell’oceano Ligure-Piemontese che, come si osserva in **fig. 3.48**, era orientato da Sud/Ovest a Nord/Est¹. Questa fase comportò una ulteriore accelerazione al movimento di convergenza fra Africa e Eurasia e quindi alla compressione del bacino Ligure Piemontese (**fig. 3.49**).

Circa 60 milioni di anni fa, i due continenti sono uno di fronte all’altro, prossimi alla collisione. Da questo scontro emergeranno le Alpi. Tutta la Tetide venne inesorabilmente compressa tra i due continenti. La crosta oceanica, più sottile e più “pesante”, si incunea sotto quella più spessa e più “leggera” del Gondwana (subduzione). Man mano che la crosta oceanica venne “inghiottita” dal mantello i due continenti si avvicinarono sempre più prossimi allo scontro. I sedimenti accumulati sulla crosta oceanica vennero in parte “raschiati” durante la subduzione e si accavallarono tra i due margini continentali, venendo così compressi, piegati e sollevati. Analogo destino fu quello della piattaforma del continente europeo (compresi i sedimenti detritici su di esso depositati) e di porzioni residue della crosta oceanica. Tali materiali furono sottoposti a pressioni enormi, tanto da determinare fratture tra blocchi (faglie), mentre le pieghe furono così accentuate da produrre forti innalzamenti e quindi rovesciamenti a coprire altri materiali (falde). In alcune aree le scogliere coralline e i depositi ad esse associati, presenti sulla piattaforma continentale europea, vennero letteralmente sollevate di migliaia di metri, senza particolari deformazioni, a costituire le Dolomiti. La tetide quasi scomparve e oggi rimane il Mediterraneo.

¹ Secondo altre ricostruzioni paleogeografiche l’asse del bacino ligure-piemontese era maggiormente allineato lungo meridiani, con orientamento da Sud-Sud/Ovest a Nord-Nord/Est.

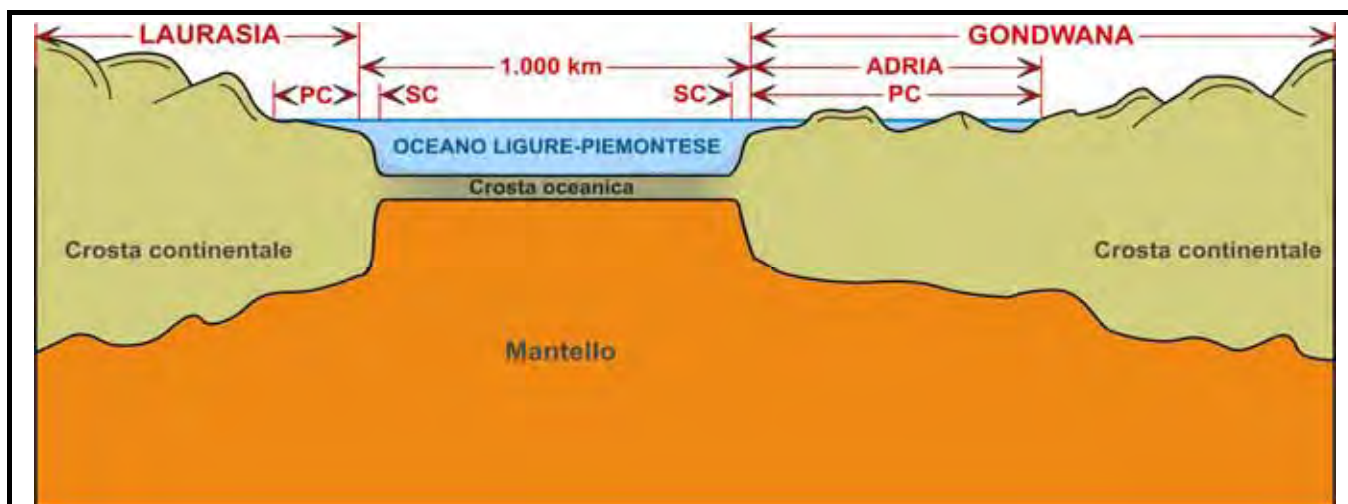


Fig. 3.49a - 140 milioni di anni fa (cretaceo inferiore). L'allontanamento reciproco dei continenti **Laurasia** e **Gondwana** ha raggiunto il suo massimo, con una larghezza dell'**oceano Ligure-Piemontese** di circa 1.000 km. Sono evidenti le piattaforme continentali (**PC**) e le scarpate continentali (**SC**) ai margini delle due zolle. La regione dell'**Adria** si può considerare parte della piattaforma del Gondwana.

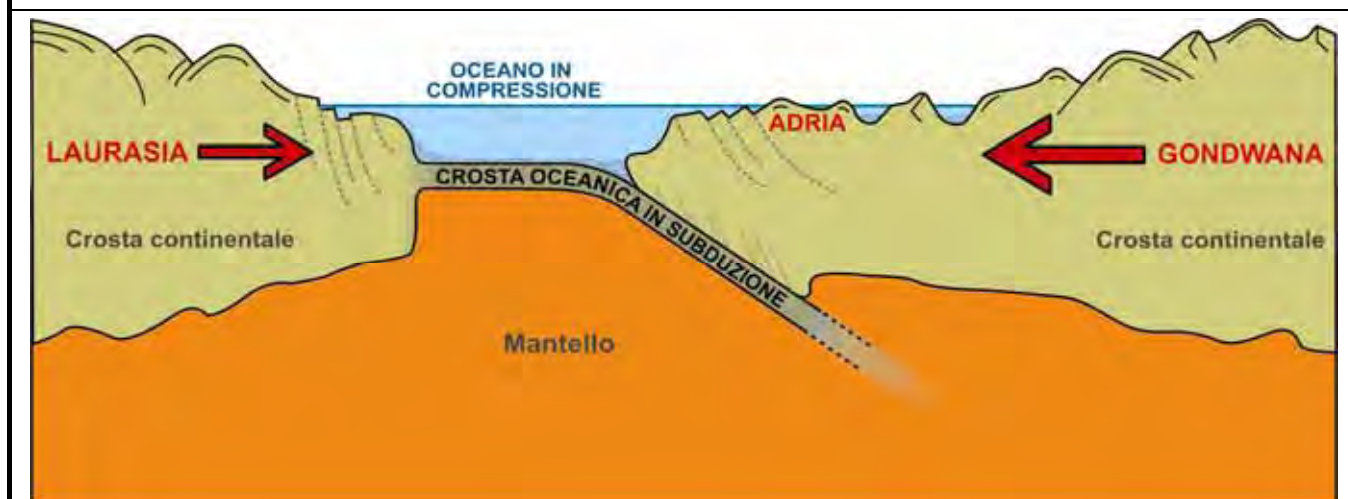


Fig. 3.49b - Convergenza tra i due continenti **Laurasia** e **Gondwana** e relativa **compressione dell'oceano Ligure-Piemontese**. La **crosta oceanica**, costituita da materiali di maggiore densità, sprofonda nel **mantello** in **subduzione** sotto la zolla del Gondwana. Tale processo iniziò circa 80 milioni di anni fa (cretaceo superiore).



Fig. 3.49c - Il ciclo orogenetico alpino raggiunge il suo apice circa 35 milioni di anni fa (oligocene) e comporta il contatto tra i due continenti, con forte corrugamento dei materiali compresi tra le due zolle e formazione delle **Alpi**. la **Linea insubrica** permette di distinguere l'origine dei materiali del margine europeo e porzioni della crosta oceanica a Nord da quella della piattaforma continentale dell'Africa (Adria) a Sud (**fig. 3.50**).

Il limite tra il margine meridionale (del Gondwana o Africa e soprattutto la relativa piattaforma continentale della regione dell'Adria) e quello settentrionale (della Laurasia o Europa, relativa piattaforma continentale e frammenti dell'oceano Ligure-Piemontese) è rappresentato da una grande frattura, detta **Linea Insubrica** (o *linea del Tonale*; figg. 3.49c e 3.50), che corre dal Passo del Tonale fino al Canavese a Ovest e alla Val Pusteria a Est. Le rocce a Sud di questa linea sono formate dai sedimenti accumulatisi sul fondo della Tetide e sul paleo-continente africano. Quelle a Nord della Linea Insubrica sono di tipo diverso, tranne che per una zona dove parte delle piattaforme carbonatiche appartenenti al bordo africano sono scivolate in avanti, andando a superare questa frattura e a formare le Alpi Austriache.

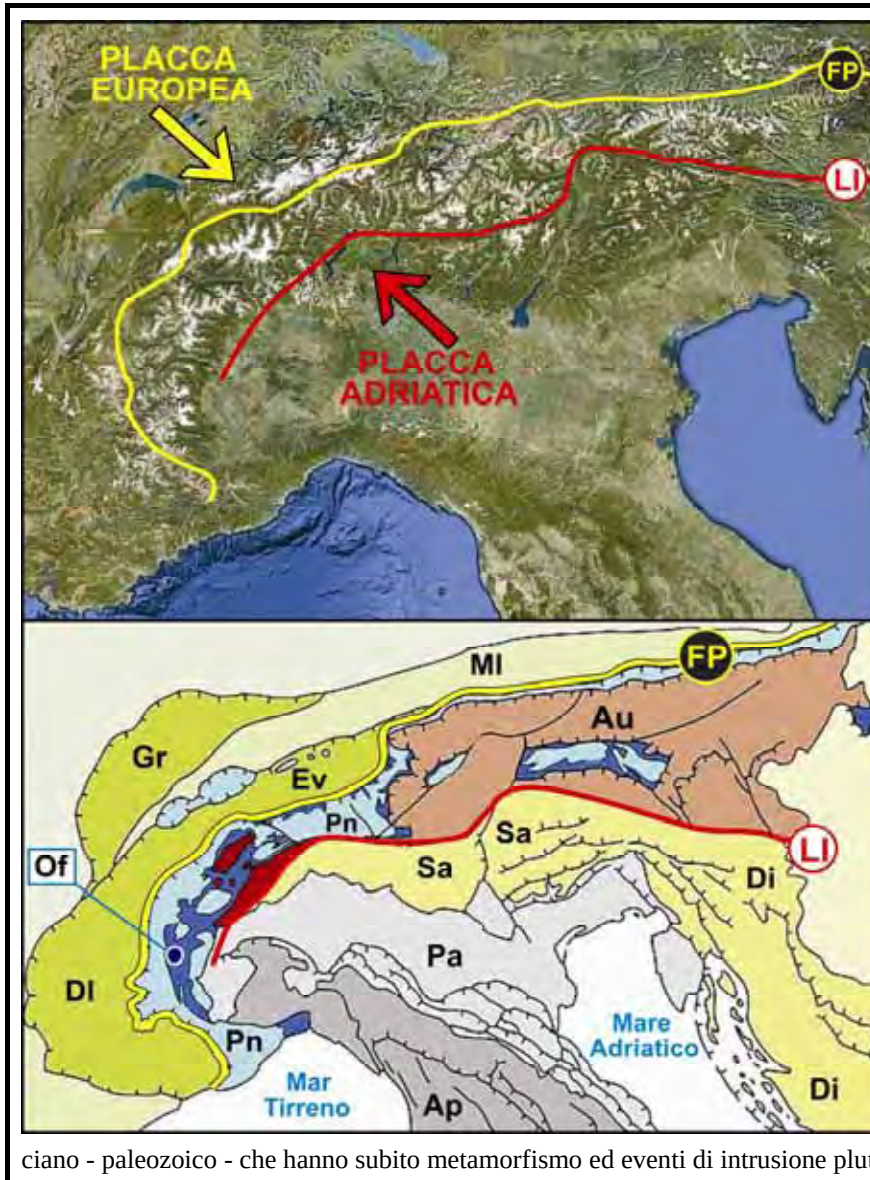


Fig. 3.50 - Due importanti linee tettoniche, il **Fronte Pennidico (FP)** e la **Linea Insubrica (LI)** (fig. 3.49c) individuano tre fasce.

A Nord del Fronte Pennidico si trovano rocce corrugate che appartenevano alle terre emerse del margine meridionale della **placca europea**. Si individuano il **Delfinale (DL)**², il **Giura (Gr)**³, l'**Elvetico (Ev)**⁴ ed il **Molasse (MI)**⁵.

A Sud della Linea Insubrica si trovano i materiali del margine della placca africana, comprendente la sua piattaforma continentale (e l'Adria). Il dominio **Sud-alpino (Sa)**⁶ è "schiacciato" in alto dalla **Placca adriatica (Pa)**⁷. Più a Sud si trovano gli **Appennini (Ap)**. A est le **Dinaridi (Di)**.

Tra il Fronte Pennidico (LI) e la Linea Insubrica (LI) si trova la fascia intermedia, detta "**alpina assiale**". Essa è il risultato del forte corrugamento della piattaforma (con i sedimenti e le barriere coralline presenti su essa) e della scarpata continentale del margine della placca europea e di frammenti della crosta oceanica del bacino Ligure Piemontese (come testimoniato dalla presenza di alcune serie ofiolitiche "**Of**"). Si distinguono i domini **Pennidico (Pn)** - specialmente nel settore occidentale, quello maggiormente sottoposto a fenomeni di metamorfismo) ed **Austroalpino (Au)** - soprattutto nel settore orientale, originariamente costituito da sedimenti depositi a partire dall'ordovi-

ciano - paleozoico - che hanno subito metamorfismo ed eventi di intrusione plutonica).

² Prende in nome da una antica provincia francese e si estende dalle alte cime alpine che sovrastano la frontiera franco-italiana fino alla valle del Rodano.

³ Nella scala dei tempi geologici il giurassico è il periodo intermedio dell'era mesozoica. Il nome deriva dalle montagne del Giura, in riferimento agli estesi calcari affioranti sul confine tra Francia, Germania e Svizzera.

⁴ Prevalentemente composto da calcari, marne e scisti del mesozoico lungo il margine meridionale della placca Europea.

⁵ Costituito da rocce sedimentarie clastiche post-orogenetiche accumulate in depressioni ai margini di una catena montuosa soggetta ai processi del disfacimento. Sono soprattutto arenarie, spesso con associati conglomerati e peliti.

⁶ È costituito da una serie di falde che si sono impilate durante lo "scontro" tra le due zolle europea e africana. Originariamente erano sedimenti accumulati, durante l'ordoviciano (circa 450 milioni di anni fa, nell'era paleozoica), sul margine della crosta africana

⁷ Originariamente costituiva un "frammento" del margine della crosta della placca africana, dalla quale si è staccata per spostarsi, con un movimento quasi autonomo, verso la placca europea. Si sta ancora muovendo in direzione Nord-Nord/Est, con una piccola componente di rotazione antioraria.

SCHEMA 3.5 - Italia ed Appennini

Il movimento, iniziato nel Cretaceo superiore (~ 80 milioni di anni fa) verso Nord/Ovest e di parziale rotazione antioraria della placca africana verso quella europea, la quale, a sua volta, spingeva verso Est - Sud/Est, si protrasse ancora ai giorni nostri, seppure in modo meno pronunciato e con fasi di varia intensità. Ciò comporta anche un lieve sollevamento, che fu di alcuni centimetri all'anno nell'Oligocene inferiore (35 milioni di anni fa), all'apice dell'orogenesi alpina. 30 milioni di anni fa (oligocene medio) le Alpi sono ormai formate. Verso Sud la catena appenninica è appena abbozzata, dovuta ad un debole corrugamento dei territori posti immediatamente a Sud del margine della placca africana. I territori della Sardegna e Corsica sono ancora (come in origine, **fig. 3.48**) appendici meridionali della placca europea, subito ad Ovest della catena alpina appena formata.

Circa 25 milioni di anni fa (al passaggio tra l'oligocene ed il miocene) si innescò una risalita di materiale caldo dalle profondità del mantello, cioè di nuovo un processo analogo a quello che aveva originato l'oceano ligure-piemontese, ma che si manifestò ai margini della placca europea ad Ovest delle Alpi, determinando lo stiramento e la rottura della crosta e provocando il distacco di una placca minore costituita dai territori della Corsica e Sardegna. Questi migrarono quindi verso Sud/Est e con una sorta di movimento rotatorio in senso antiorario verso la posizione attuale. Questa deriva venne ostacolata dal bordo della penisola italiana (allora ancora poco montuosa). Il movimento del blocco sardo-corso ebbe due importanti conseguenze:

- compressione verso Est che determinò la subduzione del margine occidentale della penisola italiana (in gran parte costituita da quella che era la regione dell'Adria) sotto il blocco Sardo-corso, con conseguente corrugamento (e quindi innalzamento) della primitiva catena appenninica e il suo progressivo avvicinamento alle coste della Dalmazia; questo processo, che si può considerare come orogenesi appenninica, si manifestò soprattutto nel miocene inferiore e medio, tra i 25 e i 15 milioni di anni fa (gli Appennini sono quindi più giovani delle Alpi);
- la frattura della crosta e lo spostamento (allontanamento) del blocco sardo-corso (allontanamento dalla placca europea) determinò l'apertura di un nuovo oceano, detto **bacino balearico** e di quello che diventerà il mar Ligure; contemporaneamente si determinarono le condizioni per l'apertura di un altro bacino oceanico, quello che oggi è il mar Tirreno.

La formazione di una nuova catena montuosa comporta un incremento di peso che flette verso il basso la crosta terrestre. Si forma quindi una depressione chiamata *avanfossa* lungo il margine della catena, simile al molasse citato con "MI" in **fig. 3.50**. Tali depressioni vengono colmate dai detriti derivanti dal disfacimento dei vicini rilievi o addirittura possono essere "invasi" dalle acque salate a formare mari epicontinentali poco profondi come quello che, a partire dalla fine dell'oligocene avanzò da Est per ricoprire quella che oggi è la pianura padana. Essa attualmente appare piatta e monotona in superficie, ma in realtà nasconde una struttura geologica molto complessa e attiva. Inizialmente questa depressione, detta *Bacino Terziario Piemontese*, fu per lungo tempo un mare basso e caldo, con piccoli golfi e baie (come testimoniato dal rinvenimento di numerosi fossili di organismi acquatici) e che sconfinava in alcuni territori dell'attuale Liguria, quando l'Appennino non era ancora formato



Fig. 3.51 - Ricostruzione del paesaggio del Mediterraneo tra miocene e pliocene (~ 7 ÷ 4 milioni di anni fa) quasi totalmente prosciugato per la chiusura dello **Stretto di Gibilterra** che permetteva (come accade attualmente) la comunicazione con l'**oceano Atlantico**. Le foci dei grandi fiumi, quali **Rodano** e **Nilo**, riversavano le loro acque con imponenti cascate. Si distingue l'area del **bacino balearico** appena formato e un accenno di quello che diventerà il mar Tirreno (**T**). Il Mediterraneo non si prosciugò completamente, dal momento che nei bacini più profondi sono stati ritrovati fossili di organismi capaci di vivere in acque molto salate.

Verso la fine del miocene (~ Circa 7 milioni di anni fa), il lento avvicinamento e la conseguente collisione delle placche europea e africana, produsse la chiusura dello stretto di Gibilterra. Il Mediterraneo divenne un mare chiuso, soggetto ad una intensa evaporazione che determinò un abbassamento del livello delle acque, fino a trasformarsi in un insieme di bassi laghi

molto salati e conseguente emersione di vaste aree, compresa la pianura padana che venne gradualmente prosciugata (**Fig. 3.51**). Sui fondali dei bacini dove l'acqua riuscì a permanere si depositarono sedimenti come gesso, anidrite e salgemma. I fiumi cominciarono ad erodere zone profonde delle quali ci rimangono i canyon del Rodano che oggi si trovano sotto il livello del mare a 900 m di profondità. Probabilmente sia il Rodano che il Nilo formavano cascate di 1.500 m di altezza. Circa 3,5 milioni di anni fa (medio pliocene) Africa ed Europa si slegarono e tra il Marocco e la Cordigliera Betica si riformò l'apertura dello stretto di Gibilterra, attraverso il quale l'acqua atlantica entrò, con cascate alte 3.000 m, nel bacino del Mediterraneo, ripristinando condizioni marine simili a quelle attuali, ma con la pianura padana ancora invasa dal mare a costituire un'ampia insenatura del mare Adriatico. In Piemonte emergevano solo alcune isole, quelli che diventeranno le colline di Torino e del basso Monferrato e delle Langhe. Di tutto questo oggi ci restano imponenti sequenze evaporitiche, in particolare gessi messiniani, affioranti un po' ovunque.

Mano a mano che le catene alpina prima ed appenninica dopo emergevano e prendevano forma, i processi del disfacimento modificavano fortemente il paesaggio, soprattutto in corrispondenza dei rilievi più elevati, come le Alpi. Vennero prodotti enormi quantità di detriti che formarono potenti sedimenti e detriti ai piedi dei rilievi stessi, soprattutto nelle avanfosse. Nell'avanfossa meridionale, si sono raccolti, in pochi milioni di anni, depositi di enorme spessore fino a colmare il mare nella vasta pianura attuale; è stato calcolato che nel sottosuolo della pianura padana gli spessori dei sedimenti depositi negli ultimi 5 milioni di anni (Pliocene) raggiungono, nella zona di Parma e Reggio Emilia, i 7.000 m di spessore.

Intorno a 8 milioni di anni fa (tardo miocene), poco prima dell'inizio del prosciugamento del Mediterraneo, si verificò un fenomeno analogo a quelli che avevano formato il bacino ligure-piemontese ed il bacino balearico. Un'altra frattura separò la penisola italiana dal blocco sardo-corso. Essa si allargò progressivamente (raggiungendo la massima velocità di espansione di 20 cm/anno circa un milione di anni fa) fino a diventare un nuovo mare, il **Tirreno**, spingendo la penisola italiana verso Est ed imprimendole una sorta di rotazione antioraria che prosegue ancora attualmente con conseguente modificazione della geografia (scenario previsto **6** in **fig. 3.38**). La velocità di apertura del Tirreno non è uniforme, ma presenta una maggiore distensione nella sua porzione a Sud e quindi ad una più accentuata deformazione della catena appenninica meridionale e ad una più evidente migrazione della Calabria verso Est-Nord/Est. La continua compressione lungo il margine orientale provoca la formazione di grandi pieghe e spinge gli Appennini contro le coste della Dalmazia con un ritmo medio di ~ 1 mm/anno; tale situazione apre diverse vie alla risalita di magmi e conseguenti fenomeni vulcanici (Toscana, Lazio, Campania). Di fatto il Tirreno, sotto il profilo geologico, è un vero e proprio oceano, con profondità superiori a 3.500 m e caratterizzato dalla presenza dei più importanti vulcani sottomarini del Mediterraneo. Proprio al centro di questo bacino si trova il *Marsili*, il più grande vulcano europeo; esso ci ricorda che la dinamica dei fondali oceanici è prodotta dal motore interno della terra e che tutto ha origine dal cuore del pianeta.

A partire dai 4 milioni di anni fa (pliocene, l'ultimo periodo dell'era terziaria) man mano che il golfo padano veniva colmato dai detriti derivanti dal disfacimento dei rilievi circostanti, si formavano vaste piane ricche di stagni, paludi e acquitrini che in seguito si ricoprirono di foreste e praterie dove pascolavano elefanti, cervi, cinghiali, mammut, rinoceronti, ippopotami, antenati del cavallo,... Questo è lo scenario che doveva presentarsi ~ due milioni di anni fa, all'inizio del quaternario, l'era delle grandi glaciazioni e dell'avvento dell'uomo.