

L'AMBIENTE NATURALE MONTANO e la sua EVOLUZIONE

(GEOLOGIA, GEOGRAFIA FISICA, FLORA, FAUNA e ADATTAMENTI)

PREMESSA

Poiché siamo in Italia e le nostre più belle montagne appartengono alla catena delle Alpi, molti riferimenti e molte delle figure che seguono saranno riferite in particolare proprio alle Alpi, ma i fenomeni fondamentali sono comuni a tutte le catene della terra.

Ora, volendo conoscere un ambiente naturale qualunque, è bene osservarlo nelle sue differenze da punto a punto, cioè nella sua diversificazione spaziale, così come nei suoi cambiamenti nel tempo, cioè nella sua evoluzione temporale.

Precisiamo subito che il termine **evoluzione** ha un significato diverso in biologia o in geologia¹. In biologia, in senso stretto, “evoluzione” indica la trasformazione graduale di una specie in un'altra oppure la diversificazione di una specie in due o più specie diverse². Invece, in geologia o in astronomia il termine “evoluzione” indica semplicemente l'insieme dei fenomeni fisici e chimici che mutano continuamente lo stato delle cose; sarebbe più esatto in questo senso il termine “trasformazione”.

Ebbene, la situazione attuale dell'ambiente biologico (l'insieme degli esseri viventi) in montagna, come in ogni punto della terra, è strettamente legata alla situazione geografica (clima, altitudine, pendenza ed orientamento del terreno, regime delle acque e dei venti, ecc.) ed alla situazione geologica (natura delle rocce, loro stratificazione e fessurazione, ecc.). Infatti, le piante sono legate alla natura del terreno ed al clima; gli animali sono strettamente legati alla vegetazione, poiché se ne cibano direttamente oppure poiché si nutrono di altri animali vegetariani.

Ma la distribuzione attuale ed i caratteri delle specie animali e vegetali di un certo territorio dipendono anche dalla loro evoluzione avvenuta sul territorio stesso e dalle loro migrazioni da e per le regioni confinanti.

Quindi, come si è detto, abbiamo a che fare con fenomeni ampiamente diversificati nello spazio e mutevoli nel tempo.

E ancora, il fatto stesso che una specie sia diffusa in un certo ambiente, dimostra che essa è “adattata” a quell'ambiente, cioè che ha visto modificare nel tempo i propri caratteri in modo da “inseguire” le continue variazioni dell'ambiente stesso ed assicurarsi sempre un tasso di riproduzione non inferiore ad 1 (ciò significa che, mediamente, gli individui di una generazione non possono essere meno numerosi degli individui di quella precedente, altrimenti si arriva prima o poi all'estinzione).

Ancora una volta, i caratteri e la distribuzione di una specie sono molto influenzati dall'ambiente in cui la specie vive e dalle trasformazioni di esso nel tempo.

È quindi ovvio che la situazione attuale dipende da quella passata e molto dipende dalle trasformazioni che ha subito nel tempo l'ambiente biologico, geologico e geografico.

Prima di esaminare la flora (vegetazione) e la fauna (l'insieme degli animali) dell'ambiente alpino, dobbiamo quindi studiare come esse si sono costituite nel tempo, come sono legate all'ambiente geografico e geologico, come la forma del terreno e la sua struttura si sono trasformate col passare del tempo e quindi quale è l'origine del rilievo, come esso si è modificato nel tempo, come si sono formate le rocce, su quale basamento esse si sono deposte.

¹ In genere, la biologia studia i fenomeni legati alla vita, mentre la geologia studia la struttura e la storia delle parti non viventi della terra.

² Ricordiamo che due o più individui appartengono con sicurezza alla stessa specie solo se, incrociandosi, sono in grado di fornire prole illimitatamente feconda.

In questo modo, dobbiamo allora risalire molto addietro nel tempo, fino al momento in cui si sono formate le rocce più antiche della regione (circa 200 milioni di anni fa, nel caso delle rocce sedimentarie delle Alpi orientali; molto prima per le rocce cristalline di altre regioni) e studiare quei fenomeni della crosta terrestre che provocano il sollevamento delle montagne, fenomeni globalmente indicati col termine di **orogenesi**.

LA CROSTA TERRESTRE

Per “crosta terrestre” o “Litosfera” (dal greco = “sfera di pietra”) si intende lo strato superficiale solido della terra, con uno spessore di molte decine di chilometri in media (variabile da punto a punto, come vedremo).

In base alle osservazioni in superficie ed ai sondaggi³, è possibile conoscere la struttura della crosta terrestre fino a qualche chilometro di profondità. Ma per il resto si conoscono essenzialmente alcuni dati fisici: la densità media (da misure sul moto della terra), le variazioni di densità (da misure della forza di gravità e della sua direzione, cioè dalla gravimetria), le variazioni del suo modulo di elasticità (da misure sulla propagazione delle onde sismiche, cioè delle vibrazioni che accompagnano i terremoti) e pochi altri. Proprio lo studio della propagazione delle onde da terremoto ha consentito di individuare nelle profondità della terra due “discontinuità”: la prima, a circa 100 Km di profondità, alla base della crosta, detta “di Mohorovicic” o “Moho”⁴. La seconda, fra mantello e nucleo, a circa 2.900 Km di profondità, detta “di Gutenberg”⁵.

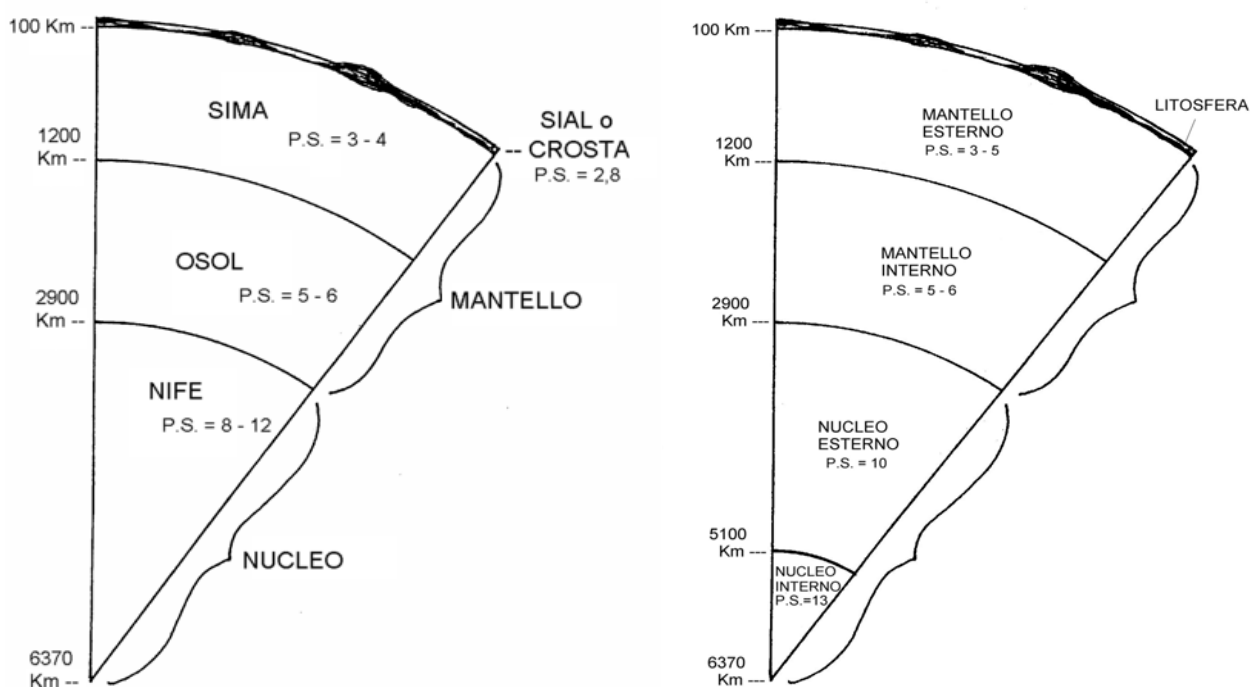


Fig. 1 - Struttura della terra, a sinistra secondo vedute più classiche; a destra, secondo ricerche più recenti. La differenza consiste in qualche dettaglio e nella diversa terminologia. Il sottile strato superficiale di crosta è meglio raffigurato in fig. 2.

Se il raggio terrestre è di circa 6370 Km, sembra che, dalla profondità di 2900 Km fino al centro, vi sia una massa con un peso specifico di 8 - 13, cioè molto maggiore di quello del ferro, costituita in prevalenza di ferro e nickel, donde il suo nome di **NiFe**. Questa massa sarebbe rigida nella sua porzione centrale, con un raggio di circa 1270 Km (“Nucleo interno”), e semi-fluida nella parte esterna (“Nucleo esterno”). Su questo **nucleo** poggia un **mantello** formato

³ Un sondaggio, in questo contesto, è una perforazione della crosta terrestre con prelievo di campioni di rocce profonde.

⁴ **Andrija** Mohorovičić, sismologo croato (Istria, 1857, Zagabria, 1936).

⁵ Beno Gutenberg, geofisico statunitense di origine tedesca (1889-1960).

da uno strato interno di ossidi e solfuri metallici (**OSol**) semirigido, con peso specifico di 5 - 6 e da uno strato esterno di silicati di magnesio, ferro, ecc. (**SiMa**, vedi la fig. 1), più leggeri. La superficie di separazione fra i mantelli interno ed esterno si troverebbe a 1200 Km di profondità.

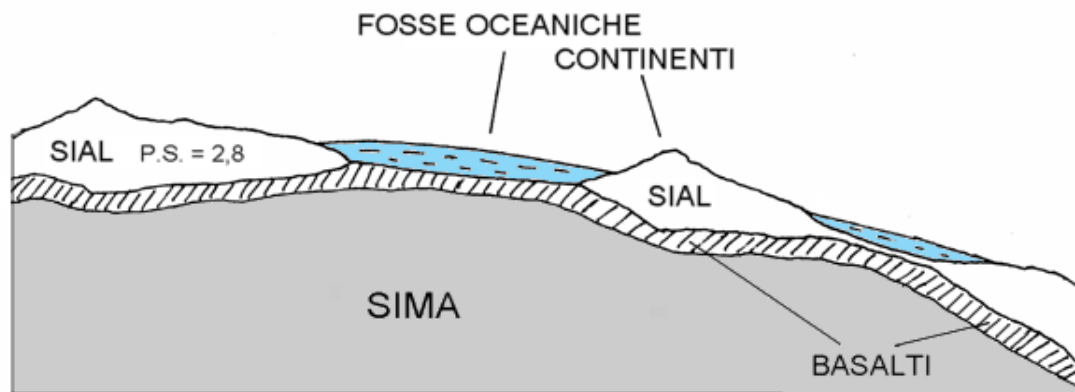


Fig. 2 - La crosta terrestre o Litosfera. Il SIAL è anche chiamato “strato granitico”, poiché vi prevalgono i graniti. Il suo spessore è minimo, fino a scomparire, sui fondi oceanici, e arriva a 40 Km sui continenti. Lo strato basaltico sottostante ha uno spessore più uniforme, intorno ad 80 Km. Alla base della crosta inizia il mantello, che possiede caratteristiche fisiche abbastanza particolari da produrre fenomeni di scorrimento come in un fluido molto viscoso.

La superficie esterna del SiMa si trova a circa 100 Km di profondità e tutte le superfici di contatto fra i vari strati descritti finora sembrano essere continue e regolari. Anche la struttura degli strati sembra omogenea.

Invece l'ultimo strato, il più esterno, della terra, detto **crosta**, non è regolare, ed è quello che determina in massima parte i fenomeni in superficie che interessano la flora e la fauna (fig. 2).

Semplificando molto, si può immaginare la crosta come un sottile strato dello spessore massimo di 100 Km (meno di un sessantesimo del raggio terrestre) che poggia sulla massa compatta del SiMa, che ha uno spessore almeno 12 volte maggiore. Molti autori distinguono anche, al contatto fra crosta e mantello, o comunque all'interno del mantello, uno strato di modesto spessore (**Astenosfera**, dal greco: “astenes” = debole), più fluido dello strato sottostante. Ma la crosta non è continua: a parte lo strato gassoso esterno (atmosfera) e lo strato liquido che riempie le conche marine ed oceaniche (idrosfera), essa è composta da uno strato basale di poche decine di chilometri di spessore, di natura basaltica, e da grandi placche rigide e leggere (peso spec. = 2,8 circa) che corrispondono all'incirca ai continenti. Poiché queste **placche continentali** sono formate in prevalenza di rocce leggere, silicati di Alluminio, Sodio, Potassio, ecc., si parla di **SiAl** o di **litosfera**⁶

Possiamo descrivere le placche del SiAl come zatteroni più leggeri che galleggiano sulla massa del SiMa, più pesante, che forma uno strato continuo. Come tutti i galleggianti, gli scudi continentali sporgono dal livello medio del liquido, ed il peso della parte sporgente è compensato dal minor peso specifico della parte sommersa (minore, rispetto al peso specifico del SiMa); è un po' quello che fanno gli “iceberg”. Si realizza così un equilibrio fra peso della “placca” e spinta di Archimede, chiamato genericamente “**isostasi**” o “equilibrio isostatico”.

In realtà, vi sono movimenti nella crosta che tendono ad alterare continuamente quell'equilibrio, e ne riparleremo fra poco, ma intanto tutto il nostro discorso descrive delle placche continentali rigide che “galleggiano” su un “liquido” sottostante. Questo “liquido” sarebbe il SiMa, o almeno le sue parti più superficiali.

Ma allora qual'è la natura fisica del SiMa? È proprio un liquido? Poco si sa, dato che esso non è raggiungibile da esami diretti, ma possiede caratteristiche da solido: è noto che in esso le onde sismiche si propagano bene, come in un mezzo omogeneo, rigido ed elastico. La contraddizione si risolve pensando che altri corpi rigidi, come il ghiaccio, col passare del tempo possono fluire a somiglianza di un liquido: anzi, i ghiacciai rappresentano proprio una massa di ghiaccio, formato per l'accumulo di strati di neve, in cui gli strati inferiori sono sottoposti a pressione sempre maggiore ed alla fine divengono molto compatti; ciò non impedisce al ghiaccio di scorrere verso il basso, con una velocità che può andare da 1 a 50 metri all'anno a seconda della pendenza, del volume del ghiaccio, ecc.

Dunque il SiMa, come il ghiaccio, si può pensare come un liquido ad altissima vischiosità

⁶ Quest'ultimo termine è impreciso, poiché viene usato anche per indicare genericamente le parti solide della terra, ivi compreso il mantello e magari anche il nucleo.

che si comporta come un solido rigido, fragile ed elastico per movimenti rapidi (es. scosse sismiche), ma in tempi lunghi si deforma e scorre come un fluido.

Si può anche pensare ad uno stato di fluidità latente: alle alte pressioni dovute al peso della crosta sovrastante, il SiMa è solido; ma basta una piccola diminuzione locale della pressione, dovuta per es. ad una frattura od una irregolarità della crosta, perché localmente si passi allo stato fluido, fino al ristabilirsi dell'alta pressione. Si avrebbe insomma, al contatto fra SiAl e SiMa, un susseguirsi di punti a diversa pressione, con continue fusioni e risolidificazioni. Questa fluidità latente del SiMa risulta più comprensibile se si pensa all'alta temperatura di esso: probabilmente 2.000 o 3.000 °C.

La temperatura della crosta aumenta di circa 3 °C per ogni 100 metri di profondità (si parla di “**gradiente geotermico**”); questo porterebbe a 3'000°C alla profondità di 100 Km, a 30'000°C a 1'000 Km. Non risulta. Il gradiente geotermico non può conservare quest'andamento, deve diminuire rapidamente. Della temperatura negli strati più profondi poco si sa, ma non dovrebbe salire molto; alla fine, al centro del nucleo terrestre, la temperatura sembra essere di poco superiore a 6.600 °C e la pressione di qualche milione di atmosfere.

La causa dell'alta temperatura interna della crosta terrestre sta in buona parte nella produzione di calore che accompagna la disintegrazione spontanea degli elementi radioattivi disseminati nei magmi⁷, cioè nelle rocce calde del SiMa e del nucleo.

Lo stato di fluidità latente del SiMa serve anche a spiegare molti fenomeni vulcanici: dove si forma una frattura nella crosta rigida si ha una diminuzione locale di pressione sul SiMa sottostante, il quale passa immediatamente allo stato liquido e gassoso riempiendo le fessure e risalendo in superficie sotto forma di lave, ceneri e gas. Si parla in questi casi di “camino vulcanico”.

LA TETTONICA⁸

In ogni caso, è necessario ammettere uno scorrimento del SiMa, sia pure lentissimo, per spiegare la **deriva dei continenti**: gli scudi continentali di SiAl (detti cratoni o “**zolle**” o “placche”) infatti si muovono lentamente, con velocità fino a qualche centimetro l'anno. Ciò risulta da varie ricerche geofisiche: si hanno prove dirette ed indirette, ma molto numerose, ed i dubbi non sono più possibili.

Le prove indirette possono venire dalla somiglianza nei tipi di rocce, nelle flore e nelle faune fra continenti oggi separati da oceani, nella forma delle coste che si affacciano ai due lati di un oceano (vedi America del Sud ed Africa), ecc. Le prove dirette, molto recenti, consistono in misure con metodi ottici interferenziali basati su satelliti artificiali o su sistemi a radiofrequenza del tipo del GPS.

Possiamo riassumere i movimenti dell'ultimo miliardo di anni (l'età della terra è di 4 o 5 miliardi di anni) in due direttive principali:

1) il blocco africano è migrato verso Nord, cioè verso l'Europa e l'Asia restringendo il grande mediterraneo detto Tetide che separava i due blocchi. Si ha quindi una linea di compressione che va da Ovest (Marocco-Spagna) ad Est (Balceni, Caucaso, Himalaja).

2) il blocco americano (America Settentrionale e Meridionale) si sposta verso occidente allontanandosi dall'Europa-Africa e comprimendo il margine orientale dell'Oceano Pacifico; si ha qui una linea di compressione che va da Nord (Montagne Rocciose) a Sud (Ande).

Dunque i cratoni, gli scudi continentali, sporgono dalla superficie del SiMa e si muovono lentamente su di essa, costituendo uno strato discontinuo a configurazione variabile.

Gli spazi fra scudo e scudo rappresentano zone depresse, le **fosse oceaniche**, in cui si raccoglie l'acqua. Sul fondo degli oceani il SiAl è più sottile (Atlantico) o scompare quasi del tutto (Pacifico).

La concezione di “zolla” o “scudo” o “placca continentale” è ormai entrata nella moderna visione della tettonica: si parla infatti di “tettonica a zolle”. In questa visione, è inclusa la concezione del continuo movimento (“deriva”) delle placche.

Il fondatore di queste teorie è Alfred Wegener (Berlino 1880 - Groenlandia 1930), geofisico e meteorologo tedesco. Basandosi su prove di diverso tipo, ripropose la teoria secondo la quale

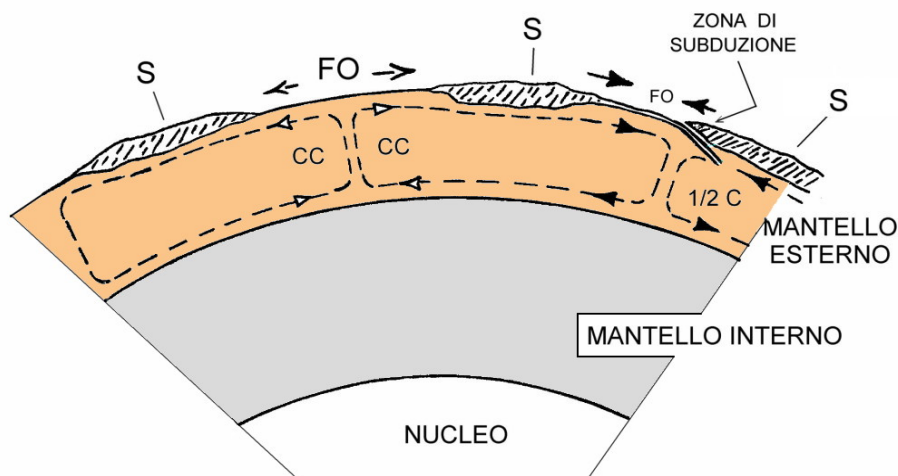
⁷ “Magma” è una qualunque roccia profonda, fluida o potenzialmente fluida, ad elevata temperatura e pressione, costituita da silicati, silice, ossidi, solfuri, ecc. Le rocce “cristalline” della crosta terrestre derivano in genere, direttamente od indirettamente, da raffreddamento dei magmi del **SiMa**.

⁸ La **tettonica** studia la struttura ed i movimenti a grande scala della crosta terrestre.

tutti i continenti formavano in origine un'unica massa terrestre, che chiamò Pangea; circa 200 milioni di anni fa, questo antico supercontinente avrebbe iniziato a frantumarsi in una porzione settentrionale, Laurasia (America sett.+Europa+Asia), ed in una meridionale (America merid.+Africa+Antartide+India+Australia), poi chiamata Gondwana dal geologo austriaco E. Suess. Le loro teorie sono state dimostrate dagli studi dei decenni successivi.

Fig. 3 - Schema della formazione delle "celle di convezione" all'interno del mantello superiore della terra. A seconda della posizione degli scudi continentali rispetto alle celle, si creano moti di allontanamento o di avvicinamento fra i continenti.

CC = una cella completa.
 $\frac{1}{2} C$ = inizio della cella contigua.
 S = scudi continentali.
 FO = fosse oceaniche.



Oggi è ben noto che, nel corso della loro "deriva", gli scudi rigidi possono allontanarsi o avvicinarsi fra loro. Poiché essi galleggiano sul SiMa sottostante, più pesante e più fluido, sono trascinati dai moti di quest'ultimo. Tali moti sarebbero dovuti a **correnti di convezione**; secondo lo schema di fig. 3, succede nel mantello superiore quello che succede in una pentola sul fornello: aggiungendo un pizzico di segatura nell'acqua è facile notare, prima dell'ebollizione, che gli strati inferiori dell'acqua, più caldi poiché a stretto contatto colla fiamma, salgono al centro della pentola, si raffreddano al contatto con l'aria, divengono più densi e ridiscendono a contatto delle pareti laterali, più fredde. Qualunque massa fluida in cui si verifichi un calo di temperatura andando dal basso verso l'alto tende a generare una simile "cella di convezione". Se lo strato fluido è esteso, come nel caso del SiMa, dell'atmosfera o di qualunque materiale fluido o semi-fluido, lo strato si fraziona in tante "celle" contigue, ognuna con una colonna che sale al centro ed un "guscio" che ridiscende alla periferia⁹. In fig. 3, trattandosi di una sezione, una cella completa appare come una coppia di vortici (CC), con la colonna centrale ascendente ed il flusso discendente alla periferia.

I moti convettivi sono inizialmente verso l'alto ma, dovendo prima o poi ridiscendere, devono presentare anche tratti orizzontali (e la segatura nella pentola lo rende evidente), centrifughi in alto, centripeti in basso. Sono questi moti orizzontali del SiMa che trascinano gli scudi continentali.

Se due continenti si trovano sopra il centro di una cella di convezione, saranno soggetti a moti centrifughi e si allontaneranno fra loro; se si trovano sopra i margini di due celle contigue, tenderanno a convergere, come s'intuisce dalla fig. 3.

Nel caso dell'allontanamento, fra le zolle si forma una depressione oceanica, il SiMa che si trova sotto di esse tenderà ad affiorare e si formerà un fondo oceanico in cui il SiAl si assottiglia fino a scomparire. Il SiMa che sale solleva il residuo di crosta sovrastante, si effonde sotto forma di lava e costruisce un rilievo sottomarino. È così che si formano le "**dorsali oceaniche**", lunghe catene sommerse, parallele ai margini dei continenti che si affacciano sull'oceano, come avviene nell'Atlantico e nel Pacifico. È noto che Asia ed America si allontanano fra loro, e così avviene fra America ed Europa-Africa.

Nel caso dell'avvicinamento, le due zolle che si avvicinano possono urtarsi e piegarsi, e di questo parleremo a proposito dell'orogenesi. Ciò avviene quando le due placche hanno circa la stessa densità. Ma, se la densità è diversa, la zolla più densa tenderà a sprofondare al di sotto dell'altra in direzione del mantello, aumentando gradatamente di pressione e di temperatura ed eventualmente diventando liquida (e si formerà del nuovo magma) o almeno ricristallizzando completamente. Lo sprofondamento di una zolla sotto l'altra si chiama **subduzione** e la rifusione e ricristallizzazione delle rocce rientra nel concetto di "**metamorfismo**", di cui

⁹ È questa l'origine dei "basalti colonnari" della Scozia, suddivisi in tante colonne prismatiche verticali, resti di altrettante celle di convezione formatesi all'interno di uno strato di roccia in via di consolidamento. Anche le zone cicloniche nell'atmosfera hanno alla base una cella di convezione, legata a differenze di temperatura.

riparleremo.

IL TERRENO o SUOLO

Le componenti minerali

Si definisce “terreno” lo strato superficiale della crosta terrestre, della profondità di pochi centimetri o decimetri, prodotto dalla disgregazione delle rocce superficiali (di cui parliamo subito sotto). I componenti minerali così prodotti, però, col tempo, si mescolano con tutte le forme viventi che vi s’installano spontaneamente e con le sostanze organiche in decomposizione.

Si tratta dunque di un aggregato di minerali non consolidati e di particelle organiche.

È raro il caso (vedi le figure 6, 7, 25, ecc.) che alla superficie della terra affiori una roccia nuda, senza che venga ricoperta, prima o poi, da un terreno misto come quello appena descritto. Anche un accumulo di detriti, come quelli della figura 11, viene prima o poi ricoperto di una “cotica”, uno strato di vegetazione che, col suo fitto intreccio di radici, protegge i detriti stessi dall’azione della gravità e dal dilavamento della pioggia.

Se, nel concetto di terreno appena esposto, includiamo anche la vegetazione di più alto fusto, si può dire che esso contiene la stragrande maggioranza della biomassa, cioè della materia vivente. Anche le acque continentali e marine contengono grande quantità di biomassa, e possono rientrare nell’affermazione appena fatta a condizione di includere la “idrosfera” nel concetto di “crosta terrestre”.

Si può anche obiettare che una parte della vita si svolge nell’aria: basti pensare agli animali volatori (uccelli, pipistrelli, insetti, ecc.) ed ai microrganismi trascinati dai moti dell’aria (“plancton¹⁰ aereo”, come batteri, spore, pollini, cisti di microrganismi, semi, ecc.). Ma si può contro-obiettare che tali viventi, prima o poi, debbono fare riferimento al terreno o per bere, o per germinare, o per riprodursi o, se non altro, per riposarsi. Ma torniamo al terreno solido.

Cominciamo dunque ad occuparci della degradazione delle rocce superficiali, che forniscono la componente minerale del terreno. I meccanismi della degradazione sono diversi da un tipo di roccia all’altra, e fra poco li elencheremo, ma cominciamo dai meccanismi fondamentali.

L’EROSIONE ATMOSFERICA

Osservando allora le forme superficiali della crosta, possiamo generalizzare distinguendo le zone emerse e rigide con pianure e rilievi (continenti) e le zone sommerse dove il SiMa è più vicino alla superficie (fig. 2).

Se non vi fosse l’atmosfera, questa distribuzione della crosta potrebbe stare in equilibrio isostatico per un tempo illimitato. Ma i continenti sono a contatto diretto con l’atmosfera e questa, sia pur lentamente, ha il potere di distruggere qualunque tipo di roccia e di preparare il trasporto dei detriti verso le pianure ed i mari ad opera dei venti e dei fiumi. L’equilibrio isostatico è così continuamente compromesso; semplificando: i continenti si alleggeriscono per l’asportazione dei detriti ed i fondali oceanici si appesantiscono per il deposito degli stessi. La bilancia non è più in equilibrio e, prima o poi, dovrà verificarsi qualche movimento tettonico per ristabilire l’equilibrio. Per es., si solleveranno i continenti e sprofonderanno i fondi oceanici: ne ripareremo a proposito delle geo-sinclinali.

Vediamo ora le cause principali di questa azione di “degradazione” delle rocce e dei terreni ad opera dell’atmosfera.

Gli SBALZI di TEMPERATURA

Consideriamo un qualunque blocco di roccia sottoposto per tutto il giorno al calore solare diretto; lo strato superficiale del blocco (A in fig. 4) si scalderebbe assai più della parte centrale (B) poiché le rocce sono cattive conduttrici del calore e ne rallentano la propagazione.

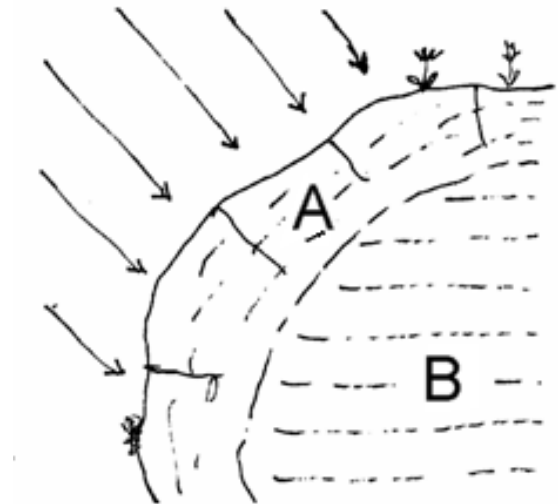
Al tramonto, sarà massima la differenza di temperatura fra lo strato superficiale (A) ed il

¹⁰ Il “plancton” in senso stretto indica tutti gli esseri viventi acquatici che non hanno i mezzi per contrastare i movimenti dell’acqua e quindi sono trascinati passivamente da essa. Il concetto si può applicare anche all’ambiente aereo.

nucleo (B); ma lo strato A, scaldandosi, si dilata anche, come fa la gran maggioranza dei corpi, e quindi tende a gonfiarsi, a staccarsi dal nucleo. Poiché non vi è una superficie di separazione netta fra zona calda (A) e zona fredda (B), ma piuttosto una variazione graduale (gradiente) di temperatura, si avrà lo sfogliettamento della roccia in tante lamine concentriche, parallele alla superficie esterna.

Fig. 4 - Schema che illustra l'effetto della radiazione termica del sole e degli sbalzi di temperatura sulle rocce.

In un blocco compatto di roccia, si può distinguere la parte esterna (A), dove il riscaldamento solare provoca una rilevante dilatazione della roccia, dalla parte interna la quale, essendo isolata dallo strato esterno, mantiene una temperatura sensibilmente costante. La parte A si raffredda poi di notte e si contrae mentre il nucleo B rimane relativamente stabile.



Durante la notte, lo strato esterno A si raffredda, molto prima del nucleo B che è isolato rispetto all'aria fredda notturna proprio ad opera dello strato A. Quindi lo strato esterno si contrae rispetto al nucleo, diventa più piccolo di esso e si fessura dividendosi in blocchi, proprio come fa l'argilla sul fondo delle pozzanghere quando l'acqua asciuga.

Si creano così due sistemi di fessure, rispettivamente parallele (riscaldamento diurno) e perpendicolari (raffreddamento notturno) alla superficie esterna.

Queste fessure, col tempo, sbriciolano la roccia. Il fenomeno è più evidente ad alta quota dove maggiore è lo sbalzo fra riscaldamento solare diurno e raffreddamento notturno.

Se poi le rocce sono stratificate, e saranno in genere quelle di natura sedimentaria (vedi oltre, e le figg. 5, 13 e 25), alle fessure semplici da sbalzo termico si aggiungono le fessure spontanee dovute alle superfici di separazione fra gli strati ("giunti di stratificazione") ed alla tendenza degli strati a suddividersi secondo direzioni preferenziali. Questi fenomeni di fessurazione spontanea trasformano una roccia compatta in un ammasso di parallelepipedi abbastanza regolari e non è chiara la loro origine, tanto più che si presentano in rocce di diversa origine e composizione (fig. 5). Anche le rocce scistose (vedi oltre) tendono a separarsi in strati paralleli.

La CRISTALLIZZAZIONE

L'acqua della pioggia che scorre sulle rocce riempie le fessure e porta con sé i sali che ha sciolto scorrendo sulla roccia medesima. Se segue un periodo asciutto, questa soluzione si concentra nelle fessure e, prima o poi, i sali sciolti cristallizzano. L'accrescimento e l'aumento di volume dei cristalli provoca sulle pareti delle fenditure un aumento di pressione che può arrivare a 100 atmosfere. Con ciò si allargano le fenditure preesistenti, esattamente come fa il ghiaccio (vedi sotto).

IL GELO

Quando l'acqua passa dalla fase liquida alla fase solida, cioè congela, essa aumenta di volume, di circa il 9 %, a differenza di quanto avviene con la più gran parte dei liquidi. Se le fessure della roccia si riempiono d'acqua (rugiada, pioggia, fusione di neve, falda acquifera¹¹), il gelo farà allargare quelle fessure e contribuirà a smembrare il blocco.

¹¹ La falda acquifera è l'acqua sotterranea trattenuta in uno strato di roccia, nelle sue fessure o nei suoi pori. Se ne parla poco oltre.

La DISSOLUZIONE

Più o meno, tutte le sostanze e tutte le rocce si sciolgono nell'acqua, anche se spesso con velocità estremamente bassa. La pioggia ed i fiumi dunque “consumano” per soluzione le rocce. In alcuni casi (gesso) la soluzione è relativamente rapida e lascia segni visibili in pochi anni.



Fig. 5 - In alto a sinistra: blocco di sfaldatura spontanea in dolomia. Si notino gli angoli costanti fra le superfici di sfaldatura ed i giunti di stratificazione (Forcella Piccola, S. Vito di Cadore). (G20-40)

A destra: blocchi di fratturazione spontanea in una calcarenite compatta fortemente stratificata (Val Ostera, Auronzo, BL)(M = 1:60). (G3-7)

Sotto: ecco come l'azione dell'atmosfera riduce a poche torri di erosione un antico tavolato di strati calcarei orizzontali (USA, Utah).

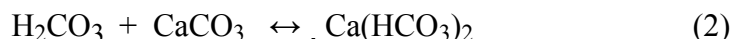
Nel caso di rocce carbonatiche, specialmente del calcare¹², la dissoluzione è solo parzialmente dovuta ad un fenomeno fisico; prevale un fenomeno chimico legato all'anidride carbonica dell'aria (CO₂). Quando la CO₂ entra in contatto con l'acqua (H₂O), si stabilisce questa reazione reversibile, che dà come prodotto un acido debole, l'acido carbonico:



Tale acido è instabile, nel senso che tende a dissociarsi di nuovo in CO₂ ed H₂O. La percentuale di anidride carbonica che si combina con l'acqua diminuisce col crescere della temperatura e col diminuire della pressione, e varia appena variano quelle condizioni: tutti sanno che, appena si stura una bottiglia di qualunque vino o bevanda “gassata” (addizionata di CO₂), si producono immediatamente nel liquido delle bollicine: è la CO₂ contenuta nell'acido carbonico che passa immediatamente allo stato gassoso, abbandonando la soluzione, appena cala la pressione interna della bottiglia.

¹² Distinguiamo una sostanza chimica (**carbonato di calcio**) dal minerale (**calcite**), il quale può essere costituito da carbonato di calcio in percentuale elevatissima. Il minerale è un costituente della crosta terrestre allo stato di grande purezza e generalmente allo stato cristallino. Il **calcare** invece è una roccia, cioè una massa di grandi dimensioni della crosta terrestre, assai spesso contenente un miscuglio di molti minerali in rapporti variabili, sia pure con prevalenza di calcite.

Ma l'acido carbonico presente nell'acqua di pioggia a sua volta si combina col carbonato di calcio (CaCO_3) dei calcari, secondo un'altra reazione reversibile, producendo bicarbonato di calcio:



Il bicarbonato è assai più solubile del carbonato, per cui la presenza di CO_2 (e quindi di H_2CO_3) nell'acqua ha come effetto di aumentare fortemente la solubilità del carbonato; in altre parole, quando il carbonato entra in contatto con l'acqua, si scioglie più o meno a seconda della concentrazione in essa dell'anidride carbonica.

Ma vale anche il contrario: la CO_2 può sfuggire dall'acqua per vari motivi: perché viene consumata dalle piante acquatiche verdi (per la fotosintesi clorofilliana), perché la temperatura aumenta, perché la pressione diminuisce, ecc. In questo caso, l'acido carbonico si decompone e con esso il bicarbonato; si riforma allora il carbonato il quale, essendo meno solubile, precipita. Si formano allora micro-cristalli di carbonato sospesi nell'acqua, oppure incrostazioni di ogni tipo (alabastro, stalattiti e stalagmiti, travertino (vedi la fig. 17), ecc.).

Qualunque acqua superficiale, dunque, dissolve le rocce carbonatiche, specialmente il calcare. Le acque tendono a scendere verso il basso, approfittando di qualunque porosità o fessurazione, allargano i pori e le fessure e si forma a poco a poco una rete sotterranea di corsi d'acqua, dai più sottili fino a veri fiumi, una "idrografia sotterranea" o "ipogea"¹³, con canali, laghi, pozzi, caverne, ecc. In superficie si possono osservare dei pozzi naturali d'ogni dimensione, chiamati "inghiottitoi", spesso al centro di una depressione a forma di scodella o "dolina", che versano le acque nei fiumi sotterranei. Tutti questi fenomeni vanno sotto il nome generico di "**carsismo**", poiché sono evidenti nelle regioni calcaree del Carso.



Fig. 6 - Campi solcati su parete inclinata (Rif. Sala, Comelico, BL). (G3-17)

Fig. 7 - Creste di dissoluzione su strati sub-orizzontali (Rif. Grosté, massiccio del Brenta, TN)(G3-36). Il calcare, essendo rigido, tende a fratturarsi più di altre rocce e così apre la strada alle infiltrazioni d'acqua.

Anche senza arrivare a veri canali ipogei, il terreno carsico si rivela in superficie per gli evidenti segni di dissoluzione sulla roccia: le linee di maggior scorrimento delle acque piovane creano rapidamente dei solchi e canaletti, più o meno paralleli, fino a formare i cosiddetti "campi solcati" (fig. 6) oppure creste aguzze, come fanno i ghiacciai in scioglimento (fig. 7).

L'ATTACCO CHIMICO da PARTE di ORGANISMI

Molte piante inferiori e superiori, soprattutto alghe e licheni, producono sostanze corrosive che permettono loro di fissarsi alle rocce e di trarne qualche sostanza utile. Anche le radici delle piante superiori secernono sostanze a reazione acida, con qualche potere di attacco chimico su molti minerali. Esistono anche alghe e licheni "endolitici" che penetrano nelle micro-fessure delle rocce, magari prodotte da essi stessi, fino ad un paio di centimetri di profondità, specie su rocce calcaree. Ma si tratta di effetti molto lenti e superficiali.

Più diffuso è l'attacco chimico da parte dei prodotti di decomposizione di organismi, soprattutto vegetali: ovunque vi sia vegetazione, si forma uno strato di parti morte (foglie, fusti,

¹³ Dal greco = sotto terra.

cortecce, ecc.) che, per opera di funghi microscopici, batteri, insetti, ecc., viene degradato e partecipa alla formazione del cosiddetto **humus**¹⁴. Alcuni prodotti di questa continua decomposizione hanno reazione acida e, col tempo, partecipano al disfacimento delle rocce superficiali.

L'ATTACCO FISICO da PARTE di ORGANISMI

Si tratta ancora di fenomeni di scarso rilievo; si possono citare i molluschi perforatori marini, come i litòdomi, taluni insetti, ma soprattutto le radici degli alberi che, ingrossandosi, esercitano una pressione fino a 10 atmosfere allargando le fessure, che devono naturalmente essere pre-esistenti.

II MOTO ONDOSO

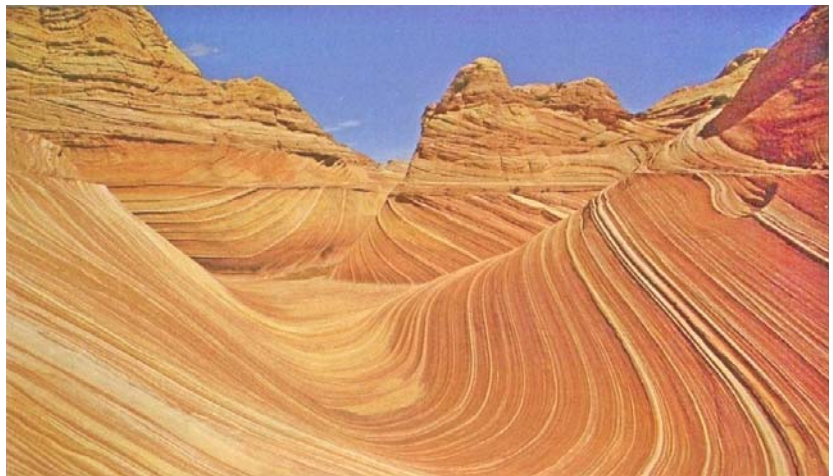
Abbiamo iniziato il capitolo con l'esame della degradazione atmosferica delle rocce. Le rive ed il fondo del mare non sono esposti direttamente all'atmosfera, sono sommersi. Ma ...

A parte la dissoluzione chimica, simile a quella delle acque superficiali, a parte le correnti marine, sempre deboli, le rocce della riva sono flagellate dal moto ondoso, che può essere molto forte. Oltre alla pressione esercitata dall'acqua in movimento, che facilita il distacco di frammenti, occorre considerare il potere abrasivo delle ghiaie e delle sabbie scagliate contro tutte le superfici esposte.

II VENTO

Il vento, di per sé, avrebbe poco potere sulle rocce. Esso rende semplicemente più veloce il riscaldamento o il raffreddamento di esse quando vi è una differenza di temperatura fra terreno ed aria, ed inoltre aumenta l'effetto fisico e chimico della pioggia e della nebbia.

Ma il suo potere abrasivo può essere forte quando esso trasporta polveri e sabbie, in parte costituite da granuli di quarzo, molto duri. Nelle regioni pianeggianti o costiere il vento può essere forte e di direzione abbastanza costante, e la sabbia a portata di mano. Col tempo esso può modellare le rocce più dure¹⁵. Come abbiamo appena detto, la stessa cosa fanno le onde marine e, in terraferma, le cascate, sia per dissoluzione chimica, sia per l'abrasione dei granuli solidi trascinati dalla corrente.



Le ROCCE VULCANICHE e la CAOLINIZZAZIONE dei FELDSPATI

Questo effetto è invece relevantissimo, e su grandi superfici.

La maggior parte delle rocce costituenti la crosta terrestre, per circa il 95 % in peso, è costituita da ammassi di cristalli, donde il nome generico di “rocce cristalline”, e nasce dalla solidificazione di magmi caldi, più o meno fluidi, o dalla trasformazione (ricristallizzazione) di altre rocce. Si parla di rocce **plutoniche** o **vulcaniche** nel senso che si formano in profondità, ad alta temperatura e pressione: Plutone era il dio greco degli inferi.

Se queste rocce solidificano in profondità, il loro raffreddamento è lento e così si possono formare cristalli ben visibili¹⁶ (**rocce intrusive**, fig. 8); se i magmi emergono attraverso i vulcani o si portano a piccola profondità, si raffreddano velocemente e si parla di **rocce effusive**; i loro

¹⁴ In latino, “humus” significa “terra”. Dalla stessa parola deriva “umido”, “umidità”, ecc.

¹⁵ Splendidi esempi di modellamento eolico si vedono sulle coste della Sardegna e negli USA (Arizona), come nella figura qui sopra: localmente, quelle strutture sono chiamate “le onde”.

¹⁶ generalmente di qualche millimetro di diametro e non particolarmente allungati o appiattiti.

cristalli non hanno il tempo di ingrossare (struttura microcristallina, come quella di molte lave e basalti) o non si formano affatto (struttura vetrosa, come quella delle ossidiane o “vetri vulcanici”). Nei casi intermedi, di raffreddamento a modesta profondità, si possono formare cristalli appariscenti (“fenocristalli”) in seno ad una massa microcristallina. Quest’ultima struttura è caratteristica dei porfidi ed è detta perciò “**porfirica**” (fig. 8).

Ebbene, la maggior parte delle rocce vulcaniche cristalline è composta di tre minerali fondamentali: quarzo (SiO_2), una mica (muscovite, chiara; biotite, scura, ecc.) ed un feldspato (famiglia di silicati di vari metalli), più altri minerali in quantità minore e variabile. Questa composizione generale è comune ai diffusissimi graniti, alle dioriti, alle sieniti, ecc.

Dei tre componenti fondamentali delle rocce di tipo granitico¹⁷, il quarzo e la mica sono quasi inalterabili all’acqua ed all’aria. Ma non è così per il terzo componente, il feldspato.

I feldspati formano un gruppo numeroso di minerali simili (silicati di metalli leggeri come alluminio, sodio potassio, ecc.) di cui il più diffuso è l’ortoclasio (silicato di alluminio e sodio), minerale durissimo, trasparente se puro, ma generalmente lattiginoso. E qui le apparenze ingannano: tutti i feldspati, più o meno, al contatto con l’acqua si trasformano lentamente in idrosilicati, vari minerali che globalmente vanno sotto il nome di **caolino**. La caratteristica comune dei caolini è il fatto di avere struttura pulverulenta: si tratta di particelle minutissime che non tendono a saldarsi e che le acque trasportano con facilità. Dunque i feldspati si “caolinizzano”, si polverizzano.



Fig. 8 - Sopra a sinistra: esempi di rocce vulcaniche intrusive di tipo granitico, dette “acide” o “sialiche” per la ricchezza in quarzo e silicati di metalli leggeri (alluminio, sodio, calcio, potassio). In genere, esse sono più chiare.

Sopra a destra: esempi di analoghe rocce, ma chiamate “basiche” perché povere in quarzo e più ricche in silicati di metalli pesanti (ferro, magnesio).

A destra: esempi di porfido, roccia durissima usata per pavimentazioni stradali. I fenocristalli spiccano perché biancastri in pasta rossiccia.

Ne consegue che la maggior parte delle rocce vulcaniche, anche se appaiono dure e compatte, tende a perdere la sua componente feldspatica, che le acque asportano sotto forma di fanghiglia finissima e che contribuisce a formare i grandi depositi di argilla¹⁸. Mancando però l’ossatura dei cristalli di feldspato, gli altri granuli (quarzo, mica, ecc.) che costituiscono la roccia si staccano fra loro e così rimane solo una sabbia che le acque di superficie asportano prima o poi (vedi la fig. 9).

Un po’ alla volta, la più imponente montagna granitica viene così distrutta ed i materiali residui vengono in buona parte portati al mare dai fiumi e formano depositi di ghiaie, sabbie ed

¹⁷ Vi sono rocce vulcaniche intrusive che contengono pochissimo quarzo e mica: sono le rocce “basiche” o “femiche”, ricche di silicati di Ferro e Magnesio (gabbri, serpentiniti, ecc.). I termini “acido” e “basico”, applicati alle rocce, hanno un significato ben diverso da quello che si usa in chimica. Significato ancora diverso hanno se applicati ai terreni: sono basici i terreni ricchi in carbonati, su base calcarea; acidi quelli ricchi in quarzo, su base costituita da rocce cristalline.

¹⁸ I depositi lacustri e marini di caolini portati dai fiumi nel lago o nel mare si chiamano genericamente “argille” (vedi oltre).

argille.

Queste proprietà delle rocce cristalline e queste modalità della loro degradazione danno allora al paesaggio un aspetto caratteristico, ben diverso da quello dei paesaggi calcarei o dolomitici. Confrontare la fig. 10 con la fig. 25.

Fig. 9 - Ecco come viene degradato il granito più compatto: dopo decenni o secoli, si riduce ad un ammasso incoerente di granuli di quarzo, mica o poco più. Tale materiale si trova sulle montagne formate da rocce cristalline, ma solo negli incavi del terreno: la pioggia e le acque dilavanti portano tutto il resto verso il fondo valle. Penseranno poi i torrenti ed i fiumi a portare il tutto nelle pianure, nei laghi e nel mare. (Malé, Val di Sole, TN). M = 1:2.



Fig. 10 - Profilo di una montagna cristallina (Val di Sole, TN). Non si vedono cenni di stratificazione, anche se a volte la scistosità (vedi oltre) può simulare un accenno di stratificazione.

Qui, non si formano torri di erosione, tavolati, ecc.

Si confronti il profilo montuoso della figura qui a destra con quello della fig. 25. La differenza è appariscente. (Foto F. Madama)



IL TRASPORTO DEI DETRITI

Abbiamo esaminato i fenomeni fisici e chimici che portano allo sgretolamento di qualunque roccia superficiale. Ed i risultati dello sgretolamento che fine fanno?

Si può affermare che, se non vi fosse la forza di gravità, non esisterebbe l'universo come lo conosciamo e nessun pianeta si formerebbe, poiché i materiali da cui è composto sarebbero dispersi nello spazio.

Nel caso nostro, è solo la gravità che fa cadere dai fianchi delle montagne i detriti e li accumula a fondo valle; solo essa fa scorrere l'acqua in torrenti e fiumi obbligandola a trascinare i detriti, solo essa fa depositare i medesimi sul fondo dei laghi e del mare, solo essa trascina verso il basso il ghiaccio dei ghiacciai, ecc.

La pioggia facilita la caduta dei detriti in vari modi: con la "spinta" dell'acqua cadente sui singoli granuli; con l'aumentare il loro peso (bagnandoli all'esterno o riempiendo pori e fessure); coll'effetto lubrificante, che riduce l'attrito fra i granuli; con la "spinta di Archimede", che riduce il peso dei granuli, quando sono immersi almeno in parte. Tutti sanno che frane e smottamenti sono tanto più frequenti ed estesi quanto più forti sono le precipitazioni.

L'acqua che si raccoglie, o in un velo superficiale, o in corsi di varia dimensione (rigagnoli, torrenti, cascate, fiumi, correnti lacustri e marine, ecc.), esercita effetti simili a quelli della pioggia: spinta di Archimede, lubrificazione, forza viva della corrente, ecc. Ed a questo punto è ovvio che il "potere di trascinamento" di qualunque corrente d'acqua è legato essenzialmente alla sua velocità, e questa dipende, nei corsi d'acqua continentali, essenzialmente dalla pendenza

del terreno.

Una volta giunte al mare, le acque trasportate dai fiumi perdono del tutto la loro velocità nonché il potere di trasporto e pertanto abbandonano tutti i detriti che portano in sospensione. Ovviamente, i detriti più grossi, ciottoli e ghiaie si depositano prima, anche prima di giungere al mare, dove il fiume rallenta, nelle anse, nei laghi, ecc.; poi si depositano le sabbie, poi le argille ed i detriti più fini.

Di conseguenza, quando si raccoglie un campione di roccia composto di ciottoli o ghiaie più o meno cementati (“conglomerati” e “breccie”¹⁹, fig. 14), si deduce che esso si è formato da depositi di torrente, forse di fiume, al massimo di riva marina prossima allo sbocco di un fiume. Una sabbia o un’arenaria (fig. 15) sarà stata probabilmente depositata da un fiume lungo il suo corso, o presso la sua foce in mare, o in un lago. Le argille poi si possono depositare anche a decine di chilometri dalla foce. A maggiore distanza dalle rive, invece, i depositi marini sono costituiti in prevalenza da polveri finissime lasciate cadere in mare dai venti o, più spesso, da detriti minerali derivanti da organismi morti, come vedremo (“rocce organogene”, fig. 16, 21, ecc.).

Complessivamente, le acque superficiali staccano materiali all’inizio del loro corso (massima pendenza, massimo potere erosivo) e lo depositano quando la loro velocità si abbassa, riempiendo prima i fondi valle, poi le anse dei fiumi, i laghi, ed infine i fondali marini.

Il termine “**alluvione**” indica sia lo straripamento delle acque fluviali, sia uno degli effetti di tale straripamento, vale a dire l’insieme dei depositi di detriti trasportati e poi abbandonati dai corsi d’acqua superficiali sui terreni circostanti. Usiamo d’ora in poi il termine “alluvione” nel secondo significato.

Possiamo affermare a questo punto che il trasporto di detriti da parte delle acque superficiali di qualunque genere porta, prima o poi, alla formazione di depositi alluvionali (se continentali, sul fondo delle valli o dei laghi) o di depositi sedimentari sul fondo del mare. I depositi continentali saranno quindi torrentizi (fig. 11), fluviali o lacustri. Se la valle che si va colmando di alluvioni è ampia, si parla di **pianura alluvionale**. La Val Padana ne è un ottimo esempio, essendo ricolma di sabbie, argille e simili depositati dal Po. Si può obiettare che il Po è stretto, mentre la Val Padana è larga, ma la risposta è semplice: nel corso dei tempi geologici (per la Val Padana si può parlare di qualche decina di milioni di anni), ogni fiume tende a colmare la propria valle di alluvioni, la spiana, non trova più un fondo valle marcato, comincia a deviare, forma anse (i cosiddetti **meandri**) e così, dovunque trovi una depressione, la invade momentaneamente e la riempie. Alla fine, la valle diventa sempre più livellata, per tutta la sua estensione.



Fig. 11 - A sinistra: alluvioni torrentizie in detrito dolomitico (Ru Secco, S. Vito di Cadore, BL)(G20-507). A destra: alluvioni in terreno argilloso (Rastignano, Bologna)(G20-500). In entrambi i casi, si noti il potere consolidante della coltre vegetale che protegge le alluvioni incoerenti finché può, e cade a pezzi solo quando l’erosione le toglie il terreno da sotto.

Per quanto riguarda le correnti marine, è evidente che anch’esse possiedono un potere di trasporto dei detriti, sempre in funzione della loro velocità, delle dimensioni dei detriti, del loro

¹⁹ “Breccia” è il nome di una roccia a grana grossolana, costituita da frammenti (clasti) di dimensioni superiori a 2 mm, legati da una matrice più fine. Si distingue da un conglomerato per avere i frammenti (clasti) più grossi, più irregolari ed angolosi. I clasti delle breccie e dei conglomerati possono avere origine da ogni tipo di roccia.

peso specifico, della pendenza del fondo marino, ecc. Ma c'è una complicazione: una corrente marina non si muove sempre in orizzontale.

Per molti motivi, una massa d'acqua in seno ad una distesa più ampia può presentare un peso specifico maggiore di quella che la circonda. Può trattarsi di una minore temperatura o, più spesso, di un elevato contenuto in detriti minerali derivati da apporti fluviali, dal moto ondoso, ecc. In questo caso, una tale massa di acqua torbida si comporta in mare come un fiume in una valle: scende verso il basso. Le rive dei mari sono quindi solcate da valli, da canali, che portano verso le maggiori profondità dei veri fiumi sommersi contenenti acqua leggermente più pesante: sono queste le “**correnti di torbidità**” capaci di trasportare a grandi distanze ed a grandi profondità i detriti più fini.

Per quanto riguarda la neve ed il ghiaccio, a parte l'effetto del gelo, già visto, essi appesantiscono i detriti, ma non è questo l'effetto più sensibile.

Da un lato, il ghiaccio o la neve riducono l'attrito fra i vari granuli per un fenomeno sfruttato da sci e slitte: all'aumentare della pressione, anche se la temperatura è inferiore a 0°C, il ghiaccio fonde; al contatto fra un granulo minerale ed il ghiaccio si forma un velo d'acqua che agisce da lubrificante. Così, lo sciatore non scivola sulla neve, ma su un velo d'acqua che si forma appena lo sci preme contro ogni granello di ghiaccio e che rigela appena lo sci è passato.

D'altro lato, in un aggregato di granuli immobili, il ghiaccio può agire da cemento ed impedire i movimenti reciproci fra i granuli. Questo secondo effetto sembra annullare il precedente, ma è solo questione di tempo: ad ogni minima variazione di pressione, il gioco delle micro-fusioni e dei micro-rigeli può riprendere. E del resto, come già accennato, il ghiaccio non è così rigido come sembra: nei tempi lunghi, esso si comporta come un liquido ad alta vischiosità e scorre lentamente verso il basso.

Dello scorrimento e del potere di trasporto dei ghiacciai parleremo più avanti.

Anche il vento opera da trasportatore di detriti, tanto più quanto più fini sono i detriti stessi. E gli accumuli di sabbia possono avere estensione e spessore enormi. Basti pensare alle dune dei deserti sabbiosi. È appurato che nubi di polvere desertica possono attraversare gli oceani e depositarsi su grandi estensioni di territorio.

In ogni caso si parla di “depositi eolici” (dal nome del dio greco dei venti: Eolo).

La CIRCOLAZIONE dell'ACQUA nel TERRENO

Senza entrare in troppi dettagli, occorre dire che le acque meteoriche che cadono sul terreno in parte scorrono subito verso il basso, fino a confluire nei fiumi più grandi e poi al mare; in parte evaporano; in parte si infiltrano nelle porosità e nelle fessure del terreno.

Parlando di porosità, non si pensi solo a terreni superficiali (ghiaie, sabbie, ecc.), dove gli spazi vuoti, pori e fessure, rappresentano una parte notevole del volume della roccia. Si pensi invece che certe rocce presentano una debole porosità anche quando sono quasi compatte.

D'altra parte, andando in profondità, la pressione degli strati sovrastanti tende a ridurre tutti gli spazi vuoti. Inoltre, col tempo, le acque che circolano in questi spazi vuoti vi depositano minerali sciolti (di solito, l'aumento di pressione aumenta la solubilità dei vari minerali) e fanghiglie sottili per cui, col tempo, anche una roccia incoerente e porosa tende a cementarsi.

Ne consegue che, via via che aumenta la profondità, la crosta terrestre diviene sempre più compatta e meno porosa. Le acque meteoriche non possono quindi superare certi limiti, che dipenderanno dal tipo di roccia e dalla sua storia.

Le acque sotterranee formano quindi strati di varia forma detti “**falde acquifere**”. Ma queste falde non vanno pensate libere di muoversi come in una spugna e limitate verso l'alto da una superficie orizzontale, come in un lago. Le porosità dei terreni in cui circola l'acqua (terreni detti “**acquiferi**”) offrono sempre qualche resistenza allo scorrimento del liquido, se non altro per attrito. Lo scorrimento (**percolazione**) è quindi molto lento ed il liquido si comporta come una massa vischiosa la cui superficie superiore (“tavola d'acqua”) raramente è orizzontale. Nella fig. 12 che segue si schematizza in celeste la disposizione dei tipi principali di falde. In 1 e 3 vediamo strati porosi di roccia, parzialmente impregnati da una loro falda. La loro tavola d'acqua segue l'andamento dello strato e degli apporti di pioggia e, dove affiora, può dar luogo ad una sorgente (A). Se la falda non affiora, si può tentare di raggiungerla scavando un pozzo. In questi due casi, la falda è “a pelo libero” o “**freatica**” (B). Quando invece la falda (strato 5 in fig. 12) è “confinata” (compresa fra due strati impermeabili (4 e 6)), la falda può essere “in

pressione” a causa della pressione idrostatica delle falde confinanti che si trovano ad un livello superiore. Se si scava un pozzo, da questo strato l’acqua può fuoriuscire per virtù propria, secondo il principio “dei vasi comunicanti”; il pozzo si chiama allora “**artesiano**” (C in figura).

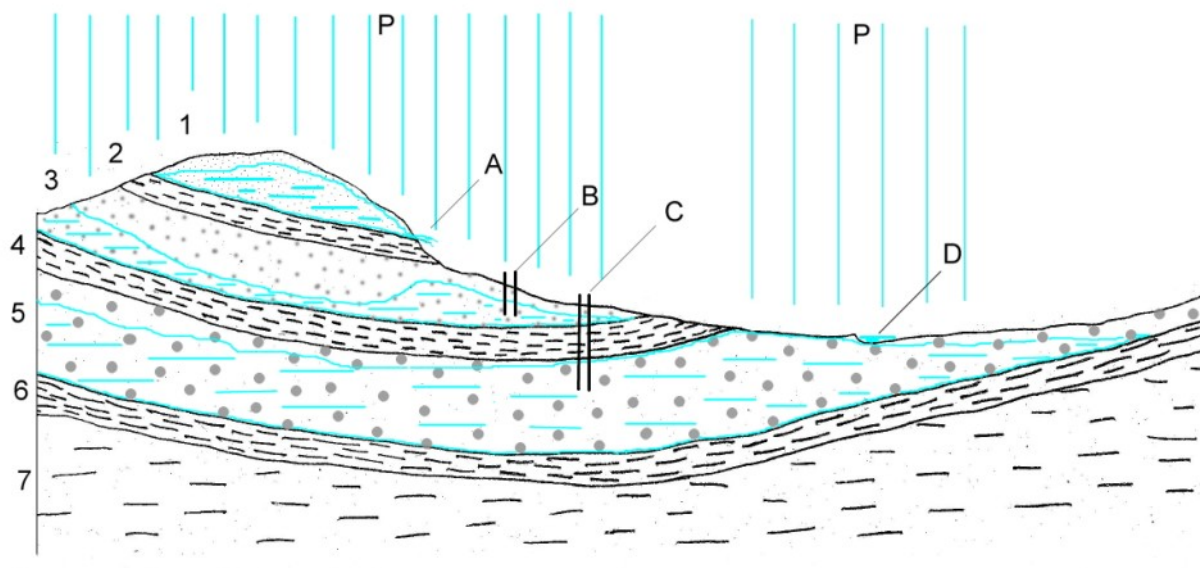


Fig. 12 - Sezione ipotetica di una valle, dei terreni su cui poggia e delle falde acquifere (in blu) che attraversano tali terreni. L’apporto di acqua viene dalla condensazione del vapore sotto forma di rugiada e, soprattutto, dalla pioggia (P). I terreni porosi (1, 3 e 5) conservano una parte di quest’acqua sotto forma di “falda acquifera”. L’acqua può emergere, a debole pressione, da una sorgente (A), da un pozzo normale, se estratta (B) oppure, a pressione, da un pozzo artesiano (C). In D, sul fondo valle, può trovarsi un fiume. Gli strati rocciosi 2, 4 e 6 sono più o meno impermeabili all’acqua. Quando uno strato acquifero è completamente sormontato da uno strato impermeabile, si chiama “confinato”.

Esistono anche falde “geotermali” formate da acque di origine vulcanica profonda, calde e ricche di minerali sciolti; esse possono dar luogo a fenomeni vistosi, anche se rari: fumarole, geysers, soffioni e simili.

Le rocce più permeabili all’acqua sono le arenarie, specie se poco compatte, ed i calcari. Questi ultimi, anche se di per sé molto compatti, sono in genere permeabili per due motivi assai diversi: 1) sono coerenti, rigidi e, durante i movimenti tettonici (vedi sopra), vanno regolarmente incontro a fratturazioni più o meno spinte; 2) sono molto solubili e, prima o poi, vengono attraversati da fessure allargate, canali, pozzi (“inghiottitoi”), caverne e fiumi sotterranei (vedi sopra, quando si parla di carsismo).

Le rocce meno permeabili sono quelle plastiche ed a grana fine (argille, marne e simili).

All’interno di una falda acquifera, si può allora pensare ad una massa solida (la roccia), con porosità assai varia, in cui scorre acqua liquida, sia pure con grande lentezza.

Ma non tutti i terreni contengono una falda. Dobbiamo pensarli come una spugna secca? Tutt’altro. È vero che l’acqua di percolazione, alimentata dalla pioggia o dai fiumi, scorre velocemente verso il basso (“percolamento gravitativo”) e non si ferma per un tempo sufficiente a parlare di falda stabile. Dura finché dura la pioggia.

Ma anche un terreno apparentemente asciutto contiene **acqua “di capillarità”**, dovuta all’aderenza di un sottile strato d’acqua alla superficie di qualunque granello solido; si può parlare di “adesione”. Le forze di adesione sono abbastanza forti da trattenere questo esilissimo velo d’acqua anche a temperature elevate. Un terreno relativamente asciutto può contenere da 20 a 30 % (in peso) di acqua di capillarità, sufficiente a produrre negli interstizi un’umidità relativa del 98%.

Vi è poi l’“**acqua igroscopica**”, associata a molti minerali da legami fisico-chimici in modo da costituire un componente della loro molecola, in rapporti abbastanza fissi. Per togliere tale acqua dal terreno occorre un forte riscaldamento al forno, e ne può seguire un drastico cambiamento delle proprietà di vari minerali. L’acqua igroscopica rappresenta il 15 - 20% in peso della maggioranza dei terreni.

LE ROCCE SEDIMENTARIE

Poiché il terreno comprende le rocce superficiali con tutti i prodotti della loro degradazione, dobbiamo attenderci che le terre emerse non ci mostrino sempre le rocce vulcaniche nel loro stato iniziale, ma anche rocce alterate. Veniamo ora a descrivere sommariamente le principali rocce che nascono dall'accumulo ("sedimentazione") dei detriti, la loro composizione mineralogica, la loro struttura fisica e la loro origine.

Finora avevamo parlato di rocce vulcaniche cristalline, derivate dal consolidamento di magmi profondi; si tratta di rocce primarie, originarie, che non hanno subito la degradazione atmosferica o comunque (anche quando derivano da rocce sedimentarie più antiche) sono state profondamente rinnovate dalla rifusione e dalla ricristallizzazione per il fatto di essere state spinte a grande profondità. Abbiamo detto che tali rocce vulcaniche formano il 95 % del volume della crosta, ma spesso, per almeno il 70 % della superficie della crosta stessa, esse non affiorano in superficie poiché sono ricoperte da altre rocce, in strati relativamente sottili, ma su grandi estensioni. Sono queste le rocce sedimentarie, originate cioè da "sedimento", da deposito, di materiali vari sulla superficie della crosta. Se i 3/4 della superficie terrestre sono occupati da queste rocce, è ovvio che la maggior parte delle attività umane e della vita in genere si svolge su di esse.

I materiali depositi, sedimentati, possono avere varia origine e costituire rocce assai diverse. Ma in genere essi vengono scaricati sul fondo dei laghi e dei mari; la natura e la velocità del deposito sono legate alla piovosità ed al clima, cioè alla capacità di erosione e di trasporto delle acque superficiali ("di dilavamento"), dei torrenti e dei fiumi; ne abbiamo già parlato. Col variare delle precipitazioni da una stagione all'altra o da un anno all'altro, e quindi col variare del regime dei fiumi, si possono alternare accumuli grossolani (alta piovosità, alta velocità dei fiumi) o fini (scarsa piovosità). Per ogni periodo di deposizione si hanno quindi materiali diversi che producono strati di sedimenti di natura diversa, con spessore più o meno omogeneo in tutto il bacino di deposizione. Le rocce sedimentarie si distinguono così da quelle cristalline proprio per essere stratificate (fig. 13 e 25).

Fig. 13 - Lato sud del Faloria (Cortina d'Ampezzo). È evidente la successione degli strati, ognuno legato ad un particolare ciclo sedimentario, quindi ad una particolare fase dell'orogenesi, o ad un particolare regime fluviale, o ad un particolare periodo climatico. (G20-410)



Ecco le principali rocce sedimentarie:

ROCCE CLASTICHE

Sono formate da "clasti", vale a dire da frammenti di varie dimensioni, originati dalla disgregazione atmosferica di altre rocce e trasportati dal vento, dall'acqua dei fiumi o dalla gravità. I meccanismi di questa disgregazione sono stati appena esaminati.

Quando i detriti si accumulano sul fondo dei mari, dei laghi e dei fiumi, col tempo si possono formare spessori notevoli e gli strati inferiori vengono compressi da quelli superiori. Questa compressione poco alla volta scaccia l'acqua che riempie gli interstizi fra i granuli e riduce sempre più gli interstizi medesimi. Inoltre, finché il sedimento conserva una certa porosità, è più o meno impregnato dall'acqua, e l'acqua porta con sé carbonato di calcio, silice,

argilla o altri materiali che possono riempire i pori e funzionare da cemento.

Così, anche il sedimento più incoerente col tempo tende a diventare compatto.

A seconda delle dimensioni dei granuli o clasti si hanno:

- PSEFITI : breccie e conglomerati, costituiti da ghiaie anche grossolane, più o meno cementate; diametro dei granuli maggiore di qualche millimetro (fig. 14).
- PSAMMITI : Arenarie, molasse e quarziti, costituite da sabbie con cemento di varia natura; diametro dei granuli: da qualche millimetro ad $1/16$ mm (fig. 15).
- PELITI : Argille ed ardesie, costituite da granuli di diametro inferiore a 6 centesimi di mm. Rappresentano i $3/4$ di tutte le rocce sedimentarie.

Le rocce clastiche sono diffusissime su tutta la terra poiché ogni regione emersa, anche al centro di un grande continente, in un momento o nell'altro della sua storia è stata sommersa dal mare. Dove mancano rocce sedimentarie superficiali, in genere vi è stata un'azione erosiva così intensa da mettere a nudo le rocce vulcaniche più profonde.

Fig. 14 - Esempi di conglomerati a cemento prevalentemente calcareo. Si riconoscono i singoli granuli, di diverso colore, fortemente legati da un cemento assai compatto. I granuli possono essere a spigoli vivi od arrotondati; in quest'ultimo caso dimostrano di essere stati trascinati a lungo da un corso d'acqua (come si vede bene nel campione in alto a destra, a cemento rossiccio).

In basso a destra, una breccia.



Fig. 15 - Vari campioni di arenarie, di grana assai diversa. Nel campione in alto a destra si riconosce una forte stratificazione nella quale gli strati più ricchi di carbonato di calcio appaiono più chiari.

Molte arenarie, essendo facilmente lavorabili, sono molto usate in edilizia, ma sono anche facilmente erodibili, e la loro durata è scarsa.



Se i granuli sono di origine vulcanica (ceneri, lapilli, polveri), si parla di **rocce piroclastiche**. Si noti che, se un vulcano è sottomarino, le sue ceneri vengono disperse anche a grande distanza dalle correnti marine, ma c'è di più: le lave di un vulcano sottomarino, invece di colare semplicemente come avviene in aria, vengono a contatto con l'acqua e quindi si raffreddano rapidissimamente; questo provoca la loro frantumazione e si forma una specie di sabbia lavica, ben diversa da quella "terrigena" (cioè proveniente dall'erosione atmosferica delle rocce continentali). La sabbia di origine vulcanica si deposita poi, dopo esser stata distribuita dalle correnti, mescolandosi eventualmente con sabbie ed argille terrigene o altri materiali. Si hanno così varie rocce come le "jaloclastiti".

Rocce piroclastiche sono diffuse nelle Alpi orientali a causa della presenza di grandi vulcani sommersi in corrispondenza delle Prealpi durante l'epoca in cui si depositavano i calcari e le dolomie (vedi oltre).

ROCCE di DEPOSITO CHIMICO

Quando una massa d'acqua marina occupa un bacino di bassa profondità, con scarse comunicazioni col mare aperto (laguna), essa tende ad evaporare e provoca un aumento di concentrazione dei sali disciolti, specie se il clima è caldo ed asciutto. Quando la concentrazione di sali supera una certa soglia (diversa per ogni sale), i sali “precipitano”, cioè si separano dall'acqua sotto forma di cristalli, particelle finissime (fanghi), incrostazioni, ecc. Così si formano i depositi di salgemma e di gesso, detti **evaporiti** per la loro origine. Nelle Alpi sono presenti vari affioramenti evaporitici di gesso.

Per il carbonato di calcio, il fenomeno è più complesso: oltre all'aumento di concentrazione per evaporazione, l'alta temperatura provoca anche una liberazione di anidride carbonica e questo comporta la decomposizione dell'acido carbonico e quindi del bicarbonato, come si è detto sopra; in queste condizioni, il carbonato di calcio precipita formando ogni sorta di depositi, ed in particolare un finissimo fango (limo) calcareo. Qualunque sia il materiale poroso od incoerente che si trova sul fondo del mare, il limo carbonatico riempie gli interstizi e, attraverso una successione di dissoluzioni e di ri-precipitazioni, tende a cementare il tutto, trasformando qualunque ammasso di detriti in roccia compatta a “cemento calcareo”.

Vi sono poi alghe filamentose (spesso Cianoficèe o Alghe azzurre) che vivono sul fondo delle lagune e tendono ad appallottolarsi formando dei grumi, delle specie di gomitoli feltrosi. Tali alghe producono spesso all'esterno di ogni filamento uno straterello di gelatina. Questa gelatina, oltre a rendere più compatto il gomitolo delle alghe, può impastare il limo calcareo formato per precipitazione chimica fino a costituire dei noduli più o meno compatti, in cui la massa maggiore può essere rappresentata proprio dal carbonato. Ogni anno questi noduli aumentano di diametro a causa della proliferazione delle alghe e nel complesso i noduli acquistano una struttura a strati concentrici, come le cipolle. Questi noduli, detti **stromatoliti**, possono avere un diametro di qualche centimetro e costituiscono il componente principale del materiale che darà origine alle dolomie: essi sono riconoscibili in molte rocce calcaree e dolomitiche (fig. 16).

Fig. 16 - Sferule di Cianoficèe a strati concentrici incorporate in un calcare del Carnico (Trias sup.): ogni sferula è una colonia di alghe filamentose impastata di limo calcareo. Col tempo, tutta la roccia rimane impregnata di carbonato e diviene assai compatta. Le sferule divengono fossili con una componente organica (le alghe) impregnata di materiale inorganico (il carbonato). In realtà, durante la diagenesi, le sostanze organiche vengono rapidamente decomposte e dell'alga rimane solo la struttura a strati concentrici.

In questo campione, i noduli hanno dimensioni di pochi centimetri, ma si trovano campioni di alcuni decimetri di diametro. Vi sono alcune specie tuttora viventi.

(Val di Specie, Carbonin, Ampezzo). M = 1:4.
(G21-45)



In acque continentali, è frequente il deposito di carbonato di calcio attorno alle sorgenti o i torrenti che trasportano acque ricche di questo sale. Gli spruzzi d'acqua impregnano tutto ciò che costeggia il corso d'acqua, in particolare la vegetazione, e ne nasce un ammasso di residui vegetali sempre più compenetrato di carbonato; col tempo, ne nasce una roccia anche molto compatta, il **travertino**, che tradisce però la sua origine superficiale dal fatto di conservare una certa porosità (fig. 17). Il colore è in genere bruno chiaro o rosato.

LA DIAGÈNESI

Tutti i sedimenti, e non solo quelli chimici, da quando si accumulano sul fondo dell'acqua a quando diventano roccia compatta, vanno incontro ad una lenta trasformazione detta globalmente **diagenesi**. Della diagenesi delle rocce clastiche si è già accennato.

Fig. 17 - Vari campioni di **travertino**. Commercialmente, questa roccia è chiamata “tufo” per via della porosità, ma si tratta di una grossolana semplificazione: il tufo è una roccia piroclastica, formata da ceneri vulcaniche più o meno consolidate, mentre il travertino è una roccia carbonatica di deposito chimico.

Il nome “travertino” viene dal nome latino “lapis tiburtinum” (= pietra di Tivoli) poiché tale roccia è assai abbondante nei dintorni di Tivoli.



Nel caso delle rocce carbonatiche, il cemento fra i vari detriti è dato dal carbonato stesso. Nel caso della dolomia vi è una complicazione: quell’evaporazione dell’acqua delle lagune che abbiamo visto sopra, e che provoca un aumento di concentrazione dei sali di calcio, fa salire la concentrazione anche degli altri sali, fra i quali i più importanti sono quelli di magnesio. Ma il carbonato di calcio viene depositato sotto forma di limo o viene assorbito dagli organismi (vedi sotto) per cui scompare in buona parte dalla soluzione, mentre i sali di magnesio restano. Alla fine, i depositi calcarei si trovano immersi in un’acqua che è una soluzione ricchissima di sali di magnesio. In queste condizioni può avvenire che una parte degli atomi di magnesio migri nella massa calcarea sostituendovi quelli di calcio: si parla di “scambio ionico”. Alla fine, i depositi sono costituiti da un sale misto: il carbonato doppio di calcio e magnesio che, allo stato puro, forma il minerale **dolomite** ed in grandi masse forma la roccia dolomia (dal nome del ricercatore francese che la studiò alla fine del 1700: Gratet de Dolomieu).

ROCCE di DEPOSITO ORGANICO (ORGANÒGENE)

Abbiamo accennato al fatto che il carbonato di calcio dissolto dalle acque e trasportato nei laghi e nei mari può venire fissato dagli organismi.

Fra le piante “fissatrici” del carbonato, a parte le Cianoficèe costruttrici delle stromatoliti, appena citate, sono importanti le “alghe calcaree”, in cui le pareti cellulari si impregnano di carbonato: vi sono le Corallinacee fra le Alghe Rosse (Rodoficèe) e le Dasycladacee fra le Alghe Verdi (Cloroficèe).

Ma fra gli animali, soprattutto marini, sono numerosissime le specie che adoperano il carbonato per costruirsi scheletri interni, gusci esterni, rivestimenti, conchiglie. Alla morte dell’animale, le parti molli si decompongono rapidamente ad opera di vari micròbi, mentre le parti mineralizzate cadono sul fondo, in molti casi spezzandosi per opera del moto ondoso e mescolandosi col limo di deposito chimico, colla sabbia di apporto fluviale, ecc.

Per i soliti fenomeni di dissoluzione e ri-precipitazione del carbonato, il deposito di detriti di origine organica tende a cementarsi fino a divenire compatto ed omogeneo, spesso cancellando ogni traccia della forma dei detriti e dei gusci originari. Si formano così, alla fine, i **calcari organògeni**.

Le forme animali che producono resti carbonatici sono moltissime. Elenchiamo le principali.

- Vertebrati; producono ossa, denti, in certi casi anche piastre cutanee.
- Molluschi; producono vari modelli di conchiglie, quasi sempre di composizione prevalentemente carbonatica. Sono prive di conchiglia alcune specie di Cefalòpodi come i polpi o piovre²⁰. Fra gli altri Cefalopodi, sono state importanti nell’era Mesozoica (vedi oltre) le Ammoniti, dotate in genere di una conchiglia a spirale, non ad elica come quella delle chioccioline, e con una struttura interna ben diversa; infatti la conchiglia contiene una serie di camere sempre più grandi, di cui solo l’ultima è occupata dall’animale (fig. 18). Le Ammoniti vivevano in mare aperto, nuotando a mezz’acqua, e si trovano i loro fossili in molte rocce calcaree (come il “rosso veronese”).

- Echinodermi; i gruppi viventi di questi animali esclusivamente marini sono:

- Stelle di mare (Asteroidi)
- Ricci di mare (Echinoidi)
- Gigli di mare (Crinoidi)
- Serpenti di mare (Ofiuroidi)

²⁰ I Cefalopodi sono molluschi provvisti di tentacoli posti sul capo (dove il nome). Hanno una conchiglia di un pezzo solo. Vedi anche la nota 22.

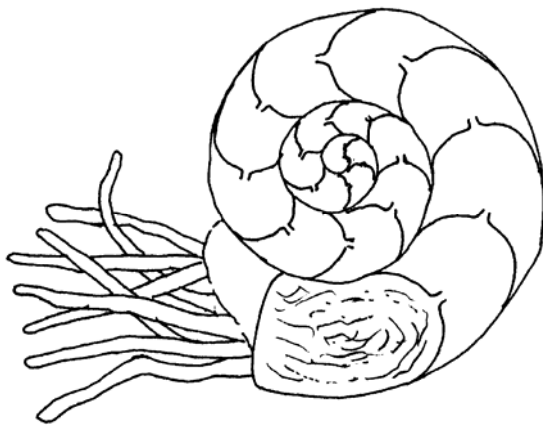
Cetrioli di mare (Oloturoidi),
ma vi sono alcuni importanti gruppi estinti, che si conoscono solo allo stato di fossili.

Tutti questi animali possiedono una specie di scheletro esterno formato da tante piastrine carbonatiche più o meno saldate fra loro; alla morte degli animali, le piastrine si disarticolano e cadono sul fondo per cui è difficile trovare fra i fossili un animale intero. Solo i ricci di mare possiedono un guscio più resistente (le piastrine sono abbastanza saldate fra loro) per cui fossilizzano bene. Inoltre i ricci possiedono degli aculei che si staccano al momento della morte e fossilizzano anch'essi. Gli aculei hanno forma acuminata, a sigaro, a clava (nei Cidaridi), ecc.

Anche nel caso dei Crinoidi, il corpo dell'animale non fossilizza intero, poiché le piastrine si staccano fra loro appena l'animale muore e va in putrefazione, però il peduncolo, formato da una pila di dischetti ben legati fra loro (fig. 19), fossilizza bene, sia pure frammentandosi in pezzi; questi pezzi, del diametro di qualche millimetro, della lunghezza fino a qualche decimetro, sono comuni nei calcari e nelle dolomie, ma in certi casi possono costituire la maggior parte della roccia ("calcari ad **entrochi**").

Fig. 18 - Sezione schematica di Ammonite. Si vedono i setti radiali che delimitano le varie camere, ognuno forato al centro per lasciare il passaggio al sifone.

A destra: un'ammonite nel calcare di Valdepena (Lorenzago, Cadore, Ladinico). La spirale è "abbracciante", nel senso che l'ultima spira ricopre le precedenti. Le linee sinuose sulla conchiglia sono le tracce dei setti radiali, che divengono pieghettati negli ultimi periodi di vita di questo gruppo. (G21-161)



- Crostacei; in molte specie, soprattutto di grandi dimensioni, lo scheletro esterno (esoscheletro), formato da vari pezzi articolati fra loro, è impregnato di sali di calcio.

- Anellidi; si tratta di animali vermiformi dal corpo diviso in segmenti simili (metàmeri); alcune specie si costruiscono un riparo tubolare calcareo nel quale si nascondono normalmente (Tubicoli).

- Briozoi: piccoli animali vermiformi dotati di una corona di tentacoli; molte specie vivono in colonie e costruiscono una struttura calcarea di supporto, di varia forma e con tanti fori (fig. 20); in ogni foro alloggia un individuo. Questa vita coloniale assomiglia a quella dei polipi di Celenterati madreporari (vedi sotto).

- Brachiopodi; animali simili a Molluschi bivalvi; la loro conchiglia è fatta di due valve, ma una di esse è più grande, e vicino al cardine²¹ porta un foro attraverso cui passa un cordone di tessuto molle (peduncolo) che fissa l'animale al fondo del mare.

- Spugne; organismi quasi esclusivamente marini dalla struttura ancora più semplice e primitiva dei Celenterati sotto descritti. Sono forniti di uno scheletro interno a struttura spugnosa, che può essere costituito da:

- silice (Silicosponge)

- carbonato di calcio (Calcisponge)

- materia cornea (Jalosponge: spugne di uso domestico).

²¹ Il cardine in una conchiglia a due valve è quella porzione del loro margine lungo la quale le due valve sono incernierate.

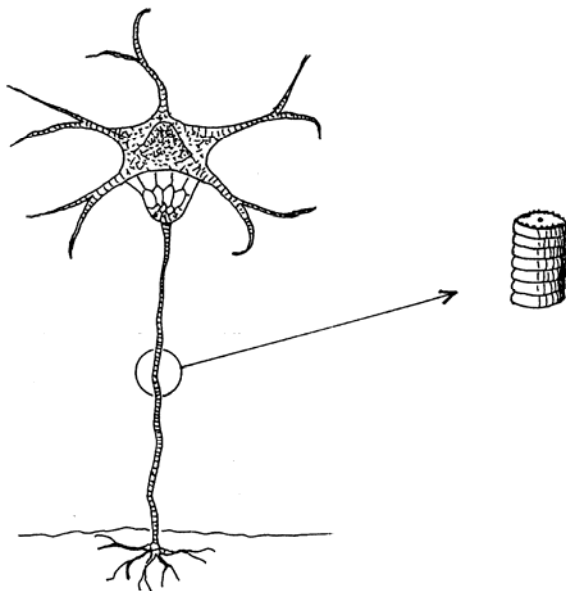


Fig. 19 - Crinoide peduncolato; al centro ed a destra, un frammento del peduncolo di un fossile (Calcare Carnico {Trias sup.}, Geralba, Cadore). M = 5:1. (G21-182)

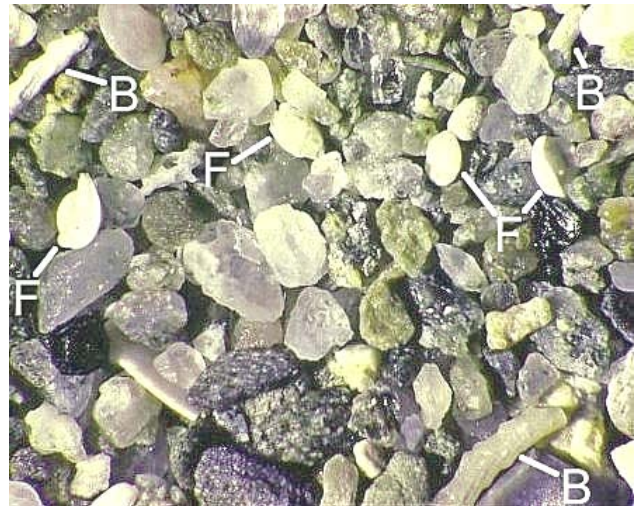
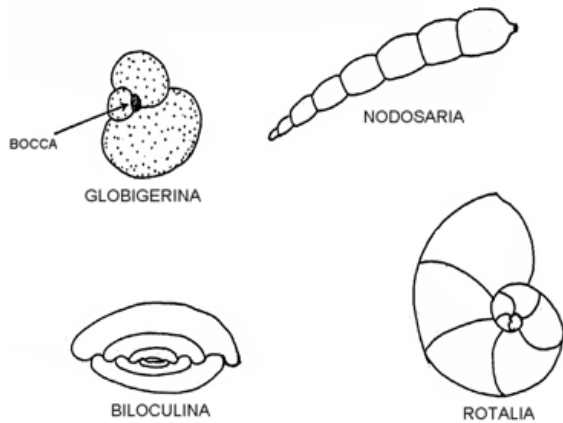


Fig. 20 - Alcuni gusci di Foraminiferi. A destra, un campione di sabbia marina, ingrandito 10 volte, contenente, fra l'altro, alcuni gusci di foraminiferi (F) e frammenti di colonie di briozoi (B) (Punta Ala, Grosseto). (M2-273)

•• Foraminiferi; organismi unicellulari, generalmente molto più piccoli di un millimetro, che alloggiano in un guscio formato generalmente di carbonato di calcio, a volte di sabbia cementata (Textularie). Alla nascita, l'animale si costruisce una prima celletta carbonatica (protoconca), ma quando questa diviene troppo piccola ne costruisce un'altra più grande, attaccata alla prima, e migra in essa spostandosi dalla precedente; col proseguire dell'accrescimento, vengono costruite numerose celle sempre più grandi, tutte legate fra loro nei modi più diversi (fig. 20).

Si conoscono oltre 100.000 specie di Foraminiferi, spesso solo fossili, molto studiati per la loro utilità nella datazione delle rocce sedimentarie e quindi nella ricerca petrolifera. Il loro nome deriva dal fatto che il guscio è in genere traversato da minutissimi fori.

Certi sedimenti organogeni possono essere costituiti in prevalenza da gusci di Foraminiferi, specialmente del genere *Globigerina* ("fanghi a Globigerine").

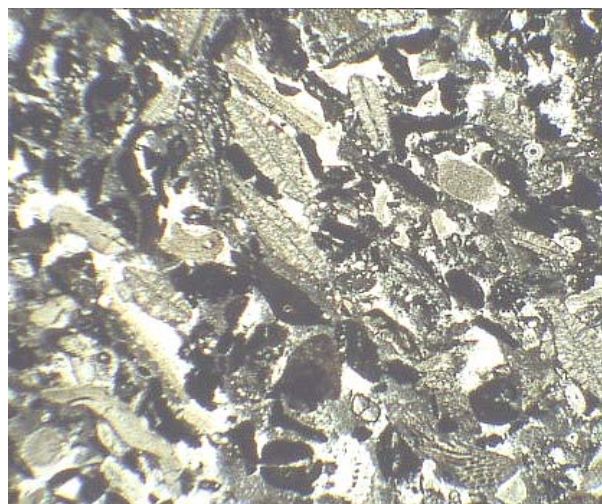
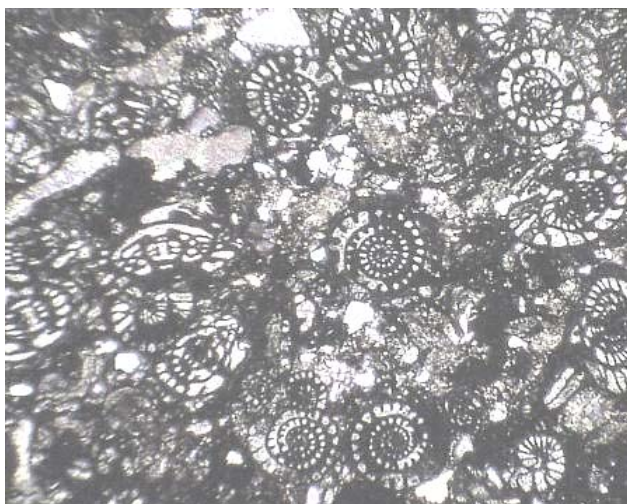


Fig. 21 - A sinistra: calcare a Fusuline del Carbonifero sup. Passo Pramollo (Alpi Carniche). M = 8:1. (M2-210)
A destra: Calcare a Lepidocicline dell'Eocene (Catalogna). M = 8:1. Sezioni sottili. (M2-205)



Fig. 22 - Schema di polipo di Antozoo

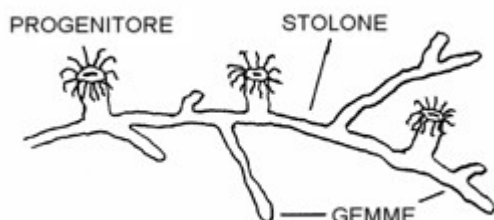


Fig. 23 - Formazione di una colonia di Madrepora



Fig. 24 - Colonia di madrepora fossili in un calcare del Cadore. I cordoni verticali rappresentano lo scheletro dei vari individui della colonia (polipi), tutti derivati da un medesimo stolone basale, secondo lo schema della fig. 23.
M = 1:1,5. (G21-25)

- Celenterati; questa importante classe comprende almeno tre grandi ordini:
 - Scifozòì o meduse, che non ci interessano perché non hanno in genere parti calcaree.
 - Idrozòì, che possono formare colonie con supporto mineralizzato come gli Antozoi Madreporari (vedi sotto), ma in quantità minore.
 - Antozòì. Questi invece sono importantissimi per quanto riguarda la costruzione di materiale carbonatico ed ancora oggi, nei mari caldi e poco profondi, alcune specie sono in grado di costruire coi loro resti vere e proprie “**scogliere coralline**” che formano una “barriera” a breve distanza dalla riva.

La forma fondamentale dell'Antozoo è il “pòlipo”²². Si tratta di una struttura molto semplice, a forma di cilindro (fig. 22), senza organi ben differenziati, cioè definiti e specializzati per particolari funzioni. La parete del cilindro è formata da due o tre strati di cellule, ogni strato con struttura omogenea. Il cilindro è aperto solo verso l'alto da un'apertura che funziona da bocca e da ano; la bocca è circondata da una corona di tentacoli; la cavità del cilindro funziona

²² Da non confondere col “polpo” o piovra, che è un Mollusco Cefalopode (parente di Seppie e Calamari).

da sistema digerente (“celenteron”, donde il nome della classe).

All’interno, la cavità è attraversata da setti radiali, cioè da pieghe della parete interna che si dirigono verso l’asse del cilindro. In molte specie, all’esterno del polipo si forma una muraglia carbonatica; essa presenta anche setti radiali che ricalcano l’andamento delle lamine radiali di tessuto molle. Alla fine, si forma una specie di calice parzialmente riempito dai setti radiali, e gli spazi non riempiti dai setti calcarei sono occupati dai tessuti molli. Tutto questo scheletro carbonatico rigido funziona da protezione e supporto per l’animale.

Ma l’attività costruttrice degli Antozoi non si ferma qui: in certe specie (Madreporari), il polipo può produrre altri polipi per un processo agamo (non sessuato) di riproduzione chiamato “gemmazione”. Si pensi a certe piante, come la fragola: si comincia con una pianta progenitrice; da questa, parte un fusto strisciante che si allunga sul terreno anche per molti decimetri; qui, mette radici e foglie e produce una nuova pianta; da questa pianta il fusto parte di nuovo strisciando, e più in là produce ancora una pianta; poi riprende ad allungarsi e così via. Questo fusto strisciante in grado di “gemmare”, cioè di produrre gemme da cui spuntano nuove piante, si chiama **stolone**.

Ebbene, anche il polipo di certe specie di Antozoi produce dalla sua base un cordone di tessuto, detto ancora **stolone**, che si allunga, si ramifica e qua e là produce delle “gemme”, cioè delle protuberanze. Da ogni gemma nasce un nuovo polipo, e intanto lo stolone si allunga, si ramifica e così nasce una colonia (fig. 23). In realtà, gli individui della colonia sono in genere assai più ravvicinati e stipati di quanto non si sia potuto rappresentare nella figura; la colonia appare così come un ammasso di colonne calcaree ognuna corrispondente ad un individuo: polipi numerosissimi nati per via **àgama**²³, tutti collegati attraverso lo stolone. Inoltre, ognuno di questi polipi può avere all’esterno un calice di rinforzo di natura carbonatica, e l’insieme forma una specie di cespuglio calcareo, ogni ramo del quale rappresenta un individuo-polipo (fig. 24).

Altre volte, le colonne calcaree si fondono fra loro a formare una massa compatta; all’interno di ogni colonna vi sono ancora le lamine radiali sopra descritte.

Nel caso delle colonie di Idrozoi, la struttura è simile ma, invece che di **Madreporari**, si parla di **Milleporari** e di **Idrocoralli**.

Tutti questi esseri “costruttori”, globalmente (e impropriamente) chiamati “coralli”, vivono solo in acque limpide di salinità definita, di temperatura non inferiore a 20° C e di modesta profondità (e quindi ben ossigenate per il continuo contatto con l’aria).

Su un banco di coralli vive poi un’infinità di altri esseri animali e vegetali, e quelli contenenti parti mineralizzate contribuiscono a formare il detrito carbonatico che tende a riempire gli interstizi fra le colonie di coralli. Ma nuovi individui dei coralli stessi tendono a crescere sugli individui o le colonie più vecchi e soffocarli, sviluppandosi verso l’alto. Quando il banco corallino ha raggiunto il pelo dell’acqua, la sua crescita si arresta.

Ma supponiamo che il fondo del mare sprofondi lentamente: è questa la **subsidenza** che, prima o poi, interessa tutte le zone della superficie terrestre, sia pure alternandosi con periodi di sollevamento. In caso di subsidenza, il banco corallino sprofonda lentamente, come se fosse il livello dell’acqua ad alzarsi, e la sua crescita verso l’alto può continuare, sempre portando la superficie superiore del banco al pelo dell’acqua. Se la subsidenza prosegue per molto tempo, l’abbassamento del fondo e la crescita del banco verso l’alto possono arrivare a qualche chilometro.

Molte zone delle aree calcaree e dolomitiche (Prealpi, Alpi orientali, ecc.) sono state interessate per tutta l’era Mesozoica (vedi oltre) da una serie di fasi di subsidenza, che hanno portato ad un deposito globale di due o tre chilometri di materiale carbonatico. Questo spiega la forte potenza (spessore) di certi strati di calcari e dolomie (fig. 25).

Il fenomeno della subsidenza e dell’aumento progressivo dei depositi vale anche nel caso dei sedimenti chimici sopra esaminati. Infatti, un calcare può essere derivato in prevalenza da resti carbonatici di origine organica, ma contenere anche una parte di carbonato depositato per via chimica. Si tratta di questo: i maggiori depositi di carbonato organogeno si formano presso rive marine ricche di vita e (perché no?) di scogliere coralline. Queste condizioni si verificano in mari caldi di bassa profondità. Ma la scarsa profondità e la rapida evaporazione dell’acqua portano ad un aumento di salinità, l’abbiamo già detto. A questo punto, la concentrazione di alcuni sali può superare il limite “di saturazione” ed essi possono precipitare. Il carbonato di calcio, in particolare, precipita sotto forma di sabbiolina o “limo” biancastro finissimo. Tale limo

²³ cioè non sessuata. Riproduzione agama è quella per spore, per propaguli, per gemme, per talea, margotta, ecc.

s'insinua in tutti gli interstizi fra i detriti organogeni ed agisce da cemento. Carbonatici gli uni, carbonatico l'altro, il calcare è pronto per la diagenesi. Sedimento organogeno e chimico si sommano.

Fig. 25 - A destra: Parete di erosione in un massiccio calcareo (Monte Cengio, Altipiano di Asiago). Si tratta di un tipico paesaggio calcareo, ricavato da rocce compatte e rigide, ben stratificate, che non sono state molto interessate da movimenti tettonici. (G3-41)

Sotto: paesaggio dolomitico (Antelao, Cadore, dalla Val d'Oten). La stratificazione è ancora evidente, ma fortemente inclinata in seguito ai movimenti tettonici dell'orogenesi Alpina. (B 3050)

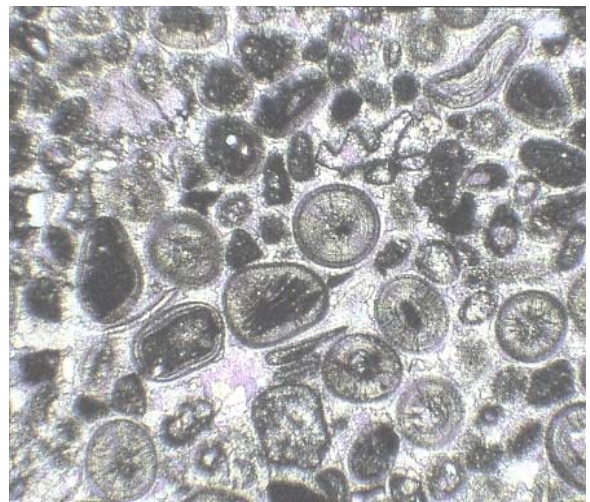
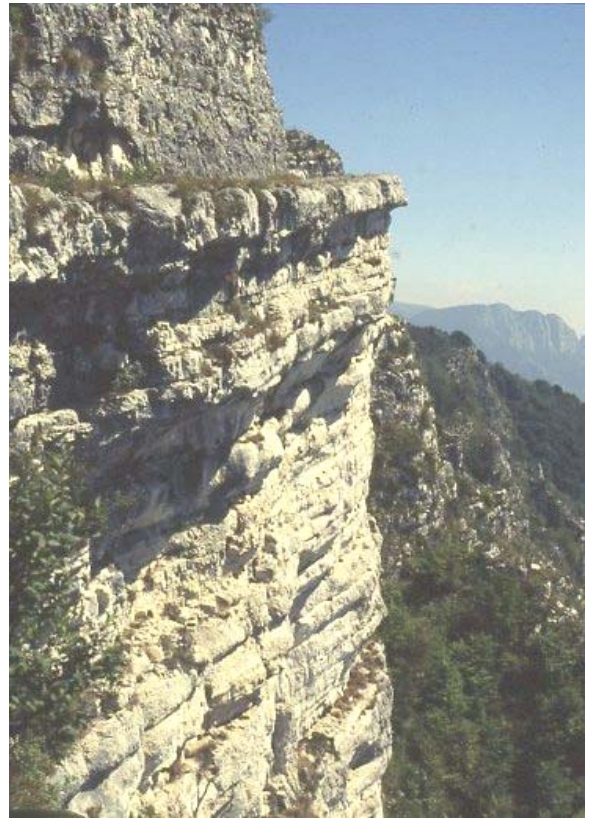


Fig. 26 - A sinistra: campioni di calcari oolitici provenienti dal massiccio del Brenta (TN). Nei due campioni più a sinistra, la dissoluzione del calcare operata dalla pioggia ha reso incavati i singoli ooliti, mettendoli in evidenza. M = 1:1.

A destra: sezione sottile di un calcare oolitico, illuminata per trasparenza ed ingrandita 8 volte (Anisico, Trias medio)(Spitz Agnelessa, Val Zoldana, BL). Si riconosce la struttura a strati concentrici di questi "ooliti" di deposito chimico, dovuti a sovrassaturazione del carbonato nell'acqua di un mare caldo e poco profondo. Il cemento che lega gli ooliti è, manco a dirlo, carbonatico. Queste rocce sono in genere assai compatte. M finale = 30:1. (M2-242)

Ma, a volte, c'è una complicazione: se nella zona esiste un moto ondoso lento e regolare, il limo ed i detriti più fini tendono ad appallottolarsi formando delle sferette, fino a qualche mm di diametro. La precipitazione del carbonato può proseguire per strati concentrici dando alle sferette una struttura a cipolla. Alla fine, un calcare può essere costituito in prevalenza da queste sferette che, assomigliando ad uova di pesce, hanno giustificato il nome di "**calcari oolitici**" (fig. 26).

LE GEO-SINCLINALI

In conclusione: sul fondo del mare si formano estesi tratti di sedimenti di origine vulcanica (piroclastici), di origine terrigena clastica (detriti creati dall'erosione atmosferica e trascinati dai fiumi), di origine chimica (per evaporazione delle lagune e delle acque basse), di origine organica (gusci e scheletri di animali, soprattutto coralli, e di piante, soprattutto alghe calcaree).

Quasi tutti questi materiali, direttamente o indirettamente, provengono dalle rocce continentali e sono portati al mare in buona parte dai fiumi. Ma in questo modo si hanno due grandiosi effetti sull'equilibrio isostatico gravitativo della crosta terrestre (vedi sopra): da un lato i continenti si spianano e si alleggeriscono; dall'altro i fondali marini si appesantiscono. Ne risulta che le fosse oceaniche tendono a sprofondare ed i continenti a risalire; è questa una delle cause, ma non la più importante, dell'orogenesi, cioè del sollevamento delle montagne.

L'accumularsi dei sedimenti marini porta anche ad un altro effetto: le rocce sottostanti, sottoposte a forte pressione, sprofondano verso il SiMa e vengono riscaldate: l'alta temperatura e l'alta pressione provocano una serie di trasformazioni nelle rocce (rifusione, ricristallizzazione) che vanno sotto il nome generico di **metamorfismo**.

Dopo le rocce vulcaniche e le sedimentarie, ecco dunque il terzo tipo di rocce, quelle metamorfiche, nate da un riassetto di altre rocce (vulcaniche o sedimentarie) in seguito a compressione e riscaldamento. Il metamorfismo in realtà non nasce solo da accumulo di sedimenti, ma anche dal ricoprimento delle pieghe durante l'orogenesi; di questo si parlerà fra poco.

Le **rocce metamorfiche** si riconoscono per la loro **struttura scistosa**, cioè sfogliettata, lamellare, dovuta all'alta pressione in cui si formano i cristalli. Le rocce più antiche (del Paleozoico o prima ancora) sono quasi tutte scistose poiché, prima o poi, si sono trovate sepolte da altre rocce ed hanno quindi subito il metamorfismo (fig. 27).

Ma torniamo alle fosse oceaniche.

Abbiamo detto che esse si riempiono di sedimenti, almeno nella parte più vicina alla riva, poiché i detriti cadono sul fondo appena cessano le correnti ed il moto ondoso, quindi fino a profondità di poche centinaia di metri. Ma si ricordi che in ogni parte della terra, in un momento o nell'altro, la linea di costa si sposta per avanzamento del mare (trasgressione) o per ritiro di esso (regressione).

Qualunque sia la causa di questi spostamenti della costa, ne risulta che i sedimenti si spargono su aree assai più vaste di quelle che si avrebbero se la linea di costa fosse stabile. Questo spiega perché in ogni punto della crosta terrestre vi sono o vi sono state rocce sedimentarie; dove affiorano le rocce profonde cristalline, è solo perché, in seguito all'orogenesi, quelle coperture sedimentarie sono state sollevate e poi erose dagli agenti atmosferici.

Risultato di tutto ciò è che il riempimento dei mari tende a produrre un abbassamento ed un incurvamento del fondo: gli strati di sedimento si infossano e provocano la formazione di una piega a fianchi confluenti, cioè una **sinclinale** (fig. 28 e 29).

Sinclinali ed anticlinali²⁴ si formano anche durante il corrugamento orogenetico (vedi oltre) ma in genere hanno dimensioni minori, a parte la diversa origine. Quindi, per distinguerle, le sinclinali derivate da colmamento oceanico si chiamano **geosinclinali**. Si tratta di grandi fasce ai margini dei continenti che poggiano sul basamento basaltico della crosta (fig. 29) e funzionano da bacini di raccolta dei sedimenti di varia origine.

A questo punto, si può guardare la contrapposizione, studiata all'inizio, fra scudi continentali emersi e fosse oceaniche depresse come la contrapposizione fra zone rigide che vengono spianate dall'erosione (cratoni) e zone plastiche di accumulo (plastiche, poiché i sedimenti all'inizio sono incoerenti) che riposano su un fondo semi-fluido (SiMa) e possono quindi deformarsi. Ma questa alternanza di scudi rigidi e geosinclinali plastiche va collegata con la deriva dei continenti, già discussa a suo tempo.

²⁴ Una anticlinale non è che una piega a fianchi divergenti (fig. 28).



Fig. 27 - Esempi di rocce metamorfiche in cui si riconosce ancora la composizione granitica (a sinistra specialmente), ma è evidente la struttura “a pasta millefoglie” (dalla Val di Sole, TN). M = 1:2.

Fig. 28 - Anticlinale e sinclinale, come pieghe della crosta a fianchi divergenti o convergenti

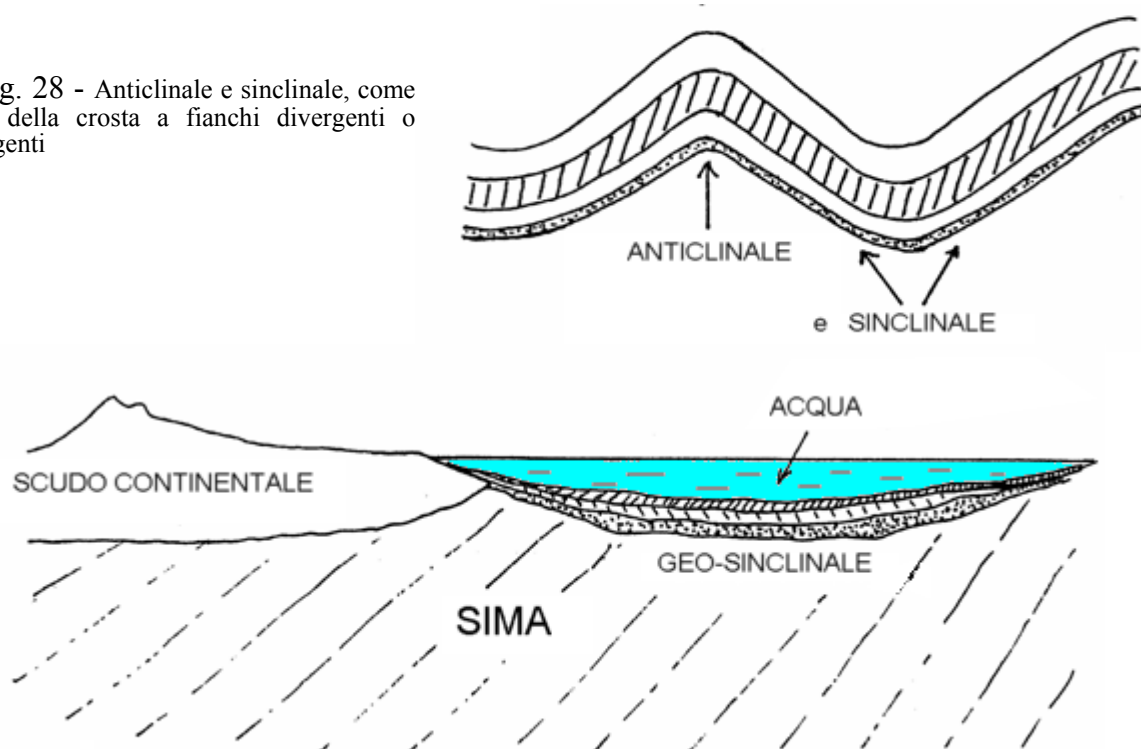


Fig. 29 - Schema di geo-sinclinale, grande bacino oceanico di sedimentazione.

OROGENESI

Semplificando molto, quando un continente si allontana da una geo-sinclinale, si stirano gli strati sedimentari, si possono aprire delle fosse²⁵, ma non si hanno sollevamenti. Quando invece si ha un movimento di un continente **CONTRO** un fondo oceanico (come è avvenuto per le Americhe contro il Pacifico) o di un continente contro un altro (Africa contro l'Europa-Asia), la geosinclinale compressa non può che piegarsi, come un pacco di coperte compresso ai lati.

Inizialmente, si formano pieghe più o meno simmetriche, come quelle di fig. 28 o 30, che tendono a sollevarsi poiché non potrebbero affondare nel SiMa, che è più pesante. Quando però le pieghe sono troppo alte, o per una qualche dissimmetria nelle forze in gioco, esse non tardano a coricarsi su uno dei fianchi fino a ricoprire la piega contigua (fig. 31).

²⁵ Dalle fratture che si formano all'interno della geosinclinale può fuoriuscire del magma fluido sotto forma di vulcani sottomarini o catene di vulcani allineati fra loro; si hanno così al centro di alcuni oceani le “dorsali”, come si è detto a proposito della tettonica a zolle.

Fig. 30 - Schema di pieghe
“coricate”.

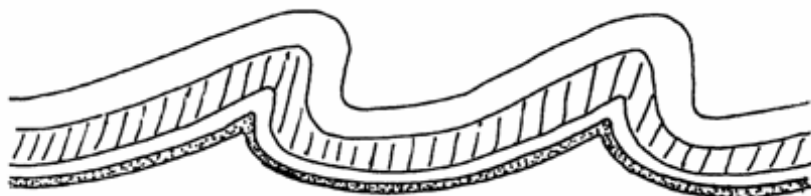
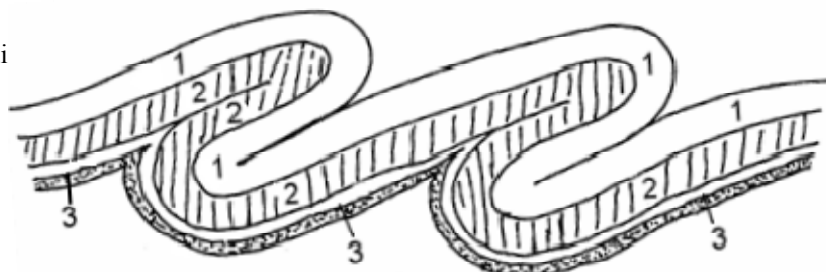


Fig. 31 - Schema di “coltri di ricoprimento”.



Fino a questo punto, le pieghe si possono formare senza grosse fratture: il movimento è così lento (decine di milioni d'anni) che anche le rocce più compatte si comportano plasticamente. Esaminando questi fenomeni in scala locale, il piegamento delle rocce può verificarsi perfino nell'ambito di pochi metri quadrati (fig. 32).

Se la compressione prosegue, le pieghe possono scorrere l'una sull'altra (fig. 31 e 33) e formare vere e proprie coltri, anche multiple (pieghe rovesciate). Il sovrapporsi delle pieghe rovesciate giustifica il termine “coltri di ricoprimento”.

Le Alpi centrali e settentrionali, ad es., sono formate da una serie di pieghe-coltri che il blocco africano ha spinto verso Nord, verso l'Europa centrale, sollevando i bacini geosinclinali del grande mediterraneo di allora, la Tetide (siamo all'inizio del Terziario, vedi oltre).

In questo modo, possiamo considerare le geosinclinali come le zone di elezione per la formazione dei rilievi, poiché sono in grado di fornire materiali plastici capaci di rispondere col sollevamento alla compressione da parte dei cratoni. Infatti, le geosinclinali si chiamano anche **orogèni**, cioè “generatori di montagne”.

Abbiamo così descritto il meccanismo fondamentale dell'orogenesi, la formazione delle pieghe e dei rilievi.

Ma va aggiunto qualche dettaglio.

Fig. 32 - Marne compatte, fortemente pieghettate per fenomeni tettonici locali.

Rio Ciauzia, Serdes, S. Vito di Cadore. M = 1:50. (G20.46)



Nel caso delle pieghe rovesciate, spesso il lato inferiore viene stirato dalle spinte orizzontali (fig. 33) fino a produrre una **faglia**, cioè una frattura di scorrimento. Questo fenomeno è comune nei rilievi alpini ed altrove.

Sia nel caso delle pieghe rovesciate della fig. 31 che delle pieghe-faglia di fig. 33, gli strati più recenti (che normalmente stanno sopra i più vecchi e che sono indicati con 1 nelle figure) possono trovarsi capovolti e ricoperti da strati più vecchi (2 e 3). Inoltre, gli strati in certe porzioni della piega possono non essere più paralleli con gli altri; si ha la cosiddetta **discordanza**.

Fig. 33 - Schema di "piega-faglia".



Abbiamo visto, poi, come il rilievo, via via che si innalza, venga eroso e modellato dagli agenti atmosferici, ma è chiaro fin d'ora che nel processo di piegamento molte rocce si fratturano in vario modo e le fratture aprono la strada alla formazione di linee di erosione e quindi di valli, soprattutto torrentizie. Ne ripareremo.

I TEMPI GEOLOGICI

Dobbiamo ora esaminare lo sviluppo storico, "nel tempo", dei fenomeni geologici che abbiamo elencato e quindi studiare le ere ed i periodi in cui è suddivisa la storia della terra. Riferiamoci alla tabella di fig. 34.

Dal basso verso l'alto sono elencate le divisioni (Ere) e le suddivisioni (Periodi) della storia della terra. La parte più recente sta in alto poiché, nelle successioni dei terreni sedimentari, i più giovani stanno sopra i più vecchi.

La scala dei tempi, a sinistra, evidentemente non è lineare: per ragioni di chiarezza, i periodi più brevi sono stati dilatati rispetto ai più lunghi; ma, a parte le esigenze grafiche, i periodi stabiliti dai geologi sono effettivamente tanto più brevi quanto più sono recenti.

La ragione di questa contrazione dei periodi, via via che ci si avvicina ai giorni nostri, è semplice: le rocce formate nei periodi più antichi sono metamorfosate ed i fossili sono scomparsi; quindi non è possibile studiarle in dettaglio e suddividere le ere in frazioni brevi. Invece, le rocce più recenti permettono di riconoscere eventi di più breve durata, di fare suddivisioni più fini.

Procediamo dunque dall'inizio.

Da varie informazioni di carattere astronomico e fisico (evoluzione del sistema solare, disintegrazione degli elementi radioattivi nelle rocce, ecc.) l'età della terra dovrebbe aggirarsi sui 4 miliardi di anni almeno. Probabilmente, la vita è comparsa molto presto, almeno tre miliardi di anni fa, sotto forma di microrganismi acquatici, alghe unicellulari simili alle attuali alghe azzurre o Cianoficèe. Come si sia arrivati a queste alghe non è chiaro. Ma fossili sicuri, che diano la certezza della presenza d'esseri viventi e qualche indicazione sulla loro struttura, si hanno solo dal Cambriano, più di 500 milioni di anni fa.

Nel PALEOZOICO si ha rapidamente lo sviluppo di buona parte dei grandi gruppi animali e vegetali²⁶ oggi presenti: dai Foraminiferi (Protozoi unicellulari), ai Celenterati (Polipi, Meduse, Coralli), alle Spugne, Echinodermi (ricci e stelle di mare, ecc.), Crostacei (per es., i famosi Trilobiti, cosiddetti per avere il corpo diviso in tre parti), Aracnidi (ragni ed affini), Insetti, Molluschi, Pesci, Anfibi, ed i primi Rettili.

Fra le piante, oltre a quelle marine (Alghe), si sviluppano quelle terrestri, inizialmente solo Crittogame²⁷. Nel Carbonifero si formano grandi foreste di Felci arboree e piante simili (Equiseti, Licopodi) che producono i grandi giacimenti di carbone, quando le foreste vengono improvvisamente sepolte da depositi alluvionali, vale a dire da materiali depositi dai fiumi in

²⁶ Parliamo qui dei "Tipi" o "Phyla" come Vertebrati, Molluschi, Funghi, Alghe, ecc. o di qualche loro suddivisione.

²⁷ Le Crittogame sono le piante che non si riproducono a mezzo di fiore e seme, ma invece a mezzo di spore (Alghe, Funghi, Licheni, Muschi, Felci ed affini).

seguito a grandi inondazioni o periodi di forte piovosità. Ma del Paleozoico non diciamo altro; si può dire che fu un'era piena di vita, ma con forme ben diverse da quelle attuali e che comunque globalmente appaiono più primitive.

Milioni di anni fa	ERA	PERIODO	OROGENESI	CLIMA
1,8	NEOZOICA o QUATERNARIA ²⁸	Olocene Pleistocene	La catena alpina si solleva di circa 500 m	Glaciazioni
7 23 40 60 70	CENOZOICA o TERZIARIA	Pliocene Miocene Oligocene Eocene Paleocene	Ultima fase intensa dell'orogenesi alpina Inizio dell'orogenesi alpina	Progressivo raffreddamento
135 180 225	MESOZOICA o SECONDARIA	Creta o Cretacico Giura o Giurassico Trias o Triassico	Lente regressioni e trasgressioni Subsidenze	Caldo costante
270 350 400 440 500 600	PALEOZOICA o PRIMARIA	Permiano Carbonifero Devoniano Siluriano Ordoviciano Cambriano	Orogenesi ercinica o varisica Orogenesi Caledoniana	Variabile
3.500 ?	ARCHEOZOICA o PRIMITIVA	Algonchiano Archeano	Orogenesi huroniana ?	?

Fig. 34 - Schema delle principali suddivisioni temporali nella storia della terra

Invece, del Paleozoico è importante l'ultima orogenesi, detta Ercinica, che interessò la parte inferiore dell'Europa (fra l'altro) e creò una serie di catene dirette da Est ad Ovest.

Alla fine del Paleozoico, le catene erciniche erano già state spianate dall'erosione; una delle ultime rocce rimaste dalla demolizione di quelle catene è la "arenaria della Val Gardena", rosso-violacea, grossolana, con clasti bianchi, presente anche in qualche regione alpina.

Il MESOZOICO rappresenta una fase di relativa tranquillità climatica e tettonica²⁹. Non vi sono orogenesi, ma solo lievi e lente variazioni del livello dei continenti, e quindi avanzamenti (trasgressioni) e ritiri (regressioni) delle acque. Il clima rimane caldo per tutta l'era; l'umidità è generalmente bassa e ciò facilita l'evaporazione dei mari e quindi i depositi evaporitici (gessi, salgemma, ecc.).

Si sviluppano le prime piante con fiori (Fanerogame), ma con semi nudi non racchiusi in un ovario, cioè le Gimnosperme, fra cui le Conifere. Alla fine dell'Era si hanno le prime piante con semi chiusi in un ovario (Angiosperme), ma solo le anemòfile, cioè quelle che sfruttano il vento per il trasporto del polline (querce, castagni, noccioli, ontani, salici, ecc.).

²⁸ Il Quaternario è oggi considerato l'ultima parte del Terziario, e quindi soppresso come "Era" a sé stante.

²⁹ Lo ricordiamo? La tettonica è quella branca della geologia che studia le deformazioni ed i movimenti della crosta terrestre.

PERIODO	EPOCA	ETÀ	ROCCE in AREA ALPINA
CRETA			Marne
GIURA	MALM DOGGER LIAS		Calcarei ammonitici
TRIAS	SUPERIORE	RETICO NORICO CARNICO	Calcarei grigi Dolomia “principale”- Calcarei fossiliferi di S. Cassiano - Dolomie dello Sciliar
	MEDIO	LADINICO ANISICO	Brecce e calcari Dolomie del Serla
	INFERIORE	SCITICO (WERFENIANO)	Calcarei, dolomie, marne (Buntsandstein)

Fig. 35 - Suddivisioni in maggior dettaglio dell'ERA MESOZOICA

Vi sono grandi Anfibi, che però regrediscono presto; i primi Mammiferi primitivi, derivati da un piccolo gruppo di Rettili pure primitivi, sono di piccola taglia e menano vita notturna. Alla fine dell'Era compaiono i primi Uccelli.

Ma il Mesozoico è segnato dal grande sviluppo dei Rettili che si diversificano in gruppi svariati occupando quasi tutti gli ambienti: da quello marino (Ittiosauri, Plesiosauri) a quello aereo (Pterosauri), alle praterie (erbivori e carnivori di ogni tipo), alle foreste, ecc. Alcune forme avevano raggiunto dimensioni enormi, con lunghezze oltre i 30 m, e vanno sotto il nome generico ed impreciso di Dinosauri³⁰.

Alcuni Rettili avevano raggiunto l'omeotermia, cioè la capacità di tenere costante la temperatura corporea (dove il nome “a sangue caldo”) e prepararono l'evoluzione dei Mammiferi e degli Uccelli. Ma il grande sviluppo dei Rettili, in massima parte “eterotermi” (a temperatura corporea variabile o “a sangue freddo”) è stato facilitato da un clima caldo e costante, con scarse variazioni stagionali.

Alla fine del Mesozoico, gradualmente, le cose cambiano: inizia l'orogenesi alpina (vedi oltre); i rettili cominciano a regredire fino a ridursi lentamente alle forme odierne, poche e piccole; cominciano a svilupparsi i Mammiferi; scompaiono completamente le Ammoniti, già citate sopra (ed in fig. 18).

Del Mesozoico, le Alpi orientali mostrano rocce derivate dai residui spianati dell'orogenesi ercinica o dal margine settentrionale della grande geosinclinale della Tetide: come si è detto, era questo un mare allungato da Ovest ad Est che divideva l'Europa e l'Asia dall'Africa ed occupava, allora, tutto il Medio Oriente.

In ogni caso, le Alpi orientali nel Mesozoico sono in buona parte occupate da un mare basso o bassissimo la cui costa si sposta avanti ed indietro spargendo i sedimenti su grandi aree. Gli ambienti di deposizione principale sono:

-- mari poco profondi vicino alle foci dei fiumi; grandi apporti terrigeni³¹; si formano arenarie, argille ecc. A volte vi sono apporti di detriti lavici o ceneri provenienti da una catena di vulcani prealpini;

-- mari poco profondi con scarso apporto terrigeno; acqua limpida; barriere coralline (calcarei e dolomie organogeni), depositi chimici;

-- mare bassissimo o lagunare, intercotidale³²: se la costa non ha pendenza costante, si formano pozze d'acqua e lagune comprese fra i livelli di marea massimo e minimo; deposito chimico ed organogeno. Si producono calcari e dolomie. È questa la “piattaforma carbonatica”;

-- ambiente continentale: si hanno depositi torrentizi o fluviali in seguito ad alluvioni, ma su

³⁰ Sotto questo nome si indicano forme diversissime, per cui esso non ha valore scientifico.

³¹ Per apporto terrigeno s'intende il materiale di origine continentale (degradazione delle rocce e terreni) portato al mare dai fiumi.

³² La fascia intercotidale di una costa è la striscia di terreno compresa fra i livelli di alta e bassa marea; questa fascia viene periodicamente sommersa e periodicamente scoperta, due volte al giorno.

terre normalmente emerse; sabbie e ghiaie.

Il clima caldo favoriva la proliferazione degli animali, specie dei coralli, e la precipitazione chimica del carbonato di calcio. La piccola profondità dell'acqua, e quindi la forte illuminazione solare, favoriva la crescita delle alghe. La subsidenza favoriva l'ispessimento dei depositi organogeni e chimici.

Così, per quasi tutto il Mesozoico, ma soprattutto nel Trias, buona parte delle Alpi orientali era interessata da grandi depositi, soprattutto carbonatici, e da qui nacquero le rocce di gran parte di questi monti. Per meglio quindi analizzare questa era di grandi depositi, facciamo riferimento alla tabella di fig. 35 che illustra con maggior dettaglio le fasi successive di quell'era, indicate con lassi di tempo sempre più brevi (Periodo - Epoca - Età), e che cita alcune rocce fossilifere della zona.

In molte altre parti delle Alpi, la potenza (= spessore) dei sedimenti era minore, e quindi essi sono scomparsi; al loro posto affiorano le rocce sottostanti, quelle profonde di tipo vulcanico-cristallino (graniti, dioriti ecc., fig. 8) e le rocce metamorfiche che ne derivano, come gli gneiss (fig. 27). Durante l'orogenesi, anche queste sono state sollevate.

Nel TERZIARIO le cose cambiano. Non è ancora chiaro come e perché sia avvenuto il cambiamento e con quale gradualità, ma certamente scompaiono grandi gruppi animali come le Ammoniti, si riducono drasticamente i Rettili, si espandono i Pesci "moderni" a scheletro osseo (Teleostei) ed i Mammiferi, che occupano tutti gli ambienti lasciati liberi dai Rettili. Si ha anche l'espansione delle piante superiori con fiori ed ovuli racchiusi in un ovario (Angiosperme), in particolare di quelle "entomofile", che si servono degli Insetti per il trasporto del polline.

Il clima comincia gradualmente a raffreddarsi e l'umidità aumenta.

Ma ciò che più ci interessa in questo momento è l'orogenesi alpina che aveva già dato qualche segno nel Cretacico, ma ora mostra una serie di fasi intense, l'ultima nel Miocene (circa 20 milioni di anni fa). Questa orogenesi è la più recente, anzi è ancora in atto, ed è stata quindi studiata in dettaglio. Essa interessa due grandi linee, che sono quelle di massima deriva dei continenti (vedi sopra): una linea da Ovest ad Est (Atlante, Pirenei, Alpi, Appennini, Balcani, Carpazi, Caucaso, Himalaja), ed una linea diretta da Nord a Sud (Montagne Rocciose, Ande) che si collega con un'altra linea che corre sul margine occidentale del Pacifico (Giappone, Isole della Sonda, ecc.) in modo da formare un "anello circumpacifico". Lungo queste linee, oltre ai più recenti corrugamenti, si hanno anche i maggiori fenomeni legati all'orogenesi: terremoti e vulcani.

Per quanto riguarda le Alpi, il movimento dello Scudo Africano verso Nord, con rotazione attorno ad un fulcro posto nell'Atlantico centrale, comprime i sedimenti della geosinclinale della Tetide, già citata. Ne nasce una serie di falde o "coltri di ricoprimento" (vedi sopra) che si accavallano spingendosi e scorrendo verso Nord, cioè verso l'Europa Centrale, per distanze di centinaia di chilometri.

Per quanto riguarda le Alpi meridionali e le Dolomiti, in corrispondenza della Val Pusteria si ha una grande linea di dislocazione o faglia ("linea insubrica") che isola le Alpi Settentrionali e Centrali dalle meridionali; in tutte le Dolomiti il fenomeno di scorrimento delle coltri appare meno evidente e la tettonica è di tipo diverso; prevale la "falda dinarica" proveniente da Sud, di natura calcarea.

Alla fine del Terziario, l'orogenesi alpina appare quiescente e le catene sono già fortemente erose e livellate. L'area dolomitica appare come un altopiano relativamente omogeneo.

La Tetide si è ristretta; solo la Val Padana è ancora occupata dal mare e si va riempiendo dei depositi clastici provenienti dalle due catene confinanti: Alpi ed Appennini.

Il QUATERNARIO è l'era più breve del nostro schema generale: meno di due milioni di anni. Vi compare l'uomo, anche se non si finirà mai di discutere su quando compare il primo vivente realmente umano (vedi la nota 28).

Nel QUATERNARIO si ha un piccolo rinnovamento delle condizioni, essenzialmente per due motivi.

-- Tutta l'area alpina si rinnova, "ringiovanisce", nel senso che si solleva mediamente di 500 metri: ciò aumenta la pendenza media dei versanti e quindi il potere erosivo e di trasporto dei corsi d'acqua. In ultima analisi, quell'altopiano che si andava stabilizzando ricomincia un nuovo ciclo erosivo, che non è ancora terminato. Il mare, ovviamente, si ritira (regressione).

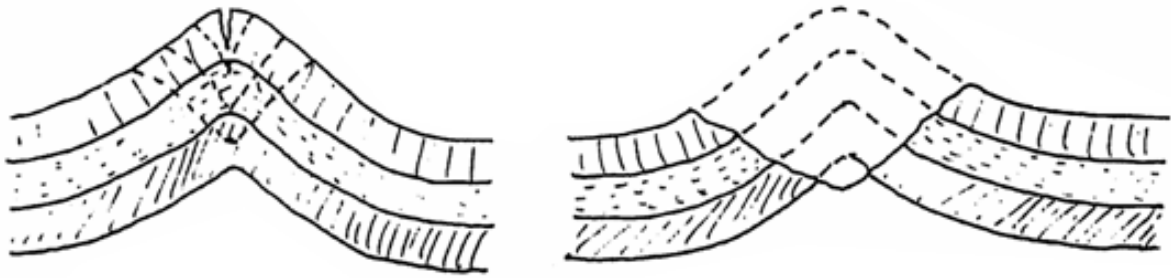


Fig. 36 - Pieghe anticlinali, fratture di cresta ed inizio delle valli.

-- Il clima periodicamente si raffredda dando luogo ad una serie di glaciazioni, probabilmente più di 10, intervallate da periodi interglaciali di più alta temperatura.

E sulle glaciazioni dobbiamo dire qualcosa di più, poiché esse hanno determinato in parte la geografia di molte parti del mondo, ed in particolare della regione alpina.

LE GLACIAZIONI

Glaciazioni si sono avute anche in tempi remoti; ma i loro segni sono quasi scomparsi. Per quanto riguarda le cause, non sono chiare, e le ipotesi sono molte: passaggio ravvicinato di una cometa che ha "intorbidato" l'atmosfera terrestre fermando il calore solare - variazione del contenuto di anidride carbonica nell'aria e quindi della trasparenza all'infrarosso ("effetto serra") - grandi eruzioni vulcaniche con dispersione di grandi quantità di polveri - variazioni nell'inclinazione dell'asse di rotazione terrestre, cicli di attività solare, ecc., ma nessuna è soddisfacente da sola.

Si ricordino però due fatti: una glaciazione si presenta con un abbassamento della temperatura media, almeno in Europa, di soli 5° o 6° C; la glaciazione nasce non tanto da un abbassamento di temperatura quanto da un aumento di piovosità. Infatti, mentre l'Europa era interessata dalle glaciazioni, a latitudini minori, come in Africa, si ebbe un forte periodo pluviale, denunciato dall'escavazione di grandi valli fluviali e dal deposito di grandi masse alluvionali (sabbie e ghiaie continentali). Una glaciazione consiste semplicemente nell'invasione di grandi territori a bassa quota da parte di coltri nevose perenni; in sostanza si ha un abbassamento del limite delle nevi perenni. Se la neve non si scioglie tutta d'estate, è chiaro che il residuo si aggiunge alle nevicate dell'inverno seguente: col tempo lo spessore della neve aumenta e gli strati inferiori vengono compressi dai superiori e lentamente si trasformano in ghiaccio.

Come si è ricordato, il ghiaccio scorre come un liquido, sia pure con velocità bassissima. In un'area montuosa come quella alpina, è chiaro che la maggior parte del terreno forma delle valli o comunque dei pendii che confluiscono verso le linee di maggior pendenza, giù giù fino alle Prealpi, alle pianure, al mare. Allora il ghiaccio, come l'acqua, si raccoglie da grandi conche o **bacini di raccolta** su linee di deflusso più strette, che coincidono col fondo delle valli per la buona ragione che è il deflusso stesso a scavare le valli (magari allargando fessure tettoniche).

Poiché le glaciazioni del Quaternario sono state intercalate da periodi più caldi e più secchi, cioè a regime fluviale, conviene confrontare la morfologia (le forme) che il terreno assume in conseguenza del modellamento glaciale con le forme del modellamento fluviale.

In ogni corso d'acqua o di ghiaccio si possono distinguere alcune parti fondamentali:

1) Una zona di raccolta o "bacino" dove la pendenza è relativamente uniforme e modesta, e dove l'acqua o la neve scorrono in strati sottili; la superficie del bacino è grande, quindi la quantità d'acqua o neve è grande, ma è distribuita su grande superficie, quindi in strati sottili, con scarso potere di erosione e trasporto; in genere il bacino ha quindi forma di conca più o meno liscia (a cono rovesciato, o ad imbuto larghissimo).

Ma l'acqua tende a scavare in profondità ed a formare torrentelli, per cui un bacino è generalmente conico, solcato da piccoli torrenti che confluiscono a raggiera, mentre il ghiaccio tende a lisciare le rocce, per cui il bacino o nevaio ha forma concava, a catino (da cui la forma di quegli anfiteatri di creste che circondano una valle pianeggiante come i braccioli di una poltrona,

detti in certi dialetti “**cadini**”).

Dunque la morfologia d'alta quota fluviale è più ripida ed accidentata rispetto a quella glaciale, che tende a formare creste ripide attorno ad un altopiano. Nelle Alpi in genere sono frequenti questi residui di altipiani glaciali d'alta quota.

2) Una linea di deflusso, o valle in senso stretto, che rappresenta la linea di maggior pendenza fra bacino di raccolta e pianura di deposito. Qui l'acqua od il ghiaccio si raccolgono su una linea assai più stretta del bacino di raccolta e quindi la profondità dell'acqua o del ghiaccio sono maggiori, la velocità di scorrimento ed il potere erosivo sono parimenti maggiori. Per questo la valle tende ad approfondirsi velocemente.

È ovvio, come già accennato sopra, che le valli tendono a formarsi in relazione a linee preferite: o linee di maggior pendenza (fianchi di pieghe) o linee di frattura (che a volte si formano sulla cresta dei rilievi), le quali col tempo si allargano (fig. 36), o linee più erodibili per la presenza di rocce più tenere. Ma lungo le valli si ha la differenza più evidente fra valli fluviali e glaciali: nelle prime, l'acqua si raccoglie in letti molto stretti, al fondo della valle, e scorre in fretta scavando verticalmente in modo da formare valli a V, come in fig. 37; se le rocce sono compatte, i fianchi della valle possono essere ripidi fino alla verticalità: sono queste le “**forre**” di cui sono ricche specialmente le montagne a rocce calcaree stratificate.

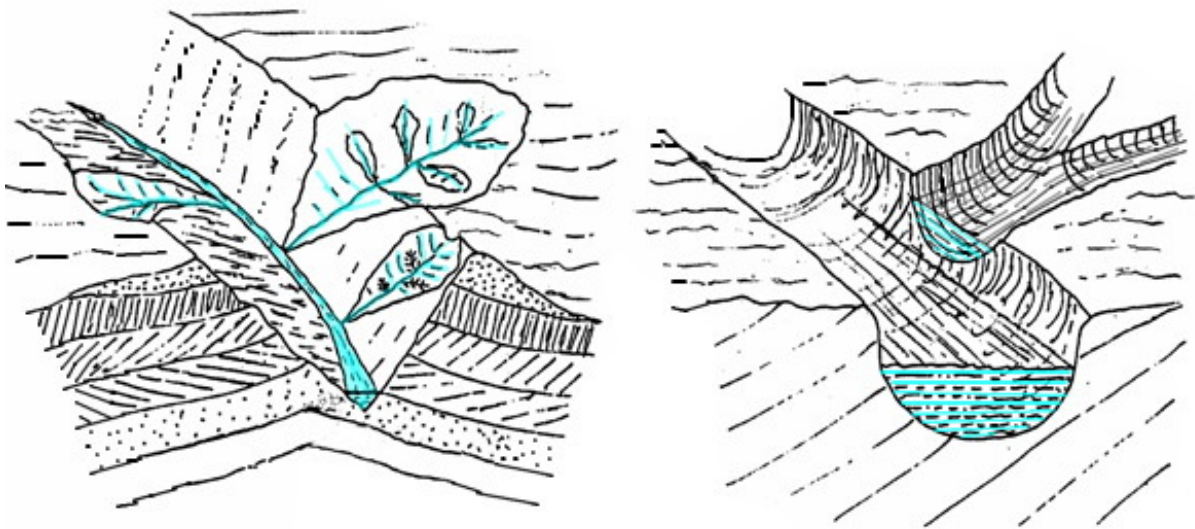


Fig. 37 - Confronto schematico fra una tipica valle torrentizia, con profilo a V, ed una valle glaciale, con profilo ad U. Le valli secondarie ripetono il profilo della valle principale.

Invece il ghiaccio occupa sempre un letto più largo, cioè scava una valle assai più arrotondata, ad U (fig. 37 e 38). Le valli glaciali più recenti, non più occupate da ghiaccio, che si possono considerare valli fossili, sono riconoscibili in vari luoghi su ogni tipo di roccia, proprio per questa forma ad U.

Complessivamente, questa morfologia³³ glaciale si trova più facilmente ad alta quota dove l'erosione atmosferica ed i torrenti non l'hanno ancora distrutta.

Sia il fiume che il ghiacciaio esercitano un potere di trasporto, ma con questa differenza: il fiume trasporta frammenti tanto più grandi quanto maggiore è la sua velocità; il ghiacciaio invece non ha limiti: qualunque masso caduto su di esso scorre assieme al ghiaccio. Alla fusione del ghiacciaio si possono quindi depositare anche blocchi enormi di roccia (“massi erratici”) su un deposito assai più fine, cosa che non avviene nei fiumi, il cui deposito è più omogeneo.

I fianchi di una valle fluviale sono più irregolari, poiché il fiume scava ai loro piedi e tende a farli franare; il ghiacciaio invece tende a lisciare, come una lima, poiché porta inglobati ciottoli di ogni dimensione.

³³ Morfologia è in genere una scienza che studia le forme; nel caso dell'anatomia, ad es., essa studia la forma esterna ed interna degli organi; nel caso della geografia, essa studia le forme del terreno. Spesso però con “morfologia” s'intende semplicemente la forma stessa o un insieme di forme simili.

Fig. 38 - “Forcella Grande”, una valle glaciale fossile nel massiccio dolomitico del Marcora, a Nord di S. Vito di Cadore (BL).

Ben visibile la forma ad U, conservata intatta dopo circa 30'000 anni. Sopra i 2'500 metri di quota, sono innumerevoli i segni lasciati dalle ultime fasi glaciali nelle Dolomiti ed in tutte le nostre Alpi.

Si noti, subito sotto la valle ad U, un paio di piccole valli torrentizie a V, una verso destra ed una verso sinistra, evidentemente formatesi dopo il termine delle ultime glaciazioni. (G20-20)



3) Un bacino di deposito.

Dove il fiume diminuisce di pendenza, e quindi di velocità, il suo potere di trasporto si riduce e gradatamente vengono depositi frammenti sempre più fini: ma ciò avviene in prevalenza lungo la parte inferiore del suo corso e su tutti i terreni che il fiume ricopre in occasione di inondazioni³⁴. Il ghiacciaio ha invece lo stesso potere di trasporto su tutto il suo corso, e tutto ciò che esso trasporta si chiama **morena**, siano detriti caduti alla superficie del ghiaccio (morena di superficie) o strappati ai fianchi della valle (morena laterale) o staccati dal fondo (morena basale).

Il ghiacciaio poi deposita le morene solo alla fine del suo corso dove il ghiaccio, sceso sotto al limite delle nevi perenni, si scioglie ed abbandona tutto ciò che trasporta; alla fronte (limite terminale) del ghiacciaio, che assume forma arrotondata a causa dello scioglimento, si forma un arco di detrito o “morena frontale” o “circo morenico” o “**anfiteatro morenico**”. Questo arco si costituisce così come una diga naturale che sbarrava la valle glaciale. Se sopravviene un periodo interglaciale, come l'attuale, il ghiacciaio si trasforma in fiume e la valle sbarrata dal circo morenico diventa un lago: questa è l'origine dei grandi laghi prealpini (Garda, Como, Lecco, ecc.).

Archi morenici si trovano anche ad alta quota, dove una volta esistevano piccoli ghiacciai, e spesso danno origine a laghetti alpini.

Rimane il fatto, per quello che si è detto, che i depositi alluvionali (fluviali) hanno una struttura piuttosto omogenea, a strati di grande estensione, mentre le morene sono più irregolari, quanto a dimensioni dei granuli, ed assumono la forma di cordoni.

Possiamo allora riassumere quanto finora detto in questo modo: l'andamento attuale delle valli, dei monti, dei pendii, dipende dal modellamento fluviale e glaciale del Quaternario, il quale a sua volta dipende dall'andamento delle fratture e degli strati di rocce, dalla loro erodibilità, ecc. E per spiegare questo andamento occorre risalire molto addietro, in particolare ricordare alcune fasi molto importanti per l'area alpina:

- l'orogenesi ercinica durante il Paleozoico ed il suo spianamento entro la fine di quell'era;
- la formazione di una piattaforma continentale, bordata a Sud da un mare basso;
- un periodo di depositi carbonatici, chimici, clastici, ecc. per tutto il Mesozoico, a causa della stabilità tettonica e del clima caldo-secco;
- l'orogenesi alpina e poi lo spianamento della catena durante il Terziario; graduale raffreddamento del clima;
- un nuovo sollevamento della catena alpina alla fine del Terziario; ripresa dell'attività erosiva dei fiumi; inizio delle glaciazioni.

Le COMPONENTI ORGANICHE del TERRENO (o SUOLO)

Abbiamo divagato molto, partendo dalla struttura della crosta terrestre, dalle sue trasformazioni nei tempi geologici, dalla natura delle rocce, dalla loro degradazione, dal trasporto, deposito e trasformazione dei detriti e così via.

³⁴ Si ricordi che tutti i depositi lasciati da un fiume si possono chiamare “alluvioni”, anche quando non straripa.

Abbiamo quindi parlato della componente inorganica del suolo, ovvero abbiamo detto che la superficie della crosta difficilmente mostra le rocce “vive”, nello stato originario, e che, per la quasi totalità, è coperta di detriti. Ed abbiamo affermato che tali detriti, frammenti di rocce di qualunque natura, vengono prima o poi coperti da una coltre vegetale (figure 11, 45 e 48). Questa colonizzazione naturalmente non può avvenire in breve tempo né in un'unica fase. Inizieranno alcune piante dette “pioniere”, ovviamente capaci di fotosintesi e capaci di resistere a sbalzi di temperatura e di umidità: ne parliamo poco avanti, ma è evidente che la mancanza iniziale di una coltre vegetale toglie ogni forma di protezione a chi attecchisce per primo.

Le piante pioniere sono di frequente i licheni. Essi sono capaci spesso di resistere ad un completo disseccamento per tempi lunghissimi e sono capaci di insediarsi in micro-fratture, nella porosità delle rocce, a volte da essi medesimi creata³⁵, o nelle fessure di sfaldatura di molti minerali (specialmente miche), ecc.

Ogni fessura o cavità nelle rocce, preesistente o creata od allargata dai licheni, si riempie di materiale organico ed una parte di questo, prima o poi, va incontro alla morte ed alla putrefazione.

Su questo primo strato di materiale misto possono allora attecchire piante più esigenti come i muschi, piante erbacee e cespugli. All'inizio, muschi ed erbe si difenderanno dal vento e dal disseccamento formando tappeti e pulvini (vedi oltre, e figure 45 e 48).

Alla fine, quasi tutti i terreni finiscono per ricoprirsi di una “cotica”, di uno strato di spessore variabile, anche alcuni decimetri, di composizione assai varia (fig. 11). E di questo parliamo con qualche dettaglio in più.

La formazione di questo terreno misto è assai lenta, dell'ordine di un centimetro al secolo. Inizialmente, si tratterà di un sottile strato di residui di licheni e muschi (questi ultimi in genere crescono verso l'alto lasciando morire la base dei fusticini). Poi comincerà l'accumulo di foglie morte, di radici intrecciate, di fusti striscianti, fino alla crescita di cespugli sempre più consistenti ed al bosco vero e proprio.

Ora, è ovvio che qualunque tipo di vegetazione produce una rete di radici che protegge il suolo dall'azione dilavante delle acque superficiali, dal vento e, fino ad un certo punto, dalla gravità. Chi ha esperienza di montagna, sa bene che ogni interruzione della vegetazione, a causa di scavi, strade, erosione torrentizia, pascolo eccessivo, ecc. espone il terreno sottostante al dilavamento, allo scorrimento, alla frana. La protezione che la vegetazione offre al terreno non è mai sufficientemente apprezzata.

Ma tutto il residuo vegetale che si accumula sul terreno (piante annuali morte, semi che non germinano, foglie, rami, tronchi, cortecce, ecc.) che fine fa?

Per ogni sostanza vegetale morta c'è qualche batterio o fungo inferiore capace di “digerirla”: anche le sostanze chimicamente più stabili, come cellulosa e lignina, vengono trasformate in sostanze assimilabili ed usate come alimenti da quei microrganismi. Un tipico esempio di azione batterica è la formazione di ammoniaca partendo da proteine animali e vegetali.

La chimica e la fisica di queste componenti organiche è assai complessa e naturalmente legata al tipo di residui presenti, al clima, ecc. Ma, comunque, si forma prima o poi un ammasso di residui solo in parte decomposti, di sostanze inorganiche che servono da concime alle piante vive (sali azotati, per es.), di sostanze organiche a reazione spesso acida (“acidi umici”) e con struttura colloidale, ecc.

Questo materiale ha complessivamente una funzione di concime per le piante vive, di sostegno per le piante con apparato radicale debole e di assorbimento delle acque di pioggia. Oltre al potere di consolidamento meccanico citato sopra, non è meno importante questo potere di assorbimento dell'acqua. Un terreno profondo imbevuto di pioggia può impiegare giorni a rilasciare il suo contenuto, e la frana è evitata.

La frazione organica del suolo contiene quantità variabili di materiale organico amorfo (privo di struttura), ed è denominata **humus**. Essa rappresenta il 2-5% della parte più superficiale del suolo nelle regioni umide, ma può essere inferiore allo 0,5% nei suoli aridi o superiore al 95% in quelli torbosi. Il rimanente riguarda la frazione inorganica, di cui già sappiamo qualcosa: parliamo di particelle minerali convenzionalmente distinte in sabbia, limo (o silt) ed argilla. I granelli di sabbia hanno diametro compreso tra 2 mm e 0,05 mm; le particelle che costituiscono il limo variano tra 0,05 e 0,002 mm di diametro; quelle di argilla invece hanno dimensioni inferiori a 0,002 mm (= 2 μ).

Pensiamo ora, invece, alla componente vivente di questo terreno vegetale, indicata

³⁵ Specie nelle rocce carbonatiche, le secrezioni acide di molte specie permettono ai licheni di vivere all'interno di micro-cavità nella roccia, fino alla profondità di qualche centimetro. Si parla di licheni “endolitici”. Anche alcune alghe microscopiche possono fare ciò.

globalmente, per le specie più piccole, col termine **edafon** (dal greco “edaphos” = suolo).

I più numerosi esseri viventi del terreno sono certamente i batteri, fino ad un miliardo per grammo di terreno. Essi trasformano, degradano ed utilizzano ogni cosa. Non possono svolgere la fotosintesi, essendo privi di clorofilla³⁶, ma qualunque materiale organico può servire da alimento per qualcuna delle loro specie.

Avete mai sentito il profumo di terra che si spande da qualunque terreno smosso? Una specie di batteri, in particolare lo *Streptomyces coelicolor*, usato per la produzione di tanti antibiotici, ne è l'autore, per la sua produzione di una sostanza particolare, detta geosmina.

Vi sono poi piante unicellulari, essenzialmente alghe, capaci di fotosintesi per il fatto di possedere qualche pigmento adatto (che non è sempre clorofilla). Esse sono quindi “autotrofe”. Vi sono le Cianoficèe, o “Alghe azzurre”, cellule isolate o riunite in filamenti, alcune “Cloroficèe” o “Alghe verdi”, anch'esse di frequente in cellule isolate (fig. 39), stadi primitivi dello sviluppo dei muschi (“protonemi”, simili ad alghe filamentose intrecciate), ecc. Non bisogna dimenticare anche le Diatomee, alghe unicellulari del terreno umido, d'acqua dolce o marine, dotate di un guscio siliceo a due valve (fig. 40).

Tutti questi vegetali fotosintetici rappresentano l'inizio della catena alimentare dell'edafon in quanto forniscono materiali organici partendo da acqua ed anidride carbonica. Essi vivono negli strati più superficiali poiché hanno bisogno di luce.

I funghi non sono fotosintetici e quindi vivono da parassiti (su organismi viventi) o da saprofiti (su resti organici). Nel terreno i funghi partecipano, assieme ai batteri, alla decomposizione dei resti d'organismi morti: sono dei veri e propri spazzini tutt'altro che (fig. 41). Si tratta in genere di specie piccole ed a struttura molto semplice: il loro corpo vegetativo (**micelio**) è costituito da filamenti o catenelle di cellule (**ife**), più o meno intrecciate. Possono vivere in profondità poiché non hanno bisogno di luce. Lì si riconosce spesso poiché, smuovendo il terreno, si rivelano per il loro micelio dall'aspetto di una ragnatela bianca e fitta.

Fig. 39 - A destra: alghe verdi unicellulari che vivono ovunque vi sia un po' di luce e d'umidità: nel terreno, sulla corteccia degli alberi, sulle pietre, nell'acqua. Le loro dimensioni sono di pochi millesimi di mm. M = 300:1. Episcopia in fondo scuro.

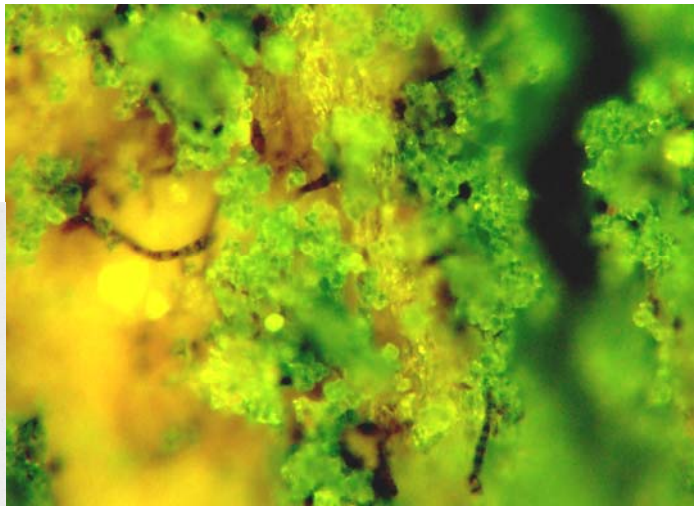
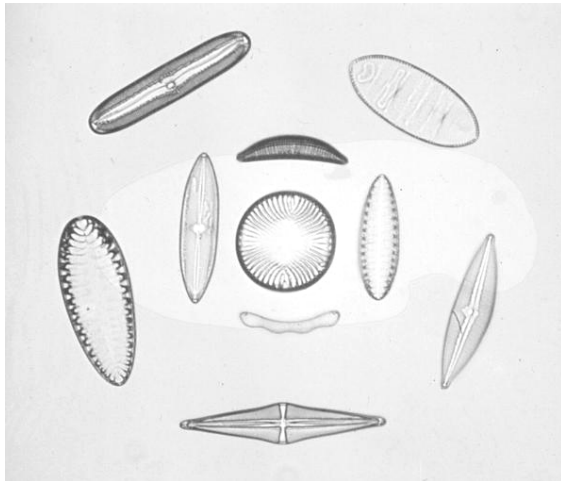


Fig. 40 - A sinistra: uno sguardo al mondo sconfinato delle Diatomee. M = 100:1. Anch'esse possono servire da pasto per molti Protozoi. (PV1-55)

Importantissime sono le radici di ogni dimensione e di ogni tipo, dai semplici filamenti a catena di cellule dei muschi e licheni (**rizine**), fino alle radici legnose degli alberi.

Attorno alle radici, per una serie intricata di richiami chimici, si forma poi una zona di terreno, anche per molti centimetri (**rizosfera**), in cui si concentrano batteri, funghi microscopici, piccoli animali, ecc. La biochimica e la biologia della rizosfera sono assai complesse e non possiamo dilungarci, ma basti ricordare le **micorrize**, associazioni di tipo parassitario o simbiotico (con vantaggi reciproci) fra funghi del terreno e radici di piante. Alcune micorrize sono così evolute che la pianta che le ospita (molte orchidee selvatiche, ad es.) non può vivere e nemmeno germinare senza l'interazione col micelio fungino. In alcuni casi, le ife del fungo si fermano alla superficie delle cellule della pianta ospite (micorrize ectotrofiche). In altri casi, le ife penetrano all'interno delle cellule, vi vivono da parassite oppure ne vengono

³⁶ Sono quindi “eterotrofi”, in particolare “saprofiti”, siccome si nutrono di materiale morto.

digerite (micorrize endotrofiche).

Fig. 41 - Non c'è resto organico che non si decomponga, sia pure nel giro di anni. Anche i tessuti più chimicamente stabili, come legno e cortecce, vengono "riciclati" da batteri e funghi (in questo caso: *Calycella citrina*). È questo materiale vegetale in decomposizione che serve da auto-concimazione per boschi e prati. M = 1:1. (AV16-15)

Così si comprende il danno arrecato dalla cattiva abitudine di ripulire parchi e giardini dalle foglie morte: un progressivo impoverimento del suolo.

Da milioni di anni la vegetazione ha ricoperto ogni superficie possibile, senza bisogno di concimi od altri interventi. Solo l'uomo ha il potere di distruggere la vegetazione su larga scala, rendendo sterile ogni terreno.



Poi vengono gli animali; i più numerosi sono quelli unicellulari, i cosiddetti Protozoi, fino a 50 · 000 per grammo, divoratori di batteri, come le Amebe (fig. 42).

Animali di maggiori dimensioni sono acari, ragni, scorpioni, centopiedi, millepiedi, insetti primitivi (fig. 43), lombrichi (Anellidi, fig. 44), piccoli molluschi Polmonati (chioccioline), ecc.

Fig. 42 - Le Amebe (e sono tante specie, qualcuna parassita) possiedono una membrana sottile e flessibile che consente loro di cambiare forma e di emettere o ritrarre lobi del loro citoplasma ("pseudopodi" o "falsi piedi"). Possono vivere in acqua o nella sottile pellicola umida che circonda spesso i granuli del terreno.

Come altri Protozoi, le Amebe sono divoratrici di batteri, alghe e funghi unicellulari, ecc. M = 400:1. (PA2-44)



Non parliamo poi dei vertebrati esclusivamente terricoli (talpe) o temporaneamente terricoli (roditori, arvicole, toporagni, marmotte, lepri, ecc.).

GEOGRAFIA e MICROCLIMI, il CASO ALPINO

Data la complessità della storia e della struttura geologica delle Alpi, non stupisce che anche le forme esterne del terreno siano così varie quanto a pendenza ed orientamento delle valli, forma e struttura delle montagne, ecc. L'andamento geografico dipende da quello geologico.

Inoltre, l'andamento delle valli, la pendenza dei loro fianchi, l'andamento dell'idrografia³⁷, influiscono molto su vari elementi climatici: temperatura, umidità, regime dei venti, ecc.

Quindi, oltre all'evoluzione nel tempo del territorio e del clima, osserviamo una grande variabilità da zona a zona nella struttura del terreno e nel clima stesso.

E qui non si parla tanto del clima generale della regione (temperatura e piovosità media, ecc.), ma del clima particolare che si realizza in zone anche ristrette, cioè del **microclima**.

Un microclima particolare può essere determinato anche su aree ristrettissime, dell'ordine di 1 metro quadrato, per condizioni locali: diversa esposizione al sole, presenza di blocchi di roccia, affioramento di una falda acquifera, attecchimento casuale di un gruppo di alberi in zone senza vegetazione, ecc.

³⁷ L'idrografia è la scienza che studia l'andamento delle acque in natura, sia sopra che sotto la superficie della terra.



Fig. 43 - Piccolo Collembolo: gli insetti del terreno mostrano caratteri primitivi poiché vivono in un ambiente molto conservativo. M = 110:1.
(AA12-110)



Fig. 44 - I lombrichi si nutrono del terreno così com'è, recuperando tutti i materiali organici ivi contenuti. I loro escrementi, contenenti molto materiale inorganico non digerito, vengono espulsi in superficie assumendo l'aspetto di piccoli cordoni terrosi raggomitolati. M = 1:3.
(AA8-130)

Si pensi ad un “ghiaione”, un pendio ricoperto di detriti incoerenti, spoglio, battuto dal vento, dal sole, dal gelo; solo poche specie hanno la possibilità di attecchire. Ma in mezzo alla ghiaia, un gran blocco di roccia: a valle di esso, per qualche metro, viene arrestata la continua caduta delle pietre; si forma un piccolo avvallamento, protetto dal vento e dal sole; vi si raccoglie più facilmente il terriccio e la polvere, cioè i detriti più fini; questo facilita la permanenza dell'umidità e l'attecchimento di piccole piante, ed in pochi anni esse creano un minimo di residui vegetali che trattiene anche meglio l'umidità e fornisce nutrimento a piccoli animali ed altre piante.

Il gioco è fatto: si creerà una piccola oasi di vegetazione, un feltro di radici, un gruppetto di alberi, ecc.

Pochi metri più in là, permane l'ambiente desertico del ghiaione.

L'andamento degli strati di roccia e la pendenza del terreno possono creare ugualmente condizioni diversissime in spazi ristretti; basti pensare ad una fessura nella roccia, spesso occupata da fitta vegetazione, in mezzo ad un ambiente arido. Anche la struttura profonda del terreno (permeabilità degli strati, fratture, fenomeni carsici, ecc.) provocano grandi diversità nell'umidità del suolo e così via.

E di tutto questo risente la vegetazione.

Gli ENDEMISMI e l'ORIGINE di NUOVE SPECIE

Si chiamano **endemismi** i fenomeni di diffusione di una o più specie in aree ristrette e ben delimitate.

La prima causa degli endemismi sta proprio nella varietà dei microclimi e dei climi locali: molti animali e vegetali sono legati a condizioni particolari d'ambiente e non sopportano variazioni di esse (si usa per essi l'aggettivo “stenoèci”, contrapposto ad “eurièci”, che indica gli esseri viventi più tolleranti).

Quando una popolazione³⁸ di tali organismi **stenoeci** si adatta ad un microclima, difficilmente può penetrare nella regione circostante che ha caratteristiche diverse e raggiungere altri microclimi simili; si trova così isolata e confinata, quindi endemica.

Ricordiamo per inciso che l'isolamento geografico fra popolazioni della stessa specie

³⁸ Si chiama “popolazione” l'insieme degli individui di una stessa specie che vivono nella stessa area e possono quindi incrociarsi in ogni momento; una specie può essere costituita da numerose popolazioni isolate che potrebbero anche incrociarsi (cioè essere interfeconde), ma di fatto non possono farlo proprio a causa dell'isolamento. L'isolamento può essere dovuto alla distanza, a barriere geografiche (fiumi, valli, mari), ecc.

provoca spesso una lenta evoluzione divergente in quelle popolazioni: ognuna di esse evolve per conto proprio, senza incroci con le altre popolazioni della stessa specie, e segue una linea indipendente. Dopo un certo tempo (almeno 10.000 generazioni: la natura non ha fretta), le varie popolazioni sono diventate così diverse da non potersi più incrociare fra loro: esse allora costituiscono altrettante specie nuove distinte fra loro, cioè non più interfeconde. È questo il meccanismo principale della “speciazione”, cioè dell’origine di nuove specie.

Dunque, la diversità locale delle condizioni d’ambiente provoca facilmente l’isolamento di popolazioni della stessa specie e questo può portare all’origine di altrettante nuove specie. Questa è una delle cause della varietà della flora e della fauna alpina: non si può certo fare un discorso simile per una grande pianura o una serie di basse colline.

Ma gli endemismi hanno spesso un altro significato: si tratta delle flore e faune **relictte**. Queste sono date da gruppi di specie rimaste confinate in aree ristrette in seguito a cambiamenti climatici.

Facciamo un esempio: quello del papavero giallo alpino. Durante l’ultima glaciazione, esso era diffuso in buona parte dell’Europa (a clima freddo). Coll’ultimo ritiro glaciale, non resistendo alle nuove temperature, più elevate, si è ritirato sulle cime più alte, dove permangono condizioni più simili a quelle dell’epoca glaciale. Ora esso si trova solo sulle Alpi e sui Pirenei: la Francia con le sue pianure rappresenta per queste due popolazioni endemiche una barriera invalicabile. Resta da stabilire se si tratta di razze geografiche della stessa specie o di specie diverse: chi lo chiama *Papaver alpinum*, chi *Papaver pyrenaicum* e chi *Papaver rhaeticum* (tanto per stare nel mezzo). In ogni caso si tratta di una specie relictta endemica.

Altra specie con lo stesso valore è il *Phyteuma comosum* (Raperonzolo di roccia, Campanulacee), limitato al versante meridionale delle Alpi, generalmente ad alta quota.

Queste ultime due specie sono entrambe protette.

ORIGINI DELLA FLORA E DELLA FAUNA ALPINA

La prima considerazione da fare è che, durante le glaciazioni, un’unica coltre di neve e ghiaccio occupava tutta l’Europa dal limite meridionale delle Alpi fino al polo Nord. Dunque, flora e fauna erano abbastanza omogenee su tutte queste terre e somigliavano molto alla flora e fauna artica attuale.

Dopo ogni glaciazione, la fauna e la flora glaciale si ritiravano e ciò che restava erano le specie più tolleranti rispetto alla temperatura (euritërme) e specie relictte. Anche oggi una piccola parte della flora-fauna alpina è relictta di tipo artico, come detto sopra a proposito del papavero giallo.

In compenso, all’inizio di ogni fase glaciale si avevano due fatti importanti:

-- dal Nord migravano verso le Alpi molte specie di clima freddo, che poi si sono adattate e diffuse. Anche dall’Asia provengono specie attualmente diffuse ad alta quota: *Dryas octopetala* (fig. 45), *Salix reticulata*, *S. herbacea*, tutte specie dal fusto tenace ed alte poche centimetri, capaci di resistere ai movimenti della neve. Facciamo notare che queste specie, per la loro tendenza a formare tappeti con ampio sviluppo delle radici, sono preziose nello stabilizzare i terreni ghiaiosi incoerenti;

-- le specie temperate del centro Europa, costrette a migrare verso Sud per sfuggire al freddo, si trovavano davanti l’arco alpino già coperto di ghiacci ed in buona parte scomparvero. Ciò ha impoverito la flora e fauna alpina.

In America, anch’essa interessata alle glaciazioni, le cose erano diverse: le grandi catene, come già ricordato, sono dirette da Nord a Sud e le specie migranti si trovavano davanti valli e pianure senza barriere montuose trasversali, e così poterono sfuggire all’estinzione.

Altre specie alpine si sono formate sul posto, per evoluzione indipendente, essendo ciò favorito dalla varietà del clima e dagli endemismi, come si è già detto. Citiamo come esempio il genere *Rhododendron*, che è originario dell’Asia ed ha prodotto due specie nuove: il *R. ferrugineum*, più adattato ai suoli acidi (ricchi in quarzo e silicati) ed il *R. hirsutum*, più diffuso sui suoli basici (carbonatici).

Non va poi dimenticato che, ad ogni glaciazione, le specie mediterranee termòfile³⁹ erano ricacciate verso la Val Padana e l’Appennino ma, ad ogni interglaciale, potevano liberamente riconquistare le posizioni perdute. Ed ancor oggi buona parte delle specie alpine è di origine mediterranea.

³⁹ Si chiamano termòfili gli esseri viventi adattati ai climi caldi.

LE FASCE DI VEGETAZIONE

Non ci soffermiamo molto sulle fasce vegetazionali: è ovvio che i pendii delle montagne, a seconda dell'altitudine, e quindi della temperatura, sono occupati da associazioni di specie diverse.

Sono classiche le divisioni fra:

ORIZZONTI BASALI, dal livello del mare fino a 1.000 m.s.m.

Sub-mediterraneo, da 100 a 400 m (leccio, ginestra, ecc.)

Sub-montano, da 400 a 1.000 m (castagno e querce)

ORIZZONTI MONTANI

inferiore, da 1.000 a 1.500 m (faggio ed abete bianco)

superiore, da 1.500 a 1.900 m (limite superiore del bosco di abete rosso (peccia) e larice)

ORIZZONTI CULMINALI

Sub-alpino, da 1.900 a 2.200 m (limite del pascolo e degli alberi sparsi; mughì e rododendri)

Alpino, oltre 2.200 m (piante isolate, tappeti e pulvini)

Nivale, oltre il limite delle nevi persistenti (vegetazione solo occasionale, nei pendii più ripidi esposti al sole, dove la neve non si ferma).

Fig. 45 - Il classico “tappeto” di *Dryas octopetala* (Rosacee), una pianta pioniera capace di ricoprire ampie zone dei ghiaioni dolomitici e consolidare il macereto.

Sono molte le specie, appartenenti a famiglie diversissime, che si sono adattate a questi ambienti difficili e, col loro sistema radicale, contribuiscono efficacemente a rendere stabili i terreni più incoerenti.

(Giauzel, Comelico, BL)(M = 1:4). (AV19-36)



In ogni orizzonte si possono poi distinguere fasce più ristrette, ma a questo punto si deve parlare piuttosto di ambienti, legati non tanto all'altitudine quanto al microclima: per es. negli orizzonti alpini si riconoscono le flore delle rupi, dei macereti⁴⁰, delle paludi, dei pascoli, ecc.

Inoltre, per ogni tipo di ambiente si possono spesso riconoscere associazioni caratteristiche di specie, di cui una prevale e dà il nome all'associazione: Firmeto (da *Carex firma*), Festuceto (da *Festuca violacea*), Nardeto (da *Nardus stricta*), ecc.

GLI AMBIENTI ESTREMI

Si dice **estremo** un ambiente in cui le condizioni di vita sono difficili per un motivo qualunque, anche per un solo fattore. In un tale ambiente, solo una o poche specie possono affermarsi, però in quelle condizioni esse trovano un ambiente molto “vuoto”, cioè privo o quasi di concorrenti, di predatori, di parassiti e quindi di malattie; un ambiente senza competizione, insomma. Ne consegue che quella o quelle poche specie possono espandersi liberamente, con grande numero di individui.

Quando in un certo ambiente si osservano molti individui di una o poche specie, si tratterà in genere di un ambiente difficile, cioè estremo.

Ebbene, è ovvio che una prateria o un bosco non rispondono a questi requisiti, ma il discorso è diverso per gli orizzonti culminali: le grandi distese di rododendri o di pini mughì sono ottimi esempi: ci vivono solo loro.

⁴⁰ Si chiama macereto o **ghiaione** un pendio coperto di frantumi di roccia, in lento movimento verso il basso a causa della gravità, in cui la vegetazione non riesce a fissarsi stabilmente.

Anche l'ambiente nivale sopra il limite delle nevi perpetue, è un ambiente estremo, che ospita alcune forme viventi capaci di sopravvivere per un tempo illimitato alla superficie della neve o del ghiaccio: la "pulce delle nevi" (*Boreus hyemalis*, Insetti Neurotteri) è un piccolo insetto simile ad una cavalletta che si nutre di residui vegetali come polline e spore portati dal vento. Collo stesso nome volgare è indicato un altro insetto primitivo (*Isotoma saltans*, Collemboli) che vive sulle nevi: esso non salta con le zampe posteriori come il *Boreus*, ma con un'appendice addominale biforcuta che normalmente sta ripiegata sotto l'addome; non subisce metamorfosi.

Vi è anche un'alga unicellulare (*Clamydomonas nivalis* o altre specie) capace di creare alla superficie della neve grandi macchie color lilla; poiché il ghiaccio, a pressione normale, non può esistere a temperature superiori a 0° C, queste alghe si sono adattate a vivere sotto lo zero e soccombono sopra + 4° C.

Gli ADATTAMENTI

Non possiamo entrare nei dettagli dei fenomeni dell'evoluzione biologica, ma possiamo precisare che essi vanno raggruppati in tre ordini:

- Ortogenesi: la lenta trasformazione di una specie, cioè il graduale mutare dei suoi caratteri (evoluzione progressiva).

- Speciazione: la separazione di una specie in due o più popolazioni sempre più differenti fra loro (evoluzione divergente) fino a creare altrettante specie, non più interfeconde, cioè incapaci di incrociarsi. Se ne è già parlato.

- L'adattamento più o meno perfetto, a volte mirabile, fra le strutture, le funzioni, i comportamenti degli esseri viventi, da un lato, e le difficoltà presentate dall'ambiente alla loro sopravvivenza, dall'altro.

L'adattamento trova la sua spiegazione nella "variabilità" della specie, cioè nelle infinite piccole differenze esistenti sempre fra tutti gli individui di qualunque specie. Le cause di questa variabilità vanno cercate nei meccanismi di trasmissione dei caratteri, cioè nel "genoma"⁴¹, e nei fenomeni riproduttivi, ma l'esistenza della variabilità stessa è sotto gli occhi di tutti.

Ebbene, è chiaro che l'ambiente con tutti i suoi fattori avversi ad ogni forma di vita (clima inclemente, predatori, parassiti, malattie, ecc.) esercita una "pressione selettiva" nel senso che risultano favoriti quegli individui che, in quelle condizioni, sanno cavarsela meglio e lasciano una prole più numerosa. Il classico concetto di "sopravvivenza del più forte" così strumentalizzato da filosofi e politici, va inteso nel senso di "maggiore probabilità di sopravvivenza di quelle specie e di quei caratteri che assicurano un maggior tasso riproduttivo". Col passare delle generazioni, gli individui dotati di maggior fertilità finiscono col prevalere numericamente. Alla fine resteranno quasi esclusivamente gli individui più fecondi; ma questi individui saranno in linea generale quelli che sanno fronteggiare meglio le difficoltà dell'ambiente, cioè i meglio "adattati".

Ora è chiaro che, coll'aumentare dell'altitudine, la vita si fa sempre più difficile per tutti, e le specie viventi che osserviamo sono il risultato di una graduale ma ferrea selezione che ha impedito la sopravvivenza di tutte le forme di vita poco "adattate", ed ha favorito quelle che già possedevano o sono evolute con caratteri utili per proliferare in ogni particolare ambiente.

Quindi, quanto più è difficile l'ambiente, tanto più debbono essere raffinati gli adattamenti; ed inoltre, quanto più sono diversi gli ambienti ed i microclimi, tanto più sono differenziate le specie ivi esistenti. Abbiamo già detto che la ricchezza delle Alpi quanto ad ambienti particolari spiega in parte la ricchezza delle flore e delle faune.

Esaminiamo ora alcuni esempi di problemi particolari posti dall'ambiente alpino, ed i relativi adattamenti.

Ci soffermiamo solo sull'ambiente alpino poiché le condizioni di vita in un bosco o in un prato non sono molto difficili e molte specie possono attecchirvi senza particolari adattamenti: il terreno è stabile per l'esistenza di una spessa coltre di radici; l'umidità è generalmente alta per l'esistenza di uno spesso strato di terriccio vegetale; gli alberi proteggono dal sole e dal vento, ecc.

Invece, ad alta quota, le cose non sono facili. Il primo pericolo non è il freddo, come potrebbe sembrare, ma il disseccamento, e per dimostrare quest'affermazione basta pensare a

⁴¹ Per genoma si intende l'insieme di tutti i geni contenuti nei cromosomi di ogni cellula di un dato individuo.

come si svolgono gli scambi gassosi fra le piante e l'atmosfera. Un albero è ricoperto nelle parti legnose da corteccia, resa impermeabile per la presenza di uno strato di sughero, che esiste sempre, anche se non è così abbondante ed elastico come nella quercia da sughero. Nelle parti verdi la pianta è ricoperta da uno strato singolo di cellule piatte (epidermide) reso impermeabile da un sottile strato esterno (cuticola) fatto di una sostanza flessibile e tenace (cutina), spesso impregnata di sostanze cerose, idrorepellenti.

Se fosse tutto qui, la pianta verrebbe completamente impermeabilizzata. Ma non può essere così. Gli scambi gassosi con l'atmosfera sono essenziali.

A parte le **lenticelle**, piccoli canali della corteccia, le comunicazioni fra i tessuti interni della pianta e l'atmosfera sono assicurate da minuscoli forellini presenti sull'epidermide di tutte le parti verdi, ma soprattutto sulla pagina inferiore delle foglie, detti **stomi** (da una radice greca che significa "bocca"). Ogni stoma è delimitato da due cellule a forma di fagiolo (fig. 46) che possono raddrizzarsi, chiudendo così lo stoma, oppure inarcarsi, aprendolo di più (a destra nella fig. 46).

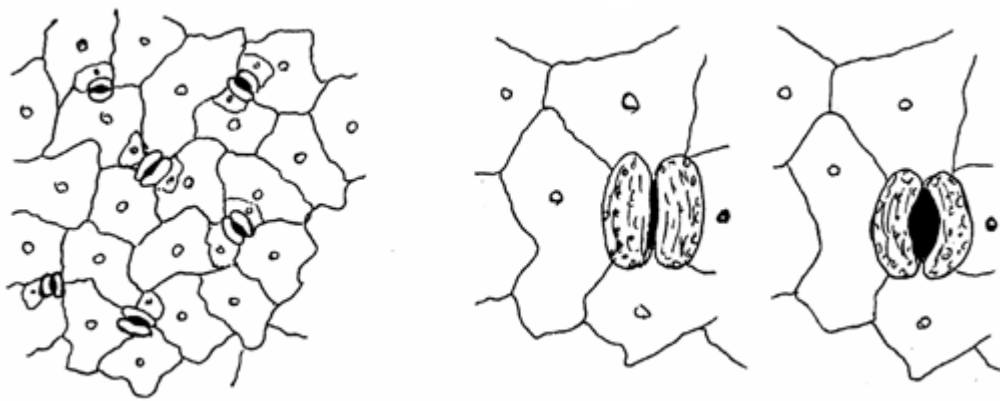


Fig. 46 - Epidermide della pagina inferiore delle foglie di molte piante non aghifoglie. A destra, le posizioni dello stoma chiuso ed aperto. Si noti la forma delle cellule dell'epidermide, spesso a contorno frastagliato per migliorare l'aderenza fra le varie cellule ed irrobustire il tessuto.

Ebbene, attraverso lo stoma avvengono questi scambi gassosi: di giorno e di notte deve entrare l'ossigeno necessario alla respirazione, ed uscire l'anidride carbonica che ne è il prodotto. Di giorno, quando è attiva la fotosintesi clorofilliana, deve entrare l'anidride carbonica, che ne è la materia prima, ed esce l'ossigeno, che ne è un sotto-prodotto. In questo modo la pianta non solo respira, ma "mangia" attraverso gli stomi in quanto è dalla fotosintesi che si producono gli zuccheri che consentono lo svolgersi delle altre funzioni vitali. Ne deriva che una pianta non può vivere a lungo con gli stomi chiusi.

Ma attraverso gli stomi esce anche, inevitabilmente, il vapor d'acqua. E qui sta il problema.

Anche se la piovosità media di una regione è elevata, come avviene nelle Alpi, vi sono molti microclimi con carattere arido. Basti pensare ad una parete rocciosa o ad un macereto: pochi minuti dopo il cessare della pioggia, l'acqua è tutta scesa nelle fessure; quella che bagna la superficie della pietra evapora a causa del vento o del sole. Ed alle piante cosa resta? Quello che hanno assorbito durante la pioggia; ma l'ambiente è ritornato asciutto, come un deserto. Ed appena si alza il vento, il vapor d'acqua è asportato dagli stomi e la pianta si prosciuga.

Per sopravvivere in questi microclimi, le piante alpine debbono dunque elaborare certi adattamenti, che le fanno assomigliare alle piante dei deserti o xeròfile (dal greco = amanti del secco).

La prima cosa da fare è ridurre l'evaporazione dell'acqua dalle foglie. Questo si ottiene in vari modi:

- Ispezire la cuticola dell'epidermide; tutti sanno che i mirtilli, i rododendri, ecc. hanno foglie coriacee e lucenti: la cuticola è spessa ed omogenea.
- Ridurre il numero degli stomi o diminuirne la larghezza. Questo non è un gran rimedio, poiché in questo modo si ostacola l'ingresso dell'anidride carbonica e quindi la fotosintesi: la pianta deve scegliere se morire di fame (stomi chiusi) o di sete (stomi aperti).
- Ridurre il numero e le dimensioni delle foglie: stessi inconvenienti visti sopra.
- Ridurre le dimensioni della pianta per esporla meno al vento; questa è una caratteristica di molte specie alpine, sempre più piccole delle specie consimili di bassa quota. Col nanismo aumenta anche la resistenza ai movimenti della neve che tende a strappare le piante.

-- Ridurre la ventilazione dell'epidermide delle foglie ricoprendole di **tomento**, cioè di peluria feltrosa. Poiché gli stomi sono assai più numerosi sulla pagina inferiore delle foglie, è frequente il caso di foglie tomentose sotto e lucide sopra, come in certi salici. La pagina superiore delle foglie riceve la maggior parte della luce solare ed il tomento su di essa rallenterebbe la fotosintesi. Ma non mancano casi di tomento diffuso: la stella alpina (*Leontopodium alpinum*, Composite), il verbasco (*Verbascum lanatum*, Scrofulariacee) con peli ramificati, ecc.

Altro rimedio contro l'aridità è quello di munire la pianta di organi di riserva capaci di immagazzinare grandi quantità d'acqua quando piove, e di renderla disponibile nei periodi di secca. È un po' quello che fanno cammelli e dromedari colle loro gobbe. Nel caso delle piante, si tratta di ammassi di tessuto molle (parenchima acquifero) localizzato nelle foglie, nei rami o nel fusto. In questo modo, foglie e rami appaiono ingrossati e carnosì, pieni di tessuto succoso. Spesso, queste piante hanno anche foglie ridotte o trasformate in spine. È questo l'abito⁴² delle cosiddette piante "grasse" o, meglio, "succulente". Piante alpine succulente sono la *Saxifraga aizoides*, varie specie dei generi *Sedum*, *Sempervivum*, ecc.

Altro modo di risolvere il problema dell'aridità del suolo è quello di allungare le radici per andare a cercare l'acqua dove si trova, vale a dire negli strati profondi del terreno, dove il detrito è più fine e non è esposto al vento o al sole, o nelle fenditure della roccia. Infatti, in molte piante di prato o di bosco lo sviluppo dell'apparato ipogèo (cioè sotterraneo: le radici) è minore di quello delle parti epigee (sopra il terreno: fusti, foglie, ecc.) e non c'è motivo di andare più in fondo, visto che l'umidità del terriccio superficiale è sufficiente. Invece, in molte piante alpine l'apparato radicale può estendersi fino a dieci volte quello epigeo. Chi ha provato a sradicare del tutto un *Ranunculus glacialis*, ad es., sa bene queste cose.

Fig. 47 - Parete dolomitica in via di erosione e serie di coni detritici alla sua base.

È ben visibile la vegetazione erbacea (più chiara) e quella arbustiva (più scura) che stanno consolidando il detrito. Ma sono ben visibili anche le strisce chiare di detrito instabile, in continuo movimento.

Dall'angolo a destra in basso parte una sottile linea chiara (un sentiero che sale verso sinistra e verso l'alto) che rappresenta il culmine di un piccolo arco morenico; questo delimita sulla destra una piccola depressione, sede di un antico ghiacciaio. Questa depressione fa contrasto col pendio regolare dei macereti sullo sfondo, che si sono formati in regime fluviale.

Monte Longerin, Comelico (BL). (B 6763)



Collegato collo sviluppo delle radici è lo sviluppo dei fusti sotterranei striscianti: nei ghiaioni, i fusti sotterranei rappresentano un mezzo per far fronte all'instabilità del terreno, oltre che alla scarsità d'acqua. Ecco di cosa si tratta: ai piedi delle pareti rocciose vi è un continuo apporto di detriti che cadono dall'alto (le cause dello sgretolamento delle rocce sono già state esaminate). Si forma così un accumulo che scende lentamente verso il fondo valle, dove i torrenti provvedono ad allontanarlo. Come si è detto, è questo il macereto, o "cono detritico", o ghiaione.

Col tempo, il macereto tende a stabilizzarsi, nel senso che la montagna che lo alimenta tende a spianarsi e l'apporto di detrito si riduce. La vegetazione, prima o poi, riesce a prendere piede, costruisce una rete di radici e "fissa" il pietrisco. Col tempo, si forma un pascolo, un prato, un

⁴² Per "abito" di una pianta si intende il suo portamento, il suo aspetto o struttura generale.

bosco, a seconda dell'altitudine (fig. 47).

Ma per molto tempo (anche millenni) un macereto può rimanere instabile, "vivo", nel senso che le pietre fluiscono lentamente verso il basso: l'"angolo di scarpa"⁴³, la pendenza del macereto, è vicino al limite massimo consentito dall'attrito fra gli elementi della ghiaia; la minima pioggia o la caduta dall'alto di nuove pietre provocano il lento scivolamento degli strati superficiali verso il basso.

L'instabilità si traduce quindi nel lento movimento di tutta la massa verso il basso, e nel sovrapporsi di nuovi strati di pietre a quelli più vecchi.

In certi casi, un macereto viene fissato su quasi tutta la sua superficie da un manto vegetale, ma su certe linee di maggior pendenza il flusso delle pietre continua, almeno durante le piogge; questi veri e propri "fiumi" o "colate di sassi" si distinguono a colpo d'occhio come strisce prive di vegetazione su un tappeto verde (fig. 47).

Ma consideriamo ora una pianta che cerca di attecchire su un ghiaione non stabilizzato (fig. 48 A).

Dopo aver raggiunto uno sviluppo completo, essa può venir sommersa da un nuovo strato di pietre. Mancanza di luce significa spesso la morte. Ma in certe specie, sotto la rosetta di foglie, alla base del fusto (colletto), si forma un fusto avventizio che si insinua attraverso il nuovo strato di pietre fino ad emergere (fig. 48 B); qui si forma una nuova rosetta di foglie, nuove radici, e nasce una nuova pianta collegata al vecchio sistema radicale (che resta in funzione). Una seconda frana può portare un nuovo allungamento del fusto sotterraneo (fig. 48 C) e così via.

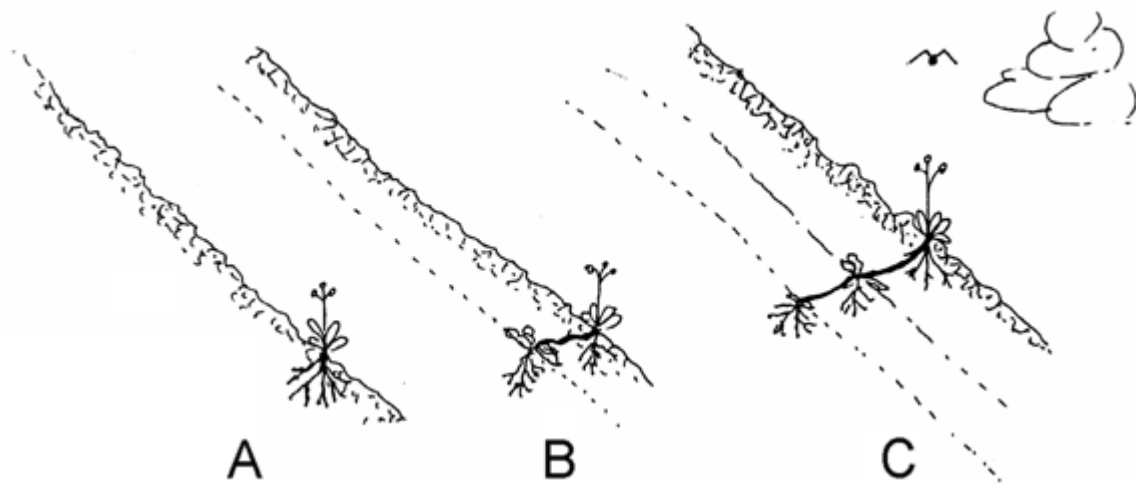


Fig. 48 - Schema della formazione di sistemi radicali estesi da parte di piante viventi su pendii ghiaiosi soggetti a frequenti spostamenti.

I fusti striscianti così giovano sia alla sopravvivenza della pianta, sia alla stabilità del terreno.

Vi è ancora un altro espediente legato al bisogno di trattenere l'acqua: quello dei "tappeti monospecifici". In questo caso, molti individui della stessa specie tendono a raggrupparsi in un'area strettissima fino a formare un **tappeto** continuo, in parte sotterraneo (radici) ed in parte sub-aereo (fusti, spesso striscianti, foglie). Questa tendenza al raggruppamento può avere molte cause legate alla presenza di stoloni⁴⁴, alla ramificazione dei fusti, alla loro direzione di accrescimento orizzontale (fusti striscianti), al modo di disseminazione, ecc., ma può valere in questi casi quanto si è detto a proposito degli ambienti estremi: molti individui di una o poche specie prevalgono in un ambiente difficile.

Il risultato è che il tappeto trattiene i detriti più fini, le foglie secche ed i residui vegetali, e si può creare uno straterello iniziale di terriccio scuro, ricco di materie organiche in decomposizione (humus). Questo materiale ha in parte una struttura colloidale, cioè è costituito da particelle minutissime ("micelle") capaci di stare in sospensione nell'acqua. L'humus diviene allora capace di trattenere l'umidità funzionando un po' da carta assorbente. Così il terreno

⁴³ L'angolo di scarpa è la pendenza massima che un ammasso di materiale incoerente può assumere senza franare spontaneamente.

⁴⁴ In botanica s'intende per **stolone** un fusto sotterraneo che può produrre radici e foglie, e quindi nuove piante. E si è già parlato di un altro esempio di stolone fra gli animali coloniali, come le madrepore.

stesso funziona da serbatoio d'acqua.

Tipiche specie capaci di formare tappeti sono la già ricordata *Dryas octopetala* (Rosacee, fig. 45), i salici nani (varie specie), l'erica, i rododendri, i mirtili, varie sassifraghe, ecc.

Una forma limitata di tappeto è il **pulvino** (dal latino = cuscino)(fig. 49 B); questo si distingue dal tappeto per la limitata estensione, la forma emisferica e non a tappeto, e per il fatto di essere costituito da pochi individui. Il pulvino nasce dalla struttura del singolo ramo o della singola pianta, una struttura che ricorda quella dei muschi: una radice, un fusto diritto non ramificato ricoperto di foglioline e, in cima, un sottile fusto fiorifero che si sviluppa solo al momento della fioritura (fig. 49 A). Tanti di questi individui affiancati e stipati producono globalmente una forma emisferica compatta da cui spuntano, solo al momento giusto, i fiori.

Il pulvino produce gli stessi effetti e vantaggi del tappeto, riguardo all'umidità. Ma c'è un altro vantaggio per entrambi: la massa delle foglie e lo strato di humus (generalmente nerastro) assorbono bene il calore del sole, che del resto riscalda anche le pietre, e così la pianta può trovarsi ad una temperatura sufficientemente alta da consentire lo svolgimento delle funzioni vitali, anche se l'aria circostante è molto al di sotto di 0° C. Questo ci spiega la presenza di vegetazione anche su pareti molto alte esposte al vento, dove la temperatura dell'aria è quasi sempre sotto lo zero: la pianta può usufruire di brevi periodi vegetativi durante le ore di sole.

Così il pulvino ed il tappeto funzionano sia da riserva d'acqua che da pannello solare.

Formano pulvini molte specie di *Saxifraga*, di *Andròsace* (Primulacee), *Minuartia* e *Silene* (Cariofillacee), ecc.

Sempre a proposito di acqua, un altro adattamento si trova in certe piante basifile o calcifile, cioè adattate ai terreni basici come quelli calcarei e dolomitici: le ghiandole "calcarifere". Attraverso le radici, le piante assorbono più o meno passivamente i sali presenti nel terreno, nel caso nostro, il carbonato di calcio; quando la quantità di questo sale è eccessiva, la pianta deve liberarsene. Uno dei sistemi è dato dalle ghiandole citate sopra, generalmente poste sui margini delle foglie, che secernono una soluzione concentrata di carbonato. La soluzione evapora e si formano piccoli grumi di sali. Ecco la ragione per cui gli orli delle foglie di certe piante (sassifraghe, ad es.) sono marcati da crosticine bianche.

Altri adattamenti sono legati alla temperatura, e soprattutto alla brevità della stagione vegetativa, cioè del periodo dell'anno in cui la temperatura consente lo svolgimento delle funzioni vegetative.

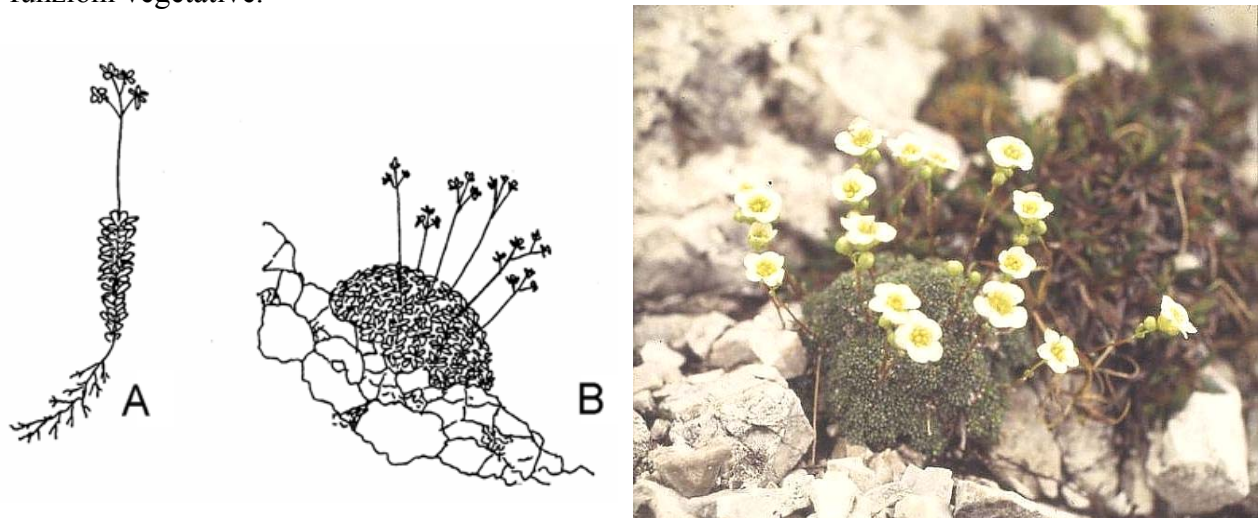


Fig. 49 - Schema di formazione dei pulvini ed un esemplare di Saxifragacea al momento della fioritura (Faloria, Cortina d'Ampezzo). M = 1:2. (AV12-130)

Per porre rimedio alla brevità dell'estate, si possono citare questi adattamenti:

-- Vita perenne. In collina o in pianura, la maggior parte delle piante erbacee è "annua", cioè muore nello stesso anno in cui è germogliato il seme. Questo non consente, e non è nemmeno richiesto dall'ambiente che è favorevole, un grande sviluppo delle radici o degli organi di riserva. Ma l'estate è abbastanza lunga da consentire la conclusione del ciclo vitale entro l'inverno. In alta quota, la maggior parte delle piante è invece "perenne" nel senso che vive più di due anni. Questo consente un grande sviluppo dell'apparato radicale, con tutti i vantaggi descritti sopra.

-- Disseminazione differita: i semi non vengono liberati dal frutto al termine dell'estate, ma

solo nella primavera successiva, in condizioni ottimali; così è del rododendro e del colchico.

-- Posizione sotterranea dell'ovario del fiore, che matura ed emerge solo alla fine dell'inverno (colchico).

-- Fioritura precoce, subito dopo lo scioglimento delle nevi, in modo da "non perdere tempo" (*Erica carnea*, *Primula officinalis*, *Gentiana verna*, *Crocus vernus*, ecc.). Spesso, la fioritura avviene quando non sono ancora spuntate le foglie. Tutto ciò presuppone che la pianta sia perenne e possa sfruttare per la fioritura le riserve dell'anno precedente: *Tussilago farfara* (farfara), *Petasites officinalis* (farfaraccio), *Daphne mezereum* ("fior di stecco"), ecc.

-- Formazione precoce dei bocci: per accelerare la fioritura primaverile, certe piante maturano i bocci fin dall'autunno (*Erica*, ad es.).

Altri adattamenti delle piante alpine sono dettati dalla scarsità degli insetti impollinatori, per cui i colori dei fiori debbono essere più vistosi ed appariscenti, i profumi più forti ecc. Esiste anche l'opportunità di disperdere lontano i semi per varcare i limiti degli endemismi; per questo abbondano i semi pelosi o muniti di uncini o di ali.

Si noti anche che specie molto affini (per es. nel genere *Achillea*, Composite) hanno fiori e foglioline piccoli e numerosi se vivono a bassa quota, fiori più grandi e meno numerosi (e foglie meno suddivise) via via che aumenta l'altitudine: si tratta di ridurre la superficie fogliare e quindi l'evaporazione. Le *Achillea* alpine arrivano ai 4.000 m e spesso hanno un tomento⁴⁵ diffuso su tutta la pianta.

GLI ANIMALI

Per quanto riguarda gli adattamenti negli animali, è tutto un altro paio di maniche: essi hanno molte possibilità, ignote alle piante. Se non altro si possono spostare.

Prima di tutto, essi non sono direttamente legati al terreno ed alla sua composizione; lo sono solo indirettamente, attraverso le piante di cui si nutrono.

In secondo luogo, gli individui sessualmente maturi, essendo mobili, possono già in partenza deporre le uova o costruire un nido o guidare i neonati nel microclima più favorevole al loro sviluppo.

In terzo luogo, gli animali adulti hanno in ogni caso la possibilità di spostarsi e quindi di scegliersi, a volta a volta, il microclima più adatto. Questo significa che possono neutralizzare in parte le variazioni diurne di temperatura, d'insolazione, d'umidità, di ventosità, ecc.

Per quanto riguarda le variazioni stagionali del clima, gli animali alpini hanno poi queste possibilità:

- 1) Sopportarle, attuando qualche adattamento particolare.
- 2) Entrare in vita latente.
- 3) Entrare in letargo.
- 4) Migrare.

Vediamo queste possibilità con qualche dettaglio.

1) Per un carnivoro che non ricorra ad altri espedienti, la stagione fredda comporta come problemi principali:

-- il freddo, al quale si rimedia con un infoltimento della pelliccia o del piumaggio, con strati di grasso ipodermici che fanno da coibente (cioè da isolante termico), col rifugiarsi in apposite tane nei mesi più freddi, ecc.;

-- la scarsità delle prede, a cui si rimedia scendendo a valle, in zone più ricche;

-- la maggiore attività dei predatori; fra i vari rimedi a questo, si osservano vistosi casi di mimetismo, generalmente di tipo "criptico", cioè che rende meno visibile l'animale a confronto con l'ambiente; tipici esempi sono quelli (ermellino, pernice di monte, lepre alpina, ecc.) in cui il pelo o il piumaggio sono brunastri d'estate e bianchi d'inverno.

Per giunta, la durata dell'estate e quindi il periodo d'accrescimento sono brevi: molte specie sono nane. Per un Mammifero, la breve estate può non bastare per la gestazione; perciò alcune specie (capriolo, tasso, martora, pipistrello alpino) hanno una gestazione prolungata, di circa dieci mesi: l'accoppiamento avviene d'estate ed il parto alla primavera successiva, mentre normalmente tutto si svolge in primavera con una gestazione da uno a tre mesi.

⁴⁵ Abbiamo già citato il tomento, la peluria fitta ed intrecciata che ricopre certe foglie in modo da formare un feltro.

Per un erbivoro, le cose sono ancora peggiori, poiché la dieta vegetale fornisce un apporto energetico assai minore; d'inverno i bisogni di cibo aumentano e la vegetazione si riduce; i grossi erbivori devono contentarsi della corteccia degli arbusti o della vegetazione residua sotto la neve, o ancora scendere a valle in cerca di qualcos'altro; gli inverni più rigidi portano spesso ad un'alta mortalità per fame. In sostanza, un erbivoro d'inverno deve trascorrere tutta la sua vita attiva mangiando o cercando cibo.

Finora abbiamo parlato di animali "a sangue caldo" (o "omeotermi", che sarebbero Mammiferi ed Uccelli). In essi, il mantenimento di una temperatura costante del corpo può richiedere d'inverno un apporto nutritivo enorme.

Ben più semplice è il caso degli animali "a sangue freddo" (o "eterotermi", che sarebbero tutti gli animali, esclusi Mammiferi ed Uccelli); essi hanno un fabbisogno energetico che è circa un decimo di quello degli omeotermi, a parità di mole corporea.

Il problema alimentare degli eterotermi è dunque assai più semplice, e ciò spiega l'esistenza di molluschi Gasteropodi in ambiente nivale, oltre a certi insetti, già ricordati. Ma per contro gli eterotermi sono paralizzati dal freddo: la loro temperatura corporea può essere di qualche grado superiore a quella ambiente, ma si abbassa quando si abbassa quella ambiente. Ciò significa che, sotto una certa temperatura minima ("di soglia"), diversa per ogni specie, gli eterotermi rallentano la loro attività motoria e le loro funzioni organiche, ed entrano in uno stato di "attesa", di vita sospesa o "latente". Nelle zone a clima più freddo, gli eterotermi tendono a scomparire proprio per questo motivo (ai poli, non esistono serpenti, ad es.), mentre si trovano lepri, volpi ed orsi fino alle regioni polari.

2) La vita latente (di vita latente e letargo si parla nell'art. A 17, in questo sito)

Questa specie di torpore consiste in un rallentamento graduale delle funzioni indispensabili alla vita (circolazione, respirazione, ecc.) ed in un'attenuazione o sospensione totale di quelle non urgenti (motilità, nutrizione). Si noti che il trapasso fra la vita attiva e quella latente è graduale, legato all'abbassamento di temperatura.

Questo fenomeno è comune a tutti gli eterotermi, in misura più o meno marcata; inutile farne l'elenco: basta eliminare Mammiferi ed Uccelli.

Per conservare più a lungo possibile lo stato di vita attiva, gli eterotermi cercano sempre i microclimi più caldi, si mettono sulle pietre scaldate dal sole (come le vipere), espongono al sole la maggior superficie corporea possibile, si muovono solo di giorno, ecc.

Anche molti omeotermi (orsi, istrici, scoiattoli, tassi, topi, ecc.) passano buona parte dell'inverno in vita latente, all'interno di tane e in mezzo a materiale che funziona da isolante termico; essi però non arrivano alla paralisi totale e la loro temperatura interna non cambia sensibilmente. I periodi di vera immobilità possono anche essere brevi.

Per gli animali a ciclo annuale, cioè che compiono tutto il loro ciclo vitale in un anno, si presenta il problema di quale fase del loro ciclo è più opportuna per superare l'inverno. Consideriamo un coleottero o una farfalla, che sono esempi di cicli vitali assai complessi: attraverso un processo di metamorfosi, dalla prima fase di uovo nasce la seconda fase, un individuo vermiforme chiamato larva ("bruco" nel caso delle farfalle) che si nutre e si accresce attivamente; da questo, sguscia una fase di vita latente che si muove poco e non si nutre, ed è detta pupa ("crisalide" nel caso delle farfalle); infine dalla pupa emerge l'adulto o "immagine" che deporrà le uova.

Ebbene, sotto quale forma gli insetti trascorrono l'inverno (generalmente in vita latente)? Non c'è regola. Per ogni specie, la forma svernante può essere una qualunque di quelle elencate.

Analogo discorso andrebbe fatto per tutte le specie che presentano metamorfosi, come gli Anfibi.

3) Letargo

Siamo qui di fronte ad un fenomeno assai più marcato della vita latente.

Nel caso degli omeotermi, il letargo può rappresentare una "marcia ridotta", uno stato vitale nettamente diverso da quello normale, senza passaggi gradualmente. Il passaggio dall'uno all'altro stato è rapido ed è determinato da variazioni nell'ambiente (temperatura, durata del giorno e della notte, ecc.).

In letargo, un omeotermo di clima freddo ha una temperatura corporea quasi costante, ma non più quella normale (da 36 a 42 °C, a seconda della specie), bensì una ridotta, che è legata in parte alla temperatura esterna ma non scende mai al di sotto di 3 - 4 °C. Parallelamente, rallentano le altre funzioni vitali: il respiro avviene ogni 1 - 2 minuti, il cuore batte ogni minuto

o mezzo minuto, ecc. La motilità è quasi assente.

Per superare il letargo invernale, l'animale si prepara con vari accorgimenti: tane ben isolate, super-nutrizione in Autunno e quindi forte accumulo di grassi, ecc.⁴⁶

Data la complessità dei fenomeni vitali legati al letargo, non è possibile indurre artificialmente il letargo in quelle specie che in natura non lo presentano; e le specie che vanno spontaneamente in letargo sono poche: marmotte, ghiri, ricci, pipistrelli. Chi ha tentato di indurre il letargo in specie che non presentano spontaneamente questo fenomeno, per es. col raffreddamento, ha semplicemente ucciso l'animale.

Gli uccelli non vanno in letargo: preferiscono migrare. Ed è questa loro possibilità che permette al fringuello alpino ed al gracchio comune di nidificare d'estate fino a 3.000 m di altitudine.

4) Migrazioni

Così come la motilità degli animali permette loro di trovare il microclima più adatto nelle varie ore del giorno, parimenti essa permette loro di spostarsi alla ricerca di terre più favorevoli nelle varie stagioni dell'anno.

Stiamo parlando delle migrazioni.

Poiché i salti di temperatura fra estate ed inverno sono spesso forti, per trovare temperature circa costanti un animale deve percorrere normalmente centinaia o migliaia di chilometri. Ciò è consentito solo ad alcuni grossi animali terrestri ed ai buoni volatori (molti Uccelli, pipistrelli, certi Insetti). I piccoli animali di solito non migrano.

Una forma ridotta di migrazione è la "transumanza", cioè il trasferimento dei grossi erbivori dal monte alla valle durante l'inverno, per trovare cibo fuori dalla coltre nevosa. Si tratta di spostamenti ridotti, pochi chilometri o decine di chilometri ma su forti dislivelli, generalmente all'interno della stessa valle. Es. il capriolo. Transumanza è detto anche il trasferimento forzato di animali d'allevamento, operato dall'uomo.

CONCLUSIONI

L'esposizione che precede è certamente sommaria. Ma può fornire almeno lo spunto per osservare e capire alcuni fatti fondamentali, come quelli elencati finora.

-- La profonda trasformazione subita dal territorio alpino e da tutta la crosta terrestre nei tempi geologici; almeno due orogenesi sono riconoscibili, con il successivo smantellamento delle catene montuose; rocce sedimentarie sono evidenti per spessori fino ed oltre 2.000 m, profondamente dislocate da una complessa serie di movimenti tettonici orizzontali e verticali.

-- Il profondo modellamento subito dai rilievi dell'orogenesi alpina ad opera degli agenti atmosferici in tempi preistorici (era Terziaria e Quaternaria).

-- La grande varietà delle situazioni geografiche attuali, delle forme del terreno, dei microclimi, anche in spazi ristretti.

-- La fitta rete di influenze che le caratteristiche dell'ambiente geologico e geografico esercitano sui caratteri e la localizzazione delle specie viventi (adattamenti, diffusione passiva, migrazioni, estinzioni).

-- La rete ancor più fitta di influenze che ogni specie vivente esercita sulle altre attraverso la trasformazione dell'ambiente (creazione di humus vegetale, ad es.), la produzione o la competizione per il cibo o il territorio, il parassitismo, la simbiosi, ecc.

La natura rappresenta un mondo assai complesso di rapporti, in continua evoluzione temporale, fortemente diversificato nello spazio. Così complesso che le nostre conoscenze sono ancora poco, rispetto a ciò che resta da capire.

Il solo atteggiamento ragionevole, a questo punto, è la sorpresa, l'attenzione, lo sforzo di capire.

• La maggior parte degli argomenti trattati nelle pagine precedenti sono stati ridotti a poche nozioni generali e potrebbero rappresentare lo spunto per ricerche o approfondimenti in ambito scolastico o dilettantistico.

⁴⁶ Poiché il letargo rappresenta uno stato vitale che si stacca bruscamente da quello normale e la temperatura corporea non scende mai sotto il limite sopra citato, c'è poco in comune con la vita latente vista sopra; anzi, di letargo si può parlare solo per gli omeotermi, poiché solo in essi la temperatura corporea è costante fuori letargo.

Per documentarsi su questi argomenti, conviene attingere ai normali testi per i Licei, a trattati o “dispense” universitarie delle facoltà di Scienze Naturali e Biologiche, od ai pochi testi divulgativi seri presenti sul mercato. •

BIBLIOGRAFIA

- E. ARTINI . Le Rocce -4° ediz. - Hoepli, Milano, 1979.
A. BORSELLINI - La storia geologica delle Dolomiti - Edizioni Dolomiti, Pordenone, 1989.
A. BROUWER - Paleontologia generale - Edizioni scientifiche e tecniche Mondadori. Verona, 1972.
C. ELMI - Appunti di Geologia - Pitagora Editrice, Bologna, 1970 (?).
G. NANGERONI - Geografia e Geologia - Istituto Editoriale Cisalpino - Milano, 1951. 524 pagg.
J. L. ROBERTS - Guida Alle strutture geologiche - Franco Muzzio Editore, 2002.
T. SCHAUER e C. CASPARI - Flora e Fauna delle Alpi - Arnoldo Mondadori Editore, 1975.
H. e G. TERMIER - Formazione dei continenti e sviluppo della vita - Le piccole storie illustrate Sansoni, Firenze, 1954. 152 pagg.
V. VIALLI - Appunti di Paleontologia - Pitagora Editrice, Bologna, 1970 (?).