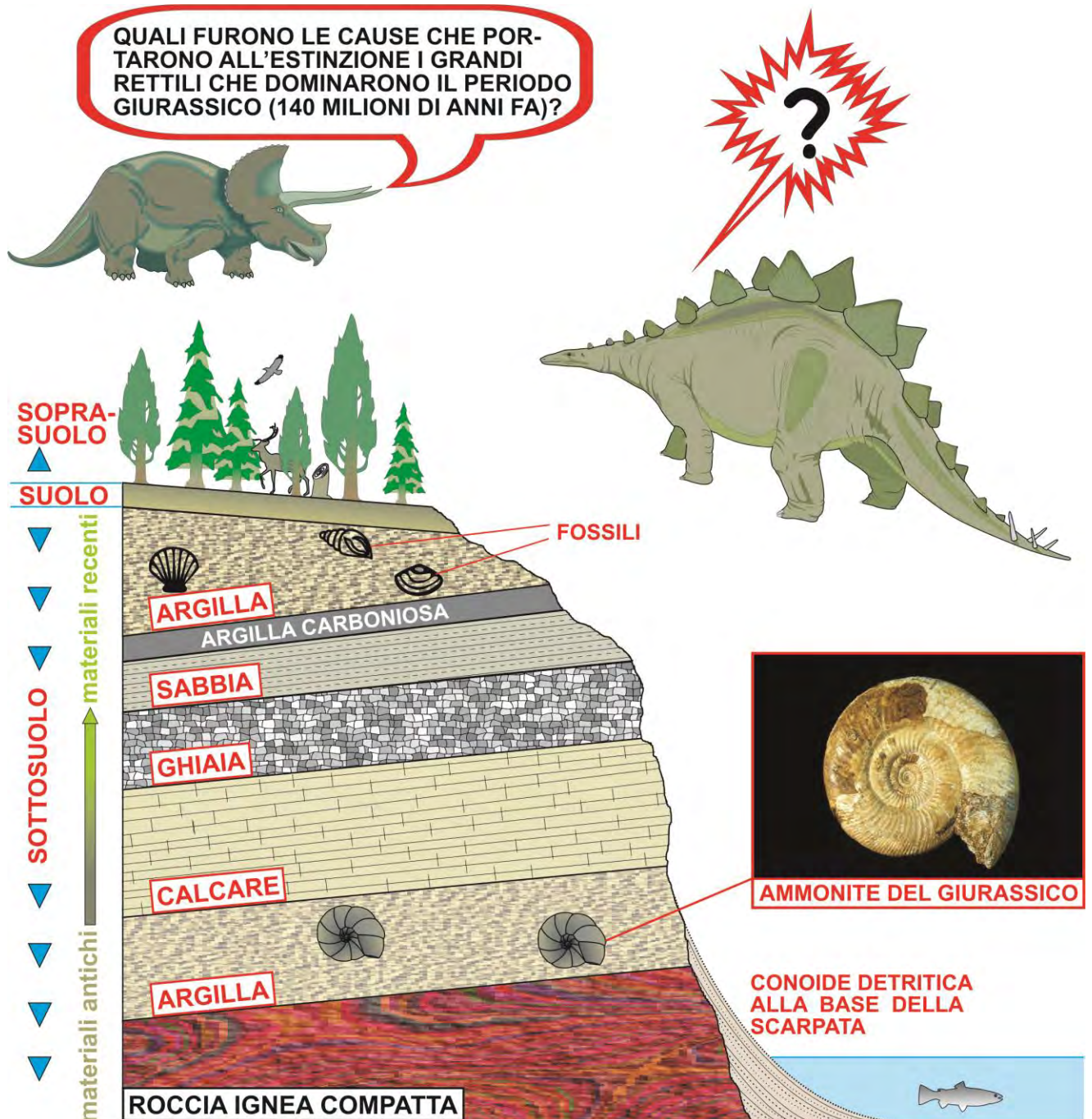


MODULO V: AMBIENTI DI SEDIMENTAZIONE, STORIA DELLA VITA



La conquista delle terre emerse da parte degli organismi rappresentò, centinaia di milioni di anni fa, un evento importante della storia della Terra, in quanto segnò l'inizio della formazione del **suolo** che oggi, ad esclusione delle acque, dei deserti e dei ghiacci ricopre ogni superficie; esso permette i cicli degli elementi necessari al mantenimento della vita (**soprasuolo**) negli ambienti continentali. Il **sottosuolo** è tutto ciò che sta sotto, vero e proprio dominio minerale, dal quale è talvolta possibile ottenere informazioni sul passato del nostro pianeta.

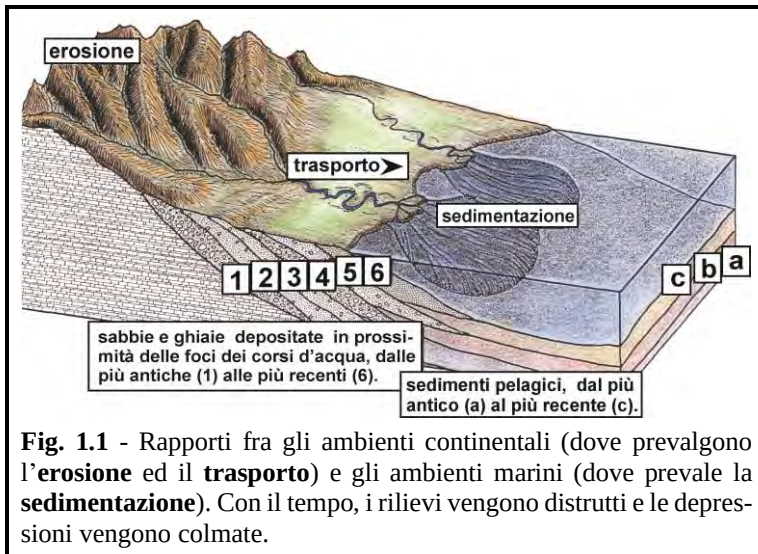
Una scarpata (un ripido pendio) o una parete a picco sul mare, può apparire “stratificata”, cioè dovuta al deposito di materiali che, nel corso di millenni, o di milioni di anni, si sono accumulati uno sull'altro sopra materiali rocciosi compatti: vale il principio generale per cui si passa da **rocce sedimentarie più antiche in basso** verso **rocce sedimentarie più recenti in alto**; dalla trasformazione di queste ultime si sviluppa il suolo. Nelle rocce sedimentarie possono trovarsi i **fossili**, resti di organismi vissuti in un lontano passato.

Il periodo più noto della storia geobiologica del nostro pianeta è il **giurassico**, dominato dalla presenza dei grandi rettili. Fu un momento particolare dell'evoluzione dei viventi, ancora oggetto di studi paleontologici; ma non bisogna pensare agli studiosi unicamente come “cacciatori” di ossa di dinosauri. Sono assai numerosi i resti di organismi meno appariscenti che si trovano nei sedimenti e spesso più utili per descrivere gli ambienti di quel passato; fra essi sono le **ammoniti**, particolari molluschi che vivevano abbondanti nei mari di oltre 100 milioni di anni fa.

Con il **Modulo V (Ambienti di sedimentazione, storia della vita)** vengono descritte e classificate le rocce sedimentarie e soprattutto gli ambienti nei quali si formano (**capitolo 1**). I sedimenti ed i fossili in essi contenuti, possono costituire materiali utili per lo studio degli ambienti del passato e quindi per la ricostruzione della storia geobiologica della Terra (**capitolo 2**). La storia della vita è strettamente connessa con l'evoluzione del suolo sulle terre emerse; lo studio della vita negli ambienti continentali è strettamente connesso alla pedologia (**capitolo 3**), disciplina fondamentale delle Scienze della Terra.

1 - IL CICLO SEDIMENTARIO

1.1 - Le rocce sedimentarie

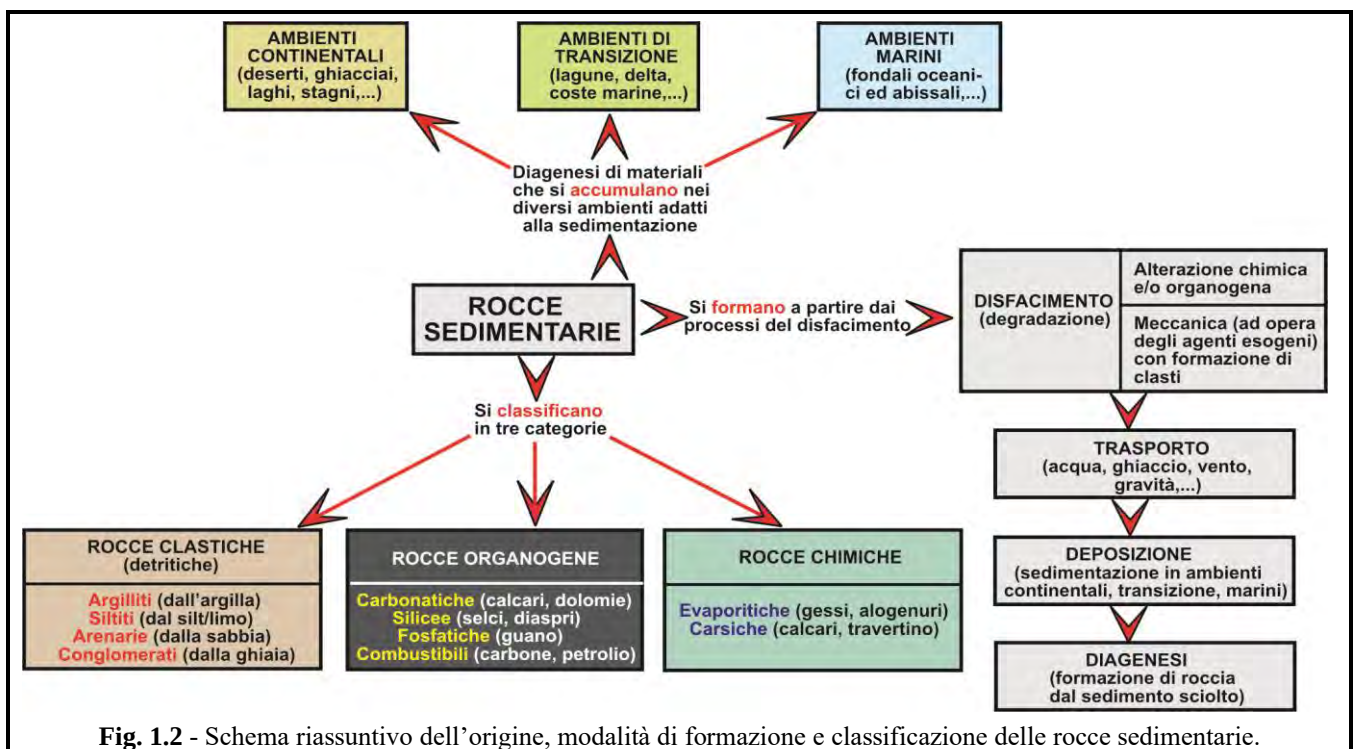


I processi di disfacimento (disgregazione, alterazione, biologici,...) sono responsabili della demolizione dei rilievi e del colmamento delle depressioni. **Nel tempo la crosta terrestre è teoricamente destinata ad essere livellata dagli agenti esogeni**; ad essi si oppongono gli **agenti endogeni**, responsabili della formazione di nuove montagne e di nuovi oceani. Il disfacimento produce materiali soggetti a "spostamento" verso il basso, grazie all'azione degli **agenti di trasporto** (fig. 1.1), quali gravità, vento, acque di dilavamento e quelle incanalate, ghiacciai e correnti marine.

Il trasporto cessa quando tali agenti perdono energia, soprattutto quando i materiali giungono in ambienti dove vi sono le condizioni adatte per la **sedimentazione**: ambienti acquatici (mari, laghi, stagni, paludi,...), ma anche continentali, quali le basse pianure, dove le pendenze sono insufficienti per la maggior parte degli agenti di trasporto. Nei luoghi dove la sedimentazione determina accumuli di materiali, questi subiscono processi fisici e chimici (**diagenesi**) più o meno complessi, diventando **rocce sedimentarie**; esse possono essere classificate in funzione dei diversi caratteri fra i quali la composizione dei frammenti che le costituiscono. Vale pertanto il seguente schema:

disfacimento ⇒ trasporto ⇒ sedimentazione ⇒ diagenesi ⇒ rocce sedimentarie

Lo studio e la classificazione delle rocce sedimentarie è premessa fondamentale per la ricostruzione della storia della vita sulla Terra. Tuttavia occorre premettere un concetto importante: *non abbiamo valide ragioni per pensare che i fenomeni del passato fossero condizionati da leggi naturali diverse (o molto diverse) da quelle che regolano i fenomeni del presente (teoria dell'attualismo)*; le rocce sedimentarie antiche si sono formate in ambienti simili a quelli attuali; pertanto le conoscenze della moderna ecologia (che studia i rapporti oggi esistenti fra gli organismi ed il loro ambiente) possono essere applicate, con buona approssimazione, anche al passato.



Le **rocce sedimentarie**, a seconda delle modalità di deposito, degli ambienti di formazione e della composizione, possono essere approssimativamente distinte in tre grandi categorie (**fig. 1.2**):

- **detritiche (clastiche)**; derivano da detriti litologici ottenuti dal disfacimento di rocce preesistenti (**rocce madri**);
- **organogene**; accumuli di materiali calcarei, silicei, carboniosi,... costituenti resti di organismi vegetali ed animali;
- **chimiche**; derivano da precipitazione (passaggio dalla fase di soluzione a quella solida) di soluti diversi in ambienti acquatici saturi o ipersaturi.

Le rocce clastiche, dovute all'accumulo di materiali detritici, sono diretta conseguenza del disfacimento. Le altre sono il risultato di processi biologici e chimici che, per loro natura, non sono connessi con la distruzione dei rilievi per l'azione degli agenti esogeni. Tuttavia si può rilevare che le rocce organogene e chimiche sono dovute alla formazione, sia attraverso i cicli biologici, sia per precipitazione chimica, di accumuli di materia presente negli ambienti acquatici; tale materia giunge ai laghi ed ai mari dagli ambienti continentali circostanti. Per esempio alcuni calcari sono rocce dovute all'accumulo di gusci, conchiglie, scheletri di animali marini, ecc...; si tratta di resti di organismi che hanno vissuto, nelle acque dove è avvenuta la sedimentazione grazie all'esistenza di catene alimentari, queste a loro volta alimentate, ai primi livelli trofici (i vegetali), dall'apporto di sali nutritivi derivati dall'alterazione chimica delle rocce delle vicine aree continentali e trasportati dalle acque di dilavamento.

1.2 - I processi di diagenesi

I materiali che sedimentano formano accumuli di spessore (*potenza*) variabile (**tab. 1.1**) e sovrapposti. Con la sedimentazione i depositi più antichi vengono coperti da quelli più recenti e vengono quindi soggetti al carico esercitato da questi ultimi (*carico litostatico*) con conseguente aumento della temperatura rispetto a quella superficiale. L'aumento di pressione e di temperatura, unito all'eventuale precipitazione di minerali presenti nelle soluzioni delle acque circolanti negli interstizi dei sedimenti, favorisce i *fenomeni diagenetici*, responsabili della trasformazione dei materiali sciolti in rocce coerenti (*litificazione*).

potenza	denominazione
> 1 m	banco
1 cm ÷ 1 m	strato
< 1 cm	lamina

Tab. 1.1 - Denominazione dei sedimenti in funzione della loro potenza.

La litificazione avviene grazie ad azioni di tipo meccanico e chimico. Le prime consistono nella riduzione degli spazi vuoti (*pori*) tra i frammenti detritici (*costipamento* o *compattazione*) con conseguente espulsione dell'acqua interstiziale. Ciò provoca una diminuzione di volume, tanto più accentuata quanto più fini sono i sedimenti. Se il deposito è formato da frammenti di dimensioni molto diverse, le particelle più piccole possono in parte ricristallizzare e saldarsi tra loro, formando una *matrice* che agisce come legante fra le parti più grossolane. I processi chimici sono favoriti dalle alte temperature e dipendono dal chimismo delle acque interstiziali; nel loro complesso determinano la *cementazione* del deposito, con ulteriore diminuzione della porosità. I principali processi diagenetici sono:

- **costipamento**; riduzione di volume e indurimento del sedimento per compressione;
- **cementazione**; produzione di "collante" per precipitazione di sostanze diverse (quarzo, calcite, dolomite, siderite,...) presenti nelle acque interstiziali;
- **cristallizzazione**; accrescimento secondario ed aggregazione di granuli minerali con assunzione di nuova veste cristallina (soprattutto calcite e quarzo);
- **dissalazione**; scomparsa di sali contenuti in sedimenti marini;
- **silicizzazione**; sostituzione con silice di sostanza organiche o inorganiche (es. calcite);
- **carbonizzazione**; trasformazione di accumuli di sostanza organica in carbone (negli strati più profondi avviene la *bitumizzazione*, cioè la trasformazione in idrocarburi);
- **calcitizzazione**; trasformazione di materiali calcarei aragonitici in calcite (più stabile);
- **dolomitizzazione**; trasformazione di carbonato di calcio in dolomite (carbonato doppio di calcio e magnesio).

% carbonio	denominazione
≥ 90	antracite
75 ÷ 90	litantrace
55 ÷ 70	lignite
50 ÷ 60	torba

Tab. 1.2 - Classificazione dei **carboni** in funzione del grado di carbonizzazione (% in carbonio).

Una componente dei sedimenti e delle rocce sedimentarie, di solito presente in quantità accessorie, è la **sostanza organica**, di origine vegetale e animale, che si accumula insieme al materiale inorganico in forma di spoglie e frammenti di organismi morti (soprattutto in ambienti acquatici eutrofizzati). La sostanza organica ha un ruolo importante nei processi diagenetici; in certi casi può originare giacimenti di idrocarburi e di carbone. I **carboni** hanno origine dalla lenta trasformazione di resti di piante erbacee o legnose sepolti da sedimenti alluvionali; durante la diagenesi i materiali organici subiscono un lento arricchimento percentuale di carbonio (carbonizzazione) attraverso la perdita di acqua, metano, ecc... (**tab. 1.2**). Gli **idrocarburi naturali** devono la propria origine

all'accumulo di resti di organismi, soprattutto planctonici, nei sedimenti delle lagune o dei bassi fondali marini in

ambienti riducenti, cioè poveri di ossigeno, come è tipico nelle situazioni di eutrofizzazione. Le sostanze organiche, ad opera di batteri anaerobi, vengono trasformate in idrocarburi gassosi (*metano*), liquidi (*petroli*) e solidi (*bitume*); cfr. **schede 1.1 ÷ 1.4**.

1.3 - Le rocce detritiche

Le rocce sedimentarie detritiche sono studiate soprattutto in base alle dimensioni dei frammenti (*clasti*) di cui sono composte. I clasti (**fig. 1.3**) sono distinti in *grani*, se di piccole dimensioni (argilla, limo e sabbia) ed in *ciottoli*, se con diametro superiore a 2 mm (ghiaia). Un sedimento sciolto, di neoformazione, può essere costituito da materiali con granulometria (dimensione dei clasti) più o meno eterogenea. Esso, attraverso una serie di setacci con maglie di grandezze diverse o con altri metodi, può essere analizzato in funzione delle classi granulometriche presenti. Queste si valutano in funzione del diametro dei clasti espresso in mm, oppure in frazioni di millimetro dove ogni valore di classe inferiore vale la metà di quello della precedente (**tab. 1.3**).

Ogni classe viene espressa come peso % rispetto al totale del campione di sedimento. Si ottengono quindi tanti valori % quante sono le classi determinate; tali valori sono utilizzati per la realizzazione di diagrammi della distribuzione frequenziale delle classi granulometriche del campione di sedimento (**fig. 1.4**). Talvolta una o poche classi granulometriche, tra loro vicine, sono prevalenti sulle altre; in tale caso il sedimento è ben *classato*. Quando un sedimento è mal classato si ha uno spettro più ampio, cioè non vi è stata selezione a vantaggio di una o poche classi granulometriche.

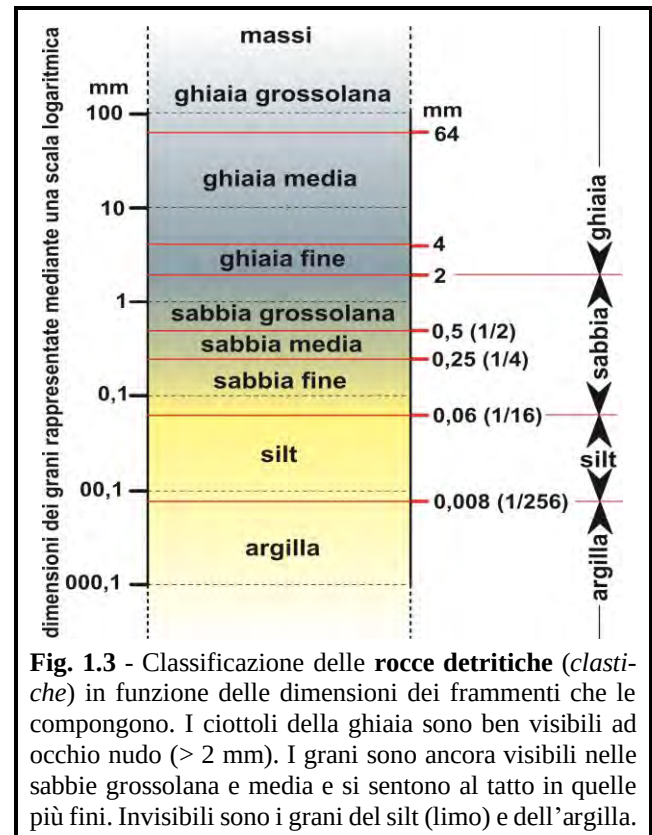
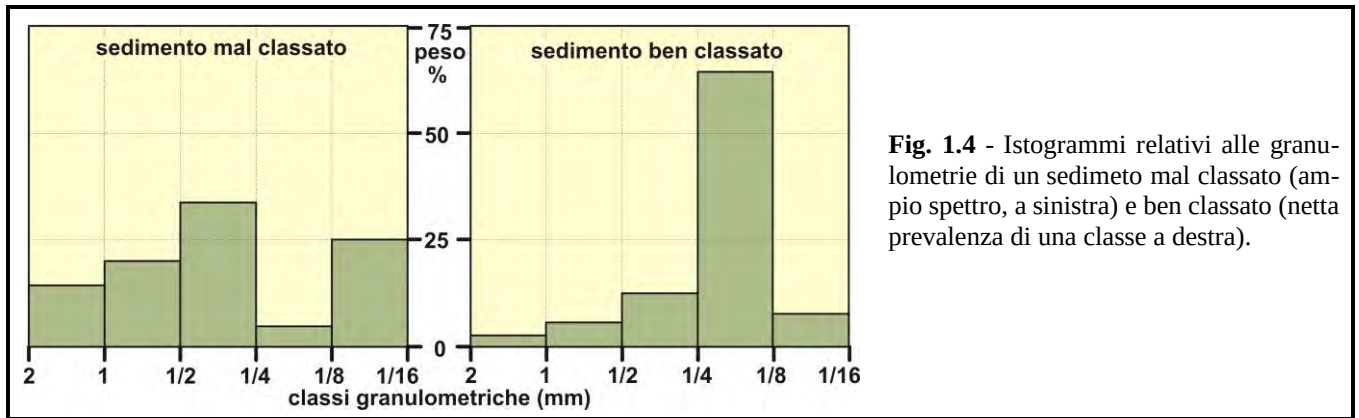


Fig. 1.3 - Classificazione delle **rocce detritiche** (*clastiche*) in funzione delle dimensioni dei frammenti che le compongono. I ciottoli della ghiaia sono ben visibili ad occhio nudo (> 2 mm). I grani sono ancora visibili nelle sabbie grossolana e media e si sentono al tatto in quelle più fini. Invisibili sono i grani del silt (limo) e dell'argilla.

dimensioni del grano o ciottolo [mm]	denominazione dei clasti del sedimento sciolto	denominazione del sedimento sciolto prima della diagenesi	denominazione della roccia dopo la diagenesi del sedimento
> 64	ciottoli	ghiaia grossolana	conglomerato
4 ÷ 64		ghiaia media	
2 ÷ 4		ghiaia fine	
1 ÷ 2	grani	sabbia molto grossolana	arenaria (arenite)
1/2 - 1		sabbia grossolana	
1/4 ÷ 1/2		sabbia media	
1/8 ÷ 1/4		sabbia fine	
1/16 ÷ 1/8		sabbia molto fine	
1/32 ÷ 1/16	grani	silt grossolano	siltite
1/64 ÷ 1/32		silt medio	
1/128 ÷ 1/64		silt fine	
1/256 ÷ 1/128		silt molto fine	
< 1/256	grani	argilla	argilla (argillite)

Tab. 1.3 - Suddivisione delle classi granulometriche secondo la scala di Went Worth.

I clasti di un sedimento sciolto o di una roccia sedimentaria sono studiati non solo secondo le loro dimensioni. Importante è la valutazione della loro sfericità (forma complessiva dei grani, più o meno vicina a quella di una sfera) e dell'arrotondamento ("smussatura" degli angoli). Inoltre, con l'ausilio del microscopio, si verifica se i grani di maggiori dimensioni e soprattutto i ciottoli, sono ruvidi, lisci o levigati, se presentano striature o tacche dovute ad urti. Infine si determina la composizione mineralogica dei clasti (almeno i minerali prevalenti). Questo insieme di notizie è utile per ricostruire la storia della formazione del sedimento.



Le rocce sedimentarie detritiche a granulometria più grossolana sono dette **conglomerati**, in genere derivati dalla diagenesi delle **ghiaie** (tab. 1.3). Quando i clasti sono costituiti prevalentemente da materiali carbonatici si utilizza il termine *ruditi*. Come per tutte le rocce detritiche, il materiale interstiziale che fa da “collante” fra i clasti di maggiori dimensioni, può essere *cemento primario* (*micrite*), se costituito da frammenti detritici più fini, oppure *cemento secondario* (*sparite*) se di origine diagenetica (cristallizzazione e precipitazione di sostanze diverse dovute alle acque circolanti).

I conglomerati, semplificando molto, sono classificati in due categorie: **oligomittici** e **polimittici**. I primi (anche detti “*puddinghe*”) contengono ciottoli costituiti da pochi minerali, piuttosto arrotondati e ben classati; sono depositi caratterizzati da scarse potenze e quasi mai con ciottoli di grandi dimensioni. Gli altri contengono ciottoli costituiti da un maggior numero di minerali, poco arrotondati (talora con spigoli vivi) e mal classati. Formano depositi in genere di maggiore potenza e presentano anche ciottoli di grandi dimensioni. Queste diverse caratteristiche dipendono dalla storia che ha portato alla formazione di tali rocce.

Generalmente i conglomerati oligomittici sono indicatori di depositi di fine ciclo morfologico; sono materiali depositati in ambienti caratterizzati da versanti con scarse pendenze e dove i corsi d’acqua scorrono con acque meno veloci. I ciottoli vengono arrotondati per i numerosi urti che subiscono durante il loro lungo viaggio e possono venire in parte classati prima di essere depositati a formare alluvioni di potenza in genere elevata.

I conglomerati polimittici sono indicatori di inizio ciclo morfologico; derivano da materiali depositati in bacini geomorfologicamente giovani, dove il reticolo idrografico è costituito da corsi d’acqua con elevate pendenze e quindi con notevoli capacità di trasporto solido. I materiali detritici formati in seguito ai processi di disfacimento si accumulano velocemente a formare depositi di notevole potenza con ciottoli spigolosi, spesso mal classati ed anche piuttosto grandi, in quanto breve è stato il viaggio compiuto dalla frammentazione delle rocce madri alla sedimentazione.

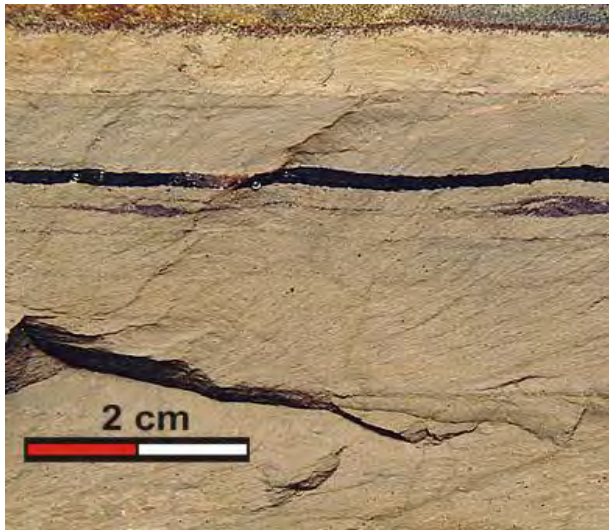


Conglomerato oligomittico



Conglomerato polimittico

Ricordiamo infine le *brecce* che, più dei conglomerati polimittici, sono costituiti da clasti molto spigolosi, con composizione granulometrica molto eterogenea; essi derivano da materiali che hanno “viaggiato” pochissimo in quanto sono il risultato di crolli ai piedi di pareti ripide (per esempio i detriti di falda).

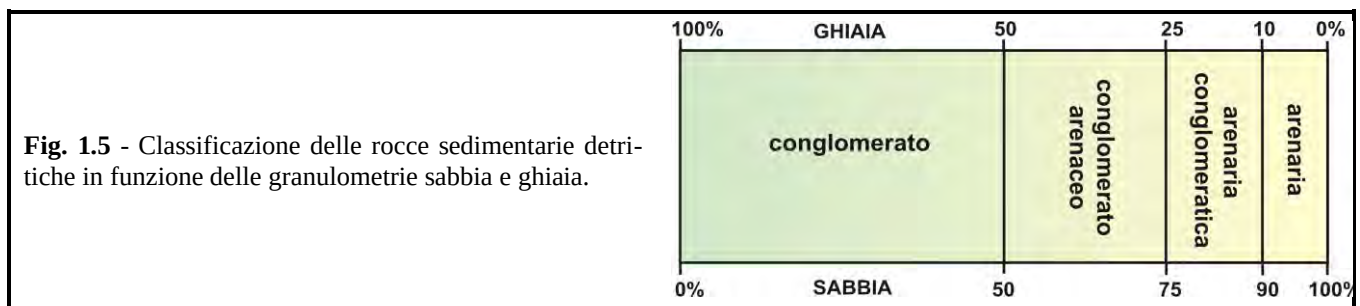


Siltite



Arenaria

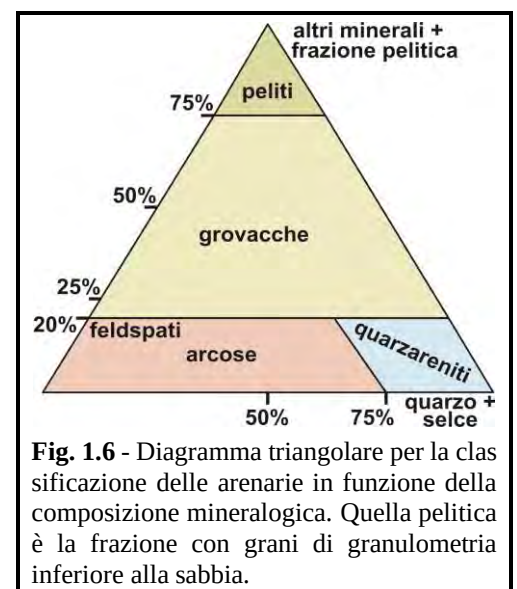
Le rocce detritiche non sono formate da clasti appartenenti ad una sola categoria; esse sono, in molti casi, miscugli più o meno complessi dove è possibile, soprattutto in quelli meno classati, trovare sia ciottoli, sia grani. Si possono rinvenire molte situazioni in cui si ha una certa mescolanza di materiali conglomeratici con quelli arenacei, così come in molti depositi attuali si trovano frequentemente ghiaie miste a sabbia. A seconda del prevalere delle prime o della seconda si possono avere denominazioni diverse (fig. 1.5). Infine occorre ricordare che i materiali detritici con granulometria più grossolana sono, in genere, maggiormente permeabili.



La diagenesi dei sedimenti costituiti da sabbia porta alla formazione delle **arenarie** (tab. 1.3). tali rocce sono classificate in funzione sia della granulometria dei clasti, sia della loro composizione mineralogica. Tenendo conto della classificazione dei silicati (i minerali più abbondanti), si citano i tre gruppi che, da soli, costituiscono l'80 % delle arenarie presenti sulla Terra (fig. 1.6):

- **arcose**, arenarie ricche di feldspati;
- **quarzareniti**, ricche di quarzo e di selce;
- **grovacche**, ricche di miche, anfiboli, pirosseni e con una buona frazione calcarea ed argillosa.

Fra i minerali costituenti i grani di un'arenaria, il quarzo e la selce sono i più stabili, meno alterabili dagli agenti esogeni; Le quarzareniti contengono quasi esclusivamente tali minerali, in quanto sono, analogamente ai conglomerati oligomittici, indicatori di fine ciclo morfologico, nell'ambito del quale si sono persi i minerali meno stabili. Le grovacche sono ricche di minerali meno resistenti alla degradazione; esse, analogamente ai conglomerati polimittici, sono indicatori di inizio ciclo morfologico, formate da sedimenti accumulati in tempi rapidi, perciò poco esposti agli agenti atmosferici. Le arcose sono anche dette arenarie granitiche, in quanto generalmente formate dall'alterazione in posto di rocce costituite prevalentemente da quarzo, feldspato e miche (minerali abbondanti nelle rocce sialiche quali, per esempio, i graniti). Nella classificazione delle arenarie una certa importanza assume il cemento (che può essere di natura calcarea, silicea o ferruginosa) ed il colore. Sono, in genere, ottimi materiali da costruzione. A questo proposito



merita citare la *glauconia*, arenaria contenente glauconite, un fillosilicato che conferisce alla roccia un caratteristico colore tendente al celeste - verdognolo, è abbondante nelle cave del bellunese (Veneto).

I materiali con granulometria più piccola ($< 0,06$ mm) sono detti **silt**, se i grani sono sciolti o **siltite**, con grani cementati (**tab. 1.3**). Questa roccia detritica è paragonabile ad una arenaria fine, con caratteristiche simili alle argilliti; come queste infatti sporca le mani al tatto e ha odore di terra bagnata quando è umida, ma sono ruvide quasi quanto le arenarie. Le siltiti, come le argilliti, non sono ben cementate, ma non si “sfarinano” quando manipolate.

Il termine **argilla** è molto generico ed i minerali che la compongono possono essere molto diversi (essenzialmente fillosilicati quali illite, montmorillonite, caolinite, sericite,.... detti *minerali dell'argilla*) e di conseguenza molto diverse sono anche le caratteristiche fisiche e tecniche delle **argilliti**. In genere l'argilla umida è plastica, ma vi sono alcuni tipi che, a causa di una diversa composizione mineralogica, quando sono immerse in acqua si scheggiano. Le argille, pur essendo costituite dai grani più fini ($< 0,004$ mm; **tab. 1.3**), non sono del tutto impermeabili. Piccole quantità d'acqua interstiziali possono circolare fra i grani producendo una certa alterazione. Infatti normalmente le argille sono di colore grigio - azzurrino, ma talvolta appaiono gialle e addirittura rossicce a causa dell'alterazione di alcuni minerali che le compongono.

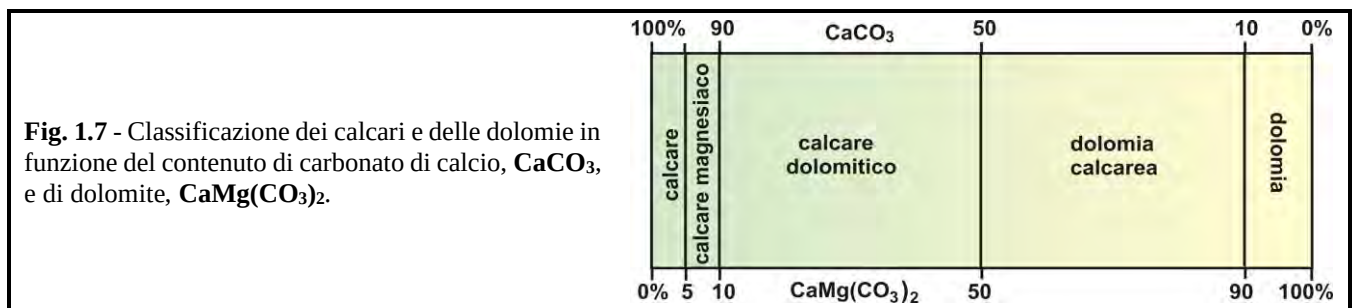
1.4 - Le rocce carbonatiche

Le rocce sedimentarie costituiscono una frazione piccola rispetto al totale dei materiali della crosta terrestre e le rocce carbonatiche, a loro volta, sono meno frequenti. Sono di natura organogena e chimica, oppure detritica (se derivano dalla frammentazione di altre rocce carbonatiche) o mista e sono frequentemente ricche di fossili. La frazione minerale più importante è rappresentata dai **carbonati** e precisamente da:

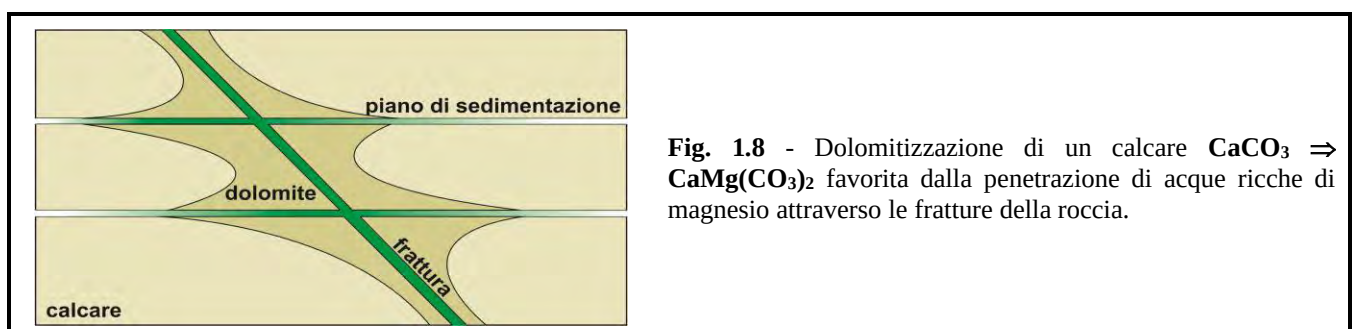
CaCO_3 : carbonato di calcio (nelle forme *aragonite* e *calcite*);

$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$: carbonato doppio di calcio e di magnesio (*dolomite*).

I **calcarei** sono rocce prevalentemente composte da calcite o aragonite (o entrambi i minerali), mentre le **dolomie** sono rocce prevalentemente composte da dolomite. Inoltre vi sono materiali contenenti entrambi i carbonati e a seconda delle proporzioni tra questi, le rocce assumono denominazioni diverse (**fig. 1.6**).



Le dolomie pure sono rare; più frequenti sono le rocce con miscugli fra i due carbonati. Ciò perché la dolomite non si deposita direttamente, ma è il risultato della diagenesi di un calcare e che avviene frequentemente molto tempo dopo l'accumulo dei sedimenti. Solitamente la diagenesi avviene per sostituzione degli atomi di calcio con quelli di magnesio portati da acque circolanti ricche di sali di tale elemento. La **fig. 1.8** illustra un sedimento calcareo che presenta una frattura lungo la quale filtra acqua ricca di magnesio; la dolomitizzazione inizia nelle zone a diretto contatto con la frattura e prosegue lungo i piani che separano gli strati di calcare. Con il tempo il processo interessa porzioni sempre maggiori di calcare che si trasforma in dolomia.





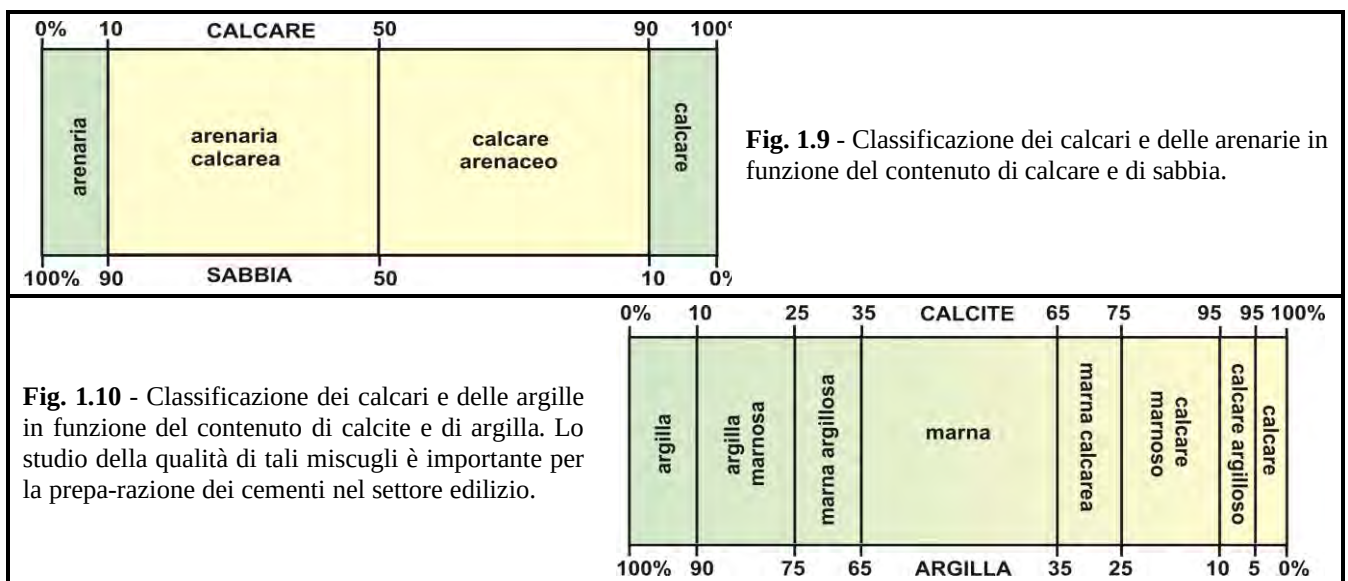
Esempio di calcare pelagico.

Spesso carbonati e clasti di origine cristallina (costituiti da silicati) formano miscugli più o meno complessi. In tali casi le rocce assumono denominazioni diverse; per esempio si possono avere *conglomerati calcarei* se i ciottoli silicei (delle dimensioni della ghiaia) sono prevalenti rispetto ai materiali carbonatici; nei *calcari conglomeratici* prevalgono i secondi rispetto ai primi. Se i clasti di natura silicea sono grani di sabbia e di argilla, si utilizzano le classificazioni proposte nelle **figg. 1.9 e 1.10**.

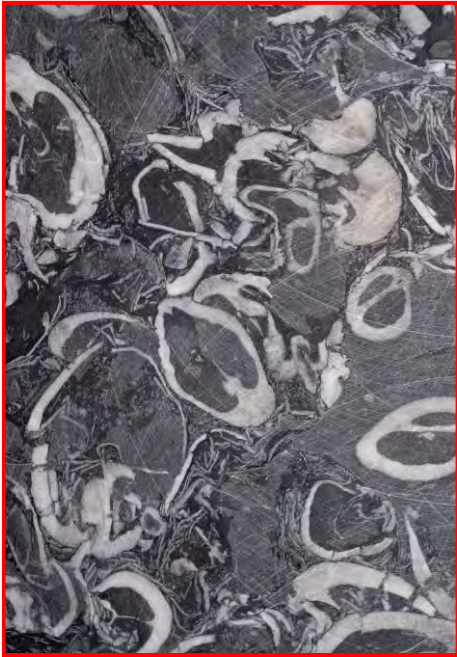
I calcari si classificano anche in base al modo di formazione. I *calcari bioermali* sono costituiti da resti scheletrici di organismi acquatici coloniali (soprattutto Celenterati). Le bioerme sono ammassi di organismi costruttori, in mutua associazione biologica, che si sviluppano sul fondo marino, a piccole profondità ed in condizioni ambientali ben definite e favorevoli alla vita. Tali ammassi, in condizioni particolari, possono crescere fino a diventare, stratificandosi, di grandi dimensioni, come le scogliere. I *calcari biostromali* si formano in condizioni ambientali simili a quelle favorevoli alle bioerme; sono depositi, in genere non stratificati, costituiti da resti calcarei di organismi acquatici bentonici gregari (Molluschi, Echinodermi, Brachiopodi,...). Rispetto alle bioerme si estendono, in genere, su ampie superfici del fondale, ma con depositi meno potenti.

I *calcari pelagici* sono rocce a grana fine frequentemente compatte, talora anche incoerenti e farinose, in genere di colore piuttosto chiaro, di natura organogena o chimica.

Quelli di natura organogena sono formati dall'accumulo di piccoli gusci calcarei di organismi unicellulari prevalentemente zooplanctonici, soprattutto Foraminiferi (Protozoi). Alcuni calcari pelagici hanno natura chimica, per precipitazione di carbonato di calcio in soluzione nelle acque marine. Il loro aspetto è simile a quelli precedenti, ma più compatti grazie alla ricristallizzazione diagenetica del carbonato di calcio. La sedimentazione di tali calcari avviene in bacini a circolazione limitata, dove la concentrazione dei sali disciolti aumenta notevolmente a causa di una elevata evaporazione. In queste condizioni, tipiche dei mari in aree climaticamente calde (per esempio le attuali coste del Golfo Persico, i bassi fondi presso le isole Bahama a Nord di Cuba, le lagune degli atolli), la concentrazione di carbonato di calcio raggiunge e supera la saturazione con conseguente precipitazione di una sorta di fine polvere aragonitica. I calcari pelagici possono contenere anche materiali di origine detritica, raramente ghiaia e frequentemente argilla (con formazione di marne). I calcari e le marne di origine lacustre appaiono spesso di colore scuro, anche nero, per la presenza di elevate quantità di sostanza organica sedimentata insieme ai carbonati ed alle argille in ambienti eutrofizzati.



Le rocce sedimentarie di natura chimica comprendono anche le **evaporiti**, prodotte dalla precipitazione dei sali disciolti nelle acque di bacini di tipo lagunare o più raramente di bacini lacustri, in seguito alla forte evaporazione in climi caldi e aridi. Sono frequentemente rocce semplici (costituite da un minerale essenziale che prevale su quelli accessori) e costituite soprattutto da solfati di calcio quali l'*anidrite* (CaSO_4) ed il *gesso* ($\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$), dal cloruro di sodio (*salgemma*; NaCl) e da vari sali di potassio, di magnesio ed anche di sodio.



Sopra è rappresentata una **roccia sedimentaria calcarea organogena** che ha conservato alcuni fossili (gusci di molluschi bivalvi di discrete dimensioni). Quale altro esempio merita citare le lavagne, quelle utilizzate nelle aule scolastiche; sono scisti, rocce metamorfiche che derivano da sedimenti argillosi/limosi ricchi di sostanza organica, responsabile del tipico colore grigio molto scuro.

I calcari bioermali, biostromali e pelagici sono detti *autoctoni*, in quanto formati nello stesso ambiente che ha fornito, sia attraverso processi puramente chimici, sia attraverso le catene alimentari, i materiali carbonatici necessari per l'accumulo dei sedimenti. Ma si possono citare altri esempi. I **travertini** sono depositi calcarei formati a valle di rapide e cascate di corsi d'acqua ricchi di carbonato di calcio in soluzione, in seguito alla perdita di anidride carbonica causata dalla turbolenza delle acque. Il travertino racchiude spesso resti vegetali e per la sua facile lavorabilità, è usato come pietra da costruzione e da rivestimento. Gli **alabastrini** calcarei sono rappresentati dalle stalattiti e stalagmiti, formazioni tipiche delle grotte, specie nelle zone carsiche.

Denominazione della roccia	Dimensioni dei clasti calcarei simili a quelli di:
calcilutiti	argilla
calcisiltiti	silt
calcareniti	sabbia
calciruditi	ghiaia

Tab. 1.4 - Classificazione calcari alloctoni detritici.

I calcari *alloctoni* invece sono depositi, costituiti da frammenti di carbonati risultanti dalla frammentazione di rocce carbonatiche preesistenti (formati in epoche precedenti, in genere autoctone o alloctone a loro volta), poi trasportati e quindi ridepositati con meccanismi analoghi a quelli che portano alla



Travertino

formazione delle rocce detritiche vere e proprie. Molti calcari alloctoni infatti vengono classificati in modo analogo alle rocce clastiche, cioè in base alle dimensioni dei frammenti (**tab. 1.4**).

1.5 - Le rocce piroclastiche

Le **rocce piroclastiche** sono il risultato dell'accumulo di materiali vulcanici precipitati dopo essere stati scagliati verso l'alto e frammentati in clasti (**proietti**) di varie dimensioni, in seguito ad eruzioni vulcaniche. È una categoria classificabile sia nelle rocce sedimentarie (formano depositi in fondo ai bacini, appaiono stratificate e possono contenere fossili), sia in quelle eruttive, anch'esse classificabili in funzione delle dimensioni dei clasti (**tab. 1.5**).

- **agglomerati**; depositi di proietti costituiti esclusivamente da frammenti di magma;

- **brecce**; depositi costituiti sia da frammenti di magma, sia della roccia costituente il cratere (nel caso di esplosioni vulcaniche violente, in grado di frammentare e scagliare in alto anche pezzi di roccia già consolidata);
- **tufi**; accumuli di ceneri e/o di lapilli a loro volta distinguibili in funzione delle dimensioni dei proietti.



Dimensioni proietti	Denominazione proietti	Denominazione rocce
≥ 32 mm	bombe	agglomerati e brecce vulcaniche
4 ÷ 32 mm	lapilli	tufi
≤ 4 mm	ceneri	tufi
Tab. 1.5 - Classificazione delle rocce piroclastiche.		

I *Monai* sono statue che si trovano sull'isola di Pasqua (oceano Pacifico - Cile). Nella maggior parte dei casi si tratta di statue monolitiche, cioè ricavate e scavate da un unico blocco di **tuofo vulcanico**.

1.6 - Ambienti di sedimentazione continentali

I sedimenti si accumulano in luoghi (o *ambienti*) molto diversi. Esiste una relazione tra la **facies**, *insieme dei caratteri del sedimento* (struttura fisica, composizione chimica e mineralogica, presenza di resti di organismi,...) ed il tipo di ambiente in cui esso si è formato. La facies riflette le condizioni ambientali di formazione del sedimento, per cui l'esame delle rocce sedimentarie fornisce informazioni sull'evoluzione degli ambienti nel corso della storia della Terra (paleogeografia e paleoecologia). Quando si usa il termine "facies" si intende descrivere i caratteri del sedimento; quando si usa il termine "ambiente" si intende l'insieme dei fattori ambientali che hanno condizionato la formazione di quel sedimento. La classificazione dei principali ambienti di sedimentazione è riportata in **tab. 1.6**.

continentali	lacustre (limnica)
	palustre (paralica)
	fluviale (coni e alluvioni)
	desertico (eolico)
	glaciale (morene e depositi fluvioglaciali)
	caverna (di incrostazione)
	bacini (strutturali, fosse tettoniche,...)
marini	vulcanica
	intercotidale (di scogliera, sotto la bassa marea)
	neritico (piattaforma, tra bassa marea e -200 m)
	batiale (scarpata, tra -200 m e -2.000 m)
transizione	abissale (sotto i 2.000 m di profondità)
	deltizio
	estuario
	lagunare
Tab. 1.6 - Schema di classificazione dei principali ambienti di sedimentazione.	

Laghi, stagni, paludi sono ambienti (**lacustri e palustri**) continentali effimeri perché destinati a più o meno rapido interrimento a causa del riempimento di materiali prevalentemente detritici (profondi laghi oligotrofici), di origine carboniosa (bacini poco profondi ed eutrofizzati) o chimica (laghi in regioni con clima caldo) che formano depositi con potenza variabile e con caratteri che dipendono da quelli ambientali delle zone umide in cui si sono formati. Dal punto di vista geologico sono aree limitate rispetto all'insieme di tutte le facies continentali. I detriti sono ghiaie e sabbie, soprattutto in corrispondenza dello sbocco degli immissari e delle coste sottoposte all'azione del moto ondoso; quelli con granulometria più fine formano depositi presso i fondali più profondi, spesso insieme a sostanza organica che, negli ambienti eutrofici e soprattutto negli stagni e nelle paludi, costituisce la frazione più importante (torba). Nei bacini delle zone calde, sottoposti a forte evaporazione, si formano sedimenti della facies evaporitica.

Le **fosse tettoniche** sono bacini stretti ed allungati, talora delimitati da rilievi a forma di *pilastr*, dovuti a sistemi di fratture subverticali (*faglie*) che separano la crosta in blocchi che scorrono gli uni rispetto agli altri. Esempio grandioso è la fossa tettonica che dall'Asia Minore, attraverso la depressione del Mar Morto, Mar Rosso, depressione Dancale e dei grandi laghi equatoriali (Rodolfo, Nyassa,...), giunge fino allo Zambesi nell'Africa Australe. Altro esempio è la fossa del Reno, lungo la valle di questo fiume tra Basilea e Magonza, con ai lati i pilastr dei Vosgi e della Foresta Nera. In tali depressioni, quando si colmano d'acqua, si possono accumulare sedimenti tipici degli

ambienti limnici o marini, ma insieme ad essi si trovano conglomerati polimittici e brecce dovuti a crolli di materiali che si staccano dalle ripide ed instabili, pareti laterali (**fig. 1.11**).

Negli **ambienti fluviali** i depositi colluviali dovuti alle acque correnti, sono i coni detritici alluvionali che si formano in montagna in corrispondenza della confluenza di un ripido corso d'acqua laterale nel torrente del fondovalle principale o allo sbocco delle vallate in pianura. A questi bisogna aggiungere le alluvioni che vengono depositate lungo le fasce fluviali e nelle aree esondabili. Nella facies fluviale dominano i materiali detritici grossolani (ghiaia e sabbia) nelle aree montane e pedemontane e materiali più fini (anche argilla) e più abbondanti nelle pianure. I depositi fluviali che hanno riempito la pianura Padana hanno spessori di alcune centinaia di metri.

Nell'**ambiente vulcanico** la facies sedimentaria prevalente è rappresentata essenzialmente dalle rocce piroclastiche sopra descritte.

L'**ambiente desertico** è dominato da *sedimenti eolici*, prevalentemente sabbia e silt, che si accumulano nelle aree dove il vento perde energia e deposita i materiali strappati alle rocce con l'azione di corrosione (azione dei grani trasportati dal vento sulle superfici rocciose) e di disfacimento termoclastico (dilatazione e contrazione dei materiali rocciosi in seguito alle forti escursioni termiche diurne). I deserti sono attualmente diffusi su più di un quinto delle terre emerse (Sahara, Arabia, Calahari, altipiani iranici, Asia Centrale, Stati Uniti Sud occidentali,...). In tali ambienti sono presenti morfologie di erosione e di sedimentazione. Tra le prime ricordiamo i *rilievi relitti*, formate da masse rocciose resistenti rimasti in posizioni dominanti su superfici spianate dal vento, in seguito al disfacimento ed all'allontanamento delle rocce più deboli circostanti. Le morfologie di accumulo più note sono le *dune*, tipiche del *deserto sabbioso (erg)* e diffuse anche sulle spiagge marine sabbiose. Si possono citare, pur se meno diffusi, il *deserto ghiaioso (serir)* e il *deserto petroso (hammada)*. Quest'ultimo è molto aspro e accidentato, con vaste superfici di rocce scolpite dal vento che asporta i detriti prodotti dal disfacimento; le ghiaie del serir provengono da antiche alluvioni che si manifestavano in condizioni climatiche diverse.

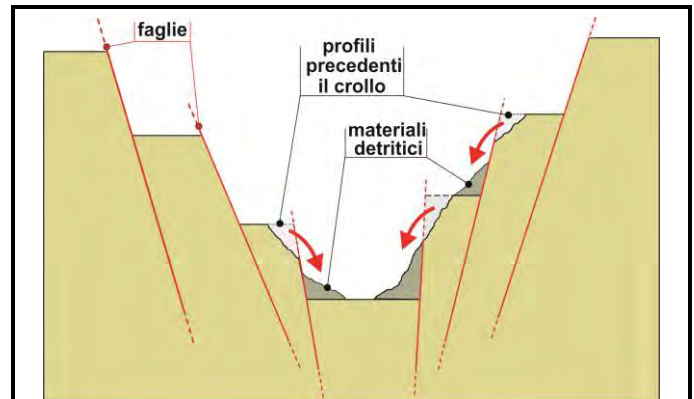
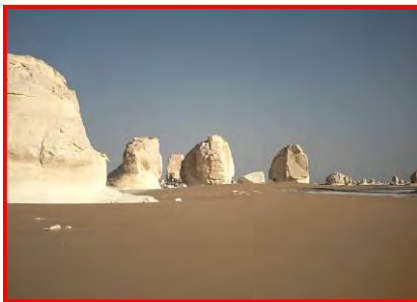


Fig. 1.11 - Profilo trasversale di una **fossa tettonica**. Sul fondo si accumulano materiali detritici che franano dalle ripide ed instabili pareti rocciose; queste sono originate dallo spostamento reciproco di blocchi di crosta separati da faglie.



Scorci panoramici del deserto bianco (Egitto) con blocchi rocciosi "relitti".



Fig. 1.12 - Un antico deposito a granulometria fine (*loess*) sedimentato ad opera del vento durante una glaciazione. Esso venne successivamente "ferretizzato", cioè il ferro presente in esso venne "arrugginito" (da cui la tipica colorazione rossastra) a causa delle condizioni tipiche di un clima caldo e umido (che favoriscono la formazione di ossidi di ferro) che seguì la glaciazione.

Un tipico deposito eolico poco cementato è il *loess*, argilla grossolana (talvolta contenente fossili) che ha coperto estese porzioni di territorio in Germania, nella piana russa, in Cina (con potenze fino a 600 m) ed in Piemonte (**fig.**

1.12). Durante i periodi glaciali quel materiale veniva strappato dai depositi morenici ad opera del vento e veniva trasportato per decine di chilometri sulle fredde pianure circostanti, dove veniva depositato grazie all'azione della vegetazione che, in corrispondenza del suolo, limitava l'azione di trasporto eolico. Quando il loess viene decalcificato dalle acque circolanti, si trasforma in *lehm* che può essere ulteriormente trasportato e rideposto.

Negli **ambienti glaciali** il deposito più importante è la **morena**, il materiale detritico mal classato per eccellenza. Il ghiaccio infatti non opera una selezione durante il trasporto dei detriti esarati sul fondo e sui fianchi delle vallate e crollati sulla superficie del ghiacciaio, ma trasporta tutto, indipendentemente dalle dimensioni, dall'argilla fino alla ghiaia più grossolana ed anche grandi massi. I **depositi fluvioglaciali** sono dovuti alla forte sedimentazione di materiali trasportati immediatamente a valle delle cerchie moreniche grazie all'energia degli impetuosi torrenti glaciali. Tali depositi presentano una classazione ed una stratificazione intermedie tra le morene e i sedimenti alluvionali (**fig. 1.13**). Conviene infine ricordare che anche i depositi di origine eolica come il loess ed il lehm, sopra citati, possono essere pure considerati di facies glaciale.

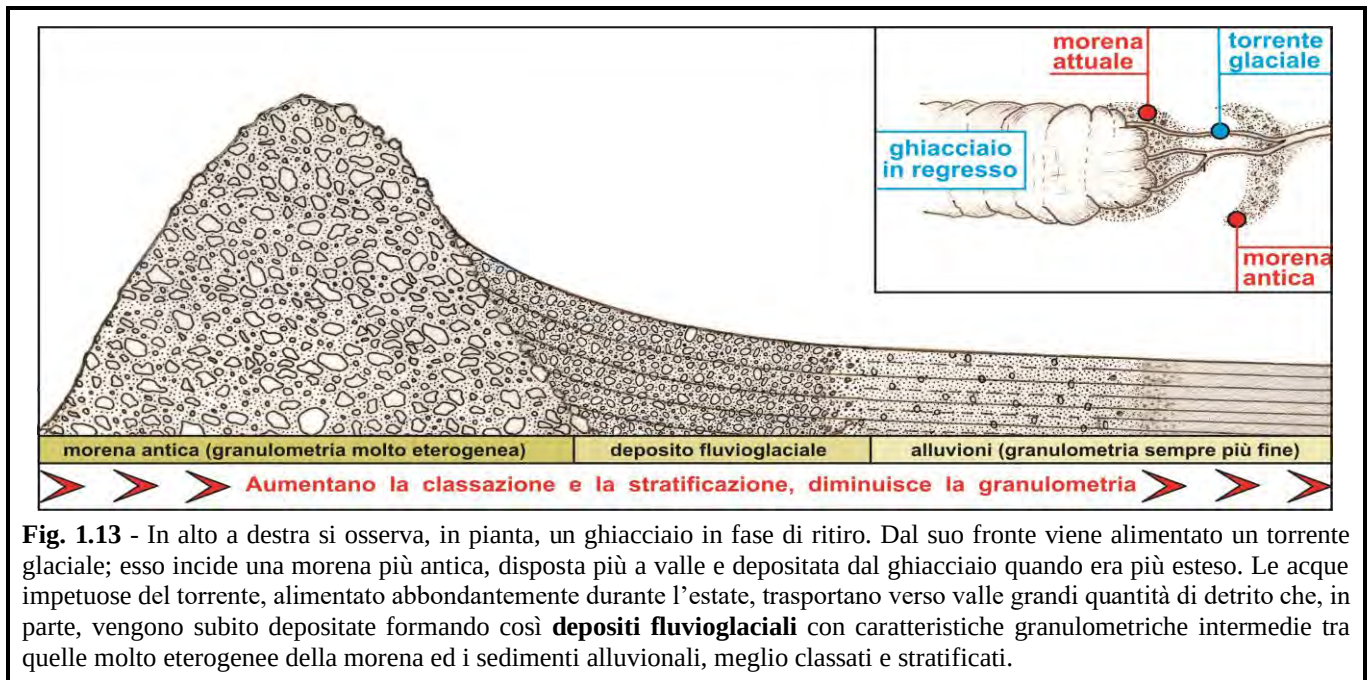


Fig. 1.13 - In alto a destra si osserva, in pianta, un ghiacciaio in fase di ritiro. Dal suo fronte viene alimentato un torrente glaciale; esso incide una morena più antica, disposta più a valle e depositata dal ghiacciaio quando era più esteso. Le acque impetuose del torrente, alimentato abbondantemente durante l'estate, trasportano verso valle grandi quantità di detrito che, in parte, vengono subito depositate formando così **depositi fluvioglaciali** con caratteristiche granulometriche intermedie tra quelle molto eterogenee della morena ed i sedimenti alluvionali, meglio classati e stratificati.

Le *facies spelee* sono caratteristiche dei materiali che si accumulano nelle **caverne**, in cui sono associati materiali alluvionali depositati da corsi d'acqua sotterranei, detriti derivati da crolli delle volte, materiali più fini (sabbia e silt) portati dal vento, accumuli di guano dei Chiroteri (pipistrelli), ecc... In tali depositi si trovano, spesso abbondanti, resti ossei di animali che vissero un tempo nelle grotte (fra i quali merita ricordare *Ursus spelaeus*) o di rifiuti dei pasti dell'uomo preistorico, tracce di focolari, testimonianze della sua industria litica ed anche i propri scheletri. Spesso sono abbondanti i resti di Chiroteri ed ossa di altri piccoli Mammiferi nei boli (rigetti) di uccelli rapaci. I depositi di caverna possono venire cementati dando origine a brecce che, quando contengono molti resti di ossa, vengono dette *brecce ossifere*; queste si trovano frequentemente anche nelle spaccature delle rocce e nei pozzi di erosione delle zone carsiche.

Nelle cavità sotterranee sono frequenti formazioni calcaree (stalattiti e stalagmiti) tipiche anche della **facies di incrostazione**. L'anidride carbonica (CO_2) disciolta reagisce con l'acqua secondo la seguente reazione:



Essa reagisce con l'acqua dando acido carbonico (H_2CO_3) che si dissocia rapidamente in idrogenioni (H^+) e bicarbonato (HCO_3^-); questo si dissocia in carbonati (CO_3^{2-}). La reazione è un equilibrio; le diverse componenti sono in determinate concentrazioni che dipendono da vari fattori. In condizioni normali di pressione e temperatura, con valori neutri del pH, sono favoriti i bicarbonati e sono quasi assenti i carbonati; nell'equilibrio prevale il centro. Se questo equilibrio viene alterato, si verificano reazioni che tentano di contrastare l'alterazione. Una diminuzione di CO_2 favorisce la formazione di carbonati che, meno solubili delle altre componenti, precipitano dando luogo ad incrostazioni. Nelle grotte vi possono essere superfici "bagnate" da un velo d'acqua che perde facilmente anidride carbonica con conseguente precipitazione di calcite. Oppure dalla volta si forma una goccia d'acqua che, alimentata molto gradualmente, non fa tempo a staccarsi perché evapora lasciando un deposito che, con il tempo, cresce dando luogo ad una **stalattite**. Oppure, se la goccia riesce a cadere, si forma una concrezione sul pavimento, anch'essa destinata a crescere originando così una **stalagmite**. Le due formazioni possono successivamente unirsi formando

una **colonna**. Se il processo continua, tali formazioni tendono a riempire tutta la grotta che diventa quindi un deposito di **alabastro calcareo**, materiale parzialmente trasparente (bianco o colorato in modo diverso a seconda delle impurità in esso contenute), facile da lavorare e sfruttato per manufatti utilizzati per cripte e chiese. Altri materiali della facies di incrostazione hanno origine simile, quali i travertini precedentemente citati.



Le Grotte di Castelcivita (Cilento Basilicata). Esempio di facies di incrostazione.

si, fra i quali la *caolinite*. È il costituente essenziale di una argilla (*caolino*) che può definirsi un deposito tipico della facies di alterazione; è un materiale da costruzione prezioso ed utilizzato soprattutto per le porcellane e per la maiolica. In Italia i caolini più conosciuti sono quelli del Vicentino (alterazioni di porfiriti) e del biellese (Piemonte).

Una roccia ricca di feldspato (es. granito), sotto l'azione del disfacimento (crioclastismo, termoclastismo,...), si disgrega frantumandosi in arenaria o meglio, vista la presenza abbondante di feldspati, un'arcosa. In seguito i feldspati si alterano originando caolino, mentre la biotite si trasforma in clorite (tipico minerale delle argille). I materiali più fini (caolino e clorite) vengono asportati; rimangono quindi i grani di quarzo, minerale resistente alle alterazioni; in sintesi l'arcosa si trasforma in una quarzarenite. Ciò porta a riconoscere che una massa granitica potrebbe risultare sepolta da depositi formati in seguito all'alterazione del materiale stesso che la compone. Dalla quantità e dalla composizione di tali depositi, si può tentare di ricostruire l'evoluzione dell'ambiente che ha prodotto tale alterazione, per il tempo che la roccia è stata esposta agli agenti atmosferici.

Fra le facies continentali, infine, conviene ricordare i depositi dovuti ad accumuli formati per azione della gravità: coni detritici, detriti di falda, movimenti di terra,... In linea di massima tali depositi sono brecce e conglomerati polimittici.

La **facies di alterazione** non è facilmente associabile ad un determinato ambiente e comprende materiali provenienti da dissoluzione o alterazione di rocce superficiali. Ricordiamo le *terre rosse*, che spesso colmano le doline carsiche e costituite dai residui insolubili delle rocce calcaree, le *bauxiti*, derivate dal consolidamento di analoghe formazioni di origine carsica di epoche trascorse e le *lateriti* (talora molto potenti), dovute all'alterazione delle rocce silicatiche ad opera del clima caldo umido delle zone temperate. Il granito ed il porfido sono rocce silicatiche ricche di quarzo, feldspato, miche e porzioni minori di anfibioli, pirosseni ed olivina. Questi silicati possono subire una lenta alterazione dovuta ad acque ricche di anidride carbonica (perciò acide) che sottraggono al loro reticolo cristallino gli atomi metallici (alcalini ed alcalini - terrosi); essi si trasformano diventando silicati idrati di alluminio, cioè minerali diversi,

1.7 - Ambienti di sedimentazione marini

Gli ambienti marini sono in genere uniformi e su grandi superfici. Distinguiamo gli **ambienti bentonici** (i fondali) e gli **ambienti pelagici** (mare aperto). Gli organismi che li popolano, dal punto di vista ecologico, sono così suddivisi:

- **necton**; organismi capaci di spostarsi autonomamente ed indipendentemente dalle correnti marine o da altri tipi di movimenti delle acque (es. Pesci e Cetacei);
- **plancton**; organismi, "sospesi" in acqua, facilmente trasportabili dalle correnti, incapaci, salvo piccoli spostamenti, di muoversi autonomamente (es. minuscoli Crostacei, Protozoi, alghe,...); comprende lo *zooplankton* (animali) ed il *fitoplancton* (vegetali o in grado di compiere processi fotosintetici);

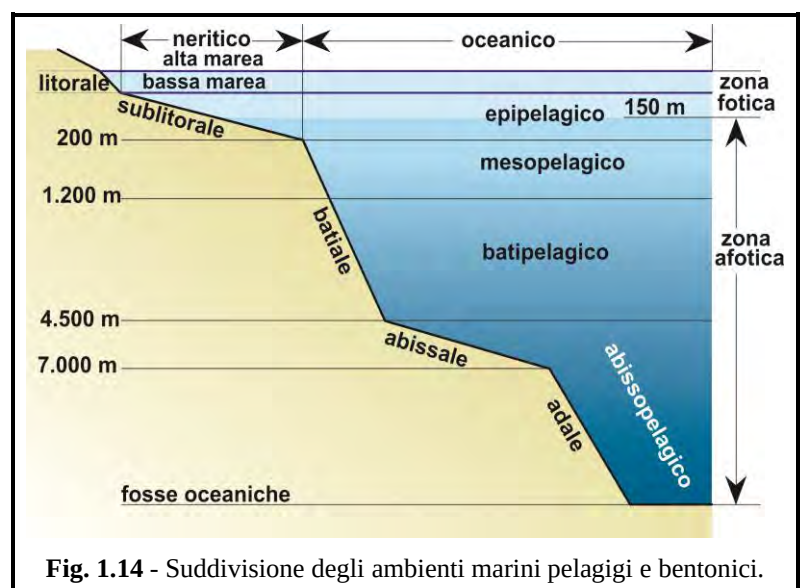


Fig. 1.14 - Suddivisione degli ambienti marini pelagici e bentonici.

- **benthos**; organismi che vivono in prossimità dei fondali; *sessili* (ancorati sul fondo, quali coralli, attinie, spugne, mitili,...) o *vagili* (che si spostano sul fondo, quali ricci, stelle marine, granchi, aragoste,...); occorre distinguere l'*epifauna* (organismi che vivono "sopra" i fondali) dall'*endofauna* (organismi che vivono sotto la superficie dei fondali come, per esempio, molti bivalvi).

La **fig. 1.14** e le **tabb. 1.7** e **1.8** illustrano la suddivisione degli ambienti bentonici e pelagici in funzione della profondità e quindi, della penetrazione della luce, fattore ecologico fondamentale.

Ambiente litorale (o **intercotidale**). Compreso fra alta e bassa marea. Sistema di transizione condizionato da caratteri tipici dell'ambiente sub-aereo (durante la bassa marea) e di quello acquatico (durante l'alta marea). Nella facies litorale prevalgono depositi conglomeratici, dovuti all'erosione costiera ed arenacei (sabbia di spiagge e di cordoni litoranei). Organismi tipici sono le alghe incrostanti, i litodomi (Molluschi Bivalvi capaci di scavare fori nelle rocce) e le patelle (Molluschi Gasteropodi che vivono saldamente ancorati alle superfici rocciose), in grado di resistere anche per molte ore fuori dall'acqua. Al di sopra si trova l'**ambiente sopralitorale**, tipicamente sub-aereo.

Ambiente sublitorale. Coincide, grosso modo, con la *scarpata continentale*, mentre il mare aperto sopra di esso è l'**ambiente neritico**. È condizionato da due fattori principali: l'illuminazione ed il livello di base delle onde. Nella zona afotica (sotto l'isobata di 150 m) non vi sono le condizioni per i processi di fotosintesi; pertanto scompaiono gli organismi vegetali, la catena alimentare si impoverisce e la fauna è meno abbondante. Durante le mareggiate le onde si propagano anche in profondità muovendo i materiali dei fondali. Vi è un limite al di sotto del quale il moto ondoso non esercita più alcuna influenza, anche durante le più violente mareggiate; esso varia dai 30 ÷ 40 m del Mediterraneo fino ai 50 ÷ 60 m degli oceani. Tale limite, che separa il sovrastante **infralitorale** dal sottostante **circalitorale**, è molto importante in quanto nei fondali sottoposti all'azione delle onde, vengono rimosse le particelle detritiche più fini ed è quasi sempre garantita una buona ossigenazione delle acque. L'ambiente circalitorale è caratterizzato da depositi a granulometria più piccola e con acque che stagnano sul fondo, talvolta povere di ossigeno; nelle situazioni eutrofiche possono svilupparsi sostanze quali acido solfidrico ed ammoniaca. L'Adriatico ed il mare fra la Gran Bretagna e la Norvegia hanno caratteristiche di ambiente sublitorale, dove sono possibili estesi accumuli di sedimenti classificabili in funzione della loro composizione. La *facies detritica* è costituita da detriti portati dai fiumi. La *facies organogena* è ricca di resti di organismi bentonici, soprattutto tipici dell'infralitorale, grazie all'abbondanza della luce che consente una elevata produttività biologica. La *facies di scogliera* è costituita, per esempio, da calcari bioermali o biostromali.

sopralitorale		
limite alta marea		
litorale o intercotidale		neritico
limite bassa marea		
sublitorale e	sublitorale interno o infralitorale	
	profondità 50 m	
	sublitorale esterno o circalitorale	
profondità 200 m		
batiale	epibatiale	oceanico
	profondità 1.200 m	
	mesobatiale	
profondità 4.500 m		
abissale		
profondità 7.000 m		
adale		
fosse oceaniche		
Tab. 1.7 - Suddivisione degli ambienti bentonici e loro relazione con gli ambienti di mare aperto.		

Tab. 1.7 - Suddivisione degli ambienti bentonici e loro relazione con gli ambienti di mare aperto.

epipelagico	di fronte alla zona sublitorale
profondità 200 m	
mesopelagico	di fronte alla zona epibatiale
profondità 1.200 m	
batipelagico	di fronte alla zona mesobatiale
profondità 4.500 m	
abissopelagico	di fronte alle zone abissale e adale

Tab. 1.8 - Suddivisione degli ambienti pelagici e loro relazione con gli ambienti bentonici.

Ambiente batiale. Le facies batiali corrispondono a sedimenti formati tra il margine della piattaforma continentale e i 4.000 ÷ 5.000 m di profondità, quindi in ambienti relativamente tranquilli, con caratteristiche fisiche costanti e scarsità di luce. Sono depositi molto fini: calcari, marne, argille, silti. Possono essere presenti organismi quali Pesci, Crostacei, Trilobiti, Gasteropodi, Cefaloidi,... che, a causa della mancanza di vegetali, sono prevalentemente detritivori e carnivori. Sui fondali batiali, ai margini delle scarpate continentali possono accumularsi potenti depositi a causa di crolli lungo le scarpate stesse (**scheda 1.5**).

Ambienti abissale e adale. Corrispondono ai sedimenti sui fondi oceanici a grande profondità, in ambienti molto tranquilli, con buio assoluto; costituiscono accumuli con estensioni areali molto ampie, con potenza da pochi metri a qualche decametro. Fra essi ricordiamo:

- *fanghi a globigerine*; accumuli di gusci calcarei di Foraminiferi (di cui un gruppo importante è costituito dalla famiglia dei Globigerinidi) e di coccoliti (organismi unicellulari flagellati con guscio calcareo), attualmente diffusi negli oceani Atlantico settentrionale e Indiano e nella porzione polinesiana del Pacifico;
- *fanghi rossi*; ricchi di SiO₂ e di Fe₂O₃ (che conferisce ai depositi un colore rossastro), con abbondanti noduli di manganese; sembrano di origine eolica e vulcanica (polveri depositate sulla superficie degli oceani e poi

sedimentata), forse anche cosmica, ma potrebbero derivare in parte dalla dissoluzione di microrganismi calcarei planctonici; costituiscono depositi estesi, soprattutto sui fondali degli oceani Pacifico, Indiano ed Atlantico centrale;

- *fanghi a radiolari*; affini ai precedenti, ma più ricchi di resti di radiolari (Protozoi), di diatomee (alghe unicellulari) e di spicole di spugne; abbondanti negli oceani Pacifico centrale e Indiano centro - orientale;
- *fanghi a diatomee*; ricchi di frustuli (gusci) di diatomee; si trovano sui fondali dei mari antartici.

1.8 - Ambienti di sedimentazione di transizione

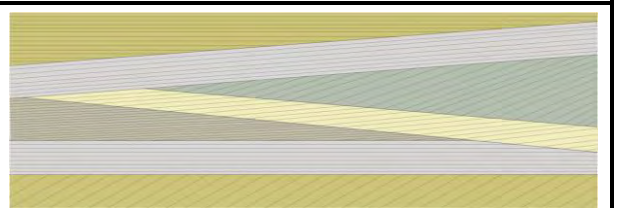
Gli ambienti di transizione portano alla formazione di facies al limite tra bacini marini ed aree emerse, dove le acque salate si mescolano con quelle dolci portate dai fiumi che sfociano nelle lagune o nel mare.

Ambienti lagunari. Fra quelli più caratteristici ricordiamo le lagune soprasalate, bacini poco profondi, in climi caldi, sottoposti ad intensa evaporazione e frequentemente allagati dal mare; in tali situazioni si hanno le condizioni per la formazione di depositi evaporitici, raramente con resti di organismi. Un classico esempio attuale è rappresentato dal golfo di Kara - Bogaz, sulla costa orientale del mar Caspio. Hanno questa origine i depositi di anidrite, gesso, salgemma ed altri sali sfruttati industrialmente.

Ambienti palustri. Zone palustri costiere comunicanti con il mare, caratterizzate da abbondante vegetazione e con sedimenti salmastri ricchi di resti vegetali. L'azione di batteri solfo - riducenti consente la formazione, nei sedimenti, di solfuri (FeS_2) nelle forme marcasite e pirite e talvolta, di carbon fossile.

Ambienti deltizio e di estuario. Posti di fronte allo sbocco dei fiumi nei mari, spesso caratterizzati da notevoli estensioni di depositi detritici. Per fornire un'idea dell'apporto terrigeno dei corsi d'acqua alla formazione dei sedimenti marini, si pensi che le sostanze portate da tutti i fiumi nei mari in un anno, costituiscono un volume pari a $5 \cdot 10^9 \text{ m}^3$; i materiali in sospensione riversati in un anno nel mare dai due fiumi Mississippi e Hoang-Ho è pari a $7 \cdot 10^8 \text{ m}^3$. Gran parte dei materiali in sospensione, come giungono alla foce, in acque non più correnti e quindi con scarsa capacità di trasporto solido, si depositano sui fondali. I sedimenti contengono talvolta carbon fossile (anche con carogne di animali più o meno fossilizzate), dovuto a grandi quantità di legname di foresta portato dai fiumi sino al mare ed ivi depositati perché appesantiti dall'acqua e soprattutto dai materiali incrostanti, abbondanti in tali ambienti; questi depositi si formano attualmente alla foce del Mississippi. Circa due milioni di anni fa, nell'area che attualmente costituisce la pianura Padana, esisteva una situazione intermedia fra l'ambiente di estuario e deltizio verso occidente e successivamente deltizio verso oriente, con formazione di depositi molto estesi e potenti nei quali vi sono resti di animali, quali ostriche, mastodonti (animali con proboscide e con i denti incisivi trasformati in zanne ed oggi estinti) e cetacei. La facies deltizia presenta sedimenti più potenti e più fini (silt e argilla); quella di estuario è caratterizzata da sedimenti più grossolani (sabbia e ghiaia). Anche i depositi deltizi possono contenere carbone e scheletri di vertebrati e spesso presentano una *stratificazione incrociata* (fig. 1.15), dovuta alle migrazioni del delta nello spazio e nel tempo in funzione dei regimi idrologici dei corsi d'acqua e del variare del livello marino. La situazione più frequente è l'erosione dei canali deltizi nei confronti dei materiali precedentemente sedimentati che vengono nuovamente rimossi e risedimentati più a valle.

Fig. 1.15 - La **stratificazione incrociata** è una struttura fisica di sedimentazione caratterizzata da lamine di stratificazione di deposito deltizio con diversa inclinazione a causa del mutare del regime idrologico del fiume e del livello marino. Tale struttura fisica è caratteristica anche delle facies eoliche.



SCHEDA 1.1 - I combustibili solidi

La quasi totalità dei combustibili solidi è di origine organica vegetale. Si distinguono alcune categorie.

LEGNO. La porzione organica (50 % di C, 40 % di O, 6 % di H e 4 % di N) è costituita per $\sim 2/3$ da cellulosa ($\text{C}_6\text{H}_{10}\text{O}_5$)_n e per quasi $1/3$ da lignina (struttura aromatica complessa). L'acqua costituisce una quantità assai variabile (15 % nel legno stagionato all'aria) ed influenza il potere calorico che, per i legni ben essiccati, è pari a $4.000 \div 4.500 \text{ cal/g}$. La temperatura della fiamma ottenuta dalla combustione del legno è superiore a quella ottenuta dal carbone, lascia meno ceneri (meno del 3 %) ed emette fumi meno inquinanti. L'importanza industriale del legno è oggi praticamente nulla.

CARBONE. I carboni (fossili) sono prodotti di decomposizione del legno in particolari condizioni. I tronchi degli alberi e delle erbe giganti delle epoche preistoriche, sepolti da sedimenti in seguito agli eventi geologici, furono nel tempo sottoposti a

fenomeni ossidativi e di decomposizione originati da batteri. I composti volatili distillarono lentamente e la sostanza rimasta si arricchì in carbonio in quantità variabili in funzione del tempo trascorso durante la diagenesi. La produzione è attualmente minore rispetto ad un passato non troppo lontano quando, sia per il livello tecnologico disponibile, sia perché le questioni ambientali erano maggiormente trascurate, il carbone costituiva il combustibile più utilizzato. I maggiori produttori, ancora negli anni '60, erano U.S.A. (28 %), Russia (19 %), Gran Bretagna (13 %), Germania (8 %), Francia (4 %) e Polonia (4 %). In Italia gli scarsi giacimenti della Sardegna sono ricchi di zolfo, dannoso perché si ossida, durante la combustione ed in presenza di acqua, ad acido solforico. Nei carboni è anche presente l'azoto che, analogamente allo zolfo, è all'origine della formazione dell'acido nitrico, corrosivo come il precedente. Negli ultimi anni la produzione di carbone è assai variabile, maggiore quale alternativa nelle situazioni di crisi energetica (problemi legati a contesti politico/economici internazionali negativi) e minore o in via di ulteriore riduzione nel tentativo di ridurre l'inquinamento dell'atmosfera.

TORBA. È un materiale organico sedimentato in ambiente eutrofico (composizione media è $C = 50 \div 60 \%$, $H = 4 \div 7 \%$ e $O = 25 \div 35 \%$). Si presenta come massa spugnosa bruna o nera, ricca d'acqua (90 %), composta da un feltro di resti vegetali più o meno decomposti, talvolta riconoscibili anche ad occhio nudo. La torba è un tipo di carbone fossile, usata in agricoltura per conferire caratteristiche particolari ai terreni oppure può venire seccata ed usata come combustibile povero. Industrialmente è di scarso valore, usata come combustibile in loco quando si tratta di grandi giacimenti di facile sfruttamento (come il bacino di Mosca). In rari casi viene utilizzata come combustibile per la produzione di gas d'aria o gas d'acqua, oppure sottoposta a distillazione per ricavarne catrame, carbone e gas. In Italia le più estese torbiere si trovano in Toscana, a Torre del Lago.

LIGNITE. È un prodotto di decomposizione parziale. La lignite è composta per il $55 \div 70 \%$ di carbonio, per il 5 % di idrogeno e per la restante porzione di ossigeno. Il potere calorifico è molto variabile ($4.000 \div 7.000 \text{ cal/g}$) ed il tenore in ceneri è piuttosto elevato (fino al 25 %). I maggiori giacimenti si trovano in Germania. In Italia sono presenti in Toscana.

LITANTRACE. È un prodotto di decomposizione piuttosto avanzato (più antico della lignite), con il $75 \div 90 \%$ di carbonio, il 5 % di idrogeno (ossigeno per il resto). È intermedio fra carboni e combustibili fossili e con un buon potere calorifico ($7.000 \div 8.000 \text{ cal/g}$). I principali giacimenti si trovano in U.S.A., Gran Bretagna, Germania, Russia, Francia, Polonia, Belgio; piccoli giacimenti di litantrace ricco di zolfo si trovano in Sardegna (bacino del Sulcis).

COKE. È il combustibile utilizzato negli altiforni per la produzione degli acciai e delle ghise. Deve essere privo di impurezze e produrre poche ceneri affinché non inquina la produzione siderurgica. Si ottiene dalla lavorazione (distillazione) del litantrace.

SCHEDA 1.2 - I combustibili liquidi e gassosi

I **combustibili liquidi** sono di origine organica. Si ritiene erroneamente che il **petrolio** si sia formato in seguito a processi di decomposizione di pesci, insieme ad alghe e piante rimasti sepolti da potenti sedimenti ed in speciali condizioni di temperatura e di pressione. In realtà, pur essendo comunque di origine organogena, il petrolio deriva dagli accumuli, nei sedimenti degli antichi fondali oceanici, delle spoglie di piccoli organismi planctonici indecomposti o solo parzialmente decomposti. In talune condizioni la notevole massa organica inglobata in quei sedimenti, durante i processi di diagenesi, ha subito profonde trasformazioni diventando petrolio. In natura si trova anche il **bitume**, simile ai residui peciosi della distillazione del petrolio; può essere distillato per ricavare combustibili e lubrificanti. I combustibili liquidi sono facili da immagazzinare e da trasportare (un litro di benzina fornisce 11.000 kcal, circa il doppio dell'antracite). Permettono l'alimentazione dei motori a combustione (la benzina, da sola, costituisce circa la metà dei prodotti derivati dal petrolio). La maggior parte della produzione ($30 \div 40 \%$) era degli U.S.A. fino a 60 anni fa, ma grandi produttori, soprattutto nei tempi più recenti, sono anche l'America Latina (essenzialmente Venezuela), Medio Oriente e Russia. Scarsa è la produzione europea ed irrilevante quella italiana. Il petrolio si trova in grandi sacche alla profondità di migliaia di metri, come liquido giallo bruno, verdastro o nero, galleggiante su acque salate e spesso insieme a metano in forte pressione. La perforazione per l'estrazione avviene mediante tubi rotanti portanti all'estremità più scalpelli (trivelle). Sono facilmente sfruttabili i giacimenti nei quali la pressione del metano spinge il petrolio verso l'esterno. Talvolta invece il petrolio impregna il terreno (come soprattutto succedeva in passato) e allora viene estratto con altri metodi.

I **combustibili gassosi**, a differenza di quelli solidi e liquidi, sono di origine sintetica, escludendo il solo metano (CH_4), che si trova in grandi sacche naturali della crosta terrestre, molto spesso insieme a giacimenti di petrolio. I vantaggi dei combustibili liquidi rispetto ai solidi, si possono riferire anche a quelli gassosi rispetto ai liquidi, eccetto la facilità del trasporto; questo tuttavia non è eccessivamente complesso dato che il gas può essere facilmente comprimibile in bombole. I combustibili gassosi producono una fiamma più luminosa (quindi più irraggiante) e più calorica. Il **metano**, in natura, si trova in miscele con piccole quantità di altri idrocarburi ed ha un potere calorifico pari a $12.000 \div 13.000 \text{ kcal/m}^3$. Il suo consumo è in continuo aumento sia nei forni industriali, sia come combustibile vero e proprio. È apprezzato per la completa combustione e l'assenza di fumi. È anche utilizzato come carburante per autotrazione, in miscela per aumentare il potere calorifico dei gas illuminanti e come prodotto importante nell'industria chimica.

La **liquefazione e gassificazione del metano** sono due processi che permettono di trasformare il gas naturale al fine di renderlo trasportabile su lunghe distanze, dove i gasdotti non arrivano. La liquefazione è il processo fisico che porta il metano dallo stato gassoso a quello liquido, riducendo il volume di circa 600 volte rispetto al gas in condizioni atmosferiche. Il metano viene liquefatto mediante una forte riduzione della temperatura e con notevole aumento della pressione. Quindi viene stoccato in grandi serbatoi isolati termicamente e caricato su navi metaniere criogeniche per il trasporto oceanico. Quando la nave metaniera giunge a destinazione (presso un terminale di rigassificazione costiero), il GNL (Gas Naturale Liquefatto) deve essere riportato allo stato gassoso per poter essere immesso nei gasdotti nazionali. La rigassificazione è concettualmente più semplice della liquefazione mediante un processo inverso a quello della liquefazione (aumento della temperatura e riduzione della pressione). Il trasporto

mediante gasdotti costituisce il metodo migliore e più economico per il trasporto del gas dalle aree di estrazione a quelle di consumo, ma non sempre è possibile. Quindi si può ricorrere al trasporto di gas liquefatto, ma con costi molto superiori e con maggiore impatto ambientale.

SCHEDA 1.3 - Il picco del petrolio

Nel 1956 il geofisico americano Mario King HUBBERT formulò una teoria scientifica sull'evoluzione temporale della produzione delle fonti fossili esauribile o fisicamente limitate. Secondo tale teoria gli USA avrebbero raggiunto il proprio picco di produzione petrolifera intorno al 1970, fatto che fu in parte confermato dalle crisi energetiche del 1973 e del 1979. Negli anni successivi furono scoperti nuovi giacimenti e la teoria di Hubbert venne accantonata.

Colin J. CAMPBELL & Jean H. LAHERRÈRE ripresero la teoria di Hubbert e pubblicarono, nel 1998, un articolo su “*Scientific American*” (tradotto in italiano da “*Le Scienze*” con il titolo “*La fine del petrolio a buon mercato*”), considerato una pietra miliare degli studi petroliferi. In questo articolo veniva proposta una panoramica delle riserve petrolifere mondiali e del tasso di scoperte di nuovi giacimenti, arrivando fino alla previsione di un picco di produzione mondiale stimabile intorno al 2010/11. Il modello previsionale proposto dai succitati Autori da allora è stato oggetto di continui aggiornamenti da un network di scienziati e geologi indipendenti (istituzioni europee e università) che, a tale scopo, hanno fondato l’*Association for the Study of Peak Oil & Gas* (ASPO)¹. Alla fine degli anni Novanta del secolo scorso attuale la situazione della produzione di petrolio e di oli combustibili rispetto all'evoluzione nei prossimi decenni era graficamente rappresentata come illustrato in **fig. 1.16**.

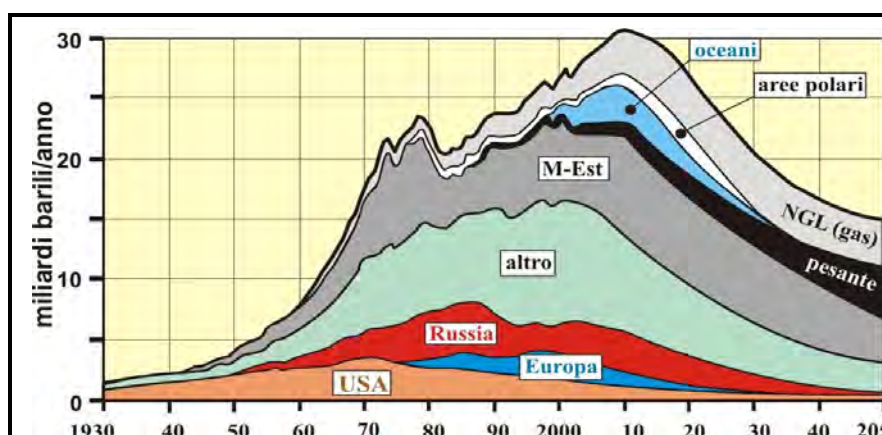


Fig. 1.16 - Il Picco del Petrolio (Peak Oil) è il momento in cui la produzione petrolifera del Mondo raggiunge il suo massimo secondo lo studio proposto da CAMPBELL & LAHERRÈRE (1998). Dopo quel momento, essa avrebbe dovuto declinare con gravi conseguenze sulle disponibilità energetiche.

Tale modello previsionale illustrato dal diagramma è costantemente aggiornato dalla ASPO.

Il picco è già raggiunto, ma si riferisce al petrolio cosiddetto “facile” da estrarre.

Negli anni recenti la tecnologia ha reso possibile lo sfruttamento di nuovi giacimenti di più complessa e costosa estrazione di petrolio di minore qualità, comunque utile per la trasformazione in combustibili utilizzabili. Per tale ragione si ritiene che la situazione di esaurimento debba essere spostata in avanti di diversi decenni (50 ÷ 60 anni per gas e petrolio e oltre un secolo per il carbone, il combustibile fossile più abbondante).

Il mondo, ogni anno, consuma più di 36 miliardi di barili di petrolio (un barile = 160 litri) per una spesa totale di quasi 2.800 miliardi di dollari/anno. Ogni giorno l'umanità brucia o trasforma circa 16,5 miliardi di litri di greggio. Il petrolio è la principale fonte energetica che alimenta il motore dell'economia mondiale. Non esiste alternativa altrettanto versatile, efficiente e (per ora) a relativo basso costo (**tab. 1.9**).

Tab. 1.9 - Ripartizione dei vari utilizzi della risorsa petrolio.		
Settore	Quota %	Tipologia di utilizzo
Trasporto Stradale	45 ÷ 50	Benzina e gasolio per auto, furgoni, camion, ruspe, TIR,...
Petrolchimica	10 ÷ 15	Produzione di plastica, fertilizzanti, gomma sintetica e farmaci.
Aviazione	7 ÷ 8	Carburante Jet Fuel (cherosene) per il trasporto aereo passeggeri e cargo.
Industria e Manifattura	5 ÷ 10	Combustibile per macchinari, lubrificanti industriali e produzione di calore.
Trasporto Marittimo	5 ÷ 7	Olio combustibile pesante e gasolio marino per le grandi navi container.
Residenziale e Agricoltura	5 ÷ 7	Gasolio da riscaldamento e carburante per mezzi agricoli.
Elettricità	1 ÷ 2	Centrali elettriche a olio combustibile.

È petrolio il 31 % di tutta l'energia mondiale; il resto comprende il carbone (26 %), gas naturale (23 %). Rinnovabili quali idroelettrico, solare, eolico, biomasse,... (15 %) e nucleare (5 %).

È petrolio il 90 % di tutta l'energia usata per i trasporti, ma in lieve calo grazie alla migliore tecnologia dei mezzi di trasporto; il resto riguarda l'etanolo, biodiesel elettricità (treni ed auto elettriche) e gas naturale.

¹ <http://www.aspoitalia.it> è il sito web italiano dell'Associazione per lo Studio del Picco del Petrolio. ASPO-Italia è la sezione italiana dell'associazione scientifica il cui scopo principale è lo studio del Picco del Petrolio, delle sue gravi conseguenze sui sistemi ecologici, economici e sociali e della mitigazione di questi effetti. Si occupa inoltre dell'esaurimento delle risorse non rinnovabili, dell'inquinamento, dei cambiamenti climatici e più in generale dei limiti alla crescita economica. ASPO-Italia è formata principalmente, ma non solo, da studiosi ed esperti nei campi dell'energia, delle risorse naturali, dell'economia e dell'ambiente.

Oltre il 70 % del petrolio viene usato per carburanti (con il restante 25 % si produce energia elettrica, riscaldamento, asfalti, materie plastiche, fertilizzanti, prodotti chimici e medicinali).

Quando il petrolio greggio entra in una raffineria, viene “frazionato” in diversi tagli idrocarburici. La composizione media della produzione globale si divide in:

- diesel e gasolio (28 ÷ 30 %) per il trasporto merci pesante, dei mezzi agricoli e del trasporto pubblico;
- benzina (25 ÷ 27 %) principalmente per il parco auto privato mondiale;
- GPL, etano e nafta (18 ÷ 20 %) tagli leggeri che alimentano direttamente i grandi impianti petrolchimici per la sintesi dei materiali; dalla nafta si ricavano le molecole di etilene, propilene e butadiene fondamentali per le plastiche;
- cherosene / jet fuel (7 ÷ 8 %) carburante avio (/per aerei)
- olio combustibile pesante e bitumi (10 ÷ 12 %) residui pesanti della raffinazione, usati per l'asfalto stradale e per le navi cargo transoceaniche.

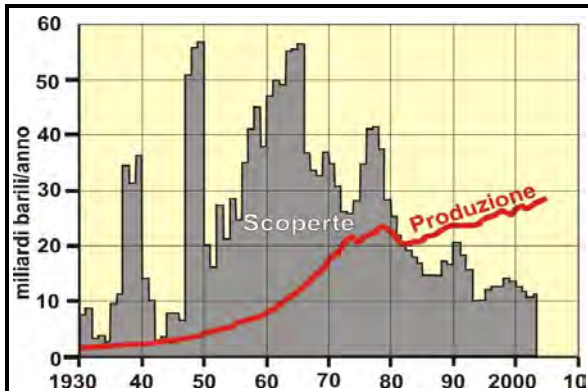


Fig. 1.17 - Le scoperte di nuovi giacimenti di petrolio “facile” (da estrarre e da trasformare) raggiunsero il loro massimo storico verso la metà degli anni Sessanta del secolo scorso. Da allora sono in declino. Dal 1985 si consumava più petrolio di quanto se ne scopriva. Tuttavia, negli ultimi decenni si sono scoperti nuovi giacimenti di petrolio, seppure più “difficile”, ovvero più costoso per l'estrazione e per la lavorabilità e rispetto al quale la disponibilità è garantita anche per i prossimi decenni.

La comunità scientifica ci fornisce una indicazione chiara ed inequivocabile: abbiamo raggiunto il picco nella produzione di petrolio (**fig. 1.16**). Ciò non significa l'esaurimento delle fonti fossili del pianeta, ma petrolio, oli combustibili e gas sono sempre più difficili da “scoprire” e da estrarre (**fig. 1.17**). Nei primi decenni del 1800 era sufficiente una spesa energetica di un barile di petrolio per estrarne almeno 100. Oggi con un barile se ne estrae meno di dieci. Presto si giungerà alla spesa di un barile per ottenerne tre, il minimo remunerativo; se per estrarre, trasportare, raffinare, distribuire un barile di petrolio bisogna bruciarne più di un barile, l'operazione è ovviamente priva di significato economico. Intanto i Paesi emergenti (soprattutto India e Cina) vorranno bruciare quote crescenti di combustibili fossili. Intanto negli ultimi decenni si sono scoperti nuovi giacimenti che dovrebbero consentire la diponibilità di petrolio ancora per lungo tempo. Ciò non significa una contraddizione rispetto a quanto illustrato con le **figg. 1.16** e **1.17** in quanto i nuovi giacimenti riguardano un petrolio di minore qualità e di più difficile e costoso sfruttamento (**scheda 1.4**).

Tale situazione è insostenibile sotto i punti di vista ambientale ed economico ed è causa di forti tensioni internazionali legati al potere sul controllo dell'oro nero. L'umanità, nei prossimi anni, si sta giocando il futuro sul destino del petrolio. **Quella della energia è una delle sfide globali del terzo millennio**, soprattutto per un Paese come l'Italia, fortemente dipendente dalle forniture estere. Purtroppo

“... in Italia quando si parla di politica e di economia... non si capisce in fondo il ruolo dell'energia e della tecnologia nella nostra vita...” Rischiamo *“...di dare loro una collocazione sbagliata nella lista delle priorità. Basta vedere quanto poco il nostro Paese...”* affronta *“...seriamente il problema energetico o di sviluppare la ricerca o di migliorare la qualità dell'istruzione o di alzare il livello tecnologico delle industrie, per affrontare un avvenire pieno di sfide... Questi problemi cruciali non soltanto non vengono affrontati, ma neppure dibattuti seriamente”*. (Piero ANGELA, 2010).

SCHEDA 1.4 - Qualità ed estrazione del “petrolio difficile”

Come sopra illustrato grosso modo nel 2010 è stato raggiunto il “**picco del petrolio facile**” (*Easy Oil*). I nuovi giacimenti di petrolio non sono “laghi sotterranei” facili da perforare; occorre invece estrarre idrocarburi intrappolati in rocce impermeabili, a grandi profondità marine o in pozzi vecchi e quasi esauriti. In sintesi le nuove tecniche sono le seguenti. Inoltre dai nuovi giacimenti si estrae un petrolio di minore qualità, più denso, scuro, quasi catramoso, contenente molecole lunghe e complesse. Per estrarre benzina da questo greggio servono grandi impianti di *cracking* termico o catalitico per spezzare le molecole, richiedendo molta più energia e investimenti. Inoltre spesso contiene maggiore contenuto di zolfo che, negli impianti di raffinazione, tende a corrodere tubi e alterare i catalizzatori chimici (sostanze che innescano e accelerano i processi chimici) e d'altra parte lo zolfo non deve essere presente nei combustibili, in quanto, se bruciato nei motori, genera anidride solforosa con grave inquinamento e favorendo le piogge acide. Nel seguito vengono illustrate le più recenti tecniche di estrazione del cosiddetto “petrolio difficile”.

Giacimenti non convenzionali “shale oil” (olio di scisto) o **“tight oil”** (olio stretto, ovvero “petrolio da formazione compatte”). Si tratta di risorse entro l'interno di rocce argillose o micro-cristalline pochissimo permeabili. Per estrarle si procede a scavare un pozzo che scende verticalmente per chilometri e poi devia a 90 gradi, procedendo in orizzontale dentro lo strato roccioso anche alcuni chilometri, allo scopo di aumentare la superficie di contatto con il giacimento. Quindi si procede con l'iniezione nel pozzo di un fluido di acqua, sabbia e additivi chimici ad altissima pressione. La pressione spacca la roccia creando micro-fessure; la sabbia si incastra in queste crepe per tenerle aperte e permettere al petrolio di fluire verso l'esterno.

Giacimenti marini in acque profonde (*deepwater* e *ultra-deepwater*). Interessano gli oceani (Golfo del Messico, coste del Brasile Africa occidentale,...), a profondità dove le classiche piattaforme ancorate al fondale non possono arrivare. Si utilizzano grandi navi o strutture galleggianti non ancorate rigidamente, ma dotate di sistemi di posizionamento dinamico (elicke guidate

da GPS) che le mantengono stabili sopra il pozzo nonostante onde e correnti. Quindi si procede con robot e testate di pozzo da installare sul fondale oceanico (fino a 2.000 ÷ 3.000 m di profondità). Il petrolio viene prelevato e separato dall'acqua e dal gas direttamente sul fondo prima di essere pompato in superficie.

Recupero e miglioramento del petrolio (EOR - Enhanced Oil Recovery). I metodi tradizionali (quelli che, in massima parte, sfruttano il “petrolio facile”) estraggono ormai solo il 30 ÷ 40 % del petrolio presente in un giacimento. Per sfruttare le riserve restanti nei giacimenti già scoperti, si utilizzano tecniche che modificano le proprietà chimico-fisiche del fluido nel sottosuolo. Si immette vapore surriscaldato o acqua calda nel pozzo; il calore riduce la viscosità del greggio pesante per facilitarne la risalita. Oppure si inietta anidride carbonica (spesso catturata da impianti industriali) o gas naturale; la CO₂ si dissolve nel petrolio, lo fa espandere riducendone la viscosità per spingerlo verso i pozzi di produzione. Infine talora si fa uso di polimeri (per rendere l'acqua di spinta più densa ed efficiente) o tensioattivi (simili a detersivi) che riducono la tensione superficiale, per staccare le microscopiche gocce di petrolio dai pori della roccia.

SCHEDA 1.5 - Le torbiditi

Apparentemente i fenomeni di erosione sembrano esclusivi delle terre emerse ed assenti nei tranquilli e profondi fondali marini. In realtà il paesaggio sottomarino è assai vario, con alcune tipiche morfologie dovute a trasporto solido quale, ad esempio, le **correnti di torbida**. Sulla piattaforma continentale si depositano materiali detritici portati al mare dai fiumi; si formano sedimenti che, con il tempo, possono assumere consistenti potenze. Tali materiali si accumulano, anche in grande quantità, sull'orlo della piattaforma (*shelf*). Essi possono essere notevolmente incrementati in occasione di piene eccezionali che comportano un grande accumulo di detriti, il cui peso diventa sufficiente per farli precipitare lungo la scarpata continentale,

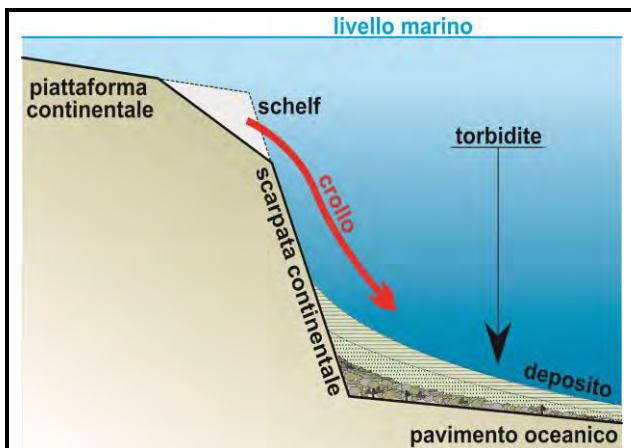


Fig. 1.18 - Le **torbiditi** sono strutture sedimentarie con granulometria variabile da grana grossa in basso e più fine in alto. Sono dovute alla sedimentazione gradata di materiali che si staccano dallo *shelf* e precipitano formando delle “impetuose” **correnti di torbida**, in grado di produrre erosione sui fondali marini.

verso le profondità batiali. L'innesco di questo fenomeno può essere causato da scosse sismiche che alterano un equilibrio già precario dei depositi sullo *shelf*. Si determina una discesa verso le maggiori profondità di una notevole massa di detriti.

I grani di sabbia ed i ciottoli della ghiaia “graffiano” i materiali della superficie della scarpata sulla quale scorrono per gravità erodendola. Si staccano altri frammenti che incrementano il volume del materiale solido in sospensione nell'acqua, anch'essa coinvolta nel movimento verso il basso. Si forma una corrente di torbida simile, per certi versi, ad una sorta di fiume in piena che erode la scarpata producendo delle valli sottomarine. I materiali precipitati lungo la scarpata, giunti su una superficie meno ripida, perdono l'energia cinetica acquisita durante la discesa e iniziano a sedimentare. I clasti di maggiori dimensioni sono i primi a depositarsi sul fondo, quindi decantano via via quelli di granulometria sempre più fine (sedimentazione gradata) fino a formare una struttura sedimentaria denominata **torbidite** (**fig. 1.18**). Le correnti di torbida possiedono, in genere, energia molto elevata e possono anche produrre rotture ai cavi marini telefonici come si è verificato al largo delle coste algerine e canadesi. Le torbiditi possono essere molto estese e la sedimentazione dei materiali più fini può perdurare anche parecchi anni.

SCHEDA 1.6 - Cemento e calcestruzzo (conglomerato), rocce sedimentarie artificiali

Il cemento più diffuso è il **cemento portland**: polvere molto fine (ha l'aspetto di una argilla sciolta) composta da:

- **clinker** (~ 95%), ottenuto dalla cottura ad altissime temperature di rocce naturali;
- **gesso** (~ 5%), solfato di calcio biidrato (CaSO₄·2H₂O); serve a regolare il tempo di presa, impedendo al cemento di indurirsi istantaneamente a contatto con l'acqua.

La produzione di cemento è un processo molto complesso energivoro ed inquinante ed avviene attraverso diverse fasi.

- **Attività di cava.** Vengono estratte grandi quantità di materiali rocciosi, ovvero blocchi di **calcare** (costituite da carbonato di calcio - CaCO₃) per l'80 % e di **argilla** per il 20 %; quest'ultima ricca di silice (SiO₂), allumina (ossido di alluminio - Al₂O₃) e ossidi di ferro.
- **Macinazione.** I materiali così estratti vengono dosati e macinati fino ad uno stadio molto fine, paragonabile ad una polvere molto sottile denominata “farina grezza”.
- **Cottura.** La farina grezza viene cotta in un enorme forno (lungo anche 150 m) ove compie un percorso, in una prima fase a 900 °C che comporta la decarbonizzazione, un processo che trasforma il calcare (CaCO₃ → CaO + CO₂), ovvero in ossido di calcio (calce viva) e anidride carbonica (che si allontana). Man mano che il materiale avanza lungo il forno si arriva ad una temperatura che sfiora i 1.500 °C; in tali condizioni la calce reagisce con la silice e l'allumina dell'argilla con conseguente formazione di particolari sostanze, soprattutto *silicati* quali alite (3CaO·SiO₂ che contribuisce alla resistenza meccanica nei

primi giorni di utilizzo) e belite ($2\text{CaO}\cdot\text{SiO}_2$ che garantisce la resistenza meccanica a lungo termine) oltre ad altre come l'alluminato ($\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{O}_6$) e la celite (dalla formula chimica complessa $4\text{CaO}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3\cdot\text{Fe}_2\text{O}_3$) che facilitano i processi chimici di fusione nel forno e quindi l'agglomerazione in piccoli noduli grigi e molto duri, ovvero una sorta di sabbia o ghiaia fine costituente il succitato **clinker**.

- **Raffreddamento e macinazione finale.** Il clinker, caldissimo appena uscito dal forno, viene prima raffreddato velocemente per preservare le strutture cristalline dei silicati appena formati, quindi viene finemente macinato con l'aggiunta di gesso in piccole frazioni fino ad arrivare allo stato di una finissima polvere chiusa in appositi sacchi da destinare al mercato quale prodotto finale.

Il cemento può essere mescolato con acqua e sabbia per ottenere la **malta** usata, per esempio, per legare i mattoni o per gli intonaci). Se ad essa si aggiunge ghiaia si ottiene il **calcestruzzo**, usato per le grandi costruzioni (**tab. 1.10**).

Tab.1.10 - Distinzione tra cemento e calcestruzzo.		
	Cemento	Calcestruzzo (o Calcestruzzo Armato)
Definizione	Legante idraulico in polvere.	Materiale composito (una sorta di roccia artificiale).
Componenti	Clinker e gesso macinati.	Cemento + acqua + sabbia + ghiaia/pietrisco (+ eventuale acciaio per il calcestruzzo armato).
Funzione	collante chimico	Materiale strutturale con cui si realizzano edifici, ponti, strade,...
Utilizzo	Non si usa da solo per scopi strutturali (fessurerebbe e si ritirerebbe drasticamente). Si mescola con acqua e sabbia per formare la malta.	Con esso si riempiono le casseforme per assumere la forma strutturale desiderata e indurire.

Riassumendo se mescoliamo cemento, acqua, sabbia e ghiaia otteniamo calcestruzzo semiliquido, una sorta di fango molto mobile che viene “gettato” all'interno di un “cassone” (generalmente realizzato con assi di legno) con forma e dimensioni a modello della struttura che si sta costruendo (un muro molto spesso, un'ampia colonna, una diga,...). Nel tempo (ore o giorni) il calcestruzzo si asciuga diventando duro e più o meno rigido. Ma quella asciugatura non è una semplice evaporazione. Quando il cemento entra in contatto con l'acqua si avvia un processo di idratazione, ovvero si formano nuovi composti che si legano tra loro facendo indurire la miscela. Tale processo è un insieme di reazioni esoergoniche, quindi con conseguente produzione di calore che, all'interno di una struttura di grandi dimensioni (per esempio il muro di una diga), che non consente una facile liberazione di energia verso l'esterno, può comportare incrementi di temperatura fino a $60 \div 70^\circ\text{C}$. La differenza termica tra il nucleo caldissimo e l'esterno fresco provoca tensioni meccaniche che possono causare gravi fessurazioni strutturali. Per ovviare a questo, si utilizzano cementi speciali a basso calore di idratazione (es. con aggiunta di sostanze particolari) o si inseriscono tubi di raffreddamento interni durante il getto.

Tab. 1.11 - Confronto tra il moderno cemento portland e quello antico dei romani.		
	Cemento portland moderno	Cemento romano antico
Temperatura di cottura	$\sim 1.450^\circ\text{C}$ (elevate emissioni di CO_2).	$\sim 900^\circ\text{C}$ (più ecologico all'origine).
Tempo di presa	Rapido (ore). Consente ritmi di costruzione industriali.	Lento (settimane/mesi). Tempi incompatibili con i cantieri moderni.
Resistenza meccanica iniziale	Molto alta (già dopo un mese).	Molto bassa nelle prime fasi.
Presenza di armatura metallica	Calcestruzzo armato, per resistere a trazione.	L'acciaio non era utilizzato; le strutture si assestavano con il peso (archi, cupole).
Durata nel tempo	Limitata ($50 \div 100$ anni). La corrosione dell'acciaio interno ne limita la durata.	Millenaria (anche oltre 2.000 anni). Privo di metallo che arrugginisce, continua a mineralizzarsi nel tempo.

È interessante citare il calcestruzzo utilizzato degli antichi Romani (*opus caementicium*) considerando il fatto che le loro opere (come il Pantheon, intatto da quasi duemila anni o i moli marini antichi) resistono molto bene nel tempo e all'acqua di mare, mentre le strutture moderne mostrano segni di degrado dopo pochi decenni. Ciò dipende dalle diverse caratteristiche dei due tipi di cemento (**tab. 1.11**):

- **cemento portland moderno**; si ottiene mediante, come sopra illustrato, cottura ad altissima temperatura (1450°C) di calcare e argilla per ottenere silicati di calcio anidri molto reattivi.
- **cemento romano antico**; si ottiene mescolando calce aerea (ottenuta cuocendo calcare a temperature di $\sim 900^\circ\text{C}$, successivamente inaffiata con acqua per ottenere idrossido di calcio “ $\text{Ca}(\text{OH})_2$ ” con pozzolana, una sabbia vulcanica speciale, ricca di silice e allumina, cavata principalmente nella zona dei Campi Flegrei o intorno a Roma.

Il calcestruzzo moderno (portland) ha una durata limitata, difficilmente oltre il secolo, a causa soprattutto della presenza dell'acciaio. Esso resiste molto bene alla compressione, molto meno alla trazione. Per tale motivo viene “armato” con barre di acciaio. Quando l'umidità e l'ossigeno penetrano anche minimamente nel calcestruzzo, l'acciaio arrugginisce, si espande e altera il copriferro esterno (*spalling*), degradando la struttura. Le strutture romane, non avevano armature metalliche. Erano progettate geometricamente per lavorare prevalentemente a compressione. Recenti studi hanno evidenziato la presenza nel calcestruzzo romano di piccoli grumi di calce non perfettamente miscelati; quando nel calcestruzzo romano si forma una microfessura, l'acqua

piovana penetra e scioglie questi grumi i quali ricristallizzano entro la fessura come carbonato di calcio, auto-riparando il materiale e quindi, anche per tale ragione, molto duraturo nel tempo.

La produzione del cemento è una delle attività industriali a maggiore impatto negativo per il pianeta. Oltre al grave problema dovuto alle operazioni di cava per l'estrazione di calcare e argilla, l'industria del cemento è responsabile di circa il 7 ÷ 8 % delle emissioni globali di anidride carbonica. Se la produzione di cemento fosse una nazione, sarebbe il terzo emettitore mondiale di gas serra, subito dopo la Cina e gli Stati Uniti. In sintesi risultano i seguenti problemi:

- i miliardi di tonnellate di CO₂ immessi annualmente nell'atmosfera intensificano l'effetto serra, contribuendo a incrementare l'innalzamento delle temperature globali;
- oltre alla CO₂, i forni ad alta temperatura rilasciano ossidi di azoto (NO_x), biossido di zolfo (SO₂) e polveri sottili (PM₁₀ e PM₂₅), che compromettono la qualità dell'aria nelle aree limitrofe ai cementifici;
- la produzione richiede enormi quantità di materie prime (calcare, argilla, gesso); ciò comporta l'azione di grandi cave a cielo aperto, con conseguente distruzione di habitat naturali, alterazione del paesaggio e impatto sulle biodiversità locali;
- l'intera filiera ha un'impronta idrica notevole, spesso concentrata in aree già soggette a stress idrico.

Ron MILO, del Dipartimento di Scienze delle Piante e dell'Ambiente presso il Weizmann Institute of Science in Israele, nel 2020 ha pubblicato, sulla prestigiosa rivista scientifica Nature, uno studio sul “*global human-made mass exceeds all living biomass*” (la massa prodotta dall'uomo a livello globale supera tutta la biomassa vivente). I calcoli indicano che il punto di pareggio e il successivo sorpasso (il *crossover point*) sia avvenuto nel 2020 (con un margine di errore stimato di circa +/- 6 anni). In quell'anno la biomassa globale complessiva (calcolata al netto dell'acqua - peso secco) risultava ~ 1.100 gigatonnellate (1.100 miliardi di tonnellate), mentre la massa antropogenica globale complessiva risultava ~1.154 gigatonnellate rispetto alla quale il peso del cemento (e del calcestruzzo) rappresenta quasi il 48 % (**fig. 1.19**).

Tra l'altro è interessante notare che, secondo lo studio succitato, la sola massa della plastica prodotta globalmente supera il peso complessivo di tutti gli animali terrestri e marini messi insieme.

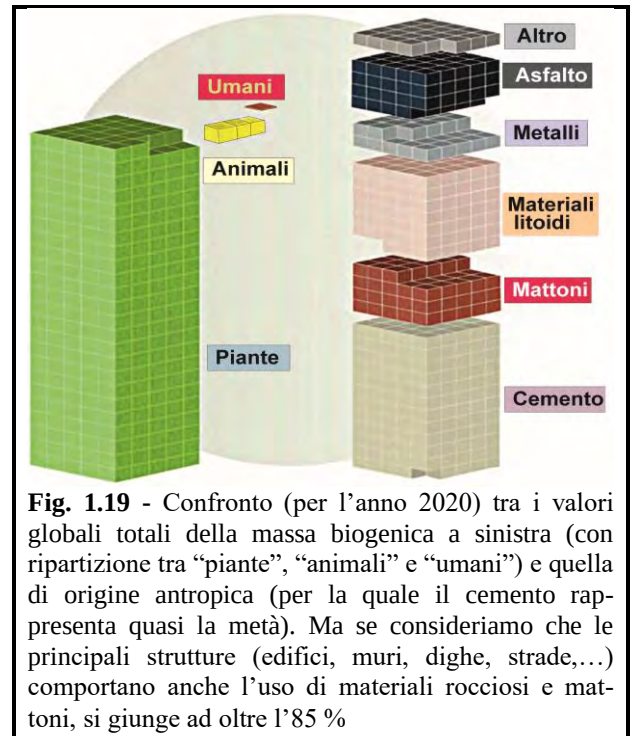


Fig. 1.19 - Confronto (per l'anno 2020) tra i valori globali totali della massa biogenica a sinistra (con ripartizione tra “piante”, “animali” e “umani”) e quella di origine antropica (per la quale il cemento rappresenta quasi la metà). Ma se consideriamo che le principali strutture (edifici, muri, dighe, strade,...) comportano anche l'uso di materiali rocciosi e mattoni, si giunge ad oltre l'85 %

2 - ELEMENTI DI PALEOECOLOGIA

2.1 - Definizione di ecologia

Il termine **ecologia** deriva dal greco *oikos*: “casa” o “posto per vivere”. L’ecologia è lo studio degli organismi nella loro casa, anche definita come lo studio delle relazioni fra organismi o gruppi di organismi ed il loro ambiente e tenta di definire l’insieme dei fenomeni e relazioni che caratterizzano sistemi molto complessi. Nello stagno, per esempio, avvengono processi di sedimentazione che, nel tempo, portano al suo riempimento. I materiali che si depositano sul fondo hanno caratteri che dipendono da quelli fisici e chimici delle acque e soprattutto dagli apporti di detriti minerali ed organici dagli ambienti circostanti. La presenza di organismi, solitamente rigogliosa, costituisce l’aspetto più rilevante ed arricchisce i sedimenti di sostanza organica. La presenza di quegli organismi, sia come quantità, sia come composizione di specie, dipende dai caratteri fisici e chimici delle acque e questi a loro volta dipendono anche dal clima della regione nella quale si trova quello stagno. Il clima a sua volta influenza la composizione della vegetazione che si trova intorno al bacino, nell’ambito della quale trovano rifugio animali che si nutrono di prede che trovano nell’acqua. È un insieme di relazioni il cui elenco sembra senza fine, ma che, man mano che vengono studiate, consentono di ottenere un quadro generale sempre più attendibile di quell’ambiente.

Con la **paleoecologia** si introduce un parametro in più: il **tempo**. Essa ha lo scopo di studiare le situazioni che si sono verificate nel passato, spesso definibili solo in modo relativo, sulla base di elementi talvolta molto frammentari (resti di animali e di vegetali, tracce di organismi e di fenomeni fisici,...), per ricostruire la storia degli ambienti che si sono succeduti in un dato luogo. La principale chiave di lettura del paleontologo è rappresentata dai **fossili**, resti di organismi, o loro tracce, vissuti nel passato (**scheda 2.1**). Purtroppo essi, quando vengono alla luce (**fig. 2.1**), sono quasi sempre frammenti di parti mineralizzate che richiedono spesso difficili interpretazioni.

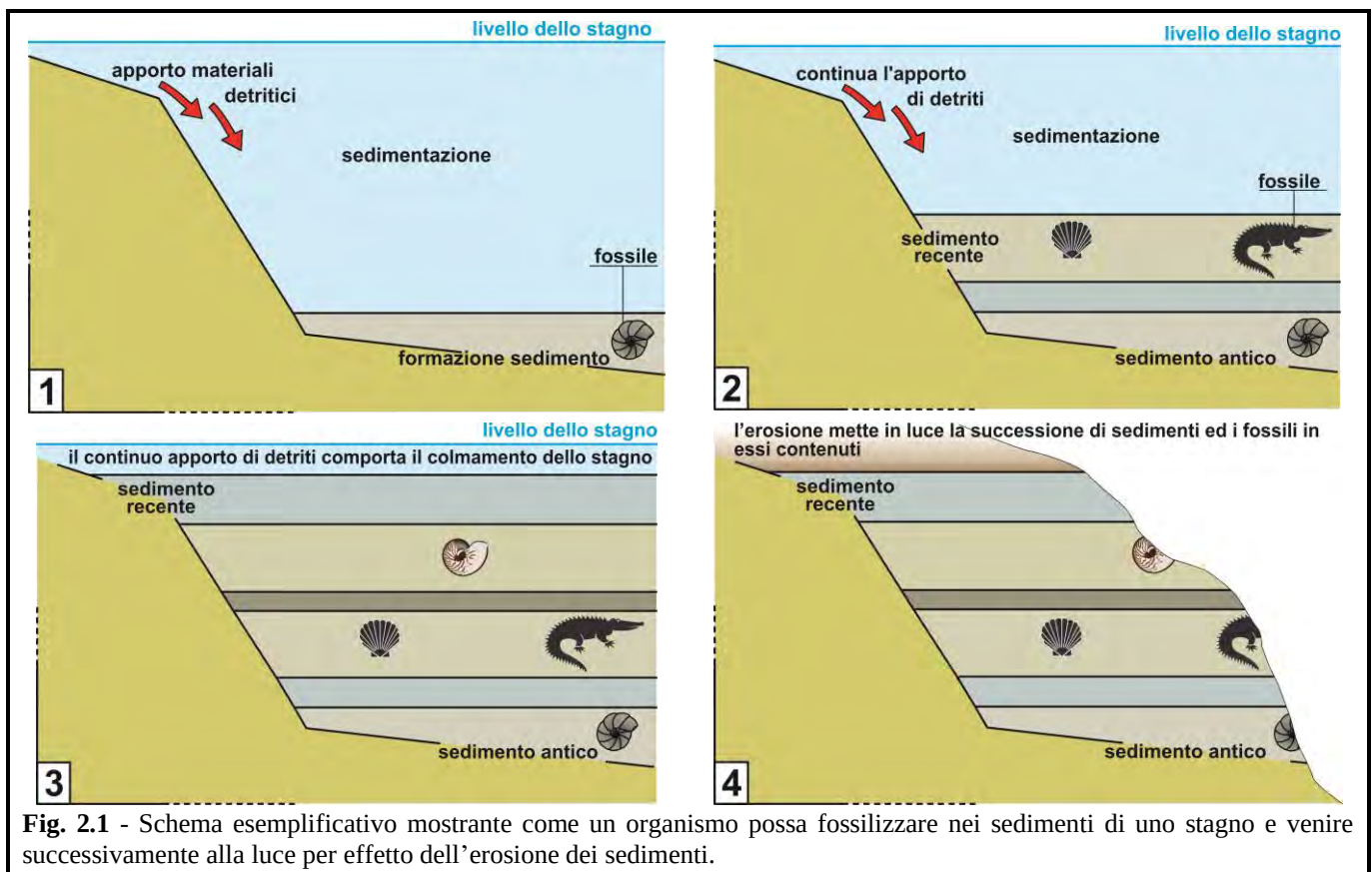
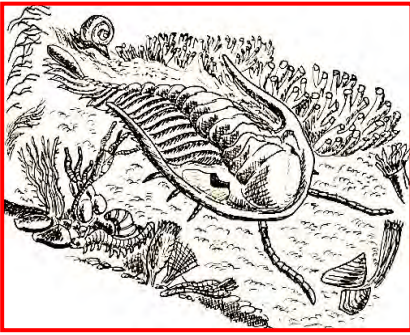


Fig. 2.1 - Schema esemplificativo mostrante come un organismo possa fossilizzare nei sedimenti di uno stagno e venire successivamente alla luce per effetto dell’erosione dei sedimenti.

La documentazione paleoecologica è assai più ampia per gli organismi dotati di parti scheletriche che meglio si conservano nel tempo. Inoltre la fossilizzazione è il risultato di una serie di processi (quelli che consentono ai resti degli organismi di conservarsi nei sedimenti) che si verificano in modo diverso a seconda degli ambienti. Nella prospettiva “tempo” infine, bisogna considerare che gli organismi non sono identici ed immutabili, ma sottoposti a “trasformazioni” dovuti all’evoluzione. Sulla base dei dati ricavati dall’esame dei fossili, si tenta di stabilire le relazioni fra gli antichi organismi e fra essi e l’ambiente, in un dato luogo ed in un determinato tempo. A tal fine molto utile è lo studio dei sedimenti che inglobano i fossili; le loro caratteristiche rispecchiano infatti le condizioni ambientali del momento di deposizione.



A sinistra è la ricostruzione del Trilobite *Olenus* nel suo ambiente. A destra un gruppo di trilobiti incastonati in una arenaria. Sono un gruppo di Artropodi (di cui fanno parte Crostacei, Insetti, Ragni,...) abbondantemente distribuito nel Paleozoico, con numerose specie. Di dimensioni di $3 \div 15$ cm, avevano il capo ripartito in tre parti e guscio mineralizzato e chitinoso; pre-valentemente bentonici erano ampiamente diffusi in tutti gli ambienti marini.



Alla fine del Cambriano, una profonda crisi ridusse fortemente il gruppo, ma che si riprese con nuove varietà, fino alla loro scomparsa al termine del Permiano (~ 250 milioni di anni fa). I Trilobiti si diversificano in molte forme, facilmente riconoscibili e per definiti intervalli cronologici; pertanto sono fossili guida del Paleozoico, avendo ampia diffusione geografica e netta presenza temporale. Il loro rinvenimento è utile per datare e correlare temporalmente le successioni rocciose del Paleozoico.

Lo studio del passato geologico di un'area permette di meglio interpretare il suo stato attuale, in quanto prodotto finale di una evoluzione fisica e biologica avvenuta in tempi dell'ordine di migliaia o di milioni o di centinaia di milioni di anni. Sappiamo infatti che la forma del paesaggio non è immutabile, ma deriva dall'interazione, in momenti diversi e con intensità differenti, di molteplici fattori che si manifestano sotto forma di processi disaggregatori oppure di accumulo, in un continuo dinamico succedersi di eventi modificatori del paesaggio che solo raramente e per brevi periodi raggiungono situazioni di equilibrio. Tutto ciò dipende dalle condizioni fisiche e chimiche e della struttura del substrato e dal tipo di associazioni biologiche presenti. *La storia geologica di una regione è anche la storia della successione di ambienti naturali che l'hanno caratterizzata nel tempo.*



In Brasile è presente un vasto ed importante giacimento sedimentario costituito da calcari, probabilmente depositati sul fondo di un grande lago; al loro interno sono presenti fossili del Permiano (~ 250 milioni di anni fa), fra i quali resti di rettili adatti alla vita anfibia e bentonica, precursori dei grandi sauri che dominarono la vita sulla Terra nelle epoche successive. Si alimentavano con crostacei e piccoli pesci che venivano predati grazie al lungo muso e sottili denti aguzzi. Nell'immagine è rappresentata la specie denominata *Stereosternum tumidum*.

La paleontologia ed in particolare la paleoecologia, comprende le ricerche utili a ricostruire le condizioni ambientali in un determinato luogo durante un certo tempo geologico. Tale ricostruzione si basa sulla interpretazione dei fossili e dei caratteri litologici delle formazioni sedimentarie che li contengono, facendo riferimento anche a quanto oggi è noto sui rapporti fra gli organismi e gli ambienti attuali. Il paleontologo utilizza le moderne conoscenze dell'ecologia per interpretare, in base a scarsi dati disponibili, situazioni analoghe del passato. Un esempio è dato dalle descrizioni degli ambienti di sedimentazione nel precedente capitolo, supponendo che gli attuali meccanismi di formazione dei depositi siano analoghi a quelli del passato.

La ragione per cui si accetta l'ipotesi che i modelli di relazione fra le comunità di organismi ed il loro ambiente, che sono alla base dell'ecologia, possano essere validi anche per il passato, si basa sul presupposto che, nel tempo, le modalità con le quali si manifestarono gli eventi naturali non erano sostanzialmente differenti da quelli attuali (teoria dell'**attualismo**). Se abbiamo l'impressione che in tempi a noi lontani, nel corso della storia della Terra, si siano succedute profonde e repentine modificazioni fisiche e biologiche, tali da farcele apparire come eventi catastrofici come, per esempio, sosteneva il naturalista francese George CUVIER (1769 ÷ 1832), è perché vediamo la proiezione nel tempo di fenomeni che ebbero lunghe durate, corrispondenti a milioni di anni. Nella realtà spesso ci troviamo di fronte, da una parte, a serie di strati di notevole potenza formati in tempi relativamente brevi e dall'altra, a serie di strati di potenza ridotta, magari formati in tempi molto più lunghi e nei quali leggiamo, attraverso le associazioni dei fossili, una sorta di storia condensata. Fenomeni apparentemente insignificanti, se si succedono per parecchio tempo, assumono un ruolo determinante nella trasformazione di un ambiente. Si pensi ai fenomeni responsabili dell'erosione e del modellamento dei rilievi ed il conseguente accumulo di detriti a valle che, se prolungati nel tempo, sono in grado di riempire bacini anche di grandi estensioni.

Nei monti Lessini (tra le province di Verona e Vicenza) e precisamente presso *Bolca di Vastenanuova*, è presente uno dei più importanti siti paleontologici a livello mondiale. In quell'area, nell'eocene (circa 50 milioni di anni fa), si trovava il margine costiero del grande mare della Tetide (di cui l'attuale Mediterraneo rappresenta un residuo). Era un ambiente con acque relativamente calde e costellate di atolli corallini, ricchi di vita, con numerosissime specie vegetali e animali. Nelle rocce sedimentarie che si sono originate sui fondali di quell'antico mare sono presenti numerosi fossili, molto spesso ben conservati ed il cui studio ha permesso di ricostruire le caratteristiche e l'evoluzione di quell'ambiente marino. L'area più ricca di fossili del sito paleontologico di Bolca è l'antica cava della Lastrara, poi denominata "*pesciara*" perché in essa sono stati rinvenuti e classificati resti di pesci appartenenti a ben 200 specie. Alcuni reperti sono perfettamente conservati. Nell'immagine è rappresentato il *Ceratoichthys pinnatiformis*, uno degli esempi più spettacolari.



2.2 - La biocenosi

La **popolazione** è un gruppo di organismi vegetali o animali della stessa specie (o di individui fra i quali esiste la possibilità di scambio genetico) che occupano una determinata area, con caratteristiche tipiche del gruppo e non dei singoli individui. La **biocenosi** (o **cenosi** o **comunità biotica**) è l'insieme di popolazioni che vivono in una determinata area o habitat fisico; cioè l'insieme di tutti gli organismi presenti in un determinato ambiente ed in equilibrio dinamico con lo stesso. Tale equilibrio non costituisce un sistema immutabile, ma si modifica nel tempo, al variare anche di una sola delle sue componenti, fisiche o biotiche. In un dato momento della storia evolutiva gli organismi sono adattati all'ambiente in cui vivono con uno stretto legame di interdipendenza.



L'**ambra** è un insieme di resine fossilizzate. Esse sono secrete dalle conifere (pini, abeti, larici,...); È un materiale amorfo, traslucido e semitrasparente, con tenui colori dal giallo all'arancio e al brunorossiccio. Appena secreta dalle piante è appiccicosa ed in essa possono rimanere imbrigliati resti vegetali e/o di animali e spesso i corpi interi di insetti e di ragni che vengono inglobati e perfettamente conservati. Le piante ed in particolare le loro parti con le masserelle di ambra possono entrare a far parte di sedimenti e diventare fos-



sili. I processi di diagenesi, che comportano la trasformazione da sedimenti in rocce sedimentarie, provocano l'indurimento dell'ambra, facendola diventare simile a pietre, all'interno delle quali, per trasparenza, si possono talora osservare i resti ben conservati dei piccoli organismi che vivevano nell'epoca durante la quale l'ambra stessa fu secreta dalle piante.

L'adattamento può essere morfologico, fisiologico ed etologico, sia a livello di individuo (per esempio singoli organismi di una specie possono tollerare maggiori variazioni ambientali di determinati parametri fisici o chimici), sia a livello di specie, oppure di gruppo sistematico più ampio. Un esempio di adattamento morfologico, a livello di individuo, è quello del *Cardium* (Mollusco Bivalve frequente sulle nostre coste). Gli individui delle popolazioni che vivono in mare, in condizioni di normale salinità, raggiungono maggiori dimensioni; quelli delle popolazioni della stessa specie presenti in ambienti lagunari, soggetti a forti variazioni di salinità, sopravvivono raggiungendo dimensioni minori e con una conchiglia di minor spessore. Similmente le patelle (Molluschi Gasteropodi), che vivono attaccate agli scogli nella zona litorale, presentano una certa variabilità adattativa nell'ambito della specie. Gli individui che vivono sulle scogliere battute più violentemente dalle onde, hanno un guscio spesso, adatto a resistere alla violenza del moto ondoso e quasi completamente privo di ornamentazioni, in modo da offrire minor resistenza all'acqua. Al contrario gli individui che vivono sulle scogliere meno battute dalle onde, hanno conchiglia più sottile, con contorno più frastagliato e con ornamentazioni a coste più evidenti.

Analizzando organismi attuali e fossili appartenenti a gruppi sistematici anche lontani tra loro (famiglia, ordine, classe) si possono notare delle *convergenze morfologiche* acquisite nel corso dell'evoluzione. Queste sono spesso dovute a progressive modificazioni sollecitate dall'ambiente o da un particolare bisogno fisiologico. Le acquisizioni di certe caratteristiche morfologiche funzionali sono state realizzate per vie diverse; pertanto la

convergenza può manifestarsi sia tra gruppi vissuti o che vivono contemporaneamente, sia tra quelli che hanno occupato, in momenti successivi della storia della Terra, la stessa nicchia ecologica. L'esempio forse più noto è rappresentato dalla forma del corpo affusolata e adatta al nuoto in almeno quattro gruppi di vertebrati, non solo molto lontani sistematicamente, ma comparsi in epoche successive e con storie evolutive assai differenti: Selacei, Pesci ossei, ittiosauri, delfini, a cui potremmo aggiungere anche i pinguini.



Nell'immagine di sinistra è rappresentata una serie di denti fossili dell'*Helicoprion*, tra i primi grandi squali apparsi sulla Terra: visse dal carbonifero (~ 280 milioni di anni fa) fino al triassico (~ 225 milioni di anni fa). I primi rinvenimenti di questo fossile avevano indotto i paleontologi ad ipotizzare che si trattasse di una specie di ammonite. A differenza degli squali moderni, che una volta perso un dente viene sostituito immediatamente da un altro, l'*Helicoprion* non perdeva i denti, che invece crescevano (man mano che si formavano) costituendo una specie di spirale. Tale ipotesi non è del tutto confermata; probabilmente quell'antico squalo doveva avere un aspetto temibile (ricostruzione a destra).



Ogni specie animale e vegetale, in funzione delle sue capacità di adattamento, possiede una certa tolleranza per le variazioni delle condizioni ambientali. Non esistono però organismi in grado di vivere in due ambienti opposti come quelli, per esempio, dei ghiacci polari e delle foreste equatoriali. Le specie che possiedono un'ampia tollerabilità hanno una distribuzione geografica molto ampia (*cosmopolite*); sono poco specializzate ed hanno realizzato meccanismi, detti di *seclusione*, che consentono loro di sopportare, entro certi limiti, ampie variazioni delle condizioni ambientali. Altre specie hanno tollerabilità limitata, sono molto specializzate e in genere confinate entro ambienti arealmente limitati. Un esempio è rappresentato dagli insetti cavernicoli, dei quali ogni specie abita una sola grotta; è sufficiente una piccola variazione delle condizioni ambientali per votare tali organismi all'estinzione. Quando si arriva ad un così elevato grado di specializzazione e quindi ad una bassa tolleranza nei confronti delle variazioni delle condizioni ambientali, la specie non è più "plastica" e perciò ha poche possibilità di successo evolutivo, cioè di conservarsi, pur modificandosi, nelle epoche successive.

Nello studio degli ecosistemi attuali e del passato, è importante comprendere l'interdipendenza tra le forme di adattamento caratteristiche degli organismi del presente o riconoscibili nei fossili e le condizioni che le hanno determinate. Altrettanto importanti sono i meccanismi di relazione fra gli organismi che costituiscono una comunità. Ogni individuo infatti, oltre che dall'ambiente fisico, dipende anche dal resto della cenosi con la quale convive attraverso una serie di relazioni, alcune delle quali sono brevemente descritte nella **scheda 2.2**. La **scheda 2.3** riporta le definizioni dei termini più frequentemente utilizzati nell'ecologia.

2.3 - La tanatocenosi

Le relazioni fra gli organismi e l'ambiente sono aspetti molto importanti sui quali l'ecologo deve indagare per ottenere un quadro attendibile sul tipo di interazione fra la biocenosi e l'ambiente fisico. Ciò vale anche per il paleoecologo che, nel tentativo di ricostruire gli ambienti del passato, incontra delle difficoltà derivate, come succitato, dal fatto che non vi è una corrispondenza semplice e diretta tra la biocenosi originaria (la comunità vissuta in passato) e ciò che di essa è rimasto come fossile nei sedimenti.

L'*insieme di tutti i fossili che si trovano in un sedimento in un determinato luogo* è la **tanatocenosi**. Biocenosi è il termine per indicare gli organismi che popolano un determinato ambiente; solo una parte di essa (a volte nulla) è conservata allo stato fossile nel sedimento, mentre possono aggiungersi elementi estranei trasportati dopo la morte. Nella maggior parte dei casi non ci sono rapporti diretti tra una antica biocenosi e la corrispondente tanatocenosi (**fig. 2.2**). Per passare dalla prima alla seconda, cioè dal momento in cui un organismo muore e quello in cui i suoi resti subiscono i processi di fossilizzazione, può avvenire un *trasporto post-mortale*: i resti di un organismo vengano sepolti in un ambiente completamente diverso rispetto a quello in cui viveva l'organismo stesso. Il trasporto post-mortale è il più importante fattore di alterazione delle tanatocenosi rispetto alle biocenosi originarie.

Occorre distinguere, in una tanatocenosi, gli *elementi autoctoni* (la parte dei resti di organismi che si sono conservati in loco), sui quali ci si basa per definire l'ambiente, dagli *elementi alloctoni* (deposti nello stesso ambiente, ma provenienti da altre biocenosi in seguito a trasporto post-mortale). Per esempio il vento può

trasportare, anche da molto lontano, foglie, semi, insetti in stagni e paludi; succede così che, in certi ambienti palustri, insieme a fossili autoctoni, come i pesci, si trovano spesso resti di vita continentale.

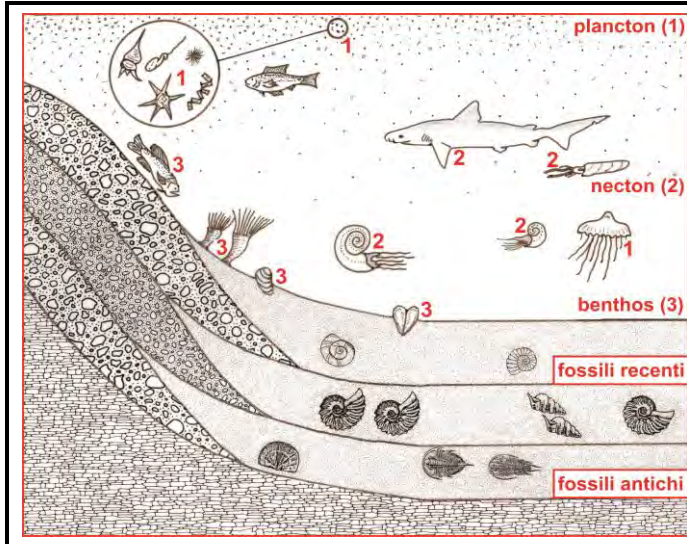


Fig. 2.2 - Nel mare è possibile distinguere l'ambiente pelagico (dove la biocenosi è costituita dal **plancton** e dal **necton**) e l'ambiente bentonico (dove la biocenosi è costituita dal **benthos**). I sedimenti contengono resti di organismi vissuti nel passato (tanatocenosi) che, probabilmente, costituiscono un insieme di due biocenosi che, un tempo, hanno abitato ambienti diversi (pelagico e bentonico). Fra essi inoltre potrebbero esservi resti di organismi trasportati da altri ambienti. Ciò dimostra che non sempre esiste una relazione diretta e semplice tra biocenosi del passato e tanatocenosi.

Un fiume, quando sfocia in mare, in prossimità del delta o immediatamente più al largo, scarica materiale detritico prevalentemente fine. In occasione di piene, quando maggiore è il trasporto solido, possono finire in mare, trascinati dalle acque, resti di vita continentale (carcasse di animali, tronchi,...) che possono fossilizzarsi nei depositi marini insieme a quelli autoctoni.

Le frane sottomarine sono fenomeni che portano alla sedimentazione, in ambiente batiale, di materiali detritici precipitati dallo shelf. Il detrito così franato, di composizione eterogenea e talvolta contenente fossili tipici di ambienti poco profondi, si deposita sopra al fango contenente fossili planctonici di origine pelagica. Sulle torbiditi sedimenta successivamente altro fango. Per effetto di ulteriori accumuli sul bordo della scarpata, si può verificare, in seguito, una nuova frana che verrà successivamente coperta da sedimenti di ambiente batiale. Questa successione di fenomeni porta alla formazione di una alternanza di depositi di ambiente batiale, contenenti fossili autoctoni e strati di accumuli rimaneggiati originatisi primitivamente in ambiente litorale e perciò contenenti fossili alloctoni.

Dagli esempi succitati si capisce che i fossili autoctoni derivano da forme bentoniche; Gli altri organismi subiscono, in genere, almeno uno spostamento verticale scendendo verso l'area di sedimentazione, ove esistono possibilità di fossilizzazione. Tra i bentonici, quelli sessili hanno le maggiori probabilità di fossilizzarsi in situ. I fossili alloctoni invece hanno subito un trasporto di qualche genere, magari limitato semplicemente alla caduta verticale sul fondo del mare. In molti casi il trasporto post-mortale comporta una selezione ed una orientazione del materiale trasportato; sono prove importanti dell'alloctonia, unitamente ad eventuali danni di origine meccanica.

Il paleontologo possiede conoscenze sistematiche degli organismi in generale e dei fossili in particolare. Le classificazioni botaniche e zoologiche tengono conto anche delle forme fossili, in quanto esse sono gli "antenati" degli attuali viventi. Perciò la paleontologia sistematica integra la classificazione generale, ma raramente si occupa dei gruppi di organismi che, privi di parti solide, hanno lasciato solo eccezionalmente tracce di sé. Un esempio è dato dai microrganismi, la maggior parte dei quali non è rimasta fossilizzata. Eppure la loro importanza nel regolare i cicli della materia e dell'energia negli ecosistemi è fondamentale. La loro presenza e le loro attività, negli ambienti del passato, si deducono dalle ricostruzioni paleoecologiche, anche grazie alle scoperte ed alle tecniche proprie della moderna ecologia. A parte qualche eccezione è quasi impossibile proporre immagini di microrganismi del passato; tuttavia essi non dovevano essere molto diversi da quelli attuali, in una moltitudine di forme di cui quelle in **figg. 2.3** e **2.4** sono una frazione minima.

2.4 - Stratigrafia e concetto di facies

Negli ambienti marini e nei laghi, gli organismi sessili, endobionti ed epibionti, hanno maggiori probabilità di fossilizzare nel luogo in cui vivevano. Tutti gli altri (pelagici, planctonici, nectonici) possono essere trasportati e quindi diventare alloctoni. La conoscenza della biologia degli organismi del passato è alla base di qualsiasi ricostruzione ambientale. Ma non tutti gli individui che vissero un tempo hanno rappresentanti attuali e la loro interpretazione è difficile. Ci si deve basare su altri elementi; per esempio la presenza di fossili orientati nella stessa direzione e delle stesse dimensioni presuppone l'intervento di azioni meccaniche e può essere indizio di alloctonia.

Più semplice è interpretare quegli organismi simili ai corrispondenti viventi. Di questi conosciamo infatti la biologia ed i loro rapporti con l'ambiente; trovando quei fossili in un determinato sedimento, è più semplice dedurre, dalla loro presenza, il tipo di ambiente al momento della loro morte.

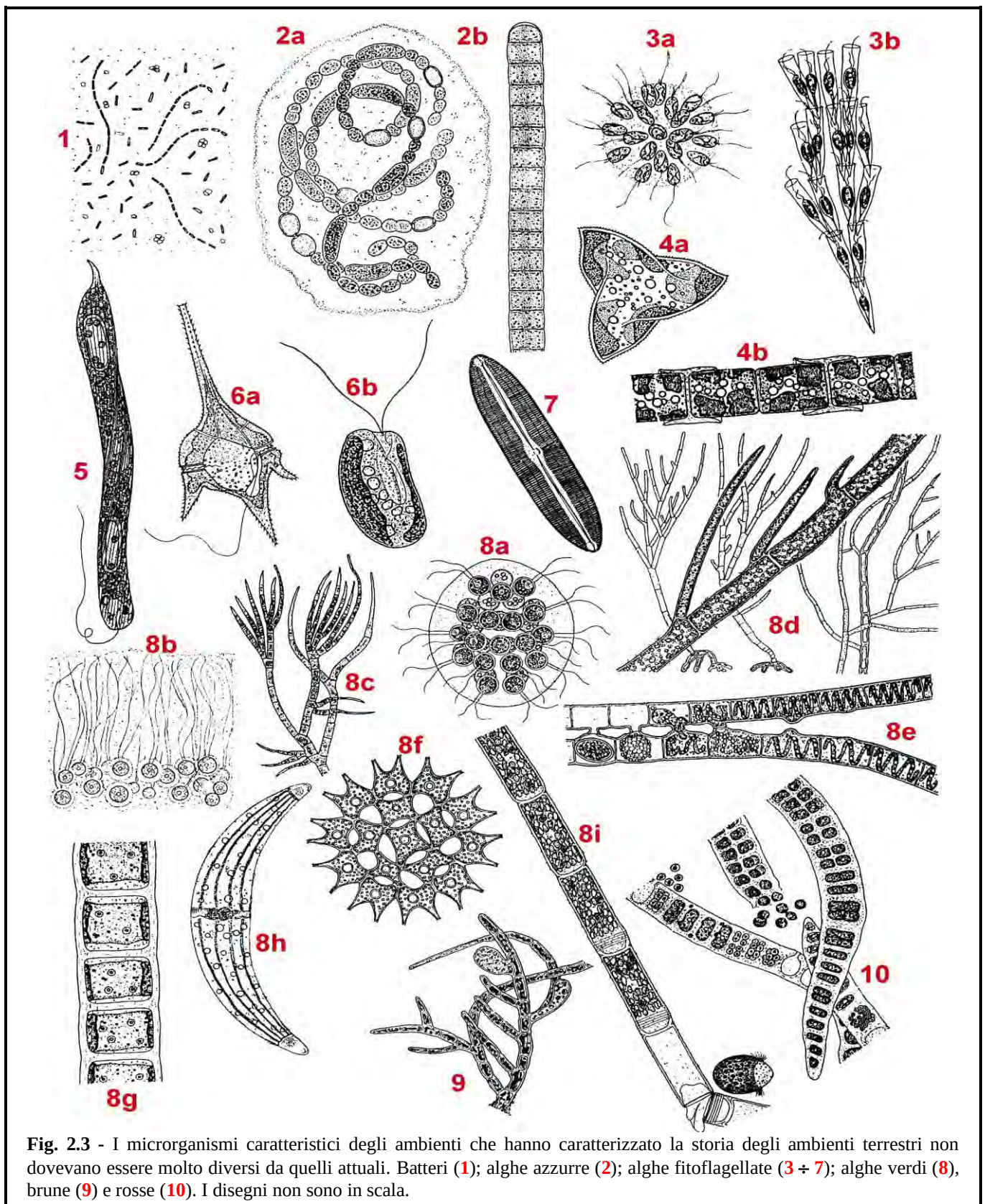


Fig. 2.3 - I microrganismi caratteristici degli ambienti che hanno caratterizzato la storia degli ambienti terrestri non dovevano essere molto diversi da quelli attuali. Batteri (1); alghe azzurre (2); alghe fitoflagellate (3 + 7); alghe verdi (8), brune (9) e rosse (10). I disegni non sono in scala.

I fossili caratteristici di un dato ambiente sono indicatori dell'ambiente stesso: **fossili di facies**. La **facies** è il complesso di fattori organici ed inorganici di un sedimento che determinano la sua appartenenza ad una determinata categoria di ambiente. Un corallo è un fossile di facies, diversamente dallo squalo, in quanto è una specie cosmopolita, molto mobile e comune in più ambienti. A complicare le cose va rimarcato che certi organismi, presenti dal cambriano (era geologica iniziata 570 milioni di anni fa) ad oggi, pur non avendo subito una evidente

evoluzione morfologica, hanno modificato la loro biologia adattandosi in ambienti diversi; la lingula appartiene al gruppo dei Brachiopodi, simili ai Molluschi Bivalvi, oggi presenti con poche specie marine e sessili, un tempo molto diffusi; la lingula ha una distribuzione attuale limitata all'ambiente batiale; le indicazioni che ci provengono dagli studi paleontologici fanno ritenere che tale specie, nelle epoche geologiche passate, avesse una distribuzione molto più ampia, quindi poco adatta, come fossile, ai fini di una ricostruzione paleoecologica.

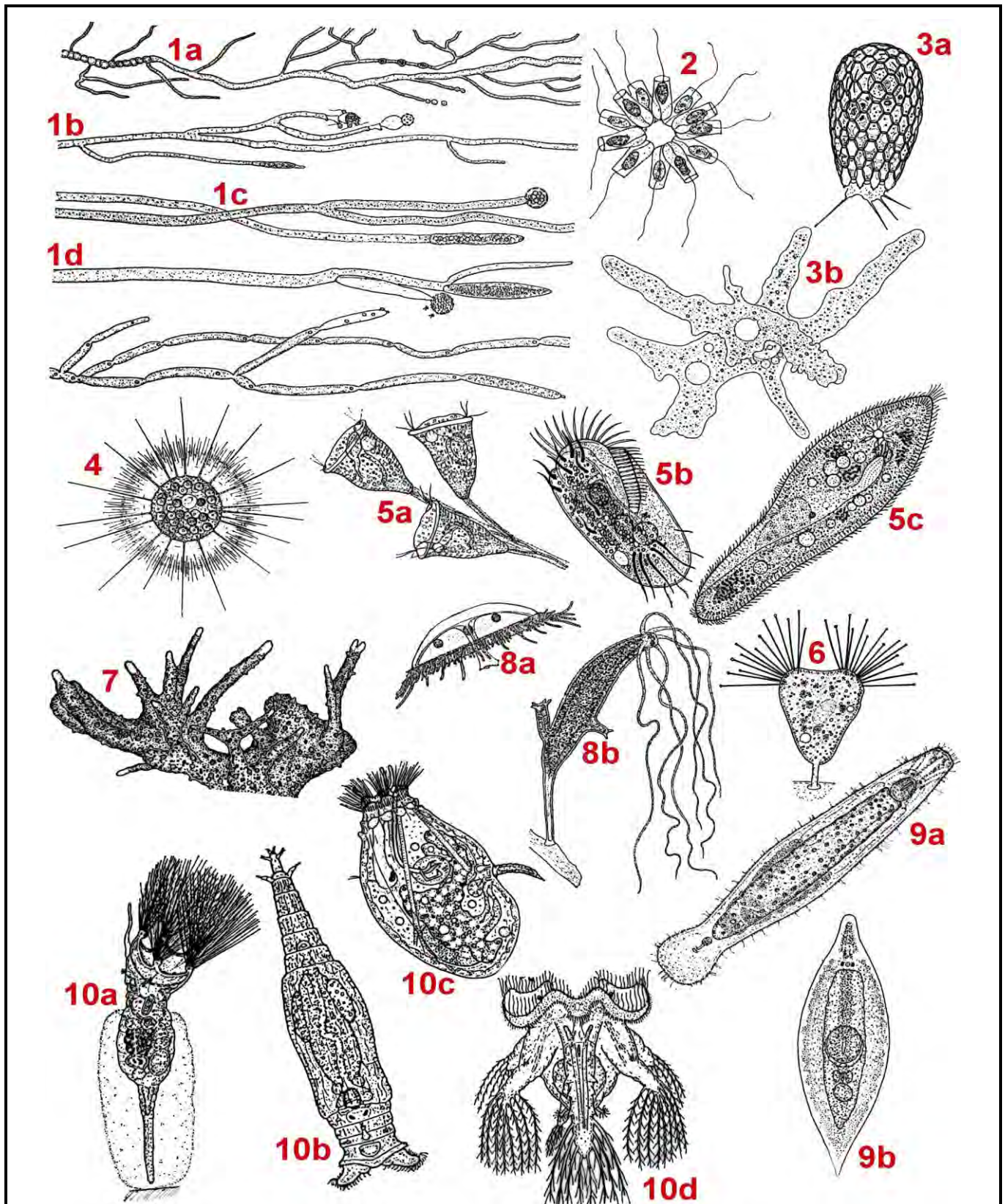


Fig. 2.4 - Alcuni organismi di maggiori dimensioni, dai Protozoi (unicellulari, fino ad un decimo di millimetro) a forme più complesse (pluricellulari), sono visibili anche con una buona lente di ingrandimento o addirittura "ad occhio nudo". Essi, in gran parte, costituiscono il plancton, oggi come milioni di anni fa. Sono forme prive di parti del corpo "dure" e facilmente fossilizzabili; pertanto di tali organismi vissuti nel passato si hanno pochissime tracce. Tra quelli attuali si possono citare, quali esempi, Funghi (1), Protozoi (2 ÷ 6), spugne e meduse (7 e 8), Turbellari (9), Rotiferi (10).

In alcuni giacimenti si può rinvenire una grande quantità di fossili che permettono dettagliate ricostruzioni paleoambientali. Può essere possibile determinare la profondità dei mari e le condizioni climatiche; infatti alcuni fossili sono considerati come veri e propri “termometri” geologici. Le ricostruzioni paleoambientali diventano invece molto difficili in presenza di fossili che non hanno riscontri con gli organismi attuali. Ancora più critiche sono le situazioni in cui non si trovano fossili; in tali casi si ricorre unicamente allo studio dei caratteri litologici dei sedimenti. A volte si cerca di sfruttare l'eventuale presenza di *tracce*, cioè il prodotto di attività di organismi quali piste, gallerie, impronte, escrementi, fori, ecc.... oppure segni prodotti da fenomeni fisici quali forme dovute al moto ondoso o alle gocce di pioggia, solchi dovuti al trascinarsi di ciottoli, ecc.... Tali tracce servono per comprendere, per esempio, le direzioni preferenziali di antiche correnti marine, oppure indicano luoghi di provenienza di certi accumuli, ecc....

Esistono relazioni tra i caratteri litologici dei sedimenti e quelli ambientali del passato in cui si sono formati, tanto più difficile da individuare, quanto maggiori sono state le trasformazioni intervenute successivamente al momento della formazione. Conviene ribadire che *la facies, cioè l'insieme dei caratteri litologici (fisici e chimici) e paleontologici (tanatocenosi) caratteristici di un “ecosistema fossile”, riflette le condizioni paleoambientali legate rispettivamente agli antichi biotopo e biocenosi*. Il concetto di facies evidenzia il fattore tempo (**fig. 2.5**). È importante non confondere i concetti di ambiente (o di ecosistema) e di facies. Il primo è oggetto di studio dell'ecologia ed il secondo della paleoecologia ed in parte le relative tecniche di studio sono simili. Le facies rappresentano quanto è rimasto, dopo che nel tempo sono avvenuti processi di trasformazione (tra i quali la diagenesi) degli antichi ambienti.



Fig. 2.5 - Relazione tra la **facies** e l'antico ambiente (o **ecosistema**) da cui deriva in seguito a trasformazioni avvenute in un **tempo** geologico più o meno lungo.

2.5 - Stratigrafia e cronologia con i fossili

Esiste uno stretto rapporto tra i fossili ed il sedimento che li ingloba tanto che, in molti casi, sedimento e fossili si sono formati contemporaneamente, quindi nelle stesse condizioni ambientali. In alcuni casi questo rapporto non è verificabile, in quanto fenomeni geologici possono rimaneggiare una tanatocenosi per depositarla altrove. È dunque importante definire il rapporto sedimento/fossili. Come i resti organici, per trasformarsi in fossili, subiscono processi fisici e chimici, anche un sedimento, dopo la sua deposizione, è sottoposto a mutamenti (**diagenesi**) che lo trasformano in una roccia sedimentaria. I sedimenti formano successioni di strati di spessore (potenza) variabile in funzione del tempo. Tali successioni di rocce vengono dette **serie stratigrafiche**. Esse, nei casi migliori, consentono di analizzare la successione degli eventi biologici a condizione che si riesca ad assegnare una datazione, a ciascuno di essi. In linea generale, per stabilire la serie cronologica dei sedimenti e delle loro associazioni fossili, occorre tenere conto dei **criteri stratigrafici**.

Un fiume trasporta materiale detritico in un lago o in un mare, dove avviene sedimentazione, insieme a resti organici. Sul fondo si accumula una “pila” di sedimenti che aumenta di spessore man mano che se ne aggiungono di nuovi. Ciò avviene in tutti gli ambienti dove i processi di sedimentazione prevalgono su quelli di erosione. In una “pila” di strati ognuno è più recente di quello che sta sotto e più antico di quello che sta sopra (**fig. 2.6**): è il **criterio di sovrapposizione**, valido se i sedimenti hanno mantenuto una giacitura orizzontale o debolmente inclinata (gli strati non devono aver mutato sostanzialmente la disposizione originaria dalla loro formazione). Tale criterio non è applicabile nelle zone interessate da fenomeni in grado di produrre piegamenti e scorrimenti di strati più antichi su

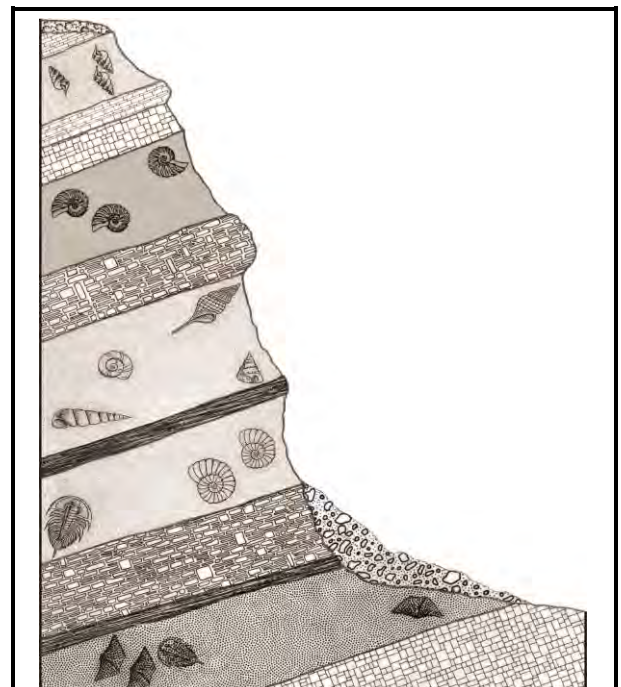


Fig. 2.6 - Secondo il **criterio di sovrapposizione**, in una “pila” di sedimenti ognuno è più recente di quello che sta sotto e più antico di quello che sta sopra.

altri più recenti (come si verifica soprattutto nelle catene alpine in cui l'ordine di sovrapposizione è spesso ribaltato). In tali casi è difficile stabilire correlazioni fra formazioni della stessa età (*isocrone*) di facies simili o diverse (*eteropiche*), perché se è importante "stimare" l'ambiente che ha determinato un certo deposito, è importante conoscere anche i caratteri degli ambienti vicini con i quali esistono relazioni.

Uno strato, quando individuato (affiorante sul fianco eroso di una collina o sulla parete di una cava,...), in base ai suoi caratteri litologici (composizione fisica e chimica) e paleontologiche (la *tanatocenosi* che contiene), può essere seguito semplicemente camminando finché affiora. Se mantiene inalterate le sue caratteristiche si può affermare che si tratta della stessa facies e presumibilmente della stessa età (**criterio di continuità laterale**). Anche questo criterio ha i suoi limiti, in quanto sono rari gli affioramenti per lunghi tratti ed inoltre ci sono facies che si sono spostate lateralmente durante la loro formazione. Pensiamo, per esempio, ai sedimenti che si accumulano in ambiente litorale in un certo momento della storia geologica. Se il livello marino si alza, quel tipo di ambiente si sposta in alto e così anche i sedimenti, pur conservando le stesse caratteristiche, anche se di età diverse (**fig. 2.7**).

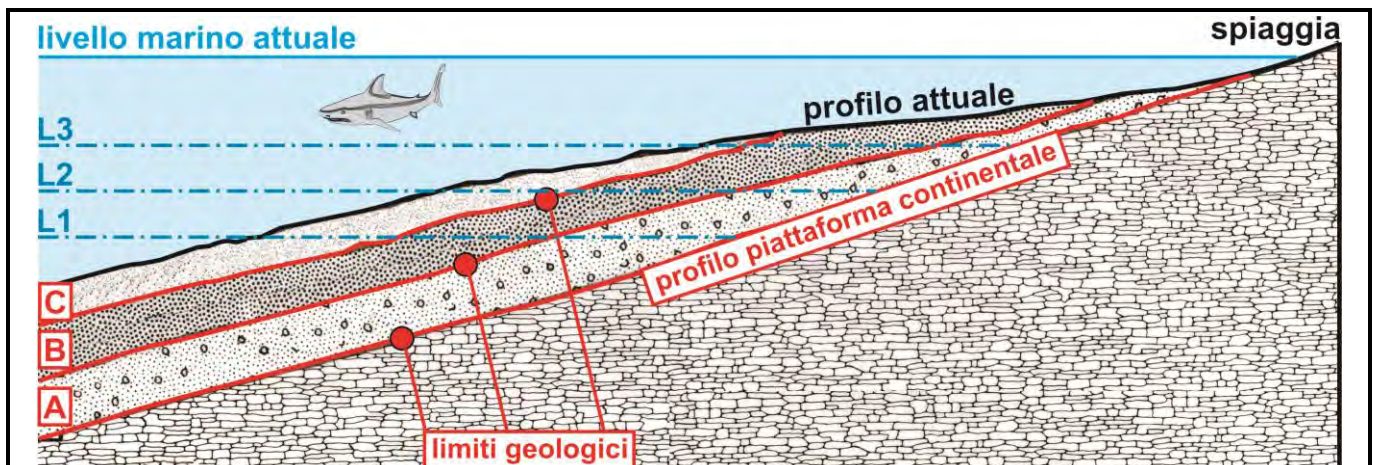


Fig. 2.7 - Le trasgressioni marine (per esempio il mare che avanza verso la terra ferma a causa dell'innalzamento del livello dell'acqua per la fusione dei ghiacci in una fase climatica più calda) comportano la formazione di depositi per i quali non vale il criterio della continuità laterale. I sedimenti detritici in ambiente costiero (A ÷ C) tagliano le linee isocrone (di uguale età) rappresentate dai livelli marini dal più antico (L1) a quelli, più recenti (L2 ed L3). Gli strati A ÷ C, quindi, sono sedimenti caratteristici di ambienti tipici di diverse profondità (a granulometria più fine verso il largo) ed i **limiti geologici** non sono coincidenti con le isocrone.

Riconoscendo due formazioni senza continuità spaziale, distanti tra loro, ma con identici caratteri litologici, si può ipotizzare che abbiano la stessa età o che addirittura si tratti della stessa formazione (**fig. 2.8**). L'applicazione di questo che viene detto **criterio di identità litologica**, va fatta con molta cautela, perché se è vero che le caratteristiche fisiche e chimiche dei sedimenti dipendono da quelle dell'ambiente in cui si sono formati, è anche vero che in zone diverse ed in epoche tra loro anche lontane, vi possono essere stati ambienti analoghi.

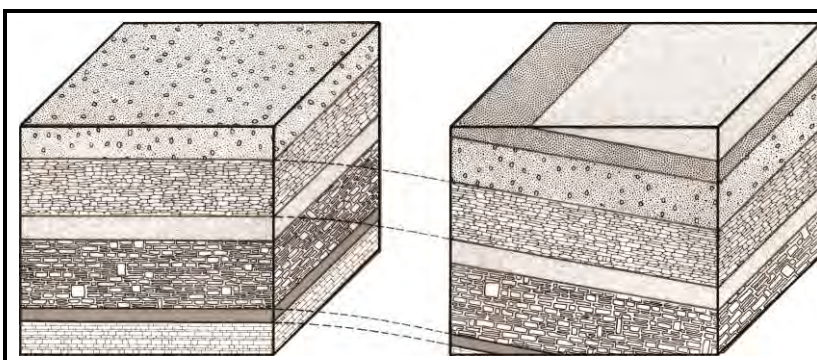
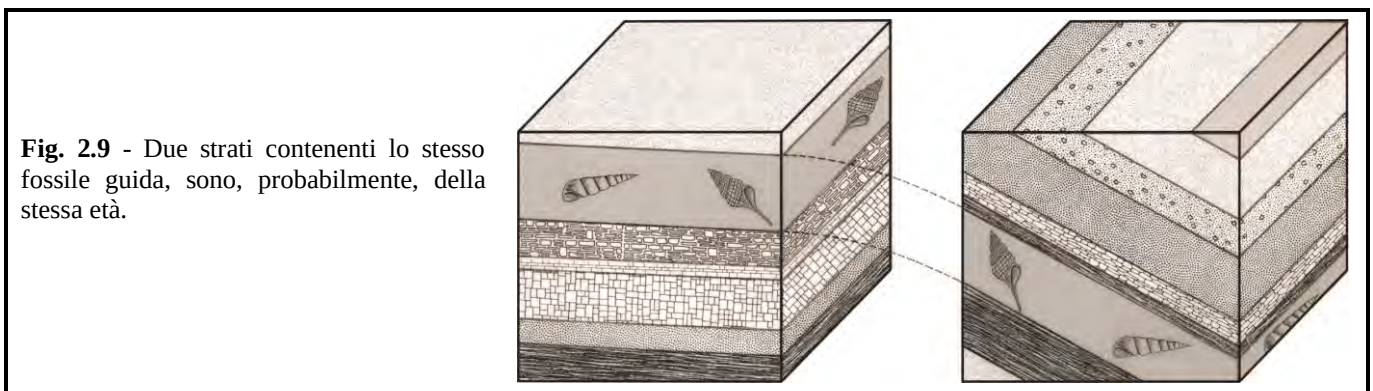


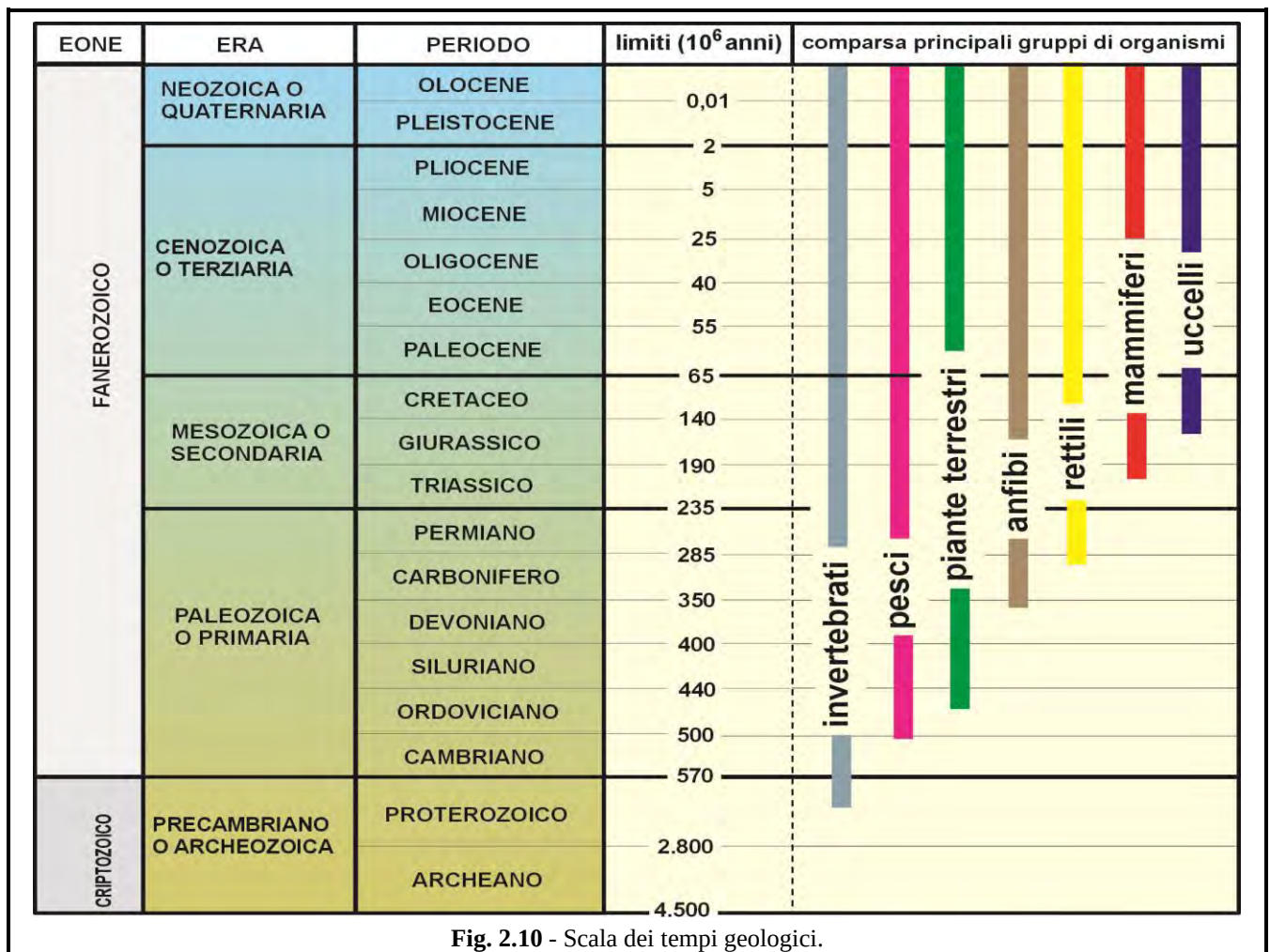
Fig. 2.8 - Riconoscendo delle formazioni senza continuità spaziale, ma con caratteristiche litologiche peculiari ed identiche, si può avanzare l'ipotesi che abbiano la stessa età o che, addirittura, si tratta delle stesse formazioni.

Esistono organismi, tuttora viventi, rinvenuti, come fossili, in rocce molto antiche. Abbiamo precedentemente citato, quale esempio, la *lingula*, caratterizzata da un'ampia *distribuzione verticale*. I fossili hanno generalmente una distribuzione verticale limitata e rappresentano ciò che resta di organismi che hanno vissuto per un tempo breve, tanto che i sedimenti possono essere identificati e datati in base ai fossili che contengono. Alcuni di tali organismi (**fossili guida**) si prestano bene per l'applicazione del **criterio paleontologico**. I fossili guida, per essere tali, devono avere una *distribuzione verticale limitata* (hanno avuto una rapida evoluzione), una *ampia distribuzione geografica* (sono così possibili correlazioni su grandi distanze; **fig. 2.9**) ed una *alta frequenza*

(elevato numero di esemplari). Sono, in genere, organismi marini; in ambienti continentali le possibilità di fossilizzazione sono scarse, anche con popolazioni numerose. Inoltre gli organismi marini hanno maggiori possibilità di diffondersi per la più facile comunicazione fra i mari.



Anche l'applicazione del criterio paleontologico comporta talvolta delle difficoltà. Negli ambienti continentali prevale il disfacimento degli agenti esogeni, che possono agire su materiali costituiti da depositi formati in epoche precedenti in bacini di accumulo (laghi, mari,...) e quindi contenenti fossili. Questi possono essere "strappati" dagli agenti erosivi e trascinati dalle acque dilavanti nei fiumi quindi nei laghi e nei mari dove si depositano sul fondo per essere inglobati in un nuovo sedimento. È un fenomeno che si verifica oggi come in passato per cui possono essere seppelliti in un sedimento resti di organismi autoctoni (rappresentativi dell'ambiente in cui sono vissuti), alloctoni (giunti dopo un trasporto post-mortale, della stessa età, ma di altri ambienti) e fossili *rimaneggiati* (non solo rappresentativi di altri ambienti, ma anche di altre età).



Il paleoecologo, quando si appresta ad analizzare una tanatocenosi, deve individuare queste tre grandi categorie, considerare i fossili autoctoni per la ricostruzione dell'ambiente passato, i fossili alloctoni per individuare le relazioni con gli ambienti vicini ed escludere i fossili rimaneggiati. Questi ultimi si possono riconoscere perché, in

molti casi, si presentano abrasati e più frantumati, avendo subito una fase di trasporto; oppure sono di un ambiente incompatibile con la facies in studio e con quelle vicine. Questi ed altri elementi sono considerati per riconoscere i fossili rimaneggiati che potrebbero, tra l'altro, portare ad includere anche quelli alloctoni che, oltre a provenire da ambienti diversi, avendo subito un trasporto post-mortale, possono presentare anch'essi segni di trasporto. Il sistema più sicuro per operare questa distinzione è quello, quando possibile, di considerare l'età; se nella tanatocenosi sono rappresentati fossili di età diverse è evidente che quelli rimaneggiati sono i più antichi, mentre sono quelli più recenti ad indicare l'età del sedimento.

I fossili permettono la datazione relativa delle rocce che li contengono, per stabilire se uno strato è più vecchio o più giovane di altri sopra o sottostanti ad esso, quando siano accertate evidenti difficoltà nell'applicare il criterio di sovrapposizione. Occorre però precisare che i fossili, inclusi in sedimenti di età diverse, rappresentano l'evoluzione degli organismi così come si è succeduta nel tempo. Il fattore evoluzione può limitare l'utilizzazione pratica in senso cronologico. Non tutti i gruppi vegetali ed animali hanno subito trasformazioni evolutive in periodi di tempo paralleli e confrontabili (si pensi agli esempi di convergenza) in conseguenza soprattutto delle limitazioni ambientali.

Quando si tenta di correlare zone biogeografiche distanti tra loro (es. Europa e America), i fattori evolutivi sono da tenere ben presenti. A causa di barriere geografiche instauratisi con la "deriva dei continenti", da un certo punto in avanti interi gruppi sistematici hanno avuto storie evolutive indipendenti: ad un fossile europeo non necessariamente ne corrisponde uno simile in America. Oppure certi gruppi sistematici estinti precocemente su un continente, hanno continuato a sussistere per tempi più lunghi in altre zone del pianeta. A grande scala, sia i fenomeni che hanno portato all'estinzione diffusa in tutto il globo di interi gruppi, sia quelli che hanno determinato il successo di altri, sono presi come limiti nella scala cronostratigrafica. Infine bisogna considerare la necessità di fornire, quando possibile, datazioni assolute dei reperti inclusi nei sedimenti e spesso ciò è possibile con le **datazioni radiometriche** (scheda 2.4) che forniscono riferimenti molto utili anche per le datazioni relative.

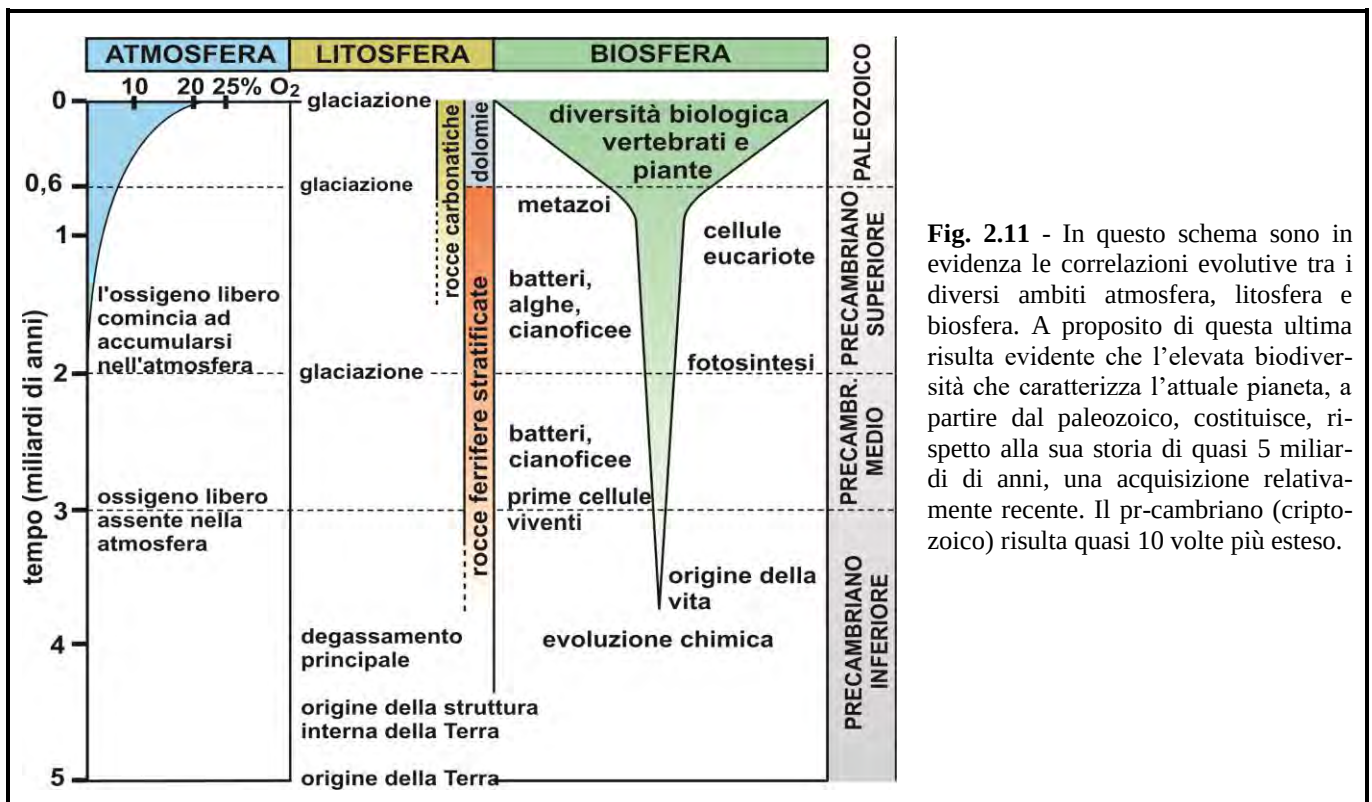


Fig. 2.11 - In questo schema sono in evidenza le correlazioni evolutive tra i diversi ambiti atmosfera, litosfera e biosfera. A proposito di questa ultima risulta evidente che l'elevata biodiversità che caratterizza l'attuale pianeta, a partire dal paleozoico, costituisce, rispetto alla sua storia di quasi 5 miliardi di anni, una acquisizione relativamente recente. Il pr-cambriano (criptozoico) risulta quasi 10 volte più esteso.

2.6 - Scala del tempo geologico

I tempi geologici sono ripartiti in divisioni di primo ordine, dette **ere** (archeozoica, paleozoica, mesozoica, cenozoica e neozoica; fig. 2.10), delimitate da tempi ben precisi; per esempio l'inizio dell'era paleozoica è 570 milioni di anni fa, mentre il suo limite superiore corrisponde a 235 milioni di anni fa. Gli insiemi delle rocce che si sono formate in questi intervalli di tempo costituiscono gli **eratem**. Le ere vengono divise in **periodi**; per esempio l'era mesozoica comprende i periodi triassico, giurassico e cretaceo. A queste divisioni cronologiche corrispondono quelle stratigrafiche (i depositi formati in quegli intervalli di tempo) dette **sistemi**. Per esempio all'intervallo di

tempo dell'oligocene corrisponde il sistema oligocenico, costituito dai materiali formati in quello stesso intervallo. I periodi sono divisi in **epoche**; per esempio il periodo triassico è diviso in epoche inferiore, media e superiore ed i terreni corrispondenti ad essi vengono denominati **serie**. Le epoche vengono divise in **età**, mentre i corrispondenti terreni vengono detti **piani**. Infine le età sono divise in **tempi** ed i sedimenti ad essi riferibili in **sottopiani** (tab. 2.1). Spesso si usa il termine **eone** per indicare due grandi tempi geologici, rispondenti alla storia della Terra anteriore e successiva al Cambriano. Nei terreni del più antico (**criptozoico**) non vi sono quasi tracce di vita; nei terreni del (**fanerozoico**) i fossili sono, in generale, abbondanti (fig. 2.11).

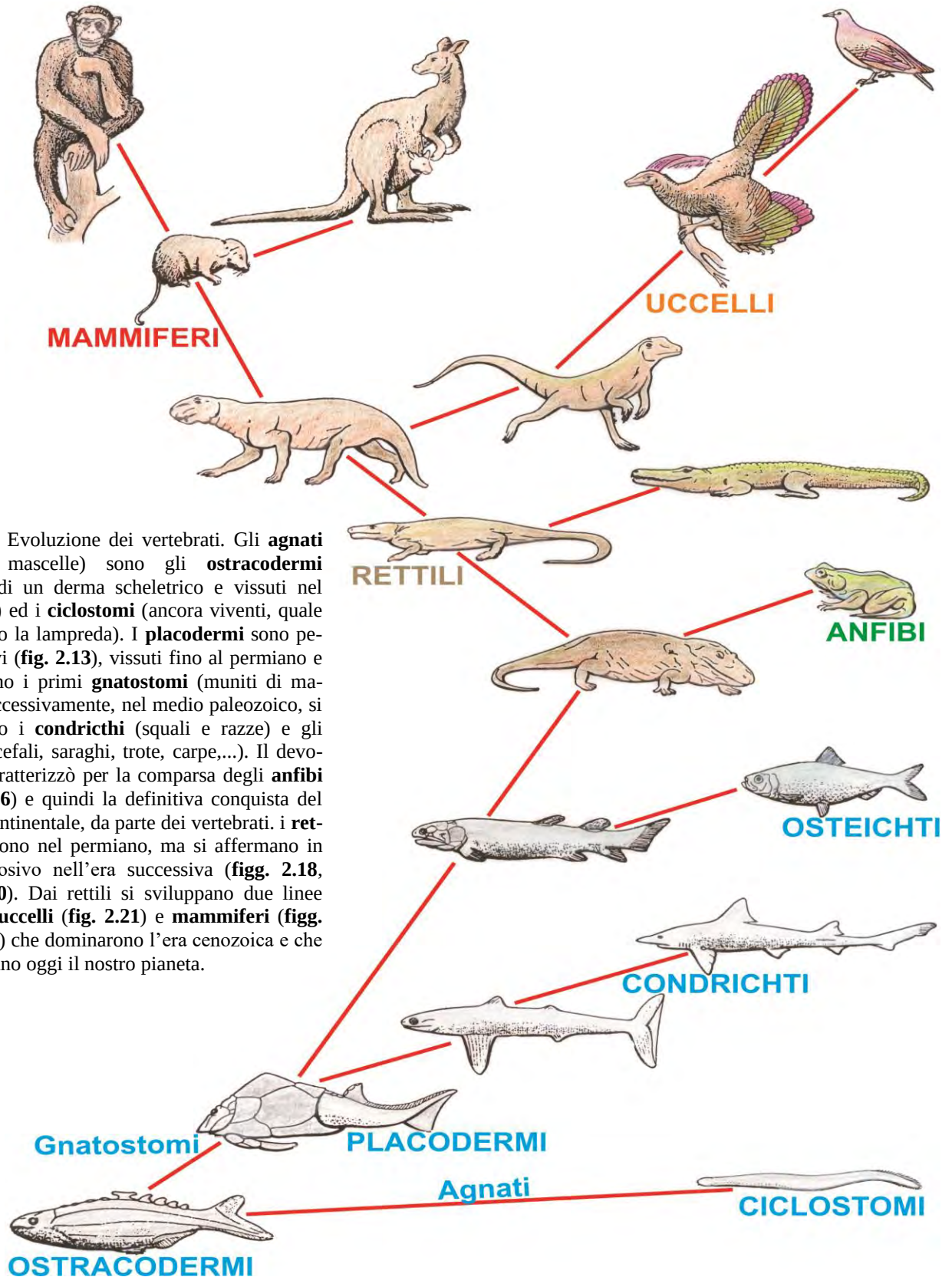


Fig. 2.12 - Evoluzione dei vertebrati. Gli **agnati** (privi di mascelle) sono gli **ostracodermi** (provvisi di un derma scheletrico e vissuti nel paleozoico) ed i **ciclostomi** (ancora viventi, quale per esempio la lampreda). I **placodermi** sono pesci primitivi (fig. 2.13), vissuti fino al permiano e costituiscono i primi **gnatostomi** (muniti di mascelle). Successivamente, nel medio paleozoico, si affermarono i **condricthi** (squali e razze) e gli **osteicthi** (cefali, saraghi, trote, carpe,...). Il devoniano si caratterizzò per la comparsa degli **anfibi** (2.15 e 2.16) e quindi la definitiva conquista del dominio continentale, da parte dei vertebrati. i **rettili** compaiono nel permiano, ma si affermano in modo esplosivo nell'era successiva (figg. 2.18, 2.19 e 2.20). Dai rettili si sviluppano due linee evolutive: **uccelli** (fig. 2.21) e **mammiferi** (figg. 2.23 e 2.24) che dominarono l'era cenozoica e che caratterizzano oggi il nostro pianeta.

grado	unità geocronologica	Unità stratigrafica
primo ordine	era	eratema
secondo ordine	periodo	sistema
terzo ordine	epoca	serie
quarto ordine	età	piano
quinto ordine	tempo	sottopiano

Tab. 2.1 - Correlazione tra unità geocronologiche e stratigrafiche.

nte desertico), una intermedia di origine marina (calcarei conchigliari) ed una superiore lagunare (marne, gessi, depositi di sale). Permiano deriva dal distretto russo di Perm (Urali), dove le rocce sono molto sviluppate e ricche di fossili. Le rocce del sistema del carbonifero, sia in Europa, sia in America, sono frequentemente ricche di carbon fossile. Devoniano deriva dalla contea di Devonshire (Inghilterra), dove il corrispondente sistema fu individuato e studiato per la prima volta. Siluriano ha origine dai siluri, una tribù dell'età preistorica del Galles. Cambriano deriva dalla tribù dei Cambri, nello stesso Galles, dove il sistema è stato studiato per la prima volta.

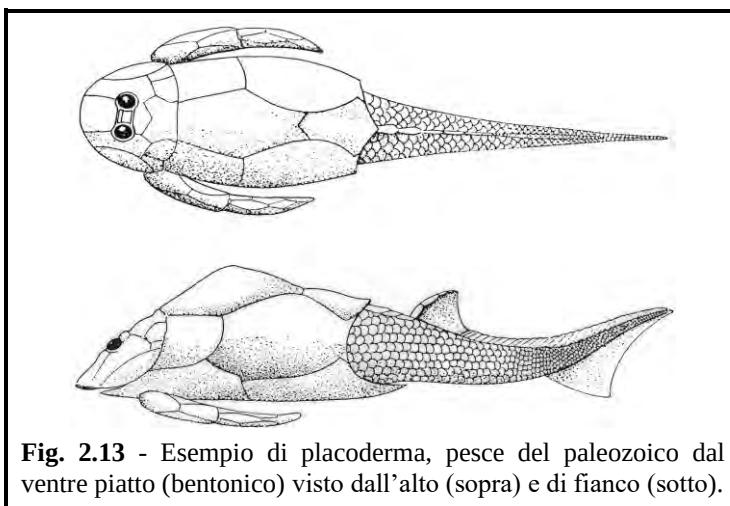


Fig. 2.13 - Esempio di placoderma, pesce del paleozoico dal ventre piatto (bentonico) visto dall'alto (sopra) e di fianco (sotto).

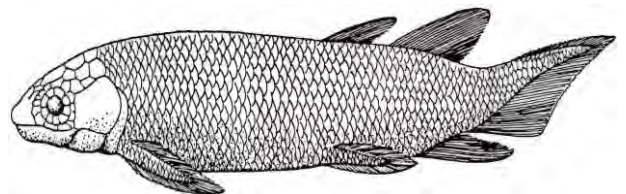


Fig. 2.14 - I dipnoi (alcuni ancora oggi viventi) sono dotati di piccoli "sacchi polmonari" che consentono loro di sopravvivere nonostante i frequenti prosciugamenti delle pozze in cui vivono. In figura è rappresentata la ricostruzione del genere *dipno*, rinvenuto nei sedimenti scozzesi del periodo devoniano.

2.7 - Era archeozoica

I fossili più antichi sono tracce di vita di un passato molto lontano, oltre due miliardi di anni fa e si riferiscono ad organismi privi di parti dure e quindi con scarse possibilità di conservarsi. Sono stati riconosciuti corpi algali sferoidali, stromatoliti (resti calcarei, probabilmente di origine algale) e strutture filamentose in rocce di $3,2 \cdot 10^9$ anni in Sud Africa. Poco meno antiche sono le selci di Fig Tree (Sud Africa), nelle quali si sono rinvenute tracce di batteri. In selci presenti in rocce di circa $2 \cdot 10^9$ anni, nella regione canadese del Lago Superiore, sono state rinvenute tracce di cianofite e batteri. Nel 1980 vennero scoperti resti che vengono attualmente ritenuti i più antichi; si tratta probabilmente di batteri filiformi rinvenuti in una roccia sedimentaria australiana, vecchia di $3,4 \cdot 10^9$ anni. È possibile che, andando più indietro nella storia della Terra, non vi siano più tracce di vita; oltre tutto le rocce più antiche che si conoscono (Groenlandia) hanno un'età di $3,9 \cdot 10^9$ anni ed in esse non si sono rinvenuti fossili, mentre l'età della Terra può essere stimata in $4,5 \cdot 10^9$ anni. Pertanto si può ipotizzare che intono a $3,5 \cdot 10^9$ di anni fa vi fossero le condizioni per la formazione di cellule vere e proprie, seppure molto primitive.

Nell'intervallo $3,5 \div 3 (10^9)$ anni di anni fa, si affermarono le prime cellule procariote, simili alle attuali cianofite e batteri, con regione nucleare poco evidente e priva di una membrana; anaerobi (l'ossigeno non era ancora presente allo stato libero) eterotrofi o chemiosintetici. I primi organismi fotoautotrofi (capaci di produrre sostanza organica utilizzando, come fonte di energia, la luce solare), che dovevano essere ancora procarioti tipo le cianofite, probabilmente consentirono la produzione di ossigeno allo stato libero che successivamente passò all'atmosfera. Questo passaggio dell'evoluzione microbiologica, nell'intervallo $3 \div 2,5 (10^9)$ anni fa, segnò un momento importante della storia della vita. L'ossigeno degli strati più alti dell'atmosfera, sotto l'azione dei raggi ultra violetti (U.V.) di origine solare, si trasformò in parte in ozono costituendo la cosiddetta "ozonosfera" che, a sua volta, formò una barriera capace di impedire agli stessi U.V. di giungere in dosi eccessive sulla superficie della

Terra. Prima della formazione della barriera di ozono la vita era possibile solo nei mari e ad una certa profondità, in quanto in superficie l'azione dei raggi U.V. risultava ancora efficace. Successivamente si instaurarono le condizioni per la colonizzazione delle terre emerse.

Tali considerazioni sono solo supposizioni, in quanto non si hanno tracce fossili di questi possibili eventi. Quegli organismi non possedevano parti dure, con buona possibilità di conservarsi nel tempo; sono piuttosto rari gli ambienti continentali dove prevale la sedimentazione con buone condizioni di conservazione di resti di organismi; inoltre troppo lungo è l'intervallo (miliardi di anni) affinché tracce di vita abbiano potuto conservarsi in rocce che hanno subito profonde trasformazioni in seguito alle vicende geologiche che hanno coinvolto il nostro pianeta. La presenza dell'ossigeno consentì l'affermarsi del processo metabolico che permette, ancora oggi, il miglior utilizzo energetico della sostanza organica: la respirazione aerobica.

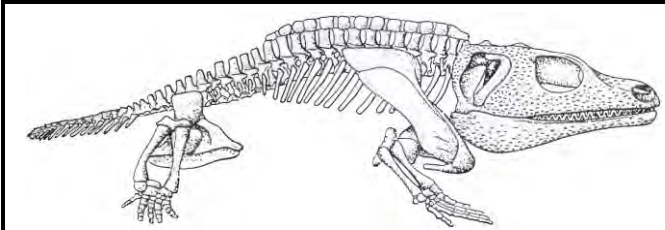


Fig. 2.15 - Tra i grandi anfibi più adatti all'ambiente terrestre, viventi alla fine del paleozoico, merita citare il gruppo dei Rachitomi.

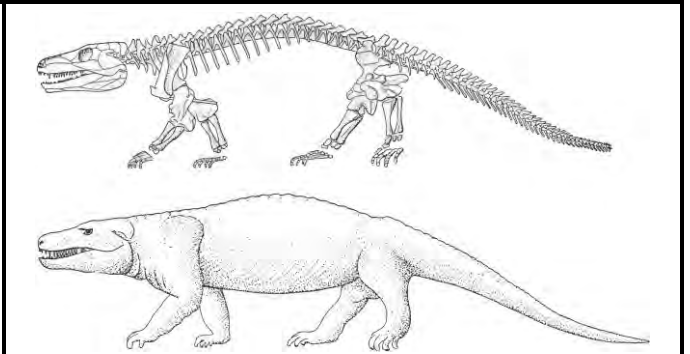


Fig. 2.16 - Nel tardo paleozoico vivevano grandi anfibi predatori fra i quali, per esempio, il *Seymouria* (scheletro e ricostruzione).

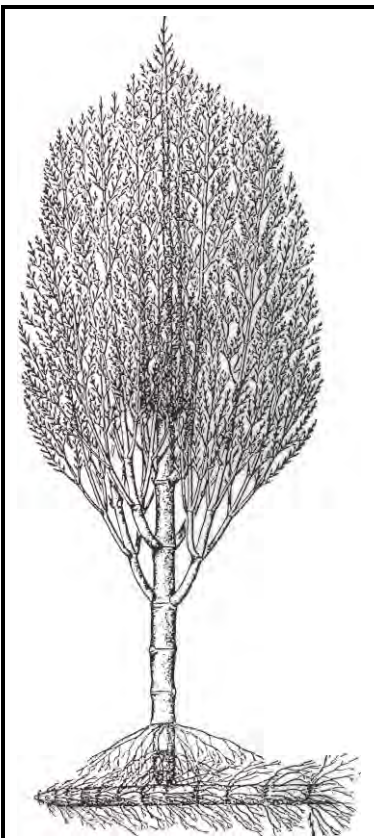


Fig. 2.17 - Ricostruzione di *Calamites*, un equiseti vivente nel permiano. Ancora attualmente vivono equiseti, 'meno diffusi e di ridotte dimensioni.

Non è chiaro quando si verificò l'affermazione degli organismi eucarioti (cellule con nucleo ben differenziato e membrane interne). Tutti gli organismi attuali, ad eccezione dei batteri e delle cianofitiche, sono costituiti da cellule eucariote. Attualmente non si hanno prove certe che organismi eucarioti esistessero anteriormente ad un miliardo di anni fa e solo verso la fine del precambriano, circa 700 milioni di anni fa, la vita ha iniziato a differenziarsi in modo significativo, dando origine ad organismi complessi, pluricellulari, alcuni dei quali con forme simili a quelle attualmente esistenti, altri con morfologie ormai scomparse.

Le aree di affioramento degli eretmi archeozoici sono denominate *scudi*: penisola scandinava, due terzi del Canada (intorno alla baia di Hudson), Siberia, Africa, parte dell'Arabia, Brasile, India, Antartide e Ucraina. Su tali rocce possono poi sovrapporsi materiali sedimentari di origine meno antica. In Italia sono quasi certamente archeozoici i massicci ercinici delle Alpi, come l'Argentera ed il Monte Bianco. Forse rocce dell'archeozoico sono presenti anche nel massiccio calabrese. L'archeozoico del territorio italiano è poco rappresentato, in quanto la nostra penisola è geologicamente molto più giovane.

2.8 - Era paleozoica

La vita, poco rappresentata nell'archeozoico, ebbe un rigoglioso sviluppo nel **cambriano**. Nei mari comparvero molte forme: alghe, Artropodi, Brachiopodi, Spugne, Celenterati (coralli, idre, anemoni), vermi, Molluschi, Echinodermi (ricci, stelle di mare), Trilobiti. Nell'**ordoviciano**, continuarono a pre-valere le forme acquatiche e comparvero i primi vertebrati (Pesci; **figg. 2.12, 2.13 e 2.14**), mentre nel **siluriano** si affermarono piante acquatiche e Pesci ben strutturati.

Il **Devoniano** segnò la conquista della terra ferma con la comparsa dei primi Anfibi (**figg. 2.15 e 2.16**), Insetti e ragni. Nei mari comparvero gli squali primitivi (placodermi, lunghi 10 m) con pelle costituita da robuste placche sovrapposte.

Nel **carbonifero** le terre emerse, grazie ad un clima caldo e umido, si coprono di grandi e rigogliose foreste con alberi a squame, con felci arboree, equiseti (**fig. 2.17**) e con le prime conifere. Da questi grandi ammassi di materiali organici derivarono i depositi di carbon fossile in Francia, Belgio, Inghilterra, Stati Uniti,.... Nel **permiano**

infine comparvero le prime forme assimilabili ai dinosauri che caratterizzarono l'era successiva, ma contemporaneamente scomparirono molti gruppi di invertebrati marini.

In Italia sono presenti rocce cambriane in Sardegna (calcari, arenarie, filladi con Trilobiti e Brachiopodi). Il siluriano ed il devoniano, oltre che in Sardegna, sono diffusi nelle Alpi Carniche (imponenti masse carbonatiche che raggiungono una potenza anche di 1.000 m e che danno origine alle rupi calcaree dall'aspetto simile a quello delle Dolomiti). Nelle Alpi Carniche sono anche presenti rocce del carbonifero e del permiano, ma depositi permocarboniferi si trovano in altre zone delle Alpi, in Toscana (isola d'Elba), in Lucania, in Sicilia e in Sardegna. In genere sono rocce sedimentarie continentali (conglomerati ed arenarie), spesso di colore rossastro, di ambienti fluviali o di climi aridi.

2.9 - Era mesozoica

L'era mesozoica rappresenta un intervallo di transizione fra l'era paleozoica caratterizzata dall'esplosione della vita e dalla comparsa dei vertebrati, ma con forme primitive e l'era successiva, durante la quale si affermarono forme di vita ormai molto simili a quelle attuali. Il mesozoico, ad eccezione della sua parte più antica, fu caratterizzato da un generale aumento del livello marino che raggiunse il suo massimo verso la fine dell'era.

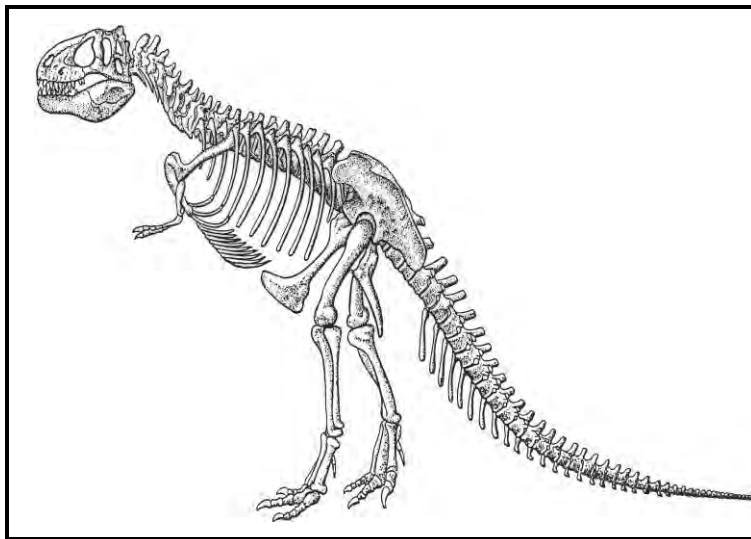


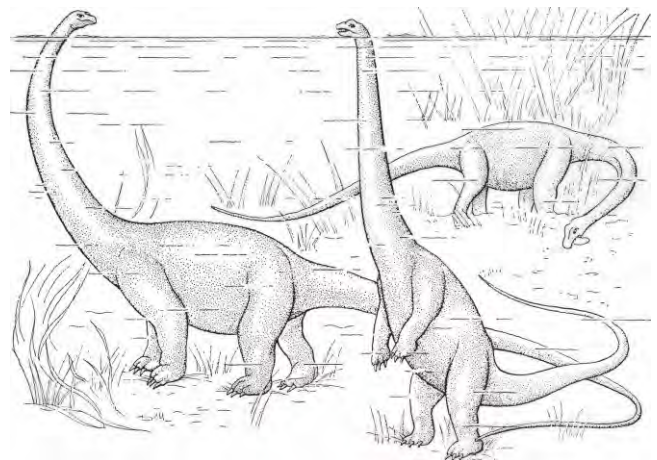
Fig. 2.18 - Fra i dinosauri più noti al grande pubblico è il *Tyrannosaurus rex* (cretaceo), predatore che misurava 6 m di altezza e 15 m di lunghezza; il cranio, da solo, era lungo quasi un metro e mezzo.



Il *Nautilus* attuale.

Del **triassico** sono le prime impronte dei dinosauri; comparvero grandi Rettili marini quali l'ittiosauro, accanto alle forme più primitive dei Mammiferi. Il **Giurassico** segnò la massima diffusione dei dinosauri (**figg. 2.18, 2.19 e 2.20**), la comparsa dei primi Uccelli (**fig. 2.21**) ed il grande sviluppo delle ammoniti; queste sono Molluschi Cefalopodi dotati di conchiglia avvolta a spirale, con due paia di branchie, di atri e di reni; di questo gruppo oggi sopravvive una sola specie, il *Nautilus pompilius*.

Fig. 2.19 - Fra i Sauropodi (cretaceo inferiore) si conoscono le forme continentali più gigantesche del regno animale. Gli arti dovevano essere, in molti casi, insufficienti a sostenere un corpo del peso di alcune decine di tonnellate; si pensa quindi che queste forme si muovessero prevalentemente entro l'acqua. L'immagine presenta una ricostruzione ambientale di *Helopus zdanskyi*.



Nel **cretaceo**, dopo l'affermazione delle gimnosperme (piante superiori con ovuli e semi nudi, tra le quali le conifere e le Ginkyoali; **fig. 2.22**), comparvero le prime piante con i fiori. Ciò che caratterizzò questo periodo è la storia biologica nella sua ultima parte.

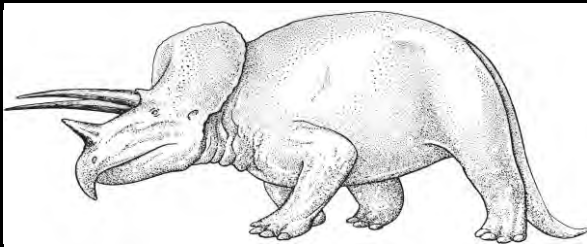


Fig. 2.20 - I Ceratopsidi erano ovipari e di essi si sono trovati, in Mongolia, numerosi nidi con ricche serie di uova. Alla fine del cretaceo dovevano essere i rettili più diffusi e comuni.

Fig. 2.21 - Secondo alcune ipotesi l'immediato progenitore degli Uccelli sarebbe stato un quadrupede ed arboricolo; per esempio un Tecodonte corridore (in basso), attraverso l'ipotetico stadio intermedio arboricolo (in mezzo), fino a quello finale di volatore (in alto).

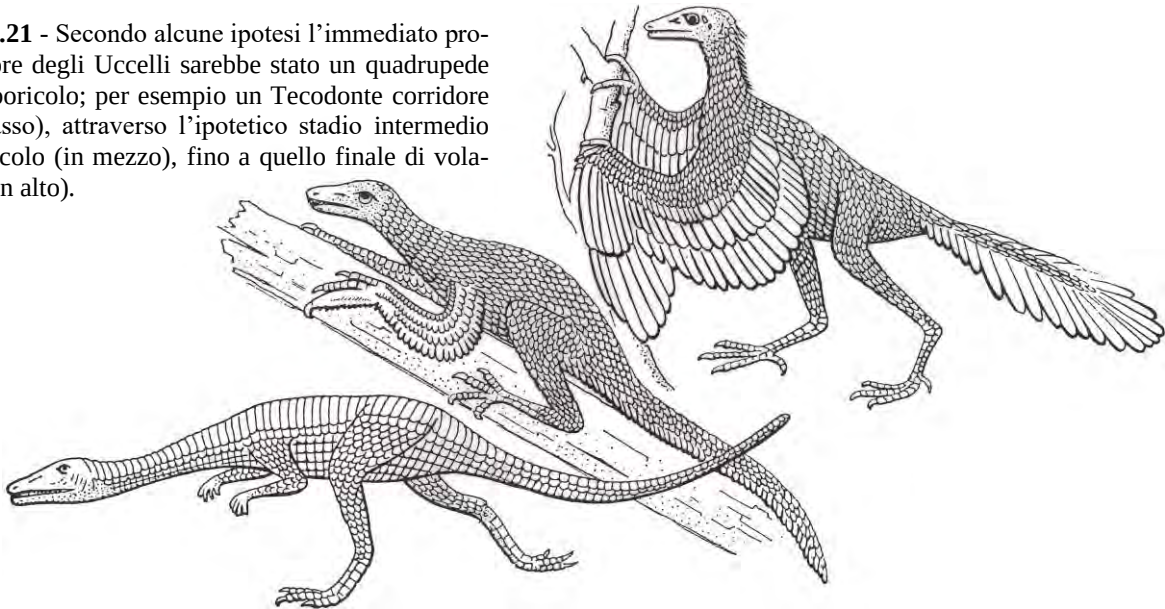


Fig. 2.22 - La *Ginkgo biloba* è l'unica specie attualmente vivente tra le Ginkyoali, piante appartenenti alle gimnosperme (con ovuli e semi nudi). Pianta ornamentale originaria della Cina, viene considerata un fossile vivente, in quanto immutata fin dal primo me-sozoico. Il termine *biloba* deriva dalla caratteristica forma della fo-glia.

Così come il permiano terminò con la scomparsa di molte forme di vita, allo stesso modo il cretaceo ebbe termine con l'estinzione di numerosi gruppi fra i quali i grandi Rettili. I passaggi da un'era a quella successiva comportano profonde e repentine (in pochi milioni di anni) trasformazioni della composizione delle cenosi che popolavano la Terra. Si è stimato che, alla fine del Cretaceo, si estinsero circa il 75 % delle specie allora presenti. Per spiegare tali improvvise scomparse di numerosi gruppi siste-

matici si sono proposte diverse teorie che hanno innescato un vivace dibattito tra chi sostiene cause catastrofiche ed anche extraterrestri (caduta di un grande asteroide, impatto con una grande cometa,...) e quelli che propongono processi più gradualisti e di origine strettamente terrestre quali, per esempio, le variazioni climatiche.

In Italia i terreni mesozoici sono più frequenti rispetto a quelli dell'era precedente; spesso sono rocce carbonatiche. Il triassico è caratteristico della Regione Dolomitica, dove le montagne (Marmolada, Sassolungo, Catinaccio, Tofane, Pelmo, Civetta,...) sono costituite da calcari e dolomie. Il sistema triassico affiora anche in Lombardia (Grigne), nelle Apuane ed in altre regioni: Toscana, Lucania, Sicilia. Il giurassico caratterizza buona parte delle Prealpi Venete e Lombarde (Monte Grappa, Altopiano dei Sette Comuni, Lessini, Monte Baldo, Monti di Brescia, Monte Albenza,...), mentre nell'Appennino tale sistema è presente con calcari (Dorsale Marchigiana, Gran Sasso, Maiella) e con i famosi marmi di Carrara (Apuane). Nell'Appennino ligure ed in certe zone delle Alpi, il giurassico è rappresentato da estese masse di ofioliti, rocce costituenti antichi brandelli di crosta oceanica. Il cretaceo è presente più o meno nelle stesse zone del precedente sistema, con calcari bianchi (maiolica) e rossi (scaglia rossa), a cui bisogna aggiungere le facies di scogliera a coralli e rudiste del Friuli, dell'Italia centrale e del Gargano e le torbiditi dell'Appennino.

2.10 - Era cenozoica

Il termine cenozoico deriva dal greco *cainon* (= recente) e *zoon* (=vivente), in quanto durante tale era ebbero grande sviluppo organismi ormai simili a quelli attuali, in particolare gimnosperme (piante a semi nudi, oggi costituenti pini, larici, abeti,...), Angiosperme (piante con fiori), Uccelli e Mammiferi. L'era cenozoica (65 milioni di anni) è suddivisa in cinque periodi: **paleocene, eocene, oligocene, miocene e pliocene**.

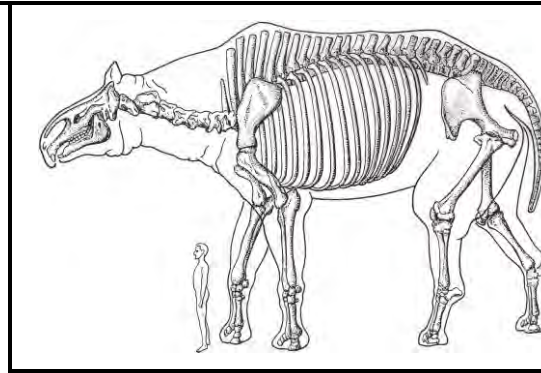
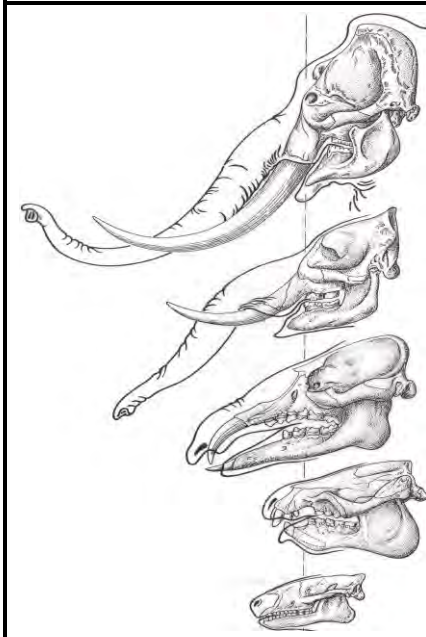


Fig. 2.23 - Il più grande Mammifero continentale mai esistito (oligocene e miocene asiatici) era il *Baluchitherium*, il cui nutrimento era probabilmente costituito dal fogliame di alberi.

Fig. 2.24 - Una delle serie filetiche più interessanti del tardo cenozoico è quella dei Proboscidi. In particolare si passa dal più primitivo *Phenacodus* (in basso) fino al genere attuale *Elephas*. Si osserva la progressiva regressione delle ossa nasali, lo sviluppo della proboscide, i cambiamenti della dentatura e nelle proporzioni del cranio.

Tipici organismi di questa era sono i nummuliti, Protozoi foraminiferi le cui conchiglie hanno dato luogo a potenti sedimenti marini. Nella parte più antica ebbero grande diffusione i Molluschi (Lamellibranchi e Gasteropodi) Pesci e Uccelli. Ma è la grande diffusione dei Mammiferi (**figg. 2.23 e 2.24**) che caratterizza il cenozoico, così come i Rettili dominarono l'era mesozoica. Inizialmente si trattava di piccoli Mammiferi, quali insettivori, roditori, marsupiali,... quindi comparvero bovini, giraffe, ippopotami,...

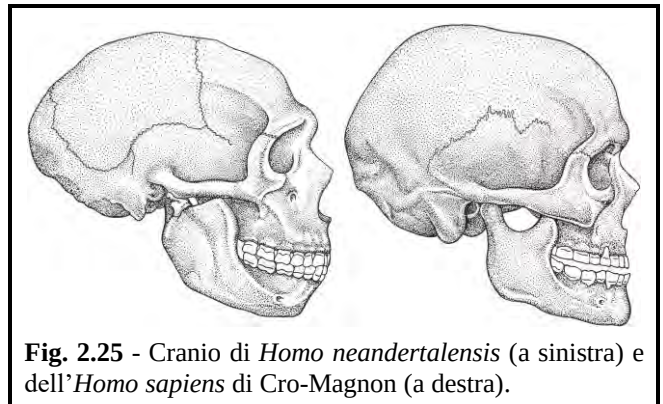


Fig. 2.25 - Cranio di *Homo neandertalensis* (a sinistra) e dell'*Homo sapiens* di Cro-Magnon (a destra).

Nel Mediterraneo attuale il bilancio idrico è negativo: la perdita d'acqua per evaporazione non è compensata dall'apporto delle acque continentali. Il livello è garantito dal contributo delle acque dall'oceano Atlantico attraverso lo stretto di Gibilterra. Alla fine del miocene probabilmente si determinò la chiusura dell'ancestrale passaggio che garantiva l'apporto di acque oceaniche. Si presume che in un intervallo di tempo dell'ordine di 100.000 anni il Mediterraneo si prosciugò comportando l'accumulo di depositi evaporitici (salgemma, gessi,...). Successivamente quello che doveva essere il primitivo stretto di Gibilterra si riaprì consentendo nuovamente il riempimento del mare.

In Italia i sistemi terziari sono molto diffusi, tra i quali le torbiditi dell'Appennino tosco - emiliano ed i calcari di mare poco profondo delle Prealpi venete, dove si trovano i giacimenti eocenici di Bolca, ricchi di fossili di Pesci, coccodrilli, palme, ecc... Gran parte delle montagne (Alpi e Appennini) si sono formate durante il cenozoico e sono diffuse rocce di origine vulcanica.

2.11 - Era neozoica

Il termine neozoico deriva dal greco *neon* (nuovo) e *zoon* (vivente), in quanto i gruppi di organismi che lo caratterizzano sono, per forme e varietà, simili a quelle attuali. Con riferimento alla comparsa dell'uomo, il limite inferiore potrebbe essere poco meno di due milioni di anni fa. Oppure, utilizzando criteri climatici si potrebbe porre tale limite a $\sim 3,1 \cdot 10^6$ di anni fa, coincidente con le più antiche morene della Sierra Nevada (California). L'era cenozoica è troppo breve per una divisione in periodi. Tuttavia si usa distinguere il **pleistocene** dall'**olocene**, con il termine l'ultima glaciazione quaternaria, ~ 14.000 anni fa.

Uno dei caratteri di questa era è l'affermazione della specie umana. Carl Nilsson LINNEO (1476) affermava: "fino ad oggi, in quanto naturalista, io non sono riuscito a scoprire alcun carattere che valga a distinguere l'uomo dalle grandi scimmie... vi è però nell'uomo qualcosa che non si vede, da cui deriva la conoscenza

di noi stessi”. Da allora la scienza ha compiuto notevoli progressi ed oggi sappiamo molto di più, ma ancora troppo poco. Fino alla fine degli anni Settanta del secolo scorso si riteneva il *Rampithecus* quale primo ominide comparso già nel miocene. Nei successivi anni Ottanta si svilupparono teorie diverse, in ogni caso sempre guardando il continente africano. Il primo vero ominide è forse l'*Ardipithecus ramidus* (4 milioni di anni fa - Pliocene antico).

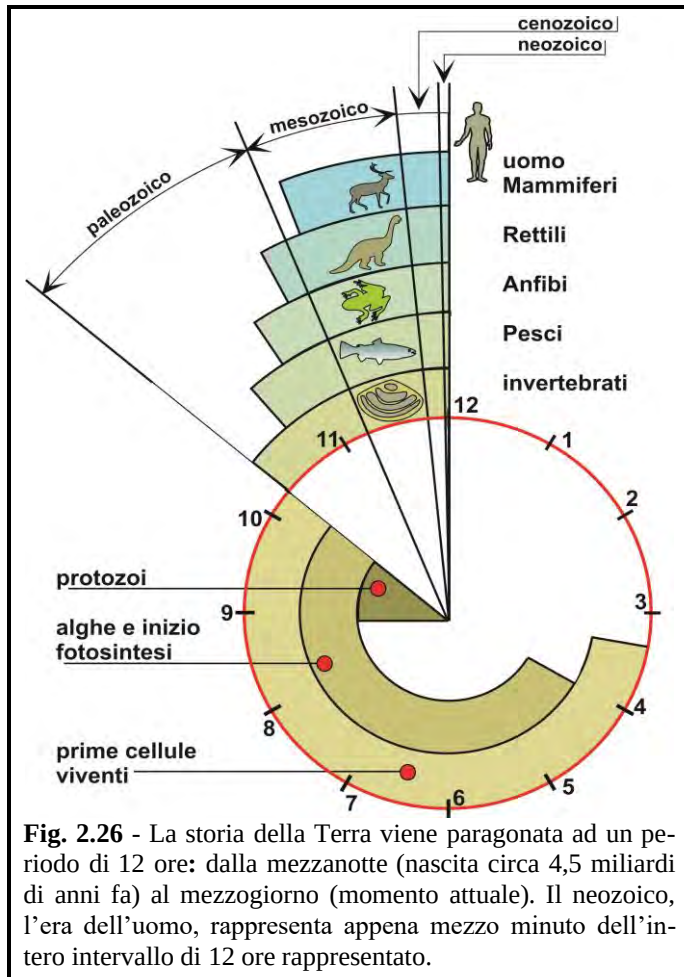


Fig. 2.26 - La storia della Terra viene paragonata ad un periodo di 12 ore: dalla mezzanotte (nascita circa 4,5 miliardi di anni fa) al mezzogiorno (momento attuale). Il neozoico, l'era dell'uomo, rappresenta appena mezzo minuto dell'intero intervallo di 12 ore rappresentato.

ricostruirne l'aspetto originario, a tracciarne l'evoluzione ed a ricostruire gli antichi ambienti in cui questi organismi vivevano (*paleoecologia*).

Rarità di un fossile. Ogni giorno un numero enorme di organismi muoiono sul nostro pianeta, ma estremamente ridotte sono le possibilità che uno di essi possa trovarsi nelle condizioni adatte per permetterne la conservazione. Tra tutti i fossili che durante la storia della Terra hanno avuto il privilegio di conservarsi, solo una minima parte è stata scoperta; la maggior parte è stata distrutta ed altri giacciono sepolti magari anche a pochi metri di profondità. In sintesi conosciamo ben poco sugli esseri viventi che hanno popolato la Terra durante tutta la sua storia, forse meno del 10 %.

Fossilizzazione. Ogni organismo, dopo la morte, potenzialmente può conservarsi diventando un fossile, ma solo in condizioni particolari che dipendono dal sedimento inglobante (molto fine) e dal tempo che intercorre tra la morte ed il seppellimento (molto breve). La fossilizzazione è influenzata da fattori *intrinseci* ed *estrinseci*.

Fattori intrinseci. Dipendono dalla composizione dell'organismo. La presenza di parti resistenti quali gusci od ossa aumenta la possibilità di conservazione, mentre un organismo composto solo da parti molli (es. una medusa) ha pochissime possibilità fossilizzarsi. Le sostanze che generalmente hanno più probabilità di conservarsi sono le seguenti: calcite e aragonite (forme minerali del carbonato di calcio - CaCO_3 - in molti invertebrati come le conchiglie dei Molluschi), fosfato di calcio (CaPO_4 - nelle ossa dei vertebrati), calcedonio (SiO_2 - nei radiolari e nelle diatomee), lignina (molto resistente, nel legno), chitina e cheratina (insetti),...

Fattori estrinseci. I resti di organismi possono essere aggrediti da batteri e organismi saprofiti, smembrati e dispersi dall'azione delle acque dilavanti, dal vento o distrutti da susseguirsi di vari fenomeni geologici. Quando l'organismo si trova sepolto nei sedimenti inizia un percorso di "pietrificazione", (*diagenesi*) che trasforma l'organismo in un fossile attraverso un susseguirsi di fenomeni di interazione chimico-fisica tra gli strati sedimentari e l'organismo stesso in questi sepolto. Se la diagenesi risulta troppo "spinta" il

Un'ulteriore evoluzione è risultata dalla scoperta di *Australopithecus afarensis* in Etiopia e delle impronte di Laetoli in Tanzania; probabilmente, più di tre milioni e mezzo di anni fa gli ominidi primitivi si evolsero in Africa. Fossile simile è *Homo habilis*, cacciatore - raccoglitore, con cervello discretamente sviluppato, che viveva nell'Africa orientale. Un milione e mezzo di anni fa scomparve l'*Habilis* per cedere il posto all'*Homo erectus*, che fabbricava utensili di pietra e forse utilizzava il fuoco. Con l'avvento di *Homo sapiens* (300.000 anni) migliora l'utensileria litica e si denuncia un vistoso sviluppo del cranio. *Neanderthal* (**fig. 2.25**) fu per lungo tempo (fino a 40.000 anni fa) contemporaneo con *Homo sapiens*. L'affermazione definitiva dell'uomo moderno (*Homo sapiens sapiens*) risale a circa 40.000 anni fa e da allora è storia ben più recente e meglio conosciuta. In qualsiasi caso è bene ricordare che la storia evolutiva dell'uomo rappresenta una frazione di tempo tutto sommato irrilevante rispetto a quella del pianeta Terra (**fig. 2.26**).

SCHEDA 2.1 - Definizione e formazione del fossile

Definizione di fossile. Ogni resto o traccia di organismo vivente che, attraverso un processo geologico, anche di milioni di anni, si conserva inglobato nelle rocce sedimentarie, unico tipo di rocce in cui, di norma, si possono conservare resti di organismi fossilizzati. La *paleontologia* studia questi resti per



Esempio di *fossilizzazione diretta*. Le ossa ed i denti possono subire un processo di sostituzione molecolare simile ai gusci delle conchiglie. Questo dente di squalo presenta tutti i caratteri originali.

fossile cambia totalmente la propria composizione fino a distruggerne ogni parte. Anche l'erosione ed in generale i processi del disfacimento, portano alla disgregazione di un fossile.

Processo di fossilizzazione. Insieme di tutti i fenomeni naturali che portano un organismo, dopo la morte, a trasformarsi in un fossile. Quale condizione primaria l'organismo deve essere seppellito in un sedimento che lo isoli completamente dall'ambiente esterno per un tempo lunghissimo. Si riconoscono due modalità principali: principali: *normale* ed *eccezionale*.

Processo "normale". Costituisce la gran maggior parte dei casi di conservazione, a sua volta, diviso in due categorie: *diretto* e *indiretto*.

Fossilizzazione diretta. L'organismo giunge fino a noi apparentemente conservato in ogni sua parte. Spesso processi chimici, in genere molto lunghi, contribuiscono a modificare gusci, ossa, denti, ecc., fino a sostituirli con sostanze completamente differenti da quelle originarie.

Fossilizzazione indiretta. Avviene in caso di completa demineralizzazione; porta alla formazione di impronte e/o modelli. L'organismo non si conserva direttamente ma viene sostituito per riempimento con materiale secondario, oppure nel caso in cui sia distrutto ne può rimanere solo un'impronta.

Processo eccezionale. Fenomeni molto rari che portano alla conservazione totale dell'organismo. Un esempio è quello dei *Mammuth* della Siberia, congelati nel permafrost, suolo tipico della tundra, che rimane congelato per migliaia di anni. Sono da citare anche i casi della fossilizzazione in ambra.



Esempio di *fossilizzazione indiretta*. Della conchiglia originale rimane solo l'impronta del guscio. La parte interna non si è conservata ed la cavità rimasta non è stata colmata con materiale secondario.

SCHEDA 2.2 - Esempi di relazioni entro la biocenosi

Predazione. Ruolo di alcuni animali agli ultimi anelli della catena alimentare; rappresenta un importante fattore della selezione naturale. La presenza in una determinata area di un certo tipo di predatori, oltre a limitare la presenza di altri, favorisce il differenziarsi delle prede. Risulta una stretta interrelazione in cui il minimo turbamento può portare a profonde modificazioni. Per esempio la scomparsa di un certo tipo di predatore lascia scoperta una nicchia ecologica che viene occupata da predatori differenziatisi in altre aree.

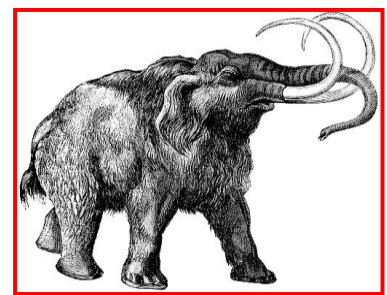
Simbiosi. Organismi di specie diverse convivono costantemente associate con vantaggio reciproco. I Licheni sono costituiti da un fungo e da un'alga; il primo assorbe dal substrato acqua e sali minerali, mentre la seconda, grazie ai pigmenti fotosintetici, sintetizza sostanza organica. I licheni sono così in grado di sopravvivere in ambienti dove fungo ed alga da soli soccomberebbero. Un altro esempio è la micorriziosa fra le radici delle piante arboree ed il reticolo di ife fungine sotterranee.

Commensalismo. Un tipico esempio è quello fra il paguro (Crosteo) e l'attinia (Celenterato); il primo vive in una conchiglia vuota sulla superficie della quale si fissa la seconda che quindi viene trascinata dai movimenti del crostaceo. Questa associazione presenta un vantaggio notevole per l'attinia; essa infatti, come individuo sessile, non avrebbe la possibilità di spostarsi per cercare il nutrimento. Contemporaneamente il paguro viene difeso dai tentacoli urticanti dell'ospite e usufruisce dei resti delle prede catturate da questo. È una collaborazione per il procacciamento di cibo. Il commensalismo si distingue dalla simbiosi in quanto i due organismi sopravvivono anche senza tale collaborazione.

Parassitismo. Gli individui di una specie possono "sfruttare" quelli di un'altra senza provocarne immediatamente la morte. Non tutti i rapporti interspecifici dannosi per una specie a vantaggio di un'altra rientrano in questa categoria, altrimenti si dovrebbero considerare parassiti anche i predatori. Si ha parassitismo quando un organismo viene menomato nella sua vitalità, oppure viene portato a morte in modo lento e graduale.

Competizione. Più specie che occupano la stessa nicchia ecologica possono entrare in competizione. Non appena l'insieme degli individui di un gruppo tende ad indebolirsi, un altro lo soppianta. La storia della vita sulla Terra fornisce un'ampia documentazione. I Mammiferi compaiono nel mesozoico (era geologica compresa fra 235 e 65 milioni di anni fa) e per lungo tempo, sono rimasti poco numerosi e di piccole dimensioni, dato che tutte le nicchie ecologiche erano occupate dai grandi Rettili con i quali erano in competizione. La fine di questa era è contraddistinta da un radicale cambiamento della composizione faunistica. L'estinzione in massa dei grandi Rettili modificò profondamente i rapporti di competizione. I Mammiferi, non più predati dai dinosauri e non più costretti alla vita notturna, velocemente si differenziarono occupando gli spazi disponibili. L'era successiva, cenozoica (65 ÷ 2 milioni di anni fa) fu caratterizzata dall'esplosione evolutiva dei Mammiferi, che ha portato a quella notevole varietà di forme che oggi osserviamo.

Mobilità. Una specie in grado di spostarsi durante tutto il suo ciclo vitale o almeno per buona parte di esso, ha buone possibilità di colonizzare nuovi ambienti. I briozoi, i coralli e le spugne sono animali sessili; sono ancorati al substrato e ciò non li favorisce nei confronti di eventuali variazioni fisiche e chimiche dell'ambiente. Le popolazioni di questi gruppi hanno scarse possibilità di ampliare il loro areale di distribuzione. Questa limitazione è compensata in parte dal modo di vita degli stadi embrionali. Le larve conducono vita planctonica; la maggior parte di esse non sopravvive; alcune riescono a trovare un



Ricostruzione di *Mammuth*.

substrato adatto al quale ancorarsi per dare origine a nuove colonie. Questa “tecnica” di diffusione, che compensa la mancanza di mobilità, è utilizzata dalla maggior parte dei vegetali tramite spore e semi.

Tassi di natalità, crescita e mortalità. Sono fattori importanti nel determinare il successo evolutivo di un gruppo sistematico. Gli Insetti sono comparsi sulla Terra circa 350 milioni di anni fa, dopo i vertebrati primitivi e quindi proprio questi avrebbero avuto più tempo per evolversi e meglio adattarsi alle diverse condizioni ambientali. Ma se adattamento vuol dire alto numero di individui per specie e molteplici varietà di forme, allora sono gli Insetti (oltre un milione di specie conosciute e numerose quelle ancora da scoprire) quelli che si sono meglio affermati sulla Terra. Ciò che ha permesso agli Insetti una rapida evoluzione è dovuto a tassi di natalità e di crescita, molto elevati rispetto agli altri gruppi: hanno ciclo più breve, possono avere parecchie generazioni in un anno e producono una grande quantità di uova.

Tassi di incremento e diminuzione delle popolazioni. Sono fondamentali nell'ecologia. Le popolazioni sono fluttuanti come numero e composizione di individui ed esistono limiti di densità superiori e inferiori. Il limite superiore è condizionato dalle risorse alimentari, mentre quello inferiore è legato alla densità minima al di sotto della quale per due individui della stessa specie e di sesso diverso, le probabilità di incontro, per fini riproduttivi, sono scarse, con conseguente pericolo di estinzione.

SCHEDE 2.3 - Definizioni utili all'ecologia

L'ecologia è un tema molto vasto, la cui trattazione completa non è prevista fra gli obiettivi del presente testo. Tuttavia si è ritenuto opportuno riportare almeno le definizioni, sotto forma di glossario, di termini normalmente utilizzati nei campi degli studi ambientali e paleontologici, con particolare riferimento agli ambienti acquatici (nella maggior parte dei quali avvengono i processi di sedimentazione) ed ai fenomeni biologici.

ABISSALE. Comunità o ambiente dei fondali molto profondi (oltre 4.000 m).

ABIOSESTON (vedi **tripton**).

ABIOTICO. Insieme di fattori fisici e chimici dell'ambiente ed in grado di influire sugli organismi.

ACCIDENTALE. Specie vegetale o animale presente in un ambiente casualmente.

ACCLIMATAZIONE (ambientazione). Periodo impiegato da una specie alloctona per l'adattamento all'ambiente dell'area geografica entro la quale è introdotta. Oppure capacità di adattamento di un organismo a vivere in un nuovo clima. Questo adattamento comporta delle modifiche di caratteri morfologici e/o fisiologici.

ACCLIMAZIONE (vedi **acclimatazione**).

ACHERATOBI (vedi **catarobi**).

ADATTABILITÀ. Insieme di capacità di un organismo a modificare attività funzionali e comportamento in funzione di eventuali cambiamenti di fattori fisici e/o biologici dell'ambiente.

AEROBI. Organismi in grado di demolire sostanza organica con processi che utilizzano l'ossigeno come ossidante.

AFOTICO. Ambiente con luce non sufficiente a sostenere il processo di fotosintesi.

AGAMODROMO (gamodromo). Organismo che migra (in genere specie ittica dal mare a risalire i fiumi o viceversa) per fini trofici.

ALGHE. Organismi unicellulari o riuniti in colonie, capaci di fotosintesi (principali costituenti del fitoplancton).

ALGIVORO. Organismo che si nutre di alghe.

ALLOCTONA (esotica). Specie introdotta dall'uomo in un'area geografica ove era assente. Tale termine si applica anche ai fossili che hanno subito un trasporto post-mortale.

ALLOPATRIA. Caratteristica di specie i cui areali di distribuzione non si sovrappongono o non sono in contatto geografico.

ALLOTROFIA. Intensità del rifornimento di sostanza organica ad un ambiente acquatico dall'esterno.

ALOBIO. Organismo che vive in acque salate (ambienti marini o salmastri).

ALPICO. Relativo alle Alpi (senso geografico).

ALPINO. Relativo a catene alpine, in genere alle quote più elevate (senso ecologico).

AMBIENTE (vedi **ecosistema**).

AMBIENTAZIONE (vedi **acclimatazione**).

AMENSALISMO. Situazione in cui un organismo danneggia un altro, con il quale tuttavia non si trova in competizione interspecifica.

ANABIOSI. Condizioni di “vita latente” provocata dalla disidratazione o dal raffreddamento.

ANAEROBI. Organismi in grado di demolire sostanza organica con processi che utilizzano sostanze ossidanti diverse dall'ossigeno.

ANADROMA (potamoteca). Specie che vive abitualmente in mare e che risale le acque dolci per la riproduzione.

ANELLO della catena alimentare (vedi **catena alimentare**).

ANFIBIOTICO. Organismo che passa da un ambiente ad un altro (per esempio un organismo che passa dalle acque marine a quelle dolci e viceversa).

AREALE. Area geografica ove è naturalmente presente la popolazione di una determinata specie.

ARENICOLO. Termine per qualificare un organismo che frequenta i bassi fondali sabbiosi.

ASSIMILAZIONE (vedi diverse voci di **produttività**).

ASTATISMO. Condizioni dovute a forti variazioni di livello idrometrico.

AUTOCTONA (indigena). Specie nativa, naturale o indigena di una determinata area geografica. Tale termine si applica anche ai fossili che non hanno subito un trasporto post-mortale.

AUTOTROFI (produttori). Organismi in grado di effettuare il processo di fotosintesi (idrofite e alghe) o di chemiosintesi (batteri).

AUTOTROFIA. Sistema anabolico degli organismi autotrofi. Termine usato anche per descrivere l'intensità della produzione totale della sostanza organica in un ambiente.

BENTHOS. Organismi attaccati o posati sul fondo o fra i sedimenti. Vi sono organismi *sessili* (fissati ad un sostegno), *mobili* sia sul piano orizzontale, sia su quello verticale (*scavatori*).

BENTOFAGO. Che si nutre di benthos (normalmente animali zoofagi).

BIOCENOSI (vedi **comunità biotica**).

BIOGEOCENOSI (vedi **ecosistema**).

BIOMASSA. Peso di sostanza vivente. Viene espresso come peso vivo o come materiale secco per unità di superficie. Può essere riferito ad un intero ecosistema a una comunità biotica o a una parte di essa.

BIOSESTON. Comprende il plancton, il necton ed il necto-plancton.

BIOTECTON. Organismi che ricoprono un substrato più o meno solido (pietre, massi, detriti vari) originando spesso una sorta di feltro.

BIOTICO. Insieme dei fattori biologici di un determinato ambiente, che influenzano le competizioni inter e intraspecifiche, la predazione, il parassitismo, ecc...

BIOTIPO. Gruppo di individui *identici* per il loro genotipo. Biotipi identici si possono avere in individui che si riproducono per autofecondazione (linee pure) o per partenogenesi o per riproduzione vegetativa.

BIOTOPO. L'insieme delle caratteristiche fisiche e chimiche dell'ambiente.

CALCIFILE. Specie vegetali o animali che prediligono ambienti ricchi di calcio.

CALCIFUGHE. Specie vegetali o animali che non sopportano ambienti ricchi di calcio.

CARNIVORO (zoofago). Che si nutre di animali (solitamente predatori ai livelli trofici superiori al secondo anello nella catena alimentare).

CATADROMA (talassotoca). Specie che vive abitualmente nelle acque dolci e che scende al mare per la riproduzione.

CATAROBI (acheratobi). Organismi che non tollerano la presenza di sostanze organiche in putrefazione.

CATENA ALIMENTARE. Trasferimento di energia alimentare che parte dai produttori e attraversa una serie di organismi che mangiano e vengono mangiati (**livelli trofici** o **anelli**).

CHEMIOSINTESI. Produzione di sostanza organica a partire da acqua, anidride carbonica e composti minerali semplici utilizzando, come fonte di energia, quella liberata dall'ossidazione di sostanze chimiche. Tale processo è in genere sviluppato da alcuni batteri.

COLONIA. Insieme di individui appartenenti alla stessa specie, anatomicamente uniti, così da formare una individualità di ordine superiore.

COMMENSALISMO. Tipo di associazione fra due o più organismi di specie diverse in cui uno o tutti gli associati traggono vantaggio per il nutrimento o comunque nessuno ne riceve danno.

COMPETIZIONE. Qualunque interazione fra individui o popolazioni di due o più specie dello stesso livello trofico che ne influenza lo spazio vitale, l'accrescimento e la sopravvivenza. Può essere **interspecifica** (fra individui di specie diverse) o **intraspecifica** (fra individui della stessa specie).

COMUNITÀ BIOTICA (biocenosi). Insieme di popolazioni che vivono in una determinata area o habitat fisico; costituisce una unità organizzata con caratteristiche che vanno al di là di quelle dei singoli individui e delle popolazioni che la compongono.

COMUNITÀ LIMNETICHE. Comunità biotiche della zona fotica delle acque stagnanti.

CONSUMATORI (vedi **eterotrofi**).

COSMOPOLITA. Specie caratterizzate, in virtù della loro notevole capacità adattativa, da un grande diffusione geografica.

COSTIERI. Organismi che vivono in prossimità della costa (nei laghi e nei mari).

CRENOBIONTI. Organismi tipici degli ambienti caratterizzati da acque sorgive.

CRENOFILI. Organismi adatti agli ambienti caratterizzati da acque sorgive.

CRENON. Ambiente caratterizzato da acque sorgive.

CRENOXENI. Organismi occasionali in ambienti caratterizzati da acque sorgive, ma più adatti ad altri ambienti.

DECOMPOSITORI (vedi **saprotrofi**).

DEME. Categoria più ristretta dell'ecotipo. È l'unità di popolazione più piccola, formata da gruppi di individui geneticamente molto simili, uniti uno all'altro da un interno rapporto temporale e spaziale. Si tratta di porzioni molto ristrette di popolazioni parzialmente isolate.

DENSITÀ. Rapporto tra il numero di individui di una specie e la superficie di ambiente da essi occupata.

DIADROMO. Organismo che vive sia in acque dolci, sia in quelle salate.

DISGIUNTA. Distribuzione di individui di una popolazione in località diverse, non in contatto fra loro.

DISTROFIA. Situazione di un ambiente acquatico (solitamente ad acque stagnanti) caratterizzato da un elevatissimo livello trofico e con equilibri ecologici profondamente alterati.

DRIFTT. Trascinamento degli organismi verso valle per l'azione della corrente in un corso d'acqua, in particolare durante le manifestazioni di piena.

ECOSISTEMA (ambiente, biogeocenosi). Unità che include tutti gli organismi in una data area (comunità biotica), interagenti con l'ambiente fisico (biotopo) in modo tale che il flusso di energia porti a una ben definita struttura trofica, ad una diversità biotica e a una ciclizzazione della materia (scambi fra viventi e non viventi) all'interno del sistema.

ECOTIPO. Categoria ecologica (razza, forma, sottospecie) rappresentata da un insieme di individui di una specie con caratteri morfologici esterni diversi dall'abito tipico medio della stessa specie e dovuti alle particolari condizioni ambientali in cui vivono.

ECOTOPO. Spazio specifico vitale (territorio) proprio di ogni organismo.

ELOFITE. Piante acquatiche della fascia riparia umida prossima alla riva.

ELOPLANKTON. Plancton litorale.

EMOFAGO. Che si nutre di sangue; solitamente parassiti.

ENDEMISMO. Categoria tassonomica (in genere la specie) peculiare di un'area circoscritta e più o meno limitata come estensione.

ENDOBIONTI. Organismi dell'endobenthos.

ENDOBENTHOS. Insieme di organismi del benthos che vivono sprofondati nei primi centimetri di spessore dei fondali.

ENDOFAGI. Larva di insetto parassita.

ENDOFITA. Parassita che vive all'interno di un organismo vegetale.

ENDOGEA. Comunità costituente l'endobenthos.

EPIBIONTI. Organismi dell'epibenthos.

EPIBENTHOS. Insieme di organismi del benthos che si muovono strisciando o deambulando sulla superficie dei fondali.

EPIFITA. Organismo che vive sulla superficie di vegetali, spesso nutrendosene.

EPIFAUNA. Insieme di organismi animali che vivono sulla superficie dei fondali.

EPILETICO. Organismo (in genere vegetale) che vive sulla superficie dei ciottoli, dei massi e delle superfici rocciose negli alvei dei corsi d'acqua e nelle zone litorali di mari, laghi e stagni.

EPILOTORALE. Aggettivo per definire un ambiente o una comunità biotica della fascia presso le rive di una zona umida, ma dove l'influenza dell'acqua è molto limitata.

EPIPELICO. Aggettivo per definire ambienti o organismi (vegetali) che vivono sui fondali corrispondenti alla zona sublitorale (dove la luce è molto scarsa).

EPIPLEUSTON. Organismi (macroinvertebrati) che vivono nel mezzo aereo e che possono "camminare" e "correre" sulla superficie dell'acqua sfruttandone la tensione superficiale.

EPIZOICO. Organismo che vive sulla superficie di animali, spesso nutrendosene.

ERBIVORO (vedi **fitofago**).

ESOTICA (vedi **alloctona**).

ETEROTERMI (vedi **poecilotermi**).

ETEROTROFI (consumatori). Organismi che utilizzano sostanza organica già sintetizzata assumendo il materiale (o residui) prodotto dagli autotrofi.

EUFOTICO. Ambiente con luce abbondante.

EULIMNOS. Insieme di organismi pelagici.

EULITORALE. Porzione di litorale soggetta ai movimenti del modo ondoso (maree e sesse nei laghi).

EURIALINO. Organismo tollerante ampie variazioni di salinità nelle acque in cui vive.

EURIFAGO. Organismo in grado di utilizzare una vasta gamma di risorse alimentari (ampio spettro trofico).

EURIECI. Organismi che possono adattarsi facilmente in biotopi diversi.

EURITERMI (alternativo di stenotermi). Organismi che tollerano ampie variazioni di temperatura.

EURITOPA. Specie che occupa un ecotopo *non* caratterizzato da particolari condizioni (in genere ristrette) ottimali di vita. (alternativo di stenotopa).

EUTROFIA (grado di **trofia**). Grande disponibilità di nutrienti in un determinato ambiente per gli organismi autotrofi (elevata produttività primaria).

EUTROFIZZAZIONE. Insieme di processi sia naturali, sia legati alle attività umane, che concorrono all'arricchimento della disponibilità di nutrienti in un ambiente.

FAGOTROFI (macroconsumatori). Consumatori primari, secondari,...; erbivori, predatori, parassiti,... tutti eterotrofi.

FAUNA. Insieme di tutti gli animali che si trovano in una data regione o che popolano un determinato ambiente, autotoni, esotici o allevati. Tale termine specifica l'elenco delle specie presenti prescindendo da valutazioni di tipo ecologico. Per i vegetali è la **flora**. Si possono indicare anche particolari raggruppamenti quali, per esempio, *entomofauna* (insieme degli insetti), *ittiofauna* (pesci), *erpetofauna* (anfibi e rettili), *ornitofauna* (uccelli), *teriofauna* (mammiferi),...

FENOTIPO. L'insieme delle caratteristiche esterne di un individuo (la sua apparenza) risultato dell'interazione fra genotipo (progetto genetico) ed ambiente.

FERMENTAZIONE. Processo caratteristico di organismi eterotrofi anaerobi (batteri, funghi) che demoliscono solo

parzialmente la sostanza organica in molecole più semplici (es. acidi acetico e lattico).

FILTRATORE. Organismo che si nutre di particelle organiche e/o di microrganismi attraverso meccanismi di filtrazione dell'acqua.

FITOBENTHOS. Vegetali (idrofite, alghe) che vivono in stretto contatto con il fondo.

FITOCENOSI. Comunità di specie vegetali, naturali e inter-dipendenti, che occupano un biotopo (insieme alla zoocenosi costituisce la biocenosi).

FITOFAGO. Consumatori del secondo livello della catena alimentare (**erbivoro**).

FITOPLANTOFAGO. Consumatori del fitoplancton (secondo livello della catena alimentare, paragonabili agli erbivori) in genere appartenenti allo zooplancton.

FITOPLANCTON. Plancton vegetale; vive nella zona fotica delle acque stagnanti e dei mari caratterizzandone in modo importante la produttività (cianoficee, cloroficee, crisoficee, dinoflagellati,...).

FLORA. Tutte i vegetali che si trovano in una data regione o che popolano un determinato ambiente, siano esse spontanee, naturalizzate o coltivate. Tale termine specifica l'elenco delle specie presenti prescindendo da valutazioni di tipo ecologico. Per gli animali è la **fauna**.

FLOS ACQUAE. Produzione algale massiva (fioritura) in genere dovuta ad eutrofizzazione.

FONTICOLI. Organismi tipici delle acque sorgive (o di fonte).

FORESIA. Abitudine, da parte di certi organismi, di farsi trasportare da altri di dimensioni maggiori o datati di maggiore vagilità.

FOTOSINTESI. Produzione di sostanza organica a partire da acqua, anidride carbonica e composti minerali semplici utilizzando, come fonte di energia, la luce. È un processo sviluppato dalle cianoficee, dalle alghe e dai vegetali veri e propri.

FREATICOLI. Organismi che vivono all'interno dei sedimenti in particolare fra detriti ghiaiosi e ciottolosi.

FREGA. Insieme delle azioni, di solito collegiali, compiute dai pesci nel periodo della riproduzione.

GALENOFILO. Organismo che vive in baie, golfi, presso le coste, in aree riparate, prive o quasi di correnti.

GAMODROMO (vedi **agamodromo**).

GENOTIPO. Costituzione genetica di un individuo, cioè insieme di geni presenti (compresi anche quelli non espressi) nei suoi cromosomi.

GEOFILO. Organismo che vive su fondali melmosi o sabbiosi.

GREGARIA. Specie i cui individui vivono in gruppi più o meno numerosi.

HABITAT. Luogo dove vive un determinato organismo. Termine frequentemente usato, in modo poco ortodosso, anche come sinonimo di ambiente o di ecosistema.

HALIPLANCTON. Plancton delle acque salate.

HAPTOBENTHOS. Organismi del benthos che prediligono le superfici solide.

HELEOPLANCTON. Plancton legato alla zona litorale; si trova anche in stagni, paludi, pozze e risaie.

HERPOBENTHOS. Organismi del benthos che si muovono nel fango.

HYPALMIROPLANCTON. Plancton delle acque salmastre.

IBRIDAZIONE. Incrocio dei patrimoni genetici di individui appartenenti a due specie diverse che porta ad ibridi con caratteri intermedi tra quelli dei genitori (termine usato anche per l'incrocio fra due ecotipi appartenenti alla stessa specie).

IDROFILO. Organismo che predilige le zone umide.

IDROFITE. Piante superiori, organizzate in tessuti ed organi, che vivono parzialmente o totalmente in acqua; la dipendenza dal mezzo acquoso permette inoltre ulteriori raggruppamenti.

IGROPETRICI. Ambienti caratterizzati da rocce bagnate da un velo d'acqua (ospitano organismi madicoli).

INDIGENA (vedi **autoctona**).

INFAUNA. Insieme di organismi animali che vivono affossati nel sedimento.

INFRALITORALE. Porzione di litorale al di sotto della superficie dell'acqua, fin dove arriva abbondante la luce (in grado di sostenere il processo di fotosintesi di idrofite; perciò viene anche detto *fitolitorale*); il suo limite al largo lo separa dalla zona pelagica. Viene distinta in *eulitorale*, *litorale superiore* (dove si sentono ancora gli effetti del moto ondoso) e *litorale media* (dove l'acqua è ferma e la luce ancora abbondante).

INQUILINISMO. Tipo di associazione fra due organismi di specie diverse in cui un associato trae vantaggio per lo spazio vitale, in particolare per i rifugi.

IPERTROFIA (grado di **trofia**). Situazione di un ambiente con livello trofico massimo, addirittura superiore alla eutrofia.

IPOGEO. Organismo che vive in un habitat sotterraneo.

LENTICO. Aggettivo per definire un ambiente o una comunità biotica delle zone umide ad acque stagnanti o debolmente correnti.

LIMNOPLANCTON. Plancton presente nei laghi.

LITOFAGO. Organismo animale che scava nicchie in rocce per rifugiarsi o per condurre vita sessile. Letteralmente significa "si nutre di pietra"; si tratta quindi di un termine non propriamente corretto.

LITORALE. Aggettivo per definire un ambiente o una comunità biotica della fascia presso le rive di una zona umida e che si estende sia al di sotto, sia al di sopra della superficie dell'acqua con ulteriori suddivisioni *epilitorale*, *sopralitorale*, *infralitorale*, *sublitorale*; al largo di essa si trova la zona pelagica.

LIVELLO TROFICO (vedi **catena alimentare**).

LOTICO. Aggettivo per definire un ambiente o una comunità biotica delle zone umide ad acque correnti.

LUTOBIA. Organismo che vive nel fango.

MACROCONSUMATORI (vedi **fagotrofi**).

MACROELEMENTI (vedi **macronutrienti**).

MACROFAGI. Animali che si nutrono di organismi di apprezzabile grandezza.

MACROFAUNA. Termine improprio, poco usato. È l'inverso di "microfauna" e raggruppa tutti gli organismi animali di dimensioni superiori al millimetro; con una simile definizione appartengono a questa categoria la formica e la balena.

MACROFITE (vedi **idrofite**).

MACROINVERTEBRATI. Organismi invertebrati con lunghezza superiore al millimetro.

MACRONUTRIENTI (**macroelementi**). Sali minerali necessari in quantità elevata per i normali processi sintetici degli organismi autotrofi (N, P, K, Ca, S, Mg).

MACROPLANCTON (**macroseston**). Plancton con individui di dimensioni $1 \div 20$ mm.

MACROSESTON (vedi **macroplancton**).

MADICOLI. Organismi che vivono in ambienti caratterizzati da un semplice velo d'acqua.

MEGALOPLANCTON (**megaloseston**). Plancton con individui di dimensioni $20 \div 30$ mm.

MEGALOSESTON (vedi **magaloplancton**).

MEROPLEUSTON. Organismi che spuntano alla superficie, da di sotto della pellicola superficiale dell'acqua (per es. per raccogliere aria o cibo).

MESOFaUNA. Fauna con dimensioni intermedie tra macrofauna e microfauna. Termine improprio con limiti mal definiti a seconda dell'uso.

MESOPLANCTON (**mesoseston**). Plancton con individui di dimensioni $0,5 \div 1$ mm.

MESOSAPROBI. Organismi (vegetali e animali) viventi entro un ambiente con sostanze organiche in putrefazione (situazione intermedia tra oligo e polisaprobi).

MESOSESTON (vedi **mesoplancton**).

MESOTROFIA (grado di **trofia**). Media disponibilità di nutrienti in un ambiente per gli organismi autotrofi (situazione intermedia tra oligotrofia ed eutrofia).

MICROCONSUMATORI (vedi **microfagi**).

MICROELEMENTI (vedi **micronutrienti**).

MICROFAGI (**microfagi**). Animali che si cibano di organismi molto piccoli o di minute particelle nutritive.

MICROHABITAT. Porzione di habitat di estensioni ridotte o molto ridotte. Un habitat può essere suddiviso in diversi microhabitat.

MICROINVERTEBRATI (costituenti la **microfauna**).

MICROFAUNA (vedi **microinvertebrati**). Termine poco chiaro in quanto teoricamente comprenderebbe anche gli organismi unicellulari e quindi con significato diverso da quello di "microinvertebrati".

MICROFITE (vedi **microflora**).

MICROFLORA (**microfite**). Insieme di organismi vegetali microscopici comprendenti anche le alghe azzurre, le fitoflagellate e buona parte delle euficee; talora sono compresi in questo insieme anche i batteri.

MICRONUTRIENTI (**microelementi**). Sali minerali necessari in quantità modeste per i processi sintetici degli organismi autotrofi (Mn, Fe, Zn, Mo, Cu, B, Cl, Co).

MICROPLANCTON (**microseston**). Plancton con individui di dimensioni $0,05 \div 0,5$ mm.

MICROPLEUSTON (vedi **neuston**).

MICROSESTON (vedi **microplancton**).

MICROZONA. Strato d'acqua immediatamente sovrastante i bassi fondali dei laghi e dei mari (in esso è presente ossigeno in quantità generalmente inferiore rispetto alle acque sovrastanti).

MIGRAZIONI. Spostamenti lungo gli alvei fluviali da o verso il mare, più limitati entro le acque dolci ed in genere più ampi entro le acque marine o in aree continentali. Possono essere **genetiche** (o **riproduttive**) se si tratta di spostamenti, più o meno massivi per i siti riproduttivi adatti o **trofiche** per la ricerca di cibo.

MOBILITÀ. Capacità di un determinato organismo di spostarsi per fini trofici e/o riproduttivi durante tutto o parte del suo ciclo vitale. Alla mobilità è strettamente legata la possibilità di colonizzazione di nuove aree. Potrebbe essere considerato sinonimo di **vagilità**.

MONODROMO. Organismo che vive esclusivamente in acqua dolce.

MONOTIPICA. Specie priva di categorie tassonomiche immediatamente subordinate (sottospecie).

MONOTOPA. Specie che occupa un ecotopo molto ristretto.

NANOPLANKTON (nanoseston). Plancton con individui di dimensioni $5 \div 50$ micron.

NANOSTESTON (vedi **nanoplankton**).

NECTON. Organismi capaci di spostarsi autonomamente (pesci, anfibi, alcuni macroinvertebrati,...).

NECTOPLANKTON. Organismi planctonici dotati di limitata autonomia di spostamento.

NEOENDEMISMO. Endemismo di origine recente.

NEUSTON (micropleuston). Organismi che si posano e nuotano in corrispondenza della superficie. Si distingue l'**epineuston** dall'**iponeuston** che raggruppano rispettivamente gli organismi appoggiati sulla superficie e quelli che vivono immediatamente al di sotto.

NICCHIA ECOLOGICA. Di un organismo: è lo spazio fisico da esso occupato (**nicchia spaziale**), il suo ruolo funzionale nella comunità come per esempio la sua posizione trofica (**nicchia trofica**) e la sua posizione nei gradienti ambientali di temperatura, umidità, pH,... (**nicchia pluri-dimensionale**).

NICTENERALE. Relativo al giorno e alla notte su 24 ore consecutive.

NOMADE. Specie che compie spostamenti per motivi che non riguardano la riproduzione.

NUTRIENTI (sali biogeni). Sali minerali (di N, P, K, ecc...) disciolti nelle acque e utilizzati dai produttori per i processi di sintesi delle sostanze organiche.

OLIGOFOTICO. Termine per qualificare un ambiente con poca luce per i processi di fotosintesi (intermedio tra afotico ed eufotico).

OLIGOTROFIA (grado di **trofia**). Scarsa disponibilità di nutrienti in un determinato ambiente per gli organismi autotrofi (scarsa produttività primaria).

OLIGOSAPROBI. Organismi (vegetali e animali) viventi entro un ambiente caratterizzato da modeste quantità di sostanze organiche in putrefazione.

OLOBIOTICO. Organismo che vive in un unico ambiente (per esempio che vive in acqua dolce senza compiere migrazioni verso acque salate).

OMEOTERMI. Organismi in grado di mantenere costante la temperatura corporea (Uccelli e Mammiferi).

ONNIVORO. Che si nutre sia di vegetali, sia di animali; consumatore che occupa diversi livelli della catena alimentare.

PALEOENDEMISMO. Endemismo di origine geologicamente antico.

PARALIMNION. Insieme delle zone sopralitorale ed epilitorale.

PARASSITISMO. Tipo di convivenza tra due organismi di specie diverse in cui uno dei due contraenti, il *parassita*, trae vantaggio, mentre l'altro, l'*ospite*, è danneggiato.

PECILOTERMI (eterotermi). Organismi la cui temperatura corporea dipende da quella dell'ambiente circostante.

PELAGICO. Aggettivo per definire un ambiente o organismi in acque non profonde al largo nei laghi e nei mari.

PERIPHYTON. Organismi (prevalentemente vegetali, ma anche animali, attaccati o aderenti agli steli o alle foglie di

piante acquatiche o ad altre superfici (ciottoli, massi, tronchi sommersi,...) che si sollevano sul fondo.

PIRAMIDE ECOLOGICA. Rappresentazione grafica della struttura trofica. Alla base sta il livello della produzione (autotrofi) e i gradini successivi rappresentano i diversi livelli trofici dei consumatori. Possono essere rappresentate con i numeri (di individui per livello), con le biomasse e con i trasferimenti di energia.

PLANKTON. Organismi che vivono sospesi nelle acque stagnanti, incapaci di compiere veri e propri spostamenti autonomi. Quelli zooplanctonici possono effettuare movimenti che favoriscono il mantenimento della posizione verticale (profondità), ma il plancton in generale è incapace di muoversi contro una corrente apprezzabile.

PLACTOBENTHOS. Piccoli organismi costituenti il plancton, ma che vivono molto vicino al fondale.

PLEIOTOPA. Specie che occupa un ecotopo molto esteso. Le varie fasi del ciclo vitale possono realizzarsi anche in habitats anche lontani tra loro.

POLICRONO. Organismo con livrea multicolore o specie che offre un'ampia variabilità cromatica.

POLIMORFISMO. Simultanea presenza, nell'ambito della stessa popolazione, di due o più fenotipi discontinui geneticamente controllati. Una specie che presenta tale fenomeno è detta *polimorfa*.

POLITIPICA. Categoria (specie) che contiene due o più categorie immediatamente subordinate (sottospecie).

POLISAPROBI. Organismi (vegetali e animali) viventi entro un ambiente caratterizzato da abbondanza di sostanze organiche in putrefazione.

POPOLAZIONI. Gruppo di organismi della stessa specie (o di individui fra i quali esiste la possibilità di scambio genetico) che occupano una data zona, con caratteristiche tipiche del gruppo e non dei singoli individui.

POTAMOBIO. Organismo che si riproduce (depone uova) in ambienti con acque dolci.

POTAMON. Ambiente caratterizzato da organismi adatti ad acque lente e calde.

POTAMOPLANKTON. Plancton tipico dei fiumi (pre-sente in situazioni poco frequenti, in zone di corsi d'acqua con corrente molto lenta).

POTAMOTECA (vedi **anadroma**).

PRED. Organismo oggetto di predazione.

PREDAZIONE. Insieme di attività di alcune specie animali (*predatori*) atte alla cattura di altri animali (*prede*) allo scopo di soddisfare esigenze alimentari. Il rapporto predatore/preda costituisce un fattore di particolare importanza nell'analisi degli ecosistemi.

PREDATORE. Organismo che esercita l'attività di predazione.

PRIMARIA. Specie che non tollera l'acqua salata e vive esclusivamente in acque dolci.

PRODUTTIVITÀ PRIMARIA (o **basale**). Quantità di sostanza vivente prodotta dagli organismi autotrofi nell'unità di tempo e di superficie (di un ecosistema o di una comunità biotica, o di una parte di essa).

PRODUTTIVITÀ PRIMARIA GREZZA (assimilazione totale o fotosintesi totale). Produttività primaria comprendente anche la sostanza organica consumata nella respirazione.

PRODUTTIVITÀ PRIMARIA NETTA. Produttività primaria al netto della sostanza organica utilizzata nella respirazione (materiale organico immagazzinato).

PRODUTTIVITÀ SECONDARIA (assimilazione). Quantità di sostanza organica accumulata nei livelli trofici dei consumatori; comprende anche la materia utilizzata per la respirazione non utile quindi all'aumento della biomassa.

PRODUTTORI (vedi **autotrofi**).

PSAMMON. Comunità animali (in genere macro e micro-invertebrati) che vivono nell'acqua interstiziale dei litorali sabbiosi e ghiaiosi.

RAZZA ECOLOGICA (vedi **ecotipo**).

RESPIRAZIONE AEROBICA (vedi **aerobi**).

RESPIRAZIONE ANAEROBICA (vedi **anaerobi**).

REOFILO. Termine per qualificare un organismo che predilige le acque correnti.

RHEOPLANCTON. Plancton delle acque correnti. Si suddivide in *potamoplancton* e *rhithroplancton*.

RHITRON. Ambiente caratterizzato da organismi adatti ad acque veloci e fredde. Da monte a valle si distinguono: **epirhitron**, **metarhitron** ed **iporhitron**.

RHITROPLANCTON. Plancton delle zone calme dei ruscelli e dei torrenti.

RHIZOBENTHOS. Organismi del benthos che "razzolano" sul substrato.

RHIZOMENON. Pianta acquatiche fissate ad un substrato. Caratterizza soprattutto la zona litorale.

SALI BIOGENI (vedi **nutrienti**).

SALTUARIA. Specie la cui presenza, in una determinata area geografica o località, è irregolare, aperiodica o discontinua.

SAPROBI (saprofaghi). Organismi (vegetali e animali) viventi entro un ambiente caratterizzato da sostanze organiche in putrefazione.

SAPROFAGHI (vedi **saprobi**).

SAPROFITI. Saprobi appartenenti ai funghi e batteri.

SAPROPEL. Sedimenti ricchi di sostanza organica.

SAPROTROFI (microconsumatori, decompositori). Organismi eterotrofi consumatori in genere microscopici che completano la demolizione di sostanza organica fino alla mineralizzazione. Possono essere ulteriormente classificati in base al substrato organico.

SAPROZOI. Saprobi animali.

SECONDARIA. Specie che può vivere saltuariamente in acque salmastre o salate.

SECLUSIONE. Insieme di meccanismi adattativi, acquisiti nel corso dell'evoluzione, che consentono ad una determinata specie (in genere cosmopolita) di tollerare ampie variazioni ambientali.

SESSILE. Organismo che vive fisso (ancorato o con possibilità di movimento praticamente nulle) sul fondo.

SESTON. Insieme del plancton e del tripton.

SIMBIOSI. Associazione tra individui (*simbionti*) di specie diverse che traggono entrambi vantaggio dalla vita in comune o ne è avvantaggiato uno senza che l'altro sia danneggiato.

SIMPATRIA. Due o più specie coesistenti nella stessa area geografica.

SOLITARIO. Adulto, di regola un predatore, che vive da solo.

SOPRALITORALE. Ambiente o comunità biotica della fascia presso le rive di una zona umida o del mare im-

mediatamente superiore al bagno/asciuga, dove l'acqua riveste una notevole importanza per gli organismi.

SOTTOSPECIE. Aggregato di popolazioni locali di una specie, presente in una determinata suddivisione geografica dell'areale della specie e differente tassonomicamente dalle altre popolazioni della stessa specie (vedi **ecotipo**).

SPAZIO VITALE. È l'area che un individuo frequenta abitualmente durante la sua normale attività.

SPECIE. Un gruppo di popolazioni effettivamente o potenzialmente interfeconde (costituite da individui che accoppiandosi dando vita ad altri individui fecondi), riproduttivamente isolato da altri gruppi di popolazioni.

STANZIALE. Organismo che non compie migrazioni.

STENOENDEMISMO. Endemismo assoluto

STENOALINO. Organismo che non tollera significative variazioni di salinità.

STENOTERMI (alternativo di **euritermi**). Organismi in grado di vivere in ambienti caratterizzati con intervalli di temperatura relativamente ristretti.

STENOTOPA. Specie che occupa un ecotopo caratterizzato da particolari condizioni (in genere ristrette) ottimali di vita (alternativo di **euritopa**).

STRUTTURA TROFICA. Interazione dei fenomeni delle catene alimentari (perdita e trasferimento di energia) e fra metabolismo e dimensioni degli organismi.

SUBLITORALE. Porzione inferiore dell'infralitorale buia o dove la luce è insufficiente per sostenere con efficacia il processo di fotosintesi delle idrofite; al di sopra di essa si trova la zona pelagica (viene anche detta *litorale inferiore*).

TALASSOBIO. Organismo che si riproduce (depone le uova) in ambiente marino.

TALASSOTOCA (vedi **catadroma**).

TERRITORIO. Area che una specie animale difende attivamente, di solito contro individui della stessa specie (comportamento spesso legato al periodo dell'accoppiamento, di regola tra maschi).

TICOPLANCTON. Plancton tipico degli stagni.

TRIPTON (abioseston). Materiale organico non vivente (spoglie di organismi, loro residui, ecc...) in parte sospeso nell'acqua e soprattutto destinato alla sedimentazione ed ai decompositori. *Entripton* se autoctono e *pseudotripton* se alloctono.

TROFICO. Relativo al nutrimento e alla nutrizione.

TROFIA (*trophe* = nutrimento). Grado di disponibilità di nutrienti in un determinato ambiente per gli organismi autotrofi (grado di fertilità).

TROGLOBIA. Specie che si trova legata all'habitat cavernicolo.

TROGLOSSENA. Specie che si trova in grotta solo incidentalmente.

TROPISMO. Tendenza di alcuni organismi (o di parti di essi) a muoversi in una certa direzione reagendo ad uno stimolo, chimico (**chemiotropismo**), luminoso (**eliotropismo**), gravitativo (**geotropismo**), ecc... È detto "positivo" quando il movimento è diretto verso l'origine dello stimolo, "negativo" quando la tendenza è opposta.

ULTRAPLANCTON. Plancton con individui di dimensioni inferiori a 5 micron.

ULTRASESTON (vedi **ultraplancton**).

VAGILITÀ. Capacità di movimento (caratteristica degli animali utile alla dispersione sul territorio). Un sinonimo potrebbe essere "mobilità".

VAGILITÀ (vedi **mobilità**).

VALENZA ECOLOGICA. È il grado di adattabilità o di tolleranza di una specie alle variazioni dei fattori ambientali.

VEGETAZIONE. È il complesso della copertura vegetale di una data area, esaminato nelle sue forme biologiche in quanto caratterizzante un dato paesaggio riflettendone le condizioni ecologiche.

VICARIANZA. Due taxa morfologicamente affini, che occupano la stessa nicchia ecologica in aree geograficamente differenti, o di due specie morfologicamente affini e simpatriche aventi però diverse esigenze.

ZONA. Termine molto generico per indicare una porzione dell'ambiente con particolari caratteristiche fisiche e/o biologiche che la distinguono dagli spazi circostanti.

ZOOBENTHOS. Organismi animali (prevalentemente macro e microinvertebrati) in stretto contatto con il fondo. Suddivisibile in **macrozoobenthos**, **meiozoobenthos** e **microzoobenthos** a seconda delle dimensioni.

ZOOCENOSI. Comunità di specie animali, naturali e inter-dipendenti, che occupano un biotopo (insieme alla fitocenosi costituisce la biocenosi).

ZOOFAGO (vedi **carnivoro**)

ZOOPLANCTOFAGO. Predatore dello zooplancton.

ZOOPLANCTON. Plancton animale; vive nella zona fotica ed afotica delle acque stagnanti e marine (prevalentemente Protozoi e Crostacei).

SCHEDA 2.4 - Datazioni radiometriche

Il nucleo degli atomi è costituito dal numero **Z** (numero atomico) di protoni (**p**) e dal numero **N** di neutroni (**n**). La somma $Z + N = A$ è il numero di massa (numero totale di nucleoni, cioè delle particelle nucleari: protoni e neutroni). Protoni e neutroni sono concentrati in uno spazio piccolissimo, dell'ordine 10^{-13} cm. Come è possibile che i protoni, cariche elettriche positive, che tenderebbero a respingersi con forza notevole, data la vicinanza tra loro estremamente ridotta, possano rimanere racchiusi in un volume così piccolo? La possibilità per tali particelle di essere legate assieme deve dipendere, almeno in parte, dai neutroni; questi infatti sono presenti in numero pressoché uguale a quello dei protoni nel caso degli atomi con nucleo più piccolo ed in numero via via più grande di quello atomico considerando nuclei sempre più pesanti. La stabilità dei nuclei dipende da un preciso rapporto neutroni/protoni che aumenta al crescere del numero atomico degli elementi. Alcuni di questi presentano un rapporto troppo grande per garantire la stabilità dei loro nuclei. Come conseguenza si manifestano processi, detti "radioattivi", che comportano modificazioni dei nuclei in modo che questi acquisiscano nuove configurazioni caratterizzate da un rapporto neutroni/protoni più stabile.

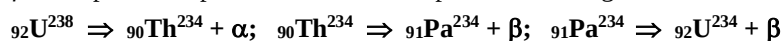
La maggior parte degli elementi sono stabili, cioè i loro atomi restano inalterati nel tempo. Esistono in natura alcune specie atomiche instabili che si "disintegrano", cioè si "trasformano" emettendo radiazioni. Alle radiazioni emesse da questi elementi instabili è dovuta la radioattività naturale.

I processi radioattivi sono conseguenza di reazioni nucleari, cosiddette in quanto coinvolgono i nuclei degli atomi anziché i gusci elettronici come si verifica nel caso delle reazioni chimiche. Le reazioni nucleari comportano l'emissione di radiazioni, cioè insieme di particelle elementari. A differenza di quanto avviene nei processi chimici, per i quali la velocità con la quale avvengono dipende essenzialmente dalle condizioni di temperatura, pressione, dal tipo di catalizzatori, ... nelle reazioni nucleari la velocità di disintegrazione ha un valore caratteristico in funzione delle specie atomiche; essa risulta indipendente dalle condizioni esterne, mantenendosi costante da temperature vicine allo zero assoluto ($-273\text{ }^{\circ}\text{C}$), sino a migliaia di gradi, da pressioni prossime allo zero, sino a migliaia di atmosfere.

Per caratterizzare ogni specie radioattiva si usa il cosiddetto **periodo di semitrasformazione** ($t_{1/2}$) che rappresenta *il tempo necessario affinché una quantità qualunque di sostanza radioattiva si riduca alla metà* (fig. 2.27). Le sostanze radioattive presenti in natura possono essere distinte in due categorie:

- *specie atomiche radioattive di origine primaria* a periodo di semitrasformazione molto lungo, anche di miliardi di anni;
- *specie atomiche radioattive di origine secondaria* con vita molto più breve, da millesimi di secondo a 100.000 anni.

Negli elementi radioattivi naturali la disintegrazione avviene in alcuni casi con l'emissione di una particella α , costituita da un nucleo di elio, recante quindi due cariche positive (${}^2\text{He}^4$). In altri casi avviene con l'emissione di una particella β , cioè di un elettrone (e^-): nei nuclei instabili un neutrone, che per sua natura è privo di carica, perde una carica elettrica pari a quella di un elettrone (e^-) diventando così un protone con carica positiva secondo la reazione ${}_0n^1 \Rightarrow {}_0p^1 + e^-$; la particella e^- viene quindi emessa come radiazione. Talvolta vengono emesse radiazioni del tipo γ , di natura elettromagnetica, che spesso accompagna l'emissione di particelle α e β . Un tipico esempio di trasformazione può essere la seguente:



Essa comporta, a partire dall'isotopo dell'uranio ${}_{92}\text{U}^{238}$ ($A = 238$, $Z = 92$), con una emissione α e due β , la formazione dell'uranio ${}_{92}\text{U}^{234}$, cioè un isotopo con nucleo formato dallo stesso numero atomico $Z = 92$ protoni, ma con quattro neutroni in meno ($N = A - Z = 142$). Gli elementi radioattivi di origine primaria vengono anche denominati *genitori di una serie radioattiva naturale* e sono:

- ${}_{92}\text{U}^{238}$; *uranio-238*, costituisce il 99,3 % dell'uranio naturale ed ha periodo di semitrasformazione di $4,5 \cdot 10^9$ di anni;
- ${}_{92}\text{U}^{235}$; *uranio-235*, è presente nell'uranio naturale per lo 0,7 % ed un periodo di semitrasformazione di $700 \cdot 10^6$ di anni; esso è molto importante per la produzione di energia nucleare;
- ${}_{90}\text{Th}^{232}$; *torio-232*, il solo costituente del torio naturale con periodo di semitrasformazione pari a $14 \cdot 10^9$ di anni.

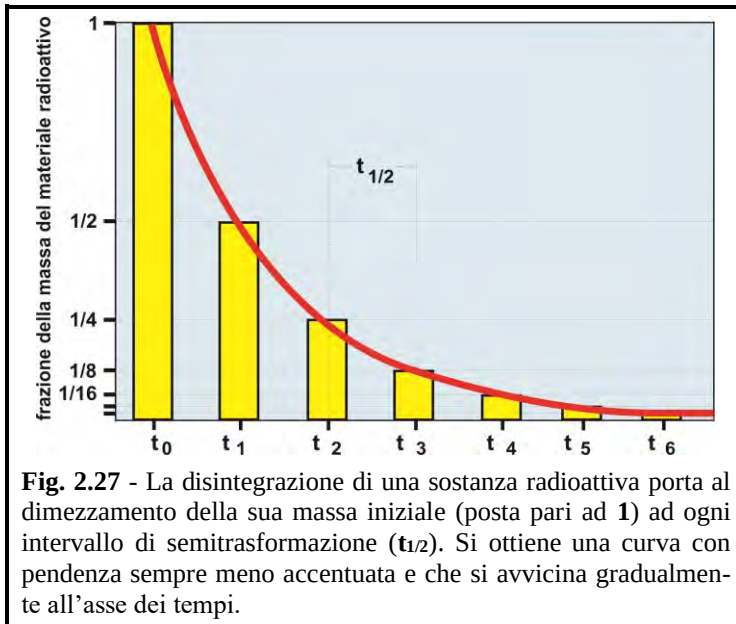


Fig. 2.27 - La disintegrazione di una sostanza radioattiva porta al dimezzamento della sua massa iniziale (posta pari ad 1) ad ogni intervallo di semitrasformazione ($t_{1/2}$). Si ottiene una curva con pendenza sempre meno accentuata e che si avvicina gradualmente all'asse dei tempi.

formazione. Tali nuclei, essendo instabili, si trasformano progressivamente in altri stabili non radioattivi. Man mano che passa il tempo, dal momento della sua formazione, il materiale roccioso contiene quantità di materiali radioattivi sempre minori e maggiori quantità di materiali con nuclei stabili. Misurando con speciali apparecchiature le quantità degli isotopi radioattivi e dei loro derivati e conoscendo di ciascuno i periodi di semitrasformazione, è possibile valutare l'età delle rocce, anche se molto antiche.

Datazioni accurate, ma limitate ad alcune decine di migliaia di anni, sono quelle eseguibili sui legni fossili, conchiglie, ossa,... mediante il carbonio radioattivo ^{14}C . Questo si forma nell'atmosfera per azione dei raggi cosmici sull'azoto ed entra, insieme al carbonio stabile (^{12}C), non radioattivo, a far parte dell'anidride carbonica (CO_2) presente nell'atmosfera. Tale carbonio viene assimilato dai vegetali e, tramite questi, dagli erbivori e dagli animali dei successivi anelli della catena alimentare. Nei viventi il rapporto $\text{C}^{14}/\text{C}^{12}$ è praticamente costante, corrispondente a quello presente nell'atmosfera e che si presuppone non sia cambiato durante la storia più recente della Terra. Quando l'organismo muore, cessa l'assunzione di C^{14} mentre quello già presente si disintegra gradualmente. Quindi, con il passare del tempo, diminuisce il rapporto $\text{C}^{14}/\text{C}^{12}$. Dalla valutazione di quest'ultimo in un resto organico si può stabilire il momento della sua morte.

Le datazioni radiometriche hanno consentito di stabilire l'età assoluta di molti campioni di masse rocciose provenienti un po' da tutto il globo. È stato quindi possibile stabilire una connessione cronostratigrafica sufficientemente ben correlata con le datazioni relative derivate dai metodi paleontologici e geostatigrafici, arrivando ad una scala dei tempi geologici abbastanza attendibile.

Carattere comune di questi tre elementi, oltre quella di avere periodi di semitrasformazione molto lunghi, è di essere emettitori α e di dar luogo, per disintegrazione, a isotopi (di origine secondaria) a loro volta radioattivi, ma con periodi di semitrasformazione più brevi (quali Pa, Ac, Ra, Fr, Rn, At,...). Ciascuna serie procede fino a raggiungere all'isotopo stabile del piombo.

Oltre i nuclidi appartenenti alle tre serie sopra citate, esistono in natura altri nuclei radioattivi più leggeri. Il più importante è il potassio ^{40}K che ha un periodo di semitrasformazione di 1,8 miliardi di anni e che si disintegra in due modi diversi dando origine ai nuclidi calcio ^{40}Ca o argo ^{40}Ar . Altri radionuclidi naturali sono il ^{87}Rb ($t_{1/2} = 5 \cdot 10^{10}$ anni), ^{138}La ($t_{1/2} = 2 \cdot 10^{10}$ anni), ^{147}Sm ($t_{1/2} = 2,5 \cdot 10^{11}$ anni), ^{176}Lu ($t_{1/2} = 7,5 \cdot 10^{10}$ anni), ^{187}Re ($t_{1/2} \approx 10^{12}$ anni).

La presenza in natura di materiali radioattivi permette l'applicazione di metodologie utili per le **datazioni assolute** delle rocce costituenti la crosta. Nuclei di elementi radioattivi sono presenti nel reticolo cristallino dei minerali costituenti le rocce dal momento della loro

3 - DALLA LITOSFERA ALLA BIOSFERA

3.1 - La pedosfera

Il termine “**terreno**” (**suolo**) indica, dal punto di vista geologico, un insieme di rocce formate in un certo intervallo di tempo della storia della Terra. Nel campo della ingegneria civile con lo stesso termine viene indicato il substrato interessato dalle opere di fondazione. Nell’ambito agricolo e forestale si riferisce allo strato superficiale detritico che serve come supporto alla vegetazione. Per evitare confusioni, tale termine dovrebbe essere utilizzato per indicare la coltre superficiale che sostiene ed alimenta le piante, mentre nel senso geologico si dovrebbe utilizzare la parola “**formazione**”. Dal punto di vista ingegneristico sarebbe opportuno utilizzare vocaboli diversi a seconda dei materiali interessati dagli interventi di costruzione. La corretta definizione di “suolo” non costituisce un problema di tipo puramente accademico, ma è una questione che riflette la necessità di riconoscere l’importanza fondamentale di tale sistema, senza il quale non sarebbe possibile la vita negli ambienti continentali (**scheda 3.1**).

Il suolo si forma per processi di disgregazione e di alterazione di una roccia inizialmente integra (**1 e 2 in fig. 3.1**). L’effetto di tali processi, in funzione della struttura fisica e della composizione chimica della roccia stessa e del clima (**fig. 3.2**), è la formazione di materiali detritici superficiali con diversa granulometria. Tali materiali sono autoctoni (*depositi eluviali*) se accumulati nello stesso luogo in cui si sono formati. Sono alloctoni se depositati dopo un trasporto più o meno lungo (*depositi colluviali*); sono, per esempio, detriti di falda (cumuli dovuti al crollo da ripide pareti rocciose), eolici (materiali fini accumulati dal vento), morene (materiali eterogenei accumulati dai ghiacciai), alluvioni (materiali, spesso con granulometria omogenea, accumulati dai fiumi), ecc....

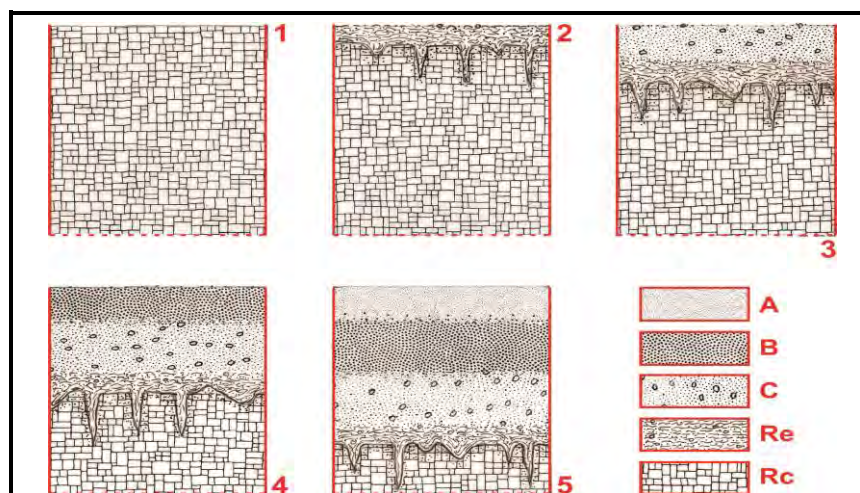


Fig. 3.1 - Vari stadi evolutivi dalla roccia compatta (**Rc**) alla formazione del regolite (**Re**), ad un suolo immaturo (**4**) ed infine ad un suolo maturo suddiviso in orizzonti (**A, B e C**); quest’ultimo rappresentato anche in **fig. 3.3**.

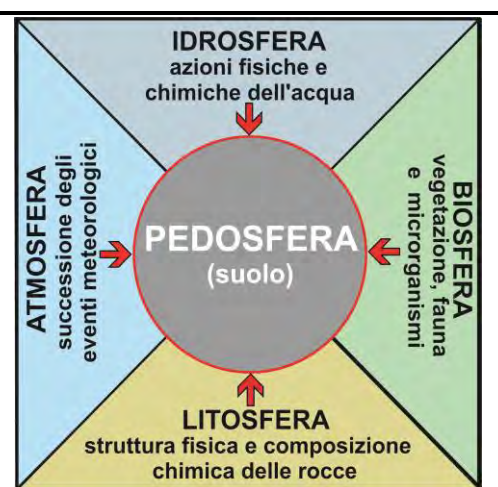


Fig. 3.2 - La **pedosfera** come interfaccia tra **litosfera, biosfera, idrosfera e atmosfera**.

Si tratta di materiali detritici (**regolite**) non ancora considerati un suolo, la cui origine dipende del biotopo (l’insieme dei fattori fisici e chimici dell’ambiente). Al loro interno, essendo costituiti da granuli (fra i quali, diversamente dalle rocce compatte, sono presenti interstizi vuoti), vi è spazio per la presenza di acqua, aria ed organismi, quali batteri, alghe, funghi microscopici,... Sono da citare anche i viventi in grado di colonizzare lisce superfici di rocce nude, fra i quali i licheni (prodotti dalla simbiosi fra un fungo ed un’alga) e i muschi (con un vero e proprio tallo pluricellulare). I prodotti delle attività metaboliche degli organismi e le loro spoglie arricchiscono il detrito minerale di sostanza organica e rendono più aggressiva l’alterazione chimica delle acque interstiziali, consentendo così la soluzione ulteriore di sali minerali. Si ha la formazione di un suolo con struttura ancora semplice (**3 e 4 in fig. 3.1**), ma che diventa gradualmente più profondo per l’ulteriore degradazione della sottostante **roccia madre**.

Le comunità di organismi diventano sempre più ricche e complesse e l’azione chimica delle acque diventa più efficace. Aumentano la disponibilità di sali minerali disciolti, la quantità di sostanza organica e la capacità di ritenzione idrica del suolo, che funziona come una vera e propria spugna. A questo punto dell’evoluzione (**5 in fig. 3.1**) il suolo possiede ormai le caratteristiche adatte per l’insediamento delle piante superiori che affondano le loro radici in un terreno

profondo, ben stratificato (**fig. 3.3**) ed in grado di fornire, in modo più o meno abbondante, i nutrienti indispensabili per la crescita. Ma lo sviluppo delle piante contribuisce all'ulteriore arricchimento di sostanza organica, permettendo al terreno di evolversi ulteriormente.

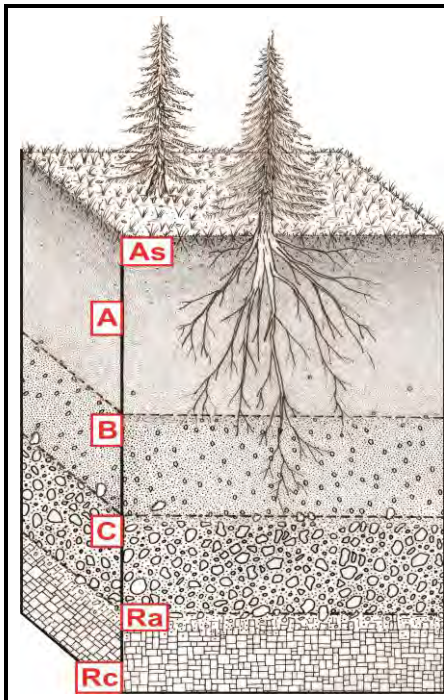


Fig. 3.3 - Profilo di un suolo. La roccia madre è compatta (**Rc**) in basso ed interessata dall'alterazione (**Ra**) nello strato superiore. Il suolo è diviso in un orizzonte inferiore (**C**) costituito da frammenti di roccia, uno intermedio (**B**) ancora prevalentemente minerale con argilla e sabbia ed altre sostanze provenienti dall'orizzonte sovrastante. In quello superiore (**A**), oltre ai detriti minerali fini, sono presenti numerosi organismi e vi è abbondante sostanza organica, soprattutto nella porzione più superficiale e più scura (**As**).

Il suolo è un'entità dinamica. La **pedosfera** è un sistema originato da un substrato minerale; si sviluppa arricchendosi di una complessa comunità vivente e, in funzione del clima e della disponibilità di acqua, si sviluppa raggiungendo una maturità in equilibrio relativamente stabile con l'ambiente. Negli ecosistemi continentali il suolo è l'ambiente di transizione tra litosfera e biosfera, il sistema attraverso il quale la materia organica viene mineralizzata e grazie al quale le sostanze minerali sono utilizzate, al primo anello della catena alimentare, per la costruzione di nuova materia organica (ciclo del carbonio). L'affermazione e l'evoluzione della vita sulle terre emerse sono connesse allo sviluppo ed alla evoluzione dei suoli, intesi come il risultato della complessa interazione e sovrapposizione fra i principali domini della natura: *biosfera, atmosfera, idrosfera e litosfera* (**fig. 3.2**).

Il suolo è costituito da diverse **componenti**. Si distinguono i **suoli organici** ed i **suoli minerali**.

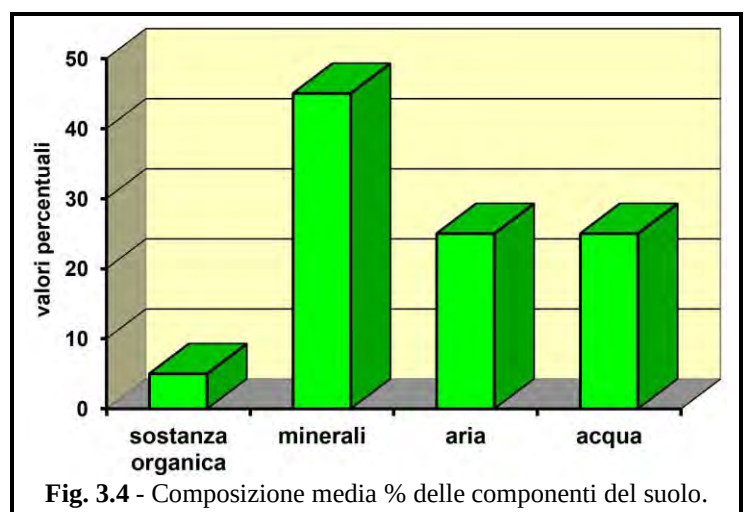
La maggior parte ha un contenuto di materia organica tra 1 e 10 % in peso (mediamente 5 % in volume), ma in particolari condizioni (zone lacustri prosciugate, paludi, marcite,...), la sostanza organica può anche superare il 90 %. Sono organici i suoli che superano il 20 % o hanno un contenuto intorno al 12 ÷ 18 % di sostanza organica, ma saturi d'acqua; essi, benché importanti dal punto di vista produttivo, rappresentano una piccola parte della "risorsa suolo". Il termine *minerale* indica suoli in cui domina la componente inorganica (**fig. 3.4**). Gli spazi vuoti, occupati da aria e/o acqua, rappresentano circa la metà del volume ed il resto è prevalentemente materiale minerale e solo in parte organico.

Altro aspetto da considerare è la "potenza" (spessore) del suolo, che dipende dall'insieme dei processi fisico-chimici e biologici di alterazione della roccia madre succitati e dalla morfologia del paesaggio (**fig. 3.5**). In generale i suoli più potenti e più produttivi si sviluppano nelle aree pianeggianti e più stabili.

3.2 - La componente minerale

Il suolo ha origine dalla roccia madre, cioè dai minerali contenuti nelle rocce consolidate o non consolidate della crosta terrestre. La frazione minerale è molto variabile nelle dimensioni, da quelle grossolane dei clasti ciottolosi a quelle fini delle sabbie e dei limi o finissime delle argille. Essa è distinta in:

- **frazione minerale primaria;** conserva i minerali della roccia originaria, generalmente formata da frammenti di roccia da grossolani a moderatamente fini (**tab. 3.1**); fornisce i materiali per la neoformazione di detriti minerali di dimensioni più piccole, da cui derivano molte delle proprietà del suolo;
- **frazione minerale secondaria;** deriva dalla disaggregazione fisica e dall'alterazione chimica della precedente (ereditata) e/o neoformata a partire dai prodotti del disfacimento; condivide, con le altre frazioni fini organiche (tra le quali l'**humus**), la capacità di controllare dinamicamente le proprietà chimiche e fisiche del suolo.



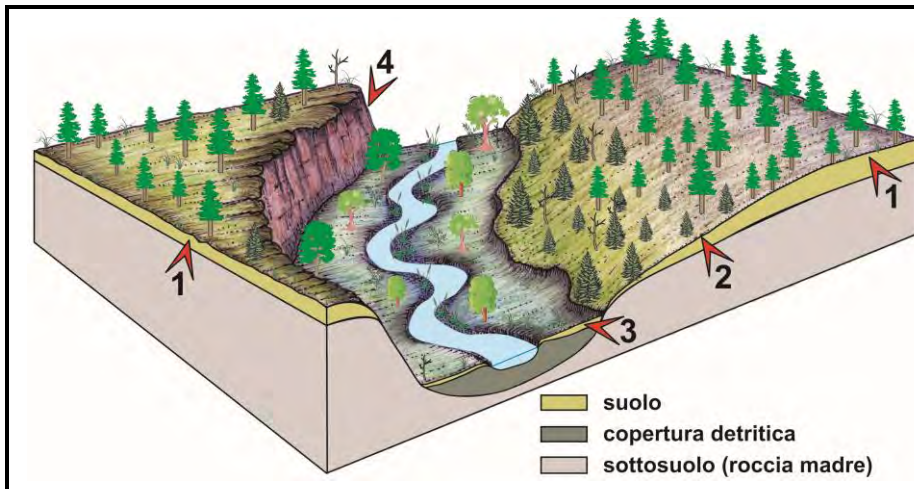


Fig. 3.5 - La potenza di un suolo è anche condizionata dalla morfologia del paesaggio. I suoli sono più “spessi” nelle aree pianeggianti (1). La potenza si riduce sui pendii a causa dell’erosione (2) o sulle superfici meno stabili, per esempio su sedimenti alluvionali non ancora consolidati (3). Le ripide scarpate non permettono l’accumulo di detriti (4) al pari delle nude rocce in alta montagna.

dimensioni	osservazione	composizione	lato cubo [mm]	numero particelle	superficie [cm ²] totale particelle
ghiaie	occhio nudo	frammenti di roccia	10	1	6
			1	10 ³	60
sabbie	occhio nudo	minerali primari	0,1	10 ⁶	600
			0,01	10 ⁹	6.000
limi (silt)	microscopio ottico	minerali primari/secondari	0,001	10 ¹²	60.000
			0,0001	10 ¹⁵	600.000
argille	microscopio elettronico	soprattutto minerali secondari	Tab. 3.2 - Al diminuire delle dimensioni delle particelle (in questo esempio a forma di cubo con dimensioni decrescenti) corrisponde un rapido aumento del loro numero e della superficie totale.		
Tab. 3.1 - Classi dimensionali delle particelle inorganiche del suolo. I limi possono anche essere denominati “silt”.					

	sabbia grossa	sabbia fine	limo	argilla		batteri, vegetali, funghi	animali
ritenzione idrica	molto bassa	media	alta	molto alta	macro	radici delle piante	anfibi, rettili, micromammiferi, insetti (formiche, coleotteri, termiti,...), aracnidi (ragni), miriapodi, lombrichi, gasteropodi.
capillarità	molto basso	buona	elevata	molto elevata			
movimenti dell’acqua	molto rapidi	poco rapidi	lenti	molto lenti	meso	alghe (verdi, diatomee,...)	soprattutto insetti e saprofiti.
assorbimento gas, H ₂ O, sali	molto piccola	piccola	buona	molto buona			
Coesione, plasticità	nessuna	piccola	alta	molto alta	micro	funghi (lieviti, zigomiceti, ifomiceti), attintomiceti, batteri (aerobi, anaerobi, autotrofi, eterotrofi).	parassiti e saprofiti (nematodi, protozoi, rotiferi,...).
areazione	molto buona	mediocre	scarsa	molto scarsa			
Tab. 3.3 - Proprietà del suolo in funzione della granulometria dei minerali.					Tab. 3.4 - Organismi (batteri, vegetali, funghi e animali) del suolo costituenti la biomassa, visibili ad occhio nudo (macroorganismi), al microscopio (microorganismi) o di grandezza intermedia, talora visibile anche grazie all’ausilio di una lente (mesorganismi).		

I detriti più fini (silt e argille), presentano, per unità di volume, più ampie superfici di separazione fra “spazio pieno” e vuoti interstiziali (**tab. 3.2**) e una maggiore disponibilità di siti adatti all’adesione di ioni; questi sono quindi meno soggetti all’azione di asporto dell’acqua e sono rilasciati più lentamente, costituendo così un rifornimento continuo di elementi essenziali per l’assunzione radicale dei vegetali. Gli ioni, avendo cariche elettriche positive o negative, formano “ponti” tra le particelle e “contatti” con la frazione più grossolana, contribuendo alla formazione e al mantenimento di una struttura più o meno granulata e stabile. Da questa dipende l’aerazione e la circolazione dell’acqua nel suolo (**tab. 3.3**) e quindi, la possibilità di esplorazione da parte degli apparati radicali delle piante. Ciò è alla base della capacità del suolo di mantenere una copertura vegetale e quindi dell’attitudine alla coltivazione.

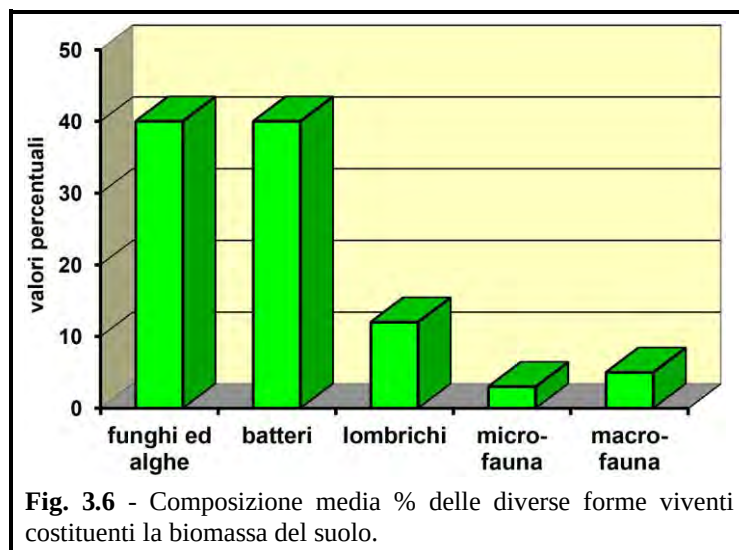
3.3 - La componente organica

La componente organica comprende la **biomassa** (l'insieme degli organismi vivi; **fig. 3.6**) e la **sostanza organica residuale** (resti e spoglie di organismi). Essa contribuisce in modo essenziale alla formazione del suolo, per quanto riguarda lo stato di aggregazione delle particelle che lo compongono, il bilancio idrico e termico, l'attività biologica di cui è sede e la fertilità. La componente organica del suolo è la più importante sorgente di riserva e di rifornimento di nutrienti, quali azoto, fosforo, potassio, zolfo,... Consiste di *organismi terricoli viventi*, dei loro *residui* e di *radici di vegetali superiori* vive o morte. Le parti morte si accumulano e, destinate ad una progressiva demolizione che può essere di tipo:

- *meccanico*, operata dalla meso e macrofauna (**tab. 3.4**);
- *chimico*, prevalentemente con processi di dissoluzione idrolitici ed ossidativi;
- *biochimico*, grazie ai processi di degradazione ad opera dei microrganismi.

La trasformazione della materia organica, o **mineralizzazione**, porta alla formazione di sostanze inorganiche semplici, quali CO_2 , H_2O , NH_3 ,... Durante questo processo, eminentemente biologico, la cui velocità è funzione della temperatura, umidità, aerazione e acidità del suolo, avvengono anche reazioni biosintetiche, da cui hanno origine nuovi materiali organici, diversi da quelli di partenza, compresi nelle **sostanze umiche**.

La sostanza organica, in un suolo minerale ben drenato, varia dal 2 al 6 % in peso ed è la più importante sorgente di energia per gli organismi del suolo, senza la quale l'attività biochimica andrebbe rapidamente scemando. L'energia potenziale della sostanza organica è in gran parte trasformata in altre forme latenti o liberata come calore; i residui vegetali hanno un valore calorico medio di circa 5 kcal/g di sostanza secca; ciò significa che in un suolo con il 4 % di sostanza organica vi è un'energia potenziale di 600 milioni di kcal/ha ($6 \cdot 10^8$ kcal per ogni ettaro di superficie, pari a 10.000 m^2) nei primi 25 cm di profondità (supponendo 3 milioni di kg di suolo per ogni ettaro). Un suolo concimato con deiezioni animali consuma, in un anno, fino a 37 milioni di kcal/ha; tenuto conto del valore di una caloria (quantità di energia sufficiente ad innalzare la temperatura di un grammo d'acqua di un grado centigrado), ciò significa una quantità di calore sufficiente per portare a ebollizione una vasca d'acqua delle dimensioni di una piscina media inizialmente alla temperatura di 20°C .



Le sostanze organiche non sono tutte facilmente trasformabili in minerali. La maggior parte dei carboidrati (zuccheri) vengono velocemente utilizzati dai diversi organismi eterotrofi presenti nel terreno come fonte di energia, mediante il processo metabolico della respirazione, che comporta la produzione di CO_2 e di H_2O . Alcuni zuccheri subiscono una demolizione incompleta in processi metabolici meno efficienti della respirazione aerobica e che, invece di sostanze inorganiche semplici, portano alla formazione di molecole meno complesse dei carboidrati di partenza, ancora di tipo organico, quali acidi di vario tipo (citrico, butirrico, acetico, formico,...). Fra gli zuccheri più importanti nei residui organici (soprattutto vegetali) del suolo, ricordiamo l'amido (facilmente utilizzato dalla fauna erbivora e quindi rapidamente demolito) e la cellulosa (molto resistente e difficilmente utilizzabile come fonte di energia).

La lignina è un carboidrato complesso, presente nella scorza degli alberi, nei gusci di frutta e semi, nei vasi tracheali del legno, nelle fibre di cortecce. È una sostanza organica resistente nei confronti degli agenti fisici e chimici e dei processi metabolici degli organismi del suolo. Le cere, le resine, i tannini sono pure molto resistenti nei confronti dei processi di demolizione. I grassi sono più facilmente decomponibili in glicerina e acidi grassi, poi ulteriormente scissi in CO_2 e H_2O ed altre sostanze. Le proteine sono attaccate dagli organismi decompositori in qualità di sorgenti di azoto, ma non sono facilmente degradabili, almeno non come gli zuccheri più semplici. In sintesi alcune sostanze organiche sono facilmente utilizzate con rapida mineralizzazione; in tal modo i sali minerali (nutrienti) vengono messi subito a disposizione delle radici delle piante. Una parte di sostanza organica residuale, per la sua maggior "resistenza", non viene immediatamente demolita, ma subisce una serie di processi gradualmente che, prima di giungere ai prodotti finali (sostanze inorganiche semplici) porta alla formazione di prodotti intermedi (**humus**; **fig. 3.7**).

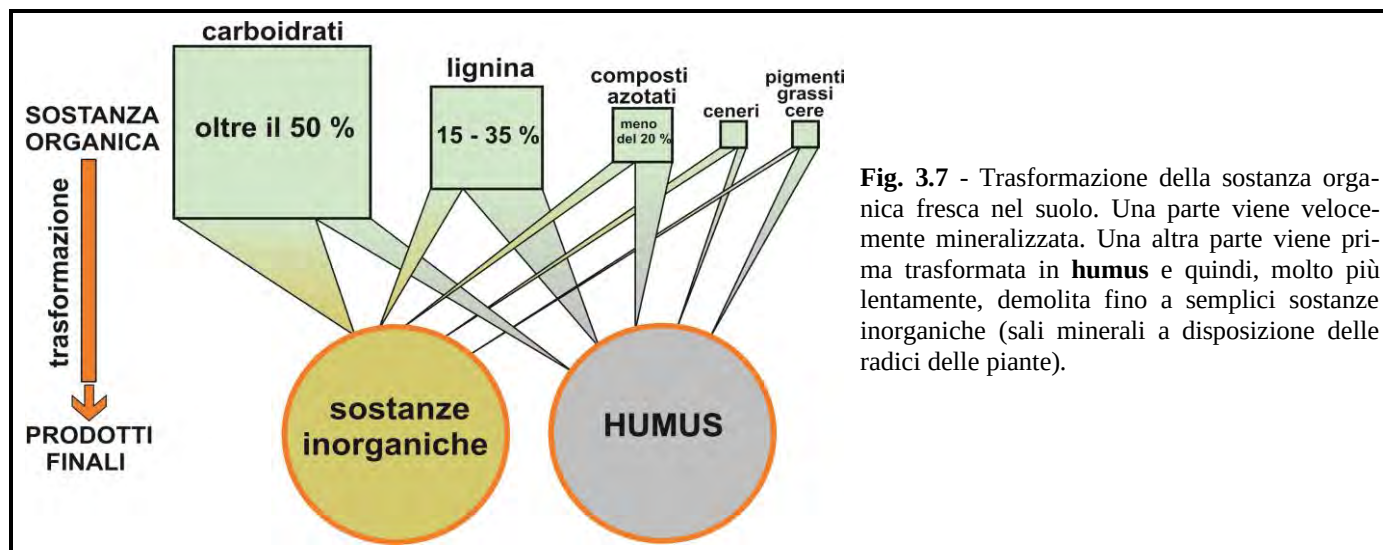


Fig. 3.7 - Trasformazione della sostanza organica fresca nel suolo. Una parte viene velocemente mineralizzata. Una altra parte viene prima trasformata in **humus** e quindi, molto più lentamente, demolita fino a semplici sostanze inorganiche (sali minerali a disposizione delle radici delle piante).

L'humus non è facilmente degradabile: esso viene mineralizzato molto lentamente, fornendo al terreno nutrienti per la vegetazione in modo graduale. Se tutta la sostanza organica fosse facilmente e velocemente demolita, costituirebbe una componente meno abbondante nel suolo. Invece il fatto che alcune parti di essa perdurano a lungo fa sì che tale componente costituisca una frazione importante del terreno, contribuendo a mantenerlo più soffice e con maggiore capacità di ritenzione idrica rispetto a quanto si verificherebbe se fosse presente soltanto la componente minerale. L'humus, in generale, è una sostanza scura, spesso giallo - bruna, amorfa o colloidale, di composizione chimica variabile a seconda delle componenti del suolo e delle condizioni ambientali. È un insieme di sostanze organiche a reazione debolmente acida, distinte in tre grandi gruppi: *umine*, *acidi umici* e *acidi fulvici*. Gli humus sono classificati secondo l'intensità della alterazione subita dalla materia organica e il mezzo in cui avviene l'alterazione (**tab. 3.5**).

Mezzo	Areato	Temporaneamente saturo	Perennemente saturo	copertura vegetale	Tipo di humus	sostanza organica	
						[%]	[t/ha]
Attività ↓ ↓ ↓ biologica ↓ ↓ ↓ decescente	Mull			bosco latifoglie	moder	4	120
	Moder	Anmoor		Bosco aghifoglie	mor	6 - 8	210
	Mor			prateria	mull	7	210
			Torbe	arativo	mull	2 - 4	90
Tab. 3.5 - Rapporti tra attività biologica ed areazione dei diversi tipi di humus.				Tab. 3.6 - Forme di humus e contenuto di sostanza organica (entro 25 cm di profondità) in suoli di zone temperato - umide.			

Le forme principali di humus sono il **mull**, il **moder** ed il **mor** ed altre intermedie. Si differenziano sia nelle proprietà chimiche, sia nella distribuzione nel profilo del suolo. Il primo è osservabile in suoli ricchi di elementi nutritivi e biologicamente attivi, mentre l'ultimo in suoli poco favorevoli alla biomassa microbica (**tab. 3.6**). Il mull si presenta omogeneamente diffuso negli orizzonti superficiali, mentre il mor è limitato ad un sottile strato superficiale, spesso coperto da un potente accumulo di lettiera poco o nulla decomposta. Possono essere così brevemente descritti:

- **mull**; tipico delle praterie e dei boschi di latifoglie; humus ben mescolato alla parte minerale, ricco in acidi umici, a mineralizzazione relativamente intensa e rapida, di ambiente ben aerato.
- **moder**; specialmente sotto la vegetazione di resinose, ericacee o boschi radi di latifoglie; l'alterazione della materia organica è incompleta, la mineralizzazione media, scarso legame fra la frazione organica ed inorganica;
- **mor**; soprattutto sotto i boschi di resinose o arbusti di ericacee; l'alterazione della materia organica è debole, la mineralizzazione è molto lenta;
- **anmoor**; zone di pianura temporaneamente sommerse; humus ben incorporato con la parte minerale del suolo;
- **torbe**; si formano in mezzo anaerobio per deposizione di residui organici e soprattutto di lignine; le cellulose infatti si alterano ad opera di batteri anche in mezzo anaerobio.

3.4 - Gli organismi

La **biomassa** del suolo varia dall'1 al 10 % del peso secco della componente organica totale e comprende batteri, funghi, vegetali ed animali (**tab. 3.4**). L'ambiente condiziona l'insieme dei microrganismi. I batteri, ad esempio, necessitano di materiali organici facilmente decomponibili e preferiscono un ambiente umido, da debolmente acido ad alcalino. I funghi sfruttano i materiali più resistenti e si adattano meglio nelle condizioni di ambiente secco, da subacido ad acido. Gli attinomiceti (batteri in grado di formare filamenti simili a quelli dei funghi) sono intermedi come adattamento. In generale l'incremento della temperatura e il buon drenaggio favoriscono l'attività microbica aerobica. Nell'insieme i microrganismi costituiscono circa il 60 ÷ 90 % della biomassa (**scheda 3.2**).



Invertebrati del suolo.

di aggregazione delle particelle che facilita la formazione di complessi organo-minerali. A quelli succitati occorre aggiungere anfibi, rettili e piccoli mammiferi (topolini, topiragno, arvicole,...) fra i quali sono presenti erbivori, detritivori e predatori. Essi dipendono strettamente dal suolo e dal **soprassuolo** (tutto ciò che si trova sopra la superficie del terreno, essenzialmente la parte aerea della vegetazione) e costituiscono parti importanti della catena alimentare.

Gli **animali** del suolo (**fig. 3.8**) si distinguono, per dimensioni (**tab. 3.4**). La microfauna, con dimensioni inferiori ai decimi di millimetro, comprende individui unicellulari, prevalentemente *protozoi* e *nematodi*, le cui forme attive, normalmente saprofiti, sono presenti nell'acqua del suolo. La mesofauna (dimensioni massime di un centimetro) è rappresentata da piccoli *artropodi* (aracnidi, miriapodi e insetti) prevalentemente saprofiti. La macrofauna, (dimensioni superiori al centimetro) è costituita da *vermi terricoli*, soprattutto lombrichi, da artropodi, miriapodi ed insetti (le formiche e le termiti sono i più attivi) e *gasteropodi*. L'azione di questi migliora le condizioni fisiche del suolo: contribuiscono allo sminuzzamento dei residui vegetali freschi e ad un più completo rimescolamento delle frazioni organica e minerale. Grazie alla loro presenza si osserva un miglioramento dello stato

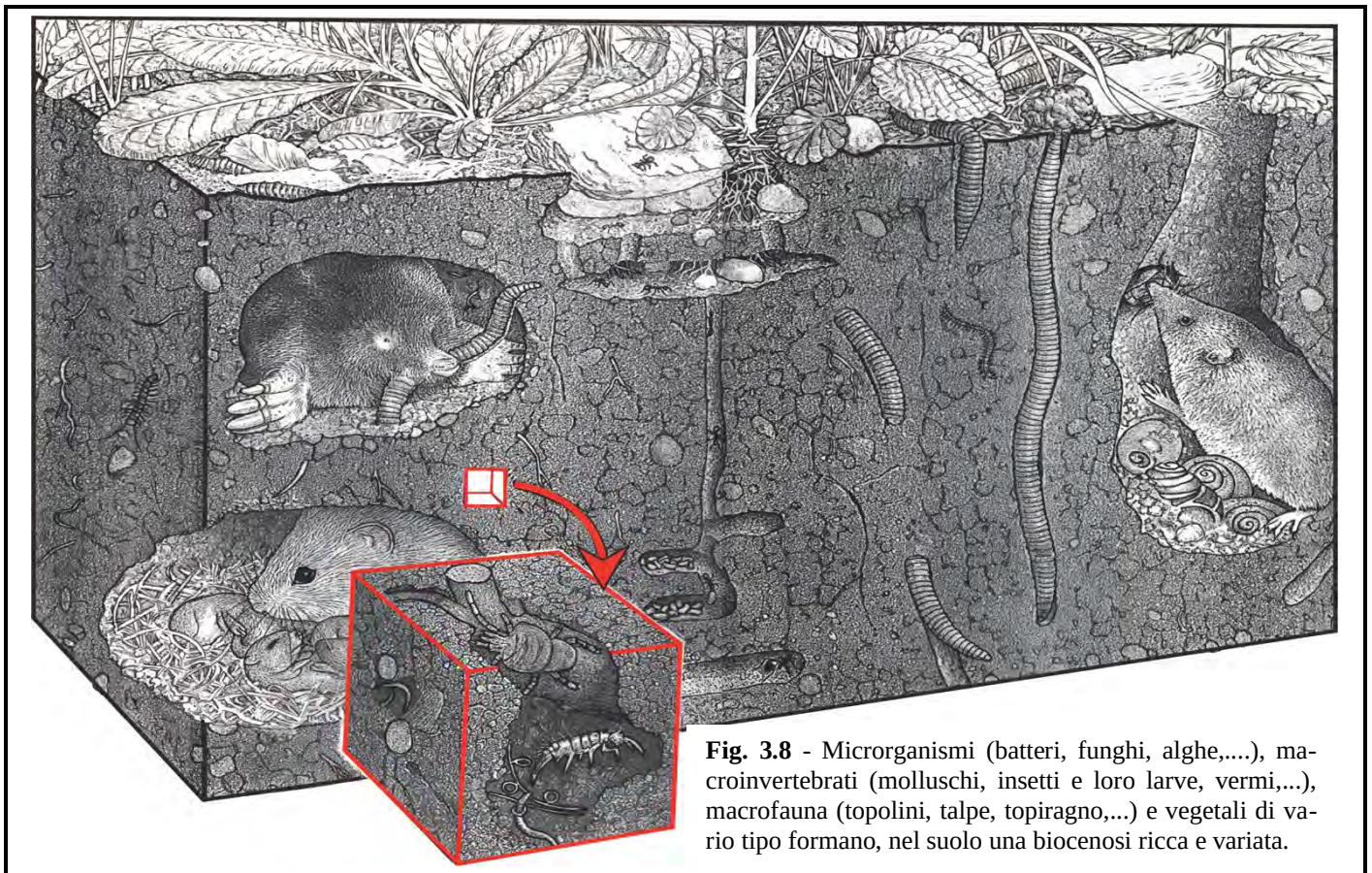


Fig. 3.8 - Microrganismi (batteri, funghi, alghe,...), macroinvertebrati (molluschi, insetti e loro larve, vermi,...), macrofauna (topolini, talpe, topiragno,...) e vegetali di vario tipo formano, nel suolo una biocenosi ricca e variata.

3.5 - L'acqua

L'acqua del suolo, per il contenuto di soluti, è detta *soluzione circolante*, con significative concentrazioni di sali essenziali per la crescita vegetale. Il rifornimento di ioni in soluzione deriva dagli scambi tra l'acqua, la frazione solida del suolo e le radici. Essa è essenziale per i fabbisogni idrici dei vegetali e per il trasporto degli elementi nutritivi in soluzione ed è un *fattore pedogenetico*, perché interviene nei processi di alterazione dei minerali, umificazione, mineralizzazione delle sostanze organiche, mobilitazione di materiali e successivo trasporto ed eventuale ridistribuzione entro il profilo.

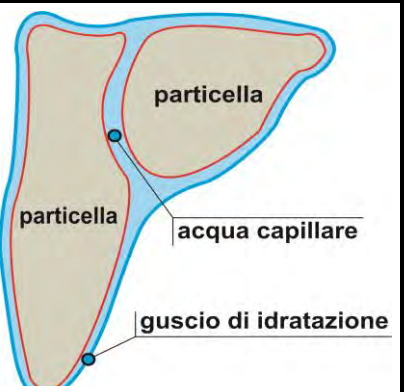
Il *bilancio idrico del suolo*, all'interno del ciclo idrologico, dipende dalle precipitazioni che giungono al netto dell'intercettazione dei vegetali, dal ruscellamento superficiale in funzione della geomorfologia, dalla capacità del suolo di trattenere l'acqua infiltrata, dal movimento di percolazione attraverso il profilo, dalle perdite per evaporazione dalla superficie ed infine da quelle per traspirazione dalle piante. L'acqua persa per percolazione profonda e per drenaggio può raggiungere una falda (acqua sotterranea) e da questa essere allontanata e contribuire all'alimentazione di sorgenti e di corsi d'acqua superficiali.

L'acqua è trattenuta all'interno dei pori del suolo con diversa forza in relazione alla quantità presente e alla dimensione dei pori stessi (interstizi vuoti). In condizioni di scarso rifornimento o di prevalenza di porosità fine, la forza di trattenuta dei solidi per capillarità può diventare competitiva nei confronti della forza di suzione delle radici. Ne consegue che non tutta l'acqua presente nel suolo è utilizzabile dalle piante e che, in ogni caso, la quantità disponibile è funzione della tessitura e della struttura del suolo.

Gli spazi vuoti del suolo (che nel loro insieme, in rapporto con il volume totale del terreno, rappresentano la *porosità*) sono più o meno saturi d'acqua. L'umidità è il volume d'acqua trattenuto da un determinato volume del suolo. Normalmente il contenuto d'acqua non supera il 25 % del volume totale. In conseguenza delle condizioni idrologiche e climatiche il suolo può, con frequenza variabile, essere saturato ad una certa profondità. Se le condizioni di saturazione sono ricorrenti o permanenti si possono osservare gli effetti della formazione di una falda freatica il cui livello s'innalza e si abbassa con le stagioni, rendendo asfittica la zona del profilo interessata da una temporanea saturazione.

L'acqua è in primo luogo sottoposta alla forza di gravità che le impone un movimento verso il basso attraverso gli orizzonti, ma è contrastata dalla forza capillare. Grazie alla porosità capillare più fine (l'insieme degli interstizi di dimensioni sufficientemente piccole da consentire tale fenomeno), l'acqua può muoversi nel suolo in tutte le direzioni e quindi anche risalire dalla falda verso la superficie, contrastando la forza di gravità (**tab. 3.7**).

tempo	sabbia	limo	argilla
0,5 ora	34	18	14
1 ora	36	28	20
6 ore	42	67	39
12 ore	43	88	46
1 giorno	46	116	53
3 giorni	51	164	62
6 giorni	55	196	68
9 giorni	58	216	72
18 giorni	63	248	81

Tab. 3.7 - Altezza [mm] e tempo di risalita dell'acqua per capillarità in materiali di diversa granulometria.	 Fig. 3.9 - Disposizione dell'acqua intorno alle particelle del suolo.
---	---

Le molecole d'acqua sono polari (possiedono cariche opposte alle estremità); ciò è causa di interazioni elettrostatiche tra esse, con gli ioni in soluzione e con particelle (soprattutto delle argille e delle sostanze umiche); le superfici di queste ultime presentano cariche elettriche che attraggono e orientano le molecole d'acqua che viene così a formare uno strato bagnato intorno alle particelle stesse (**fig. 3.9**). Le cariche superficiali attraggono anche cationi e anioni, a loro volta ricoperti da una sorta di guscio d'idratazione che contribuisce a limitare la perdita di minerali causata dal dilavamento. Nel suolo esistono anche *forze osmotiche*, legate alla presenza di sali solubili che provocano movimento dell'acqua dalle

zone a minor concentrazione verso quelle a maggior concentrazione salina. Tale fenomeno è importante dal punto di vista agronomico in conseguenza della somministrazione di fertilizzanti minerali solubili.

3.6 - L'aria

L'aria (*atmosfera del suolo*) è importante, dal punto di vista edafico (regolatrice della respirazione delle radici e degli organismi), di quello pedogenetico, del controllo dei processi chimici e dei rapporti con l'atmosfera esterna. Aria e

acqua sono in competizione nel riempimento degli spazi vuoti del suolo; il contenuto dell'una è inversamente proporzionale al contenuto dell'altra. Si passa dalle condizioni di totale saturazione d'acqua a quelle di completa assenza, con i pori pieni di sola aria. La composizione dell'aria all'interno del suolo è diversa da quella esterna (**tab. 3.8**). La respirazione della biomassa, compresa quella radicale, l'arricchisce ~ 10 volte in CO₂ negli orizzonti superficiali rispetto all'ambiente esterno (0,03 %), mentre in profondità l'anidride carbonica può raggiungere il 10 % e l'ossigeno (O₂) scendere a valori così bassi da compromettere la respirazione delle radici.

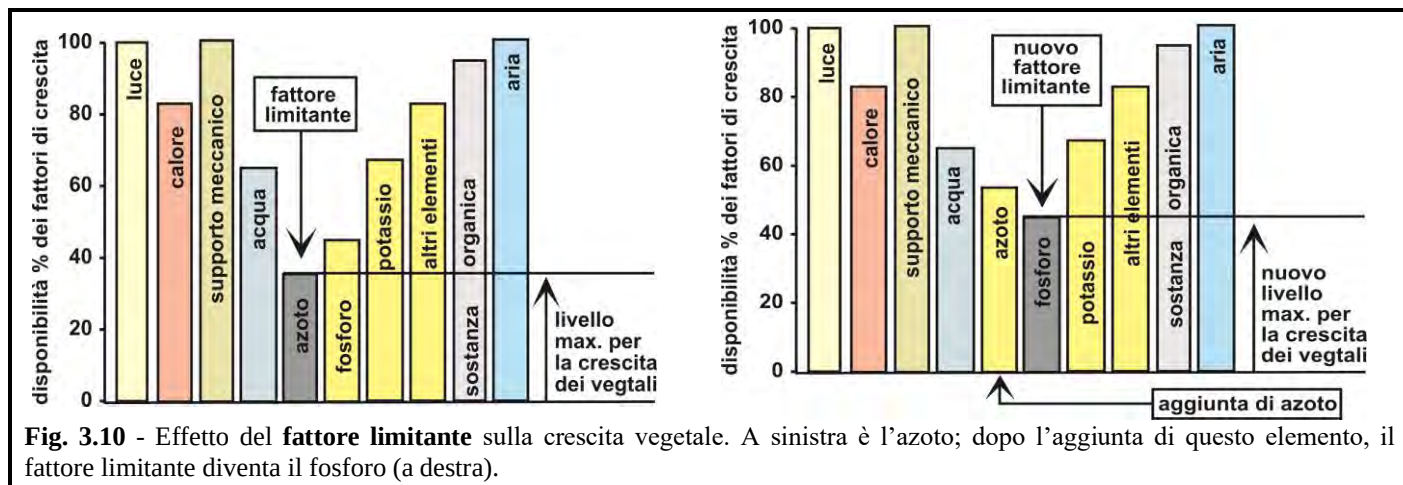
Non sempre la concentrazione di O₂ scende in modo correlato con l'aumento della CO₂. Un incremento anche di centinaia di volte della concentrazione di CO₂ non porta, in genere, a valori di O₂ nell'aria del suolo inferiori al 15 %, contro il 20 % dell'atmosfera. Spesso non è tanto la carenza di ossigeno a indurre asfissia radicale, quanto l'eccesso di anidride carbonica o la saturazione d'acqua. Gli scambi con l'atmosfera esterna sono regolati dalla permeabilità del suolo all'aria e dalla diffusione causata dalla differenza di pressione parziale di O₂ e CO₂ tra suolo ed esterno. In generale fuori del suolo la pressione di O₂ è maggiore e quella di CO₂ è minore; quindi il primo tende a passare nel suolo e la seconda a fuoriuscire con un fenomeno detto *respirazione o aerazione* del suolo.

	O ₂	CO ₂
atmosfera	20,9	0,03
suolo franco a maggese	20,7	0,10
suolo franco letamato	20,4	0,20
suolo franco non letamato	20,3	0,40
suolo sabbioso letamato	20,3	0,60
suolo sotto prato	18 ÷ 20	0,5 ÷ 1,5

Tab. 3.8 - Concentrazioni [% in volume] di ossigeno (O₂) e di anidride carbonica (CO₂) nell'atmosfera e nell'aria presso la superficie dei diversi tipi di suolo.

3.7 - Le proprietà del suolo

La crescita dei vegetali dipende da numerosi fattori ambientali: luce, aria, acqua, calore, elementi nutritivi, supporto meccanico,... Il suolo, a parte la luce, fornisce materiali ed energia relativi a questi fattori; è la risorsa primaria per la produzione vegetale. Lo sviluppo delle piante è condizionato dalla giusta combinazione di tali fattori. Secondo la **legge del minimo**, il livello di crescita di un vegetale è quello consentito dal fattore disponibile in minor misura (**fattore limitante**; **fig. 3.10**); nella maggior parte degli ambienti è il fosforo. Le proprietà fisiche, chimiche e biologiche del suolo, in relazione con il suo regime idrico e termico E con la sua aerazione, regolano la disponibilità di elementi nutritivi per la nutrizione radicale e rendono più o meno adatto il suolo a funzionare come ambiente per i vegetali.



L'energia fornita dal sole consente la fotosintesi, il motore fondamentale del ciclo del carbonio. Le radici delle piante assumono dal suolo l'acqua necessaria per diverse funzioni, materia prima per la fotosintesi. Le radici, inoltre, assumono dall'atmosfera del suolo l'ossigeno per la *respirazione radicale*, utile alla produzione di energia necessaria per l'assorbimento di elementi nutritivi dalla soluzione circolante nel suolo. La disponibilità dell'acqua è in relazione alla permeabilità del suolo nella zona radicale ed al clima, mentre l'aria è strettamente correlata sia alla struttura del terreno, sia alla presenza dell'acqua.

L'acqua, l'aria ed i sali minerali che il suolo rende disponibili sono i fattori della **fertilità**; essi regolano la capacità di un suolo a funzionare come ambiente adatto per i vegetali. Ma la fertilità dipende anche dal clima, dalla morfologia del

terreno (**fig. 3.5**), dall'attività della biomassa e dell'antropizzazione, cioè dall'insieme dei caratteristi dell'ecosistema di cui il suolo è parte integrante. La fertilità è generalmente valutata in termini di **produttività** intesa, nei suoli "naturali", come quantità annua di sostanza secca prodotta per unità di superficie e nei suoli coltivati anche come qualità del prodotto ottenuto (valore alimentare in termini di contenuto proteico, zuccherino, vitaminico,... a seconda del tipo di coltura e del suo valore merceologico). In relazione alla presenza di fattori limitanti, la fertilità può essere distinta in *attuale*, in relazione alle condizioni intrinseche del suolo e *potenziale*, se esprime la massima produttività quantitativa e qualitativa raggiungibile in conseguenza del miglioramento dei fattori produttivi.

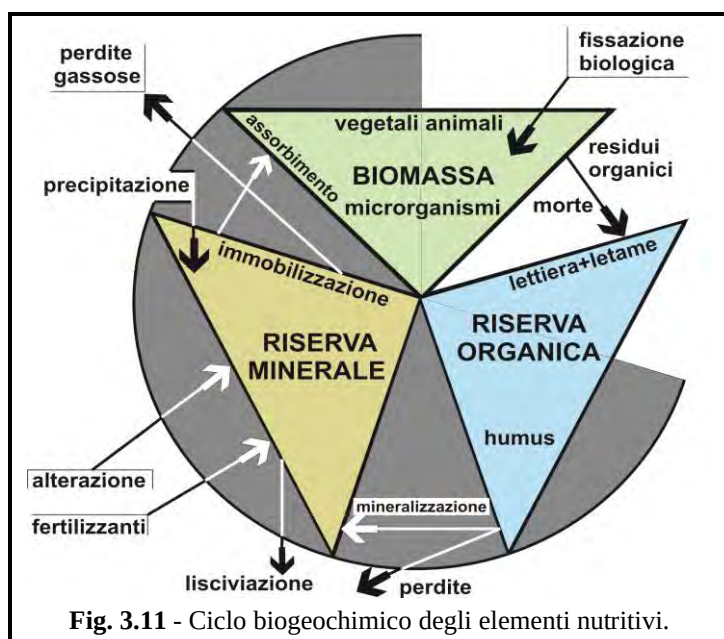
Gli elementi contenuti nei vegetali sono una cinquantina di cui 16 *essenziali*, senza i quali le piante non possono svilupparsi e riprodursi (**tab. 3.9**). Secondo la loro presenza nei tessuti vegetali, sono convenzionalmente divisi in **macroelementi** o **macronutrienti**, in quantità maggiori di 1g per 1 kg di massa, e **microelementi** o **micronutrienti** solitamente con meno di 0,1 g/kg. Tale divisione non rispecchia la loro importanza relativa, così come non ne rispecchia l'abbondanza nel suolo; alcuni sono molto abbondanti (es. alluminio), ma privi d'importanza per quasi tutte le piante. Altri (es. ferro) sono molto presenti nel suolo, ma sono solo micronutrienti per i vegetali.

Il ciclo degli elementi nutritivi nella biosfera è continuo e il flusso interessa tre comparti (**fig. 3.11**): la *riserva minerale*

(più o meno disponibile, rappresentata dalla componente minerale del suolo), la *riserva organica* e la *biomassa*. Sali degli elementi fosforo, calcio, magnesio e potassio sono assorbiti dai vegetali per via radicale durante la stagione di crescita, attingendo solo da una piccola parte della riserva inorganica, il cosiddetto *insieme disponibile*. Questo è costituito dagli ioni immediatamente disponibili, presenti nella soluzione circolante nel suolo e dagli ioni scambiabili, presenti nei minerali argillosi e disponibili per la diminuzione delle concentrazioni in soluzione dovuta anche alla sottrazione di elementi da parte delle radici. Gli ioni dell'*insieme non disponibile* sono presenti nei minerali ancora inalterati o in sali poco solubili, come gesso e calcite, o insolubili, come alcuni fosfati. Il passaggio di questi all'*insieme disponibile* avviene per alterazione dei minerali del suolo e della roccia, per precipitazione di sali, caduta di polveri, mineralizzazione della sostanza organica e somministrazione di letami e/o di fertilizzanti organici e minerali.

MACROELEMENTI		MICROELEMENTI
da aria e acqua	dai solidi del suolo	dai solidi del suolo
C (carbonio)	N (azoto)	Fe (ferro)
H (idrogeno)	P (fosforo)	Mn (manganese)
O (ossigeno)	K (potassio)	B (boro)
	Ca (calcio)	Mo (molibdeno)
	Mg (magnesio)	Cu (rame)
	S (zolfo)	Zn (zinc)
		Cl (cloro)
		Co (cobalto)

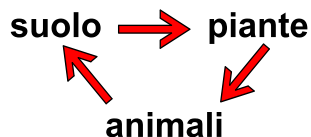
Tab. 3.9 - Macro e microelementi per i vegetali e loro origine.



La biomassa è una riserva in parte del suolo e in parte esterna legata alla fissazione biologica di CO₂. La quantità di elementi che contiene dipende dallo sviluppo della massa vegetale ma, indipendentemente da ciò, la biomassa assume una grande importanza in termini di rifornimento di substrato di crescita per i microrganismi del suolo. Questa riserva è vitale in quanto tutto il carbonio e quasi tutto l'azoto vengono riciclati attraverso l'attività dei microrganismi che rappresentano quindi l'unione dei cicli di questi elementi.

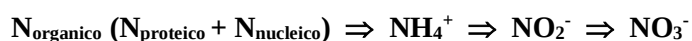
La riserva organica che si trova parzialmente sul suolo (residui animali e vegetali indecomposti) e nel suolo (materiale organico più o meno umificato) costituisce una riserva poco disponibile in relazione alla resistenza dell'humus alla mineralizzazione. La disponibilità immediata di elementi dipende dalla umidità del suolo che provvede alla mobilitazione di ioni, mentre l'aridità porta alla immobilizzazione, per esempio determinando la precipitazione dei sali disciolti. La dispo-

bilità di elementi è inoltre condizionata dal pH e dalle potenzialità ossidative dell'ambiente chimico del suolo. Gli elementi nutritivi sono disponibili per i vegetali secondo flussi che attraversano ciclicamente i diversi comparti ambientali. La sequenza biogeochimica di trasferimento entro tali comparti è essenzialmente rappresentata dalla successione:



Rispetto a questo schema base, il ciclo e riciclo di ciascun elemento è legato a complessi fenomeni, sia naturali, sia controllati dall'uomo. I comparti interessati sono molto numerosi e molti cicli sono dei policicli ed un elemento può a lungo seguire linee di flusso ricorrenti che interessano solo un determinato comparto prima di entrare negli altri. Nel suolo possono avvenire fasi cicliche anche per tempi lunghi, prima che vengano interessati altri comparti esterni. La permanenza di un elemento in un comparto del ciclo è molto variabile, da pochi minuti, per i trasferimenti a livello dei microrganismi, ad anni per i trasferimenti nel mondo animale o, addirittura, a migliaia o milioni di anni per quelli dall'atmosfera alla litosfera.

La principale riserva di **azoto**, nel pianeta, è l'atmosfera; anche la litosfera e l'idrosfera ne hanno un rilevante contenuto. Quello presente nel suolo è una piccola parte di quanto presente in natura; di questa una quota ancora più piccola è direttamente disponibile per i vegetali. Considerando profondo mediamente un metro il suolo esplorato dalle radici, il contenuto totale massimo di azoto è pari a 10.000 kg/ha; la maggior parte di esso, in molti suoli fertili, è localizzata nei primi 15 ÷ 20 cm. Esso risiede nella sostanza organica residuale, fresca o umificata e nella biomassa vegetale e animale, soprattutto in quella microbica. L'azoto diventa disponibile per le piante grazie alla mineralizzazione della sostanza organica per l'attività dei microrganismi secondo le seguenti fasi:



Nei suoli coltivati le pratiche agronomiche del sovescio e della letamazione, nonché della fertilizzazione, sono ulteriori fonti di elementi nutritivi tra cui l'azoto. Una importante sorgente di azoto è la **fissazione biologica**, attuata da microrganismi liberi o simbiotici con vegetali superiori che sono in grado di ridurre, per via enzimatica, l'azoto molecolare dell'atmosfera (N_2) ad azoto ammoniacale (NH_4^+), utile per la sintesi di amminoacidi.

Lo **zolfo** ha prevalentemente origine dai solfuri, presenti in rocce sedimentarie, che vengono ossidati a solfati durante l'alterazione. Questo elemento è rapidamente accumulato nel suolo sotto forma organica in quantità molto variabile, fino a 2.000 kg/ha, soprattutto nei suoli ben umificati.

Il **fosforo** è interessato da una complessa dinamica di reazioni. In certi terreni la principale fonte di nutrimento per i vegetali è rappresentata dal riciclo del fosforo organico, mentre in altri è accentuata l'immobilizzazione del fosforo con argille ed ossidi. È un elemento poco mobile e ciò smentisce, in parte, che i fertilizzanti fosfatici siano responsabili delle contaminazioni delle acque di falda. Il fosforo giunge al suolo dalla frazione minerale e dalla frazione organica, cioè dagli acidi nucleici e dai nucleotidi presenti nei residui vegetali. La mineralizzazione del fosforo organico è rapida e viene velocemente assimilato o precipita sotto forma di sali insolubili.

Il **potassio** è essenziale per i vegetali; svolge importanti funzioni nella sintesi proteica e degli amminoacidi e nella fotosintesi. Le riserve di tale elemento sulla Terra sono relativamente abbondanti, ma nel suolo la sua distribuzione è variabile in funzione delle caratteristiche della componente minerale. Nelle zone temperate i suoli hanno quantità di potassio in soluzione variabile da 1 a 80 ppm (**parti per milione**), ma i valori ottimali, in relazione allo sviluppo degli apparati radicali, oscillino tra 20 e 60 ppm. L'effettiva disponibilità di potassio per i vegetali è condizionata dalla presenza di altri cationi, soprattutto di **calcio** e di **magnesio**. Il ciclo di questi tre elementi è molto variabile, ma in generale quello del potassio è più rapido.

La disponibilità dei **microelementi** è legata soprattutto alla roccia madre che, alterandosi, li rilascia. Ferro, rame, manganese, zinco, cobalto, molibdeno, nichel e piombo sono presenti soprattutto in rocce basiche; ferro e manganese sono presenti anche come ossidi insolubili e ferro, rame e zinco come solfuri. Il Boro può essere presente in rocce acide o sostituire l'alluminio nei cristalli di minerali argillosi. Gran parte dei microelementi giungono al suolo nei particolati che ricadono dalle emissioni industriali e veicolari.

3.8 - Profilo del suolo

Se non intervengono azioni che impediscono la normale evoluzione del suolo, i prodotti della pedogenesi si distribuiscono verticalmente, formando strati ad andamento pressoché orizzontale, diversi tra loro per aspetto e per proprietà fisiche, chimiche e biologiche, i quali ricoprono la roccia madre (**figg. 3.1 e 3.3**). Tali strati vengono detti

orizzonti che, nella successione stratigrafica dalla superficie alla roccia inalterata, costituiscono il **profilo del suolo** o **profilo pedologico**. Esso varia a seconda delle condizioni ambientali e soprattutto del luogo, del clima e della natura fisica e chimica della roccia madre. Si riconoscono due o più dei seguenti orizzonti:

- A00** ⇒ resti organici, soprattutto vegetali, poco o affatto alterati, al punto da riconoscerne l'origine;
- A0** ⇒ prevalentemente resti organici che hanno subito modificazioni tali da non permettere il riconoscimento delle forme originali;
- A1** ⇒ primo degli orizzonti minerali in cui la sostanza organica è umificata e mescolata con la componente minerale; colore generalmente scuro;
- A2** ⇒ orizzonte in cui si è verificata l'eluviazione dell'argilla e degli ossidi di ferro e di alluminio; colore grigio - cenere;
- B** ⇒ orizzonte illuviato, in cui si è verificato accumulo di argilla e di ossidi (dall'orizzonte sovrastante); colorazioni più intense e rossastre; in certi casi si presenta come strato di alterazione con formazione di argille o di ossidi di ferro ed obliterazione dei caratteri originari della roccia madre;
- C** ⇒ orizzonte caratterizzato esclusivamente dal disfacimento della roccia madre;
- R** ⇒ roccia madre inalterata.

In sintesi la genesi del suolo dipende soprattutto dalla composizione mineralogica della roccia madre e dal clima. Su questi fattori si sono basate le principali classificazioni dei suoli (**scheda 3.5**).

3.9 - La zonazione dei suoli

Se un terreno è “vergine”, come la natura lo ha formato, si parla di *suolo naturale*; se questo viene trasformato artificialmente dalle coltivazioni, si usa il termine “*suolo agrario*” (con caratteri più semplici) o, in certi casi, di *suolo forestale* (se costituisce il substrato di boschi coltivati). In base alle condizioni in cui si formano, i suoli si distinguono come riassunto in **tab. 3.10**.

Regioni	Zone climatiche	Suoli
Fredde	Artico e alta montagna	-
Temperate	Fredde e umide	podzol - mol di brughiera - rendzina
	Umidie meno fredde	terre brune - terre gialle
	Temperato - calde moderatamente umide	terre rosse
	Aride	terre nere - terre castane - suoli salsi
Subtropicali e tropicali	Umidie	suoli rossi lateritici - lateriti
	Aride	suoli con crostoni - suoli desertici

Tab. 3.10 - Esempio di zonazione dei suoli.

I *suoli artici* o di *alta montagna* sono simili. Di scarso spessore, contengono, in genere, molto humus, ma pochi sali minerali in soluzione. Nelle regioni boreali uno dei tipi caratteristici è il *suolo di tundra*. In alta montagna i terreni sono prevalentemente detritici e acidi; nelle zone con ricca vegetazione si sviluppano suoli umici relativamente potenti (anche un metro). Il profilo dei terreni artici (Siberia) è generalmente caratterizzato dalla presenza, sotto l'orizzonte più superficiale, gelato solo durante l'inverno, da uno strato (spesso da alcuni metri fino a 300 m) perennemente gelato, detto *permafrost*, la cui origine è connessa con le glaciazioni quaternarie.

Fra i suoli delle regioni temperate fredde e umide, i tipi caratteristici sono i *podzol*, i suoli delle *brughiere* ed i *rendzina*. I *podzol* sono bianchi - grigiastri, ricchi di humus in profondità, diffusi nell'Europa settentrionale e Nord - orientale, fra la tundra e la steppa. La podsolizzazione (trasporto per dilavamento degli ossidi di ferro e di alluminio e della sostanza organica negli orizzonti più bassi) si manifesta nelle regioni con temperature basse e piogge abbondanti; in tali orizzonti hanno luogo talora processi di concentrazione con formazione di un solido crostone ferruginoso detto *ortstein*. I suoli di brughiera sono rappresentati da due orizzonti superiori, di cui uno prevalentemente umifero e l'altro sabbioso e podsolizzato, che ricoprono un orizzonte argilloso - ferruginoso impermeabile. I *rendzina* sono *podzol* umiferi derivati dalla decomposizione di rocce calcaree in regioni fredde e umide.

Le *terre brune*, diffuse nell'Europa centrale e nell'Italia settentrionale, sono prevalentemente argillose; presentano humus e idrossidi di ferro che conferiscono il colore al suolo. Le *terre gialle*, caratteristiche di climi temperati e

mediamente umidi, contengono poco humus e idrossidi di ferro relativamente abbondanti; sono diffuse soprattutto presso il limite settentrionale del Sud Europa.

Il tipo caratteristico dei suoli delle regioni temperate calde, moderatamente umide e con semestri alternati umidi e asciutti, è la *terra rossa*, diffusa nelle regioni calcaree del bacino del Mediterraneo. Sono terreni argillosi, poveri di humus, ricchi di idrossidi di ferro (che conferiscono al suolo il caratteristico colore) e di alluminio. Merita ricordare il cosiddetto *ferretto*, terreno argilloso, rosso o giallo, ricco di idrossidi di ferro, che ricopre le alluvioni e le morene antiche del bacino del Po.

I suoli delle regioni temperate aride sono le *terre nere (chernozem)*, ricche di humus che conferisce il colore del suolo, talvolta potente oltre un metro. Sono terreni neutri o debolmente alcalini e sono diffusi nell'Europa centrale ed orientale, nella Siberia meridionale e nella Mongolia. Presso il limite Sud - orientale dell'area di diffusione di questi terreni si trovano le *terre castane*, caratterizzate da minori quantità della componente organica. I *suoli salini* possiedono elevate concentrazioni di sali a causa della loro concentrazione negli strati superficiali dovuta allo scarso dilavamento ed al drenaggio; sono diffusi nei climi semiaridi.

Nelle regioni tropicali, per il clima caldo umido, le reazioni chimiche del suolo sono più intense; pertanto si verifica un'attiva idrolisi dei silicati, accompagnata da ossidazione dei minerali di ferro e dei composti organici. Si tratta del caratteristico ambiente nel quale si forma la *laterite*, una terra argillosa rossa o gialla, composta da una miscela di silice colloidale, allumina e idrossidi di ferro. Il suo colore varia a seconda della natura della roccia madre. Le rocce basiche, ricche di minerali di ferro e di magnesio, generano una laterite con una intensa colorazione rossastra. Questo tipo di suoli ricopre quasi il 50 % dell'Africa, oltre il 15 % dell'Asia ed il 40 % dell'America meridionale. I suoli delle zone tropicali e subtropicali aride sono rappresentati da terreni desertici incoerenti (sabbie, ghiaie) e dai *crostoni desertici (hardpan)* di natura calcarea, gessosa, ferruginosa e silicea.

3.10 - Soprassuolo

Categorie	Biomasse [kg]
Alberi	270.000
erbe	1.000
insetti	50
mammiferi	7
uccelli	1
vermi, funghi	13.000

Tab. 3.11 - Valori delle biomasse di alcune categorie di viventi costituenti il soprassuolo di 1 ha di ecosistema forestale.

Il soprassuolo è tutto ciò che si trova *sopra* il *suolo*. Se escludiamo le aree molto antropizzate ("cementificate", "coperte" da strade, ferrovie, case, fabbriche,...) e quelle utilizzate per fini agricoli, coltivate, quindi "coperte" da vegetali utilizzati per fini alimentari e zootecnici, le restanti superfici delle terre emerse sono dette suoli naturali, distinti essenzialmente in deserti e foreste.

I deserti sono "suoli nudi", senza soprassuolo; le foreste sono suoli più o meno evoluti, sui quali sono presenti complessi ecosistemi. Se tracciamo un quadrato di lato di 100 metri su una superficie occupata da una foresta e se si effettuasse un rilevamento degli organismi del soprassuolo, valutando la biomassa delle diverse categorie dei viventi (considerando la sostanza organica morta come componente del suolo vero e proprio), si otterrebbero i risultati riassunti in **tab. 3.11**.

In una foresta gli alberi costituiscono, da soli, circa il 95 % della biomassa totale della cenosi costituente il soprassuolo. Considerato che gli alberi costituiscono la componente più rilevante, in termini quantitativi, delle superfici naturali delle terre emerse (deserti esclusi), si ritiene utile descrivere le caratteristiche essenziali dei boschi e delle foreste la cui evoluzione è strettamente legata a quella dei suoli.

Di un bosco, oltre a considerare la fascia altimetrica sulla quale è impostato (**scheda 3.6**), occorre osservarne la *struttura*, cioè l'aspetto esterno dell'insieme degli alberi, che può essere il risultato di una storia dominata dalla natura oppure condizionata dalle attività umane.

L'età approssimativa degli alberi si deduce dalla loro altezza. Se hanno tutti, più o meno, la stessa altezza, vuol dire che hanno la stessa età: **bosco coetaneo**. Se gli alberi hanno età diverse (altezze diverse): **bosco disetaneo**. Ci sono situazioni intermedie come, per esempio, uno strato di alberi maturi, insieme a giovani piante: **bosco a popolamento stratificato**. Nel caso in cui il bosco fosse formato da gruppi di alberi di età diverse, allora si tratta di una comunità disetanea a gruppi. Se il bosco è naturale, non influenzato dall'azione dell'uomo, si presenta generalmente disetaneo o disetaneo per gruppi; man mano che un vecchio albero muore, lo spazio rimasto vuoto viene occupato da giovani piante. L'azione dell'uomo (tagli e rimboschimenti) favorisce invece la formazione di comunità coetanee.

La **fustaia** è un bosco dove tutti, o quasi tutti, gli alberi sono nati da seme (**fig. 3.12**). Si definisce **fustaia naturale** quella sviluppata da semi provenienti dalle piante presenti nelle aree intorno. Si definisce **fustaia artificiale** quella sviluppata dallo spargimento di semi (o da piantumazione di giovani piante) da parte dell'uomo e provenienti da altri luoghi (in genere vivai forestali). La fustaia artificiale si riconosce in quanto, spesso, le piante sono disposte in modo regolare sul terreno. Un bosco a fustaia coetanea si può classificare in base all'età degli alberi:

- *perticaia giovane*; alberi piccoli e molto fitti;
- *fustaia adulta*; dominanza di alberi adulti;
- *fustaia matura*; con presenza di alberi vecchi o molto vecchi e prossimi a deperire.

Se da un **ceppo** escono più fusti, ci troviamo di fronte ad un **bosco ceduo**, cioè formato dal taglio di piante preesistenti e dal cui ceppo sono stati emessi i **polloni** (**fig. 3.13**). I boschi cedui sono utili per la rapida produzione di legname da ardere o per la costruzione di piccoli pali. Non tutti gli alberi emettono polloni dopo il taglio. Alcuni boschi presentano sia alberi cedui, sia fusti; in tal caso si tratta di *boschi cedui composti*.

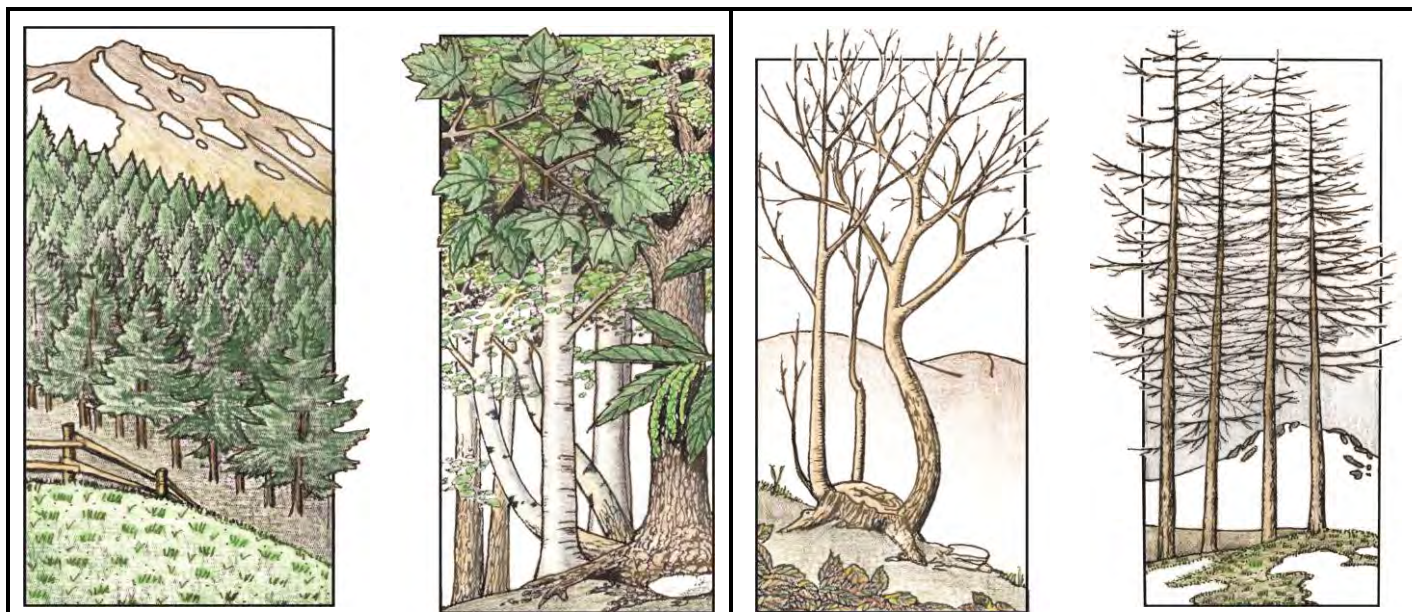


Fig. 3.12a - A sinistra è rappresentata una fustaia monospecifica (dove prevale una specie). A destra un bosco misto.

Fig. 3.13b - Un bosco si può classificare anche in funzione del tipo di governo: *ceduo* (a sinistra) o *fustaia* (a destra).

Se le piante sono tutte della stessa specie avremo un **bosco puro**. In natura tale situazioni sono rare, solitamente in situazioni ambientali estreme (in alta montagna si possono trovare lariceti e abetine pure). Spesso l'intervento dell'uomo agevola la formazione di tali boschi, sia con gli impianti artificiali monospecifici (con piante tutte della stessa specie), sia favorendo una specie rispetto alle altre, spesso a scapito della fertilità forestale. Per **bosco misto**, si intende un popolamento formato da due o più specie; se una è molto più abbondante rispetto alle altre, si definisce *dominante*.

3.11 - La deforestazione

Molto spesso si usano impropriamente i termini "bosco" e "foresta" con lo stesso significato, ritenendo che la foresta altro non sia che un bosco grande e più fitto. In realtà il bosco è una foresta, o una sua porzione, in qualche modo rimaneggiata, coltivata, usata dall'uomo. Non si può parlare di bosco nel caso di una piccola area di foresta amazzonica abitata dagli aborigeni e poi abbandonata. Si usa correttamente il termine "bosco" dove l'uomo, in modo evidente, ha sostituito le piante che vi crescono spontanee con altre che sono a lui più congeniali o che, per un lungo periodo, ha raccolto, tagliato ed usato le piante della stessa foresta. In Italia, per la presenza massiccia dell'uomo, non esistono più vere foreste. In alcune regioni sono state completamente distrutte o, in limitate porzioni di territorio, sostituite da boschi. Nella pianura padana le antiche foreste di quercia e di carpino (climax quercu-carpineti) sono ormai sostituite

da campi coltivati e da boschi di pioppi. Inoltre la riduzione della copertura vegetale produce forti alterazioni idrologiche con incrementi dei deflussi superficiali e dell'erosione (**fig. 3.14**).

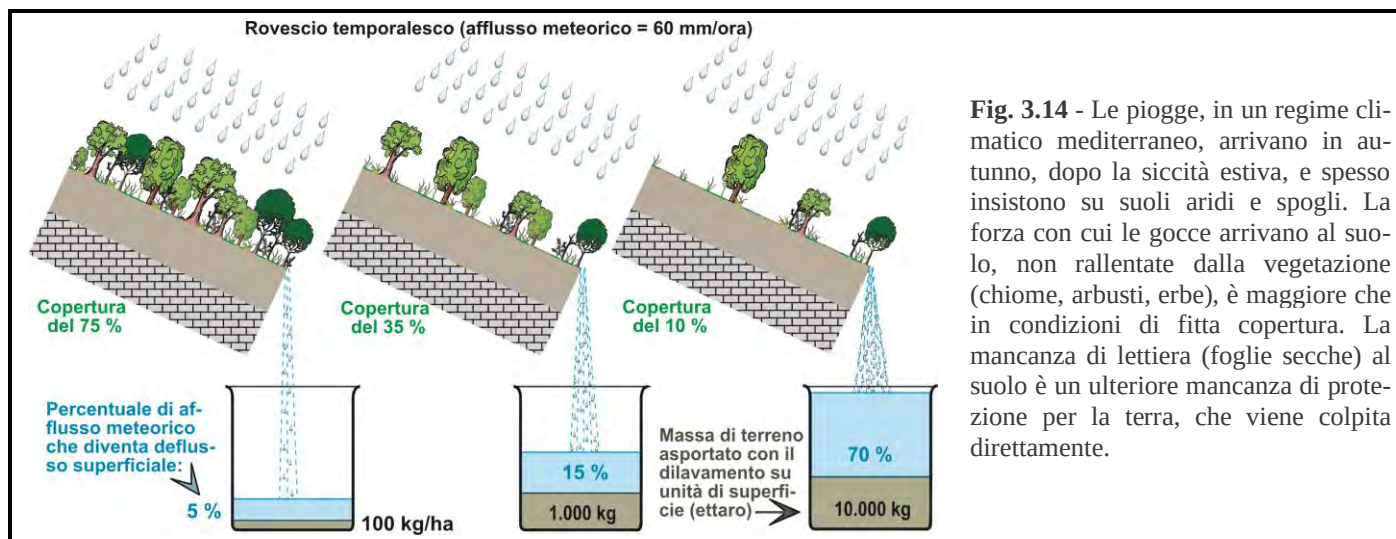


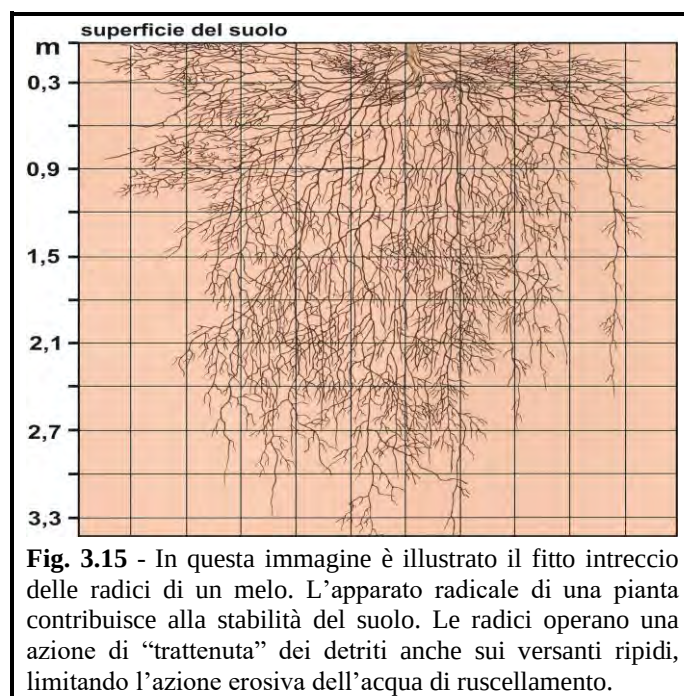
Fig. 3.14 - Le piogge, in un regime climatico mediterraneo, arrivano in autunno, dopo la siccità estiva, e spesso insistono su suoli aridi e spogli. La forza con cui le gocce arrivano al suolo, non rallentate dalla vegetazione (chiome, arbusti, erbe), è maggiore che in condizioni di fitta copertura. La mancanza di lettiera (foglie secche) al suolo è un'ulteriore mancanza di protezione per la terra, che viene colpita direttamente.

Su tutte le regioni emerse della Terra, a parte i deserti e le latitudini ed altitudini più elevate, prevale il climax forestale. Le condizioni fisico-climatiche di tali regioni sono cioè tali che, in assenza di fattori antropici, tendono ad evolvere in foresta in equilibrio con l'ambiente, mantenendosi tale se non intervengono cause esterne a modificare le condizioni naturali del clima e del suolo. Ad eccezione degli abitanti delle praterie del Nord-america e dell'Asia centrale e forse di quelli delle savane africane e di poche altre regioni del globo, in tutte le altre zone l'uomo ha abbattuto le foreste per ottenere aree per coltivare, allevare animali e costruire edifici e vie di comunicazione. Questo fenomeno interessa quasi tutto il Mondo, in particolare le nazioni di più antica civiltà che si affacciano sul Mediterraneo.

Vaste zone sono state disboscate e quasi tutte le regioni mediterranee sono pressoché prive di foreste. Nella catena del Libano sono state abbattute quasi totalmente le formazioni forestali di cedro ed i pochi esemplari sopravvissuti sono racchiusi in un recinto. In Italia il disboscamento è stato molto pronunciato sull'Appennino, sia per ottenere legname da costruzione e da ardere, sia per destinare spazi sempre più ampi al pascolo. Nella catena dei monti Sibillini il disboscamento è stato talmente intenso che ora si trovano poche faggete residue, mentre su vaste pendici il suolo, non più trattenuto dalla vegetazione (e soprattutto dalle radici, **fig. 3.15**), è stato asportato; attualmente la roccia nuda affiora ovunque, con una magra vegetazione erbacea.

Alcune specie forestali, quali l'abete bianco ed il pino mugo, una volta presenti sui Sibillini, ora sono scomparsi da questo settore dell'Appennino e altrove sono limitati a poche località. In Sicilia una specie endemica di abete bianco che formava un tempo estese foreste, è ora ridotta a pochi esemplari in natura ed in qualche giardino privato. Sulle Alpi, nonostante il disboscamento, grazie alle condizioni ambientali più sfavorevoli per gli insediamenti umani, i boschi hanno potuto conservarsi meglio rispetto all'Appennino. In pianura residui di foresta sono rimasti in aree limitate, in quanto utilizzate un tempo come riserve di caccia ed oggi protette con l'istituzione di parchi.

Quanto è successo in Italia ed in Europa nei secoli scorsi a spese della foresta mediterranea e boreale è avvenuto recentemente (e sta avvenendo) anche in Africa ed in Sudamerica. Esempi di disboscamenti potrebbero essere illustrati per quasi tutte le regioni della Terra, determinando gravi problemi per l'erosione del suolo.



3.12 - L'erosione del suolo

La formazione di un suolo, grazie ai processi della pedogenesi (precedentemente descritti), avviene in tempi molto lunghi, secoli o anche millenni e addirittura geologici. Lo sviluppo della vegetazione è fortemente condizionato dalla presenza del suolo. Esso è un fattore economico di importanza fondamentale per la natura in generale e per la vita dell'uomo, in quanto ad esso è legata una delle sue attività principali, l'agricoltura. Inoltre la conservazione del suolo è essenziale per il mantenimento degli equilibri naturali

Il disboscamento, oltre a privare gli ambienti naturali di una importante ricchezza vegetale, è causa di notevoli modificazioni geomorfologiche ed idrologiche di vaste porzioni di territorio che ospitano complesse comunità biologiche. Le caratteristiche del terreno vengono rapidamente alterate, anche soprattutto per la mancata azione di "tenuta" del terreno offerto dagli apparati radicali delle piante (**fig. 3.15**). Si ha un forte aumento dell'irraggiamento solare (un bosco con fitta vegetazione assorbe fino all'80 % della luce incidente). Aumenta la temperatura del terreno con conseguente perdita di umidità, essenziale per la crescita dei vegetali. La progressiva perdita di acqua comporta l'alterazione fisica e chimica del suolo sconvolgendo l'equilibrio che esso aveva acquisito, in tempi molto lunghi, con l'ambiente circostante. Le acque delle piogge, non più trattenute dall'orizzonte più superficiale, comportano un aumento dell'erosione e contribuiscono ulteriormente alla modificazione della tessitura e composizione del terreno (**fig. 3.14**). Questa rivoluzione ambientale determina un cambiamento della comunità biologica impoverendola con la scomparsa di molti animali e vegetali. La distruzione di un bosco determina la scomparsa di un ambiente caratterizzato da un delicato equilibrio raggiunto dopo una evoluzione avvenuta in tempi molto lunghi, la diminuzione della biodiversità (scomparsa di specie vegetali ed animali), un aumento dell'erosione, del trasporto solido e dell'accumulo di sedimenti nei bacini (**fig. 3.16**), cioè di quell'insieme di fenomeni che sono caratteristici del *dissesto idrogeologico*.

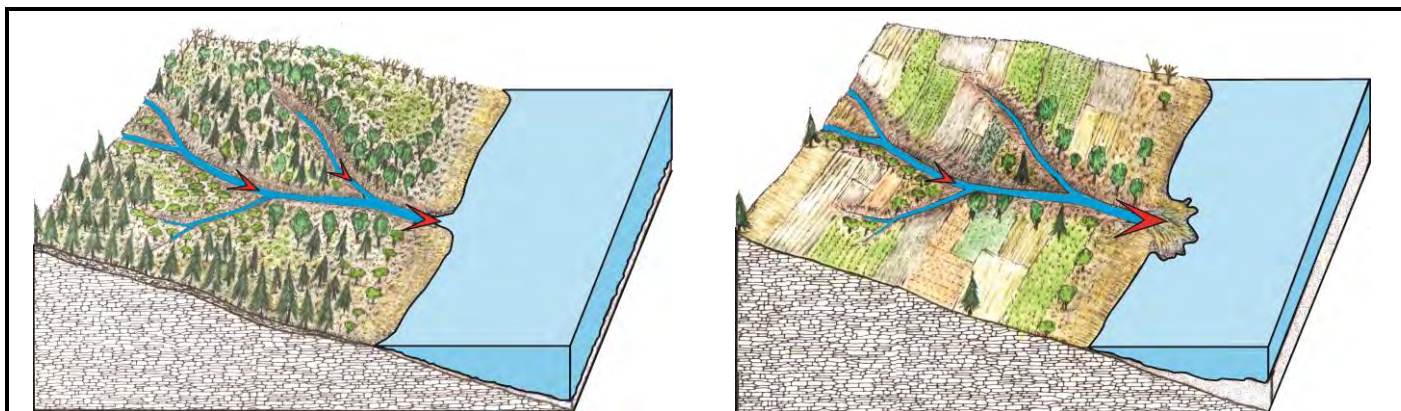


Fig. 3.16 - Un versante ben protetto dalla vegetazione naturale (a sinistra) presenta un suolo profondo ed è scarsamente interessato da fenomeni erosivi. Il disboscamento, per far spazio alle pratiche agricole, comporta un notevole incremento dell'erosione, l'asportazione del suolo, l'aumento del trasporto solido e l'accumulo di sedimenti a valle (a destra).

Da queste considerazioni deriva la necessità di tutelare il suolo con il massimo impegno (**scheda 3.8**), impedendo che gli agenti della disaggregazione fisica (acqua e aria) lo distruggano. Naturalmente non è possibile annullare l'erosione, in quanto si tratta di un insieme di fenomeni naturali che esistono da sempre, ma è fondamentale ridurne almeno l'efficacia, soprattutto in quelle situazioni dove cause di tipo antropico hanno determinato un accentuarsi di tali fenomeni (*erosione accelerata*). Versanti privati dalla copertura vegetale (**fig. 3.16**) per svilupparvi le colture agrarie, sono frequentemente soggetti ad erosione accelerata. Aree un tempo coltivate e poi abbandonate possono essere soggette, prima che la vegetazione spontanea possa costituire una protezione efficace, a vistosi fenomeni di erosione a causa dell'assenza delle cure di manutenzione delle strutture (canali di drenaggio, muretti di sostegno, ecc...) utili per la difesa del terreno.

La grandiosità del fenomeno erosivo è evidente dalla grande quantità di suolo che viene annualmente asportata dai campi e dai prati che, per esempio, negli Stati Uniti è stata valutata pari a circa tre miliardi di tonnellate. In Italia l'asportazione del suolo derivato dal disfacimento delle formazioni argillose (sei milioni di ettari, circa l'80 % della superficie agraria) è pari a $1.000 \div 7.000 \text{ m}^3$, con valori massimi di 11.000 m^3 . È evidente che le opere di difesa, soprattutto con le tecniche della bioingegneria naturalistica (che utilizza metodi basati non tanto sul cemento, ma sulla capacità della vegetazione di colonizzare e consolidare i terreni) dovrebbero essere adeguate alla gravità dei fenomeni erosivi, ma fino ad ora, in tutte le nazioni del Mondo, tali opere sono nettamente inferiori alle necessità.

Circa il 40 % della superficie dei continenti non è adatta a colture agricole ed oltre il 30 % è ancora ricoperta da foreste che andrebbero conservate. I terreni più fertili coltivati costituiscono solo il 10 % della superficie totale. Negli ultimi due secoli la produzione agraria mondiale è continuamente cresciuta con l'incremento della messa a coltura di porzioni sempre più vaste di terreni. Tale processo è stato facilitato dallo sviluppo industriale che ha fornito i mezzi meccanici per le attività agrarie le quali, tra l'altro, hanno ampiamente goduto dei vantaggi derivati dallo sviluppo delle conoscenze nel campo della biologia dei vegetali. Si potrebbe quindi pensare che esistano le condizioni per soddisfare le crescenti necessità della popolazione mondiale. Tuttavia vi sono alcune osservazioni che smentiscono le posizioni ottimistiche sul futuro del nostro pianeta.

Nel mondo esistono vaste aree, produttive in passato, ora diventate sterili. Questo deterioramento è dovuto a variazioni climatiche (Asia centrale), all'incremento dell'erosione (Europa meridionale, U.S.A. orientali, aree tropicali umide), alla salinizzazione ed alcalinizzazione di terreni irrigati (Mesopotamia, Egitto, Africa meridionale, California). Lo sfruttamento irrazionale del terreno e scorrette pratiche agrarie sono causa della perdita di fertilità. Occorre ricordare il progressivo estendersi dei deserti in tutto il mondo, sia per fenomeni naturali, sia per l'eccessivo sfruttamento delle aree limitrofe e soprattutto per il riscaldamento climatico degli ultimi decenni. Qualunque aumento della produzione agraria con ipersfruttamento e con la degradazione del terreno comporta, in tempi medi e lunghi, l'impoverimento delle risorse. L'uso del suolo dovrebbe invece avvenire in modo tale da assicurare la sua produttività anche per il futuro.

SCHEDA 3.1 - Considerazioni sulla definizione di suolo

Finché non vi fu vita sulle terre emerse, non vi fu suolo vero e proprio. Le rocce erano direttamente esposte agli agenti dell'alterazione chimica, della disgregazione fisica e dell'erosione, in un ambiente privo di vita. A partire dall'era paleozoica (~ 600 milioni di anni fa), con la colonizzazione delle terre emerse da parte dei viventi, le rocce ed i loro prodotti residuali, poi trasformati in suoli, si sono lentamente evoluti secondo la diversa influenza della vegetazione e della fauna.

Il vulcanesimo, le glaciazioni, l'erosione, la sedimentazione..., hanno interferito con la genesi e l'evoluzione dei suoli, modificando le superfici, i minerali e le condizioni bioclimatiche con cui si trovano in equilibrio. Pochi *suoli relitti* (*vetusuoli*) conservano caratteri legati a condizioni bioclimatiche molto antiche. La maggior parte dei suoli attuali si è formata durante il quaternario ed è legata alla storia geologica, climatica e botanica degli ultimi due milioni di anni. I cambiamenti climatici e vegetazionali, i cicli di erosione e rideposizione eolica e fluvioglaciale, il livello dei mari e gli agenti geotettonici che perdurano fin dal pleistocene, sono alla base delle profonde variazioni del substrato su cui il suolo si è evoluto e si evolve e sono responsabili, in certi casi, dell'interruzione della pedogenesi per seppellimento di suoli già formati.

La genesi del suolo, la sua descrizione e classificazione sono oggetto della **pedologia** (dal greco *pedon* = suolo), scienza che considera il suolo come un corpo naturale in un dato luogo (*stazione*), nell'ambito di un determinato *paesaggio*. Le proprietà del suolo, le loro reciproche relazioni e quelle con la nutrizione e la crescita vegetale sono oggetto dell'**edafologia** (dal greco *edaphos* = nutrimento) che studia, in termini fisici, chimici e biologici, le ragioni della *fertilità* e la possibilità di conservazione od incremento della *produttività*. I due aspetti (pedologico ed edafico) sono interdipendenti: la funzionalità e la produttività di un suolo sono strettamente legate al sito in cui esso si trova e alla sua "storia".

Una definizione potrebbe essere la seguente: **il suolo è un corpo tridimensionale, non consolidato, prodotto dalla trasformazione di sostanze minerali ed organiche primarie sulla superficie della Terra sotto l'azione dei fattori ambientali che hanno operato e operano per tempi generalmente lunghi**. Volendo generalizzare il concetto di suolo anche dal punto di vista geologico dovremmo limitarci ad una definizione globale, indipendente dal tempo e dal luogo in termini planetari, sufficiente a discriminare il suolo da un sedimento: **il suolo è un materiale presente sulla superficie della Terra, alterato in situ da agenti fisici, chimici o biologici o dalla loro combinazione**.

Il suolo può essere considerato un corpo naturale che spesso consiste di "strati", od **orizzonti** (5 in **fig. 3.1** e **fig. 3.3**), grossolanamente sovrapposti, di spessore variabile e costituiti da materiali minerali e/o organici che, per proprietà morfologiche, chimiche, fisiche e biologiche, sono diversi da quelli da cui hanno avuto origine, cioè dalla **roccia madre** e dai **residui della biomassa**. Alcune di queste proprietà si sviluppano nel corso della **pedogenesi** (evoluzione del suolo), mentre altre sono ereditate e gli orizzonti possono essere più o meno espressi a seconda soprattutto del contenuto di sostanza organica, silicati, carbonati o ossidi di ferro e di alluminio.

Al variare delle condizioni ambientali i tipi e le intensità dei processi pedogenetici cambiano e danno origine a suoli diversi, talora unici: la complessità è un carattere comune a tutti i suoli. Un suolo "semplice" può evolvere, sotto l'influenza di un unico fattore pedogenetico e ciò è molto raro in quanto il suolo è, per sua natura, condizionato da situazioni ambientali multivariate. L'osservazione, anche casuale, del suolo in spaccati naturali, lungo strade o in scarpate, consente infatti di verificare che, in questo *ricoprimento continuo* della superficie, esiste grande variabilità, anche solo nel colore, nella consistenza, nell'umidità, ecc...

La scienza, pur riconoscendo questa variabilità non solo esteriore, ma anche intrinseca, è riuscita ad individuare la presenza di proprietà e caratteristiche comuni in suoli di zone anche molto lontane tra loro e in ambienti diversi; è stato possibile quindi razionalizzare lo studio del suolo e indicarne il valore come risorsa non riproducibile.

Il suolo, come risorsa, è qualcosa di più di un semplice mezzo di crescita dei vegetali. È un sistema dinamico aperto, trasformatore di energia, in cui compiono il loro ciclo biologico miriadi di organismi, che serve come “discarica” naturale dei residui animali e vegetali o come filtro di sostanze tossiche ed è infine il “magazzino” degli elementi nutritivi. L’uomo dipende dal suolo e, oggi più che mai, il suolo dipende dall’uomo; è un corpo naturale su cui si insediano i vegetali o che, al contrario, soggiace alle fondamenta di edifici e strade o assorbe scarichi agricoli, industriali e urbani e può andare incontro a processi distruttivi. Questi sono accentuati dalla mancata conoscenza della genesi, della funzionalità, degli equilibri e delle attitudini di questo complesso ecosistema.

SCHEDA 3.2 - I microrganismi del suolo

I microrganismi del suolo sono molto numerosi ed importanti, tanto da costituire un vero e proprio settore della pedologia. Tra essi ne ricordiamo alcuni.

- **Batteri della rizosfera** (strato di terreno nel quale affondano le radici dei vegetali di superficie). Soprattutto eterotrofi, talora autotrofi e saprofiti, in grado di utilizzare tutte le forme carboniose facilmente decomponibili (zuccheri semplici, amido, pectine, emicellulose e cellulosa), nonché le fonti di azoto (proteine, peptidi, amminoacidi). Sono importanti i *batteri nitrificanti* che ossidano l’ammonio (prodotto della decomposizione dei composti contenenti azoto) a nitrito e nitrato ($\text{NH}_4^+ \Rightarrow \text{NO}_2^- \Rightarrow \text{NO}_3^-$). I *batteri azotofissatori*, talora simbiotici con le radici delle leguminose, riducono l’azoto atmosferico ad azoto legato organicamente, con conseguente arricchimento di tale elemento nel terreno. Altri batteri, in condizioni riducenti, operano una denitrificazione, cioè la reazione inversa, mentre altri ancora sono in grado di ossidare composti dello zolfo, del ferro e del manganese in minerali contenenti elementi necessari in minori quantità, ma indispensabili per le piante.
- **Attinomiceti**. Batteri a forma di filamenti ramificati. Aerobi, eterotrofi e saprofiti, utilizzano le sostanze difficilmente decomponibili, quali la lignina, e talora sono azotofissatori.
- **Funghi**. Unicellulari e pluricellulari. I secondi formano un *micelio*, insieme di filamenti, detti *ife*, che sviluppano una fitta trama nelle porzioni superficiali del suolo; sono aerobi, eterotrofi e prevalentemente saprofiti e traggono energia dai polisaccaridi. Molti di essi sono simbiotici con le radici di piante arboree e il loro micelio ha funzioni di capillizio radicale (una sorta di espansione della trama delle radici, utile per migliorare la capacità di emungimento dell’acqua presente nel terreno); tale simbiosi viene detta *micorriza*.
- **Alghe**. Unicellulari fotosintetici; richiedono ambienti umidi e luminosi; quindi sono limitati alla superficie del suolo.
- **Licheni**. Alghe simbiotici con funghi.
- **Muschi**. Vegetali pluricellulari fotosintetici, con corpo distinto in porzioni specializzate. Licheni e muschi sopravvivono in ambienti difficilmente colonizzabili; contribuiscono alla formazione di un substrato adatto per l’insediamento successivo di altri viventi.

SCHEDA 3.3 - I colloidi

Le diverse sostanze presenti in natura sono più o meno solubili in acqua; in teoria quasi tutte, in quanto anche le meno solubili, con il tempo, possono sciogliersi. Le sostanze solubili formano con l’acqua **soluzioni**, miscugli omogenei in cui solvente e soluto sono indistinguibili anche al microscopio. Quelle insolubili, in certe condizioni, possono formare con l’acqua miscugli che, diversamente dalle soluzioni, sono eterogenei: le parti che le compongono sono distinguibili. Per esempio miscelando acqua e olio, il secondo si separa ed avendo densità minore, galleggia sulla prima; ma agitando tale miscuglio l’olio si disperde in minute goccioline, anche invisibili ad occhio nudo, ottenendo così una **emulsione**. In questa situazione la somma delle superfici di contatto delle innumerevoli sferette con il mezzo circostante è notevolmente superiore alla superficie di contatto acqua - olio con le due fasi nettamente separate ed aumenta con il diminuire delle dimensioni delle particelle d’olio. Questo fatto è molto importante in natura perché la superficie di contatto fra le due fasi è sede dell’attività di microrganismi in grado di metabolizzare l’olio. Non sempre si possono distinguere nettamente i sistemi omogenei da quelli eterogenei perché esiste un terzo tipo di dispersione in cui le particelle non si distinguono al microscopio come nelle emulsioni, ma neppure sono costituite da singoli atomi o da singole molecole come nelle soluzioni. Si tratta di una situazione intermedia detta **dispersione colloidale**.

Alcune proprietà del sistema suolo - pianta dipendono dai fenomeni di flocculazione e dispersione legati allo stato colloidale di alcune frazioni che lo compongono. Lo **stato colloidale** si riferisce ad un sistema a due fasi di cui una, detta *sol*, composta di particelle di piccolissime dimensioni, è dispersa in un’altra continua che può essere un solido, un liquido o un gas. Il sistema colloidale del suolo comprende, come fase dispersa, le particelle dell’argilla e dell’humus (con dimensioni inferiori a millesimi di millimetro) e come mezzo disperdente l’acqua.

Quando le singole particelle argillose disperse nell’acqua si riuniscono in aggregati più complessi, si ha il fenomeno della **coagulazione** (o **flocculazione**). Un fenomeno opposto è la **disgregazione** (o **peptizzazione**) che si verifica quando un colloide coagulato ritorna allo stato disperso. La coagulazione è generalmente determinata dalla presenza nell’acqua di una certa quantità di sali, i cui cationi (ioni con carica positiva) neutralizzano le cariche negative delle particelle, le quali, non più respinte le une dalle altre, si avvicinano per effetto della tensione superficiale. Nei terreni la flocculazione determina la formazione di **grumi**, cioè dello stato di aggregazione micellare, che favorisce l’aerazione ed i movimenti dell’acqua; mentre la deflocculazione provoca una eccessiva compattezza ed impermeabilità allo stato asciutto ed una soverchia viscosità allo stato umido.

SCHEDA 3.4 - Caratteri fisici del suolo

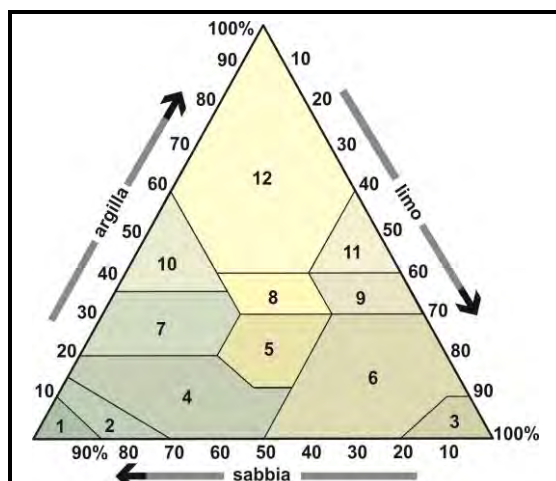


Fig. 3.17 - Diagramma triangolare relativo alla tessitura del suolo in funzione delle % di argilla, limo e sabbia. Il suolo può essere sabbioso (1), sabbioso franco (2), limoso (3), franco sabbioso (4), franco (5), franco limoso (6), franco sabbioso argilloso (7), franco argilloso (8), franco limoso argilloso (9), argilloso sabbioso (10), argilloso li-moso (11) e argilloso (12).

Nei suoli minerali il **peso specifico** è condizionato soprattutto da dalle particelle minerali ($2,6 \div 2,9 \text{ g/cm}^3$), con valori vicini a quello del quarzo, prevalente nei suoli sabbiosi. La presenza di ossidi di ferro e di metalli pesanti contribuisce ad aumentare il peso, mentre l'humus ($\sim 1,4 \text{ g/cm}^3$) lo diminuisce. In sintesi il peso specifico del suolo, secondo le proporzioni delle due frazioni, è pari a $2,4 \div 2,7 \text{ g/cm}^3$.

Le particelle minerali hanno dimensioni molto variabili: la divisione in classi dimensionali (**tab. 3.1**) è utile per classificare la componente mine-rale del suolo. La presenza di *terra fine*, cioè di sabbia, limo e argilla, ca-ratterizza la **tessitura**; essa può essere sabbiosa, limosa o argillosa, se-condo la prevalenza di una delle tre componenti, ovvero franca se nessuna di essa è dominante. Queste diverse denominazioni (esprese secondo il rapporto tra le componenti granulometriche della terra fine; **fig. 3.17**) sono legate a differenti caratteristiche di lavorabilità del suolo, di drenaggio, di compattazione, ecc....

Lo stato di aggregazione delle frazioni minerali ed organiche determina la **struttura** del suolo. Le varie particelle si impaccano e si uniscono formando un continuum spaziale di aggregati; possono essere ricoperti da ossidi e idrossidi o di carbonati o di argilla o di sostanza organica che contribuiscono alla loro stabilità. La resistenza meccanica che il suolo oppone alla penetrazione delle radici rappresenta la sua **consistenza**, mentre la capaci-tà di mutare forma in seguito all'applicazione di una forza e poi conservarla è la **plasticità**. Tali caratteri dipendono dall'effetto complessivo della tessitura, della presenza di sostanza organica, della struttura e del contenuto d'acqua.

Una proprietà molto importante è la **temperatura** in grado di condizionare struttura e porosità del suolo, la vita della biomassa microbica, delle radici e la germinazione dei semi. Dal punto di vista pedogenetico questo parametro influisce sui processi di alterazione, soprattutto termoclastica e crioclastica, di ossidoriduzione, di mineralizzazione e di umificazione. Nel bilancio termico del suolo fondamentale è la radiazione solare che dipende dalla quota, dalla latitudine, dall'esposizione e dalla copertura vegetale. Solo il 10 % circa dell'energia solare contribuisce effettivamente ad aumentare la temperatura del suolo, essendo il resto perso prevalentemente per irraggiamento o sfruttato nei fenomeni di evapotraspirazione dell'acqua dal suolo e dai vegetali, ovvero utilizzato per la fotosintesi. Un contributo si ha anche dall'energia geotermica e dalle reazioni esotermiche, soprattutto dai processi respiratori e fermentativi. Le perdite di calore sono quelle per irraggiamento ed evaporazione dell'acqua. Il bilancio dipende anche dalla **capacità termica** del suolo in funzione del suo calore specifico. Nel suolo le diverse frazioni hanno un calore specifico diverso (acqua = $1 \text{ cal/}^\circ\text{C/g}$, aria e minerali $0,2 \text{ cal/}^\circ\text{C/g}$, sostanza organica $0,4 \text{ cal/}^\circ\text{C/g}$) e poiché il contributo maggiore è quello dell'acqua il suo valore dipende dalle condizioni di umidità del suolo.

Il **colore** dipende dalla presenza di sostanza organica (che rende scuro il terreno), di ossidi o di composti ridotti, di calcare e soprattutto d'acqua. Esso può essere descritto per mezzo di tavole di confronto, secondo le quali ogni possibile colore di un suolo è indicato con una designazione per la composizione spettrale, per la cromaticità e per la nitidezza. Poiché possono essere presenti più orizzonti e in ciascuno di essi si possono osservare screziature, laccature, noduli o concrezioni, di norma ciascuna di queste figure pedologiche riceve la designazione del suo colore.

SCHEDA 3.5 - La capacità d'uso delle terre

La capacità d'uso delle terre (*Land Capability Classification* - Soil Conservation Service - U.S.D.A., 1967) è un sistema di classificazione dei suoli fondato sulla valutazione delle risposte produttive alle pratiche agricole e forestali, in relazione alle limitazioni intrinseche ed all'uso. Alcune di queste limitazioni, per quanto permanenti, se di modesta entità, possono essere modificate con un attento e corretto intervento di governo, che consente un uso più favorevole dal punto di vista produttivo. Essa è divisa in otto classi, ciascuna delle quali comprende diverse sottoclassi in funzione dei caratteri limitanti prevalenti.

CLASSE I - Privi o quasi di limitazioni, adatti per molte colture agrarie (erbacee e arboree). Molto fertili, da piani a lievemente ondulati, senza pericoli di erosione, profondi, ben drenati e facilmente lavorabili. Ben provvisti di nutrienti, notevolmente rispondenti alle fertilizzazioni. Non soggetti ad inondazioni dannose se non eccezionalmente. Molto produttivi e adatti a coltivazioni intensive. Localmente possono richiedere interventi di drenaggio. Clima idoneo per molti tipi di colture.

CLASSE II - Moderate limitazioni riducono la produzione delle colture o richiedono interventi per migliorare le proprietà del suolo. Utilizzabili per colture agrarie (erbacee e arboree). Fertili, da piani ad ondulati, profondi o poco profondi, con moderate limitazioni singole o combinate: moderata pregressa erosione, profondità non eccessiva, struttura e lavorabilità meno favorevoli, scarse capacità di trattenere l'umidità, ristagno solo in parte modificabile con drenaggi, periodiche inondazioni dannose. Clima

idoneo per molti tipi di colture. Principali limitazioni: idromorfia (ristagno d'acqua) e difficoltà di drenaggio interno, scarsa profondità, pietrosità (eccesso di scheletro), tessitura eccessivamente sabbiosa e bilancio idrico sfavorevole.

CLASSE III - Alcune limitazioni riducono la scelta e la produzione delle colture. Le pratiche colturali devono essere più accurate. Si usano per colture agrarie (erbacee e arboree), pascolo, arboricoltura e bosco. Mediamente fertili, da lievemente ondulati a moderatamente acclivi, da profondi a superficiali, soggetti a scarsi pericoli di erosione, interessati da medi o forti effetti di erosione pregressa. Le limitazioni restringono il periodo utile per l'aratura, la semina e il raccolto dei prodotti. Possono presentare: umidità eccessiva anche se drenati, orizzonti compatti a scarsa profondità che limitano il radicamento e stagionalmente provocano ristagno d'acqua, mediocre fertilità difficilmente modificabile. Clima idoneo ad un minor numero di colture. Principali limitazioni: idromorfia superficiale e drenaggio interno lento o impedito, superficialità del suolo, presenza di orizzonti compatti.

CLASSE IV - Molti limiti per la scelta delle colture e con adeguate pratiche agronomiche. Se coltivati, è necessaria una gestione accurata, con pratiche di conservazione più difficili da applicare e mantenere. Utilizzabili per colture agrarie (erbacee ed arboree), pascolo, arboricoltura e bosco. Anche fertili, ma generalmente posti su pendici con medie acclività. L'utilizzo per le colture è limitato a causa di: pendenza, suscettibilità all'erosione e agli smottamenti, forti effetti delle erosioni pregresse, superficialità, bassa capacità di ritenuta idrica, umidità eccessiva anche dopo interventi di drenaggio, clima moderatamente sfavorevole per molte colture. Particolari trattamenti e pratiche colturali sono richiesti per evitare l'erosione del suolo, per conservarne l'umidità e mantenere la produttività con applicazioni più intense e frequenti che nei suoli della classe III. Principali limitazioni: acclività, eccesso di pietrosità interna al profilo, suoli torbosi e/o eccessivamente idromorfi.

CLASSE V - Forti limitazioni che ne restringono l'uso, salvo casi particolari, al solo pascolo o bosco. Le limitazioni sono dovute a frequente inondabilità, lungo i corsi d'acqua in pianura, o ad eccessiva pietrosità, a pendenza media ed elevata, a condizioni climatiche sfavorevoli. In pianura le superfici interessate sono poste lungo le principali aste fluviali o in zone depresse; sui versanti alpini costituiscono invece la fascia di raccordo tra i suoli delle prime quattro classi (per lo più adatti all'agricoltura) ed i suoli delle classi superiori (decisamente inadatti all'agricoltura).

CLASSE VI - Limitazioni molto forti. Uso generalmente limitato a pascolo o al bosco. Le limitazioni di carattere climatico o pedologico sono più diffuse e riguardano: degradazione del suolo, forti pendenze, superficialità del suolo, pietrosità, rocciosità, inondabilità, clima sfavorevole. Le caratteristiche fisiche possono prevedere localmente interventi di miglioramento del pascolo, con semine, calcitazioni, spietramenti e fertilizzazioni.

CLASSE VII - Limitazioni fortissime. Utilizzabili per il pascolo, per il turismo di tipo naturalistico e per la protezione della fauna. Le limitazioni sono: estesa presenza di rocce e pietre, superficialità e degradazione dei suoli, erosione, acclività accentuata, acque stagnanti, inondabilità e clima sfavorevole. Alcune aree di questa classe possono richiedere semine o piantagioni a protezione del suolo, per evitare danni alle aree adiacenti.

CLASSE VIII - Limitazioni tali da precludere il loro uso per fini produttivi. Si possono utilizzare per il turismo di tipo naturalistico e per la protezione della fauna. Le limitazioni, molto severe, singole o combinate, sono: acclività, erosione, assenza o superficialità di suolo, rocciosità, pietrosità, quote elevate, clima molto sfavorevole.

SCHEDA 3.6 - I piani altitudinali della vegetazione

È importante, osservando e descrivendo un bosco, segnalare l'altitudine, il versante orografico sul quale è impostato, l'orientamento della valle e la pendenza del terreno (se in collina o in montagna). Infatti ogni tipo di bosco è caratteristico di una precisa fascia altimetrica prediligendo determinati terreni, esposizioni e con diverse esigenze in fatto di umidità e di suoli. Quelli che i fitogeografi definiscono con il termine di **climax** corrispondono, in natura, agli stadi ottimali raggiunti dai vari tipi della vegetazione, quando questa non sia influenzata dalle attività umane. Ogni climax, semplificando molto, corrisponde ad un clima ben determinato; in realtà, pur riconoscendo ai fattori climatici particolare importanza, tale concetto andrebbe esteso anche a tutto l'insieme delle caratteristiche fisiche dell'ambiente. Allo scopo di prospettare un quadro esemplificativo completo della successione delle diverse situazioni climatiche caratteristiche del territorio italiano, sono stati individuati, secondo quanto proposto dal botanico S. PIGNATTI (1965), i seguenti **piani altitudinali** della vegetazione:

- **piano mediterraneo**; climax del leccio e del pino domestico (oltre a olivo, pino d'Aleppo, carrubo) dal livello marino fino all'altitudine di 800 m sui versanti esposti al mare; si tratta di piante spesso sempreverdi, con foglie coriacee in grado di sopravvivere nei periodi di siccità estiva;
- **piano collinare**; climax del bosco di roverella (talora del castagno o del pino silvestre) ai piedi delle Alpi, sull'Appennino e sui monti delle isole, da 100 a 1.000 m s.l.m.; piante eliofile, cioè amanti del forte irraggiamento solare;
- **piano padano**; climax del bosco misto di latifoglie composto da querce, aceri, tigli, carpini e frassini, in tutta la pianura Padana, fino a 200 m di quota; anche in questo caso si tratta di piante eliofile;
- **piano submontano**; climax del faggio (talora con varianti verso il castagneto ed il querceto acidofilo e spesso con la presenza dell'abete bianco) sulle Alpi (500 ÷ 1.000 m s.l.m.) e sull'Appennino (sopra i 1.000 m di quota); sono boschi costituiti da piante sciafile, cioè che non hanno bisogno di una forte illuminazione; si tratta sempre di latifoglie (caduche), come la maggior parte delle precedenti, ma in grado di sopravvivere anche in ambienti relativamente freddi;
- **piano montano**(o *montano inferiore*); climax del bosco di abete rosso (spesso con presenza di abete bianco, faggio, acero montano ed anche di pino silvestre) sulle Alpi (1.000 ÷ 1.400 m s.l.m.) e sull'Appennino (intorno a 1.500 m s.l.m., talora sostituito dal pino nero e dal pino loricato); sono boschi misti di latifoglie (caduche) e di conifere;

- **piano subalpino** (o *montano superiore*); climax del bosco dell'abete rosso (spesso con larici e pini silvestri) sulle Alpi (1.400 ÷ 1.800 m s.l.m.) e sull'Appennino (fino a 2.000 m di quota); si tratta di boschi di conifere, spesso monospecifici; al passaggio con il piano successivo si colloca, in genere il *limite superiore della vegetazione forestale*;
- **piano alpino inferiore**; climax della boscaglia a rododendro, ontano verde, pino mugo (con portamento arbustivo e contorto), mirtilli (talora con boschi limitati di larici e/o pini cembri) fino a 2.400 m s.l.m. sulle Alpi ed a quote superiori sull'Appennino;
- **piano alpino** (o *piano alpino superiore*); climax delle steppe e delle praterie, dei salici prostrati e dei pascoli alto-alpini, fino a 2.700 m sulle Alpi;
- **piano nivale**; climax dei licheni crostosi, fino al limite inferiore delle nevi perenni.

ATTENZIONE! Come succitato si tratta di una suddivisione altitudinale proposta negli anni Sessanta del secolo scorso. A causa del riscaldamento climatico le altitudini sopra indicate potrebbero essere innalzate anche di 200 ÷ 300 m allo stato attuale (cfr. **fig. 3.1** del cap.3. 1 del modulo 3), ma potrebbero essere ulteriormente innalzate nel prossimo futuro

Scheda 3.7 - L'impronta ecologica

Immaginiamo una porzione di territorio (comprensivo di un centro abitato, di una porzione di campagna e di qualche bosco) sotto una cupola trasparente alla luce solare ed in grado di impedire a qualunque materia di entrare ed uscire, cioè un sistema chiuso (**fig. 3.18**). I cittadini della cupola vivono sulla base delle risorse naturali (energia e materie) che solo quel territorio produce e dei rifiuti che esso riesce a smaltire: *la superficie coperta dalla cupola è l'impronta ecologica della comunità sottostante*.

La definizione di impronta ecologica è la seguente: *area totale di ecosistemi terrestri ed acquatici richiesta per produrre le risorse che la popolazione di una comunità consuma ed assimilare i rifiuti che la popolazione stessa produce*. Per ritornare all'esempio succitato il valore dell'area da considerare non è quella totale sotto la cupola, in quanto da essa occorre sottrarre una frazione, stimata intorno al 12 %, per sostenere le altre comunità viventi (biodiversità) con le quali l'uomo deve convivere. Con il calcolo dell'impronta ecologica si ottiene la misura della porzione di territorio che deve essere sfruttata per produrre le varie categorie merceologiche e soprattutto per sostenere le condizioni di vita di una singola persona, di una famiglia, di una comunità, di una nazione o del Mondo intero e viene espressa, per esempio, in metri quadrati [m²] o in ettari [ha]¹.

Nel calcolo dell'impronta ecologica un ruolo fondamentale è rivestito dalla pedosfera, la cui importanza per gli ecosistemi terrestri è evidenziata nella **fig. 3.2** e ribadita nella **scheda 3.1**. Dobbiamo infatti riflettere sul fatto che le terre emerse (1,5·10⁸ km²) costituiscono la frazione minore (circa il 30 %) della superficie terrestre totale (5,1·10⁸ km²). Una parte di esse inoltre (ghiacciai, deserti, nude rocce alle altitudini più elevate) è priva di una qualunque copertura detritica assimilabile ad un "suolo". Pertanto sono relativamente limitate le aree "coperte" da suoli in grado di sviluppare quel complesso di fenomeni fisici, chimici e biologici che sono alla base dei cicli degli elementi che permettono la vita sulle terre emerse (**fig. 3.19**). Proprio questa limitata estensione delle terre emerse è quella che produce la maggior parte dell'energia e delle risorse materiali naturali necessarie alle attività umane. Il suolo quindi ha un'importanza strategica per il pianeta ed in particolare per la biosfera e per le popolazioni umane; per tale ragione esso va tutelato con grande determinazione.

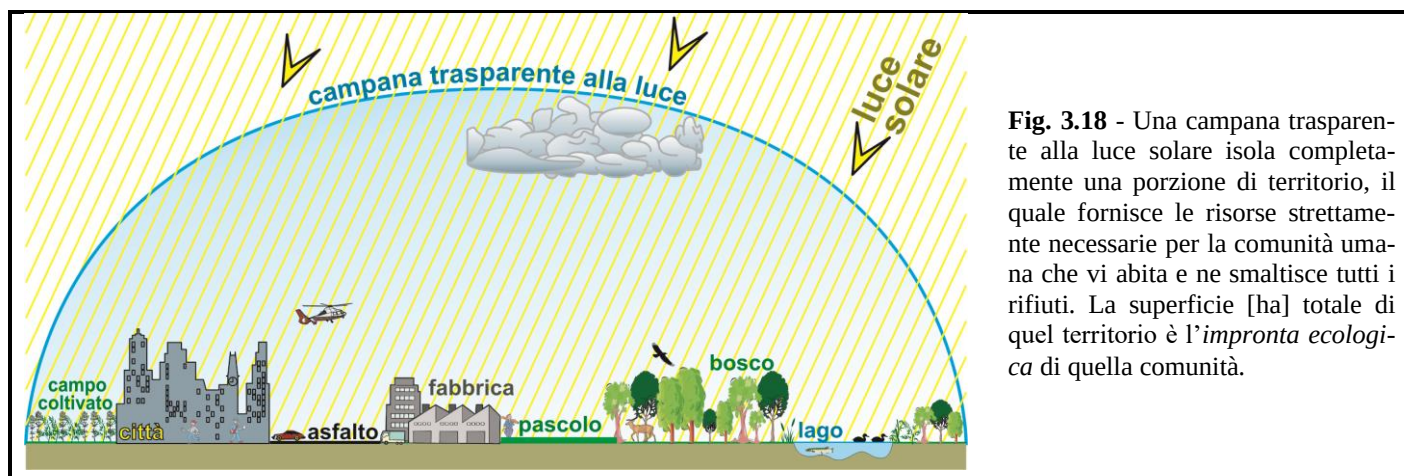


Fig. 3.18 - Una campana trasparente alla luce solare isola completamente una porzione di territorio, il quale fornisce le risorse strettamente necessarie per la comunità umana che vi abita e ne smaltisce tutti i rifiuti. La superficie [ha] totale di quel territorio è l'*impronta ecologica* di quella comunità.

Per valutare la superficie necessaria alla produzione di un qualunque bene occorre considerare tutti gli scambi di energia e materia incorporati nella sua produzione, analizzando i sistemi ecologici produttivi da cui derivano le risorse necessarie alla produzione del bene stesso ed in particolare:

¹ L'ettaro (simbolo "ha"), seppure molto utilizzata, non è un'unità di misura riconosciuta nel sistema internazionale scientifico. Più corretto sarebbe utilizzare l'ettometro quadrato [hm²] che corrisponde all'area di un quadrato di lato 1 hm (100 m).

- territorio per energia²;
- terreni agricoli;
- pascoli;
- foreste;
- superficie edificata;
- mare (le risorse fornite da 10 ha di superficie marina equivalgono a quelle di ~1 ha di suolo produttivo delle terre emerse).

Il secondo passaggio è l'esame dei consumi da parte della singola persona o di un gruppo (comunità) suddivisi, per comodità di analisi nelle seguenti categorie:

- **alimenti** (il consumo di 1 kg di pane vale una impronta ecologica di 30 m²; 1 kg di carne bovina vale una impronta di 300 m²; per 1 kg di cibi vegetali, con ciclo di produzione e consumo più breve, risulta una impronta di circa 7 m², mentre per ottenere un singolo uovo occorre una impronta di 2,5 m² e ad un bicchiere di latte corrisponde un'impronta di 4 m²);
- **abitazioni** (le case e qualunque altro edificio, determinano una impronta ecologica per l'occupazione diretta del suolo e del consumo di energia e materiali per realizzarle e mantenerle. Per esempio una casa tipica dello standard americano di 150 m² corrisponde ad una impronta di quasi 1,5 ha, cioè 15.000 m²; ciò significa che ogni metro quadro di quella casa corrisponde ad una impronta di 100 m²).
- **trasporti** (il trasporto comporta, tra l'altro, consumo di materie prime e di energia per la costruzione di veicoli e di combustibile per il loro impiego; l'impronta ecologica di una persona che percorre 5 km con la bicicletta due volte al giorno lavorativo è pari a 120 m², che diventano 500 m² con l'uso dell'autobus e 2.500 m² se usa l'automobile);
- **beni di consumo** (mobili, elettrodomestici, libri vestiti,... tutti i beni di consumo contribuiscono in modo importante all'impronta ecologica; un paio di scarpe di cuoio determina un'impronta di 300 m², una lavatrice di 2.500 m²);
- **servizi** (è la quantità di risorse necessaria per distribuire e avere accesso ai servizi; un documento come la carta di identità richiede legno ed energia per produrre la carta, l'elettricità per azionare i computer e le stampanti, per mantenere e riscaldare l'edificio comunale,...; una telefonata, la stipula di un'assicurazione ed altri utilizzi di servizi pubblici o privati sono attività che comportano consumi di energia e di materiali e quindi contribuiscono a determinare l'impronta ecologica; si è calcolato che ad una spesa di 50 euro in servizi telefonici corrisponde una impronta di 200 m²).

La superficie totale del pianeta è pari a poco più di $50 \cdot 10^9$ ha. Grosso modo $15 \cdot 10^9$ ha è la frazione rappresentata dalle terre emerse, (mentre $35 \cdot 10^9$ ha è la frazione rappresentata dalle acque marine), di cui le aree modificate direttamente dagli interventi umani (pascoli, campi, superfici edificate, strade,...) costituiscono circa il 35 %.

Dividendo la superficie produttiva complessiva della terra e del mare per il numero di esseri umani che abitano il pianeta (oltre 8 miliardi; **fig. 3.20**) e considerando che una frazione del 12 % va riservata alle altre comunità viventi, risulta **una capacità biogenica media globale procapite pari 1,49 ha** così ripartita:

- 13 % di terreni agricoli;
- 30 % di pascoli;
- 28 % di foreste;
- 4 % di aree edificate;
- 25 % ha di aree marine.

Il valore 1,49 è la superficie di suolo necessaria per il sostentamento di una singola persona a condizione che l'intero patrimonio di risorse che il pianeta mette a disposizione dell'umanità fosse perfettamente ripartito in frazioni rigorosamente uguali tra tutti gli oltre otto miliardi di abitanti della Terra (nel 2026). Ma l'**impronta ecologia media globale procapite** è superiore, pari a circa **2,65 ha**. Ciò significa che l'umanità sta consumando le risorse del pianeta ad un ritmo superiore a quanto il pianeta stesso riesce a riprodurre e precisamente secondo il rapporto $2,65/1,49 = 1,78$.

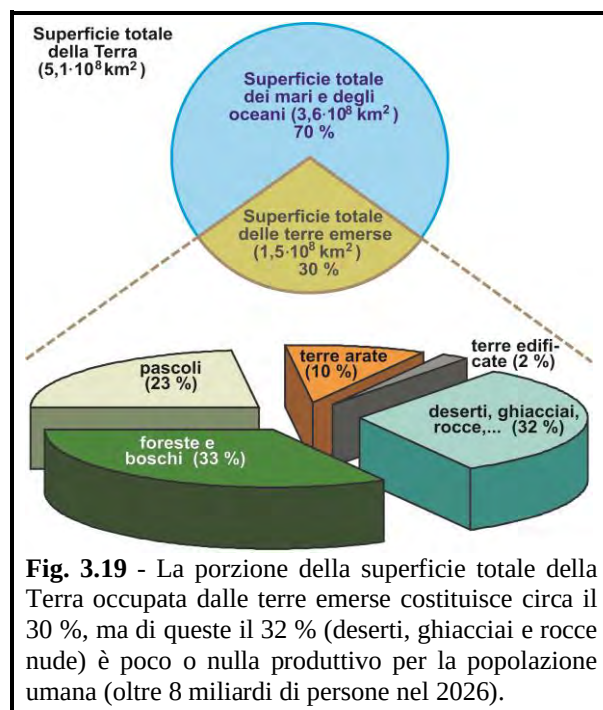
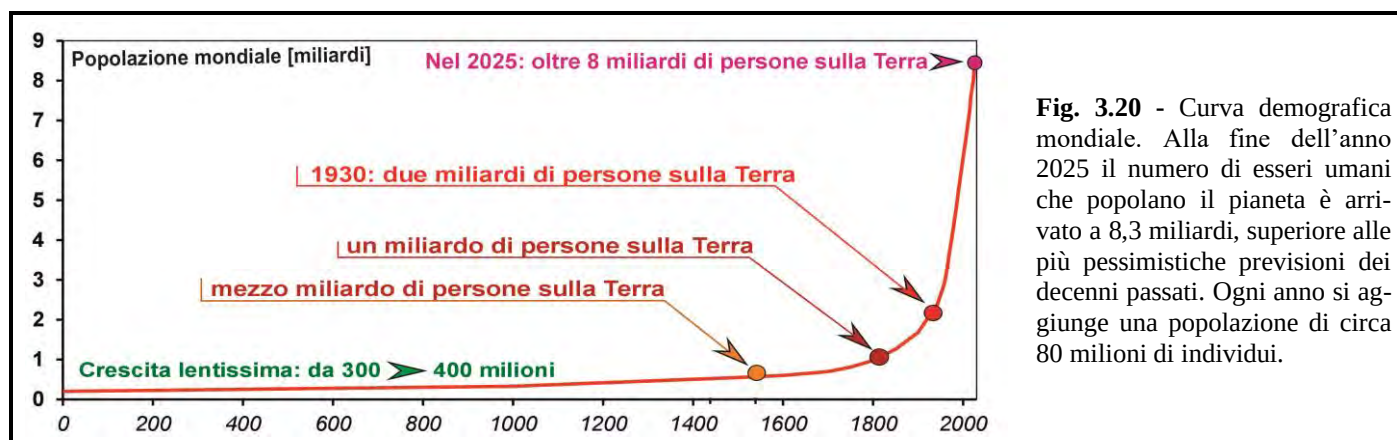


Fig. 3.19 - La porzione della superficie totale della Terra occupata dalle terre emerse costituisce circa il 30 %, ma di queste il 32 % (deserti, ghiacciai e rocce nude) è poco o nulla produttivo per la popolazione umana (oltre 8 miliardi di persone nel 2026).

² Tutti i tipi di consumi richiedono energia; anche essa può essere tradotta sotto forma di superficie, quella necessaria per ospitare le centrali di produzione tradizionali, gli impianti eolici, i pannelli solari,... quelle sacrificate per l'estrazione dei combustibili fossili o quelle forestali sfruttate per la legna da ardere. L'energia dei combustibili fossili viene poi convertita nella massa di CO₂ emessa e quindi nella superficie dei suoli e degli oceani sede del ciclo del carbonio che la riassorbe. I metodi di calcolo prevedono che ad un ettaro di superficie corrisponde un consumo di $80 \div 100 \text{ GJ}$ (gigajoule) di energia, pari a $250 \div 300 \text{ kWh}$ (kilo-Watt-ora).

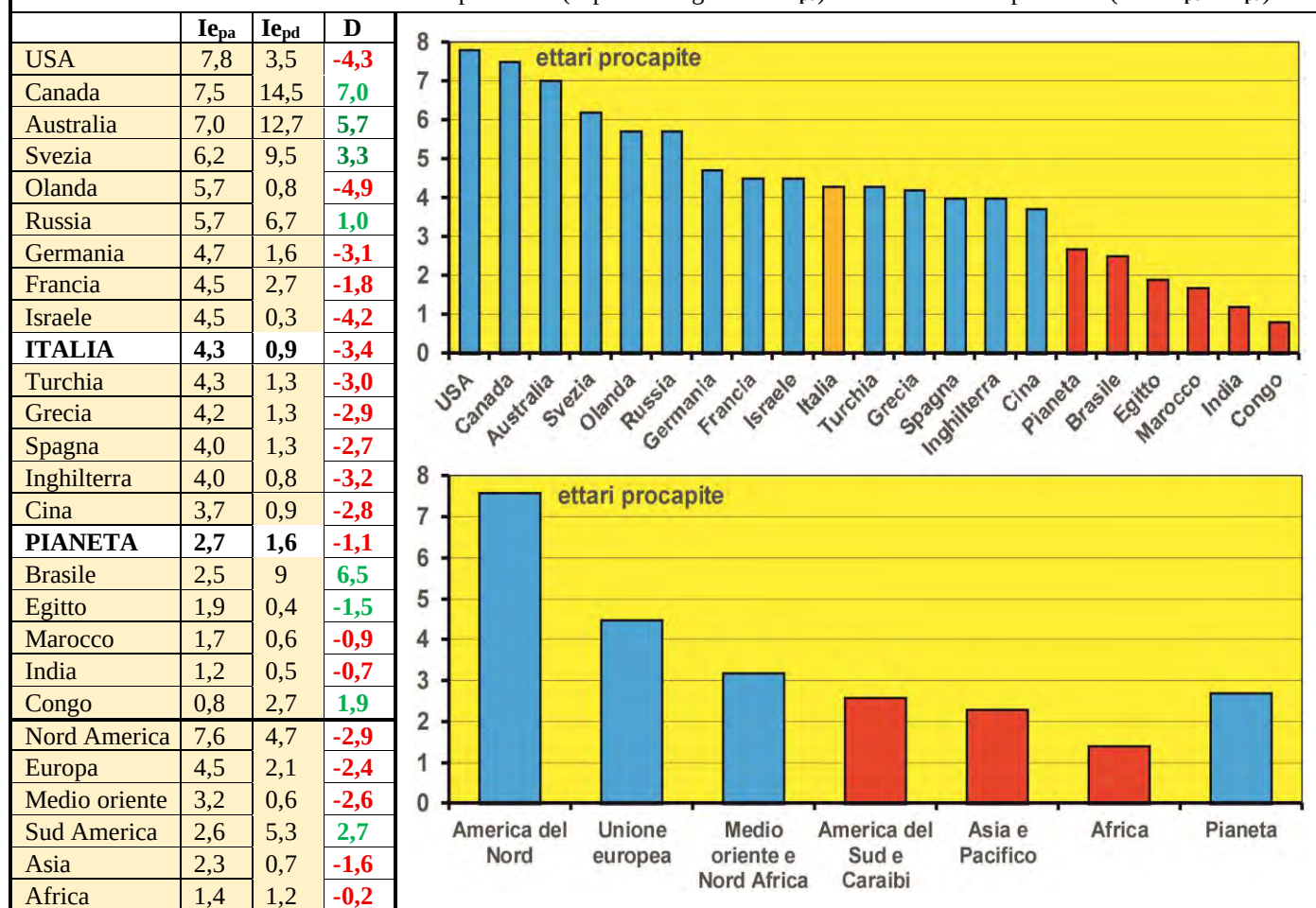
Consumiamo risorse per un totale dell'78 % superiore a quelle che il pianeta è in grado di produrre: la biosfera impiega un anno e quasi 7 mesi per rigenerare quanto l'umanità consuma in un anno; stiamo ormai consumando le riserve del pianeta.



Al fine di evitare il collasso del pianeta si prospetta quindi una sorta di “obiettivo-utopico” che comporti una profonda trasformazione del sistema sociale, economico e produttivo tale da limitare il valore medio procapite mondiale dell'impronta ecologica non superiore a ~ 1,5 ha/anno. Tale obiettivo deve rappresentare il “faro” che illumina la strada verso azioni di governo del pianeta gradualmente sempre più coerenti con la sostenibilità. Soprattutto bisogna evitare di rendere l'obiettivo sempre più difficile da conseguire. Ciò significa **fermare**:

- la crescita demografica (fig. 3.20);
- l'ulteriore consumo di suolo (cfr. [scheda 3.8](#)).

Fig. 3.21 - Valori [ha] procapite attuali dell'impronta ecologica dei cittadini di alcune Nazioni e dei continenti (I_{epa}). Sono inoltre indicati i valori relativi alle reali disponibilità (capacità biogenica - I_{epd}) ed il deficit corrispondente ($D = I_{epd} - I_{epa}$).

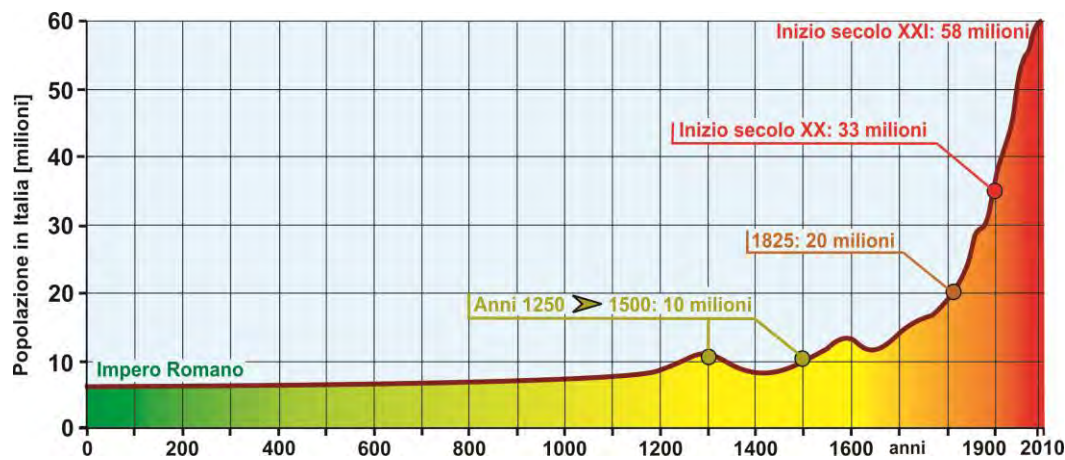


La torta è troppo piccola e deve essere spartita tra troppi commensali. Dobbiamo evitare di ridurre la torta (consumo di suolo) e di moltiplicare il numero di fette (crescita demografica), perché già troppo piccole, anche rispetto alle attese delle modeste ambizioni di chi vive nelle condizioni attuali dei paesi in via di sviluppo. Inoltre occorre considerare con attenzione le profonde sperequazioni nella distribuzione delle risorse. (**fig. 3.21**).

Gli Stati Uniti sono primi nella classifica dello spreco: la loro impronta ecologica media procapite vale 7,8 ha, contro una disponibilità di suolo produttivo, sul loro territorio, di 3,5 ha (deficit di 4,3 ha). Ciò non stupisce, in quanto un americano medio produce 750 kg/anno di rifiuti, mangia 100 kg di carne, consuma 600 L di acqua al giorno e brucia energia quanto 4 italiani, 160 tanzaniani e 1.100 ruandesi. Il sistema di produzione statunitense è poco efficiente: ogni cittadino americano produce CO₂ in quantità 27 volte la quota calcolata come “sostenibile” (20.000 kg/anno); per ogni italiano risulta un valore di 7,4 volte la quota sostenibile, mentre un cittadino dei Paesi poveri produce appena 1/5 della quota sostenibile. Tali disparità sono strettamente legate al reddito, con differenza anche all’interno dei Paesi ricchi; per esempio si stima che il 20 % più povero della popolazione canadese abbia un’impronta ecologica media procapite di meno di 3 ha, mentre quella del 20 % più ricco supera i 12 ettari.

I cinesi, pur consumando molto meno (3,7 ha; **fig. 3.21**), sonocomunque in “deficit” (- 2,8 ha) a causa dell’enorme numero di abitanti e della scarsità di terra produttiva, corrispondente ad una biostenibilità di appena 0,9 ha. L’Australia, pur avendo un’impronta ecologica enorme (7,0 ha), ha una densità di popolazione così bassa da trovarsi in credito di terra (+ 5,7 ha). Sono i paesi poveri ad avere i deficit più bassi o positivi, dovendo accontentarsi in media di mezzo ettaro a testa contro il valore di 1,6 ha che spetterebbero loro, facendo i conti su scala globale, fino a estremi come quello del Bangladesh, con una impronta ecologica di appena 0,08 ha.

Fig. 3.22 - Ai tempi della Roma imperiale la **popolazione italiana** era costituita da circa 6 milioni di individui. Il valore di 10 milioni viene raggiunto intorno al 1400, per raddoppiare nei tre secoli successivi. 33 milioni 100 anni fa, fino a 50 milioni nel 1960. Da allora la popolazione italiana ha continuato ad aumentare più lentamente, fino ai 58 milioni nel 2000. Nel primo decennio del terzo millennio la popolazione italiana oscilla tra i 57 ed i 58 milioni, ma con tendenza verso i 60 milioni dopo il 2010. Successivamente la popolazione italiana ha iniziato a diminuire (**fig. 3.23**).



Il cittadino italiano medio ha un'impronta ecologica di 4,3 ettari (73 % di suolo produttivo terrestre e 27 % ha di superficie marina). È un quadrato di 207 m di lato (~ 2,5 campi di calcio) così ripartito:

- 9 % di terreni agricoli;
- 17 % di pascoli;
- 40 % di foreste;
- 6 % di superficie edificata (città, strade, capannoni, infrastrutture,...);
- 29 % di aree marine.

Ma il territorio italiano non è sufficientemente grande. L'insieme di tutti i sistemi produttivi potrebbe fornire, a ciascuno dei 59 milioni di italiani (**fig. 3.22** e **3.23**), una impronta ecologica pari a circa 0,9 ha (**fig. 3.21**). Ciò significa che il popolo italiano consuma risorse per le quali sarebbe necessario un territorio quasi cinque volte più grande. Almeno cinque cittadini poveri del Mondo vivono di stenti per consentire lo stile di vita di un italiano medio (sono quai dieci quelli che vivono nelle stesse condizioni per mantenere il cittadino medio americano). Un italiano medio produce oltre 400 kg di rifiuti all'anno e quasi il doppio di CO₂ rispetto alla media mondiale, consuma 150 kg di carta all'anno (quattro volte la media mondiale), il triplo dei combustibili fossili rispetto alla media mondiale; gli italiani possiedono due un'auto ogni tre individui (una ogni dieci la media mondiale, una ogni 500 nei paesi più poveri). Per diventare ecologicamente sostenibili (e più equi) dovremmo ridurre i nostri consumi del 79 %.

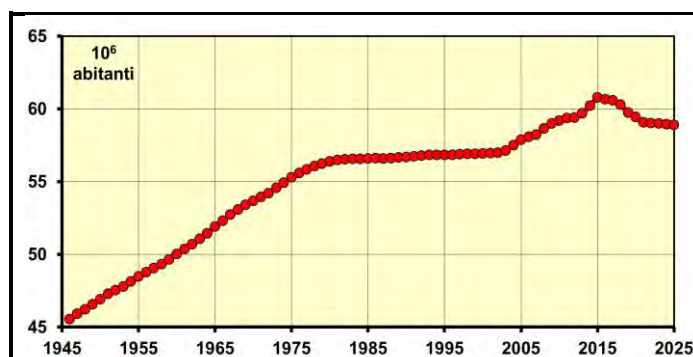


Fig. 3.23 - In Italia: 26,33 milioni di abitanti nel 1862, 45,54 milioni di abitanti nel 1946, 60,80 milioni di abitanti nel 2015, meno di 58,93 milioni di abitanti nel 2025

Scheda 3.8 - Cementificazione e tutela del suolo

Date le gravi condizioni del Pianeta (cfr. **scheda 3.7**), la difesa del suolo deve costituire uno degli obiettivi strategici dei programmi di gestione del territorio. Ogni metro quadro di suolo libero, non cementificato, non impermeabilizzato, va tutelato con il massimo impegno, per l'agricoltura, per la Natura, per il riciclo della materia,...

Secondo Stefano BOERI "...le città italiane continuano... a divorare terra più di ogni altro paese europeo, per produrre in gran parte immensi gusci vuoti, deserti di cemento... Senza una politica che si occupi con forza e ostinazione di recuperare... le migliaia... di vani disabitati, ogni previsione di nuova edilizia residenziale assume toni caricaturali e addirittura minacciosi... È un paradosso; basta guardarsi attorno: offerte di affitto e vendita sui portoni, infinite persiane chiuse delle abitazioni e serramenti senza vita degli uffici... Muri, pavimenti, soffitti, arredi che aspettano che qualcuno entri, li abiti, vi riporti le pulsazioni della vita quotidiana". Dal "Sole 24 ORE" (04/03/2011): "a fronte dell'iper-sfruttamento del territorio, molte case sono vuote. Roma è in testa con 250.000 abitazioni. Seguono Cosenza (165.000), Palermo (150.000), Torino (145.000) e Catania (110.000)".

L'Italia detiene il "...record del cemento in Europa, battuta di pochissimo solo dalla Spagna (coinvolta da una grave bolla speculativa edilizia), ma la cui densità abitativa è 91 abitanti/kilometro quadro. In Italia è 199 abitanti/km²" (STELLA, 2011)³. Per l'anno 2025 risultano i seguenti dati su scala di tempo annuale (milioni di tonnellate per ogni Paese e kg/abitante):

Austria	→ 5 Mt di cemento (565 kg/abitante)	Germania	→ 28 Mt di cemento (335 kg/abitante)
Benelux	→ 10 Mt di cemento (335 kg/abitante)	Scandinavia	→ 7 Mt di cemento (315 kg/abitante)
Gran Bretagna	→ 102 Mt di cemento (152 kg/abitante)	ITALIA	→ 46 Mt di cemento (330 kg/abitante)
Francia	→ 180 Mt di cemento (270 kg/abitante)		

In Italia (fig. 3.24) abbiamo "il più basso tasso di crescita ed il più alto consumo di territorio in Europa" (SETTIS, 2010)⁴. Attualmente, in un anno, in Italia, vengono cementificati oltre 80 km² (8.000 ha), una superficie superiore a 16.000 campi di calcio, 22 ha/giorno, quasi 1 ha/ora, oltre 2,5 m²/s, 1,4 m²/anno oprocapite: "...vedremo boschi, prati e campagne arretrare ogni giorno davanti all'invasione di mesti condomini, vedremo coste luminose e verdissime colline divorate da case incongrue e palazzi senz'anima, vedremo gru levarsi minacciose per ogni dove. Vedremo quello che fu il bel paese sommerso da inesorabili colate di cemento..." (SETTIS, op.cit.).

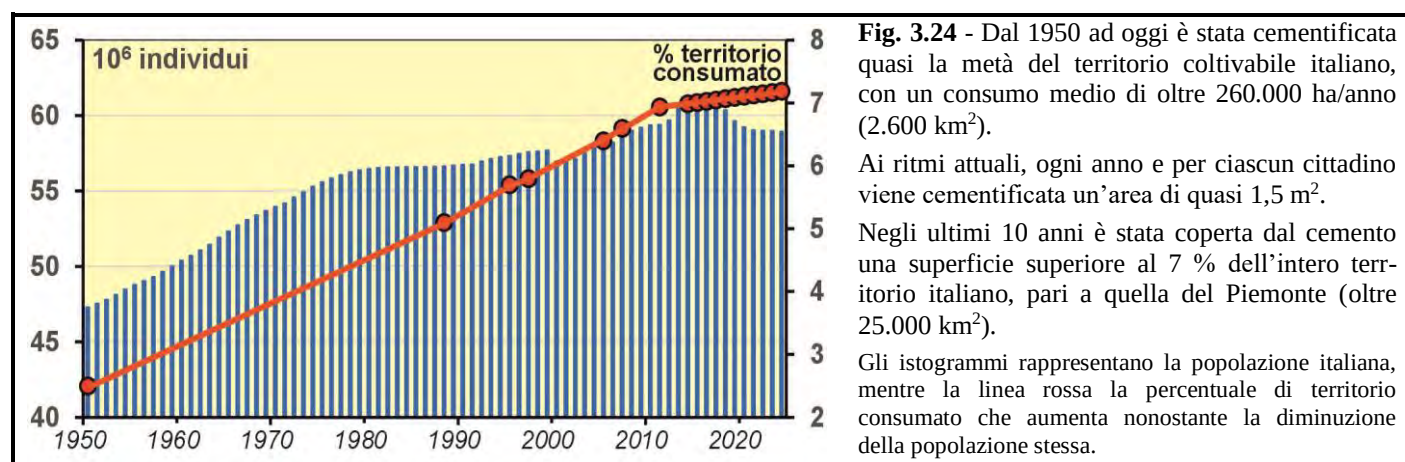


Fig. 3.24 - Dal 1950 ad oggi è stata cementificata quasi la metà del territorio coltivabile italiano, con un consumo medio di oltre 260.000 ha/anno (2.600 km²).

Ai ritmi attuali, ogni anno e per ciascun cittadino viene cementificata un'area di quasi 1,5 m².

Negli ultimi 10 anni è stata coperta dal cemento una superficie superiore al 7 % dell'intero territorio italiano, pari a quella del Piemonte (oltre 25.000 km²).

Gli istogrammi rappresentano la popolazione italiana, mentre la linea rossa la percentuale di territorio consumato che aumenta nonostante la diminuzione della popolazione stessa.

Ha ragione ASOR ROSA (2007)⁵ quando afferma che "...nel decennio passato abbiamo avuto governi e amministrazioni locali di centrosinistra e di centrodestra.... Siamo arrivati alla conclusione che... le differenze nel colore degli schieramenti politici non hanno contato...: non c'è nulla che sia stato bipartisan in Italia quanto l'«alluvione cementizia». Venute meno le grandi distinzioni ideologiche..., il ceto politico italiano, ... ha ritrovato una sua inedita unità identitaria e d'intenti, abbracciando un'unica, corposa ideologia di nuovo stampo: quella del mattone".

Afferma PETRINI (2011)⁶: "È giunto il momento di dire basta, perché ... siamo arrivati a un punto di non ritorno: vorrei proporre, e sperare che venga emanata, una moratoria nazionale contro il consumo di suolo libero. Non un blocco totale dell'edilizia, che

³ STELLA G.A., 2011. Vandali. Rizzoli, Milano.

⁴ SETTIS S, 2010. Paesaggio, Costituzione, cemento. Einaudi, Torino.

⁵ ASOR ROSA A., 2007. Questa Italia del cemento. La Repubblica del 04/07/2007.

⁶ PETRINI C., 2011. La cementificazione. Basta con le ruspe. Salviamo l'Italia. La Repubblica del 18/01/2011. Nella stessa intervista: "Guardandoci attorno, siamo assediati: il cemento avanza, la terra fa gola a potentati edili, ... che non mollano l'osso e sembrano passare indenni qualsiasi ostacolo, in un'indifferenza che non si sa più se sia colpevole, disinformata o semplicemente frutto di un'impotenza sconsolata. Del resto, costruire fa crescere il PIL, ma a che prezzo. Fa davvero male: l'Italia è piena di ferite violente e i cittadini finiscono con il diventare complici se non s'impegnano nel dire no quotidianamente, nel piccolo, a livello locale. Questa è una battaglia di tutti, nessuno escluso."

può orientarsi verso edifici vuoti o abbandonati, nella ristrutturazione di edifici lasciati a se stessi o nella demolizione dei fatiscanti per far posto a nuovi. Serve qualcosa di forte, una raccolta di firme, una ferma dichiarazione che arresti per sempre la scomparsa di suoli agricoli nel nostro Paese, ...”

In sostanza Petrini propone una conversione dell’edilizia, uno dei più potenti motori dell’economia. Infatti una obiezione a quanto sopra espresso riguarda il rischio grave di crisi delle numerose aziende del cemento e dell’asfalto e quindi di ulteriore perdita di posti di lavoro. Così si continua: *“le ruspe sono sempre in agguato per dare sfogo all’unica vera vocazione di questo nostro popolo di cialtroni che non vedono al di là del proprio naso: l’autodistruzione”* (MONTANELLI, 2001)⁷.

Lo stop al consumo del suolo non comporta affatto la demolizione del settore produttivo edilizio. La succitata conversione auspicata da Petrini si può organizzare in modo coerente con il **consumo zero di suolo libero**. Per esempio promuovendo le ristrutturazioni degli edifici esistenti per aumentarne l’efficienza termica, con conseguente risparmi energetici legati al riscaldamento. Altre tipologie di intervento potrebbero riguardare la sicurezza strutturale degli immobili nelle zone sismiche, oppure le rilocalizzazioni di edifici ed infrastrutture soggetti a rischio idrogeologico. Il lavoro da fare è moltissimo ed una edilizia così riconvertita avrebbe certamente un futuro per decenni.

Ma la difesa (intransigente) del suolo significa anche difesa del paesaggio⁸, una delle risorse più importante per il nostro paese⁹, purtroppo già in buona parte compromessa¹⁰. Il turismo infatti è un altro dei più potenti motori economici dell’Italia e possiede ancora ampi margini di miglioramento, il che significa numerosi potenziali nuovi posti di lavoro.

Se si insegnasse la bellezza alla gente, la si fornirebbe di un’arma contro la rassegnazione, la paura e l’omertà. All’esistenza di orrendi palazzi sorti all’improvviso, con tutto il loro squallore, da operazioni speculative, ci si abitua con pronta facilità, si mettono le tendine alle finestre, le piante sul davanzale, e presto ci si dimentica di come erano quei luoghi prima, ed ogni cosa, per il solo fatto che è così, pare dover essere così da sempre e per sempre. È per questo che bisognerebbe educare la gente alla bellezza: perché in uomini e donne non si insinui più l’abitudine e la rassegnazione ma rimangano sempre vivi la curiosità e lo stupore. Peppino IMPASTATO (in “Cento passi”).

⁷ Indro MONTANELLI (Corriere della Sera, 2001)

⁸ Andrea ZANOTTO: *“Un bel paesaggio una volta distrutto non torna più e se durante la guerra c’erano i campi di sterminio, adesso siamo arrivati allo sterminio dei campi: fatti che, apparentemente lontani tra loro, dipendono tuttavia dalla stessa mentalità”*. 2008 - In questo progresso scorsoio - Conversazione con Mario BREDI - Garzanti, Milano.

⁹ Art. 9 della Costituzione italiana: *La Repubblica promuove lo sviluppo della cultura e la ricerca scientifica e tecnica, tutela il paesaggio e il patrimonio storico e artistico della Nazione.*

¹⁰ *“Chiediamo perdono alla memoria dei vandali, per l’opinione comune che li accomuna. Roma e l’Italia sono state distrutte dai romani e dagli italiani...: proprietari e mercanti di terreni, speculatori di aree fabbricabili, imprese edilizie, società immobiliari industriali e commerciali, privati affaristi chierici e laici, architetti e ingegneri senza dignità professionale, autorità statali e comunali impotenti o vendute, aristocratici decaduti, villani rifatti e plebei, scrittori e giornalisti confusionari o prezzolati, retrogradi profeti del motore a scoppio, retori ignoranti del progresso in scatola”*. Antonio CEDERNA, 1956. *I vandali in casa*. Laterza, Bari.