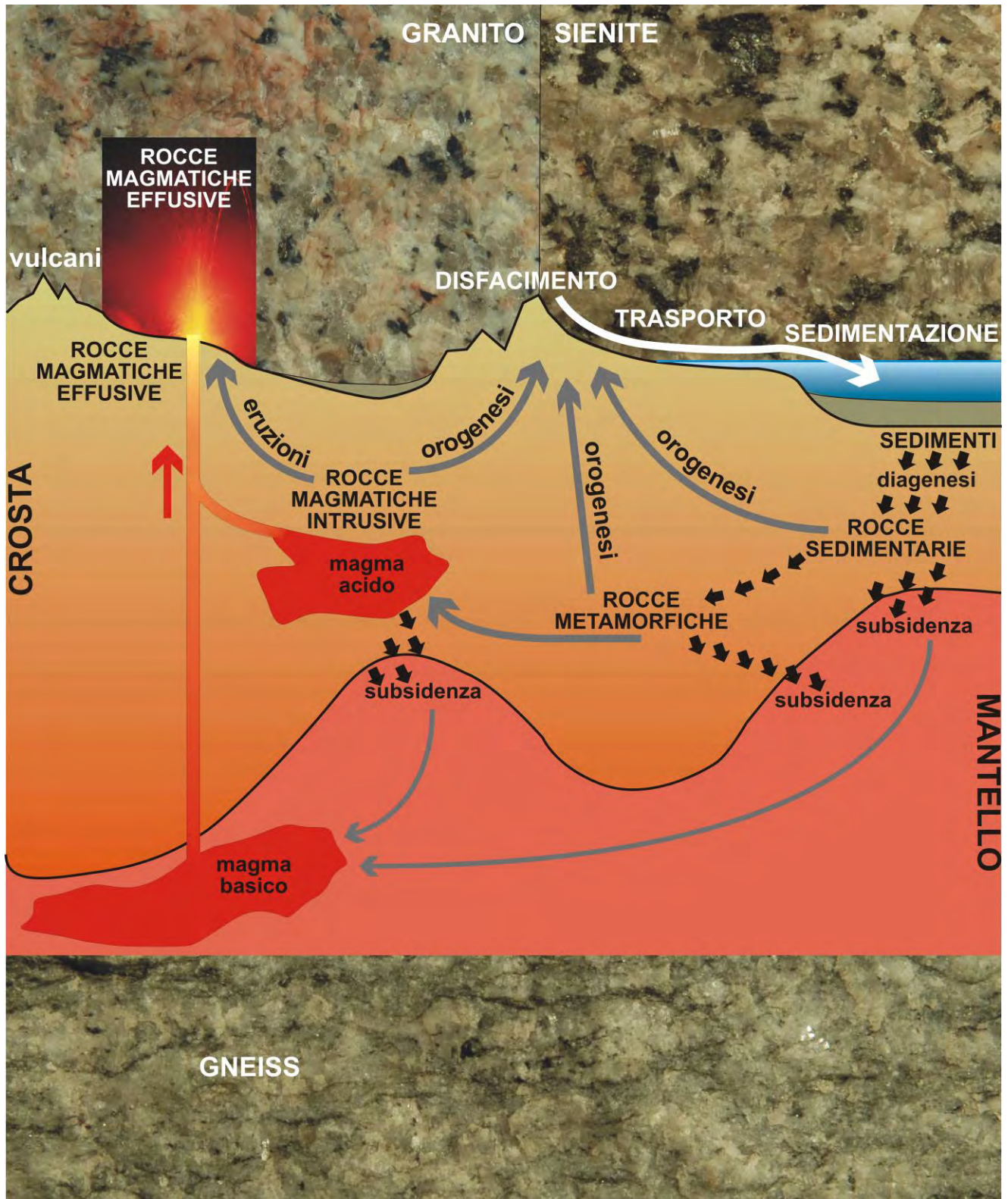


MODULO VI: CICLO DELLE ROCCE E TETTONICA A PLACCHE



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 quelle 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 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 indagine 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. 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: 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 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: 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 verificato dai sommozzatori) e ancor più in mezzi più densi (il "rumore" di un treno in arrivo si "sente prima" appoggiando l'orecchio sul binario): 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 "S"** o di taglio; **fig. 1.1**). Le seconde determinano oscillazioni e deformazioni della materia nello stesso senso di propagazione (**onde longitudinali "P"** o di compressione **"P"**; **fig. 1.1**).

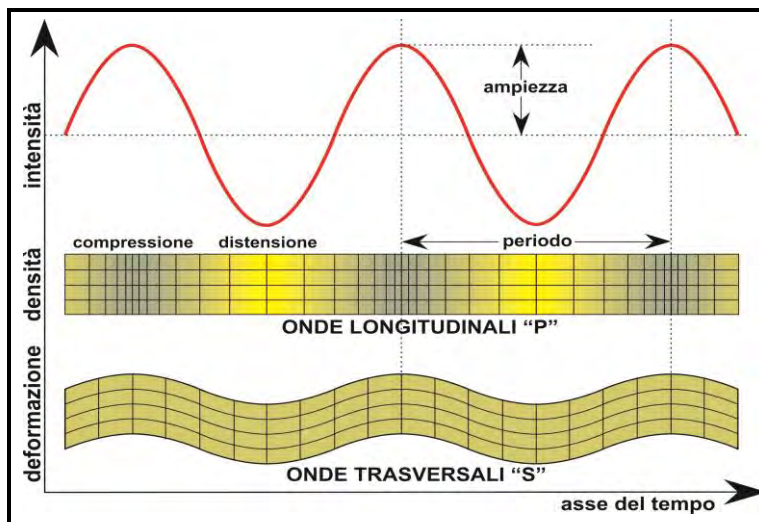


Fig. 1.1 - Le **onde longitudinali "P"** (che comportano una successione di fenomeni di **compressione** e **distensione** della materia e quindi variazioni della **densità**) e **trasversali "S"** (che comportano fenomeni di **deformazione** della materia) si possono descrivere con le classiche definizioni 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 stessa; 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 sensibilmente, 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. 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** sono riportate le Scale MERCALLI - CANCANI - SIEBERG (1983) e RICHTER (1935; scheda 1.4). 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**.

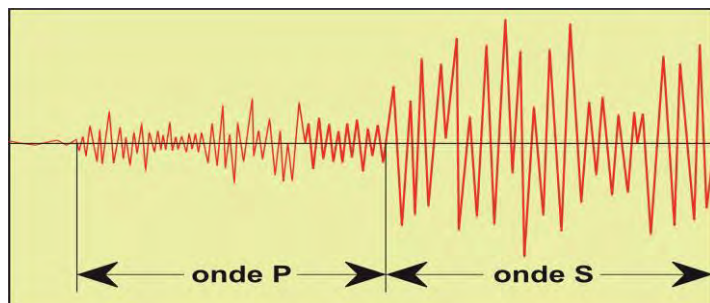
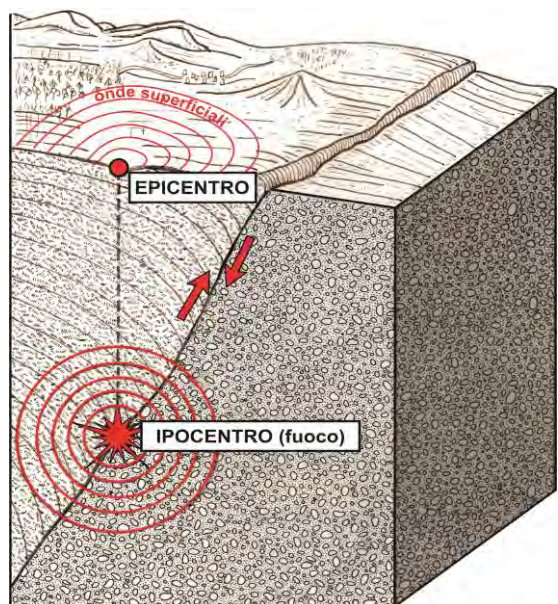


Fig. 1.3 - Esempio di sismogramma. Il tracciato si legge da sinistra a destra. In ordine cronologico giungono prima le onde “P” e successivamente le onde “S” più ampie e più lente, ma che possiedono più energia.



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 chilometro. 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: ~ 60 km. La profondità del moho è stata misurata in molti punti della superficie terrestre e si sono trovate misure molto diverse: ~ 30 km sotto i continenti, ma 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 kg/dm³**. 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**).

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 si fa riferimento

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. 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. Anche 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.

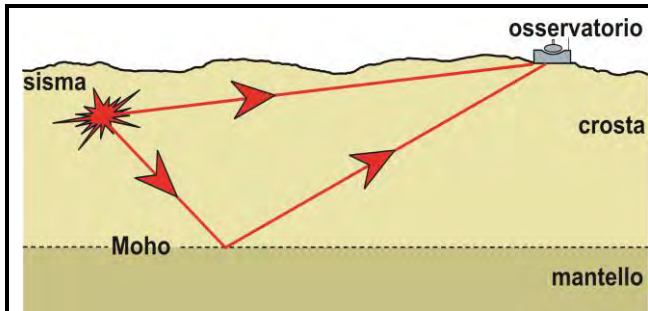


Fig. 1.4 - Un **sisma**, con ipocentro poco profondo, causa un treno di onde che giungono direttamente all’osservatorio. Successivamente vengono registrate altre onde che vengono riflesse dalla discontinuità di **Moho**.

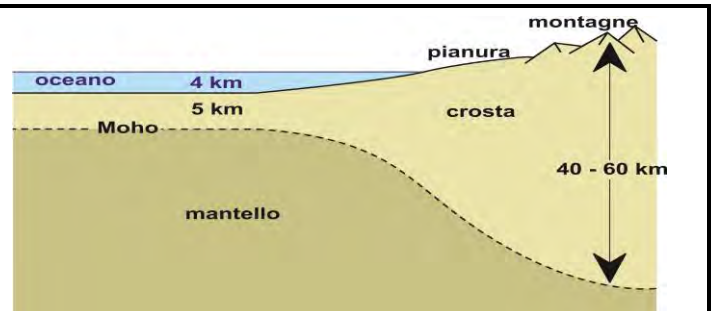
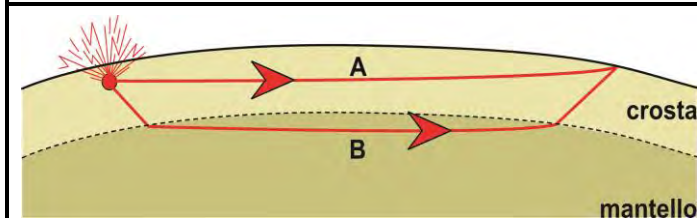


Fig. 1.5 - L’interpretazione dei sismogrammi registrati in vari punti della superficie terrestre, permette di valutare la profondità del Moho sotto i continenti (oltre 40 km in corrispondenza delle catene montuose, fino a massimi di 60 km) e sotto gli oceani (appena 5 km).

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.



sulla superficie del moho, ma la attraversano cambiando direzione, come succede ad un raggio di luce attraverso la superficie di discontinuità aria/vetro

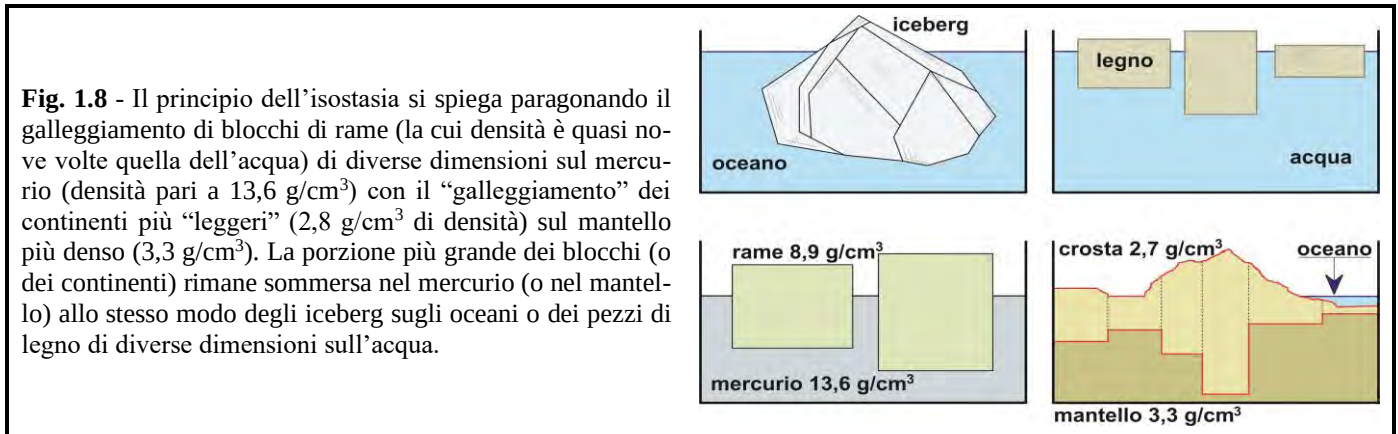
Fig. 1.7 - Un sisma genera onde che si propagano in tutte le direzioni. Lungo la direzione “A” si ha la trasmissione diretta all’osservatorio, ma più lenta perché attraverso materiali meno densi. Lungo la direzione “B”, la trasmissione è su una più lunga distanza, ma più veloce dato che, per gran parte, avviene attraverso il mantello costituito da materiali con maggiore densità. Le onde possono essere rifratte: non solo si riflettono

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. Un cubetto di ghiaccio, con 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. 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.

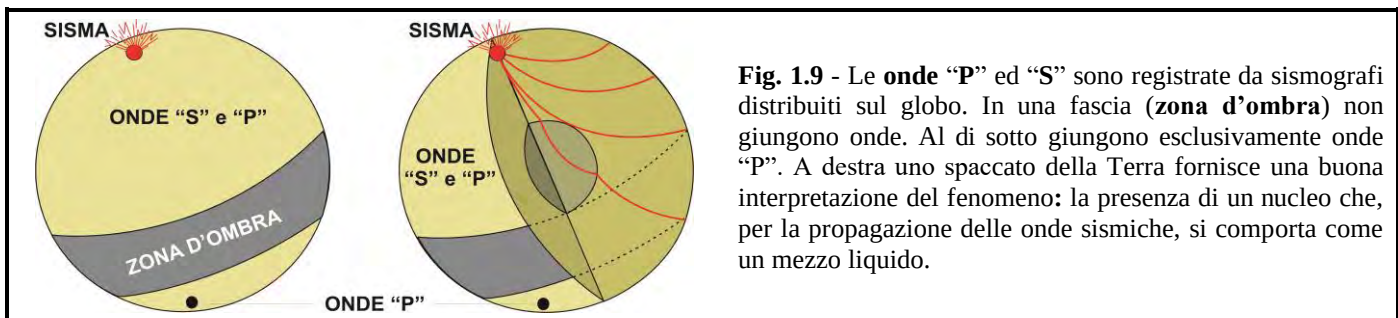
La crosta è frammentata in blocchi o zolle di diversi spessori e dimensioni che “galleggiano” sul mantello; i primi più “leggeri” (minore densità) sul secondo più “pesante” (maggiore densità). La differenza di densità è modesta (2,8 contro 3,3), pertanto le porzioni di crosta “immerse” nel mantello hanno 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 la fusione 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

A partire dall'ipocentro di un terremoto, è possibile registrare le onde “P” ed “S” per mezzo di sismografi distribuiti sulla superficie terrestre, ad esclusione di una fascia denominata “zona d'ombra”. Al di sotto vengono registrate solo le onde “P” (**fig. 1.9**), che giungevano con un ritardo di qualche minuto sul tempo previsto di ~ 20 minuti. Nel 1908 uno scienziato inglese, Richard Dixon 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 (Autore di romanzi fantascientifici della seconda metà dell'Ottocento) “*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, i 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

Le manifestazioni termiche in superficie (vulcani, geyser, sorgenti termali, campi geotermici,...) indicano che l'interno della Terra deve essere assai caldo, soprattutto considerando l'elevata temperatura dei materiali che fuoriescono dai crateri, anche con estrema violenza. 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**).

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: **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 15 °C della superficie terrestre):

$$15\text{ °C} + (30.000\text{ m} \cdot 0,033\text{ °C/m}) = 1.015\text{ °C}$$

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):

$$15\text{ °C} + (6.371.000\text{ m} \cdot 0,033\text{ °C/m}) = 210.258\text{ °C}$$

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. In primo luogo 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**).

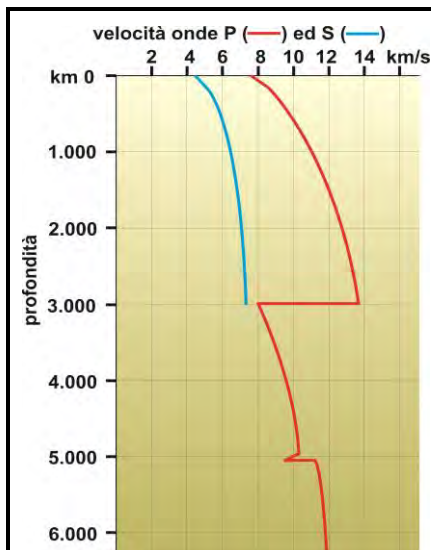


Fig. 1.10 - Velocità delle onde sismiche "P" ed "S" in funzione della profondità. Le onde "S" non si propagano sotto i 2.900 km (*discontinuità di Gutenberg*), mentre le onde "P" continuano a viaggiare, ma con una repentina caduta di velocità. Intorno a 5.000 km di profondità si osserva un'altra superficie di discontinuità che delimita il nucleo esterno da quello interno.

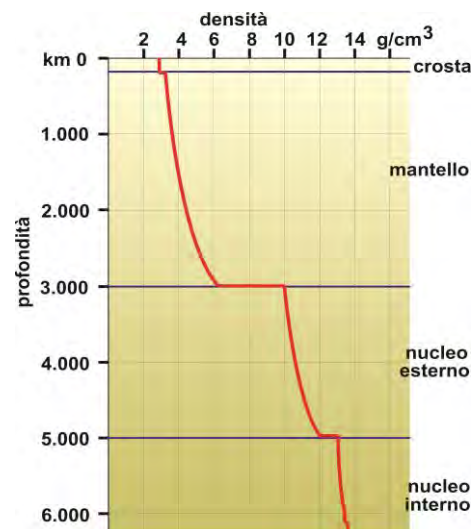
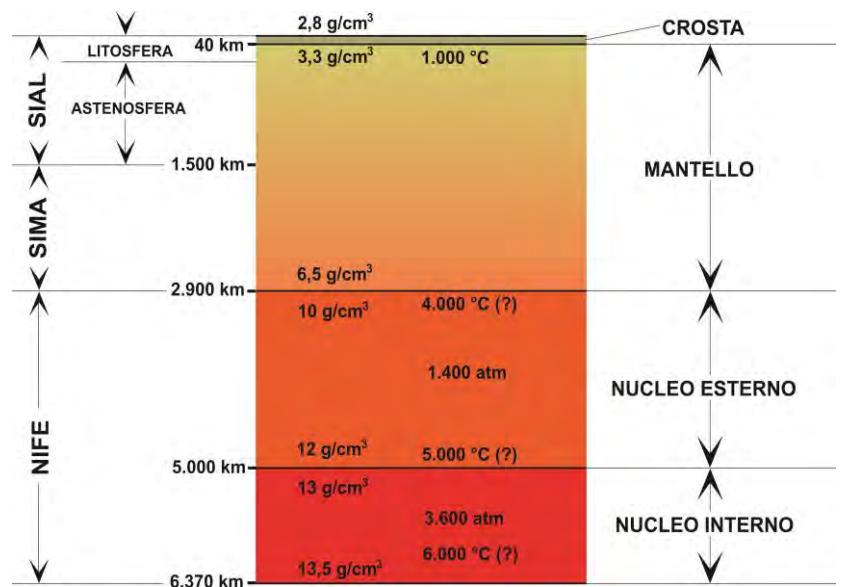


Fig. 1.11 - La densità cresce con la profondità: da circa 2,8 g/cm³ della crosta a quasi 5 volte nel nucleo interno

Fig. 1.12 - Il raggio medio della Terra è ~ 6.370 km. La discontinuità del Moho (che separa la **crosta** dal sottostante **mantello**) si trova ad una profondità media di ~ 40 km (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 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 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:

$$(2 \cdot 10^{-6} \text{ cal/s/cm}^2) \cdot (5,1 \cdot 10^{18} \text{ cm}^2) = 10^{13} \text{ cal} = 10^{10} \text{ kcal}$$

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 a 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 semplice. Una prima grossolana approssimazione è il ritenere costante il flusso di calore verso lo spazio; in realtà esso dipende dalla differenza di temperatura tra il “corpo caldo” e l'esterno che diminuisce con il passar del tempo: la perdita di energia diminuisce mentre la temperatura si abbassa. Non è stato considerato l'effetto dell'atmosfera, che incide sulla dispersione di calore. Il valore di flusso di calore di origine geotermica psucitato ($2 \cdot 10^{-6}$ cal/s/cm²) è circa duemila volte inferiore alla radiazione di origine solare ($4 \cdot 10^{-3}$ cal/sec/cm²); questa viene 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. Infine esiste 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.

La crosta contiene 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. 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 più abbondanti le fonti radioattive; al di sotto la temperatura aumenta molto poco (altrimenti si raggiungerebbero temperature assurdamamente elevate nel nucleo come sopra illustrato). Ma perché gli elementi radioattivi che sono sostanze con elevata densità, seppure probabilmente presenti a profondità maggiori, si trovano prevalentemente insieme a materiali più “leggeri”? Altro problema che attende di essere risolto.

SCHEDE 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.

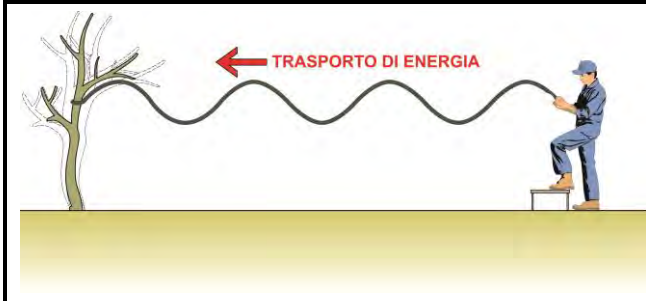


Fig. 1.13 - Le onde lungo la corda vengono innescate dai movimenti delle braccia dell'uomo. Le onde si propagano verso sinistra, con conseguente trasporto di energia che scuote l'alberello, mentre la materia che costituisce la corda si muove alternativamente lungo le verticali dando l'impressione di uno spostamento longitudinale.

La distanza fra le creste di due onde (o fra le due depressioni) successive è la **lunghezza d'onda**; il tempo che intercorre per il passaggio tra l'una e l'altra è il **periodo** (**fig. 1.1**). Si formano onde lunghe con lenti movimenti della mano e onde corte con movimenti più rapidi. Sono possibili altri tipi di movimenti per far viaggiare con maggiore o minore **velocità** il treno di onde: si possono provocare onde “lunghe” e veloci oppure onde “corte” ma più lente. Infine è possibile provocare onde caratterizzate da maggiore **ampiezza**, 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...).

SCHEDE 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 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.

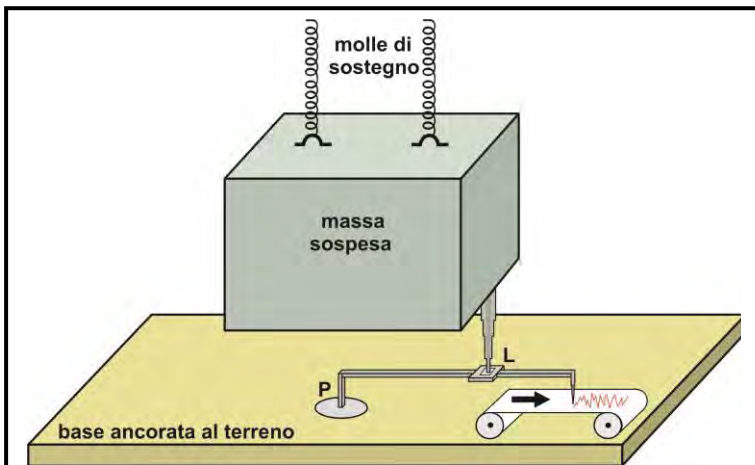


Fig. 1.14 - Schema di sismografo. Una grande **massa** è sospesa mediante **molle** di sostegno molto elastiche; essa non vibra in occasione di scosse telluriche. La **base** è ancorata al terreno e vibra insieme ad essa così come il perno "P". Il braccio "L" impone gli stessi movimenti al pennino che registra le oscillazioni sulla striscia di carta che si sposta da sinistra a destra.

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. 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**.

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. Nel luglio 2025 è stato registrato un terremoto con magnitudo 8,8 in Kamčatka (Russia). È possibile registrare scosse telluriche con magnitudo pari a -1 (corrispondenti ad una ampiezza massima di 0,0001 mm), ma con strumentazioni molto sensibili e molto sofisticate

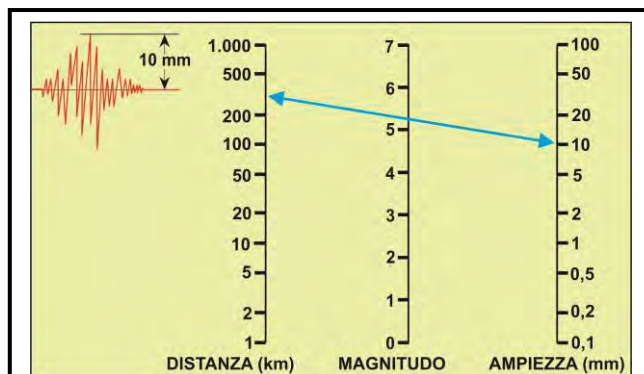


Fig. 1.15 - Scala grafica per il calcolo della **magnitudo**. Un terremoto, il cui epicentro si trova a 300 km di distanza dal sismografo ha determinato un'ampiezza massima di 10 mm. La magnitudo 5,3 è stata ricavata congiungendo la distanza con l'ampiezza.



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 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).

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 ne è la conseguenza. 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 frequentemente usata per il calore è la **caloria**, cioè quella 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.

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.

lore si scaldano in modo disuguale, raggiunge-do 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 ha 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. In sintesi 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**).



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.

Il calore passa da un corpo ad un altro se 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: 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 con-tatto 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 dalla boccia all'aria, nel tempo in cui si è verificato tale trasferimento, ottenendo quindi un valore espresso in **cal/sec/cm²**: quantità di calore (espresso in calorie) su unità di superficie (centimetri quadrati) nell'unità di tempo (secondi).

Un'altra importante definizione della termodinamica è il **calore specifico**. Oggetti costituiti da materiali diversi, pur con stessa massa, ricevendo una stessa quantità di ca-

SCHEDA 1.6 - I maremoti

Spesso i maggiori danni conseguenti dei 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 origina 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.

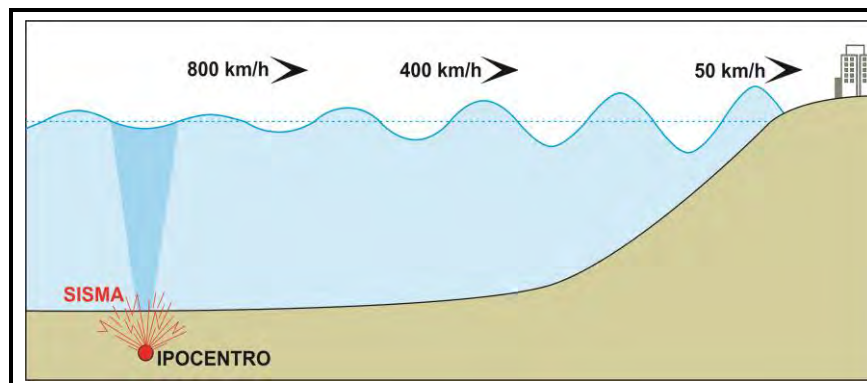


Fig. 1.16 - Schema dell'origine di un maremoto a causa di un sisma il cui ipocentro si trova poco al di sotto del fondale oceanico a 6.000 m di profondità. Verso la linea di costa la velocità delle onde diminuisce, ma aumenta la loro ampiezza.

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 con movimenti verticali (scosse sussultorie) e laterali (scosse ondulatorie). Le prime sono dovute alle onde sismiche sulle parti 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. 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. 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. Gli incendi sono devastanti soprattutto nelle aree con edifici prevalentemente costruiti con materiali legnosi ed 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 oltre 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 i 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 microfrazture. 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 rive del mare per evitare le conseguenze della formazione di onde distruttive.

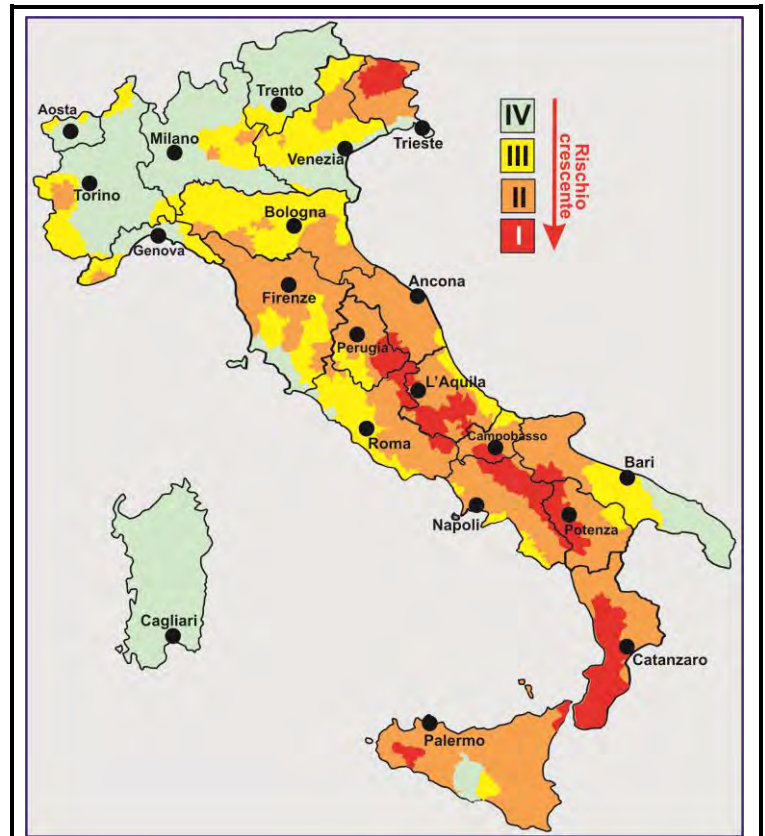


Fig. 1.17 - Classificazione sismica del territorio italiano.

2 - VULCANI, MAGMATISMO E METAMORFISMO

2.1 - Le eruzioni vulcaniche

Le eruzioni vulcaniche presentano aspetti spettacolari, talvolta drammatici, con gravi conseguenze per le attività umane; 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 è quiescente. La maggior parte forma un anello intorno all'oceano Pacifico (**fig. 2.1**). Sono poi presenti vulcani sparsi in Italia, Islanda, Africa ed Antartide. 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.



Eruzione dell'Etna del febbraio 2012.

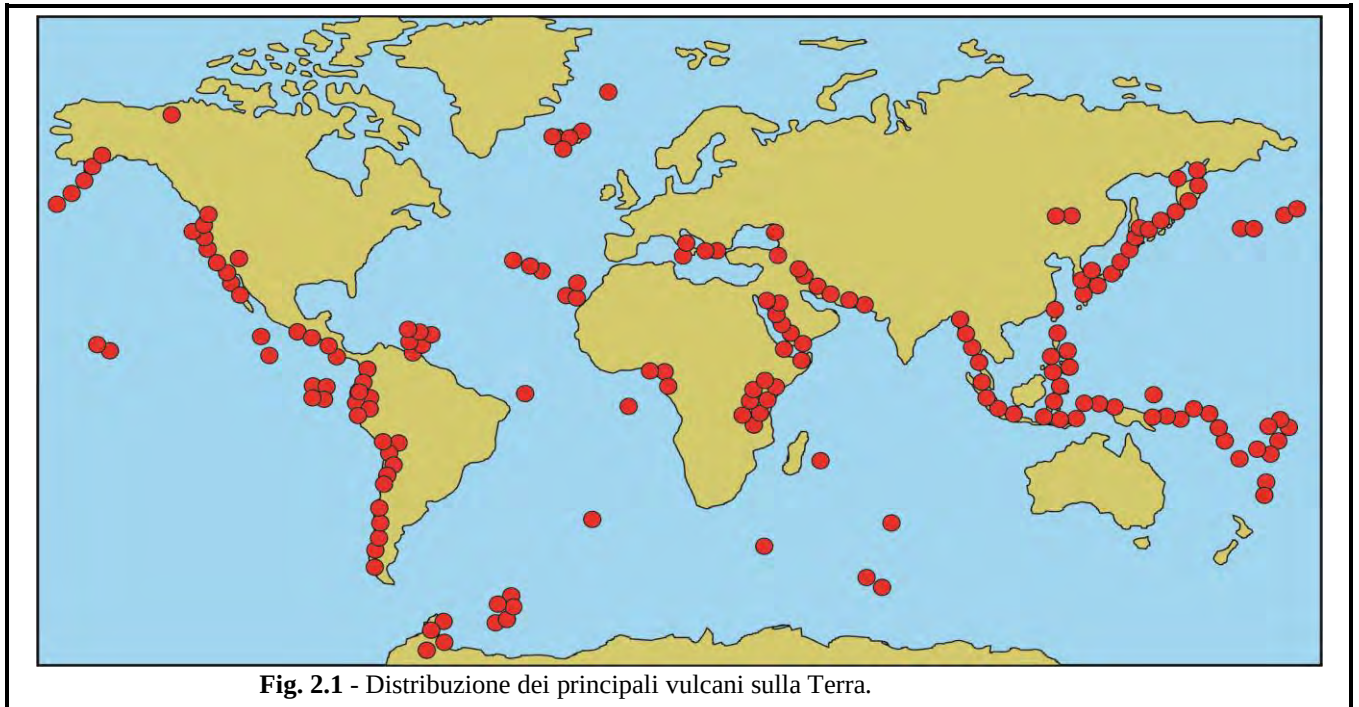


Fig. 2.1 - Distribuzione dei principali vulcani sulla Terra.

I vulcani attivi forniscono indicazioni sulla natura dell'interno della Terra. Fra i più famosi citiamo quelli italiani (**scheda 2.1**): **Vesuvio** (che distrusse Pompei nel 63 d.C.), **Stromboli** (un "cono" che sorge direttamente dal mare), **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 es. *Arquà* negli Euganei ed il *Bagno dell'Acqua* nell'isola di Pantelleria.

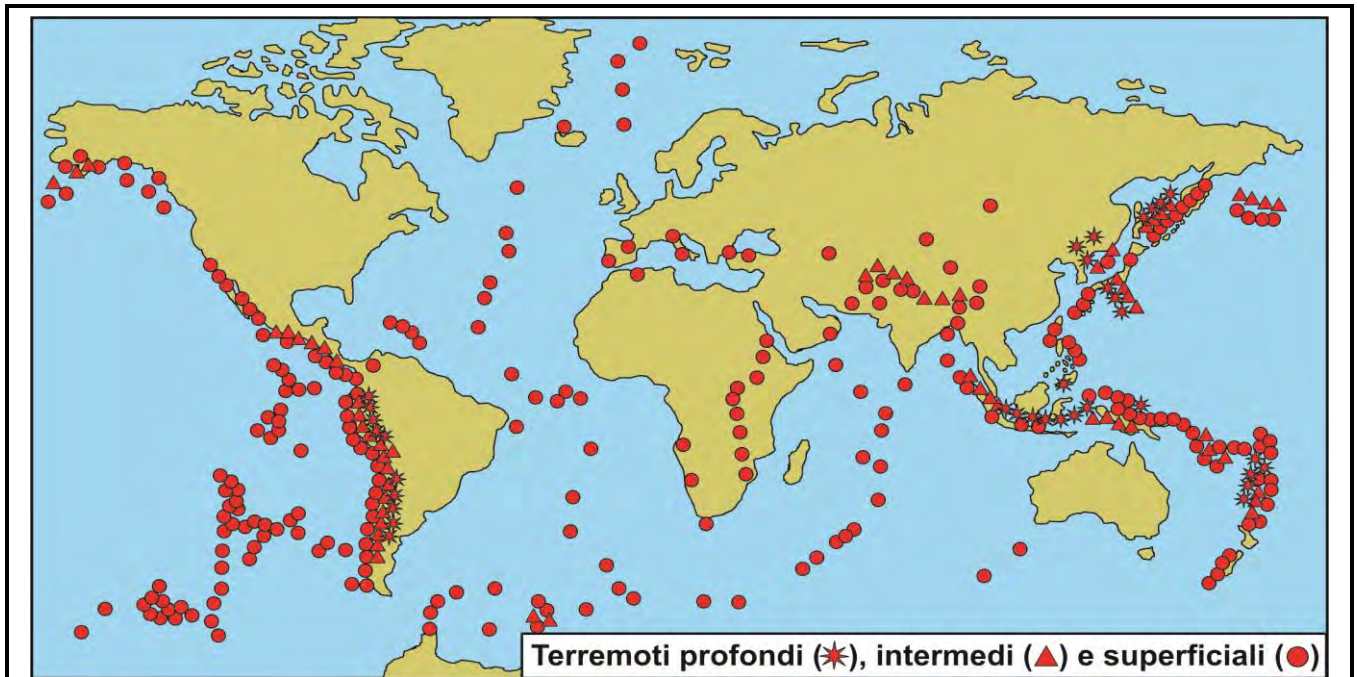


Fig. 2.2 - Distribuzione delle aree sismiche sulla Terra.

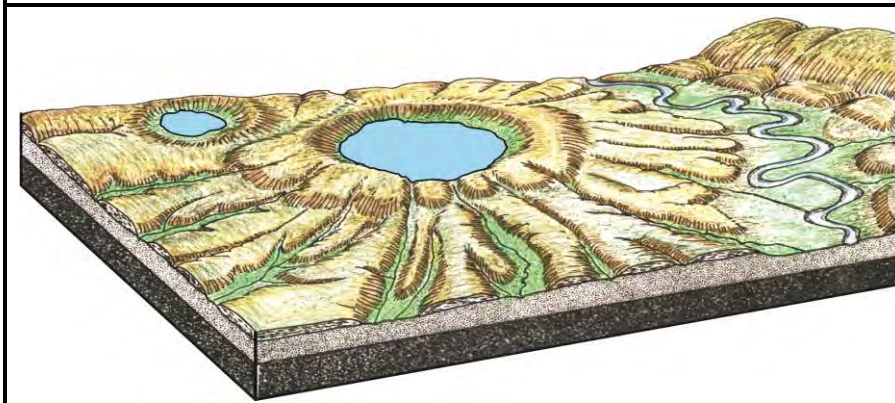


Fig. 2.3 - I **laghi vulcanici**, caratteristici dell'Italia centrale, hanno una tipica forma quasi circolare, in quanto spesso occupano il fondo di crateri di antichi vulcani spenti.

Le figg. 2.1 e 2.2 sono carte tematiche a piccolissima scala (map-pamondi); su di esse sono sviluppati temi riguardanti le aree vulcaniche e sismiche, dove si sono verificati fenomeni che, nel futuro vicino o lontano, potrebbero nuovamente verificarsi e quindi da ritenere rischiose per le popolazioni locali. Carte del rischio vulcanico e/o sismico si possono redarre anche su scale molto più grandi; sulle stesse aree, in sede di pianificazione, sono utili in quanto la tipologia delle costruzioni deve tenere

conto di possibili eventi distruttivi, 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.

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 sottoforma 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.



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.

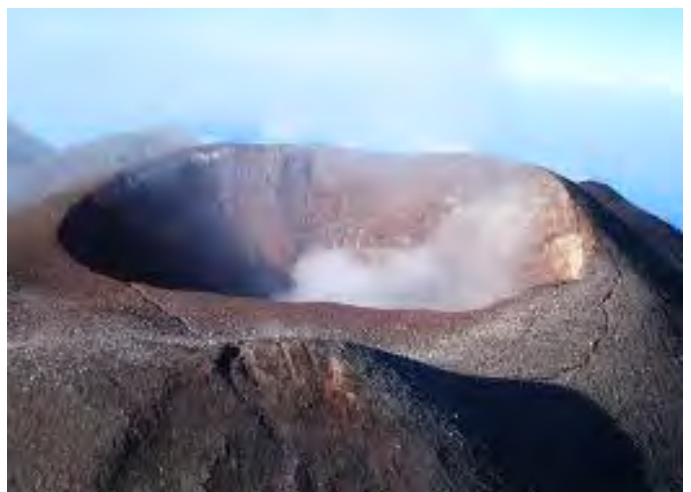


Fig. 2.5 - L'**Etna** sorge nell'area Nord - orientale della Sicilia (Catania) ed è un complesso vulcanico ancora attivo. Con le sue eruzioni ha modificato continuamente il paesaggio, minacciando spesso le comunità locali da millenni insediate intorno ad esso. È una vera e propria montagna vulcanica, 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 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., 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.

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 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 **ceneri 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**.



Frammento di *Ossidiana* (vetro vulcanico).

Il processo di solidificazione è 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 frequenti sono le **rioliti** (fig. 2.7).

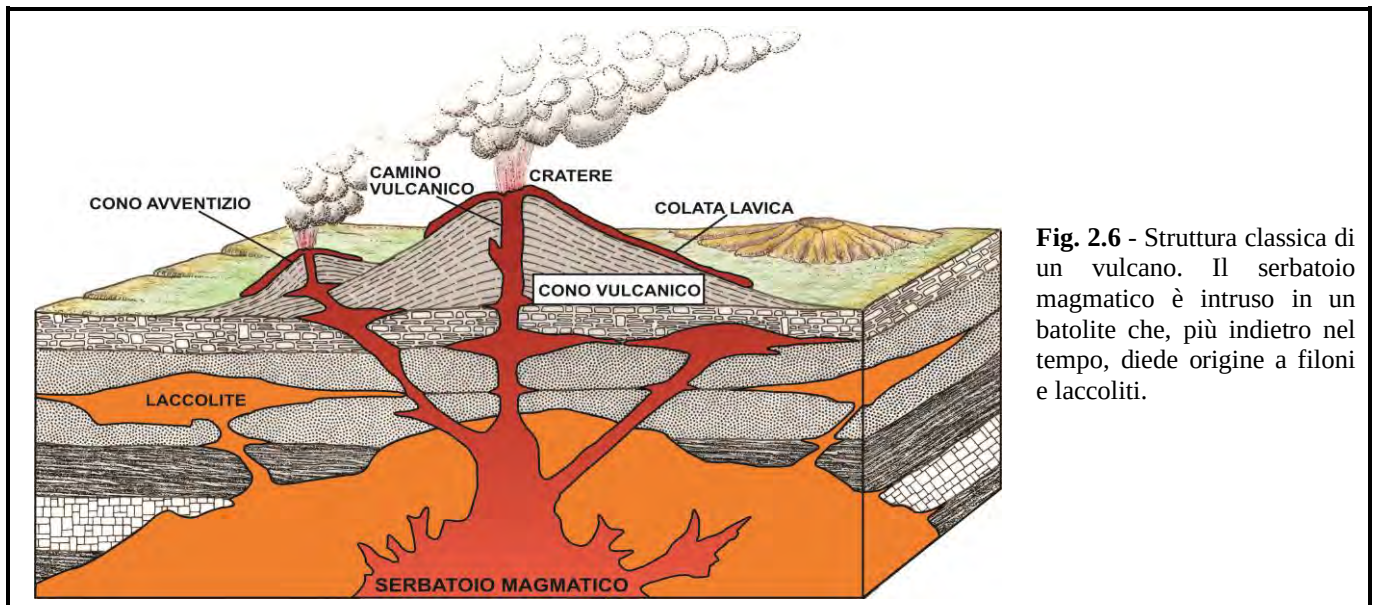


Fig. 2.6 - Struttura classica di un vulcano. Il serbatoio magmatico è intruso in un batolite che, più indietro nel tempo, diede origine a filoni e laccoliti.

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, graniti e 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 con 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.



La presenza di gas e vapori nel magma è dovuta alla diminuzione di pressione conseguente alla risalita del materiale fluido dal serbatoio magmatico. 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?*”.

Si potrebbe pensare che il magma, essendo liquido, provenga dalle porzioni profonde della Terra in cui la materia si presenta in quello stato fisico: 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, 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, in quanto essi sono in grado di permettere la propagazione delle onde sismiche di tipo trasversale “S”.

Una proprietà molto importante dei materiali è la seguente: *allo stato solido la densità è maggiore rispetto allo stato liquido*; per es. 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 ($1.000 \div 1.200 \text{ °C}$). 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 es. a causa di un terremoto, o 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**).

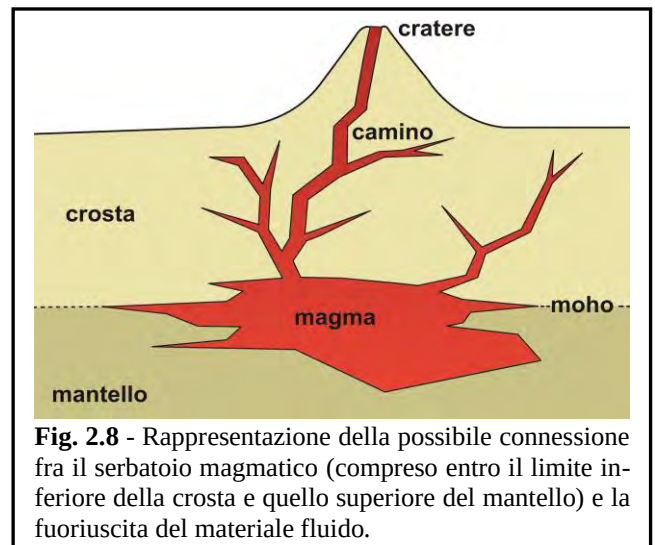


Fig. 2.8 - Rappresentazione della possibile connessione fra il serbatoio magmatico (compreso entro il limite inferiore della crosta e quello superiore del mantello) e la fuoriuscita del materiale fluido.

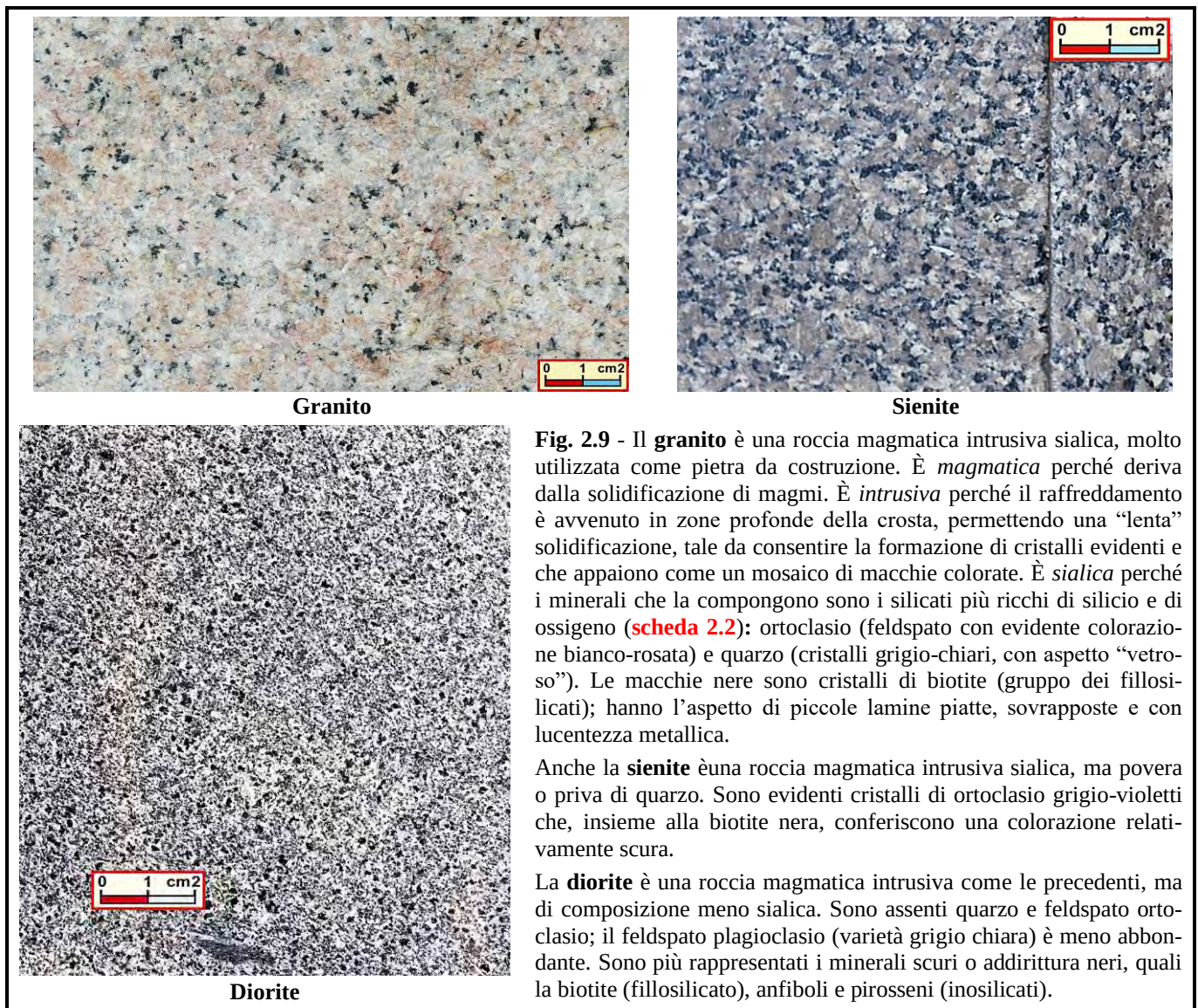
2.3 - Le rocce magmatiche

Il meccanismo sopra descritto sembra fornire una buona risposta circa l’origine dei materiali che fuoriescono dai 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 sono il risultato del consolidamento di un magma 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 sono detti **batoliti** e possono assumere forme diverse (**fig. 2.10**). 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.

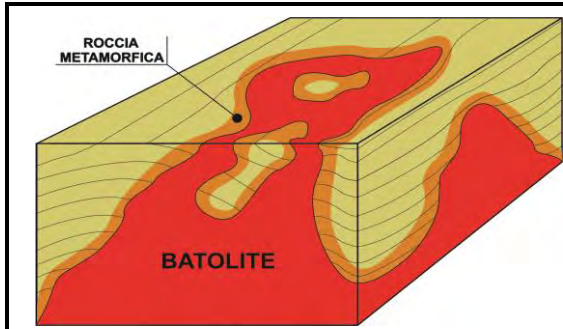


Fig. 2.10 - Schema di batolite.

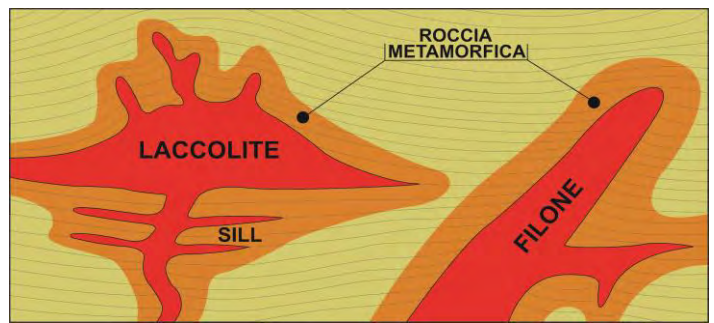


Fig. 2.11 - Esempi di plutoni iniettati.

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.

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 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.

feldspati (plagioclasì, 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	gababri	peridotiti
Composizione (minerali)	quarzo,			
	ortoclasio,	ortoclasio,		
	plagioclasì sodici,	plagioclasì sodici e calcici	plagioclasì 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 devettrificate per la formazione di minuscoli cristalli. Fra parentesi sono indicati i minerali presenti in tracce.

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.

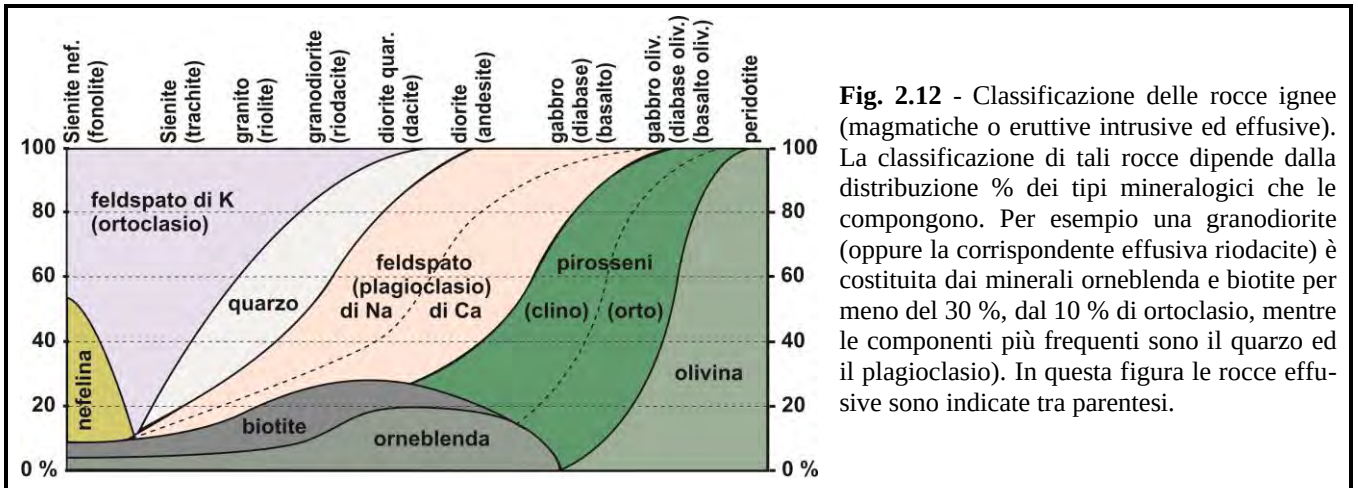


Fig. 2.12 - Classificazione delle rocce ignee (magmatiche o eruttive intrusive ed effusive). La classificazione di tali rocce dipende dalla distribuzione % dei tipi mineralogici che le compongono. Per esempio una granodiorite (oppure la corrispondente effusiva riodacite) è costituita dai minerali orneblenda 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.

2.4 - Le rocce metamorfiche

Molte 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; 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.

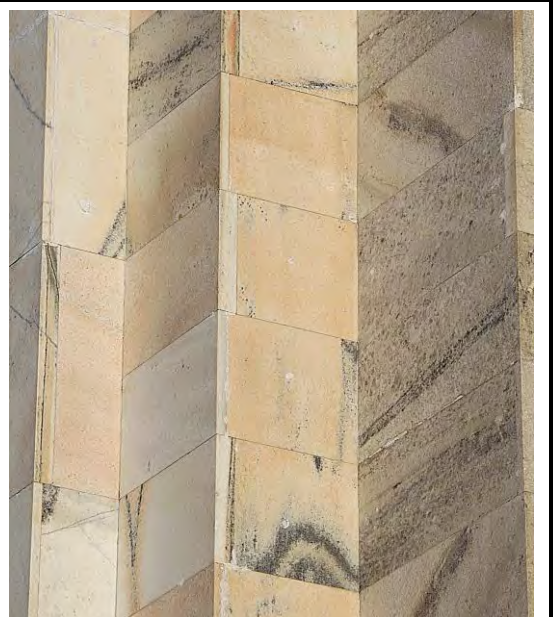
Le rocce sedimentarie derivano da processi di *diagenesi* (lenta trasformazione dei sedimenti sciolti in materiali duri e compatti) nell'ambito dei quali un ruolo importante è dato dalla pressione dei materiali che vi si accumulano sopra. I materiali sedimentari così sepolti possono trovarsi a decine 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.

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; è un materiale pregiato, adatto per sculture o per i rivestimenti architettonici più luminosi ed eleganti. Molte sculture tra le più famose sono state realizzate con i marmi delle 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.



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).

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,...). 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, costituite 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 similari, con presenza di anfiboli (silicati di forma allungata) in ambienti molto caldi ($500 \div 700$ °C) e a media pressione (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.

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



Esempio di evidente scistosità in una roccia metamorfica.

Il **vulcano** è una spaccatura della crosta terrestre, dalla quale escono materiali ad alta temperatura, allo stato solido (ceneri, lapilli,...), liquido (lava) e aeriforme. Tali 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** spesso a forma di cono), scaturendo 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**).

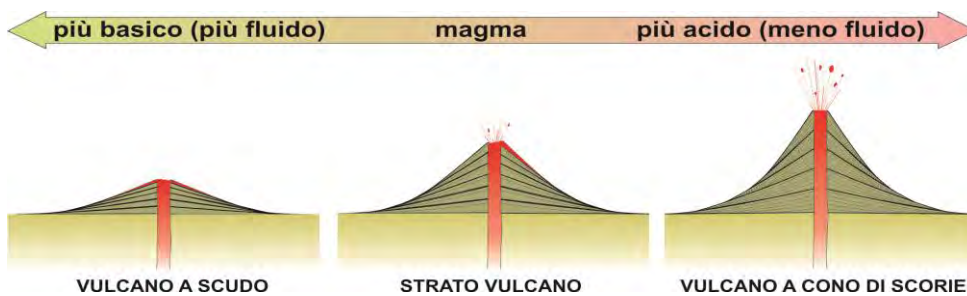


Fig. 2.15 - Le lave basiche sono più fluide; l'attività eruttiva del vulcano è più lenta e graduale e i materiali fusi si allargano più facilmente verso le basi (**fig. 2.16**). Al contrario le lave acide sono più viscosi; pertanto si accumulano più rapidamente lungo i fianchi della montagna vulcanica. 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.

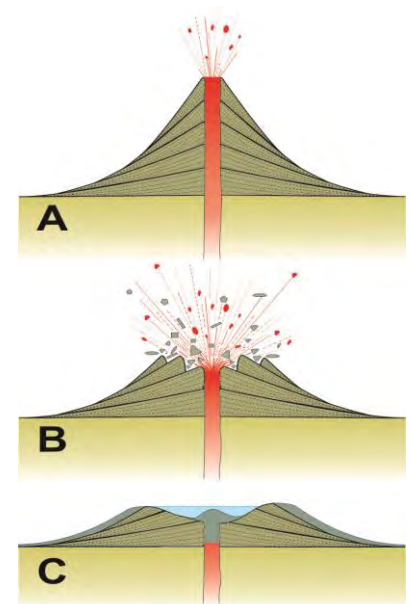


Fig. 2.17 - Un vulcano caratterizzato da lave molto viscosi erutta in modo esplosivo (**A**), provocando la distruzione della parte superiore del cono vulcanico (**B**). Si forma un bacino che si può riempire con acqua fino alla formazione di un *lago di caldera* (**C**), sul fondo del quale (così come 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 coni vulcanici attraverso aperture laterali dette "*coni avventizi*" (**fig. 2.18**); 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 gravi 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; merita 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*).

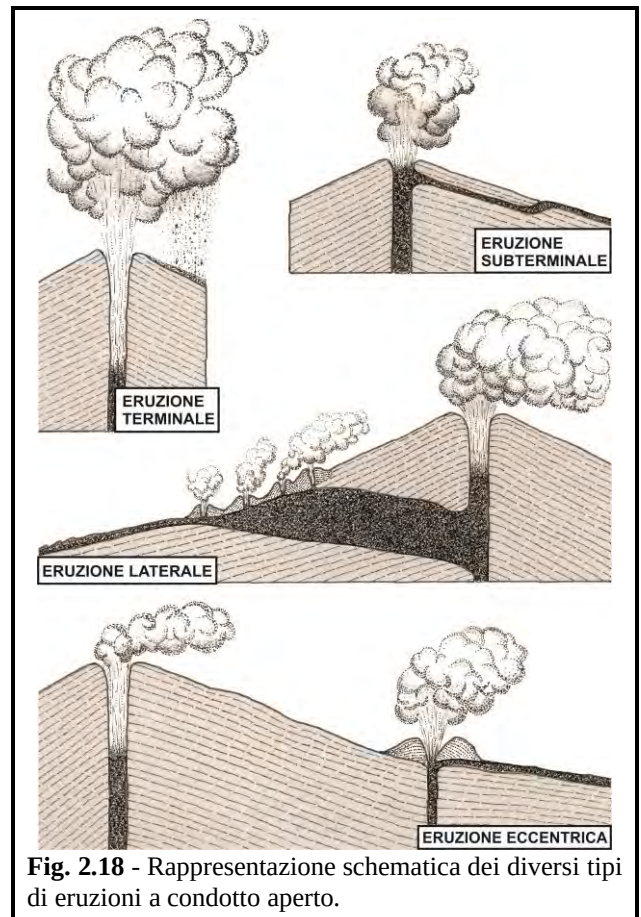


Fig. 2.18 - Rappresentazione schematica dei diversi tipi di eruzioni a condotto aperto.



Fig. 2.19 - Colonne laviche a sezione quadrata o esagonale dovute al rapido raffreddamento in mare.

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 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**): lave colonnari basaltiche di Fin-gal 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 molti anni.

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 (Azzorre) lunga diversi chilometri, larga fino a 10 m ed alta $5 \div 6$ 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,...); 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 $500\text{ }^{\circ}\text{C}$ tali sorgenti vengono dette *fumarole secche*, mentre con temperature prossime o inferiori a $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ sono dette *fumarole fredde*. Le emissioni molto ricche di acido solfidrico sono dette **solfatore**; 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 CO_2 , 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 sui 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 si sciolgono nelle acque prima di giungere in superficie. Talvolta sui fondali si formano coni vulcanici che aumentano rapidamente di volume fino ad affiorare come isole. 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.

Esiste 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 remoti. 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 toscano-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

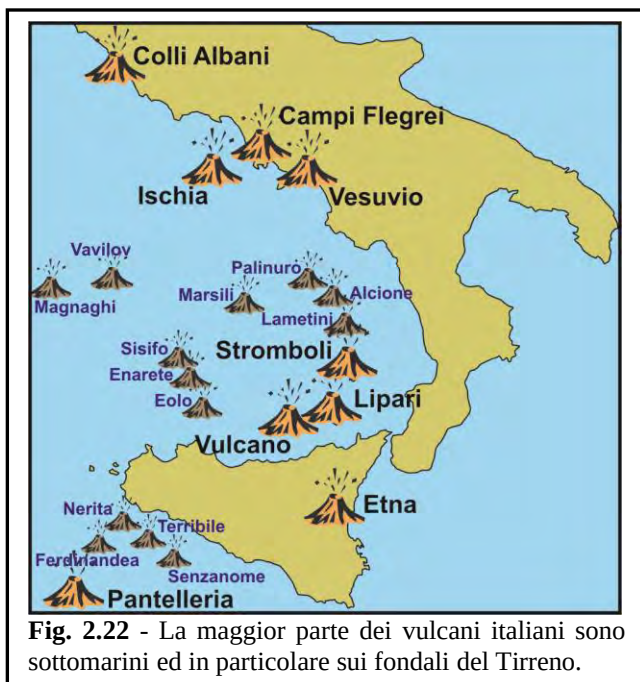


Fig. 2.22 - La maggior parte dei vulcani italiani sono sottomarini ed in particolare sui fondali del Tirreno.

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 attivi. 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, poco pericoloso; talvolta, in occasione dei fenomeni più intensi, le colate di lava arrivano fino in mare, originando anche piccoli maremoti.

Vesuvio. Ultima eruzione 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. Ultima eruzione nel 1538. L'evento atteso in caso di riattivazione è un'eruzione esplosiva 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, salvo alcuni recenti segnali (scosse sismiche) che hanno preoccupato la popolazione locale.

Vulcano. Ultima eruzione nel 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. 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 ~ 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.



Stromboli



Vulcano

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.

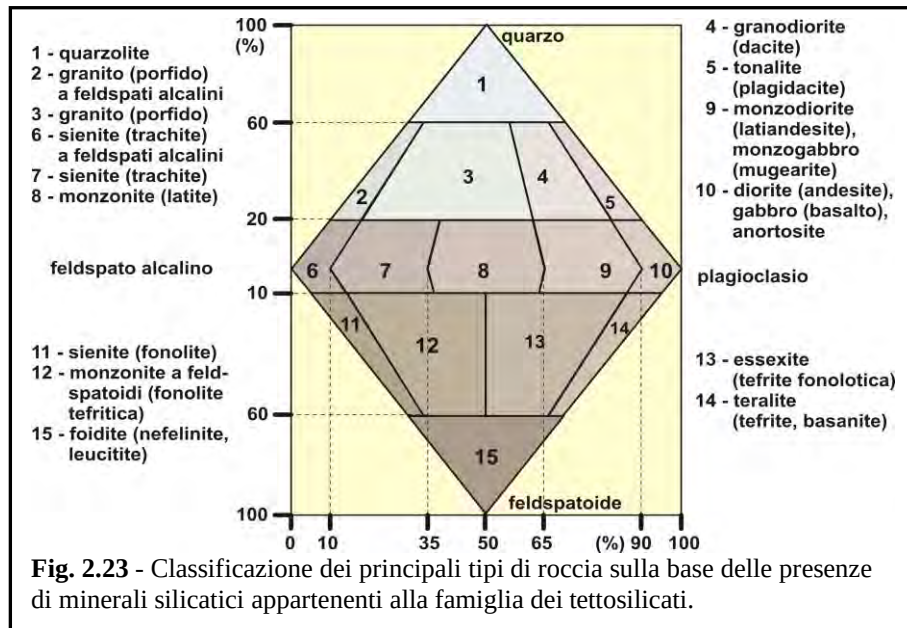
Fuori del Tirreno, nel Canale di Sicilia, si trova una zona tettonicamente molto attiva, con fenomeni vulcanici ancora in parte presenti. Questi hanno originato le isole di Pantelleria e Linosa e a numerosi edifici vulcanici sottomarini, come **Ferdinandea**, **Terribile**, **Senzanome**, **Nerita**,... 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.

SCHEDA 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. zirconio, sillimanite, topazio, granati, 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 anfiboli (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 (es. in fig. 2.23).

SCHEDA 2.3 - Tipi di metamorfismo

Il metamorfismo è un processo complicato, 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**; fig. 2.10 e 2.11); sono 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 a temperatura e di mobilizzazione (**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 mobilizzazione, tali da dare alla massa una composizione di tipo granitico (**metamorfismo di granitizzazione**); questo processo viene anche detto *ultrametamorfismo*, una 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 meno 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 vicini 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, attinolit, albite, epidoto (quarzo,...)	basico	scisti
serpentinite	basso	massiccia	serpentino, magnetite (crisotilo, talco, clorite,...)	ultrabasico	rocce basiche
anfibolite	medio	poco scistosa, occhiadinica	anfibolo, plagioclasio (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)	calcereo, basico	calcari
calcefiro	medio, alto	massiccia	calcite, wollastonite, granato, plagioclasio,...	calcereo, 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.

SCHEDE 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 madrepore 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.

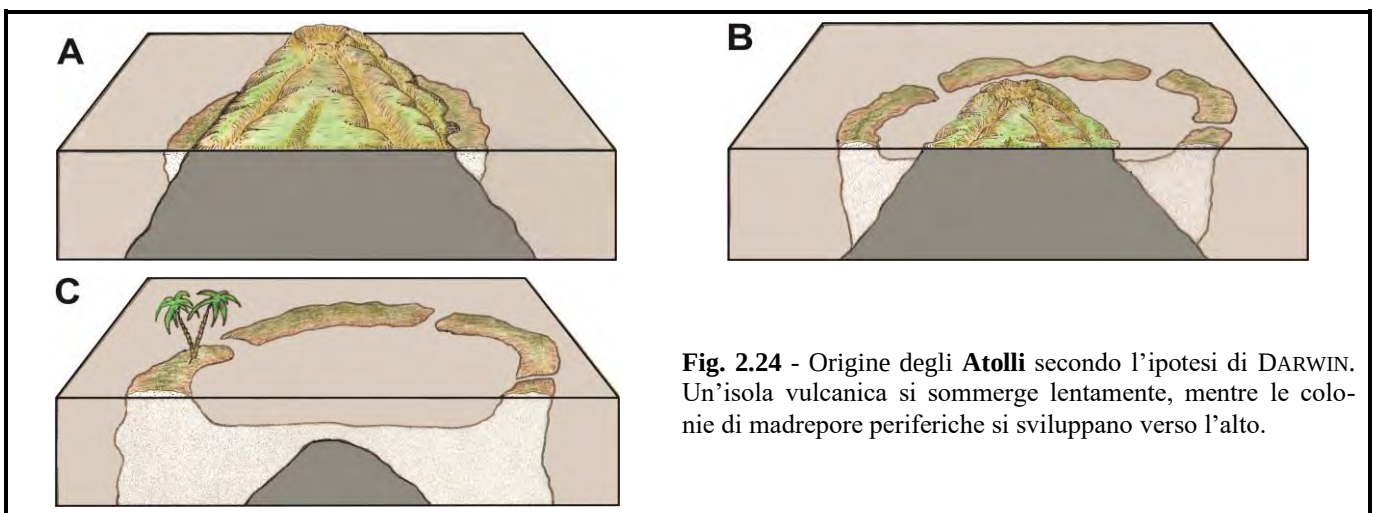


Fig. 2.24 - Origine degli **Atolli** secondo l'ipotesi di DARWIN. Un'isola vulcanica si sommerge lentamente, mentre le colonie di madrepora periferiche si sviluppano verso l'alto.

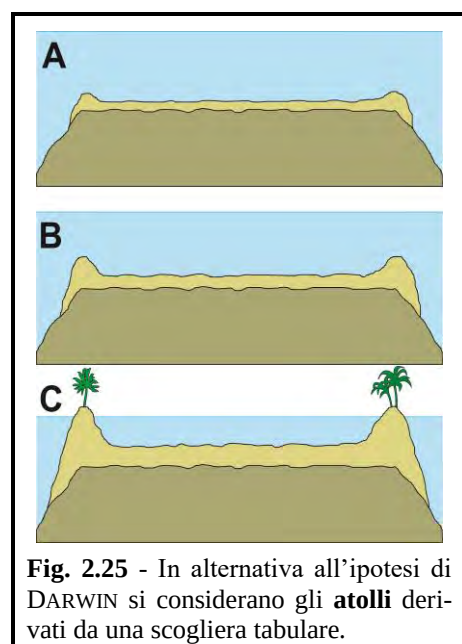


Fig. 2.25 - In alternativa all'ipotesi di DARWIN si considerano gli **atolli** derivati da una scogliera tabulare.

Altri studiosi proposero un'altra teoria, secondo la quale l'anello madreporico si formerebbe per il 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. La crescita delle formazioni madreporiche si svolge rapidamente (media di alcuni cm/anno, fino a 20 ÷ 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, che 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; 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 (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 continua a contrastare l'invasione del mare.

Baia (presso Pozzuoli) era un porto romano, oggi completamente sommerso. 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 proneo (**fig. 3.1**); esse sono "perforate" dai litodomi (Molluschi) in una fascia tra 2,9 m e 3,5 m dalle basi; rimase sommerso tra la metà del III secolo e la metà di quello successivo; la parte sottostante non è "rovinata" dai molluschi in quanto protetta dalle macerie del tempio. Un movimento contrario si verificò 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*.

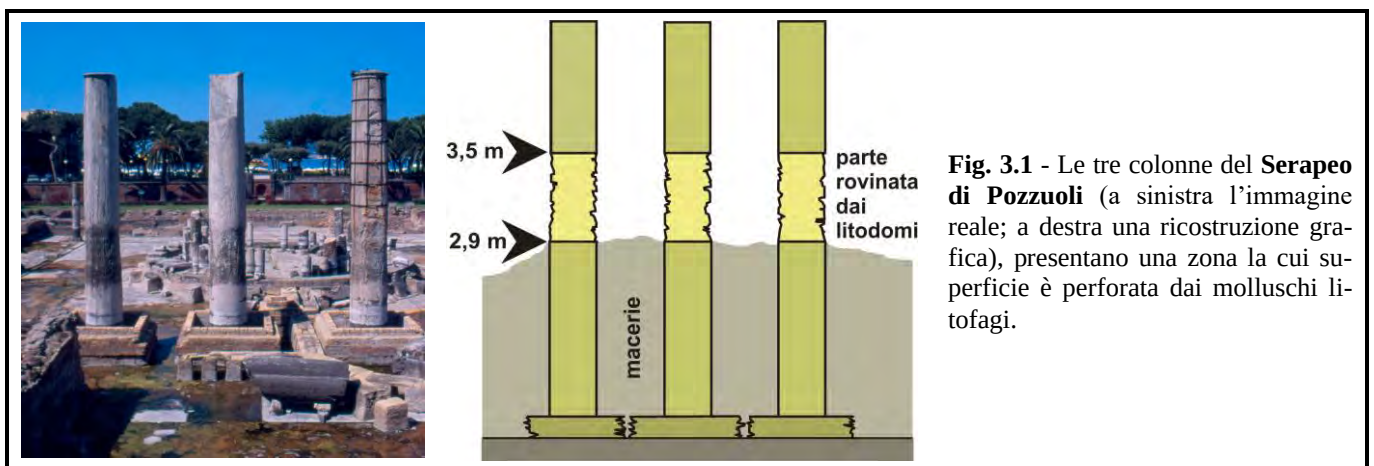
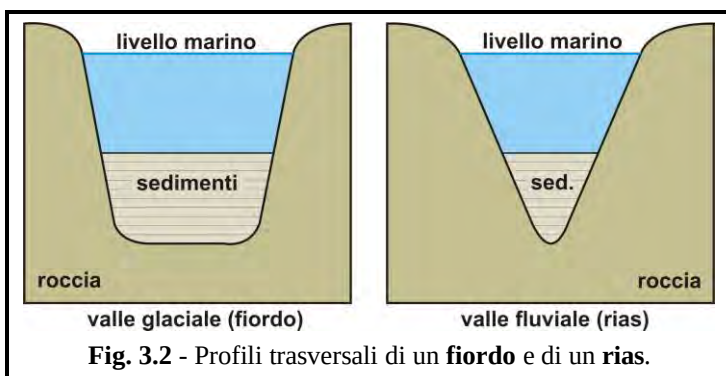


Fig. 3.1 - Le tre colonne del **Serapeo di Pozzuoli** (a sinistra l'immagine reale; a destra una ricostruzione grafica), presentano una zona la cui superficie è perforata dai molluschi litofagi.

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, coperto da acqua dolce di origine freatica; fu costruito all'asciutto in epoca romana; successivamente il livello della falda si alzò a

causa 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.



Altre prove di spostamenti verticali sono 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 ÷ 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 sollevamento della crosta; 5 e 6 in **fig. 3.3**), si osservano successioni di gradoni sulle pendici che si affacciano al mare (es. nel golfo di Taranto); a ciascuno di essi si può attribuire un periodo di relativa stabilità del livello marino (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; in certe zone sono osservabili successioni di terrazzi marini dei quali quelli a minore altitudine scavati quasi interamente nel materiale detritico dovuto alla formazione di quelli superiori. I terrazzi disposti a maggiore altitudine sono 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.

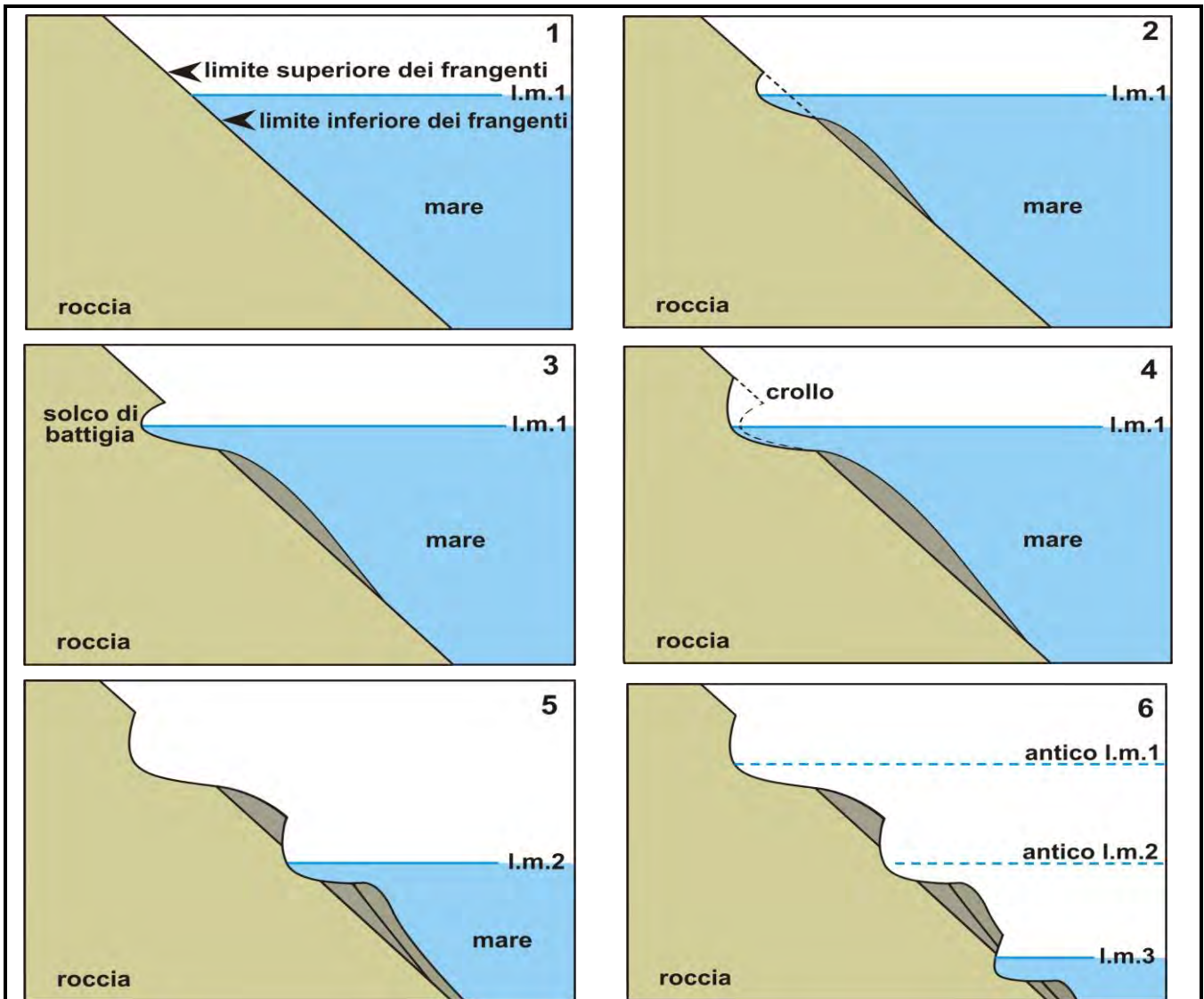


Fig. 3.3 - In corrispondenza del più antico livello marino (**l.m.1**), dove agisce l'azione erosiva del moto ondoso (1), si forma un **solco di battigia** (2), parallelo alla costa; con il passare del tempo (3) ed in seguito a crolli, si approfondisce con accumulo di detriti sulla scarpata sommersa (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.



Fig. 3.4 - Successione di antiche doline dal mare (totalmente invase dall'acqua salata) verso l'interno (parzialmente invase ed asciutte).

Nell'isola di Cherso (Croazia) si trovano, lungo il profilo della costa, golfi con forma subcircolare. Verso l'interno si trovano un laghetto d'acqua salata e poi una depressione asciutta (**fig. 3.4**). Sono depressioni di origine carsica (*doline*), 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).

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.

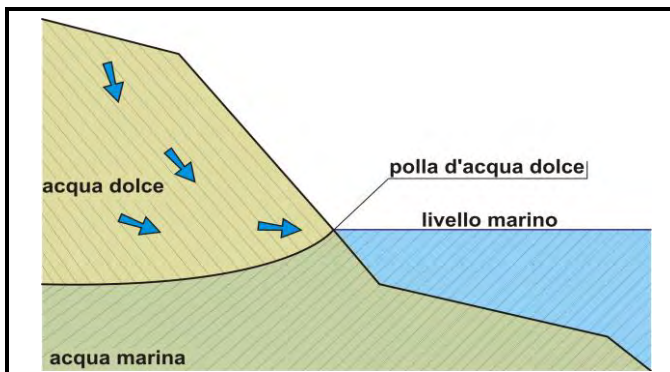


Fig. 3.5 - Polle d’acqua dolce in corrispondenza del livello marino.

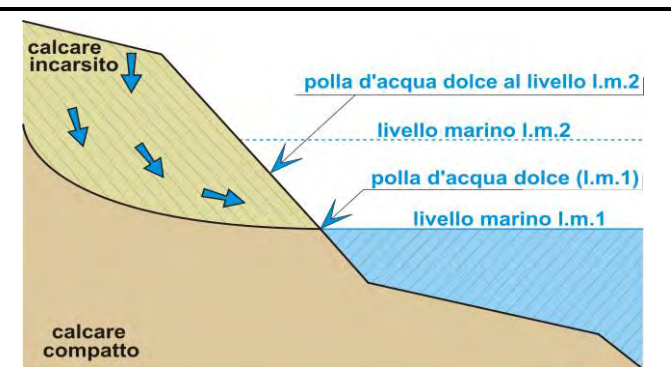


Fig. 3.6 - Polle d’acqua dolce in corrispondenza del livello marino (**l.m.1**) e sotto il livello marino (**l.m.2**) in seguito a suo innalzamento.

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,...

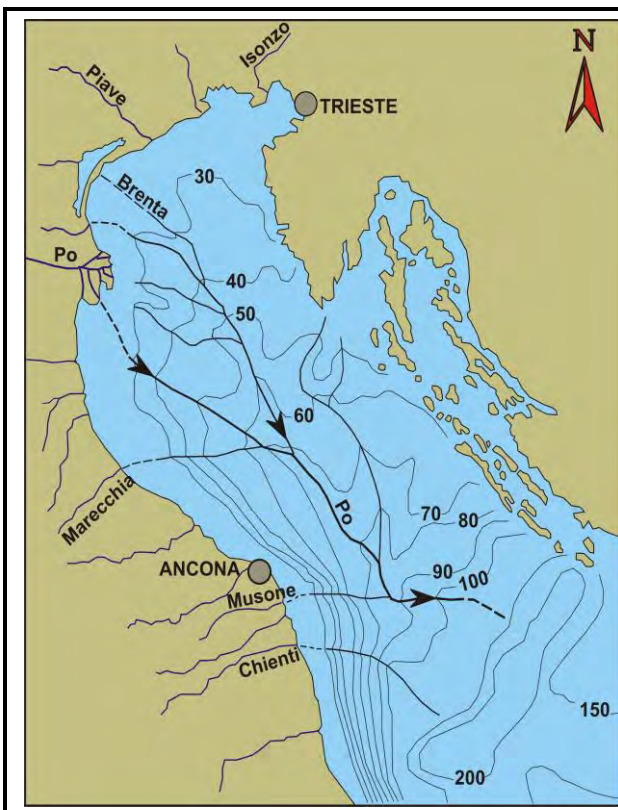


Fig. 3.7 - Studiando le isobate (linee congiungenti punti di uguale profondità) dell’Adriatico, è stato ricostruito il corso dei fiumi sull’antica pianura Padana che si estendevano fino a Sud di Ancona durante l’ultima glaciazione (Wurm).

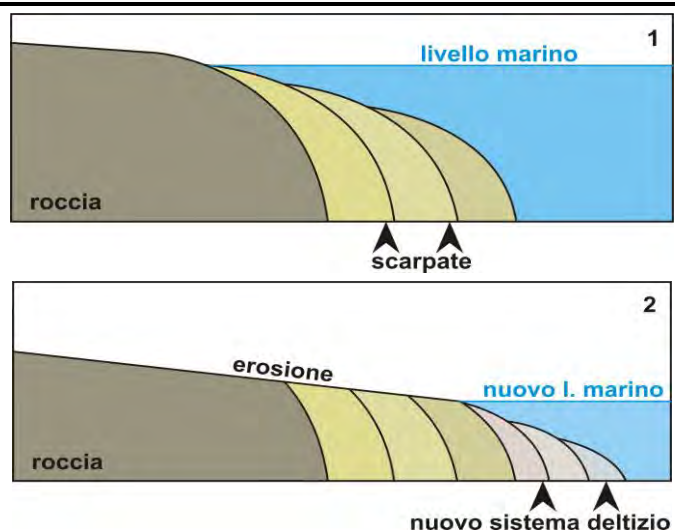


Fig. 3.8 - I delta sono accumuli di sedimenti presso la foce dei fiumi in mare (1). Se il livello marino scende (2) si forma un nuovo sistema deltizio mentre quello precedente viene sottoposto ad erosione.

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 finì 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.

Una prova 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 0,5 cm/anno contro il valore medio mondiale di 0,4 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, 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 ÷ 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 ÷ 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 trovano, in aree continentali, sedimenti di ambienti marini. In Sicilia si trovano depositi del cretaceo la cui origine è attribuibile all'antico mare Tirrenide. 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).



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.

3.2 - Cause dei movimenti verticali

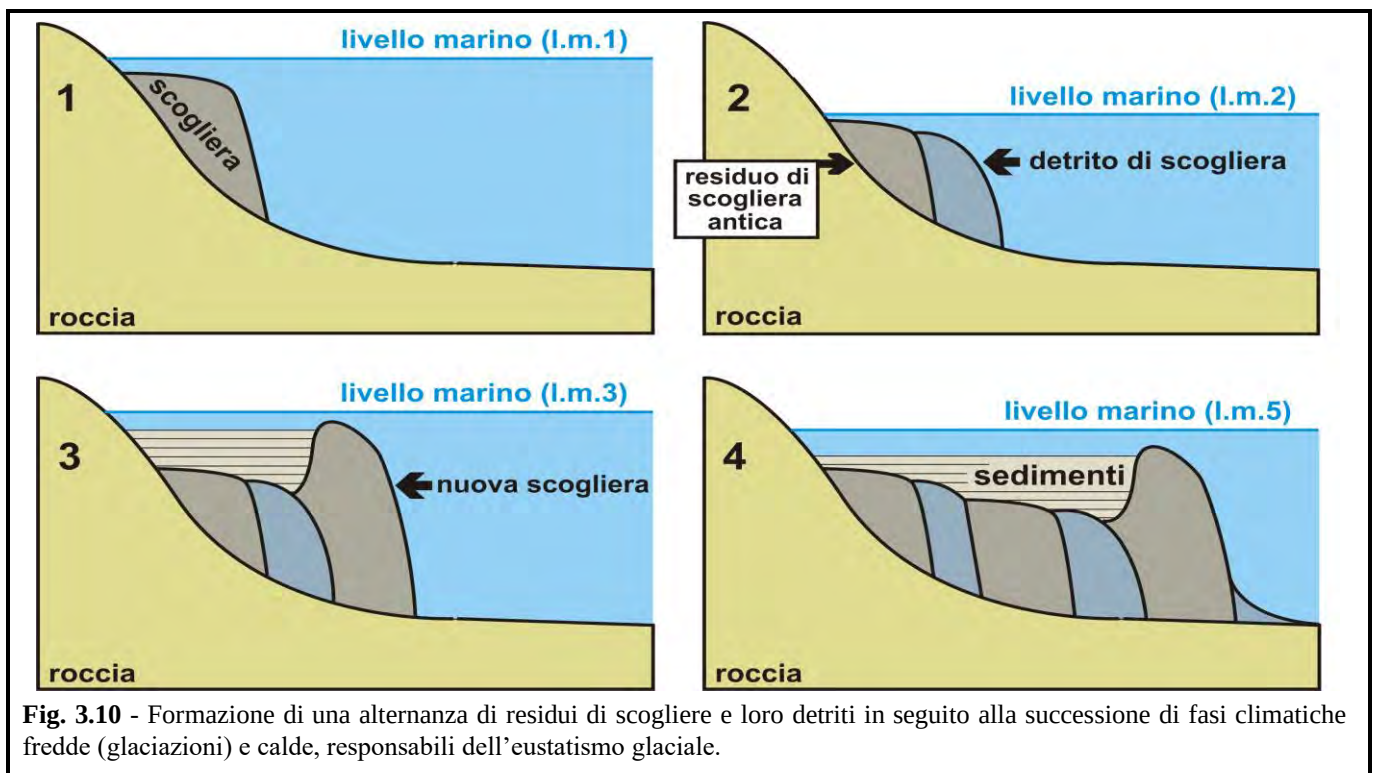
Le osservazioni e le descrizioni dei fenomeni sono meno difficili del tentativo di individuarne le cause, soprattutto quando queste sono "nascoste" nelle profondità della Terra. Talvolta si formulano teorie che spiegano solo in parte

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. Per esempio quando si osservano variazioni del livello marino, invece potrebbe trattarsi 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 modificano 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. 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 variazioni del livello marino dovute all'alternanza di 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 un periodo caldo. In quello successivo freddo si abbassa il livello del mare (**l.m.2**): la scogliera è 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 cui fondo 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.



Una causa dei movimenti verticali è l'**isostasismo**. 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**). Se tutto quel ghiaccio fondesse, 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 imporre un più accentuato sprofondamento isostatico della crosta al centro dell'isola. Tale situazione è probabilmente analoga a quella che caratterizzava lo scudo scandinavo durante le grandi glaciazioni quaternarie. Con la fusione 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.

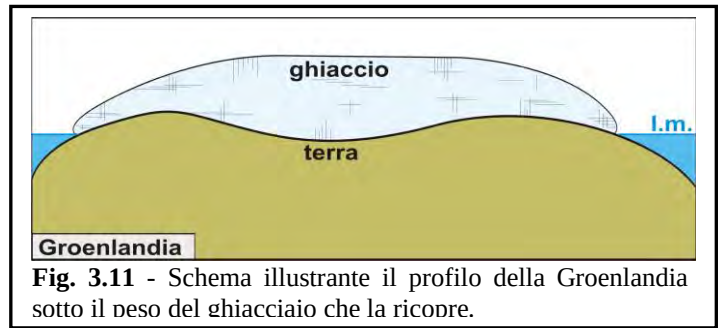


Fig. 3.11 - Schema illustrante il profilo della Groenlandia sotto il peso del ghiacciaio che la ricopre.

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. Mentre 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.

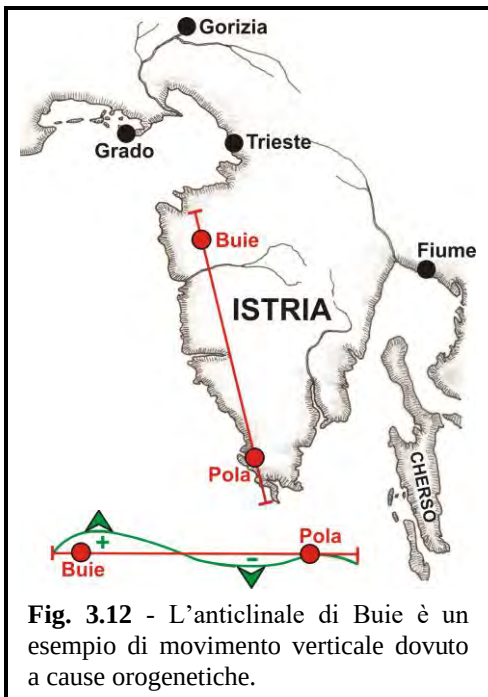


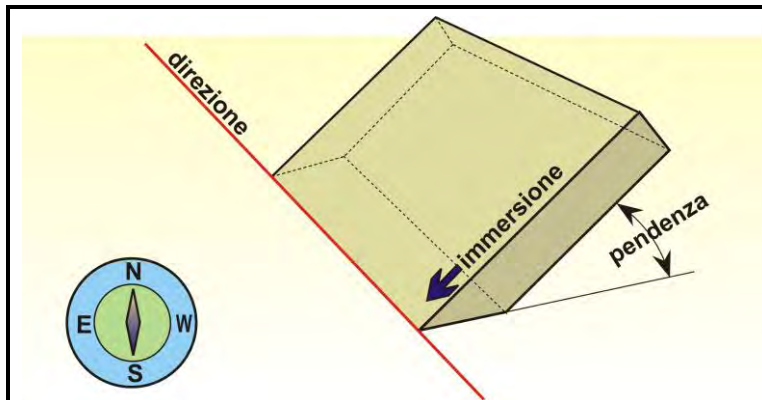
Fig. 3.12 - L'anticlinale di Buie è un esempio di movimento verticale dovuto a cause orogenetiche.

Il termine **subsidenza** indica un graduale abbassamento del terreno a causa della compattazione (dovuta a pressione esercitata dai materiali superficiali su quelli sottostanti). Tale termine indica, 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 (-), 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**). 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.

3.3 - Movimenti orizzontali

Gli strati rocciosi non si presentano sempre come successioni di materiali con **giacitura** (**fig. 3.13**) più o meno orizzontale, tanto più antichi quanto più profondi (secondo quanto suggerito dal *criterio di sovrapposizione*). L'accumulo di sedimenti porta alla formazione di depositi di potenza variabile e con una estensione areale che dipende dal tipo e dalle dimensioni dell'ambiente in cui essi si formano ed hanno quasi sempre giacitura orizzontale. Nel tempi geologici, avvengono movimenti, a livello della crosta, che modificano 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 della 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 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. (**fig. 3.15**).



ig. 3.13 - La **giacitura** di uno strato è data dalla **direzione** (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.

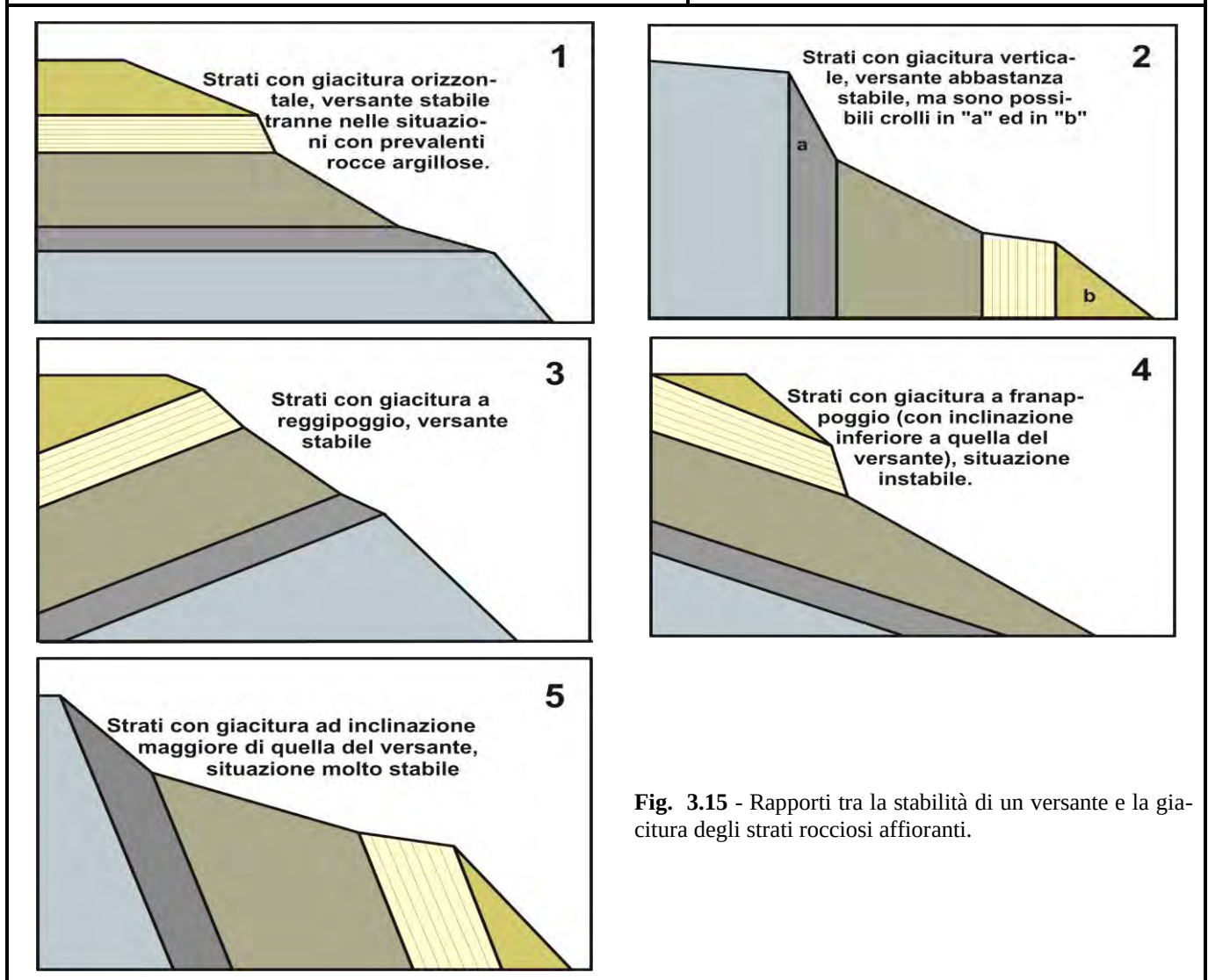


Fig. 3.15 - Rapporti tra la stabilità di un versante e la giacitura degli strati rocciosi affioranti.

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 alzare una estremità. 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, 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. Vi sono casi in cui le pile di sedimenti sono rovesciate con gli strati più antichi che poggiano su quelli più recenti.

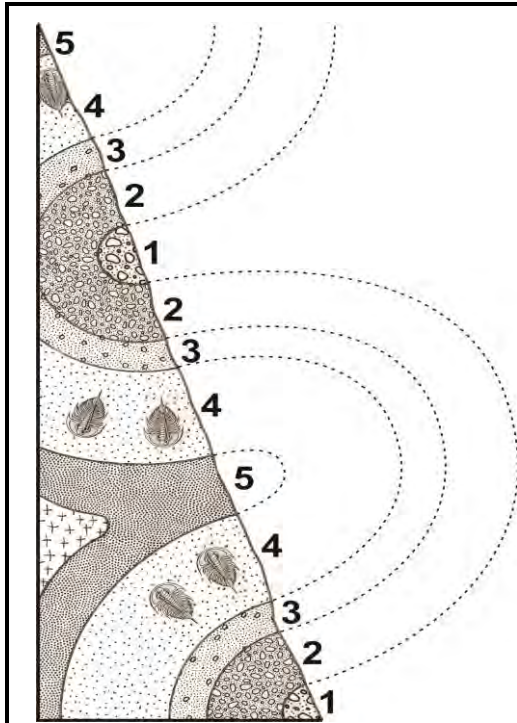


Fig. 3.16 - Successione di strati fortemente piegati. L'affioramento lungo il versante mette in evidenza pile di sedimenti cronologicamente ben stratificati (dal più antico in basso al più recente in alto; 1 ÷ 5) che si ripetono in modo analogo e rovesciato.

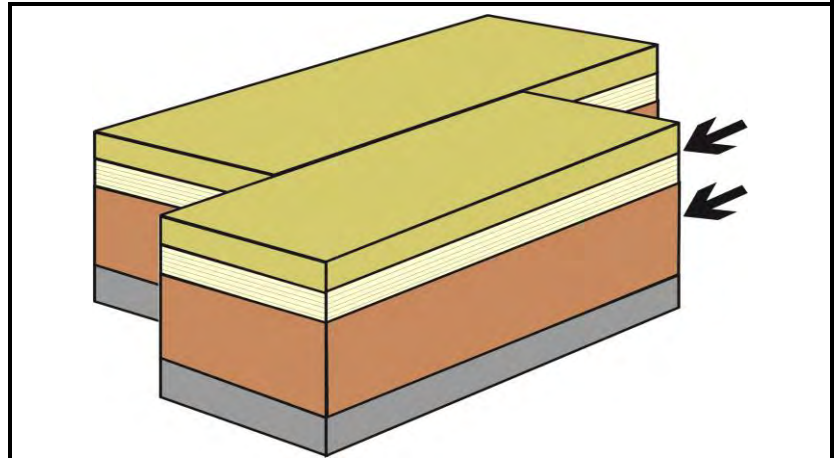


Fig. 3.17 - Immaginiamo di tagliare una zolla omogenea perpendicolarmente rispetto ad un ipotetico piano orizzontale. Si ottengono due zolle che possono scorrere una rispetto all'altra con movimenti orizzontali. La **faglia**, dal punto di vista topografico, apparirà come una linea retta.



Fig. 3.18 - La **faglia di S. Andrea**.

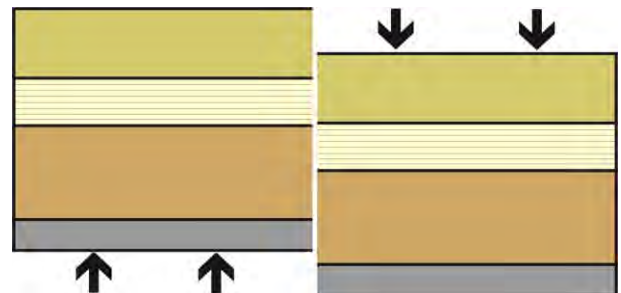


Fig. 3.19 - Faglia verticale.

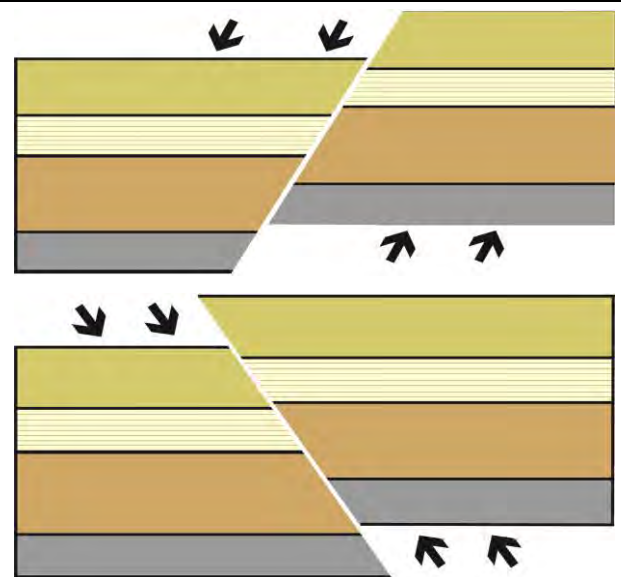


Fig. 3.20 - Faglie di distensione (in alto) e di compressione (in basso).

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 ÷ 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

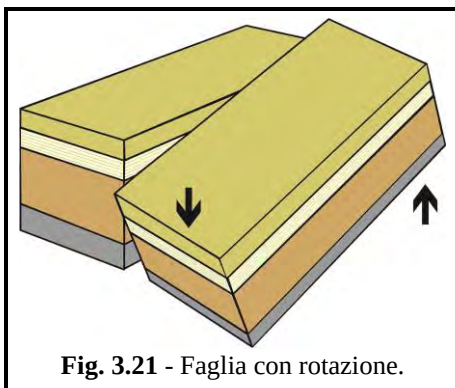


Fig. 3.21 - Faglia con rotazione.

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 hanno *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 in **fig. 3.22**: 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**).

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**).

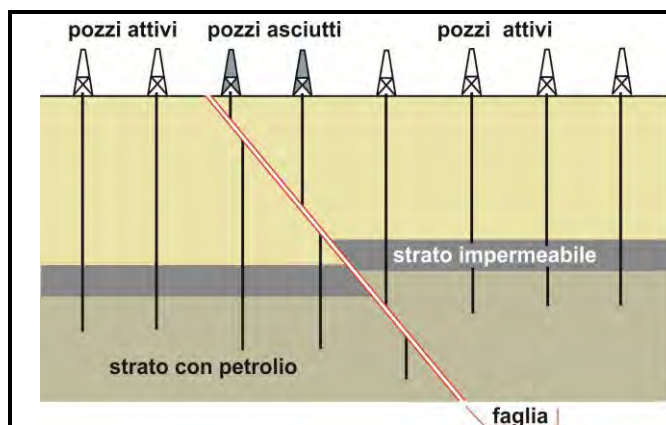


Fig. 3.22 - Una faglia di compressione determinò l'interruzione dell'attività di alcuni pozzi petroliferi nel territorio della California.

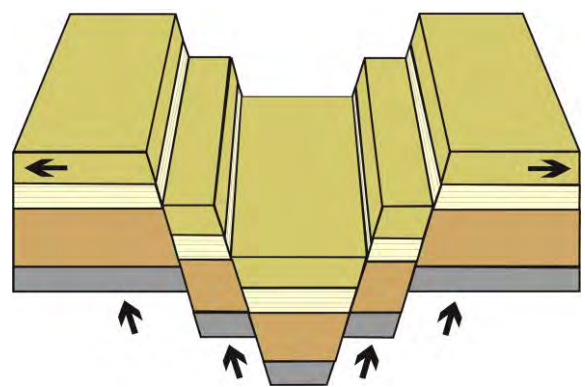


Fig. 3.23 - Un insieme di faglie, ad andamento verticale e sub-parallelo, forma blocchi che, scorrendo uno rispetto all'altro, danno origine ad una fossa tettonica.

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 (**sindclinali**). 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**).

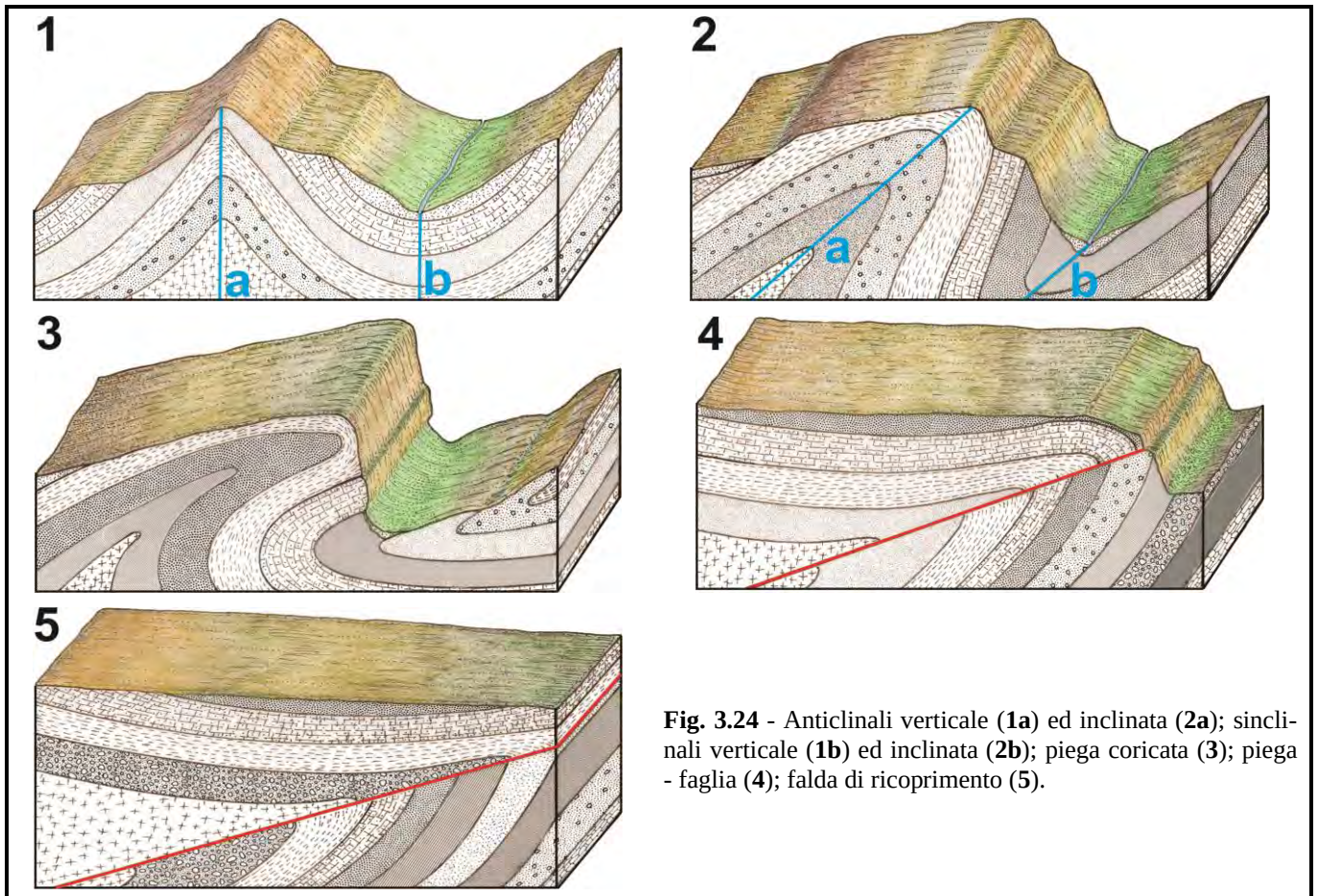


Fig. 3.24 - Anticlinali verticale (1a) ed inclinata (2a); sinclinali verticale (1b) ed inclinata (2b); piega coricata (3); piega-faglia (4); falda di ricoprimento (5).

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**).

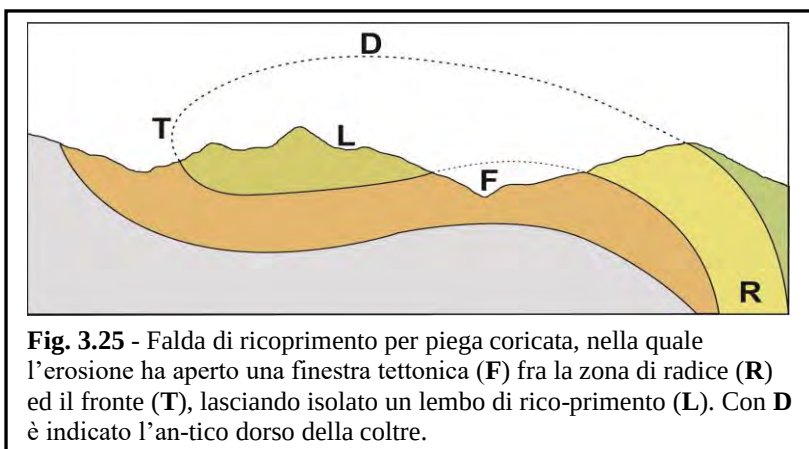


Fig. 3.25 - Falda di ricoprimento per piega coricata, nella quale l'erosione ha aperto una finestra tettonica (F) fra la zona di radice (R) ed il fronte (T), lasciando isolato un lembo di ricoprimento (L). Con D è indicato l'an-tico dorso della coltre.

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 curve (*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.

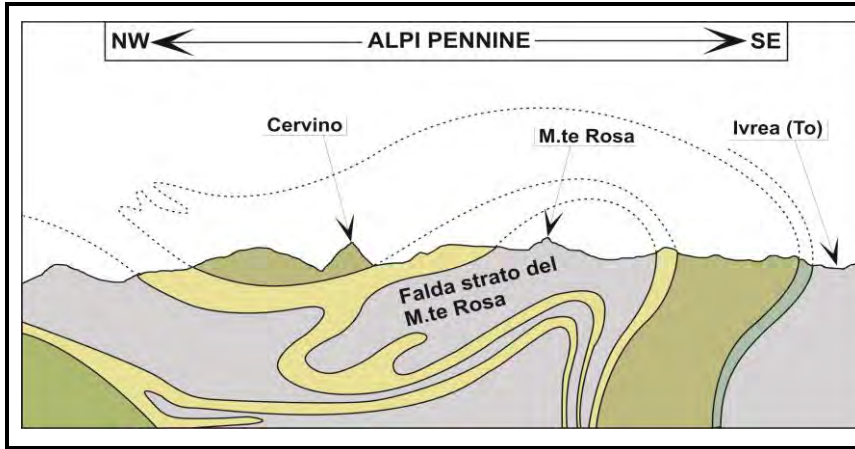


Fig. 3.26 - Le Alpi si sono formate da un grande corrugamento che ha dato luogo a imponenti falde di ricoprimento, anche sovrapposte, della lunghezza di varie decine di chilometri.

Gli **orogeni** sono fasce allungate che si trovano in genere ai margini dei continenti. 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.



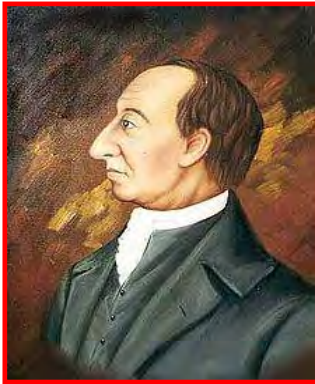
Fig. 3.27 - Talvolta si osservano piccole pieghe come in questo caso, interessanti straterelli di arenaria, successivamente tagliati da una micro-faglia.

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 e 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. Occorre quindi mettere in luce l'origine delle forze interne (*agenti endogeni* o *ipogeni*) che determinano sia la formazione di pieghe e di faglie, sia 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.



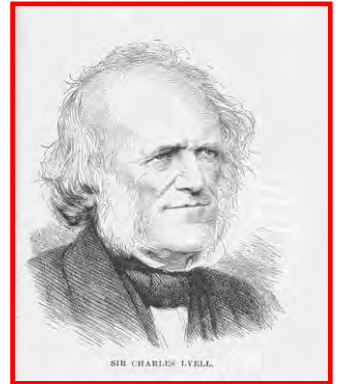
J. HUTTON (1726 - 1797)



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 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 la 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 imprese, 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 unica 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, 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 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.

Si deve a Edward DUTTON (1841 - 1912) la teoria dell'*isostasia* e ad Emile ARGAND (1879 - 1940) le ricerche che consentirono l'affermazione della *tettonica gravitativa*: le imponenti masse delle grandi falde di ricoprimento si possono spostare, sotto l'azione della gravità, lungo piani di scivolamento derivanti dal sollevamento orogenetico.

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 introdusse l'ipotesi che le due masse continentali fossero un tempo unite e che 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, di carattere geofisico, geologico, paleontologico, oceanografico e climatico.



Alfred WEGENER (1880 - 1930), il geofisico che 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. 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 Grat

Glen 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. Sembra 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 regioni 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 sviluppasse 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 una 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 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 (intendendo con essa una riduzione dei fenomeni). 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).

Se realmente la Terra va gradualmente raffreddandosi, perché le orogenesi avvengono solo ogni tanto? Uno scienziato irlandese, John JOLY (1857 ÷ 1933), 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.

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.

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.
numerose	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.



John JOLY (1858 - 1933).

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.

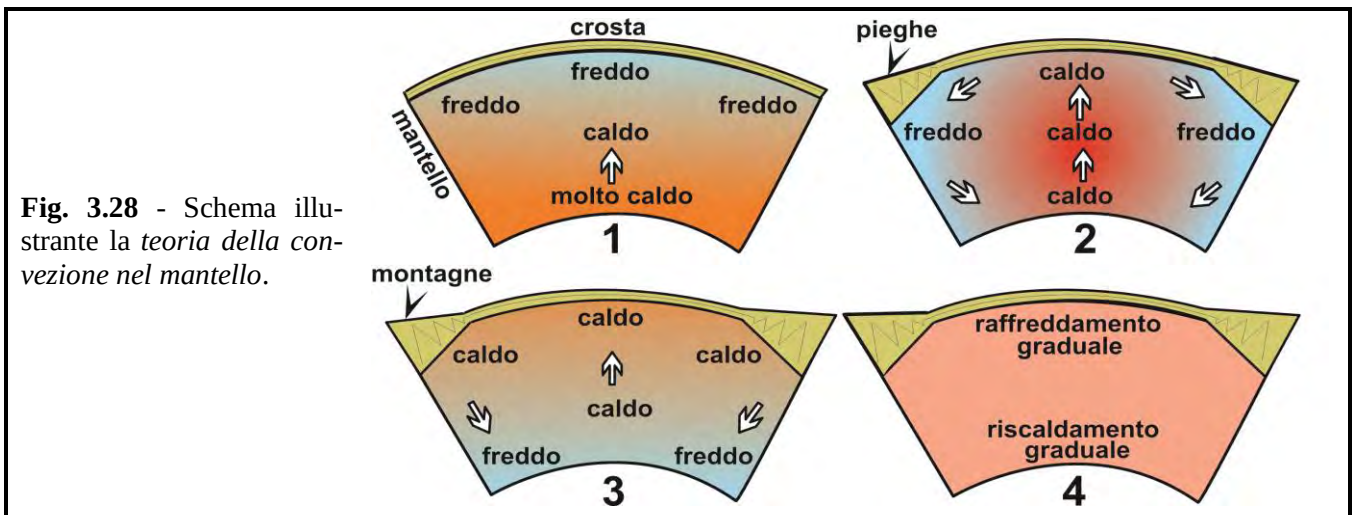
È un concetto simile a quello proposto da Joly. Inizialmente il calore si accumula nello strato inferiore del mantello, ma la convezione non inizia ancora; questo stadio durerrebbe ~ 25 milioni di anni (**1** in **fig. 3.28**). Quando la parte inferiore raggiunge la temperatura sufficiente, iniziano 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.

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 di-



David T. GRIGGS (1911 - 1974).

rezione 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).



Arthur HOLMES (1890 - 1969).

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**).

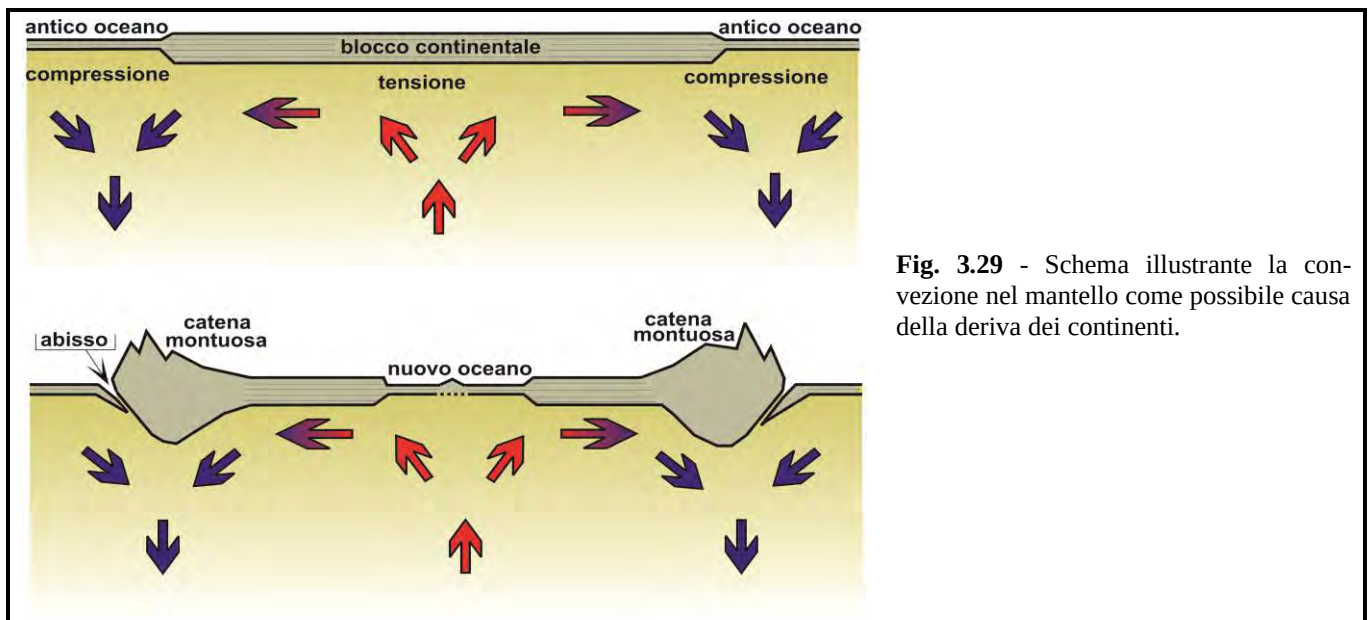


Fig. 3.29 - Schema illustrante la convezione nel mantello come possibile causa della deriva dei continenti.

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 magnetite, 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 Willem Van Rensselaer 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 di 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.

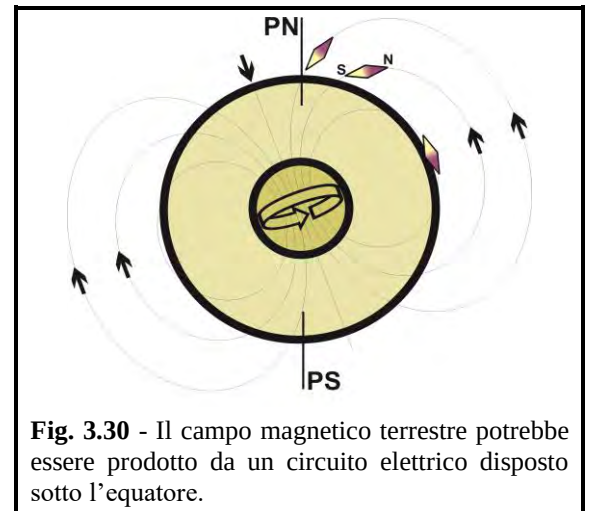


Fig. 3.30 - Il campo magnetico terrestre potrebbe essere prodotto da un circuito elettrico disposto sotto l'equatore.

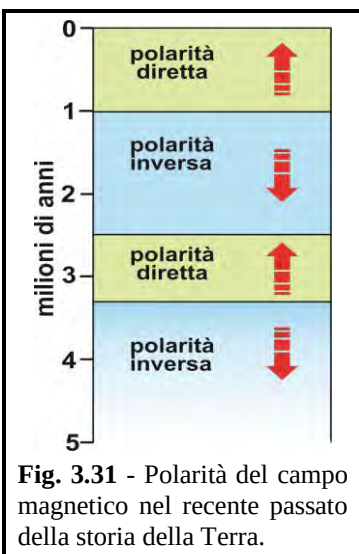


Fig. 3.31 - Polarità del campo magnetico nel recente passato della storia della Terra.

3.8 - Il magnetismo fossile

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 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 Keith RUNCORN riassume 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, 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 Patrikett 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

Un tempo, lo studio della Terra era fondato quasi esclusivamente su ricerche condotte sui continenti e quindi viziato da una certa unilateralità, 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**);
- allo studio sismico della crosta oceanica (effettuato mediante piccoli terremoti provocati con esplosioni);
- 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.

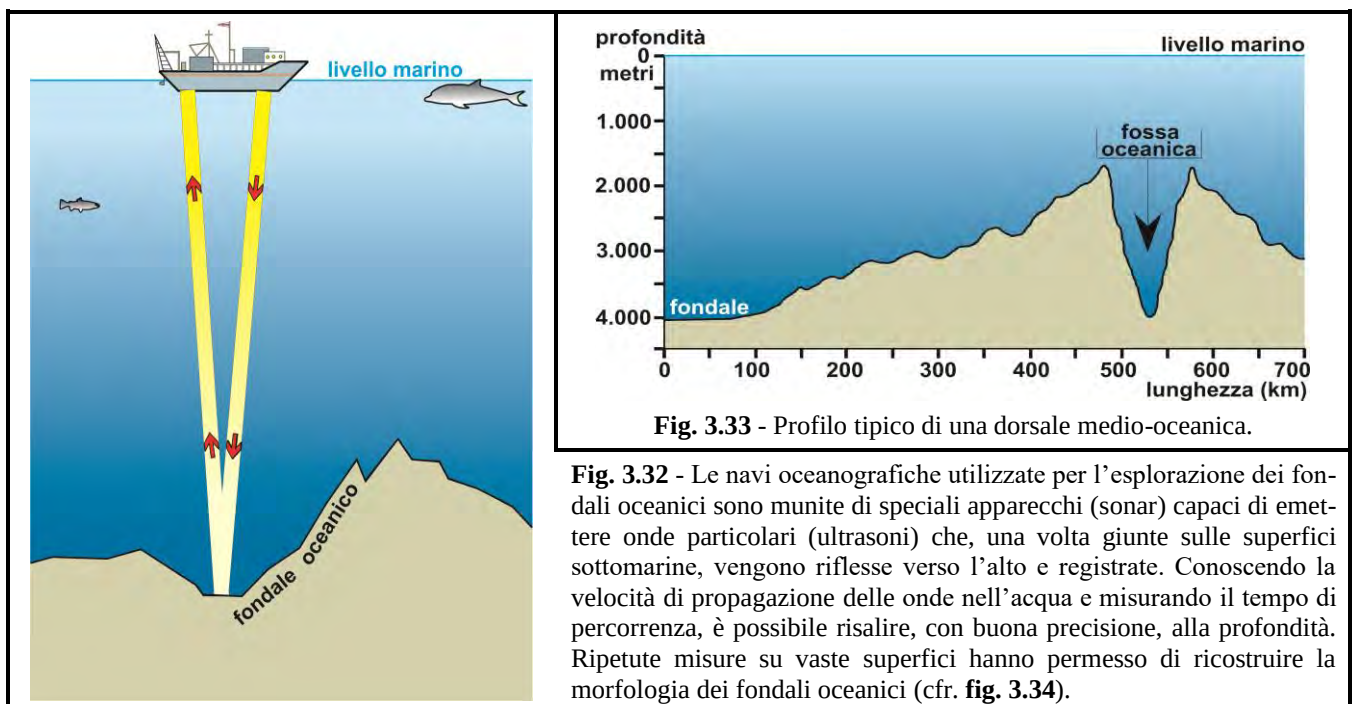


Fig. 3.33 - Profilo tipico di una dorsale medio-oceanica.

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**).

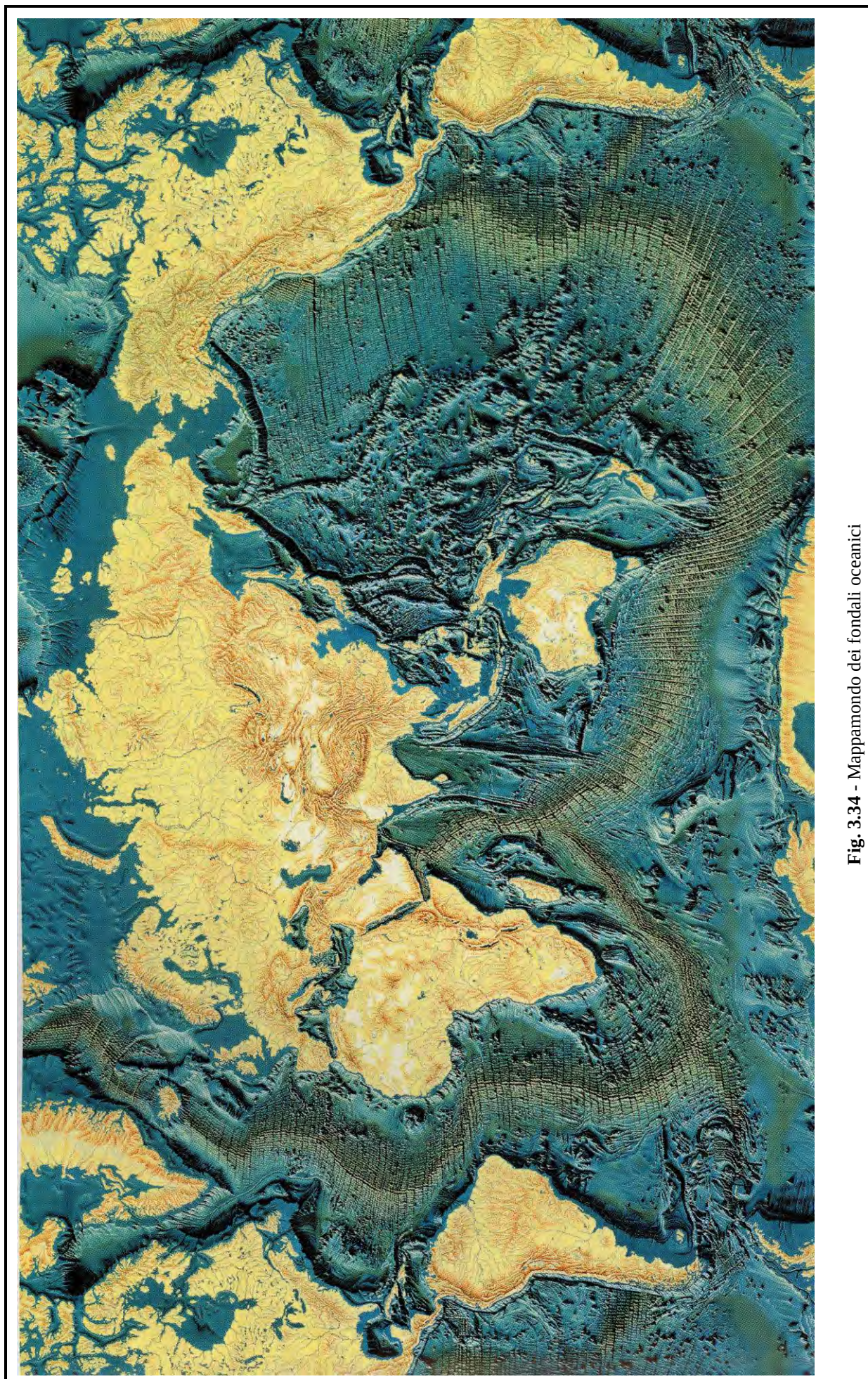


Fig. 3.34 - Mappamondo dei fondali oceanici

Dalle valli mediane, che possono essere considerate gli assi delle espansioni oceaniche, fuoriescono, ogni anno, $12 \div 20 \text{ km}^3$ 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.

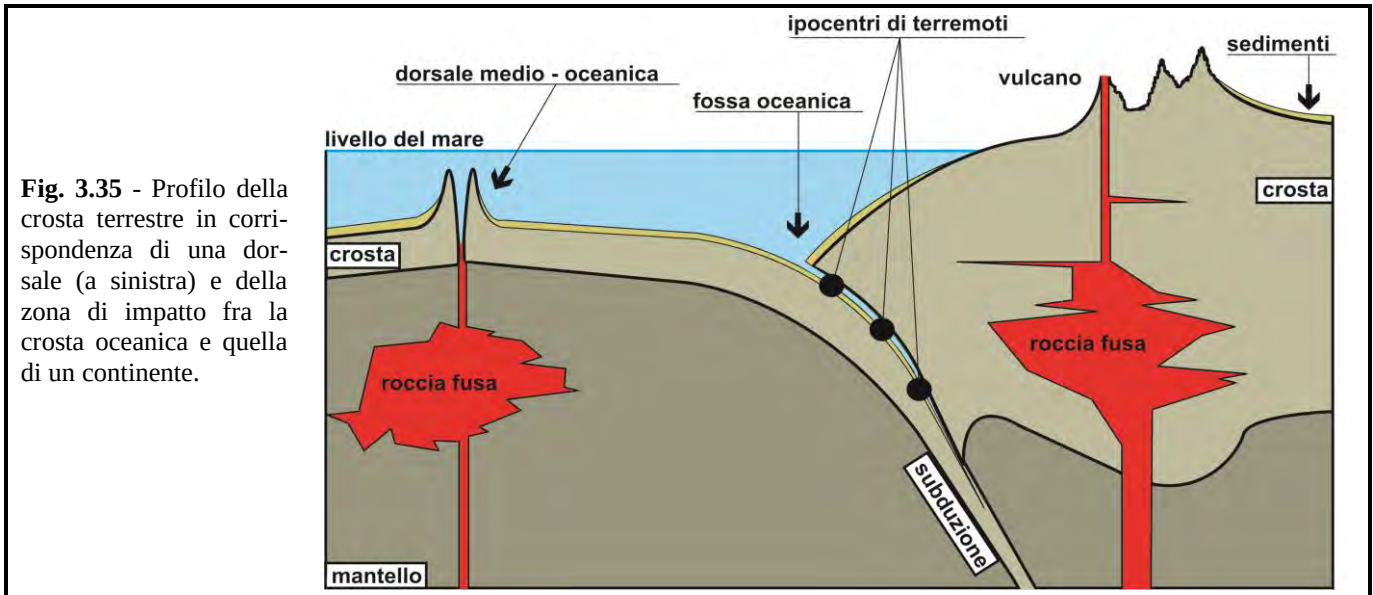


Fig. 3.35 - Profilo della crosta terrestre in corrispondenza di una dorsale (a sinistra) e della zona di impatto fra la crosta oceanica e quella di un continente.

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:

- mediamente levata di $\sim 3.000 \text{ m}$ dal fondale oceanico, lunga più di 1.000 km , 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 di materiale 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 $2 \div 5 \text{ cm all'anno}$.

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.

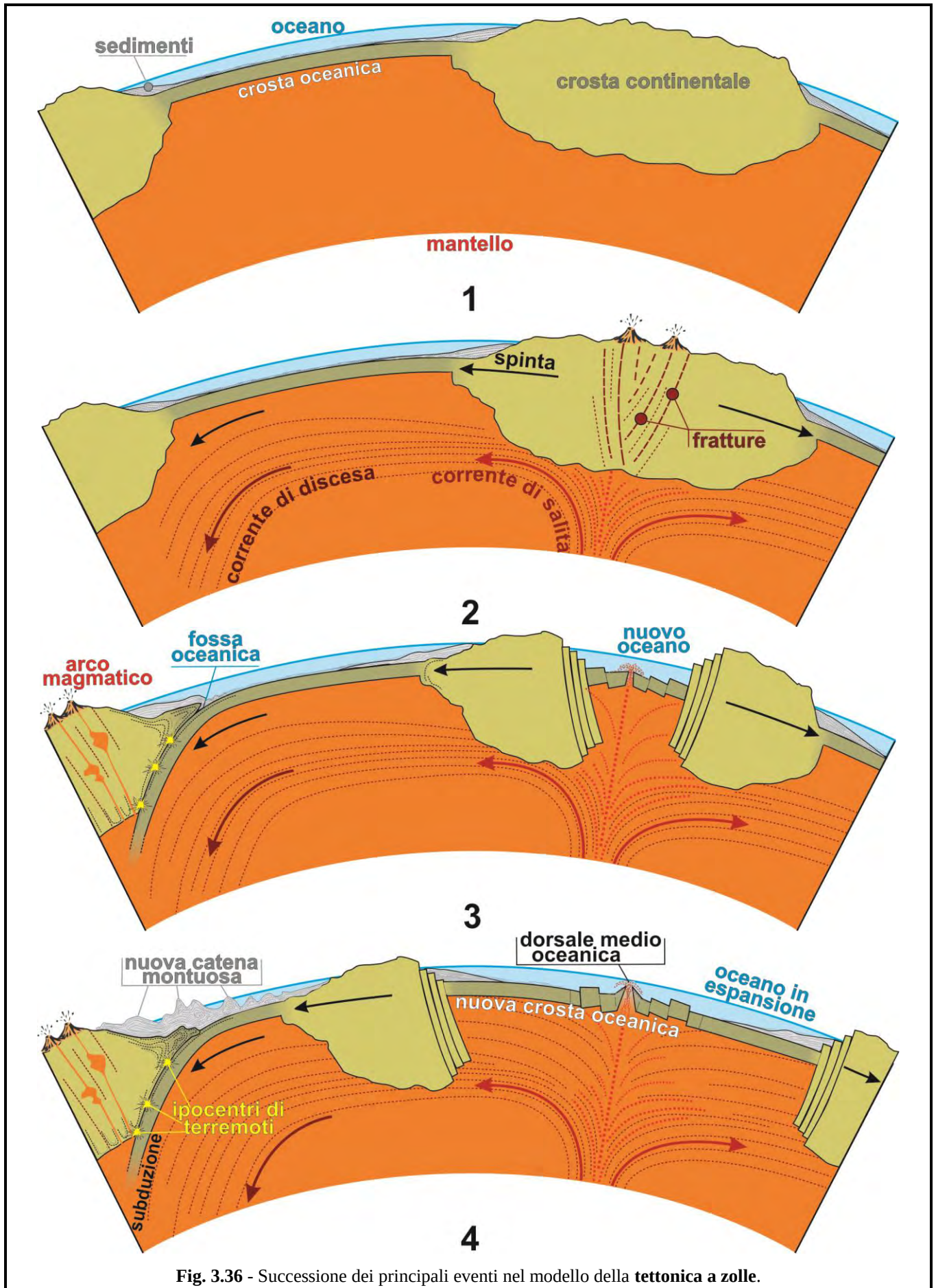


Fig. 3.36 - Successione dei principali eventi nel modello della **tettonica a zolle**.

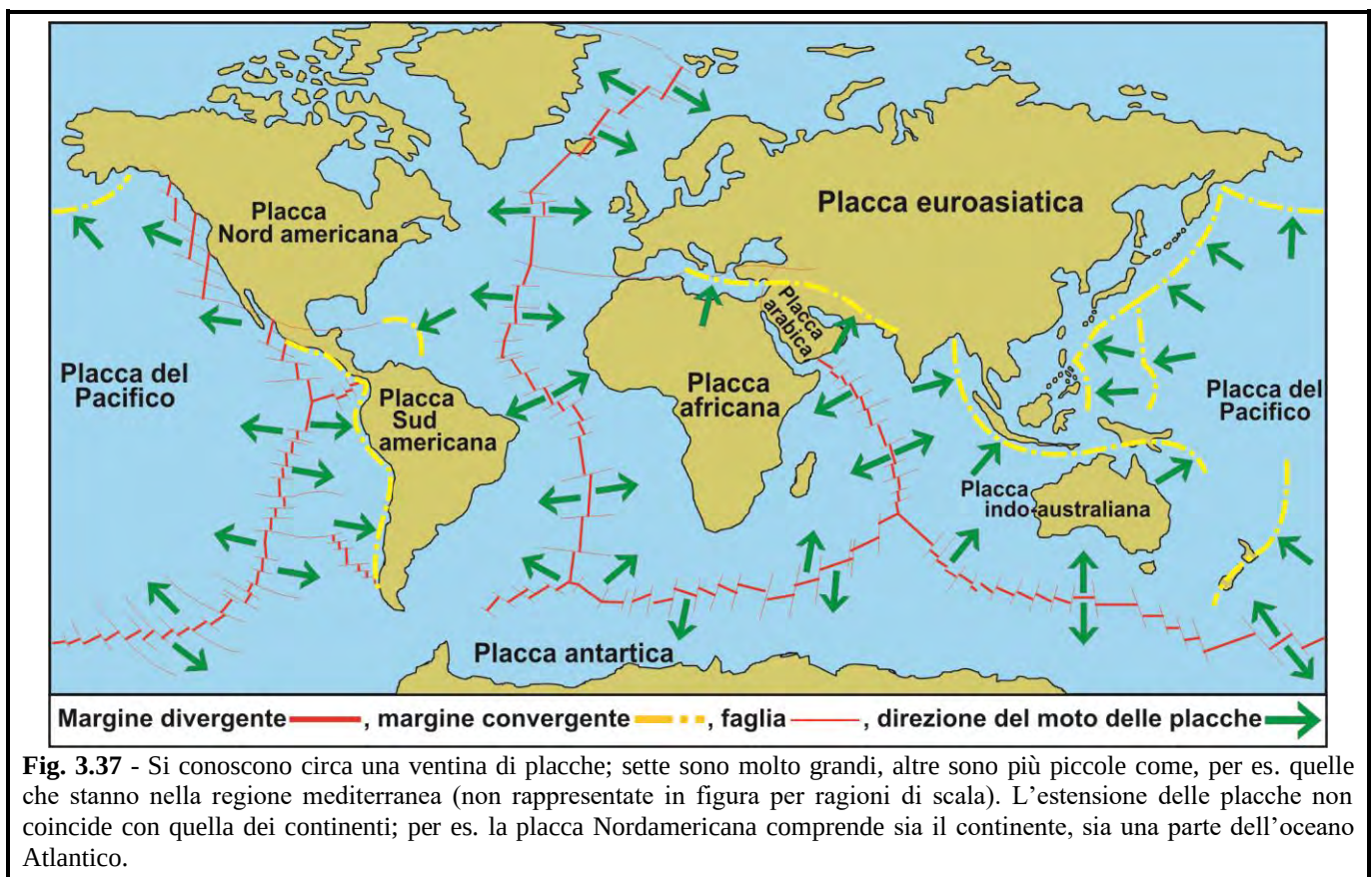
3.10 - La tettonica a zolle

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.

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...), 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.



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 himalaiana 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 prima. 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**).

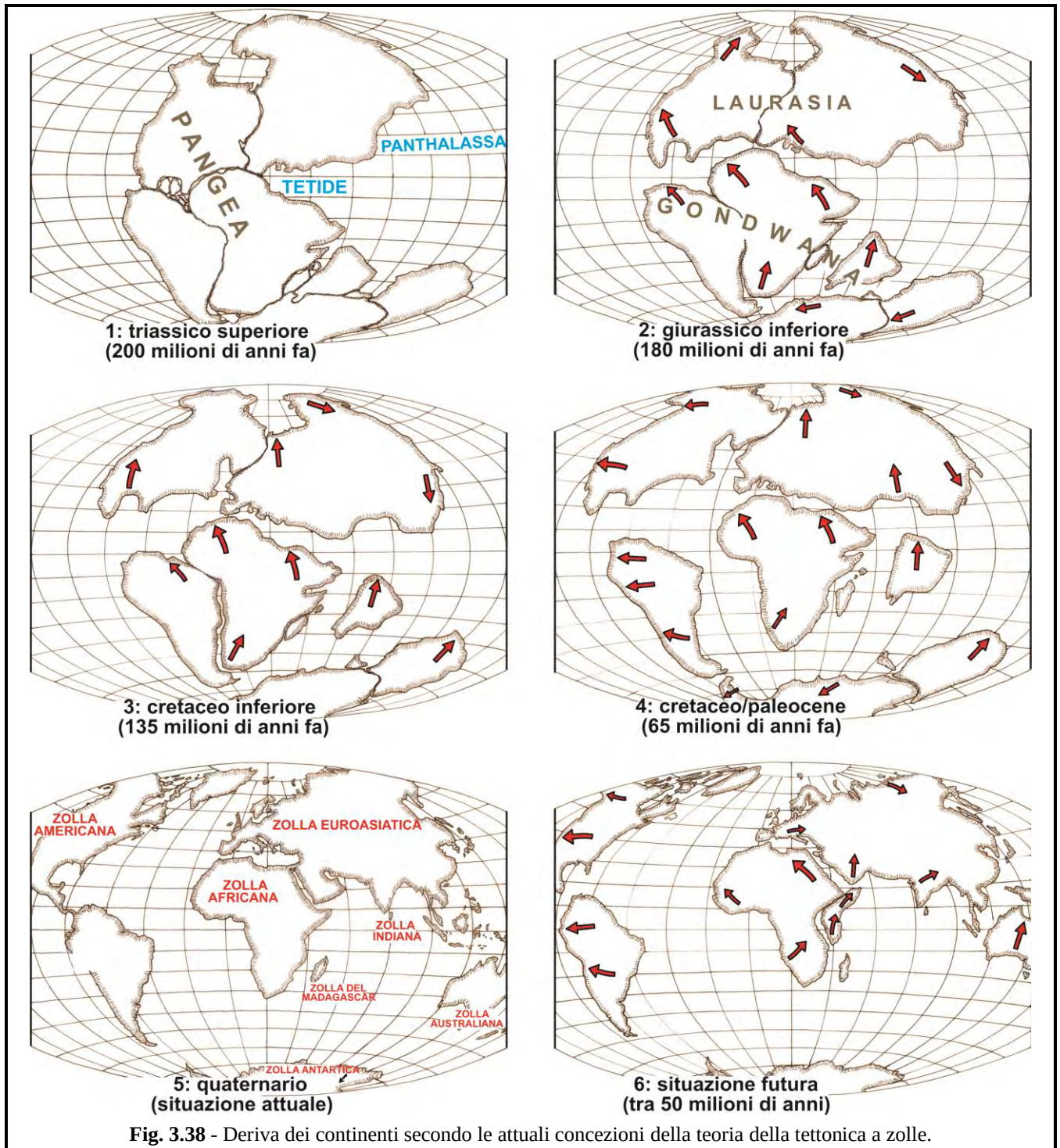
La tettonica a zolle consente di inserire la deriva nell'ambito dei movimenti delle placche di appartenenza. Nell'Atlantico l'allontanamento delle zolle è assicurato dall'espansione del fondale oceanico dovuto alla risalita di magma basaltico che genera nuova crosta. L'origine delle geosinclinali viene 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.



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, 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 sopra visto, si è rivelato spesso caratterizzato da un ampio dibattito, anche aspro e polemico.

La “macchina Terra” è azionata da motori alimentati da due fonti di energia: accumulo di energia radioattiva sotto la crosta ed energia solare. La prima alimenta i cicli convettivi del mantello, 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.

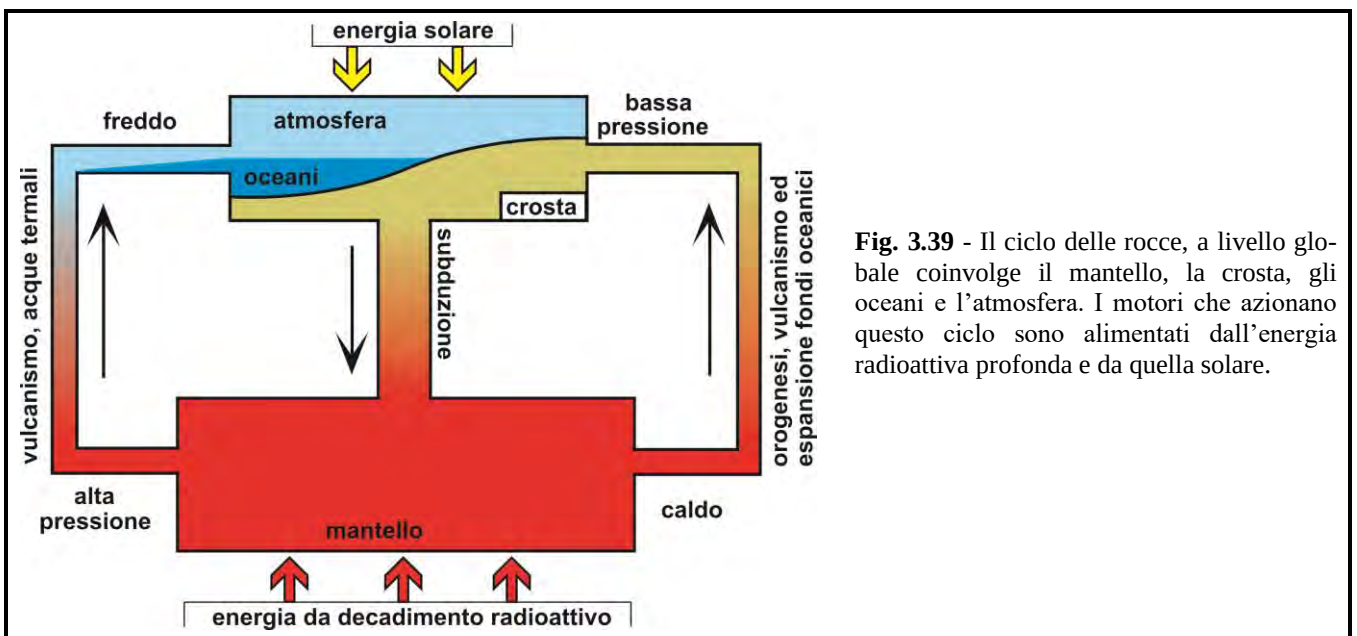


Fig. 3.39 - Il ciclo delle rocce, a livello globale coinvolge il mantello, la crosta, gli oceani e l'atmosfera. I motori che azionano questo ciclo sono alimentati dall'energia radioattiva profonda e da quella solare.

Il ritorno dei materiali in profondità è rappresentato dal fenomeno di subduzione, per mezzo del quale viene inghiottita nel mantello parte 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 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. 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 Frank Bursley 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 dovrebbero 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 Willem 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

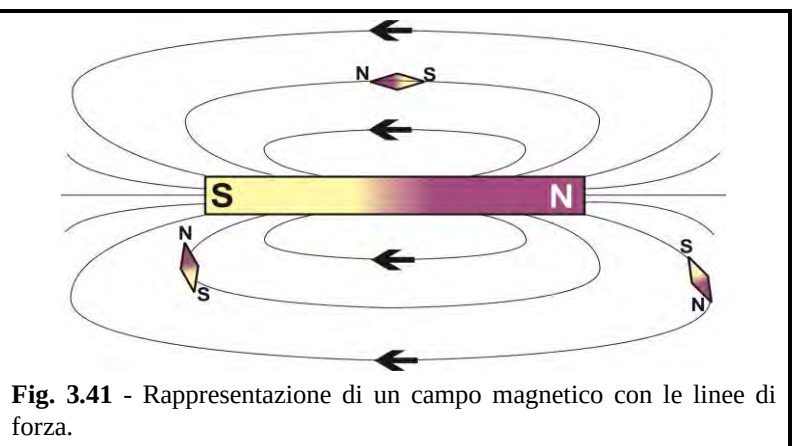
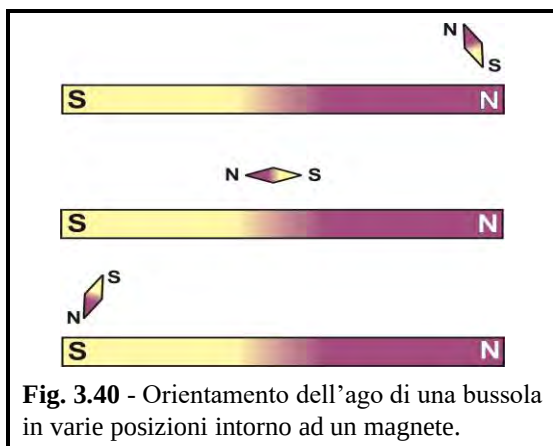
Come abbiamo visto la teoria della deriva dei continenti divenne l'argomento di vivaci discussioni tra i geologi ed i geofisici. La questione principale della polemica si era spostata dalle teorie originarie di Taylor e Wegener a quelle proposte da altri scienziati come Joly ed Holmes, teorie formulate 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 Harold 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.

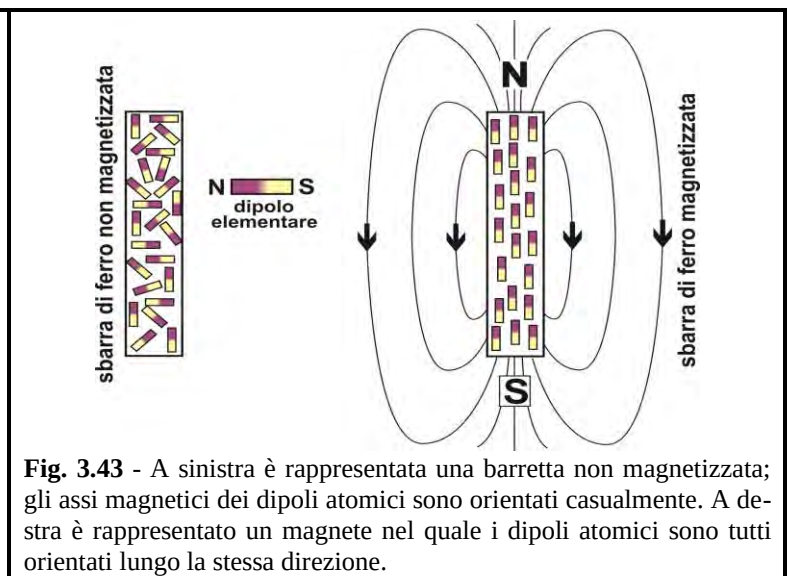
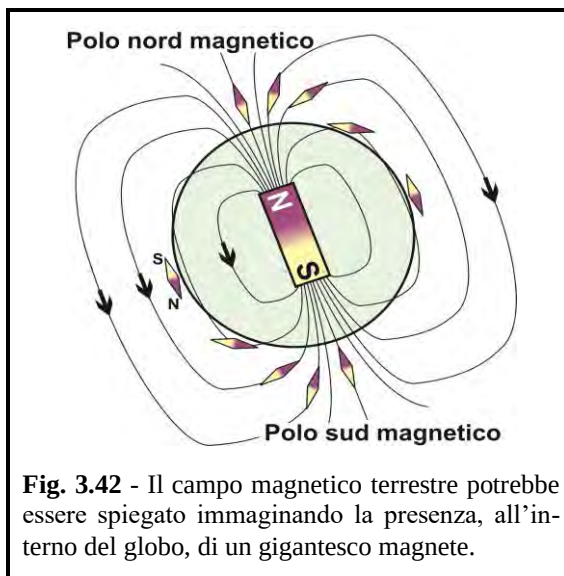
SCHEDA 3.3 - Un po' di fisica con l'elettromagnetismo

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.



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.



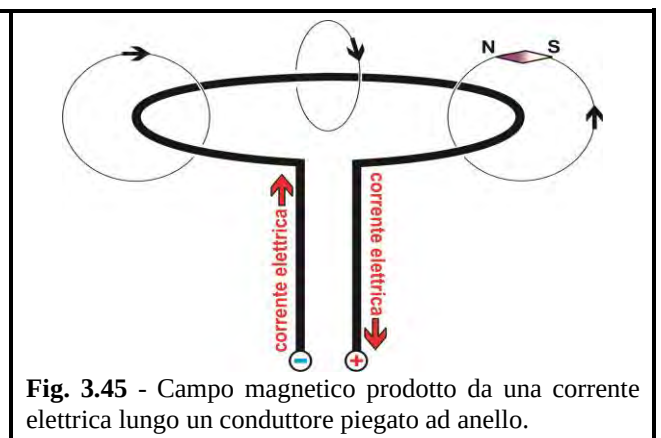
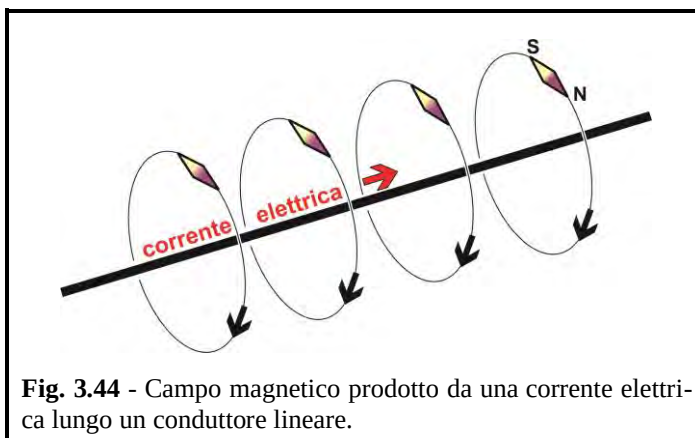
Nei pressi dell'equatore l'ago di una bussola, libero di oscillare anche sul piano verticale, tende ad orientarsi lungo una direzione tangente alla superficie terrestre. Considerando posizioni a latitudini via via superiori, la direzione dell'ago tende ad inclinarsi rispetto alla tangente alla superficie (**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**.

Sappiamo che una barretta di ferro magnetizzata è del tutto identica (dal punto di vista fisico e chimico) ad un'altra barretta dello stesso materiale, ma non magnetizzata. Avvicinando le due, anche la seconda barretta 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 barretta non magnetizzata è costituita da atomi che hanno assi magnetici senza un orientamento preferenziale, disposti casualmente; quindi i campi bipolari di ciascun atomo interferirebbero tra loro e la barretta 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 barretta 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 86° Lat. Nord e 139° Long. Est (nell'oceano artico, in continuo spostamento verso la Siberia in Russia alla velocità di $35 \div 45$ km/anno). Il **Polo Sud Magnetico** si trova nell'Antartide (zona della Terra Adelia) a 64° Lat. Sud e 135° Long. Est. I poli magnetici (dove il campo magnetico è esattamente verticale rispetto alla superficie) non sono antipodali, cioè non si trovano esattamente agli opposti del globo, e differiscono dai poli geografici (che indicano l'asse di rotazione terrestre). 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 ($0^\circ \div 10^\circ$ 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 Hans Christian 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.

La scoperta di Oersted diede inizio ad una serie di nuove acquisizioni scientifiche da parte di fisici quali il francese André Marie. AMPERE (1775 - 1836), l'inglese Michael FARADAY (1791 - 1867) e lo scozzese James Clerk 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**: 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.

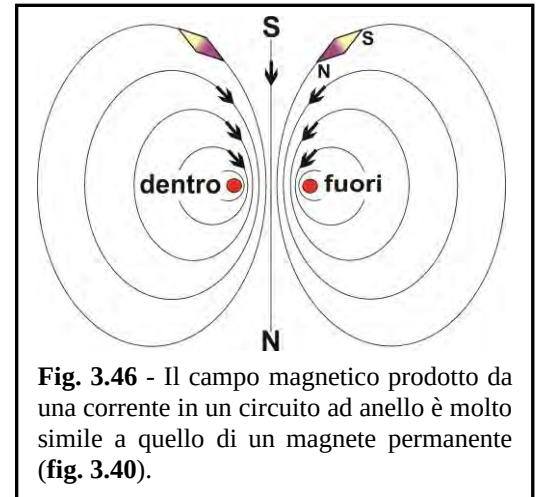


Fig. 3.46 - Il campo magnetico prodotto da una corrente in un circuito ad anello è molto simile a quello di un magnete permanente (**fig. 3.40**).

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, con fondale costituito da materiali rocciosi paragonabili a quelli delle terre emerse (prevalentemente sialici), sotto il profilo geologico, si definisce "mare"; per es. il mare Adriatico. Gli oceani non si distinguono semplicemente per estensione; essi costituiscono le porzioni 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 femiche (es. il basalto, eruttato dai vulcani sottomarini lungo le dorsali oceaniche e proveniente dalle porzioni superficiali del mantello), tanto che si utilizza 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. Esisteva un solo continente "Pangea" (**1** in **fig. 3.38**), circondato da un unico oceano "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) è 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 illustrano come una zattera continentale viene 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 piccolo oceano: “**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*) è 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 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 (fine 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 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/Est (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). Questa fase comportò una ulteriore accelerazione del movimento di convergenza fra Africa e Eurasia e quindi alla compressione del bacino Ligure Piemontese (fig. 3.49).

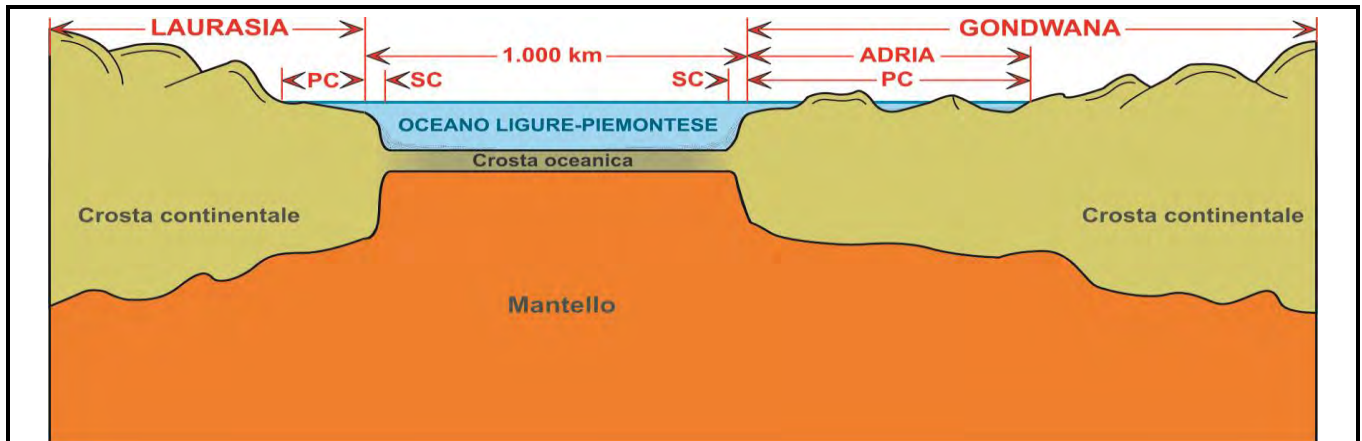


Fig. 3.49a - 140 milioni di anni fa (cretaceo inferiore). L'allontanamento reciproco dei continenti **Laurasia** e **Gondwana** ha raggiunto il suo massimo, con una larghezza dell'**oceano Ligure-Piemontese** di circa 1.000 km. Sono evidenti le piattaforme continentali (PC) e le scarpate continentali (SC) ai margini delle due zolle. La regione dell'**Adria** si può considerare parte della piattaforma del Gondwana.

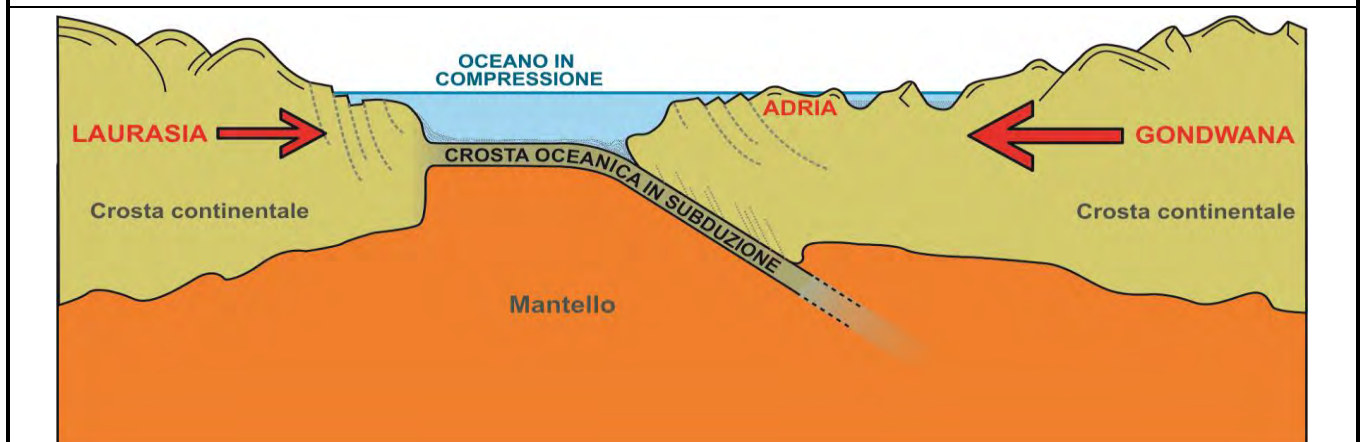


Fig. 3.49b - Convergenza tra i due continenti **Laurasia** e **Gondwana** e relativa compressione dell'**oceano Ligure-Piemontese**. La **crosta oceanica**, costituita da materiali di maggiore densità, sprofonda nel **mantello** in **subduzione** sotto la zolla del Gondwana. Tale processo iniziò circa 80 milioni di anni fa (cretaceo superiore).

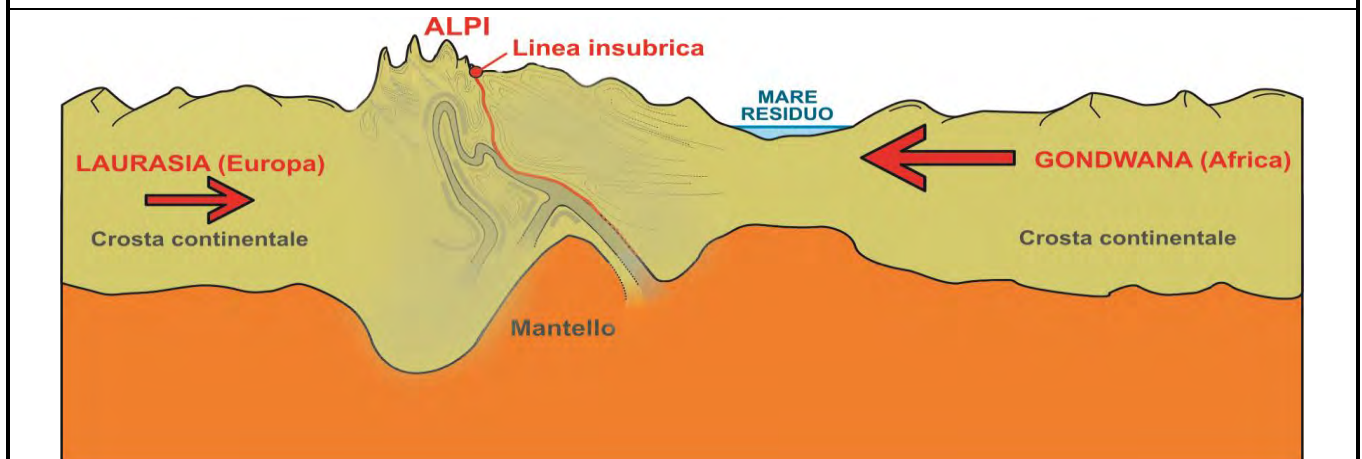


Fig. 3.49c - Il ciclo orogenetico alpino raggiunge il suo apice circa 35 milioni anni fa (oligocene) e comporta il contatto tra i due continenti, con forte corrugamento dei materiali compresi tra le due zolle e formazione delle **Alpi**. La **Linea insubrica** permette di distinguere l'origine dei materiali del margine europeo e porzioni della crosta oceanica a Nord da quella della piattaforma continentale dell'Africa (Adria) a Sud (fig. 3.50).

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 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 rovesciamenti a coprire altri materiali (falde). In alcune aree le scogliere coralline e i depositi ad esse associati, presenti sulla piattaforma continentale europea, vennero sollevate di migliaia di metri, senza particolari deformazioni, a costituire le Dolomiti. La tetide quasi scomparve e oggi rimane il Mediterraneo.

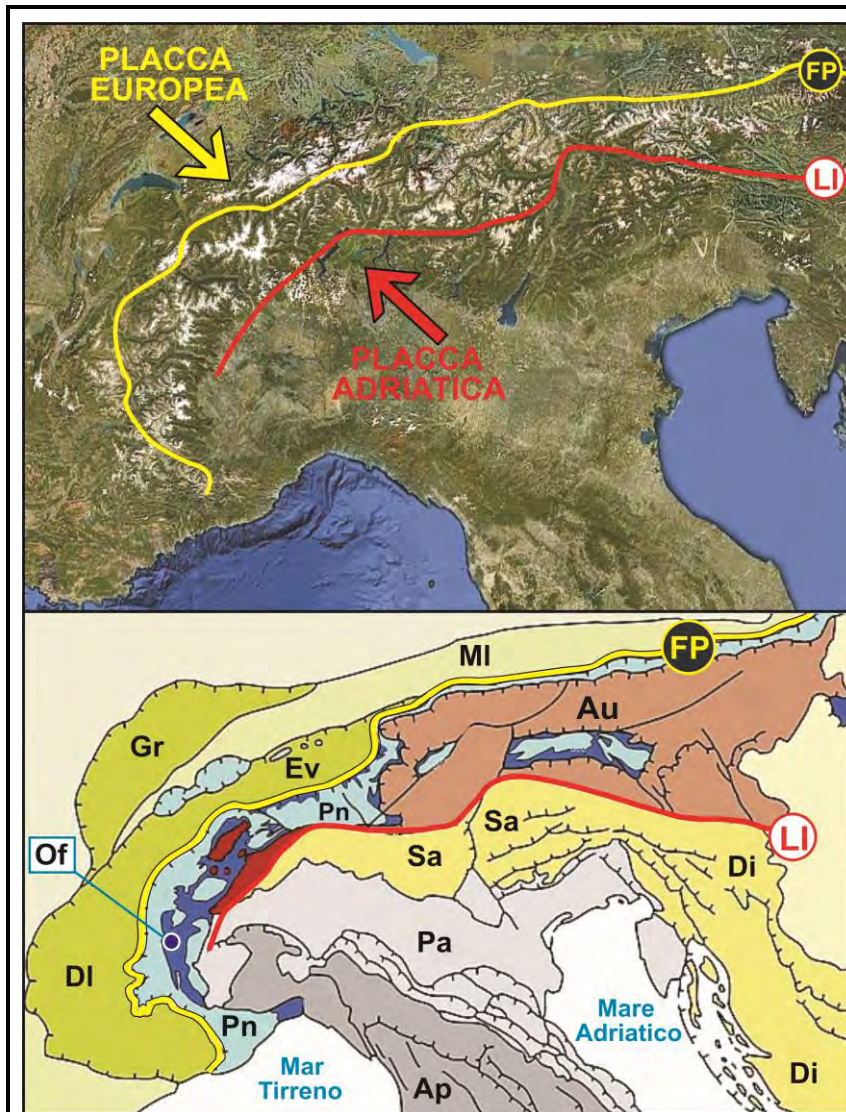


Fig. 3.50 - Due importanti linee tettoniche, il **Fronte Penninico (FP)** e la **Linea Insubrica (LI)** (fig. 3.49c) individuano tre fasce.

A Nord del Fronte Penninico si trovano rocce corrugate che appartenevano alle terre emerse del margine meridionale della **placca europea**. Si individuano il **Delfinale (DL)**¹, il **Giura (Gr)**², l'**Elve-tico (Ev)**³ ed il **Molasse (MI)**⁴.

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)**⁵ è "schiacciato" in alto dalla **Placca adriatica (Pa)**⁶. Più a Sud si trovano gli **Appennini (Ap)**. A est le **Dinaridi (Di)**.

Tra il Fronte Penninico (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 ophiolitiche "**Of**"). Si distinguono i domini **Penninico (Pn)** - specialmente nel settore occidentale, quello maggiormente sottoposto a fenomeni di metamorfismo) ed **Austro-alpino (Au)** - soprattutto nel settore orientale, originariamente costituito da sedimenti depositi a partire dall'ordoviciano - paleozoico - che hanno subito metamorfismo ed eventi di intrusione plutonica).

¹ Prende il nome da una antica provincia francese; si estende dalle cime alpine sulla frontiera franco-italiana fino alla valle del Rodano.

² 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.

³ Prevalentemente composto da calcari, marne e scisti del mesozoico lungo il margine meridionale della placca Europea.

⁴ 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.

⁵ 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

⁶ 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.

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 scivolte in avanti, andando a superare questa frattura e a formare le Alpi Austriache.

SCHEDA 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 protrae 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 formate. Verso Sud la catena appenninica è appena abbozzata, per 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, 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 della 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, 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

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) l'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 si slegò, 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.

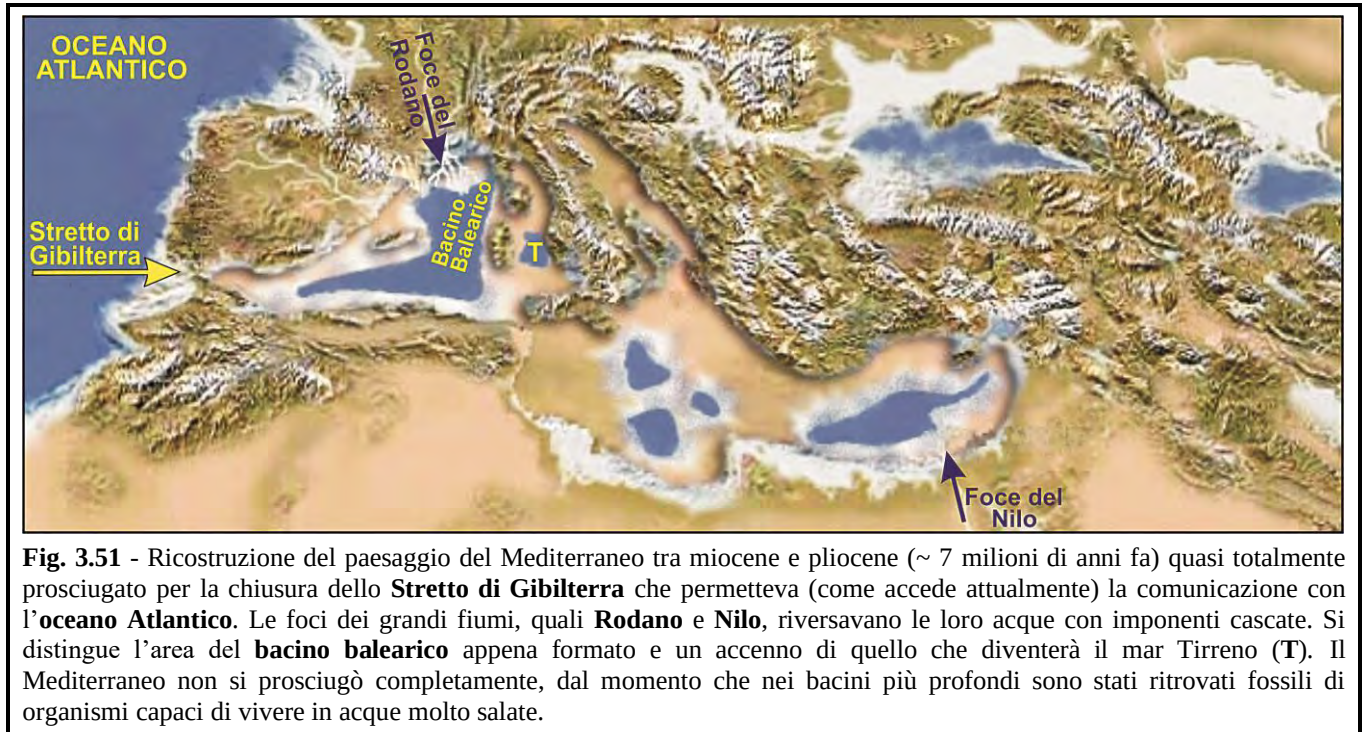


Fig. 3.51 - Ricostruzione del paesaggio del Mediterraneo tra miocene e pliocene (~ 7 milioni di anni fa) quasi totalmente prosciugato per la chiusura dello **Stretto di Gibilterra** che permetteva (come accade attualmente) la comunicazione con l'**oceano Atlantico**. Le foci dei grandi fiumi, quali **Rodano** 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.

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 $\sim$ due milioni di anni fa, all'inizio del quaternario, l'era delle grandi glaciazioni e dell'avvento dell'uomo.