

3 - I MOVIMENTI DELLA CROSTA TERRESTRE

I fenomeni della disgregazione e dell'alterazione comportano la demolizione (disfacimento) delle alture e la formazione di detriti; questi vengono trasportati e depositati nelle depressioni che vengono così colmate. Ciò comporta una continua evoluzione del paesaggio; ma occorre considerare altri fenomeni quali, per esempio, il vulcanesimo, responsabile talvolta della costruzione di complessi edifici vulcanici oppure, in seguito a violente esplosioni, della distruzione di imponenti montagne. Nei tempi geologici la topografia della crosta terrestre cambia più o meno profondamente. I segni sono facilmente visibili quando si dispone di riferimenti quali, per esempio, il livello marino. In altre situazioni è possibile ricostruire i processi di cambiamento attraverso l'analisi dei caratteri geometrici, fisici e paleontologici dei materiali della crosta. Lo studio dei movimenti della crosta terrestre fa riferimento alle acquisizioni scientifiche delle Scienze della Terra, richiede buone conoscenze delle discipline fisiche e chimiche, capacità di visione tridimensionale dei fenomeni naturali e di analisi di sintesi. Occorre immaginare ciò che non potrà essere visto sperimentalmente.

Con lo studio delle onde sismiche si sono individuate zone di diversa densità (nucleo, mantello e crosta) cercando di intuirne la composizione. Importanti riferimenti derivano dallo studio degli ambienti del passato e della vulcanologia. Si è cercato di dare un'interpretazione alle manifestazioni che coinvolgono la crosta superficiale sulla base di modelli relativi ad insiemi complessi di fenomeni che avvengono in zone profonde della Terra. Con l'analisi delle cause dei movimenti della crosta cercheremo di comprendere il funzionamento di questa complessa macchina che è il pianeta sul quale viviamo per tempi che sono infinitamente brevi rispetto a quelli dei processi naturali oggetto delle nostre attenzioni.

3.1 - Movimenti verticali

Nella baia di Douarnenez, presso la costa della Bretagna Sud - occidentale (Francia), si trovano, a ~ 6 m sotto il livello marino, le rovine della città romana di Ys, invasa dal mare nel V secolo dopo Cristo. Nel golfo di Fos (tra Marsiglia e le foci del Rodano) si trovano le rovine di un'altra città romana sotto il livello del mare, a due chilometri di distanza dalla costa attuale. In Olanda e nelle Fiandre l'uomo deve continuamente difendersi dall'invasione del mare.

Baia (presso Pozzuoli) era un antico porto romano, oggi completamente sotto l'acqua. Nella stessa area geografica si trova il Serapeo di Pozzuoli (tempio romano di Giove Serapide), costruito sulla terra ferma, del quale rimangono tre colonne del pronaos (**fig. 3.1**); esse sono "perforate" dai litodomi (Molluschi) in una fascia fra le altezze 2,9 m e 3,5 m dalle basi; essa rimase sommersa nel periodo compreso tra la metà del III secolo e la metà di quello successivo; la parte sottostante non appare "rovinata" dai molluschi in quanto protetta dalle macerie del tempio. Un movimento contrario si verificò a partire dal XVI secolo facendo riemergere i ruderi e rendendone possibile lo studio. Successivamente iniziò una nuova sommersione. Questo fenomeno è stato definito **bradisismo**, cioè un terremoto lento e duraturo, ma si tratta di una affermazione poco corretta in quanto i terremoti, per definizione, sono eventi di natura del tutto diversa; in questo caso è più corretto parlare di **movimenti epirogenetici**, ossia di *spostamento verticale delle masse*.

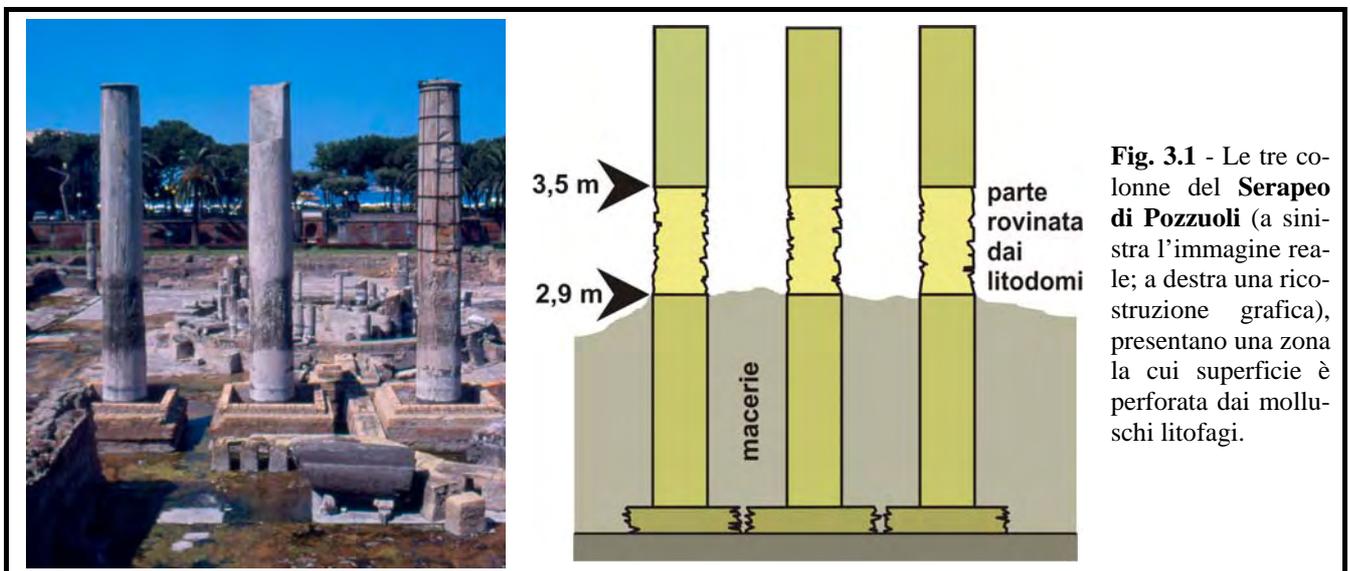


Fig. 3.1 - Le tre colonne del Serapeo di Pozzuoli (a sinistra l'immagine reale; a destra una ricostruzione grafica), presentano una zona la cui superficie è perforata dai molluschi litofagi.

Parenzo è una città di origine romana sulla costa occidentale della penisola istriana. La sua basilica possiede due pavimenti, di cui uno superiore e recente sommerso durante l'alta marea ed un altro (mosaico di età romana) che è visibile tramite botole aperte su quello sovrastante, ma soltanto durante la bassa marea dalla quale è comunque ricoperto. Il vecchio pavimento della chiesa di San Nicola di Bari era, prima di una bonifica, completamente coperto da acqua dolce di origine freatica; esso fu costruito all'asciutto in epoca romana; successivamente il livello della falda si alzò quale conseguenza dell'innalzamento del livello del mare vicino. La città di Spina era un importante centro etrusco dell'Italia settentrionale sulla linea della costa adriatica e i suoi resti sono oggi conservati nel museo di Ferrara; attualmente i terreni ove un tempo sorgeva quella città di mare, si trovano all'interno, presso la laguna di Comacchio. Analogamente Adria, un tempo porto di mare, si trova oggi a ~ 20 km dal mare, nella bassa pianura veneta, a Sud di Chioggia. Aquileia, in Friuli, si trova a 12 km dalla linea di costa, mentre era precedentemente una città in riva al mare che oggi è la laguna di Grado. Nella Liguria occidentale, presso il confine con la Francia, la *Grotta dei Balzi Rossi* è opera dell'erosione marina; successivamente si verificò un abbassamento del livello del mare ed essa fu abitata prima dagli animali, di clima caldo più anticamente (resti di elefanti, ippopotami, rinoceronti) e di tipo freddo successivamente (renne, marmotte) e poi dall'uomo preistorico. Le testimonianze fossili e delle industrie umane sono conservate presso un museo adiacente alla stessa grotta. In seguito vi fu un innalzamento del mare testimoniato dalla presenza di fori di litodomi fino all'altezza di sei metri. Oggi la grotta è completamente emersa.

Non è necessario andare molto indietro nel tempo per trovare prove delle variazioni del livello marino (o movimenti verticali della crosta). L'invasione del mare delle Fiandre olandesi è un fenomeno che caratterizza anche gli ultimi secoli. Le capitanerie dei porti giapponesi (caratteristici per i fondali rocciosi) riportano chiare testimonianze di forti variazioni del livello marino, tanto che anche in periodi recenti in alcuni di quei porti molte navi non possono più entrare.

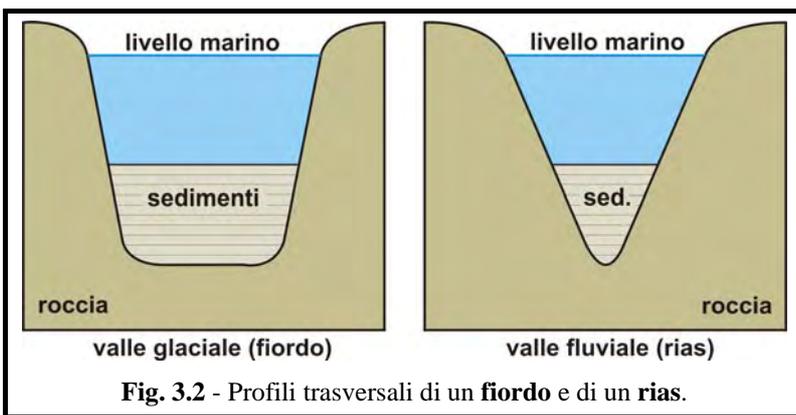


Fig. 3.2 - Profili trasversali di un **fiordo** e di un **rias**.

Altre prove di spostamenti verticali sono molto più antiche. In **fig. 3.2** sono rappresentati i profili di un **fiordo** e di un **rias**, occupati dall'acqua marina e con notevoli depositi sul fondo. In Italia troviamo i valloni di Mugia (Trieste), di Apsa, di Oviato ed il canale di Leve (Istria). Molte insenature di questo tipo sono in Dalmazia. Tali morfologie sono dovute ad agenti sub-aerei (fiumi, ghiacciai) in periodi con livello marino molto più basso; successivamente furono invase dall'acqua, diventando sede di sedimentazione nelle loro porzioni più depresse.

Talora si trovano, anche molto al di sopra del limite di alta marea, segni che testimoniano la presenza antica di acqua marina quali, per esempio, rocce perforate da litofagi e resti di organismi sessili (spugne, briozoi,...). La **panchina** è una roccia calcarea, porosa, di origine organogena marina (quaternario e pliocene superiore), molto diffusa in Italia meridionale, talvolta con potenze notevoli, centinaia di metri sopra l'attuale livello marino. Merita citare la presenza, in ambienti continentali, anche ad elevate altitudini, di resti di scogliere coralline. Sollevamenti della crosta sono segnalati, sulla terra ferma, da resti di balani (crostacei), patelle (molluschi), alghe incrostanti, litodomi,... organismi sessili tipici dell'ambiente litorale. Movimenti recenti sono testimoniati dalla presenza di resti di ostriche, anche ad alcuni metri sopra il livello marino attuale.



Esempio di rias sulla costa adriatica pugliese.

Se il livello marino si mantiene a lungo allo stesso livello, l'azione del moto ondoso forma, in corrispondenza delle coste ripide, un **solco di battigia** (1 ÷ 3 in **fig. 3.3**) le cui dimensioni dipendono, oltre che dall'ampiezza delle maree, anche da quella della fascia fra il limite superiore dei frangenti e quello inferiore del moto ondoso (fino anche a due metri di profondità). In molte zone costiere è possibile osservare uno o più solchi di battigia sollevati rispetto al livello marino attuale. A volte si osserva che il solco emerso risulta diversamente sollevato come, per esempio, presso il monte Pellegrino (Palermo). Se l'azione erosiva persiste mantenendosi lo stesso livello marino, il solco di approfondisce, si formano grotte e si verificano crolli che determinano accumuli di detriti sulla scarpata sommersa. Si formano, in questo modo, **terrazzi marini** (4 in **fig. 3.3**).

In seguito all'abbassamento del livello marino (o al sollevamento della crosta; **5** e **6** in **fig. 3.3**), si osservano successioni di gradoni sulle pendici che si affacciano al mare; a ciascuno di essi si può attribuire un periodo di relativa stabilità del livello marino (cioè il tempo necessario per la formazione di un terrazzo). La Calabria, nel Quaternario (a partire da oltre 1,5 milioni di anni fa), si è sollevata di centinaia di metri ed in certe zone sono osservabili successioni di terrazzi marini dei quali quelli a minore altitudine sono scavati quasi interamente nel materiale detritico dovuto alla formazione di quelli superiori. I terrazzi disposti a maggiore altitudine sono prevalentemente scavati in roccia o in deboli coperture sedimentarie. Diversamente da quanto espresso dai principi generali della stratigrafia, il terrazzo più antico si trova in alto e quello più recente in basso. Una evidente successione di terrazzi è osservabile nel golfo di Taranto.

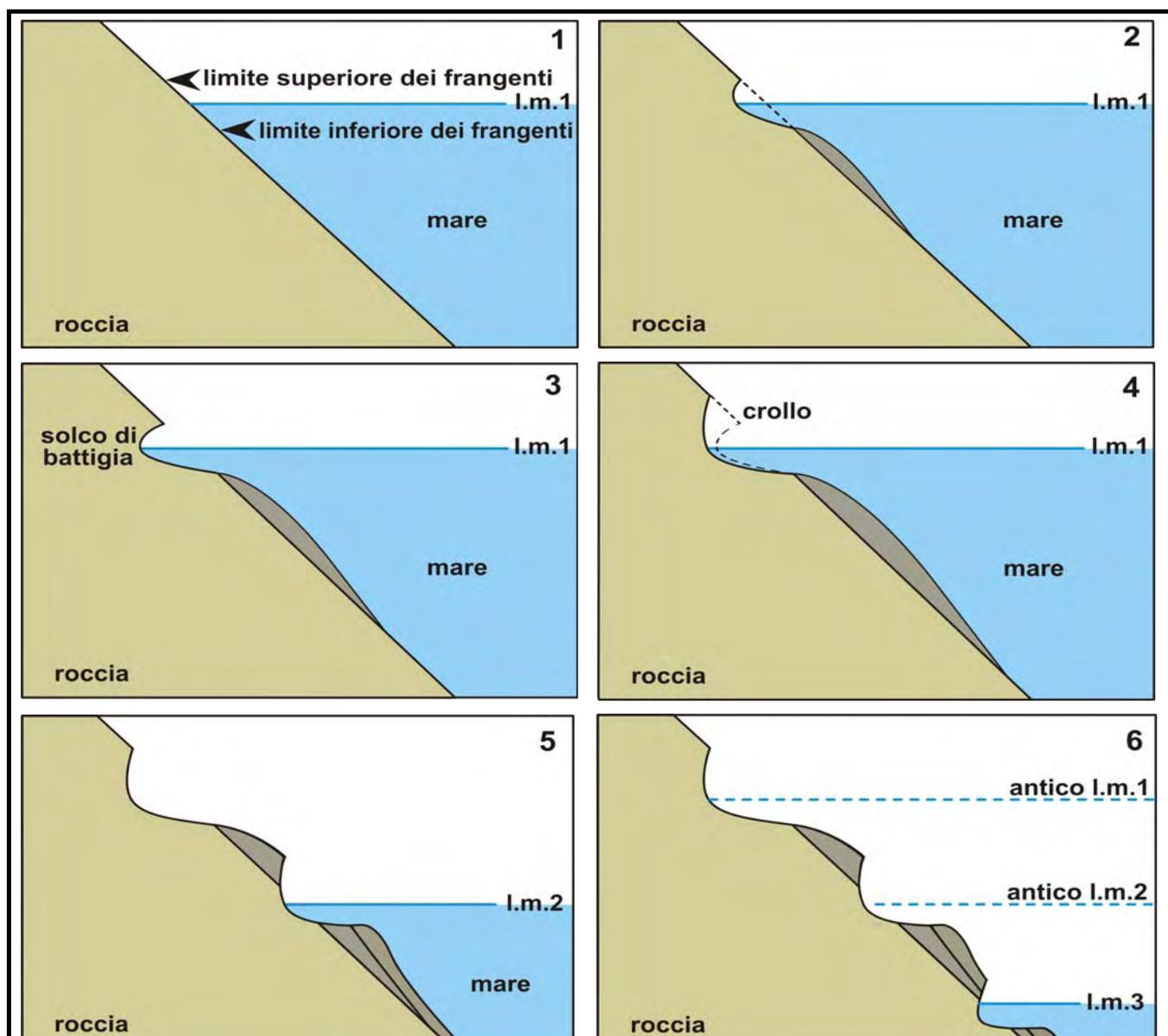


Fig. 3.3 - In corrispondenza del più antico livello marino (**l.m.1**), dove agisce l'azione erosiva del moto ondoso (**1**), si forma un **solco di battigia** (**2**), parallelo alla costa; con il passare del tempo (**3**) ed in seguito a crolli, si approfondisce con accumulo di detriti sulla scarpata sommersa (**4**) con formazione di un **terrazzo marino**. Se il livello marino si abbassa (**l.m.2**), si forma un nuovo solco dovuto all'azione di erosione sia sui sedimenti precedentemente accumulati, sia sulla roccia (**5**). L'ulteriore abbassamento del livello marino (**l.m.3**) comporta la formazione di un nuovo solco (**6**) e di un nuovo terrazzo, scavato prevalentemente sui sedimenti derivati dalla formazione dei terrazzi precedenti.

Nell'isola di Cherso (Croazia) si trovano, lungo il profilo della costa, golfi con forma sub-circolare. Verso l'interno si trovano un laghetto d'acqua salata e poi una depressione asciutta (**fig. 3.4**). Sono depressioni di origine carsica (*doline*) e quindi formate in ambiente continentale. L'innalzamento del livello marino ha consentito l'invasione totale di quelle più basse (i golfi), parziale di quella intermedia (lago salato), ma ha risparmiato quella più alta (dolina asciutta).



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

La **fig. 3.5** illustra una situazione in cui la costa è formata da materiale permeabile ed imbevuto d'acqua dolce in alto e marina in basso. L'acqua dolce scende e preme su quella marina; fra le due il *livello di base* sale verso la linea di costa, dove si trovano polle d'acqua sorgiva. Se il livello marino cambiasse, il livello di base si adatterebbe alla nuova situazione e le sorgenti continuerebbero a sgorgare in corrispondenza dello stesso livello del mare. Se la costa è costituita da calcari si determinerebbe una situazione diversa. In seguito ai fenomeni carsici l'acqua piovana filtra attraverso fratture che vengono allargate (per azione chimica) con formazione di un *reticolo carsico*. Il calcare diventa un materiale percorso da "condotte forzate", veri e propri tubi che portano l'acqua in basso sotto pressione e dove il livello di base assume un andamento simile a quello illustrato in **fig. 3.6** e dove, al di sotto di esso, non è presente acqua marina in quanto il calcare, se

non sottoposto all'azione carsica, non è permeabile. Se il livello del mare si abbassasse, i fenomeni carsici prenderebbero nuovo vigore ed una nuova porzione di calcare sottostante verrebbe incarsita adeguando così il livello di base. Se il livello marino si alzasse (da **l.m.1** ad **l.m.2** in **fig. 3.6**) si alzerebbe anche il livello di base, ma intanto, diversamente dalla situazione illustrata con la **fig. 3.5**, a causa della presenza di quelle "condotte in pressione", nel tempo, più lungo, impiegato per l'adeguamento del nuovo livello di base, continuerebbero a sgorgare le vecchie polle sorgive sotto il livello marino. Pertanto le sorgenti d'acqua dolce sotto il livello del mare testimoniano un cambiamento verticale relativamente recente. Polle d'acqua dolce sono presenti in Puglia, nel golfo di Taranto, nella Dalmazia e nella Sicilia settentrionale.

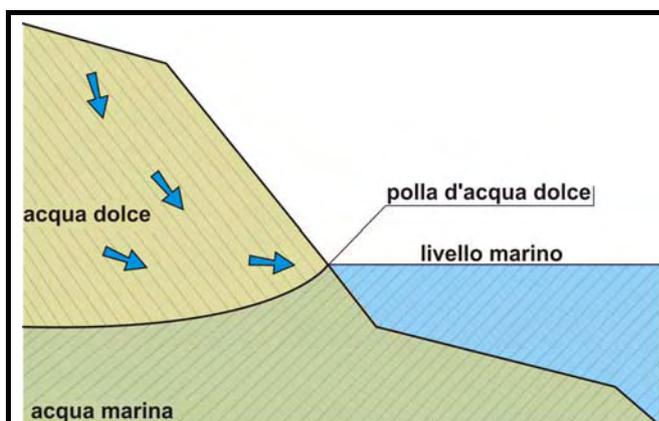


Fig. 3.5 - Polla d'acqua dolce in corrispondenza del livello marino.

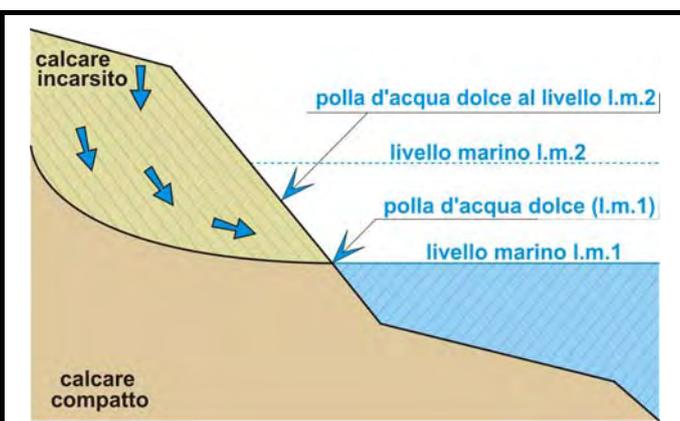


Fig. 3.6 - Polle d'acqua dolce in corrispondenza del livello marino (**l.m.1**) e sotto il livello marino (**l.m.2**) in seguito a suo innalzamento.

Lo studio dei solchi sui fondali dell'alto Adriatico (**fig. 3.7**) in prosecuzione diretta degli attuali fiumi padano - veneti ha confermato che, durante la glaciazione wurmiana (finita circa 15.000 anni fa), la pianura Padana era molto più estesa, a causa di un forte abbassamento del livello marino. Queste morfologie sono conosciute anche nel Tirreno (golfo di Genova), nel Mare del Nord, nel golfo della California,...

I fiumi depositano, alla foce in mare, cospicui materiali costituenti i *delta*. Tali sedimenti si accumulano nel mare sotto forma di scarpate detritiche (**1** in **fig. 3.8**). Se il livello marino si abbassa il fiume erode (incidendoli) i suoi stessi precedenti depositi, formando un nuovo sistema deltizio (**2** in **fig. 3.8**). Parte dei materiali detritici trasportati al mare sono coinvolti dal gioco delle correnti e dal moto ondoso e si possono accumulare sotto forma di *cordoni litorali* paralleli alla costa. Contemporaneamente il vento può spostare materiali detritici fini con conseguente formazione di *dune*. Se il livello marino scende, tali morfologie vengono sottoposte ad erosione; se invece esso sale antichi delta, cordoni litorali e dune, forme tipiche degli ambienti di transizione, possono trovarsi completamente sommersi (come si verifica al largo del delta del Mississippi) e quindi conservati e osservabili.

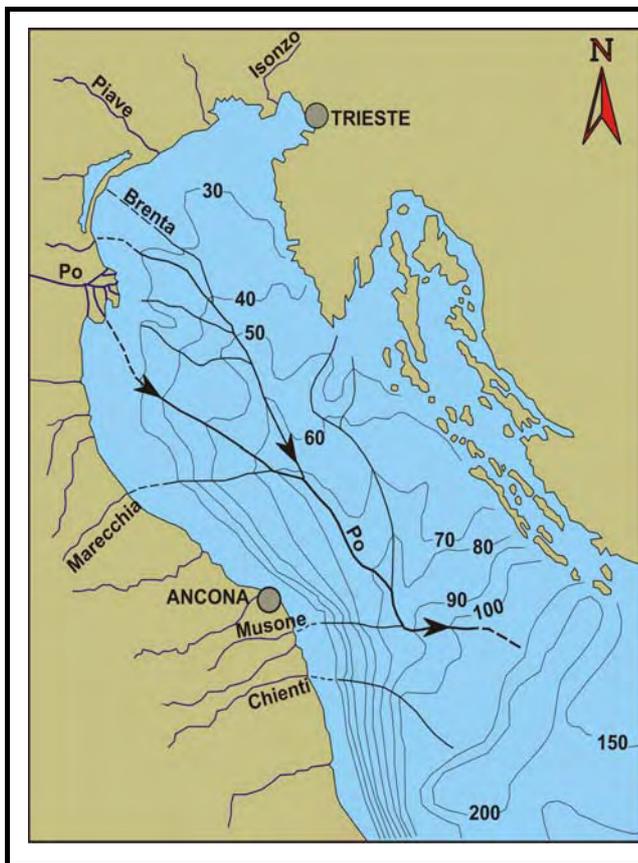


Fig. 3.7 - Studiando le isobate (linee congiungenti punti di uguale profondità) dell'Adriatico, è stato ricostruito il corso dei fiumi sull'antica pianura Padana che si estendevano fino a Sud di Ancona durante l'ultima glaciazione (Wurm).

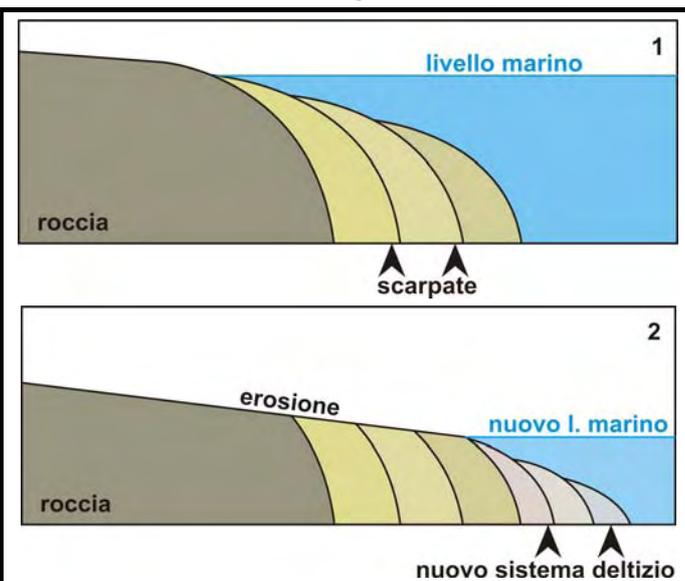


Fig. 3.8 - I delta sono accumuli di sedimenti presso la foce dei fiumi in mare (1). Se il livello marino scende (2) si forma un nuovo sistema deltizio mentre quello precedente viene sottoposto ad erosione.

Un'altra prova dell'esistenza dei movimenti verticali della crosta è fornita dai fenomeni di *cattura fluviale* causati da sollevamenti parziali di aree continentali più o meno vaste. L'orografia attuale delle due americhe è relativamente recente; un maggiore sollevamento delle loro porzioni occidentali ha determinato lo spostamento dello spartiacque verso Ovest e cattura da parte del versante atlantico di acque che, prima, giungevano nel Pacifico. L'emissario del lago d'Orta (Piemonte) scarica a Nord invece che a Sud come si verifica per tutti gli altri laghi prealpini (Garda, Maggiore, Como,...); forse anticamente anche il lago d'Orta scaricava a Sud; successivamente un sollevamento differenziato ha innalzato maggiormente la porzione meridionale determinando quell'inversione che oggi osserviamo.

In una pubblicazione scientifica pubblicata nel 1961 era illustrata una *carta delle isocinetiche* del territorio padano orientale (Polesine); allora si riteneva importante comprendere le ragioni della facile esondabilità del fiume Po o della possibile invasione del mare. Quella carta è una base topografica sulla quale furono disegnate linee congiungenti punti di uguale abbassamento. Si constatò che i valori maggiori erano pari a ~ 30 cm/anno e ciò a causa dell'estrazione dal sottosuolo del gas metano.

La scudo scandinavo si sta inarcando; mentre la zona del golfo di Botnia si sta sollevando (1 cm/anno); le porzioni periferiche sono praticamente ferme e quelle marginali (Danimarca) si stanno addirittura abbassando (seppure lievemente).

Il livello marino dell'Adriatico si solleva alla velocità media di 0,15 cm/anno contro il valore medio mondiale di 0,11 cm/anno.

Nei Carpazi le aree più elevate sono in fase di sollevamento, viceversa per le bassure circostanti.

Gli spostamenti verticali sono dimostrati anche con prove biologiche. Gli insetti cavernicoli sono caratterizzati da fenomeni di regressione per il particolare tipo di ambiente che frequentano (diminuzione o annullamento della vista, regressione o perdita delle ali, potenziamento di altri sensi,...); essi si sono talmente specializzati all'ambiente ipogeo da avere scarse o nulle possibilità di sopravvivenza,

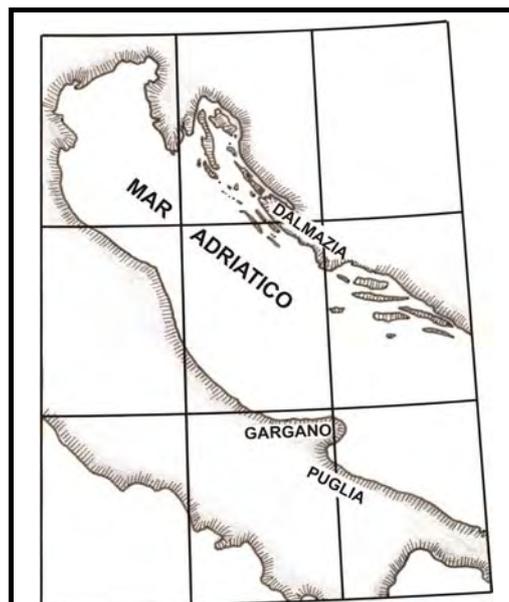


Fig. 3.9 - Nelle grotte del Gargano e della Dalmazia vivono coleotteri molto simili. Ciò dimostra che forse un tempo non esisteva il mare che attualmente isola le due popolazioni.

anche per poco tempo, fuori da quell'ambiente. I coleotteri cavernicoli della Dalmazia sono quasi identici a quelli del Gargano (**fig. 3.9**), segno che solo recentemente le due faune sono state separate dal mare, in quanto tali animali non possono valicare una così ampia distesa d'acqua, non possono entrare e sopravvivere nelle navi o spostarsi lungo la costa compiendo il periplo dell'Adriatico (per zone troppo ampie non vi sono grotte). Quindi un tempo (non troppo remoto e non più antico del pliocene; 4 milioni di anni fa) il mare non esisteva e dovevano esserci delle grotte da permettere a quegli animali di effettuare delle tappe nelle loro migrazioni.

Le bioerme (es. scogliere coralline) si formano in condizioni particolari, non oltre i $60 \div 100$ m di profondità, mentre esistono scogliere potenti centinaia di metri. Ciò prova un innalzamento del livello marino (o un abbassamento del fondale) costante e duraturo nel tempo. Questo fenomeno è analogo a quello all'origine della formazione di sedimenti neritici (di facies marina poco profonda) potenti anche $10 \div 15$ km, cioè accumuli di detriti in corrispondenza di **geosinclinali**, fasce della crosta sottoposte a sprofondamento e dove il livello del mare sovrastante risulta più o meno costante (inferiore a 200 m) in quanto la velocità di abbassamento del fondo della depressione è più o meno uguale a quella di accumulo dei sedimenti.

Talvolta si rinvengono, in aree continentali, sedimenti di ambienti marini. Per esempio, in Sicilia si trovano depositi del cretaceo la cui origine è attribuibile all'antico mare Tirrenide. Analogamente nelle Marche sono presenti ciottoli di granito e di scisti cristallini in conglomerati di origine marina derivati dall'antico mare Adriatide (miocene; 20 milioni di anni fa).

3.2 - Cause dei movimenti verticali

Le osservazioni e le descrizioni dei fenomeni sono meno difficili del tentativo di individuarne le cause, soprattutto quando queste sono "nascoste" nelle profondità della Terra. Talvolta si formulano teorie che spiegano solo in parte i fenomeni, oppure sono il risultato di brillanti idee, ma che non hanno il supporto di verifiche sperimentali o della coerenza con altre teorie nell'ambito della ricerca di un modello di funzionamento del pianeta. È una materia difficile e controversa; per esempio quando si parla di variazioni del livello marino, come facciamo ad essere sicuri che invece non si tratti di movimenti della crosta che si innalza o si abbassa? L'insieme dei fenomeni che sono all'origine e conseguenza delle variazioni del livello del mare viene denominato **eustatismo generale**.

I mari e gli oceani, nel loro insieme, costituiscono una sorta di gigantesca vasca il cui livello dell'acqua si modifica sia per le variazioni delle dimensioni della vasca stessa (se, per esempio, diminuisce la superficie di base, mantenendosi il volume, il livello deve alzarsi), sia per aggiunte o sottrazioni di acqua. I sedimenti che si accumulano sui fondali marini, la formazione di montagne vulcaniche sul fondo dei mari sottraggono volume ai mari che quindi devono innalzarsi. L'accentuarsi delle depressioni delle geosinclinali (ma quali sono le cause di tali sprofondamenti?) se non sono colmate da sedimenti, determinano diminuzioni del livello marino. Cambiamenti climatici possono modificare i volumi nel ciclo dell'acqua; se aumentasse il volume del ghiaccio (durante una glaciazione), diminuirebbe quello dei mari con conseguente diminuzione del livello marino. Viceversa, durante le fasi di clima caldo il livello marino si alzerebbe. Secondo molti Autori, durante le fasi glaciali del Quaternario, il livello del mare era di $150 \div 200$ m più basso dell'attuale. L'insieme dei fenomeni di variazioni di livello marino dovute alle fasi climatiche fredde viene detto **eustatismo glaciale**, che non è altro che un aspetto particolare di quello generale.

Le periodiche variazioni del livello marino dovute all'alternanza delle fasi fredde e calde del quaternario sono causa di particolari formazioni. La **fig. 3.10** illustra la formazione di una scogliera corrispondente ad un livello marino alto (**l.m.1**) durante una fase climatica calda. Nella fase successiva fredda si abbassa il livello del mare (**l.m.2**) e la scogliera viene sottoposta ad erosione, con formazione di una scarpata formata dai detriti derivanti dal disfacimento della scogliera stessa. Al termine della glaciazione le acque si alzano al nuovo **l.m.3** e si determinano le condizioni per la formazione di una nuova scogliera sui detriti di quella precedente e di una laguna sul fondo della quale si stratificano i caratteristici depositi di quell'ambiente, spesso di carattere evaporitico. Con l'avvento di una seconda glaciazione, per l'abbassamento del livello marino (**l.m.4**; non rappresentato in figura), viene distrutta anche questa scogliera e nel successivo periodo caldo (**l.m.5**) se ne forma una terza più al largo e con un bacino lagunare più ampio. Quindi si possono formare successioni di residui di scogliera ed accumuli di loro detriti in base al numero di oscillazioni delle fasi climatiche.

In linea di massima le oscillazioni dovute all'eustatismo hanno carattere planetario, in quanto anche variazioni locali della capacità di un mare o del clima comportano un assestamento del livello marino su tutto il globo. Vale la pena citare la grande trasgressione marina (il mare che avanza per innalzamento del suo livello) avvenuta nel cretaceo che, come vedremo, sembra essere in relazione con la nascita dell'oceano Atlantico.

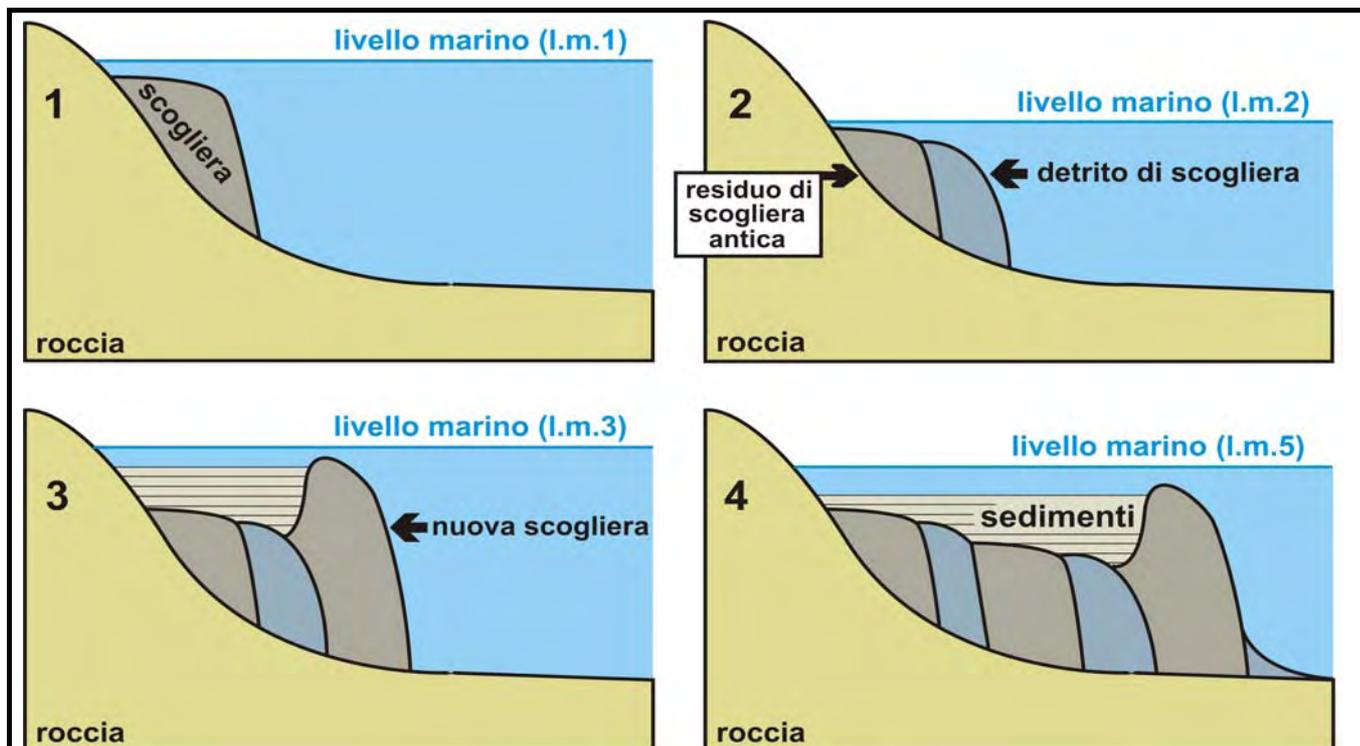


Fig. 3.10 - Formazione di una alternanza di residui di scogliere e loro detriti in seguito alla successione di fasi climatiche fredde (glaciazioni) e calde, responsabili dell'eustatismo glaciale.

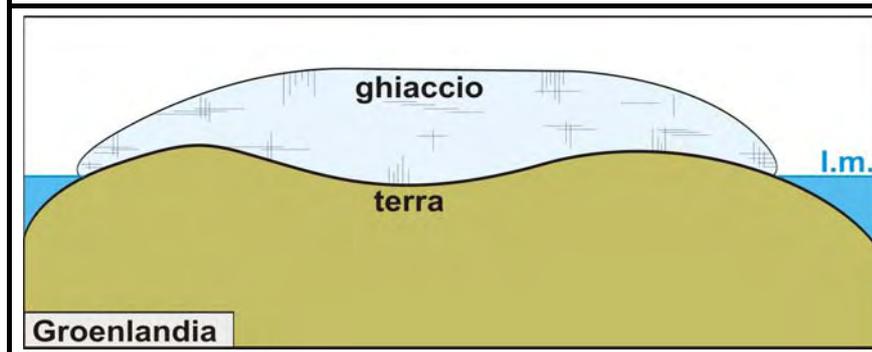


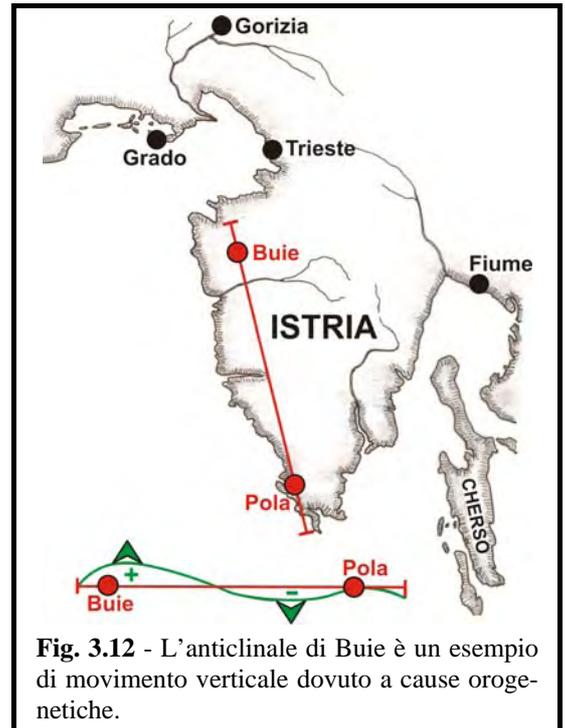
Fig. 3.11 - Schema illustrante il profilo della Groenlandia sotto il peso del ghiacciaio che la ricopre.

Una causa abbastanza chiara dei movimenti verticali è l'**isostatismo**. I movimenti di sollevamento dello scudo scandinavo, ai quali abbiamo sopra accennato, sono probabilmente di questa origine. Consideriamo, come esempio, la Groenlandia, un'isola attualmente occupata da una grande massa di ghiaccio il cui volume complessivo è pari a $\sim 2,5 \cdot 10^6 \text{ km}^3$, con spessore medio superiore a 2 km ed appoggiata su materiale roccioso che presenta, al centro, una accentuata depressione (**fig. 3.11**). Interessante è osservare che se tutto quel ghiaccio si sciogliesse, il livello marino, in tutto il globo, si alzerebbe di oltre 6 metri. Il maggior spessore al centro del ghiacciaio della Groenlandia determina un peso tale da determinare un più accentuato sprofondamento isostatico della crosta al centro dell'isola. Questa situazione è probabilmente analoga a quella che caratterizzava lo scudo scandinavo durante le grandi glaciazioni quaternarie. Con lo scioglimento dei ghiacci le porzioni di crosta maggiormente sprofondate per il carico a cui erano sottoposte, oggi si stanno innalzando (quale risposta isostatica) maggiormente rispetto alla periferia.

Una situazione per certi versi analoga è tipica delle Alpi, sottoposte ad un notevole carico isostatico durante le glaciazioni quaternarie. Un fenomeno di carattere isostatico sembra essere alla base del sollevamento dei Carpazi precedentemente descritto. Mano a mano che le montagne vengono sottoposte a disfacimento ed i detriti vengono trasportati a valle, diminuisce il carico delle rocce superficiali e la crosta, in quelle zone, risponde con un movimento isostatico verso l'alto. Viceversa le aree adiacenti "affondano" per l'aumento di carico dovuto all'accumulo di detriti trasportati dalle vicine montagne. In generale le alture, in corrispondenza delle quali la crosta presenta maggiori spessori, sono destinate sia ad abbassarsi, in quanto sottoposte a disfacimento, sia ad innalzarsi, per risposta isostatica alla diminuzione di carico litologico e/o glaciale.

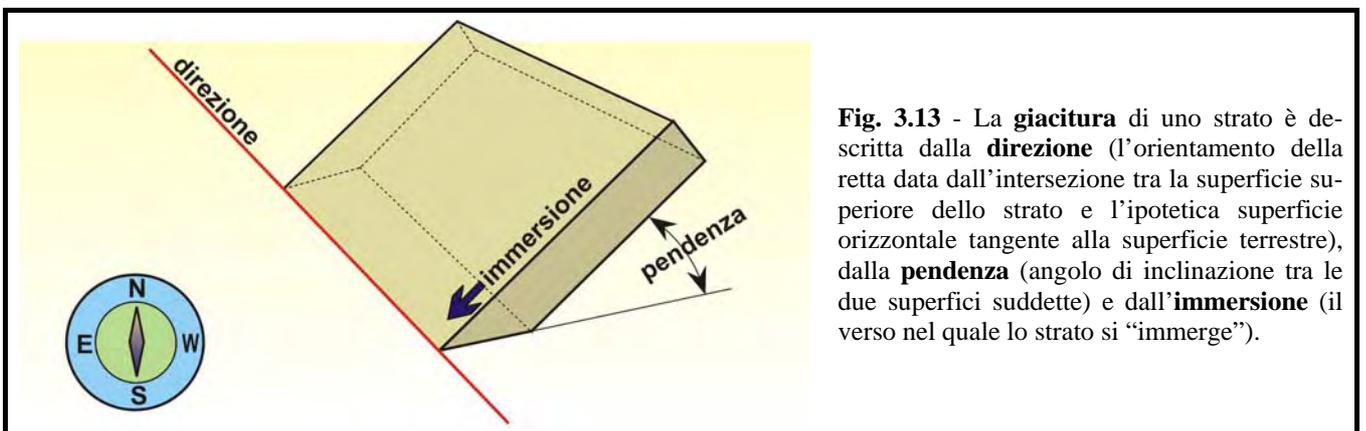
Il termine **subsidenza** indica un graduale abbassamento del terreno a causa della compattazione (dovuta a pressione esercitata dai materiali superficiali su quelli sottostanti). Con un linguaggio più ortodosso bisognerebbe in realtà usare tale termine per indicare, più in generale, qualunque tipo di abbassamento verticale, sia come un aspetto particolare dell'eustatismo, sia come movimento dovuto a fenomeni di tipo *orogenetico*, dei quali avremo modo di parlare più avanti. Frequentemente, inoltre, i fenomeni di subsidenza sono connessi con innalzamenti di aree adiacenti o più o meno vicine.

Quale esempio di spostamento verticale per cause orogenetiche, consideriamo la costa occidentale della penisola istriana (**fig. 3.12**). Lungo il profilo Buie - Pola sono riportati i valori di sollevamento (+) e di abbassamento (-) che sono assai diversi nello spazio di circa 45 km. La basilica di Parenzo, precedentemente descritta, si trova nel tratto in cui si verifica l'abbassamento. L'andamento della linea, indicante gli spostamenti verticali lungo il profilo così individuato, ha l'aspetto di un'ampia piega, come se l'Istria fosse compressa, grosso modo, lungo i meridiani. Analoghe sembrano le cause degli spostamenti verticali presso Pozzuoli (dove si trova il succitato tempio di Giove Serapide; **fig. 3.1**); tuttavia, secondo alcuni Autori quei movimenti sembrano associati al vulcanesimo, cioè a fenomeni di fusione e solidificazione di magmi più o meno profondi che comportano aumenti di volume (sollevamenti) o diminuzioni (abbassamenti) in funzione delle particolari condizioni di temperatura e pressione degli ambienti magmatici.



3.3 - Movimenti orizzontali

Gli strati rocciosi non si presentano sempre come successioni di materiali con **giacitura** (**fig. 3.13**) più o meno orizzontale e tanto più antichi quanto più profondi (secondo quanto suggerito dal *criterio di sovrapposizione*). L'accumulo di sedimenti porta normalmente alla formazione di depositi di potenza variabile e caratterizzati da una estensione areale che dipende dalla tipologia e dalle dimensioni dell'ambiente in cui essi si formano ed hanno quasi sempre giacitura orizzontale. Tuttavia, nel corso dei tempi geologici, avvengono movimenti, a livello della crosta, che modificano, anche profondamente, la giacitura di quei sedimenti che intanto, per processi sia diagenetici, sia metamorfici, possono subire notevoli trasformazioni fisiche e chimiche. La maggior parte dei materiali costituenti la porzione superficiale della crosta presenta una giacitura diversa da quella orizzontale (**fig. 3.14**) e ciò è importante agli effetti della morfologia della superficie terrestre; le forme dei rilievi, per esempio, sono il risultato non solo dell'intensità dei processi di disfacimento e della composizione fisica e chimica dei materiali, ma anche del modo in cui gli stessi sono disposti nello spazio tridimensionale. La **fig. 3.15** mostra come la stabilità dei versanti sia fortemente condizionata dalla giacitura degli strati rocciosi.



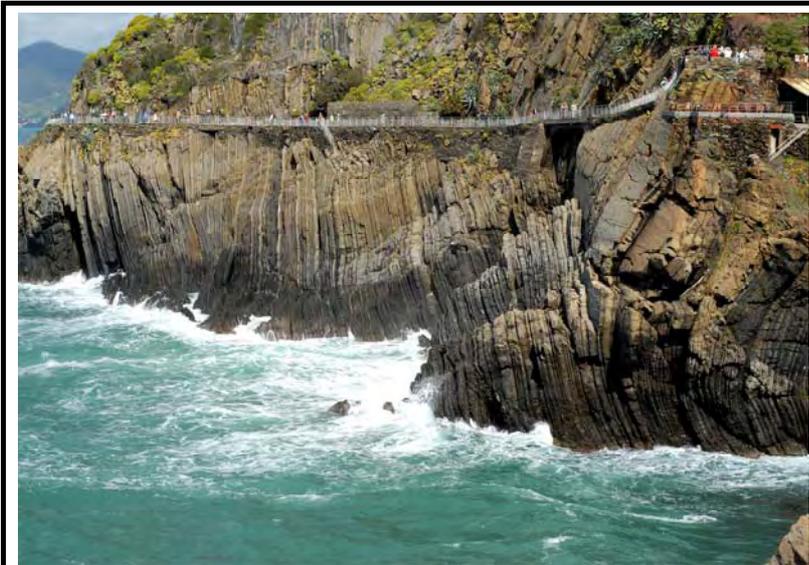


Fig. 3.14 - Sulla costa rocciosa di Riomaggiore (Liguria) si osservano strati quasi verticali di arenaria, una roccia sedimentaria formata dalla diagenesi di depositi di sabbia originariamente in posizione orizzontale.

Per spiegare come può modificarsi la pendenza di uno strato, si potrebbero ipotizzare movimenti verticali differenziati rispetto allo strato stesso. Per inclinare un tavolo si può alzarne una estremità. Ma in numerose situazioni, l'inclinazione è talmente accentuata che non sono possibili semplici movimenti verticali. Per inclinare un tavolo fino alla posizione verticale non è sufficiente alzarne una estremità, ma bisogna anche spingere. Si deve riconoscere una componente orizzontale delle forze all'origine dei movimenti della crosta terrestre. Le situazioni riscontrabili in natura sono tanto complesse che si potrebbe parlare di movimenti che avvengono un po' in tutte le direzioni. Addirittura vi sono casi in cui le pile di sedimenti sono rovesciate con gli strati più antichi che poggiano su quelli più recenti.

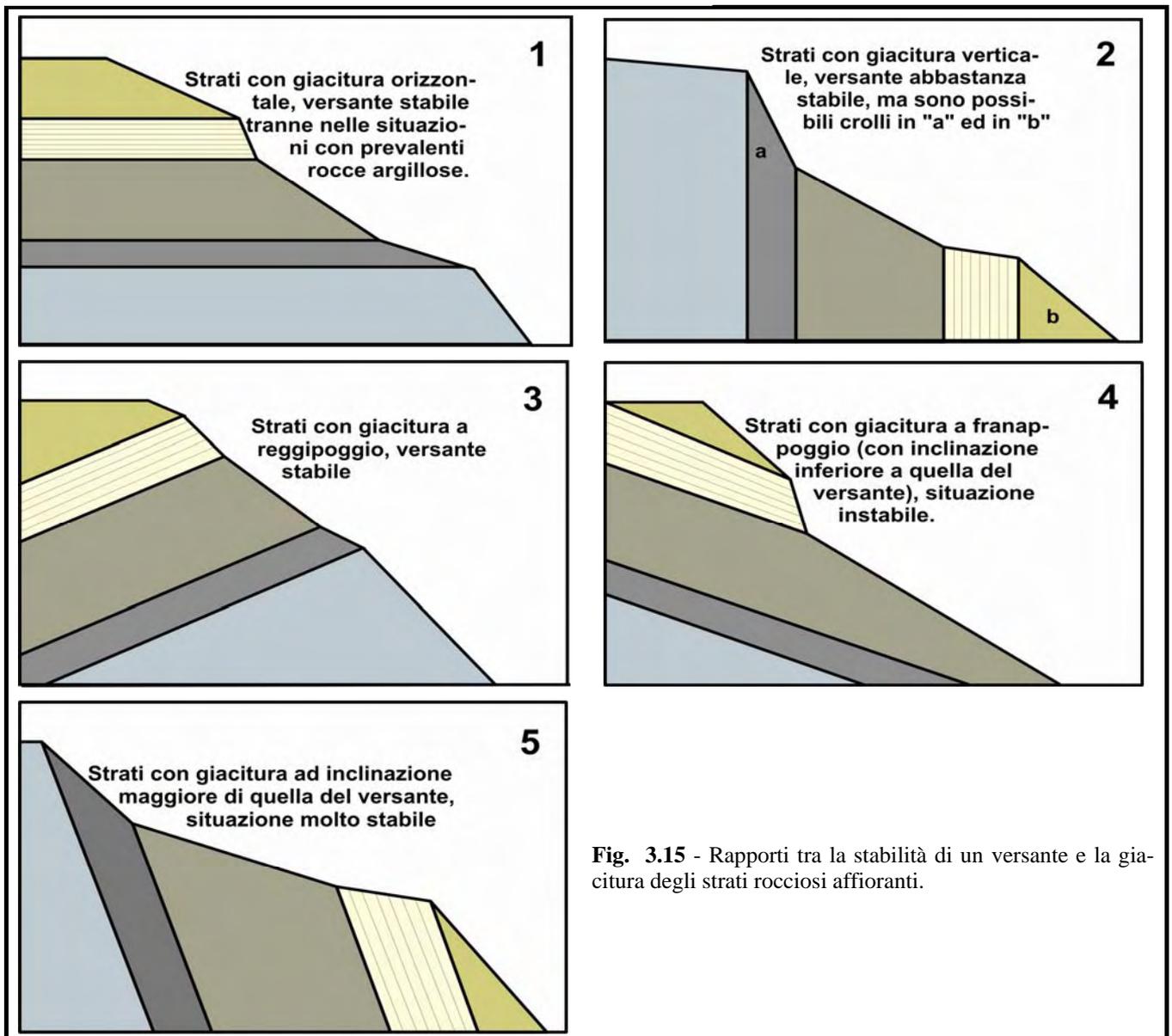


Fig. 3.15 - Rapporti tra la stabilità di un versante e la giacitura degli strati rocciosi affioranti.

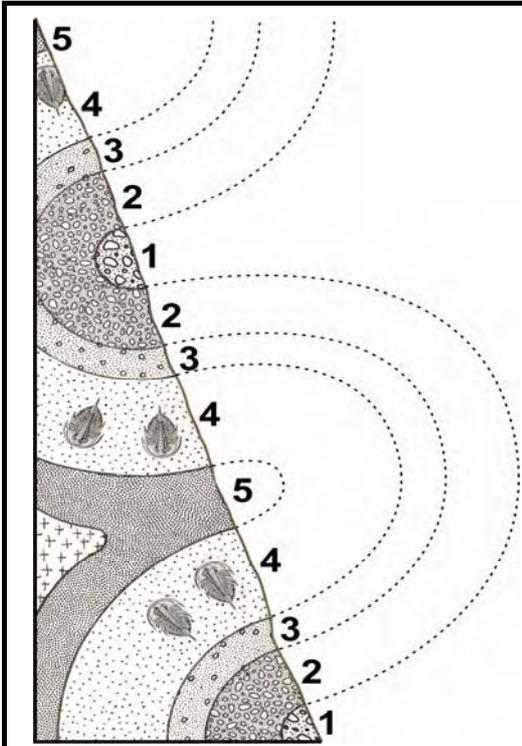


Fig. 3.16 - Successione di strati fortemente piegati. L'affioramento lungo il versante mette in evidenza pile di sedimenti cronologicamente ben stratificati (dal più antico in basso al più recente in alto; 1 ÷ 5) che si ripetono in modo analogo e rovesciato.

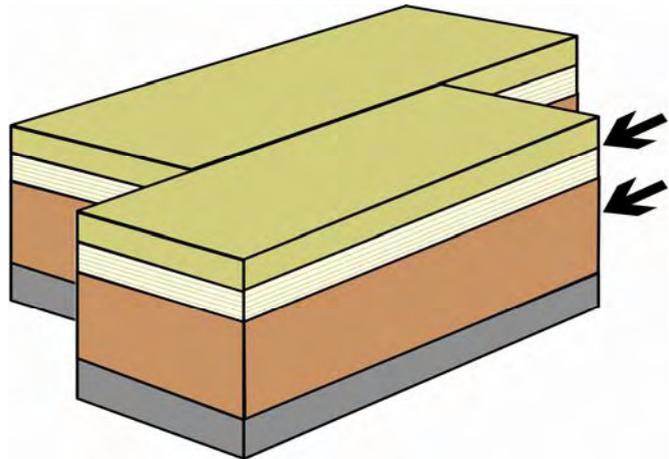


Fig. 3.17 - Immaginiamo di tagliare una zolla omogenea perpendicolarmente rispetto ad un ipotetico piano orizzontale. Si ottengono due zolle che possono scorrere una rispetto all'altra con movimenti orizzontali. La **faglia**, dal punto di vista topografico, apparirà come una linea retta.



Fig. 3.18 - La faglia di S. Andrea.

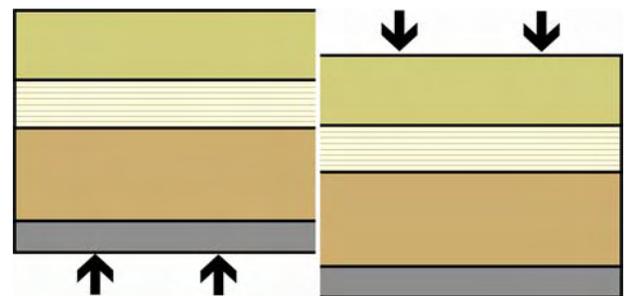


Fig. 3.19 - Faglia verticale.

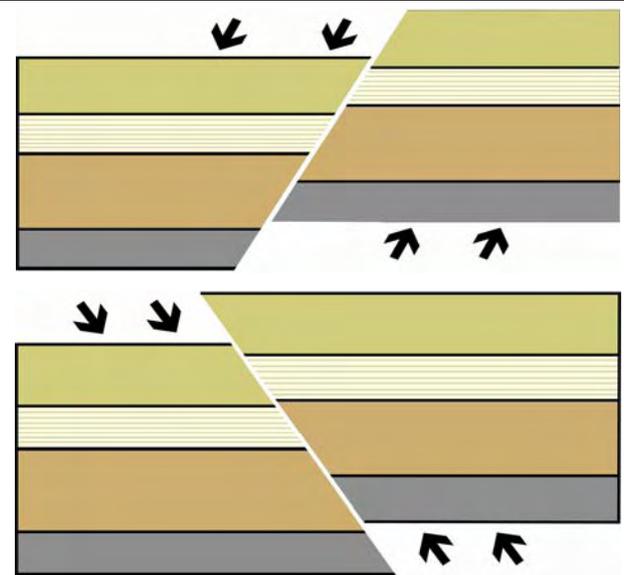


Fig. 3.20 - Faglie di distensione (in alto) e di compressione (in basso).

La **fig. 3.16** rappresenta un versante sulla cui superficie affiorano formazioni in successione cronologica "normale" (con lo strato più antico **1** in basso e quello più recente **5** in alto); ma la stessa successione si ripresenta più volte, sia con lo stesso ordine, sia rovesciato. Non conosciamo nessuna situazione (o complicate situazioni dove sia possibile una successione temporale di ambienti) nell'ambito del quale si possano formare tali serie

sedimentarie. Più semplice è ipotizzare la formazione di una “normale” pila di strati (1 ÷ 5) successivamente sottoposta a forze in grado di alterare profondamente la giacitura originaria.

La componente orizzontale delle forze che muovono la crosta terrestre può essere così spiccata da provocare fratture che separano blocchi di rocce che successivamente si muovono uno rispetto all’altro lungo la superficie di scorrimento che si è formata in corrispondenza della frattura stessa. In tal caso si ha formazione di una **faglia**; lo scorrimento reciproco ai suoi bordi (*labbra della faglia*) può portare a contatto rocce di natura e di età diverse (**fig. 3.17**). Un esempio di *faglia orizzontale* è quella di *S. Andrea* in California (**fig. 3.18**), i cui spostamenti hanno causato il terremoto di S. Francisco del 1906. I movimenti di questa faglia, attiva dal triassico, hanno comportato troncature di particolari morfologici; tagliando le porzioni terminali di alcune valli associandole a quelle adiacenti, costringendo corsi d’acqua a piegarsi notevolmente, spostando confini, ecc..



S. Francisco. Cancellata spezzata per l’azione della faglia.



Documenti storici relativi agli effetti del terremoto di S. Francisco del 1906 per l’azione della faglia di S. Andrea

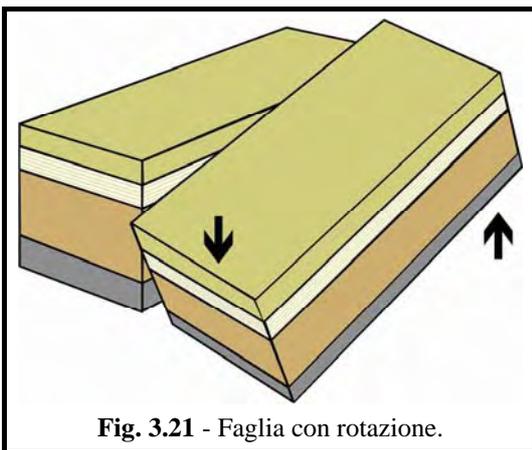


Fig. 3.21 - Faglia con rotazione.

Lo scorrimento lungo la superficie di una faglia può avvenire in diversi modi. Se la componente verticale delle forze è prevalente si parla di *faglia verticale* (**fig. 3.19**). Se sono presenti, con intensità analoghe, entrambe le componenti orizzontale e verticale, si possono avere *faglie di distensione* e di *compressione* (**fig. 3.20**). Oppure, la risultante di un insieme complesso di forze può dare origine a *faglie con rotazione* (**fig. 3.21**).

Le faglie possono comportare rilevanti conseguenze sulle attività umane. Nel campo petrolifero di Buena Vista (California) alcuni pozzi raggiungevano uno strato produttivo (rocce “impregnate” di petrolio) sotto uno strato impermeabile. In seguito al movimento di una faglia alcuni pozzi si sono “asciugati”, mentre quelli adiacenti sono rimasti attivi. L’interpretazione di questo fenomeno è illustrata dalla **fig. 3.22**; la causa è una faglia di compressione,

analoga a quella illustrata in **fig. 3.20**. Una o più faglie possono comportare movimenti della crosta tali da conferire forme particolari del paesaggio; un esempio molto evidente è dato dalle *fosse tettoniche* (**figg. 3.23**).

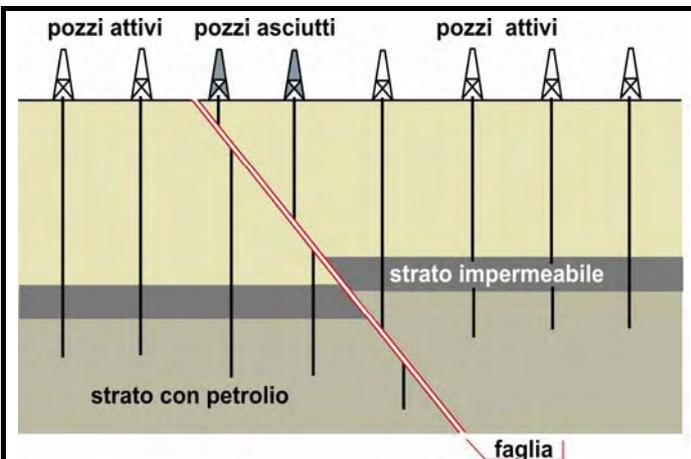


Fig. 3.22 - Una faglia di compressione determinò l’interruzione dell’attività di alcuni pozzi petroliferi nel territorio della California.

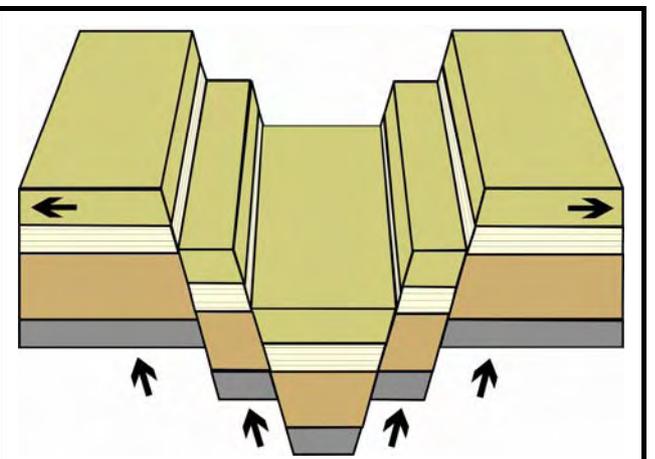


Fig. 3.23 - Un insieme di faglie, ad andamento verticale e sub-parallelo, forma blocchi che, scorrendo uno rispetto all’altro, danno origine ad una fossa tettonica.

Se le forze che agiscono non sono troppo intense, ma prolungate nel tempo e se i materiali ad esse sottoposti, non sono troppo “rigidi”, invece di fratturarsi originando faglie, subiscono modifiche della loro geometria piegandosi in vario modo. La formazione di **pieghe**, per esempio, fornisce una buona interpretazione della particolare distribuzione delle successioni di strati illustrata in **fig. 3.16**. Le pieghe, a loro volta, possono presentarsi in diversi modi. Quelle più comuni sono convesse verso l’alto (**anticlinali**) o verso il basso (**sinclinali**). A volte sono **verticali** e associate in successioni alterne regolari e parallele (**1** in **fig. 3.24**) come si verifica, per esempio, nella catena montuosa del Giura franco - svizzero. Altre volte possono essere raggruppate in modo più complesso, oppure variamente inclinate (**2** in **fig. 3.24**) fino a risultare, in casi limite, coricate l’una sull’altra (**3** in **fig. 3.24**).

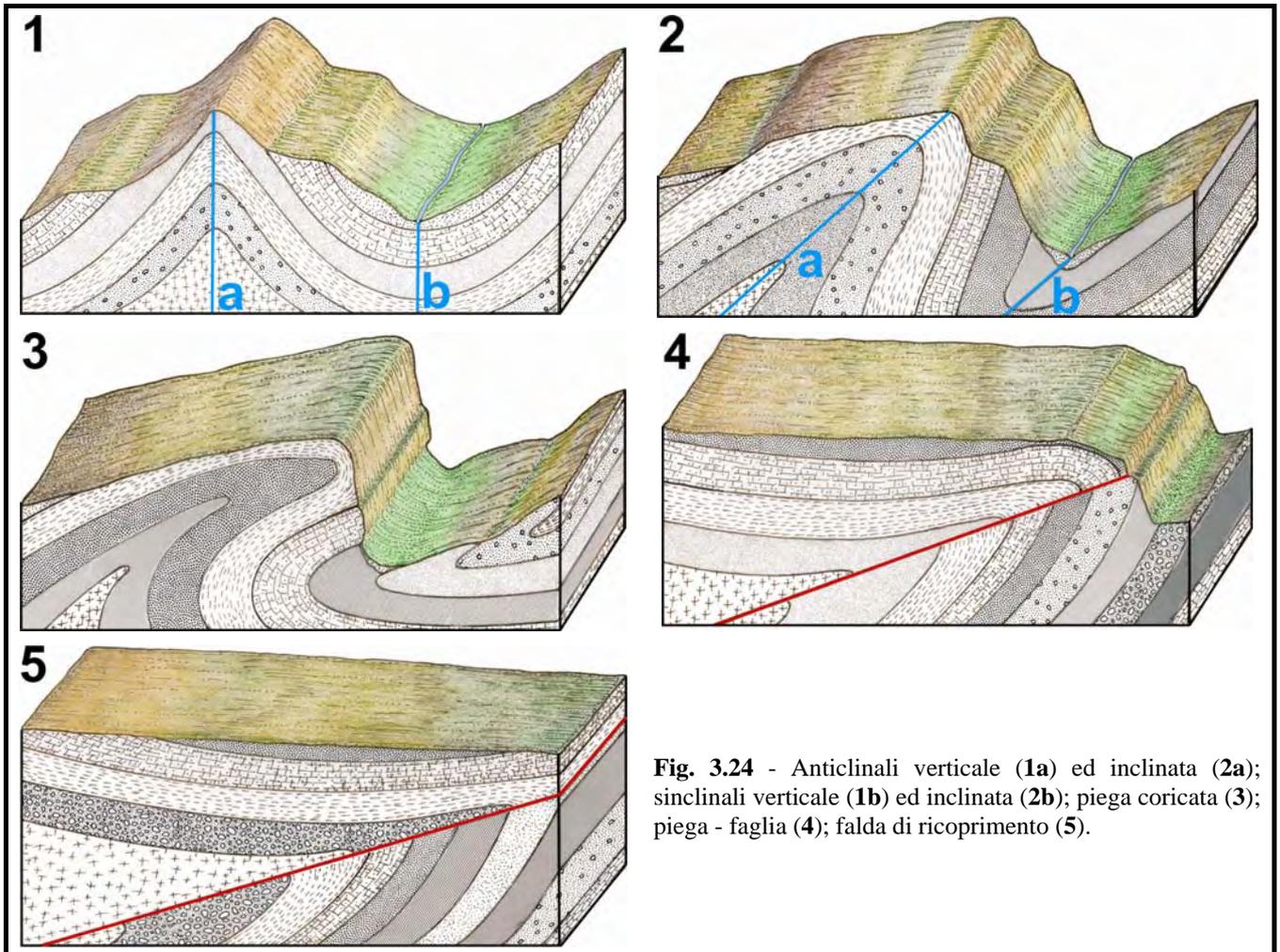


Fig. 3.24 - Anticlinali verticale (**1a**) ed inclinata (**2a**); sinclinali verticale (**1b**) ed inclinata (**2b**); piega coricata (**3**); piega - faglia (**4**); falda di ricoprimento (**5**).

La **vergenza** di una piega è la direzione verso la quale essa tende ad inclinarsi ed a coricarsi. La vergenza delle pieghe alpine, per esempio, è normalmente diretta verso l’esterno dell’arco montano; fanno eccezione le Alpi meridionali, le cui pieghe hanno prevalente vergenza a Sud. In molti casi, le pieghe sono associate a faglie come conseguenza di movimenti complessi e difficili da indagare. Le **pieghe - faglie** sono composte da una anticlinale e da una sinclinale, più o meno inclinate o rovesciate, con il fianco intermedio fagliato e con uno scorrimento reciproco delle due pieghe (**4** in **fig. 3.24**). Questa dislocazione è molto diffusa; esempi sono riscontrabili nelle Dolomiti e nell’Appennino umbro - romagnolo. Le **falde di ricoprimento** sono lembi della superficie terrestre che hanno subito un forte spostamento orizzontale (**carreggiamento**) con sovrapposizione di rocce di origine e di età molto diverse (**5** in **fig. 3.24** e **fig. 3.25**). L’ampiezza degli scorrimenti può essere addirittura superiore a 100 chilometri. Grandi falde di ricoprimento sono note nelle Alpi (**fig. 3.26**).

Faglie, pieghe, falde di ricoprimento,... sono presenti in porzioni più o meno estese di tutti i continenti ed interessano sia grandi masse di materiali, sia piccole porzioni (**fig. 3.27**). In genere, nelle loro porzioni centrali, sono riconoscibili grandi **aree a scudi** costituite da rocce antichissime, variamente corrugate e trasformate e rese più o meno pianeggianti dai processi di disfacimento che hanno agito per tempi molto lunghi. Gli scudi sono in parte coperti, affiancati o circondati da serie di rocce sedimentarie orizzontali o debolmente curvate (**piattaforme tabulari**). Un esempio è il Gran Canon del Colorado (USA), la cui incisione attraversa tutta la serie della piattaforma e, alla base, raggiunge le rocce dello scudo intensamente corrugate e metamorfosate. Gli scudi costituiscono quindi i nuclei più antichi dei continenti.

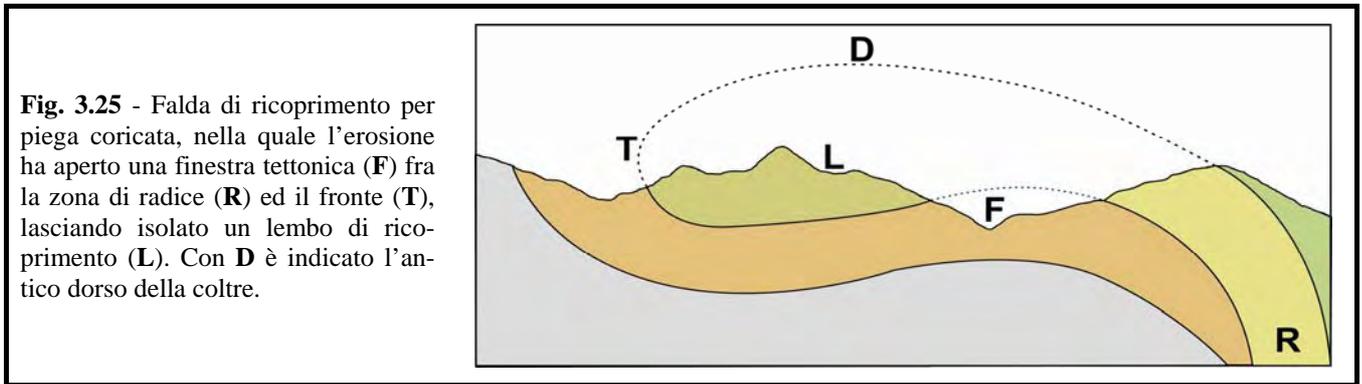


Fig. 3.25 - Falda di ricoprimento per piega coricata, nella quale l'erosione ha aperto una finestra tettonica (F) fra la zona di radice (R) ed il fronte (T), lasciando isolato un lembo di ricoprimento (L). Con D è indicato l'antico dorso della coltre.

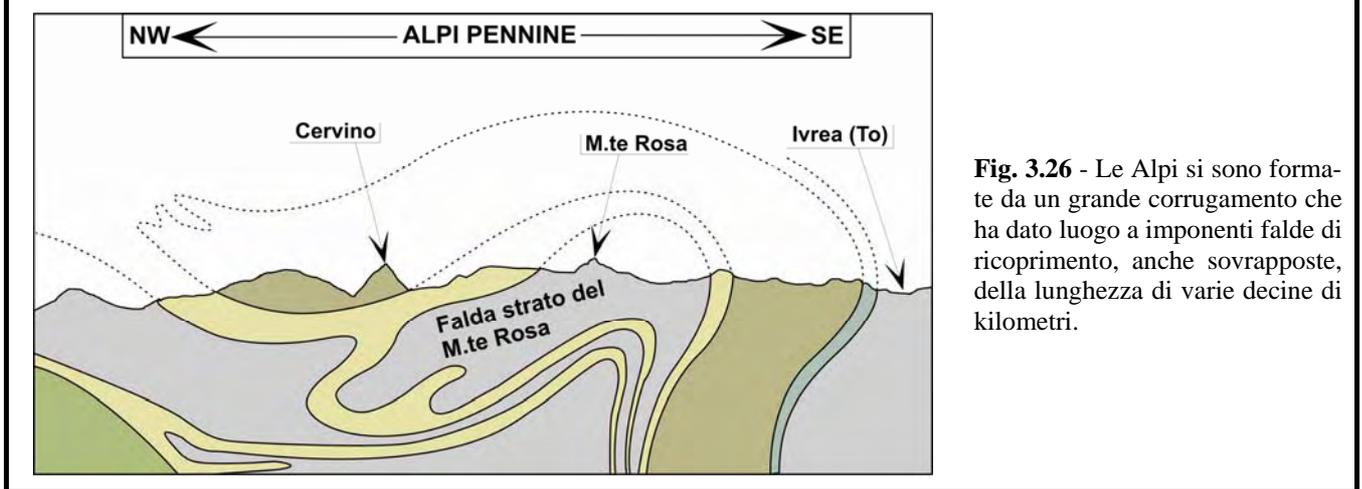


Fig. 3.26 - Le Alpi si sono formate da un grande corrugamento che ha dato luogo a imponenti falde di ricoprimento, anche sovrapposte, della lunghezza di varie decine di chilometri.

Gli **orogeni** sono fasce allungate che si trovano in genere ai margini dei continenti. Essi sono intensamente corrugati, di età più recente rispetto alle piattaforme degli scudi e costituiscono le attuali catene montuose. Essendo più recenti, non hanno ancora avuto tempo di essere demoliti dai processi di disfacimento, come invece è avvenuto nelle porzioni centrali dei continenti. Questi orogeni, in genere, si sono evoluti in zone caratteristiche della superficie terrestre, dette **geosinclinali**. Per geosinclinale si intende un'area marina, al margine di un continente, contraddistinta da un costante abbassamento del fondo (subsidenza) e da un notevole accumulo di sedimenti, a volte intercalati da rocce eruttive. I depositi che si formano nelle geosinclinali raggiungono anche i 20 km di potenza. Essi, sepolti sempre più profondamente e trascinati verso il basso, subiscono intensi corrugamenti in zone a temperatura sempre più elevata, fino a subire metamorfismi più o meno accentuati e addirittura fusione ed inglobamento nel mantello superiore. Quando il fenomeno di subsidenza si arresta, i materiali sprofondati, essendo caratterizzati da bassa densità, tendono a sollevarsi per isostasia ed a subire ulteriori corrugamenti.

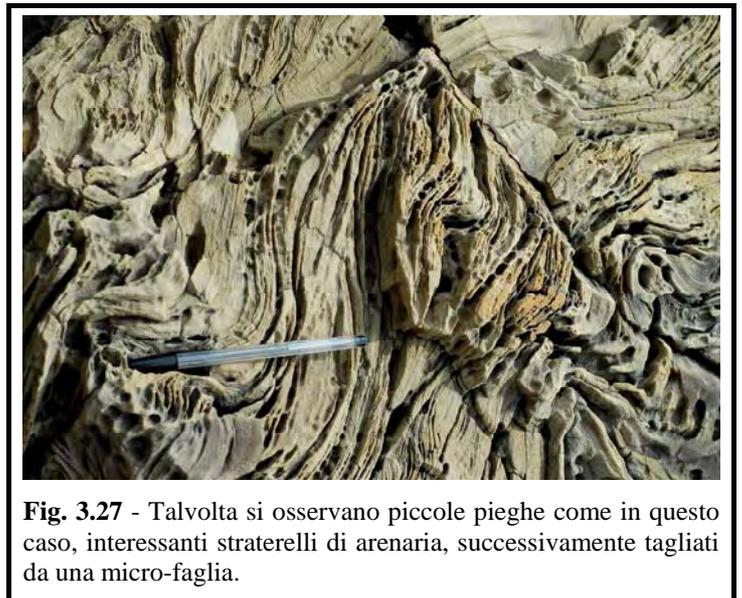


Fig. 3.27 - Talvolta si osservano piccole pieghe come in questo caso, interessanti straterelli di arenaria, successivamente tagliati da una micro-faglia.

3.4 - Cause dei movimenti orizzontali

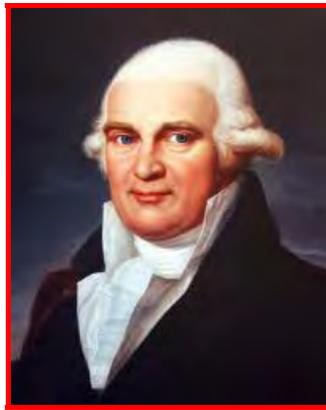
Dopo aver esaminato gli effetti dei movimenti orizzontali della crosta, si tratta di capirne le cause, tenendo anche conto che la suddivisione tra movimenti verticali ed orizzontali è una schematizzazione troppo semplice rispetto ad una realtà dove, in genere, tale distinzione è molto sfumata. Molti movimenti, sia verticali, sia orizzontali, sono determinati da cause analoghe o identiche. Pertanto in questo paragrafo si tenterà di mettere in luce l'origine delle forze interne (*agenti endogeni* o *ipogeni*) che determinano sia la formazione di pieghe e di faglie, sia certi

movimenti di innalzamento o abbassamento di porzioni della crosta. A tal fine si ritiene opportuno seguire un criterio storico nel presentare le diverse teorie nel campo della *tettonica* (scienza che studia la struttura e l'evoluzione della crosta terrestre).

Un tempo si supponeva che la Terra fosse in origine rovente e che lentamente si fosse raffreddata. La maggior parte delle sostanze si contraggono con il raffreddamento; con la diminuzione della temperatura e la conseguente contrazione della parte interna, la superficie terrestre si corrugò, come la buccia di una mela avvizzisce quando secca e si contrae. Ma ci si accorse che il ripiegamento dei materiali delle montagne come le Alpi e l'Himalaya è molto più pronunciato di quanto ci si potrebbe aspettare a causa della sola contrazione superficiale. Nell'intenso corrugamento delle Alpi e dell'Himalaya, l'estensione orizzontale degli strati è stata ridotta ad una lunghezza pari a $1/4 \div 1/8$ di quella originale. In tale rapporto le Alpi, adesso larghe circa 150 chilometri, un tempo occupavano una fascia larga $600 \div 1.200$ chilometri. Una tale contrazione, da sola, comporterebbe un accorciamento del 3 % della circonferenza terrestre e per ottenere ciò la Terra avrebbe dovuto raffreddarsi di circa $2.400\text{ }^{\circ}\text{C}$. Ma la Terra ha altre grandi catene montuose: Ande, Montagne Rocciose, ecc... senza contare quelle un tempo esistenti ed ormai distrutte dai processi del disfacimento. Per ottenere anche queste la Terra dovrebbe essersi raffreddata ben più di $2.400\text{ }^{\circ}\text{C}$. È possibile che la Terra un tempo fosse stata tanto calda per essersi poi raffreddata in modo così cospicuo? Nel 1920 tale questione fu rivista anche perché ci si accorse della presenza della radioattività nell'interno del nostro pianeta che contribuisce in modo importante a riscaldare la Terra.



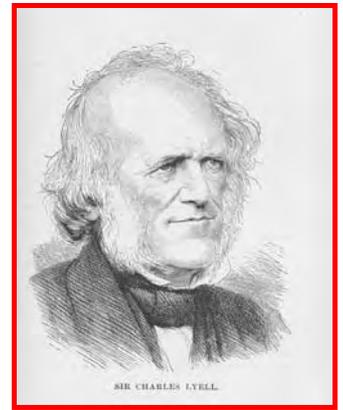
J. HUTTON (1726 - 1797)



A.G. WERNER (1750 - 1817)



L. VON BUCH (1774 - 1852)



C. LYELL (1797 - 1875)



E. SUESS (1831 - 1914)



E. DUTTON (1841 - 1912)



E. ARGAND (1879 - 1940)

I principali protagonisti della storia della geologia.

In particolare J. HUTTON fu il capofila dei *plutonisti*, mentre A.G. WERNER fu il principale esponente dei *nettunisti*.

I due gruppi, nel XVIII secolo, si confrontarono aspramente sui principali fenomeni geologici.

Nel secolo XVIII e nella prima parte del successivo la geologia fece notevoli progressi anche grazie alla vivace polemica tra *nettunisti* (da "Nettuno", dio del mare) e *plutonisti* (da "Plutone", dio degli inferi). I primi, capeggiati da Abraham Gottlob WERNER (1750 - 1817), docente nella *Bergakademie* di Freiburg (Sassonia), sostenevano l'assoluta prevalenza dell'acqua nel determinare i fenomeni geologici, giungendo ad attribuire origine sedimentaria a tutte, o quasi, le rocce, compresi il granito ed il basalto. I plutonisti, capeggiati dallo scozzese James HUTTON (1726 - 1797), attribuivano importanza preminente ai fenomeni magmatici. La polemica fra i due gruppi diede impulso alle ricerche geologiche ed impresse, a queste materie, il carattere sperimentale che è proprio della scienza moderna.

Tra le concezioni risalenti a questo periodo, merita ricordare quella dei "crateri di sollevamento" di Leopold VON BUCH (1774 - 1852), secondo la quale il sollevamento delle catene montuose sarebbe dovuto a spinte derivanti dalla salita dei magmi. Questo concetto è applicabile alla formazione dei laccoliti e di intrusioni analoghe, ma venne poi respinto quale possibile spiegazione dell'origine delle catene montuose.

Importante fu il contributo di Charles LYELL (1797 - 1875), che propose la teoria dell'*attualismo* con la quale si affermò uno dei principi geologici fondamentali, cioè quello del grande valore del *fattore tempo*: fenomeni anche di lieve entità, simili a quelli attuali, protrattisi per lunghissimi tempi, danno origine a processi geologici di grande importanza, i cui effetti possono essere imponenti, quali il sollevamento di catene montuose, la formazione di potenti ed estesi piastroni di rocce vulcaniche, oppure di serie sedimentarie di parecchi chilometri di spessore.

Merita anche ricordare il contributo di Eduard SUESS (1831 - 1914) con due opere molto importanti: "*Die entstehung der Alpen*" (La formazione delle Alpi; 1875) e "*Das antlitz der Erde*" (La faccia della Terra; 1910). Basandosi sul riconoscimento dell'asimmetria strutturale delle Alpi, Suess giunse alla conclusione che le spinte orogenetiche cui ne è dovuto il sollevamento dovettero agire, non già dal sotto in su secondo la concezione di Von Buch, ma in senso orizzontale, "tangenziale" rispetto al globo terrestre.

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

Come si può osservare, al principio del Novecento, era ormai ampiamente riconosciuta la presenza di forze orizzontali (o tangenziali) che sono all'origine di molti movimenti della crosta terrestre e che hanno determinato la formazione di pieghe e faglie descritte al precedente paragrafo. Tuttavia rimane ancora un quesito importante: qual è l'origine di tali forze?

3.5 - Una idea coraggiosa: la deriva dei continenti

Nei primi anni del Novecento un geofisico tedesco, Alfred WEGENER (1880 - 1930) propose un'idea che diventò una delle maggiori fonti di discussione nel campo della geologia. Esaminando la carta dell'oceano Atlantico, egli fu colpito dalla notevole coincidenza tra le forme delle coste su entrambi i lati dell'oceano stesso. Gli sembrava che, ravvicinandole, esse si incastrassero l'una nell'altra come in un puzzle. Wegener, non accettando ciò come una semplice coincidenza, introdusse l'ipotesi che le due masse continentali fossero un tempo unite e che, con il tempo, si fossero in seguito separate e allontanate gradualmente l'una dall'altra. Per sostenere questa ipotesi egli mise a punto una teoria con lo scopo di riunire, in un quadro unitario, un'ampia gamma di osservazioni, non solo di carattere geofisico, ma anche geologico, paleontologico, oceanografico e climatico.



Alfred WEGENER (1880 - 1930), il geofisico che, con grande coraggio intellettuale, propose la teoria della deriva dei continenti.

Nel considerare le possibilità di incastro tra le due masse continentali, non è del tutto corretto utilizzare le linee di costa attuali come limiti dei continenti. In termini geologici infatti i continenti non finiscono bruscamente con la linea di costa, ma si estendono sotto i mari costieri poco profondi, a costituire un fondale a morfologia debolmente ondulata, con profondità media di 100 ÷ 200 metri, dal quale si elevano banchi sommersi ed isole. È la cosiddetta *piattaforma continentale*, con ampiezza variabile, larga in alcuni luoghi solo 30 ÷ 40 chilometri, come al largo della California, mentre in altri, come nell'oceano Artico al largo della Siberia, può raggiungere i 400 chilometri. Procedendo oltre la piattaforma, il fondo scende bruscamente fino alle profondità oceaniche, in media a ~ 4.000 metri di profondità, costituendo la scarpata continentale; è questa che segna i veri limiti delle masse continentali, per cui si devono confrontare le forme di questi, piuttosto che quelle delle linee di costa. Procedendo in tal modo l'incastro diventa più preciso. Inoltre molte strutture geologiche antiche, che affiorano da entrambi i lati dell'oceano, sembrano corrispondere come le righe di una pagina strappata a metà. Per esempio la struttura tettonica del Grat Glen in Scozia, una volta riaccostati i pezzi del puzzle, continua nella faglia di Cabot, che attraversa la Newfoundland e la Nuova Scozia in Canada. Questo è solo un esempio tra tante corrispondenze che,

man mano, sono state scoperte. Ciascuna di esse poteva essere semplicemente dovuta al caso, ma via via che diventano numerose, le probabilità che fossero tutte casuali diventavano assai scarse.

All'estremità meridionale dell'Africa si estende, da Est verso Ovest, una catena di montagne (sistema del Capo) risalente al permiano (500 milioni di anni fa). Le catene montuose della regione a Sud di Buenos Aires nell'America meridionale, se ne possono considerare la continuazione verso Ovest. I Pirenei in Spagna o l'Atlante nell'Africa settentrionale, che si formarono verso la metà del terziario (30 milioni di anni fa), non presentano

continuazioni nel continente americano. Inoltre tracce glaciali rivelano che le coste dell'Atlantico settentrionale erano ancora unite tra loro all'inizio del quaternario (2 milioni di anni fa), mentre l'Atlantico era già ampio nella parte meridionale, come se esso avesse cominciato a formarsi da Sud allargandosi gradualmente verso Nord. Questi elementi di carattere geologico sembrano confermare ciò che si può rilevare con i risultati delle analisi paleontologiche, cioè che l'Atlantico iniziò a formarsi nella prima parte del cretaceo (140 milioni di anni fa). Ma in che modo lo studio della vita sulla Terra fornisce elementi utili alla questione della deriva dei continenti?

Al tempo di Wegener si scoprì che una specie di chiocciola (*Helix pomatia*), era diffusa soltanto nell'Europa occidentale e nell'America Nord - orientale. I lombrichi che vivono alle stesse latitudini nelle due porzioni continentali appartengono a specie molto vicine. Questi elementi portano a supporre che in passato sia esistito un contatto terrestre attraverso l'oceano. Inoltre sem-bra confermato che la separazione delle due masse continentali sia iniziata nella parte meridionale poiché, mentre nelle regioni bagnate dall'Atlantico meridionale sono diffusi i generi analoghi più antichi di lombrichi, nelle re-gioni Nord - atlantiche sono diffusi i generi più recenti.



Helix pomatia, la comune chiocciola.

Le prove di antiche migrazioni non sono relative solo a questi animali; se ne sono trovate altre che riguardano anche fossili. Prima che Wegener svilup-passe la sua teoria, le prove biologiche e paleontologiche di antichi collegamenti tra i continenti erano spiegate con *la teoria dei ponti intercontinentali*. Le prove a favore di un collegamento terrestre tra India e Madagascar sono particolarmente evidenti nei tempi precedenti al cretaceo (oltre 150 milioni di anni fa), mentre sembrano scomparire nei tempi successivi. Significativa, a questo proposito, è la distribuzione del lemure, una sorta di scimmia simile ad una volpe, oggi presente in India, Ceylon, Asia Sud - orientale, Madagascar ed in alcune zone dell'Africa. L'immaginario ponte continentale che avrebbe potuto collegare l'India con il Madagascar fu denominato dai paleontologi "Lemuria" dal nome di questo animale che ne fornisce la prova.

La storia delle possibili connessioni tra i diversi continenti, ricostruita con i metodi paleontologici, può essere così riassunta: nei tempi più antichi, fino al triassico (poco meno di 200 milioni di anni fa), le prove sono a favore dell'esistenza di collegamenti terrestri tra Australia, India, Africa e Madagascar e fra Antartide, America meridionale, Australia e Africa. Nel periodo successivo (giurassico) queste prove diventano meno frequenti ed infine, nel cretaceo, questi collegamenti terrestri sembrano scomparire del tutto. Secondo la teoria della deriva dei continenti non è necessario supporre ponti terrestri per interpretare le connessioni fra fossili e viventi dei diversi continenti, dato che in passato questi dovevano essere direttamente a contatto. La corrispondenza tra le linee di costa e delle strutture geologiche suggerì l'idea della deriva, ma furono gli elementi forniti dalla paleontologia che, una volta creduti fondamento della teoria dei ponti continentali, diedero concretezza all'idea di Wegener, mettendola in grado di stabilire anche l'epoca della separazione fra i continenti.

Circa 300 milioni di anni fa, nel permo-carbonifero, si verificò una estesa glaciazione, come dimostrato dalla presenza di antiche rocce montonate e di resti di morene in molte regioni dell'emisfero (come presso l'attuale equatore in Africa ed in India). Nell'emisfero settentrionale non si sono trovate analoghe testimonianze della stessa età; al contrario, i fossili dimostrano che in quell'epoca era presente un clima tropicale. Tutto ciò è spiegabile secondo la teoria di Wegener. Infatti se immaginiamo i continenti uniti in una sola massa, le regioni allora ghiacciate si trovavano ad occupare un'area di minori estensioni e disposta più vicina al freddo Polo Sud. Così in quei tempi antichi vi erano le condizioni climatiche affinché, nelle attuali regioni europee, allora disposte più a Sud, potessero svilupparsi estese foreste che diedero poi origine agli attuali depositi di carbone.

Un mito greco racconta che la Terra è sorretta da un gigante di nome Atlante. Se egli si muove, si muove anche la Terra. La teoria di Wegener offre plausibili spiegazioni di alcuni enigmi del nostro pianeta. Ma qual è la forza che ha spinto i continenti? Chi è questo Atlante o, in termini scientifici, qual è il meccanismo della loro deriva? Si tratta di un quesito al quale Wegener non diede risposte convincenti (**scheda 3.1**) e ciò comportò un certa resistenza, da parte del mondo scientifico, ad accettare la teoria della deriva.

3.6 - La storia si ripete

Nella storia terrestre sono avvenute periodicamente imponenti rivoluzioni geologiche. Inizialmente si forma una geosinclinale ai margini di una massa continentale. Dopo un certo intervallo di tempo i potenti depositi accumulati in fondo a tali depressioni vengono compressi, ripiegati e sollevati a formare le catene montuose (orogeni); l'insieme dei processi in grado di determinare queste imponenti strutture geologiche viene denominato **orogenesi**.

Vi sono prove che rilievi come gli Appalachi si formarono per il sollevamento di una geosinclinale; i materiali di tali montagne sono notevolmente più compressi, piegati e trasformati rispetto a quelli delle vicine pianure; i pochi fossili residui in essi contenuti indicano ambienti di mare poco profondo come è tipico di una geosinclinale, caratterizzata cioè da un lento sprofondamento compensato dalla continua sedimentazione, così che la profondità si mantiene più o meno sullo stesso livello ed in genere mai eccessiva.

Sorge spontanea la vecchia domanda: quale origine hanno le forze, prevalentemente orizzontali, in grado di comprimere i materiali accumulatisi nelle geosinclinali? Inoltre, nel fanerozoico (gli ultimi 600 milioni di anni di storia relativamente conosciuta del nostro pianeta), sono avvenute almeno tre grandi orogenesi (**tab. 3.1**) che hanno via via aggiunto catene montuose ai margini dei continenti, come una storia che si ripete più volte e che forse si è anche ripetuta nel criptozoico (la storia della Terra precedente), ma della quale si hanno pochissime tracce e troppo antiche. Durante una orogenesi dunque, la crosta terrestre entra in attività e ciò si manifesta con eruzioni vulcaniche, metamorfismo di rocce e formazione di catene montuose come le Alpi e l'Himalaya. Una orogenesi dura circa poco più di un centinaio di milioni di anni a cui segue un lungo periodo di stasi. Le alte cime attuali, per esempio, si formarono durante la più recente di tali rivoluzioni, l'orogenesi alpina, iniziata nel giurassico (180 milioni di anni fa) e culminata verso la metà del terziario (40 milioni di anni fa).

orogenesi	periodo	10 ⁶ anni	aree e catene montuose
Alpina	giurassico - quaternario	130 ÷ attuale	Atlante, Pirenei, Alpi, Appennini, Alpi Dinariche, catene imalaiane, Cordigliere, Ande.
Ercinica	carbonifero - permiano	350 ÷ 220	Massiccio Centrale Francese, Vosgi, Foresta Nera, Urali, Meseta Iberica, Meseta Marocchina, Appalachi.
Caledoniana	ordoviciano - siluriano	500 ÷ 400	Catene montuose dell'Inghilterra, Scandinavia, Francia (Ardenne), Cina.
numerose	precambriano	4.000 ÷ 500	Porzioni più antiche dei continenti.
Origine della Terra		4.500	

Tab. 3.1 - Periodi, durate ed aree interessate dai cicli orogenetici.

Il periodico ripetersi delle orogenesi è stato a lungo un rompicapo per i geologi. Se realmente la Terra va gradualmente raffreddandosi, perché le orogenesi avvengono solo ogni tanto? Uno scienziato irlandese, J. JOLY, studiò questo problema e, tra il 1923 ed il 1926, elaborò la *teoria dei cicli termici*. Al congresso di geologia tenuto a New York nel 1928 (**scheda 3.1**), la teoria di Joly portò argomenti a favore della deriva dei continenti. Joly suggerì che la periodicità delle orogenesi fosse dovuta alla radioattività all'interno della Terra. La base di questa idea è che, a causa della bassa conducibilità termica della crosta, il calore originato dalla radioattività si accumuli sotto di essa e faccia gradualmente fondere il materiale del mantello sottostante che aumenta di volume e diminuisce di densità. In questo modo la crosta, che galleggia isostaticamente sul mantello, tende ad affondare. Questa, secondo Joly, è la causa della formazione delle geosinclinali.



John JOLY (1858 - 1933).

A questo punto, nello strato fuso, o comunque caldo e quindi meno rigido (più “fluido”), del mantello superiore scaldato dalla radioattività, iniziano moti convettivi analoghi a quelli che si manifestano nell'acqua in una pentola sul fuoco. I materiali più caldi si dilatano, diventano più leggeri e si portano verso l'alto dove perdono calore e raffreddandosi, diventano più “pesanti” ritornando così verso il basso. Questa circolazione assicura un forte flusso di calore verso la crosta, in modo molto più efficace di quanto si verificherebbe con la semplice conduzione. Nelle regioni continentali l'attività ignea viene intensificata come risultato dell'apporto di calore assicurata dai moti convettivi nel mantello. Quando questo, scaricata sufficiente energia e raffreddandosi, solidifica, aumenta nuovamente la sua densità e le masse continentali, soprattutto nelle aree di geosinclinale, si sollevano isostaticamente per formare le catene montuose.

Successivamente le attività geologiche si attenuano fino ad un nuovo stato di quiete, durante il quale, gradualmente, il riscaldamento dal basso ed il raffreddamento in alto non determineranno uno squilibrio tale da innescare una nuova fase di movimenti convettivi (orogenesi). Se durante l'orogenesi il mantello si scalda (anche fino oltre il limite della fusione) e diventa più fluido, una forza di debole intensità sarebbe sufficiente a muovere i

continenti. Alcuni sostenitori della teoria della deriva dei continenti, incapaci di spiegarne in modo convincente il meccanismo, accolsero con favore l'idea di Joly. Lo stesso scienziato, al congresso di New York, si schierò a vantaggio della deriva. Ancora oggi, benché Joly sovrastimò l'apporto di energia dovuto alla radioattività, i cicli termici vengono considerati una possibile causa del ripetersi dei cicli orogenetici.

Nel 1939 D. GRIGGS formulò la *teoria della convezione nel mantello*. Il calore generato dalla radioattività si accumula all'interno della Terra per la bassa conducibilità dei materiali. Il calore provoca l'espansione dello strato inferiore del mantello, finché inizia la circolazione convettiva consentendo quindi il trasporto di calore verso l'alto. La perdita di calore verso l'esterno porta ad una situazione di equilibrio termico e la convezione si arresta fino al successivo manifestarsi di una nuova fase di moti convettivi.

È un concetto simile a quello proposto da Joly. Inizialmente il calore si accumula nello strato inferiore del mantello, ma la convezione non inizia ancora; questo stadio durerebbe ~ 25 milioni di anni (1 in fig. 3.28). Quando la parte inferiore raggiunge la temperatura sufficiente, iniziano i moti convettivi e il materiale caldo sale verso l'alto (2 in fig. 3.28). Durante questa fase si determinano anche delle correnti orizzontali ai lati di quelle ascendenti che tendono a trascinare ed a sgretolare la crosta piegandola ai margini. La durata di questo stadio sarebbe più breve, ~ 10 milioni di anni, al termine del quale le correnti cominciano lentamente a discendere fino ad arrestarsi allorché tutto il materiale caldo è salito in superficie (3 in fig. 3.28). A questo punto, nelle zone dove la crosta, in corrispondenza delle correnti di discesa, si era "accumulata", piegata e depressa, i potenti depositi accumulati nelle geosinclinali, non più trattenuti in basso, si sollevano isostaticamente a formare le montagne. Occorrono altri 25 milioni di anni affinché le correnti si arrestino del tutto. Quando l'orogenesi è avvenuta, devono passare alcune centinaia di milioni di anni nel riscaldamento dello strato inferiore del mantello, di nuovo freddo (4 in fig. 3.28) affinché si costituiscano le condizioni per un nuovo ciclo orogenetico.



David T. GRIGGS (1911 - 1974).

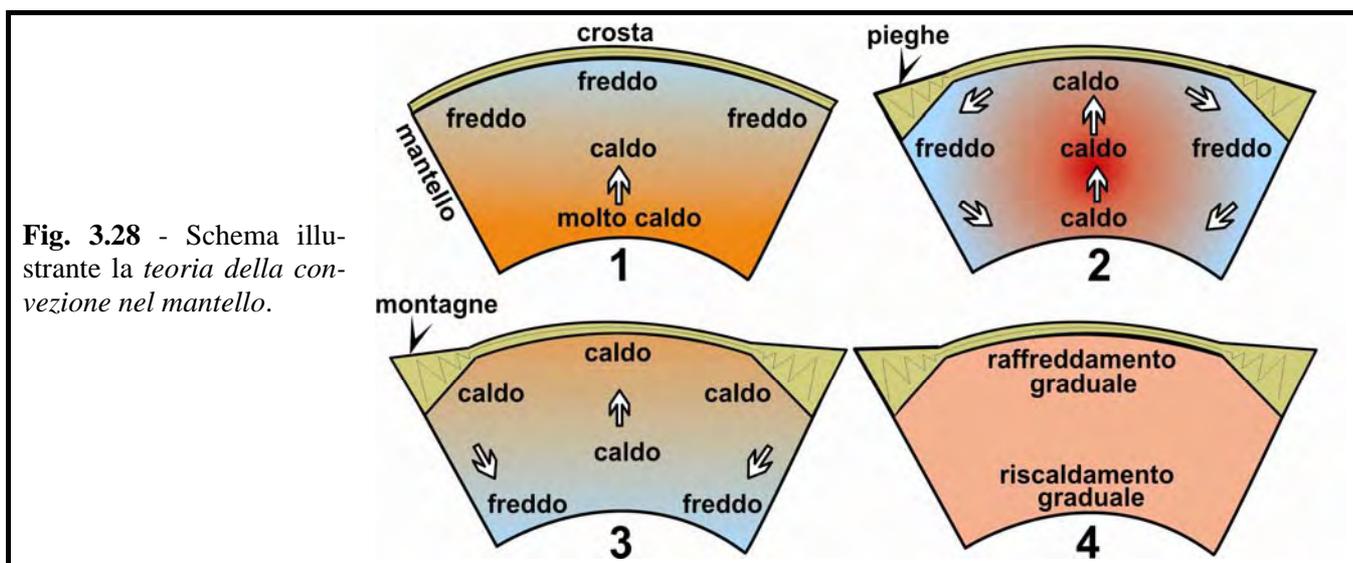


Fig. 3.28 - Schema illustrante la *teoria della convezione nel mantello*.



Arthur HOLMES (1890 - 1969).

Secondo A. HOLMES (università di Edimburgo), la teoria della deriva dei continenti poteva essere spiegata in base alla convezione termica. Inizialmente le correnti ascendenti si dirigono verso la parte centrale del continente primordiale (fig. 3.29 in alto); esse si dividono in due gruppi con direzioni opposte, mettendo in tensione il continente stesso. Quando le correnti aumentano di intensità, la massa continentale viene spaccata in due porzioni che si allontanano alla deriva. Il fronte della corrente avanza fino ad incontrarne un'altra che proviene dalla direzione opposta, formando così una corrente discendente. Nella discesa viene trascinata anche la parte inferiore della massa continentale che si scontra con l'altra porzione di crosta proveniente dal senso opposto e di conseguenza si piega vistosamente (fig. 3.29 in basso). Nella zona ove avviene l'impatto si formano gli abissi oceanici, con profondità anche superiore a 7.000 m. Il "crepaccio" tra i due continenti divisi diventa un oceano e le correnti ascendenti contribuiscono, con nuovo materiale, a costituire nuovi fondali oceanici. In questo modo le montagne sorgenti sui fronti dei continenti, gli abissi e le

tra i due continenti divisi diventa un oceano e le correnti ascendenti contribuiscono, con nuovo materiale, a costituire nuovi fondali oceanici. In questo modo le montagne sorgenti sui fronti dei continenti, gli abissi e le

dorsali centrali degli oceani vengono spiegati come sottoprodotto della deriva dei continenti. Tuttavia se all'interno del mantello non si avesse convezione, questa teoria sarebbe un castello in aria. In questo senso la questione si sposta alla possibilità di esistenza reale della convezione. Lo stesso Holmes rilevava: “...*idee puramente speculative di questo tipo, concepite solamente per venire incontro alle ipotesi che si vogliono dimostrare, non possono avere valore scientifico fino al momento in cui non acquistano appoggio da una **prova indipendente***”. E proprio la mancanza di questa “prova indipendente” portò al declino della deriva dei continenti (**scheda 3.2**).

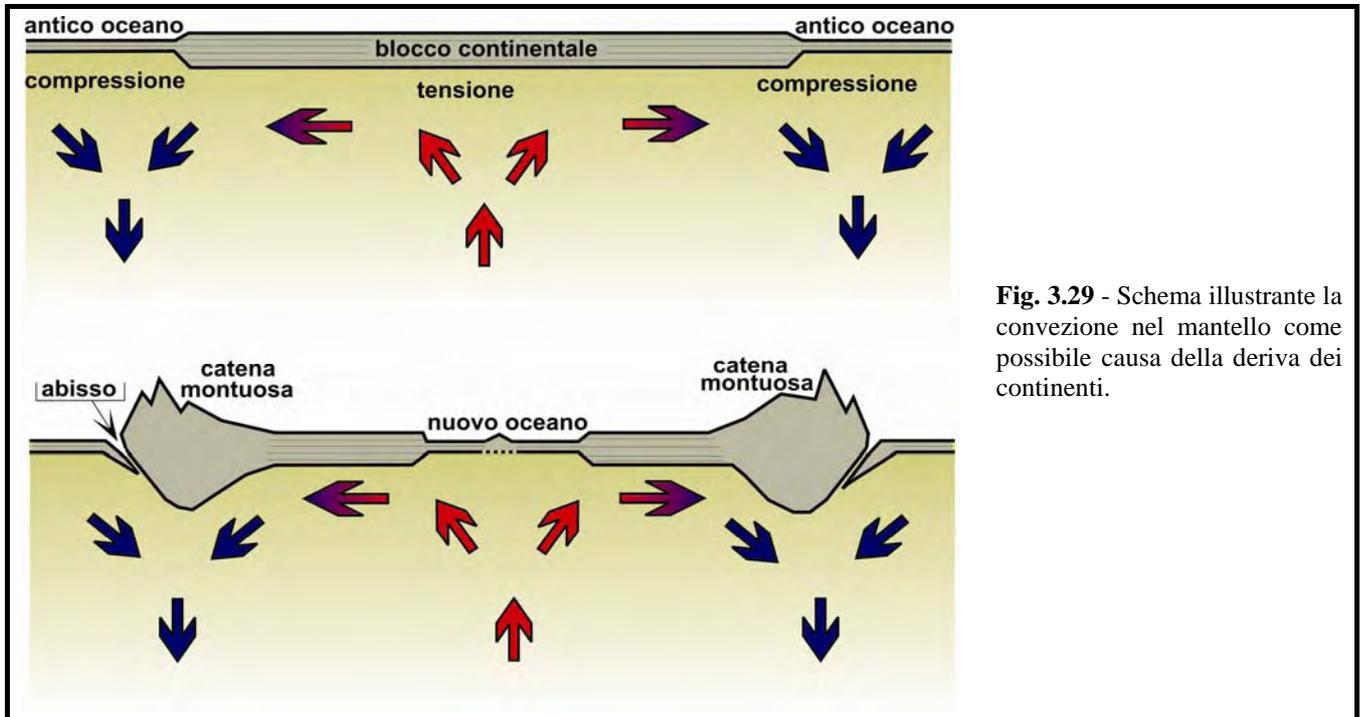


Fig. 3.29 - Schema illustrante la convezione nel mantello come possibile causa della deriva dei continenti.

3.7 - Il geomagnetismo (la terra come una dinamo?)

I cinesi scoprirono, mille anni fa e forse ancor prima, che alcuni frammenti di roccia contenenti ossidi di ferro, sospesi all'estremità libera di un filo, si disponevano lungo la direzione Nord - Sud. Uno dei minerali con tali caratteristiche è la magnetite, così detta per questa sua spiccata attitudine. Questi fenomeni furono scoperti dai primi viaggiatori europei che visitarono la Cina nel XIV secolo; successivamente bussole a magnetite vennero usate dai naviganti dell'epoca per orientarsi in mare aperto. Le rocce sono normalmente magnetizzate, ma nella magnetite tale proprietà è molto più evidente. Un ago metallico può diventare magnetico anche avvicinandolo ad un pezzo di magnetite; lo stesso ago diventa quindi in grado di attirare altri frammenti metallici e di orientarsi nello spazio come l'ago di una bussola. Se un frammento di magnete, un ago magnetizzato, la bussola si orientano in un determinato modo, bisogna ammettere che la Terra possiede proprietà magnetiche per studiare le quali occorre conoscere gli elementi fondamentali dell'*elettromagnetismo* (**scheda 3.3**).

Il campo magnetico terrestre potrebbe essere originato da una sorta di circuito elettrico ad anello nel nucleo della Terra, dovuto al movimento di cariche trascinate da spostamenti di materiali (**fig. 3.30**). Oppure è la risultante dell'interazione fra più campi magnetici originati da più circuiti interni al nucleo. Ma in quale modo viene mantenuto tale circuito elettrico (o insieme di circuiti) nella profondità del nostro pianeta? Forse la Terra funziona come una dinamo, con corrente prodotta da movimenti interni. Le modalità con le quali avverrebbero tali movimenti, le forze che li innescano ed il modo con il quale producono il campo magnetico, sono argomenti ancora oggetto di congetture. Il mantello non dovrebbe essere coinvolto in quanto i movimenti al suo interno, responsabili della deriva continentale, sono troppo lenti per produrre correnti elettriche capaci di generare campi magnetici apprezzabili. Diversa è la situazione nel nucleo; esso sembra liquido, in quanto le onde sismiche di tipo “S” non lo attraversano ed è prevalentemente costituito da ferro che, da buon conduttore, dovrebbe permettere l'esistenza di correnti elettriche. Infine nel nucleo potrebbero esservi fonti di calore tali da permettere moti convettivi sufficientemente veloci da trascinare materia e quindi cariche elettriche, in modo da produrre circuiti sufficienti a mantenere campi magnetici. Ma quali potrebbero essere tali fonti di calore, tenuto anche conto che, almeno nel mantello, quelle di origine radioattiva sono prevalenti alle minori profondità?

Il geofisico W.V.R. MALKUS suggerisce che i movimenti potrebbero essere provocati dalla precessione dell'asse terrestre. Anche il nucleo, se si trova in equilibrio isostatico, dovrebbe possedere, come la Terra, un lieve rigonfiamento equatoriale. Il nucleo potrebbe essere considerato come una cavità piena di liquido lievemente schiacciata che ruota rapidamente con lievi oscillazioni. Ciò determinerebbe una combinazione di fenomeni in grado di provocare movimenti interni sufficientemente rapidi da generare campi magnetici. Naturalmente si tratta di una congettura, perché nulla di questa teoria è provato.

È possibile che la rotazione terrestre sia un fattore importante nel determinare il campo magnetico. Essa potrebbe innescare movimenti nei materiali del nucleo, per certi versi simili a quelli vorticosi indotti nella atmosfera. Inoltre l'asse di rotazione terrestre è molto vicino a quello magnetico; la piccola differenza tra i due potrebbe riflettere una parziale asimmetria nella distribuzione delle correnti nel nucleo. Queste ipotesi sembrerebbero confortate dall'osservazione che il pianeta Venere, pur avendo anch'esso un nucleo liquido, sembra non possedere magnetismo, forse perché la sua rotazione è troppo lenta (periodo di rivoluzione ~225 giorni) per consentire l'instaurarsi di correnti sufficientemente veloci da generare campi magnetici. Ciò contribuisce a dare credito alla teoria della Terra come una dinamo, ma non è una prova. Il geomagnetismo rimane dunque un problema sul quale vi è ancora molto da indagare e da scoprire; per esempio rimane da spiegare l'inversione dei poli nel corso della storia della Terra.

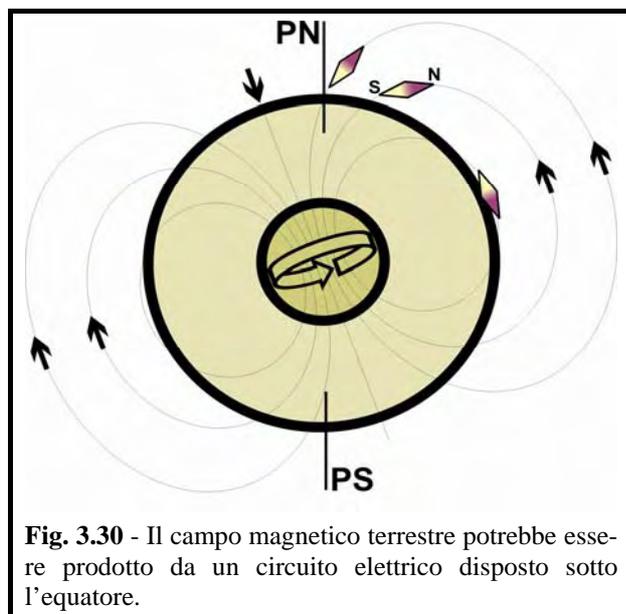


Fig. 3.30 - Il campo magnetico terrestre potrebbe essere prodotto da un circuito elettrico disposto sotto l'equatore.

3.8 - Il magnetismo fossile

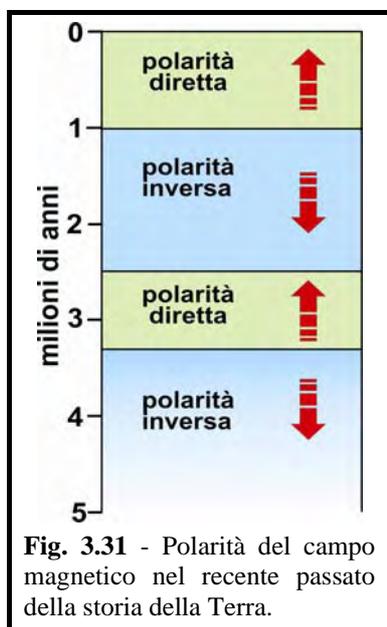


Fig. 3.31 - Polarità del campo magnetico nel recente passato della storia della Terra.

I resti di focolari antichi possono fornire indizi sul magnetismo terrestre del passato. I materiali esposti al fuoco, superando la temperatura di Curie, perdono ogni traccia di eventuale magnetismo, ma quando si raffreddano, essi si magnetizzano nuovamente per induzione del campo magnetico esistente nel periodo storico durante il quale fu acceso il focolare. Studiando la posizione di quei resti e le caratteristiche del loro magnetismo, si può descrivere il campo magnetico terrestre di allora. L'esempio citato riguarda il cosiddetto **magnetismo fossile**. In altri termini molti materiali conservano tracce del magnetismo, acquisito per induzione, nel momento della loro formazione. Numerose ricerche in questo campo, in tanti luoghi della Terra, condotte in tempi diversi da scienziati di varie nazionalità, hanno permesso una raccolta di dati che consentono di ricostruire, con buona precisione, la successione della inversione della polarità del campo magnetico, almeno nella parte più recente della storia terrestre (**fig. 3.31**). Ma ciò che più interessa, sulla base del concetto che una roccia può essere usata come "bussola fossile", alcune ricerche hanno fornito risultati molto interessanti per quanto riguarda i problemi geofisici, non soltanto legati alla natura del geomagnetismo.

Fin dai primi anni dopo il 1950 gli studiosi del magnetismo terrestre si basarono sul seguente principio: se il metodo paleomagnetico può essere applicato a rocce con pochi milioni di anni, perché non estenderlo a materiali più antichi? L'Inghilterra, da questo punto di vista, presenta un grande vantaggio: essa è costituita da materiali molto antichi, anche del precambriano (oltre 500 ÷ 600 milioni di anni fa), che non hanno subito importanti modifiche rispetto alla loro giacitura originaria, ovvero non sono stati interessati da importanti ripiegamenti orogenetici. Se una roccia ha acquisito, per induzione, il campo magnetico caratteristico del momento della sua formazione, è necessario che successivamente non abbia modificato la sua giacitura, altrimenti si perderebbero i riferimenti dell'orientamento originale del paleomagnetismo. A partire dal 1953 vennero effettuate numerose misure del paleomagnetismo delle arenarie rosse del triassico (200 milioni di anni fa). Circa la metà dei campioni di roccia mostrava una declinazione media di 29° ad Est dell'attuale Nord ed una inclinazione media di 34° verso il basso; l'altra metà mostrava una declinazione di

39°, ma orientata in modo opposto ed una inclinazione di 16°, ma verso l'alto. Trascurando il verso del campo magnetico ed ipotizzando scarse o nulle variazioni della direzione, per spiegare il cambiamento della declinazione fu suggerito che fu l'Inghilterra a ruotare di circa 30° in senso orario. Per quanto riguarda l'inclinazione (30° nel triassico contro i 65° del periodo attuale), si presuppose che l'Inghilterra, durante il triassico, si trovasse ad una latitudine inferiore rispetto alla posizione attuale, probabilmente in una situazione di clima caldo arido, ambiente adatto alla formazione di arenarie rosse. La deduzione che l'Inghilterra si trovasse ad una latitudine inferiore trova conferma anche dal punto di vista paleoclimatico. Questa scoperta fu la **prova indipendente** auspicata da Holmes (**par. 3.6**), in quanto ripropose la possibilità della deriva dei continenti.

Un secondo importante successo degli studiosi inglesi derivò da uno studio del paleomagnetismo delle rocce dell'altopiano del Deccan (India) che si formò a partire dalla fine del giurassico (quasi 150 milioni di anni fa) per eruzione di lava basaltica. Risultò (ancora una volta trascurando le inversioni di polarità e considerando soltanto la direzione del campo magnetico) una inclinazione media di 64° verso l'alto nel giurassico, di 60° verso l'alto nel cretaceo (periodo successivo), di 26° verso l'alto nel basso terziario (oltre 60 milioni di anni fa) e di 17° verso il basso nella parte intermedia della stessa era (30 milioni di anni fa). Con il passare del tempo non solo diminuì l'inclinazione verso l'alto (come atteso nell'emisfero australe), ma ad un certo momento la direzione si inclinò verso il basso (come si verifica nell'emisfero boreale). Si ipotizzò quindi una migrazione dell'India dall'emisfero Sud a quello Nord, datando con relativa precisione le date delle tappe di tale spostamento e calcolando le coordinate delle diverse posizioni assunte dall'India durante la sua deriva. Tale movimento verso Nord di questa porzione di crosta terrestre fu già descritto da Wegener con la sua teoria. Fino ad allora l'idea della deriva dei continenti era sostenuta su prove non quantitative. A questo punto della storia delle Scienze della Terra venivano addirittura matematicamente determinate le coordinate del "viaggio" dell'India. Per questo motivo la prova paleomagnetica assunse importanza fondamentale, anche agli occhi degli scienziati più scettici e prudenti.

Rimane ancora una questione: tutto il ragionamento funziona a condizione che le posizioni dei poli siano rimaste pressoché identiche a quelle attuali. A questo proposito importanti obiezioni furono sollevate dal gruppo di studiosi del Newcastle che ipotizzarono una migrazione sia dei poli geografici (per spiegare i cambiamenti climatici), sia di quelli magnetici (per spiegare i dati del paleomagnetismo fossile). Nel 1955 RUNCORN riassumeva il punto di vista del suo gruppo nel seguente modo: *"Sembra sicura una apprezzabile migrazione polare. Sembra che non vi sia più bisogno di parlare di deriva dei continenti su larga scala per spiegare i risultati paleomagnetici finora ottenuti"*. Runcorn e colleghi avevano intrapreso uno studio intensivo sul paleomagnetismo delle rocce del continente americano ottenendo il percorso del Polo Nord magnetico durante la sua migrazione fin dalla parte più recente del precambriano.

Nel 1957, sulla base di altri studi condotti anche sul continente asiatico, si completò la mappa della migrazione polare. Contemporaneamente furono eseguiti altri studi in Europa ottenendo risultati simili per certi aspetti, ma su un percorso diverso. Dall'osservazione di queste due linee di migrazione si aprì immediatamente una questione: quelle curve dovevano essere considerate una sola o due parallele ma diverse? Si scoprì l'esistenza di una differenza costante di circa 30° di longitudine fra le due linee dal precambriano al triassico. Ma in presenza di un solo Polo Nord, quale significato assume tale distanza? Se vi sono due curve quando dovrebbe essercene una sola, l'unica spiegazione sembra essere che si sono spostati i due continenti. Se si spostasse il continente americano di 30° verso Est, quanto basta per far coincidere le due linee, l'Atlantico scomparirebbe e i due continenti risulterebbero uniti. Inoltre le due curve si avvicinano dal triassico al giurassico fin quasi a sovrapporsi al termine del terziario, come se la spaccatura avesse avuto inizio proprio come aveva previsto Wegener e fosse proseguita verso Nord. Così l'interesse sulla teoria della deriva dei continenti venne riacceso. Le ricerche paleomagnetiche continuarono e a seconda dei risultati ottenuti, venivano elaborate teorie a sostegno o contro la deriva dei continenti. Tale teoria comunque si affermò definitivamente; importante a questo proposito fu il congresso di Londra nel 1964 tenuto appositamente su tale argomento; in quell'occasione il geologo BLACKETT affermò: *"i nuovi elementi acquisiti durante l'ultimo decennio dall'oceanografia e dal magnetismo delle rocce appariranno, come ritengo, nella storia della materia come fatti a favore che renderanno più quantitativa un'evidenza qualitativamente già piuttosto forte"*

3.9 - Suggerimenti dal fondo oceanico

Fino a pochi decenni fa, lo studio della Terra era fondato quasi esclusivamente su ricerche condotte sui continenti e quindi viziato da una certa unilateralità che fu poi superata con le ricerche condotte sugli oceani. Di questo fatto era consapevole il geologo Lyell che, già nel secolo scorso, affermava: *"in quanto abitatori delle terre emerse, non occupiamo che un quarto della superficie del pianeta e questa parte ci offre, quasi esclusivamente, fenomeni di erosione e non di costruzione. Sappiamo che annualmente si formano nuovi sedimenti nel mare e nei laghi e*

nuove rocce ignee nel grembo della Terra. Questi fenomeni tuttavia avvengono lontano dal nostro campo di osservazione e conseguentemente possiamo apprezzarne i progressi solo col pensiero e valutarne l'importanza col duplice impegno della ragione e dell'immaginazione. Non è quindi strano se li valutiamo in modo irraguardoso". Per comprendere la natura dei movimenti della crosta è importante non solo studiarne le parti emerse, ma anche quelle coperte dai mari e dagli oceani. I risultati dei recenti studi oceanografici si sono rivelati molto importanti e ciò grazie anche al notevole sviluppo della tecnologia, che ha permesso di sviluppare tecniche di indagine impensabili prima della seconda guerra mondiale. Le ricerche oceanografiche essenzialmente fanno riferimento:

- alla ricostruzione dell'andamento dei fondali mediante l'uso di ecografi (figg. 3.32 ÷ 3.34); in tal modo si ricavano i valori di profondità tramite i quali si possono tracciare i profili dei fondali;
- allo studio sismico della crosta oceanica (effettuato mediante piccoli terremoti provocati con esplosioni) con il quale si possono avere informazioni sulla distribuzione e caratteristiche delle masse profonde;
- all'uso di strumenti particolari (gravimetri) per valutare l'andamento della gravità e delle sue anomalie;
- allo studio delle caratteristiche paleomagnetiche delle rocce dei fondali;
- alla misura del flusso di calore, proveniente dalle profondità e che giunge sotto la crosta oceanica;
- all'analisi dei campioni (carote) prelevati dai fondali.

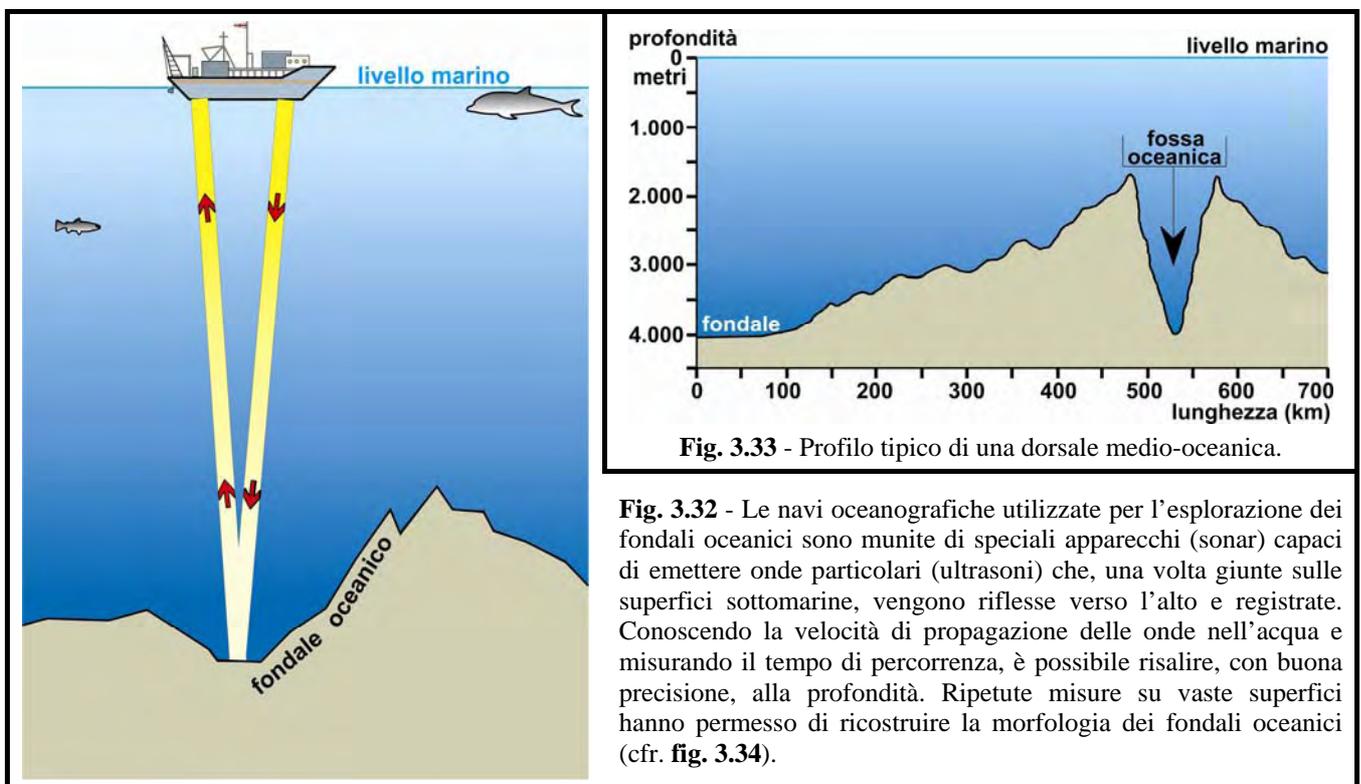


Fig. 3.33 - Profilo tipico di una dorsale medio-oceanica.

Fig. 3.32 - Le navi oceanografiche utilizzate per l'esplorazione dei fondali oceanici sono munite di speciali apparecchi (sonar) capaci di emettere onde particolari (ultrasuoni) che, una volta giunte sulle superfici sottomarine, vengono riflesse verso l'alto e registrate. Conoscendo la velocità di propagazione delle onde nell'acqua e misurando il tempo di percorrenza, è possibile risalire, con buona precisione, alla profondità. Ripetute misure su vaste superfici hanno permesso di ricostruire la morfologia dei fondali oceanici (cfr. fig. 3.34).

Grazie a queste ricerche è stato descritto con buona precisione l'insieme delle **dorsali sottomarine medio-oceaniche**. Esse costituiscono un sistema continuo che attraversa gli oceani Atlantico, Pacifico, Indiano e Antartico, per una lunghezza complessiva di quasi 70.000 km (fig. 3.34). Sono vere e proprie catene montuose larghe, in certe zone, fino ad oltre 1.500 km e che si elevano anche più di 2.000 m dai fondali oceanici (profondi 4 ÷ 5 km) ed ai quali si raccordano gradualmente. Negli oceani Pacifico ed Atlantico le dorsali sono percorse al centro da una valle mediana (fossa tettonica o oceanica o *rift valley*) con fianchi molto ripidi, profonda anche 2.000 m ed ampia complessivamente 50 km (fig. 3.35).

Dalle valli mediane, che possono essere considerate gli assi delle espansioni oceaniche, fuoriescono, ogni anno, 12 ÷ 20 km³ di lave basaltiche, più di dieci volte la quantità di lava emessa da tutti i vulcani continentali. Il sistema delle dorsali non corrisponde ad allineamenti perfettamente lineari, ma a spezzate nelle quali appaiono tratti rettilinei di dorsali, di lunghezza variabile, interrotti e spostati tra loro da fratture (faglie a scorrimento orizzontale) più o meno ortogonali.

Anche se le dorsali sono dette "medio-oceaniche", esse, in realtà, occupano posizioni decentrate rispetto ai margini continentali; addirittura in corrispondenza del mar Rosso, del golfo di Aden e del golfo della California, penetrano nei continenti.

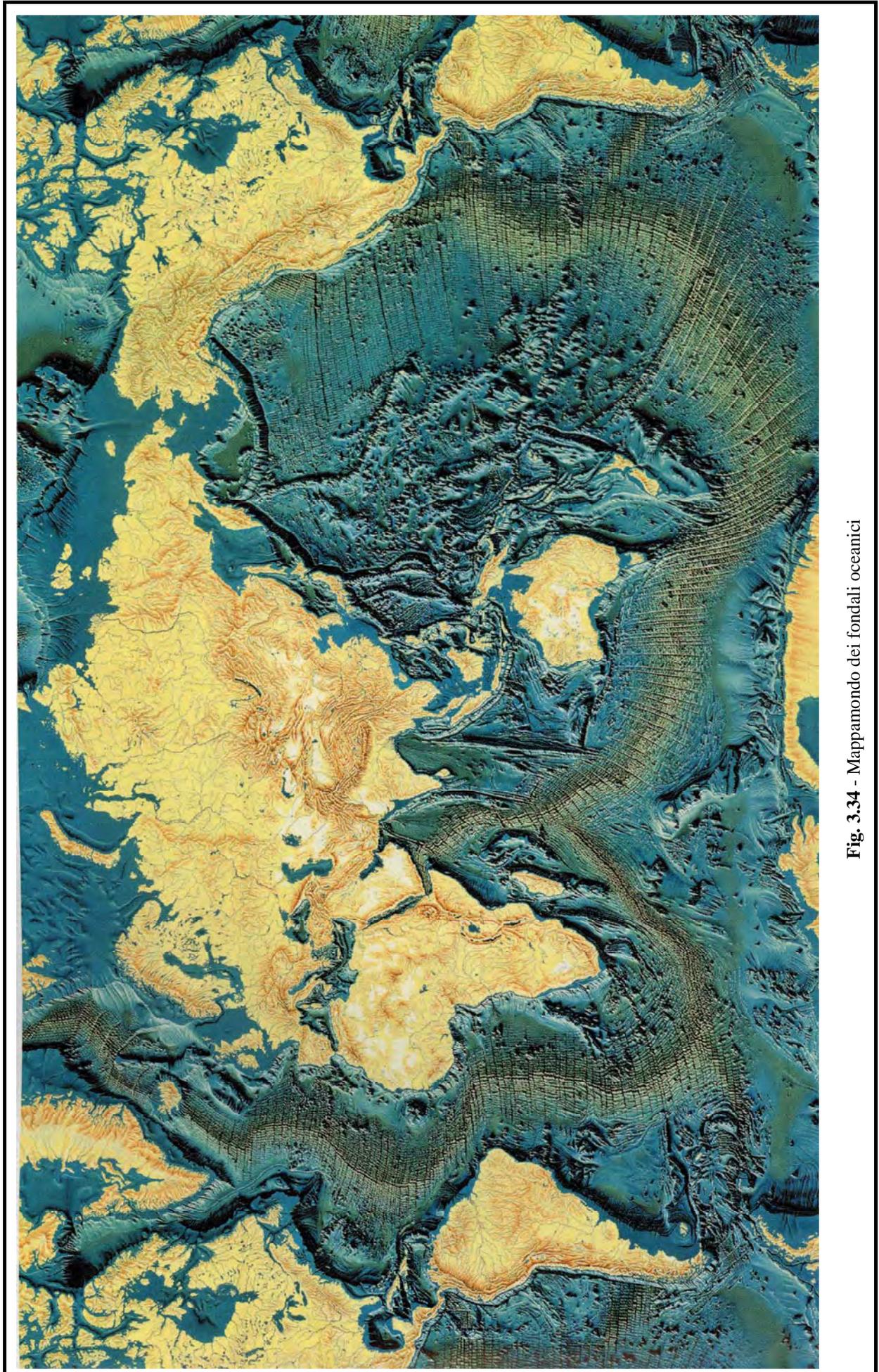


Fig. 3.34 - Mappamondo dei fondali oceanici

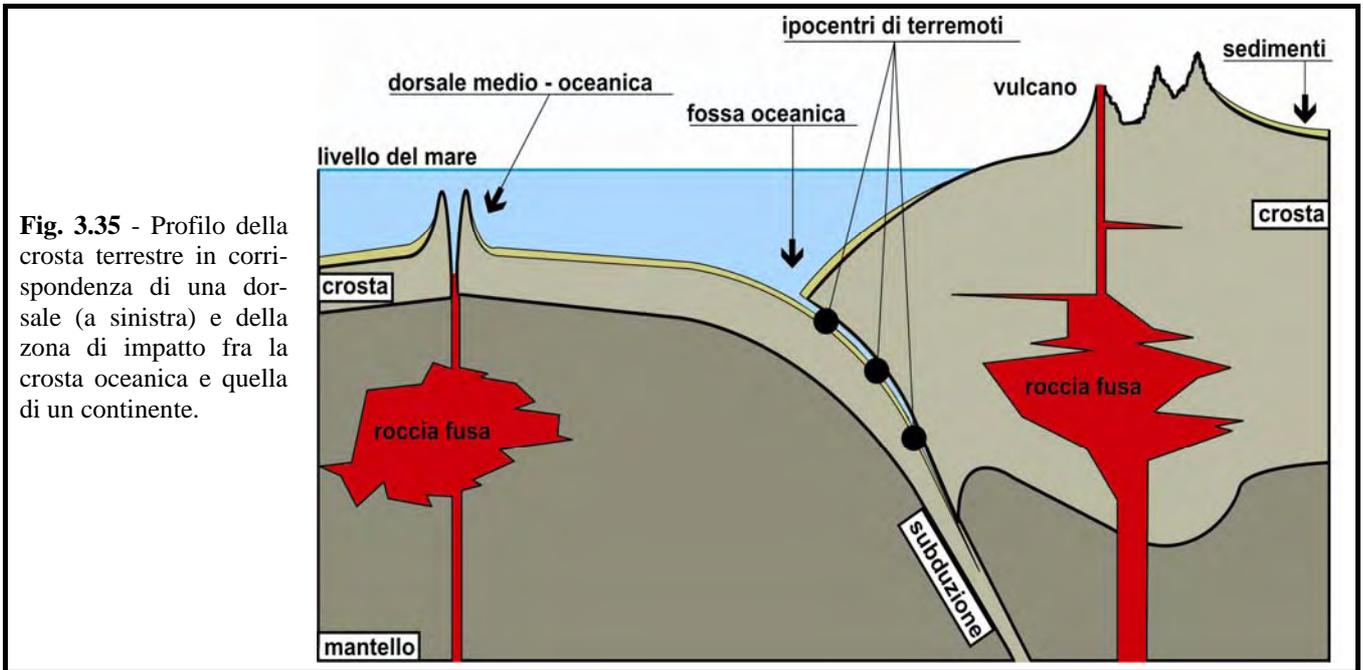


Fig. 3.35 - Profilo della crosta terrestre in corrispondenza di una dorsale (a sinistra) e della zona di impatto fra la crosta oceanica e quella di un continente.

In alcuni casi, per la maggior quantità di lave emesse, le dorsali possono affiorare formando isole; ciò si verifica in Islanda, nelle Azzorre ed in diverse isole dell'Atlantico meridionale (Ascensione, Tristan da Cunha,...). La dorsale medio - atlantica è una delle più studiate; essa presenta le seguenti caratteristiche:

- è mediamente levata di ~ 3.000 m dal fondale oceanico, è lunga più di 1.000 km, è sormontata da cime che si innalzano fino a formare delle isole;
- presenta una stretta fossa per quasi tutta la sua lunghezza;
- numerosi terremoti hanno ipocentro in corrispondenza delle creste;
- presenta un flusso di calore dal basso molto intenso rispetto alle aree adiacenti ed una forte attività vulcanica;
- le rocce presso la cresta sono geologicamente giovani; solidificate da appena un milione di anni;
- le isole vulcaniche dell'Atlantico, su entrambi i lati della dorsale, sono tanto più antiche quanto più sono distanti dalla dorsale stessa;
- le rocce dei fondali presentano magnetismo fossile alternativamente conforme e opposto al campo magnetico attuale, man mano che ci si allontana dalla dorsale e con andamento praticamente simmetrico sui due lati;
- le rocce sono tanto più antiche quanto maggiori sono le distanze su entrambi i lati dalla dorsale.

Sulla base di tali osservazioni, si può confermare che la crosta si sia lacerata in corrispondenza della dorsale medio - atlantica. Il vulcanesimo, la sismicità e l'elevato calore lungo questo allineamento sembrano connessi con la risalita del magma dal basso, che diventa via via più fluido per la diminuzione della pressione. L'età ed il magnetismo fossile delle rocce giustificano l'ipotesi secondo la quale il fondo dell'oceano si lacererebbe in modo continuo in corrispondenza dell'asse della dorsale, mentre la crosta oceanica, i vulcani sovrastanti e le isole verrebbero lentamente trasportati verso Est e verso Ovest. Per tale ragione le lave, mentre si consolidano, assumono una magnetizzazione conforme a quella del campo magnetico terrestre al momento della solidificazione e la conservano nei tempi successivi. La ripetizione di questi fenomeni è all'origine della successione di fasce alterne a polarizzazione opposta, presenti simmetricamente ai lati della dorsale. La velocità di allontanamento risulta intorno a $2 \div 5$ cm all'anno.

Queste osservazioni portano ulteriori conferme alla teoria di Wegener ed a quelle relative ai moti convettivi all'interno del mantello in grado di produrre spostamenti orizzontali che trascinano la crosta come un nastro trasportatore (**fig. 3.35** e **3.36**).

Per quanto riguarda l'Atlantico, due cicli convettivi opposti, entrambi ascendenti nella regione in cui sono in contatto, avrebbero prodotto la frattura iniziale che diede origine all'oceano ed avrebbero provocato l'allontanamento progressivo dei due lembi, mentre la continua fuoriuscita dei magmi avrebbe determinato la formazione della crosta oceanica e della dorsale medio-atlantica.

Queste osservazioni sono in buona parte valide anche per le altre dorsali, in corrispondenza delle quali, quindi, possiamo ipotizzare la presenza di correnti ascensionali nell'ambito dei moti convettivi nel mantello.

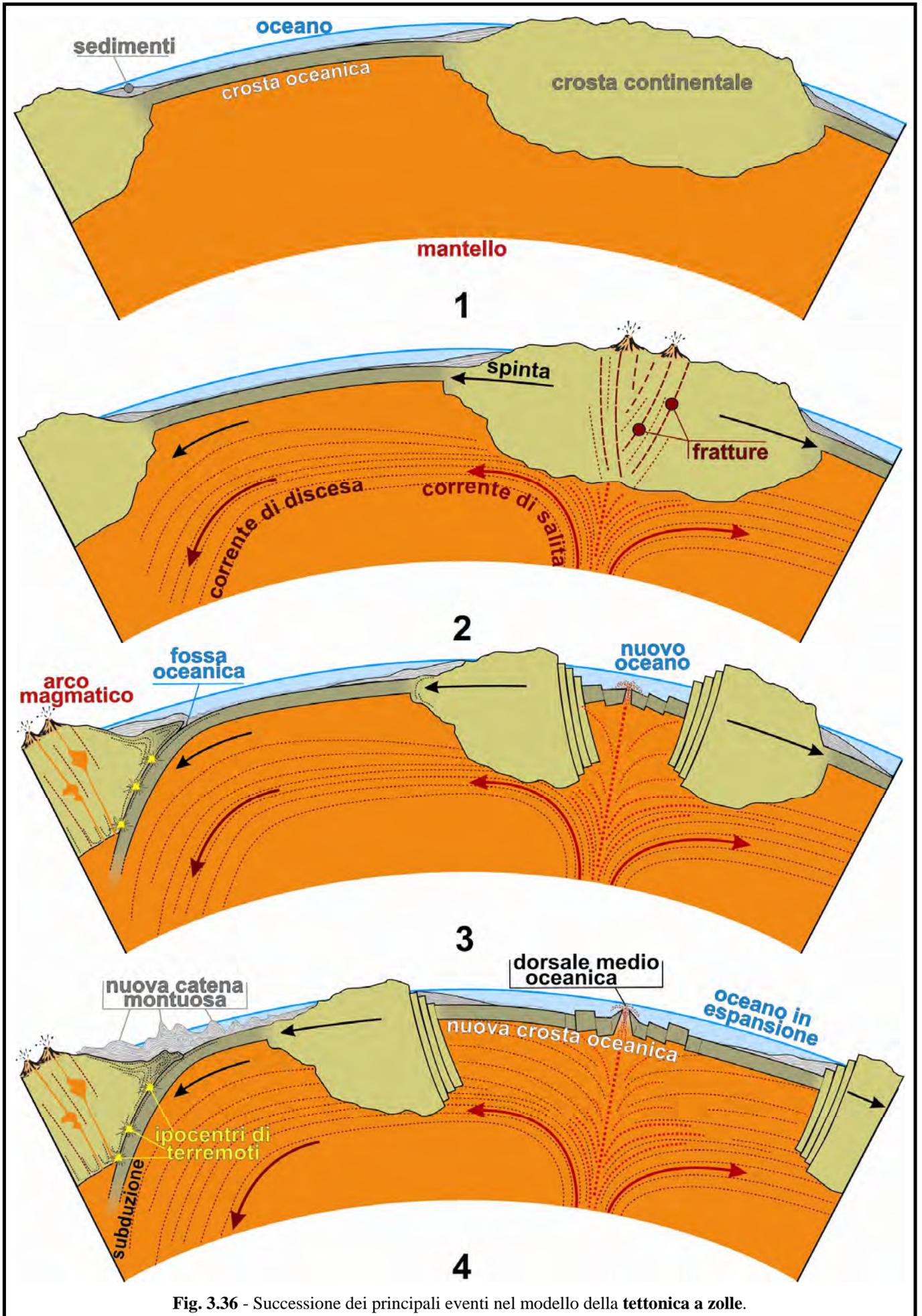


Fig. 3.36 - Successione dei principali eventi nel modello della tettonica a zolle.

3.10 - La tettonica a zolle

L'aspetto e la distribuzione di terre ed oceani è dunque il risultato di un insieme complesso di numerosi fenomeni, molti dei quali sono stati descritti nei precedenti capitoli e riassunti nella **fig. 3.36**. Acquisito che i continenti vanno effettivamente alla deriva, diventa necessario elaborare una teoria che tenga conto di tutte le precedenti osservazioni e delle varie teorie formulate in passato, in quanto quasi tutte presentano aspetti, più o meno rilevanti, che si possono ritenere attuali o comunque utili per una buona interpretazione dei fenomeni.

Nel 1967 fu formulata da Kenneth Victor MCKENZIE e Robert PARKER una ipotesi utile per inquadrare, in un unico sistema, quanto fino allora conosciuto. I due scienziati immaginavano la crosta terrestre suddivisa in una serie di zolle rigide di litosfera (**placche**; **fig. 3.37**), combacianti tra loro come i pezzi di un puzzle ed in costante movimento relativo. Ciò è alla base della **teoria della tettonica a zolle**, perfezionata nel corso degli ultimi decenni da ricerche che ne hanno ulteriormente confermato la validità.

La formulazione di tale teoria richiede una sorta di ripasso, seppure molto superficiale, di quanto fin qui illustrato, in quanto è necessario fare riferimento a tutto l'insieme dei fenomeni che coinvolgono la Terra. Infatti la teoria della tettonica a zolle costituisce un modello di funzionamento del nostro pianeta.

Per delimitare le varie zolle e comprendere i loro movimenti è necessario riflettere sulla distribuzione delle catene montuose, delle fosse oceaniche, dei vulcani e dei terremoti. Le montagne dell'orogenesi alpina (**tab. 3.1**) si sono sviluppate lungo il margine dei continenti americano ed asiatico e lungo l'allineamento comprendente l'Atlante, i Pirenei, le Alpi e gli Appennini, le catene transatlantiche fino all'Himalaya ed alla Birmania.

Le fosse oceaniche sono distribuite prevalentemente in prossimità di *archi insulari*, diffusi soprattutto lungo i margini dell'Asia e dell'Australia sul Pacifico (fosse delle Curili, del Giappone, delle Filippine, delle Marianne, di Tonga, della Sonda, ecc...) e presenti anche in altre parti, come nelle Antille (fossa di Portorico). Altri esempi di fosse prossime ai continenti sono quelle del Perù e del Cile. Esse sono state studiate recentemente e definite come geosinclinali attuali.

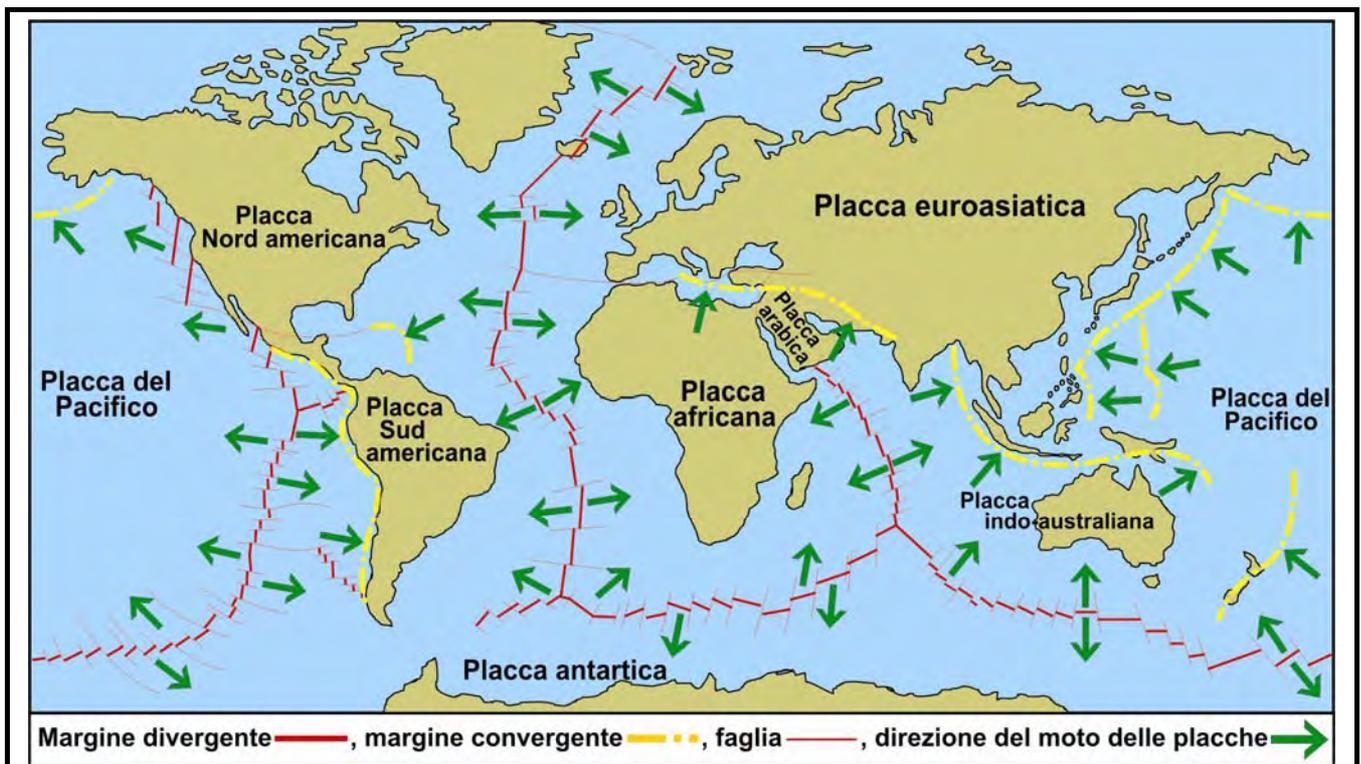


Fig. 3.37 - Si conoscono circa una ventina di placche; sette sono molto grandi, altre sono più piccole come, per es. quelle che stanno nella regione mediterranea (non rappresentate in figura per ragioni di scala). L'estensione delle placche non coincide con quella dei continenti; per es. la placca Nordamericana comprende sia il continente, sia una parte dell'oceano Atlantico.

I vulcani attivi presentano una distribuzione particolare: nell'anello di fuoco circumpacifico, ai margini del continente americano, lungo gli archi insulari asiatici e le dorsali medio - atlantica e indiana, nelle aree insulari e nei fondali del Pacifico, presso gli archi insulari delle Antille e dell'Indonesia, nel Mediterraneo e lungo

l'allineamento delle grandi fosse tettoniche asiatiche ed africane. Anche la maggior parte dei terremoti hanno ipocentro lungo fasce particolari e distinte in quattro gruppi:

- aree in corrispondenza delle dorsali medio - oceaniche, con ipocentro poco profondo;
- aree lungo le grandi faglie a scorrimento orizzontale; un esempio tipico è la faglia di S. Andrea (**fig. 3.18**), dove i terremoti hanno ipocentro poco profondo e non sono connessi con apparati vulcanici;
- aree connesse alle fosse oceaniche, i cui ipocentri si addentrano via via in profondità allontanandosi verso i continenti; dalla misura della velocità delle onde sismiche è stato possibile misurare l'angolo medio (45°) secondo il quale la crosta oceanica si infossa sotto la zolla continentale contro la quale si scontra;
- aree caratterizzate dalle più elevate catene montuose, dal Mediterraneo, attraverso l'Himalaya, fino alla Birmania, con terremoti poco profondi.

I terremoti poco profondi e l'attività vulcanica sono associati dove sono presenti fratture aperte, lungo le quali i magmi risalgono in superficie (per esempio la dorsale medio - atlantica). I terremoti che non sono associati all'attività vulcanica si manifestano nelle zone di compressione della crosta in prossimità delle correnti convettive di discesa. Infine vi è connessione tra le attività vulcanica e sismica presso le aree di recente orogenesi. I limiti delle zolle che suddividono la crosta sono individuati dalle fasce sismiche e sono le dorsali oceaniche, le fosse e le faglie a scorrimento orizzontale. Le zolle presentano i seguenti movimenti reciproci:

- si allontanano l'una dall'altra dando origine a depressioni oceaniche come è accaduto nel caso dell'Atlantico;
- si avvicinano l'una scivolando sotto l'altra, come si verifica nelle zone ove sono presenti le fosse oceaniche, dove una zolla sprofonda sotto gli archi insulari o i margini continentali;
- scorrono una accanto all'altra, come la faglia di S. Andrea;
- si scontrano frontalmente originando grandi catene montuose; il caso più evidente è quello della catena imalaiana sorta per la collisione della zolla indiana con il continente asiatico.

Tali movimenti sono causa di terremoti anche violenti nelle aree di contatto tra le zolle. Tra queste le principali sono le zolle eurasiatica, africana, indiana, pacifica, americana ed antartica.

La tettonica a zolle ha dunque recuperato l'ipotesi della deriva dei continenti sostenuta da Wegener circa 80 anni fa. Dunque 200 milioni di anni fa vi era un unico grande continente (**Pangea; 1 in fig. 3.38**), circondato da un unico oceano (**Panthalassa**) di cui un braccio penetrava nella massa continentale (**Tetide**; il cui residuo costituisce oggi il Mediterraneo). Con il passare del tempo, la Pangea di frantumò in vere e proprie grandi "zattere" che andarono alla deriva andando ad occupare le posizioni degli attuali continenti; continuando tali movimenti si potrebbe addirittura prevedere la loro posizione tra 50 milioni di anni (**6 in fig. 3.38**).

La tettonica a zolle consente di inserire la deriva nell'ambito dei movimenti delle placche di appartenenza. Nell'Atlantico l'allontanamento delle zolle è assicurato dall'espansione del fondale oceanico dovuto alla risalita di magma basaltico che genera nuova crosta. L'origine delle geosinclinali viene connessa con l'avvicinamento di una zolla oceanica con una continentale, con conseguente sprofondamento della prima sotto la seconda (**subduzione**), fino alla profondità di 700 chilometri, dove la placca oceanica viene assimilata nel mantello senza più dare origine ai terremoti. In corrispondenza della parte superficiale dell'area di contatto tra le zolle si forma la fossa oceanica in quanto il movimento reciproco determina un "inghiottimento" dei materiali, ciò che costituisce il presupposto per la formazione della geosinclinale. Quando il processo si arresta, inizia il sollevamento isostatico dei materiali accumulatisi nella fossa.

La distribuzione degli ipocentri alle diverse profondità è contemporaneamente una prova ed una conseguenza del moto di sprofondamento della crosta oceanica sotto quella continentale. Il moto di avvicinamento delle zolle è la causa delle compressioni laterali, fondamentali nei fenomeni orogenetici e metamorfici. Il grande sistema di faglie del mar Morto, del mar Rosso e dell'Africa orientale, rappresenta un oceano allo stato embrionale e giovanile (**6 in fig. 3.38**). L'Atlantico è un oceano ancora in espansione, mentre il Pacifico, a causa dei fenomeni di subduzione che tendono a restringerlo, è un oceano in declino. Il Mediterraneo è un oceano in chiusura (perciò si spiegano le attuali attività vulcaniche e sismiche). Infine l'area montuosa di contatto tra la zolla asiatica e quella indiana (Himalaya) è la cicatrice di un oceano estinto.

I principali sistemi montuosi italiani (Alpi ed Appennini) sono la conseguenza dell'orogenesi alpina (**tab. 3.1**) la cui massima attività si concluse intorno al miocene (circa 15 milioni di anni fa), ma ancora oggi sono in atto deformazioni post - collisionali; esse sono all'origine delle manifestazioni vulcaniche e sismiche attuali e caratteristiche dell'Italia centrale, meridionale e Nord - orientale. In linea di massima le due placche entrate in collisione sono quelle africana ed europea, precedentemente separate da un mare interno alla Tetide, denominato "*bacino ligure - piemontese*". Dallo scontro si è formato l'orogeno costituente oggi i rilievi montuosi della penisola, coinvolgendo nelle pieghe resti della litosfera oceanica interposta.

Nelle Alpi si sono prodotte, soprattutto durante l'eocene (oltre 40 milioni di anni fa), grandi falde di ricoprimento vergenti verso l'esterno (verso Ovest nelle Alpi occidentali e verso Nord in quelle centro - orientali), con ampia sovrapposizione del margine del continente africano su quello europeo. Nell'Appennino i fenomeni orogenetici sono in parte più recenti ed hanno comportato appilamenti di falde vergenti verso l'Adriatico.

Ad eccezione delle Alpi occidentali e della Sardegna (ed in parte dell'Appennino settentrionale e della Calabria), dove affiorano materiali del paleocontinente europeo e dell'antico bacino ligure - piemontese, la nostra penisola è prevalentemente formata da materiali del paleocontinente africano che sono stati coinvolti nell'orogenesi. La pianura Padana e la sua prosecuzione verso Sud, fino alla fossa bradanica, che sfocia nel golfo di Taranto, costituiscono un bacino relativamente recente, post - collisionale, subsidente, sul quale si accumulano i prodotti del disfacimento delle montagne, con conseguente formazione di potenti sedimenti.

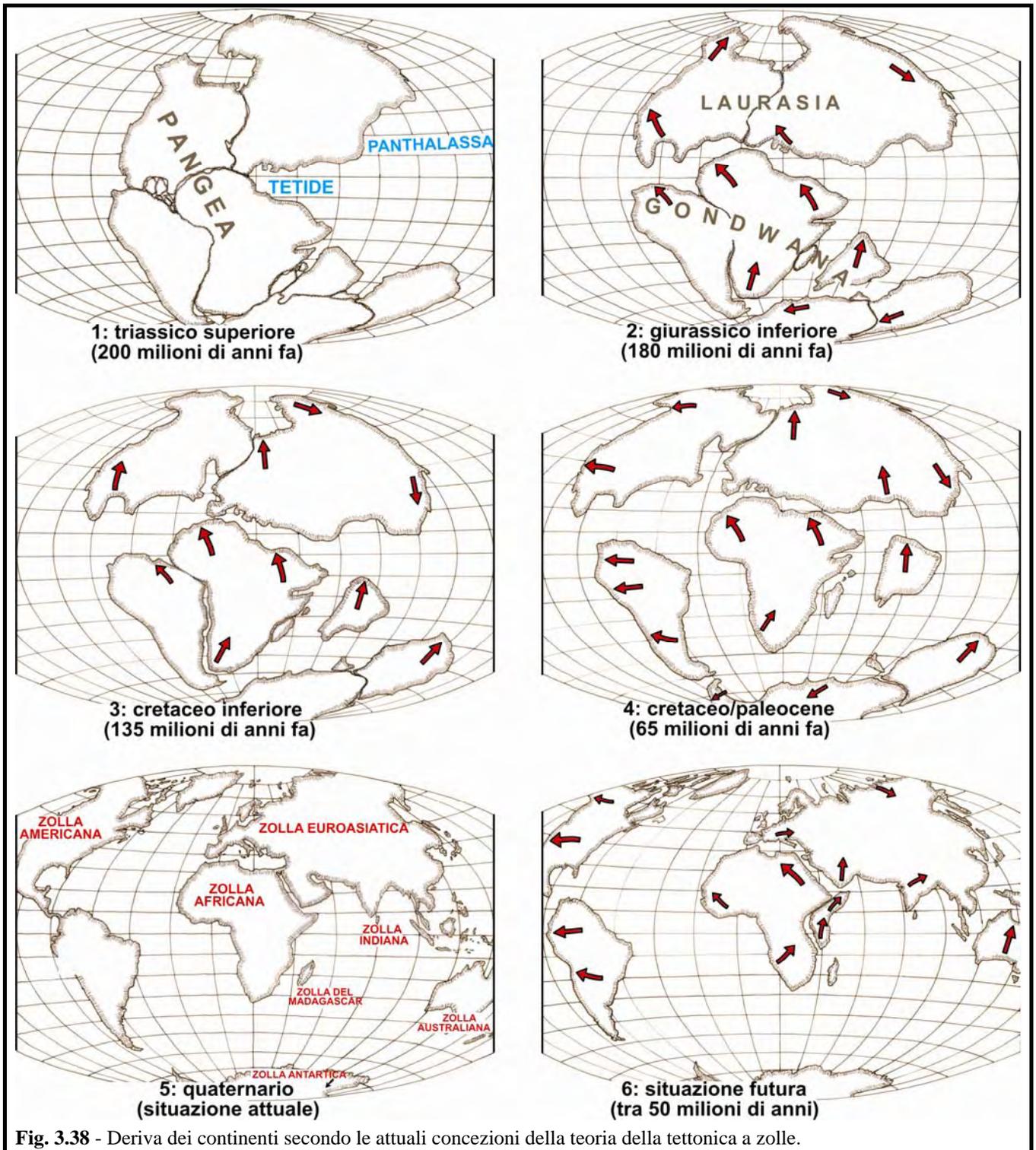


Fig. 3.38 - Deriva dei continenti secondo le attuali concezioni della teoria della tettonica a zolle.

Il ciclo delle rocce è dunque caratterizzato da un insieme molto complesso di fenomeni naturali, alcuni dei quali visibili sulla superficie della Terra, o perché avvengono sotto i nostri occhi o perché di quelli verificatisi nel passato e di cui vi sono chiare tracce. Altri si manifestano nella crosta e nel mantello e non sono direttamente osservabili, ma di essi, sulla base di osservazioni dall'esterno e con deduzioni e modelli in grado di interpretarne le conseguenze sulla superficie terrestre, si può comprendere la natura e le modalità con le quali si verificano. Nella maggior parte dei casi, infine, i fenomeni naturali connessi al ciclo delle rocce avvengono in tempi lunghissimi immensamente superiori alla durata media della vita dell'osservatore uomo.

3.11 - Il ciclo delle rocce

È necessario, a questo punto, proporre uno schema che riassume il *ciclo delle rocce* (fig. 3.39) avvertendo che, proprio per la sua complessità, conviene, al fine di comprenderne il meccanismo, fare riferimento agli elementi essenziali. Esso è una visione grafica di un modello capace di fornire una buona interpretazione dei fenomeni naturali che avvengono a livello della crosta. Questo modello è rappresentato dalla teoria della tettonica a zolle ed è il risultato di un processo scientifico che, come abbiamo visto, si è rivelato spesso caratterizzato da un ampio dibattito, talora anche aspro e polemico.

La “macchina Terra” è azionata da motori alimentati da due fonti di energia. Esse sono costituite dall'accumulo di energia radioattiva sotto la crosta e dall'energia solare. La prima alimenta i cicli convettivi del mantello, mentre la seconda alimenta il ciclo dell'acqua ed i cicli biogenici. Il materiale solido viene aggiunto alla crosta dal basso (grazie alle correnti convettive ascensionali) per mezzo dell'espansione della crosta oceanica e dell'attività del vulcanesimo. Contemporaneamente si realizza un afflusso notevole di calore sufficiente a determinare fusione delle rocce e metamorfismo. Un aspetto non trascurabile è l'apporto, verso la superficie, di materiali fluidi e gassosi legati al vulcanesimo ed ai fenomeni all'origine delle acque termali.

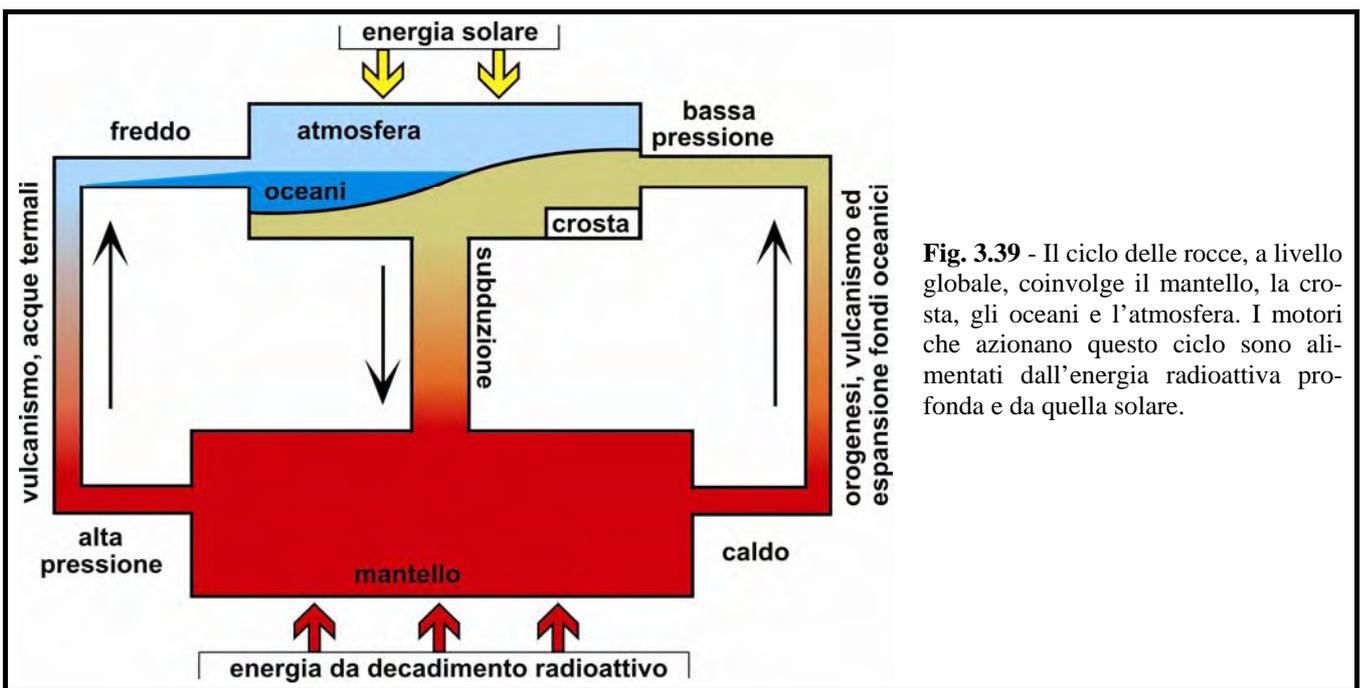


Fig. 3.39 - Il ciclo delle rocce, a livello globale, coinvolge il mantello, la crosta, gli oceani e l'atmosfera. I motori che azionano questo ciclo sono alimentati dall'energia radioattiva profonda e da quella solare.

Il ritorno dei materiali in profondità è rappresentato dal fenomeno di subduzione, per mezzo del quale viene inghiottita nel mantello la parte cristallina della crosta ed i sedimenti sovrastanti. Quindi tutta la materia è coinvolta nei cicli convettivi del mantello ma, in linea di massima, la gravità seleziona i materiali in modo che quelli a minore densità (costituiti da materiali prevalentemente sialici) si dispongano presso la superficie e viceversa per quelli più “pesanti” (costituiti prevalentemente da materiali femici).

Limitatamente alla superficie terrestre il ciclo dell'acqua assume particolare rilievo. Da esso dipende il volume degli oceani e questi rappresentano un grande serbatoio nel quale avvengono complessi processi fisico/chimici in equilibrio con l'atmosfera e che sono all'origine della formazione di molti sedimenti; i depositi evaporitici rappresentano solo l'esempio più evidente di formazione di materiali quale conseguenza di un processo chimico.

Dall'energia solare dipende il processo di fotosintesi dei vegetali; questi costituiscono il primo anello della catena alimentare che sostiene complesse comunità viventi. Potenti sedimenti costituiti da resti calcarei e/o silicei di

organismi che, un tempo, avevano potuto nascere, nutrirsi, riprodursi (e morire) grazie al flusso di energia della piramide energetica nell'ambito della quale quegli organismi occupavano una precisa posizione.

Ma l'energia solare alimenta anche la "macchina del tempo meteorologico", artefice essenziale del disfaccimento dei materiali delle terre emerse e della conseguente formazione dei detriti. Questi ultimi subiscono trasporto e quindi si accumulano per formare sedimenti in corrispondenza delle bassure e delle depressioni come le geosinclinali. Ma i sedimenti, che altro non sono che "frammenti" di materiali derivanti, in ultima analisi, dai processi di costruzione che hanno origine dalle profondità della Terra, vengono anch'essi coinvolti nella subduzione per ritornare nuovamente a far parte dei materiali del mantello, chiudendo così il ciclo.

SCHEDA 3.1 - La polemica sulla teoria della deriva dei continenti

L'ultimo capitolo dell'opera di Wegener (*La formazione dei continenti e degli oceani*) è dedicato al quesito riguardante i meccanismi con i quali avviene la deriva. Ma a questo punto lo scienziato, per quanto efficace nel dimostrare la validità della teoria nel rispondere ai numerosi problemi posti dalla geologia e dalla storia del nostro pianeta, mostrò una debolezza nel tentativo di dimostrare i meccanismi con i quali i continenti venivano portati a spasso per il Mondo. In altri termini Wegener, nonostante i suoi sforzi e nonostante le ipotesi elaborate dal geologo americano F.B. TAYLOR (che prima di lui, già nel 1910, aveva ipotizzato lo spostamento dei continenti verso l'equatore), non riuscì a spiegare in termini convincenti "il come e perché". Per brevità non illustreremo le argomentazioni proposte dal geofisico tedesco, ma ci limiteremo ad una breve sintesi delle obiezioni alla teoria sulla deriva dei continenti.

Nel 1928 fu tenuto a New York un congresso sulla deriva dei continenti, patrocinato dalla American Association of Petroleum Geologist. Esso segnò un momento importante per la storia della geologia. In quella sede un noto geologo dichiarò: "*Dopo aver considerato la teoria con animo scevro di ogni parzialità, ne concludo, con l'aiuto della geofisica, della geologia e della paleontologia, che essa deve essere rifiutata*". Quali forze avrebbero dovuto trascinare i giganteschi continenti sopra il mantello? Le forze descritte da Wegener sono di un ordine di grandezza troppo piccole rispetto a ciò che si riteneva necessario. Inoltre, secondo i sostenitori della teoria, le rocce pesanti che compongono il mantello sono certamente solide; tuttavia, se concediamo il tempo necessario, si comportano come un fluido, permettendo alle masse continentali di aprirsi un varco nelle porzioni superiori del mantello; quindi la crosta è più rigida dei materiali sottostanti. Ma Wegener asseriva anche che le catene montuose si formarono sul margine anteriore dei continenti alla deriva quando le masse continentali, incontrando la resistenza del mantello, furono compresse formando le montagne a pieghe. Ma allora ciò dimostrerebbe che anche il mantello è rigido almeno quanto la crosta e come può al contempo essere meno "duro" tanto da consentire la "navigazione" delle "zattere" continentali?

La Terra ha una storia di alcuni miliardi di anni. Eppure, secondo Wegener, il continente originario non iniziò a spaccarsi fino all'era mesozoica. Non è strano che un avvenimento importante come la deriva dei continenti sia avvenuto soltanto in un periodo molto recente della storia terrestre? Perché non avrebbe dovuto verificarsi prima quando, si credeva, la Terra era geologicamente più attiva. Alcuni geologi inoltre confutarono anche la congruenza delle opposte coste atlantiche in quanto per giustificare le attuali forme e posizioni dei continenti si doveva ammettere anche una loro deformazione tanto che un avversario della teoria dichiarò: "*È quindi evidente che Wegener si è permesso straordinarie libertà con la rigida crosta terrestre, considerandola così flessibile da poter allungare le due Americhe verso Nord e verso Sud di circa 3.000 chilometri*".

Anche le prove paleontologiche vennero messe in dubbio. Si rilevò che solo il 5 % delle specie animali, invece del 50 ÷ 75 % di cui parlavano i sostenitori della deriva, mostra reali affinità nelle due sponde dell'Atlantico. Infine sembrava strano che i continenti avessero conservato la loro forma originaria dopo uno spostamento su larga scala, che invece avrebbe dovuto deformarli e danneggiarli. Anche se si fosse dimostrato che coste e strati corrispondono perfettamente, ciò avrebbe confutato piuttosto che provato la teoria. Se tanto la concordanza quanto la discordanza delle linee di costa le erano contro, allora la deriva non aveva certo possibilità di essere accettata da tutti. Un avversario della teoria arrivò ad affermare che il metodo di Wegener "... *non è scientifico, ma segue questo noto processo: all'inizio c'è l'idea, seguita da una ricerca selettiva tra le pubblicazioni per trovare prove a favore, ignorando la maggior parte dei fatti che le si oppongono e terminando in uno stato di autointossicazione in cui l'idea soggettiva viene ad essere considerata un fatto oggettivo*".

Il congresso fu chiuso da una relazione del presidente (l'olandese VAN WATERSCHOOT) che, dopo avere ammesso che la causa della deriva non era adeguatamente giustificata, affermò che, come soluzione del problema della distribuzione dei fossili, la teoria della deriva dei continenti era più fondata di quella dei ponti intercontinentali. Fino a quel momento (1928) non era stata trovata una spiegazione plausibile per il meccanismo della deriva, ma se ne sarebbe potuta scoprire una per il futuro. Riguardo alla questione della somiglianza tra le coste dell'Atlantico, il presidente accettò i vari punti di vista e concluse che, benché non ci si poteva aspettare una perfetta concordanza dopo uno spostamento su larga scala, un'approssimativa somiglianza tra le forme dovrebbe essere, ed è, conservata. Riguardo all'obiezione che la deriva continentale fosse compresa in un periodo troppo recente della storia terrestre, egli fece notare come Wegener avesse esaminato la storia dei continenti risalendo indietro nel tempo fino al punto in cui era possibile, in relazione alle conoscenze del momento e non parlasse della precedente storia terrestre, di cui abbiamo così pochi elementi. Nell'antichità remota poteva e non poteva esserci stata una deriva dei continenti. Non era logico attaccare Wegener per l'arbitrarietà dell'ipotesi che non fossero avvenuti precedenti spostamenti dei continenti.

SCHEDA 3.2 - Il declino della teoria della deriva

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

Le nuove teorie, buone o cattive, hanno una caratteristica: differiscono dalle opinioni dominanti. È facile assumere un atteggiamento di rifiuto ed opporsi ad una idea nuova con il conforto delle opinioni correnti. Molti geofisici si affiancarono ai geologi ortodossi nel rifiutare la nuova idea della deriva dei continenti, ritenendola impossibile. Ancora nel 1959 H. JEFFREYS, nella sua opera "The Earth" affermava che: "In realtà possiamo applicare alla teoria proposta da Wegener le parole usate da Dutton riguardo alla teoria della convezione termica: è quantitativamente insufficiente e qualitativamente inapplicabile. È una spiegazione che non spiega nulla di quanto vogliamo spiegare"

La teoria della deriva dei continenti fu così dimenticata, considerata uno stravagante sogno di Wegener ed appena citata nelle lezioni universitarie. La teoria sarebbe morta se, dopo la seconda guerra mondiale, non si fosse scoperta la **prova indipendente**, auspicata da Holmes, fornita inaspettatamente dal geomagnetismo. Negli ultimi decenni sempre più numerose osservazioni di fatti e fenomeni terrestri fecero rinascere la teoria di Wegener e le idee dei coraggiosi scienziati dei suoi tempi. È notevole come in tanti casi i nostri illustri predecessori abbiano indicato, già molti decenni or sono, le idee che costituiscono oggi le moderne frontiere delle Scienze della Terra.

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

La direzione assunta dall'ago di una bussola in prossimità di un magnete dipende dalla attrazione tra la coppia di poli opposti e dalla repulsione tra la coppia di poli uguali. Quando la bussola è vicina al polo Nord del magnete (fig. 3.40), l'ago della bussola punta decisamente verso l'estremità del magnete stesso. L'ago si dispone parallelamente al magnete quando è equidistante da entrambi i poli, in quanto le forze si equilibrano. Avvicinandosi al polo Sud, la bussola punta decisamente verso l'estremità del magnete, ma con orientamento opposto rispetto alla prima posizione.

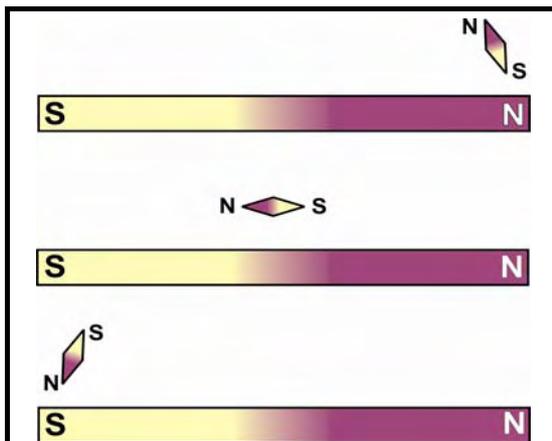


Fig. 3.40 - Orientamento dell'ago di una bussola in varie posizioni intorno ad un magnete.

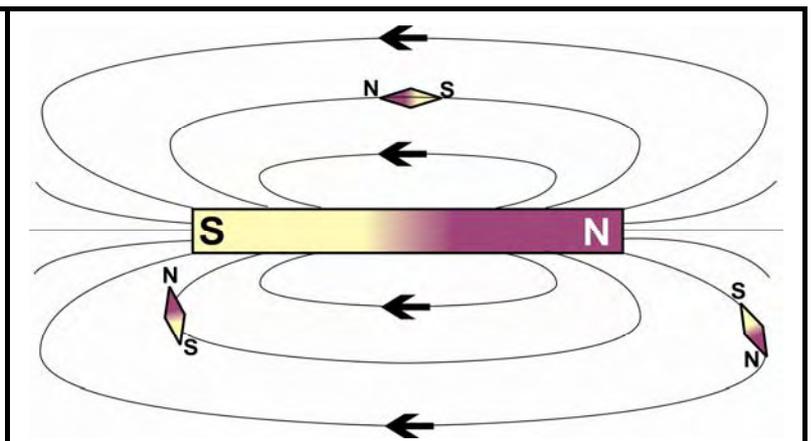


Fig. 3.41 - Rappresentazione di un campo magnetico con le linee di forza.

Queste osservazioni permettono di realizzare una sorta di grafico delle direzioni assunte dalla bussola in tutti i possibili punti intorno al magnete; il grafico è un insieme di linee che si ottengono unendo le direzioni dei singoli punti; esse vengono denominate **linee di forza** (fig. 3.41) e delimitano una regione di spazio intorno al magnete detto **campo magnetico**. In ogni punto la direzione della linea di forza indica quella assunta da un ago magnetico libero di muoversi. Man mano che si considerano punti più distanti dal magnete, le linee di forza sono gradualmente più distanziate l'una dall'altra a rappresentare un campo magnetico sempre più debole. Ad una certa distanza tale campo diventa praticamente nullo (le linee di forza non sono più rappresentabili) e le forze che agiscono su un ago magnetico sono troppo deboli per riuscire ad orientarlo.

La Terra è all'origine di un campo magnetico descrivibile da un insieme di linee di forza il cui andamento può essere interpretato presupponendo che, all'interno del nostro pianeta, sia presente un gigantesco magnete con asse coincidente, ma non esattamente, con l'asse di rotazione (fig. 3.42). Recentemente, con l'aiuto dei satelliti artificiali, si è potuto confermare che la Terra è circondata da un campo magnetico bipolare. Allontanandosi dal pianeta il campo subisce distorsioni causate dal vento solare, una corrente di particelle dotate di cariche elettriche emanate dal Sole, ma questa è una modificazione imposta dall'esterno, indipendente dall'origine del campo magnetico.

Nei pressi dell'equatore l'ago di una bussola, libero di oscillare anche sul piano verticale, tende ad orientarsi lungo una direzione tangente alla superficie terrestre. Considerando posizioni a latitudini via via superiori, la direzione dell'ago tende ad inclinarsi rispetto alla tangente alla superficie (fig. 3.42), fino ad arrivare al polo magnetico terrestre in corrispondenza del quale l'ago tende ad assumere una direzione verticale. L'angolo fra la direzione dell'ago e la tangente alla superficie terrestre viene detto **inclinazione magnetica**; esso, in linea di massima, varia da 0° presso l'equatore fino a 90° nei pressi dei poli

magnetici terrestri, dove le normali bussole, libere di muoversi solamente sul piano orizzontale, non sono più in grado di funzionare normalmente. Questo fatto è coerente con l'andamento delle linee di forza del campo magnetico terrestre rappresentato nella succitata **fig. 3.42**.

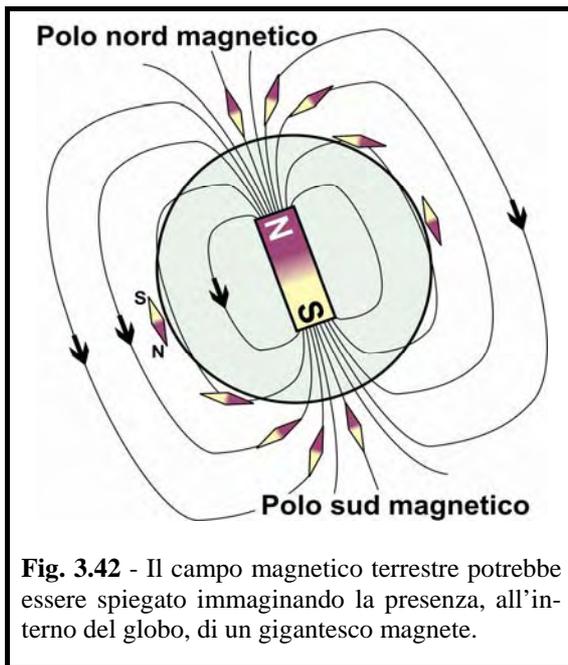


Fig. 3.42 - Il campo magnetico terrestre potrebbe essere spiegato immaginando la presenza, all'interno del globo, di un gigantesco magnete.

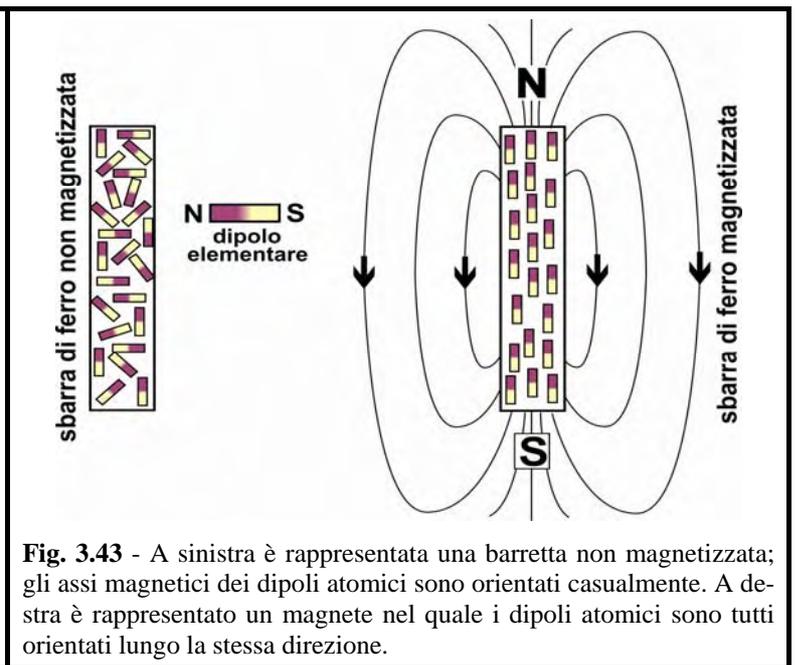


Fig. 3.43 - A sinistra è rappresentata una barretta non magnetizzata; gli assi magnetici dei dipoli atomici sono orientati casualmente. A destra è rappresentata un magnete nel quale i dipoli atomici sono tutti orientati lungo la stessa direzione.

Sappiamo che una barretta di ferro magnetizzata è del tutto identica (dal punto di vista fisico e chimico) ad un'altra barretta dello stesso materiale, ma non magnetizzata. Avvicinando le due, anche la seconda barretta diventa un magnete. Questi fatti ci fanno pensare che la caratteristica di un materiale ferroso a comportarsi come un magnete non dipende dalla sua composizione chimica o dalla sua struttura fisica. Si potrebbe pensare che la presenza o l'assenza di magnetizzazione sia dovuta alla disposizione degli atomi immaginandoli come se ciascuno di essi fosse una microscopica calamita e quindi dotato di un proprio asse magnetico. Si può allora ipotizzare che una barretta non magnetizzata è costituita da atomi che hanno assi magnetici senza una orientamento preferenziale, disposti casualmente; quindi i campi bipolari di ciascun atomo interferirebbero tra loro e la barretta non appare magnetizzata (**fig. 3.43**, a sinistra). Ma se questa viene avvicinata ad un magnete, i dipoli atomici si orienterebbero analogamente all'ago di una bussola e tenderebbero ad orientarsi tutti allo stesso modo, lungo un'unica direzione. I singoli campi, anziché annullarsi reciprocamente, darebbero luogo, come risultante, ad un unico campo magnetico molto più intenso e la barretta apparirebbe magnetizzata (**fig. 3.43**, a destra).

Il punto sulla superficie terrestre dell'emisfero boreale in cui l'ago della bussola tende a disporsi verticalmente, viene detto "**Polo Nord Magnetico**". La sua posizione attuale si trova a 71° Lat. Nord e 96° Long. Ovest, nell'isola Principe di Galles (Canada). Il **Polo Sud Magnetico** si trova nell'Antartide a 72° Lat. Sud e 156° Long. Ovest. Ciò significa che essi non coincidono con i poli (geografici) attorno ai quali ruota la Terra. Pertanto la bussola indica solo approssimativamente i poli geografici; l'angolo compreso fra la direzione verso il polo magnetico e quella verso il polo geografico viene detto **declinazione magnetica**, anch'essa grosso modo crescente da valori minimi (0° ÷ 10° alle più basse latitudini) fino a valori massimi, anche superiori a 50°, avvicinandosi ai poli. La declinazione magnetica non è costante nel tempo. Per esempio nel 1580, a Londra, era pari a 11°, mentre nel 1912 giunse al valore di 16°. Ciò significa che i poli magnetici modificano la loro posizione rispetto a quelli geografici, cioè l'asse magnetico si sposta. Inoltre la polarità del campo magnetico terrestre sembra essersi invertita numerose volte nella storia geologica terrestre, come dimostrato dalla debole magnetizzazione osservabile in certe lave e rocce sedimentarie antiche. Quelle descritte sono osservazioni della realtà presente e probabilmente passata; sorgono spontanee le seguenti domande: perché la Terra possiede un campo magnetico? E perché questo subisce oscillazioni e addirittura si inverte?

Quando si avvicina una calamita ad un pezzo di ferro, non si dovrebbe manifestare alcuna attrazione in quanto uno solo dei due pezzi è magnetizzato. In realtà nel pezzo di ferro, immerso nel campo della calamita, gli atomi orientano il loro asse magnetico facendo diventare lo stesso pezzo di ferro un magnete (indotto) che a quel punto interagisce con la calamita consentendo l'attrazione. Quando i materiali fusi, raffreddandosi nelle profondità della Terra, giungono in prossimità del punto di cristallizzazione, il campo magnetico terrestre tende ad allineare i deboli campi bipolari atomici del materiale roccioso. In seguito al continuo raffreddamento ed alla definitiva cristallizzazione, tale allineamento magnetico rimane "fissato" nella roccia ormai solida, come una sorta di fotografia delle caratteristiche del campo magnetico al tempo in cui la roccia stessa si è formata.

Al crescere della temperatura di un corpo, secondo la teoria cinetica della materia, aumenta l'agitazione delle particelle che lo compongono. Scaldando un magnete i suoi atomi assumono movimenti sempre più accentuati, fino a superare i limiti oltre ai quali perdono l'allineamento degli assi magnetici, ma senza che ancora avvenga la fusione. La temperatura alla quale si verifica tale fenomeno di perdita di magnetizzazione viene chiamata *temperatura di Curie*. Essa (700 °C) è molto inferiore al punto di fusione del ferro e non sembra essere influenzata in modo significativo dalla pressione. Ammettendo che il nucleo

della Terra sia composto prevalentemente da ferro, esso è sicuramente molto più caldo rispetto al valore di riferimento di 700 °C e quindi l'ipotesi di un magnete entro la Terra non è sostenibile.

I magneti non sono i soli in grado di produrre campi magnetici. Il fisico belga H. C. OERSTED (1777 - 1851) notò che un filo percorso da corrente elettrica (flusso di elettroni all'interno di un conduttore) genera un campo magnetico in grado di orientare un ago posto nelle vicinanze sempre secondo la tangente ad un cerchio il cui centro sta sul filo teso (**fig. 3.44**). Immaginiamo di avvitare una vite facendola penetrare nel verso della corrente. Il polo Nord dell'ago si orienta nel verso della rotazione di avvitamento; se si inverte la corrente, anche l'ago magnetico inverte il suo verso.

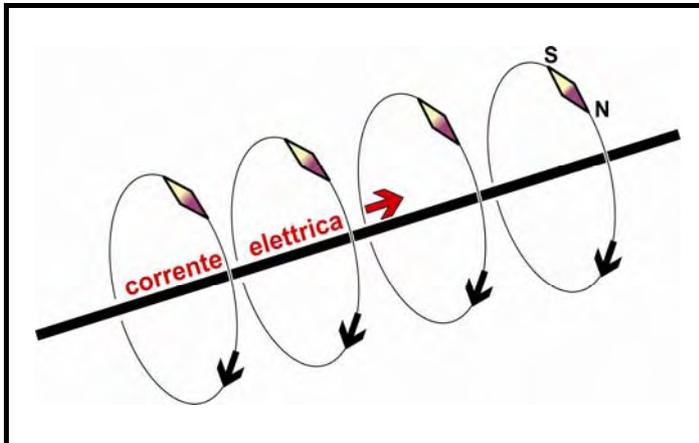


Fig. 3.44 - Campo magnetico prodotto da una corrente elettrica lungo un conduttore lineare.

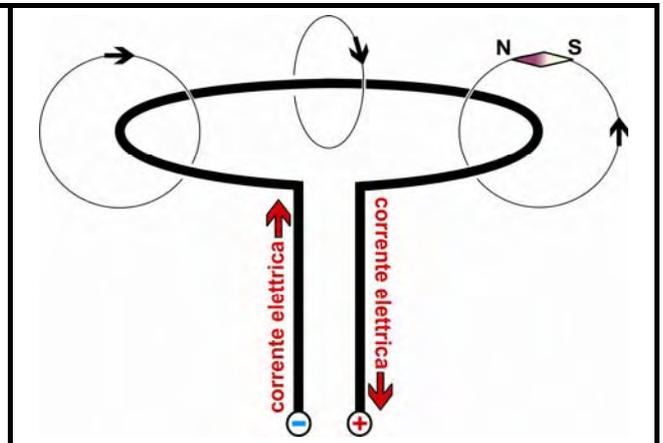


Fig. 3.45 - Campo magnetico prodotto da una corrente elettrica lungo un conduttore piegato ad anello.

La scoperta di Oersted diede inizio ad una serie di nuove acquisizioni scientifiche da parte di fisici quali il francese A. M. AMPERE (1775 - 1836), l'inglese M. FARADAY (1791 - 1867) e lo scozzese J.C. MAXWELL (1831 - 1879) che chiarirono i rapporti esistenti tra elettricità e magnetismo. La scoperta di Oersted permette di ipotizzare la formazione di un campo magnetico terrestre facendo a meno dell'idea di un magnete permanente nella Terra. Se il filo venisse curvato, formando un anello, si determina un campo magnetico più intenso (**fig. 3.45**). Infatti considerando una sezione dell'anello (**fig. 3.46**), in cui a sinistra la corrente viaggia verso l'interno, mentre a destra viaggia verso l'esterno, entrambi i fili producono un campo magnetico rappresentato da un maggior numero di linee di forza nello spazio e quindi più forte che all'esterno dell'anello. L'insieme delle linee di forza disegna un campo magnetico simile a quello indicato in **fig. 3.41**; ciò dimostra che una corrente che si muove lungo un anello può determinare un campo magnetico analogo a quello prodotto da un magnete permanente. L'intensità del campo varia in funzione di quella della corrente ed inverte la propria polarità all'inversione del verso della corrente stessa.

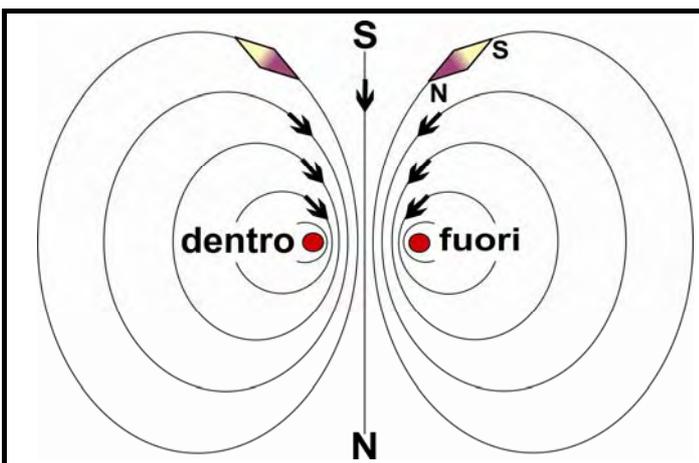


Fig. 3.46 - Il campo magnetico prodotto da una corrente in un circuito ad anello è molto simile a quello di un magnete permanente (**fig. 3.40**).

Questa relazione tra elettricità e magnetismo può anche consentire una buona interpretazione del comportamento dei dipoli atomici costituenti i magneti. Se in certi gruppi di atomi esiste una orientazione preferenziale delle orbite elettroniche, entro le quali la maggior parte degli elettroni ruota in un determinato verso, si formano minuscoli anelli (circuiti) di corrente in grado di generare campi magnetici. Da ciò consegue che il magnetismo permanente non è un fenomeno distinto dall'elettromagnetismo, ma è solo la manifestazione, a scala macroscopica, della disposizione orientata di molti "elettromagneti" microscopici. Come abbiamo visto, la temperatura interna della Terra è troppo elevata per consentire questo tipo di orientamento a livello atomico. Pertanto l'origine del campo magnetico terrestre probabilmente deve la sua permanenza ad un ordinamento su scala maggiore.

SCHEDA 3.4 - Formazione delle Alpi

Una depressione della superficie terrestre poco profonda ed occupata da acque salate, appartenente alla piattaforma continentale, quindi con fondale costituito da materiali rocciosi paragonabili a quelli tipici delle terre emerse (prevalentemente sialici), sotto il profilo geologico, si può definire “mare”; l'esempio più classico è il mare Adriatico. Gli oceani non si distinguono semplicemente per estensione; essi costituiscono le porzioni della superficie terrestre coperte dalle acque marine al largo delle scarpate continentali, con profondità oltre i 3.000 ÷ 4.000 m; la crosta (pochi km, molto più sottile rispetto ai continenti) è formata da rocce magmatiche di tipo femico (es. il basalto, eruttato dai vulcani sottomarini lungo le dorsali oceaniche e proveniente dalle porzioni superficiali del mantello), tanto che si utilizza convenientemente l'espressione di “crosta oceanica” per ben distinguerla dalla “crosta continentale”, più “leggera”, più superficiale, molto più “spessa” e più rigida. Questa distinzione, come vedremo, è importante per meglio comprendere la storia geologica delle Alpi.

La storia inizia nel triassico, poco più di 200 milioni di anni fa. Allora esisteva un solo continente, detto “Pangea” (1 in fig. 3.38), circondato da un unico oceano, detto “Panthalassa”. Esso si insinuava nel continente, come una vasta e profonda insenatura, a formare una sorta di oceano minore detto “Tetide”, con profondità molto diverse, con presenza di terre emerse e quindi da sue porzioni, soprattutto vicino ai margini del continente, poco profonde, su piattaforme continentali e quindi classificabili come “mari”. Alcune di queste aree si prosciugavano o erano invase solo in occasione delle alte maree; erano presenti lagune, scogliere, atolli corallini, paludi salmastre,... Molti di tali ambienti erano caratterizzati da rapide evoluzioni, anche in funzione dei carichi detritici portati dai fiumi (ghiaia, sabbia, limo) derivanti dal disfacimento dei rilievi continentali e che andavano a formare consistenti sedimenti sui fondali di quei mari. La porzione occidentale della Tetide, quella con caratteri più continentali, è stata denominata, da alcuni Autori, come regione dell'Adria, il cui aspetto è ricostruito, nelle sue linee essenziali, in fig. 3.47; essa comprende gran parte di quelli che diventeranno i territori della penisola italiana.



Fig. 3.47 - La regione dell'Adria costituisce la porzione più occidentale della Tetide, poco più di 200 milioni di anni fa. Tale immagine (*ricostruzione fantasiosa*) si può considerare una sorta di ingrandimento del mappamondo “1” della fig. 3.38. L'area colorata in blu più scuro rappresenta i fondali oceanici; quelle colorate nelle diverse sfumature di azzurro rappresentano i mari poco profondi occupanti le piattaforme continentali.

In giallo sono evidenziati i territori delle attuali grandi isole italiane, allora già formate.

I mari poco profondi e caldi dell'Adria furono ambienti favorevoli per lo sviluppo di ricche ed abbondanti cenosi acquatiche. Sui fondali si depositarono i resti duri (gusci ed esoscheletri) dei numerosi organismi che popolavano quelle acque (coralli, alghe calcaree, molluschi,...) con conseguente formazione di rocce calcaree. Nelle piane di marea il calcare, a contatto di acque salmastre, si trasformò in dolomia. Negli ambienti di laguna l'intensa evaporazione portò alla formazione delle evaporiti, tra i quali i gessi. Importante fu anche il contributo dei detriti portati dai fiumi; nei fondali più vicini alle linee di costa si depositarono i materiali più grossolani, quali ghiaie e soprattutto sabbie (trasformate poi in arenarie con la diagenesi), mentre più al largo, in acqua più tranquille si formarono banchi con granulometrie via via più fini (limi ed anche argille).

Le figg. 3.29 e 3.36 illustra come zattera continentale sottoposta ad uno stiramento per l'azione di una corrente calda ascensionale nel sottostante mantello. Nel tempo il continente si dilata e si assottiglia, soprattutto nella zona centrale, anche con invasione di acqua marina, con conseguente formazione di un mare poco profondo. Quindi si produce una lacerazione con formazione di un bacino più profondo e fuoriuscita, mediante vulcani sottomarini allineati lungo una dorsale, di magma di composizione basica (femica) che va a costituire una nuova crosta; Si assiste alla nascita di un nuovo oceano che, nel tempo, è destinato ad ampliarsi. Questa per esempio è la storia dell'oceano Atlantico in attuale fase di ulteriore espansione.

Un processo analogo si verificò in corrispondenza della Tetide ed in particolare nella sua porzione occidentale. La Pangea si fratturò in due porzioni (scenario come 2 della fig. 3.38), una verso Nord (Laurasia) e l'altra verso Sud (Gondwana). Una corrente ascensionale calda produsse uno stiramento della crosta della Tetide fino a frantumarla, con conseguente formazione di un nuovo oceano, denominato **bacino ligure-piemontese** (fig. 3.48) sul fondo del quale emerse una dorsale oceanica, una lunga frattura dalla quale venivano emesse colate di lava che si spostavano verso l'esterno nei due sensi, favorendo l'allargamento del nuovo oceano alla velocità di un paio di centimetri all'anno. Contemporaneamente, verso occidente iniziò a configurarsi un'altra depressione, un primo segno della formazione dell'oceano Atlantico.

La fuoriuscita di materiale di origine profonda che scaturiva dalla crosta, raffreddandosi formava le rocce ignee femiche ed ultra-femiche che costituivano il fondale del nuovo oceano, sia effusive (basalti, gabbri), sia intrusive (gabbri e peridotiti). Parte di questi materiali furono in seguito sottoposti a metamorfismo per trasformarsi in serpentiniti, tipiche rocce femiche di colorazione scura, spesso verdastra. Queste rocce sono caratteristiche di quegli oceani che, come quello Ligure Piemontese, si sono aperti in seguito alla separazione delle placche e sono dette ofioliti, per il loro aspetto che ricorda la pelle dei serpenti.

Fig. 3.48 - La Pangea si “spacca” e si allarga la Tetide (giurassico inferiore; 180 milioni di anni fa). Lo stiramento della piattaforma continentale, poco più a Nord della regione dell’Adria, porta alla lacerazione della crosta, con formazione di un nuovo “piccolo” oceano, detto “bacino ligure-piemontese”.

I territori già formati Sardegna e Corsica rimangono sul margine meridionale della Laurasia, mentre la Sicilia su quello del Gondwana. È visibile anche l’area comprendente alcuni lembi territoriali della futura toscana ai margini di ciò che rimane della regione dell’Adria, anch’essa a Sud dell’oceano ligure-piemontese.

Tale immagine (*ricostruzione fantasiosa*) si può considerare una sorta di ingrandimento del mappamondo “2” della **fig. 3.38**. L’area colorata in blu più scuro rappresenta i fondali oceanici; quelle colorate nelle diverse sfumature di azzurro rappresentano i mari poco profondi delle piattaforme continentali ormai prevalentemente limitate ai margini dei continenti in separazione.



Nelle zone più profonde (fino anche a 3.000 m) del nuovo oceano e più distanti dalle terre emerse sedimentavano particelle detritiche fini (limi ed argille) e quelle derivanti da precipitazione chimica; avvicinandosi alle coste i sedimenti erano più abbondanti e più grossolani (sabbie ed anche ghiaie). Sui bordi continentali, si formavano banchi corallini. I coralli e gli altri organismi marini ad essi associati, vivono bene e prosperano abbondantemente in acque calde, limpide e ben ossigenate, in condizioni ambientali che si riscontrano alla profondità da pochi metri fino a qualche decina. La loro crescita, appesantiva i bordi continentali sui quali poggiavano, facendoli man mano approfondire. Per mantenersi ad una profondità ottimale di sviluppo i coralli crescevano costantemente verso l’alto, controbilanciando il processo di sprofondamento e, nello stesso tempo, favorendolo con il loro peso. Questo processo avvenne per milioni di anni, permettendo la formazione di potenti scogliere coralline, con sviluppi verticali di diverse centinaia di metri. In quel nuovo oceano e sulle sue sponde si accumularono notevoli quantità di sedimenti dai quali si formarono molte delle rocce oggi presenti nella catena alpina. Le rocce più antiche derivanti da questa fase geologica sono calcari di mare relativamente poco profondo, seguite da argilliti di bacini profondi e da gran parte delle dolomie che costituiscono le attuali Dolomiti.

L’espansione del bacino ligure-piemontese durò circa 50 milioni di anni (tra 190 e 140 milioni di anni fa; dal giurassico inferiore al cretaceo inferiore), fino ad una larghezza massima di circa 1.000 km. Successivamente (135 milioni di anni fa; “3” in **fig. 3.38**) il Gondwana, nella sua porzione meridionale, iniziò a dividersi, formando la spaccatura che si allargherà, man mano verso Nord con l’espansione dell’oceano Atlantico. È a partire da questo momento che si riconoscono le aree che diventeranno l’America Latina e l’Africa. Il continente africano venne quindi spinto sia verso Ovest, sia verso Nord, cioè quasi un movimento rotatorio in senso anti-orario. Ebbe quindi termine l’espansione dell’oceano Ligure-Piemontese e di tutta la Tetide ed iniziò un processo inverso, cioè la sua compressione determinata dalla spinta dell’Africa verso Nord/Ovest.

Circa 80 milioni di anni fa (verso la fine del cretaceo) la frattura che diede origine, da Sud, all’oceano Atlantico, ampliandosi verso Nord, iniziò la separazione tra le zolle Nord-americana ed Eurasia che, al passaggio al paleocene (65 milioni di anni fa; “4” in **fig. 3.38**) risultarono ormai ben distinte. Tale situazione comportò lo spostamento del continente europeo verso Est-Sud/Est, quasi perpendicolarmente all’asse dell’oceano Ligure-Piemontese che, come si osserva in **fig. 3.48**, era orientato da Sud/Ovest a Nord/Est¹. Questa fase comportò una ulteriore accelerazione al movimento di convergenza fra Africa e Eurasia e quindi alla compressione del bacino Ligure Piemontese (**fig. 3.49**).

Circa 60 milioni di anni fa, i due continenti sono uno di fronte all’altro, prossimi alla collisione. Da questo scontro emergeranno le Alpi. Tutta la Tetide venne inesorabilmente compressa tra i due continenti. La crosta oceanica, più sottile e più “pesante”, si incunea sotto quella più spessa e più “leggera” del Gondwana (subduzione). Man mano che la rosta oceanica venne “inghiottita” dal mantello i due continenti si avvicinarono sempre più prossimi allo scontro. I sedimenti accumulati sulla crosta oceanica vennero in parte “raschiati” durante la subduzione e si accavallarono tra i due margini continentali, venendo così compressi, piegati e sollevati. Analogo destino fu quello della piattaforma del continente europeo (compresi i sedimenti detritici su di esso depositati) e di porzioni residue della crosta oceanica. Tali materiali furono sottoposti a pressioni enormi, tanto da determinare fratture tra blocchi (faglie), mentre le pieghe furono così accentuate da produrre forti innalzamenti e quindi rovesciamenti a coprire altri materiali (falde). In alcune aree le scogliere coralline e i depositi ad esse associati, presenti sulla piattaforma continentale europea, vennero letteralmente sollevate di migliaia di metri, senza particolari deformazioni, a costituire le Dolomiti. La tetide quasi scomparve e oggi rimane il Mediterraneo.

¹ Secondo altre ricostruzioni paleogeografiche l’asse del bacino ligure-piemontese era maggiormente allineato lungo meridiani, con orientamento da Sud-Sud/Ovest a Nord-Nord/Est.

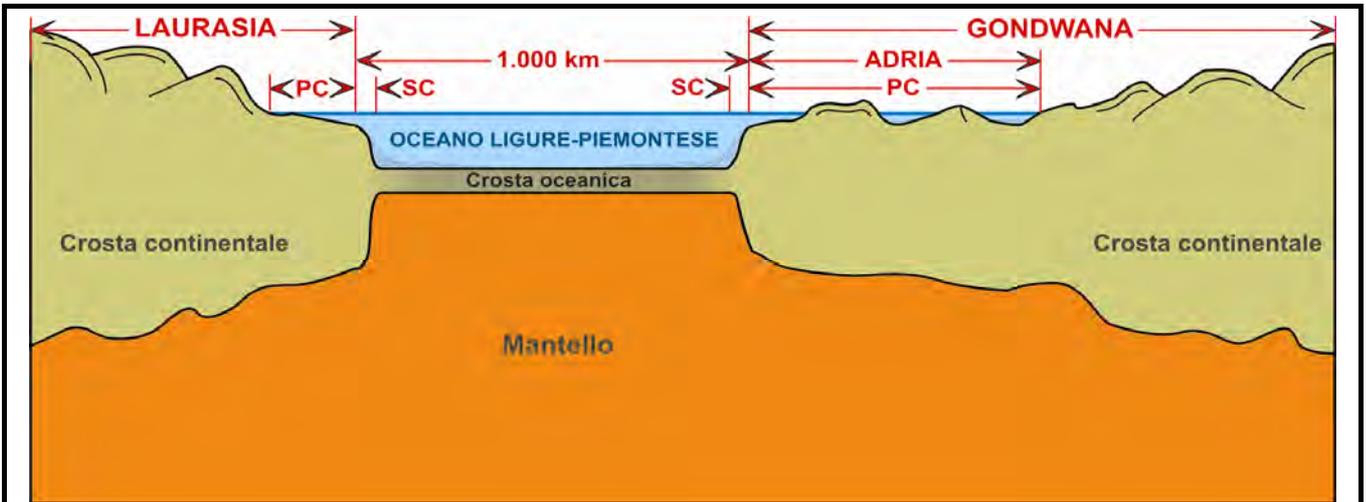


Fig. 3.49a - 140 milioni di anni fa (cretaceo inferiore). L'allontanamento reciproco dei continenti **Laurasia** e **Gondwana** ha raggiunto il suo massimo, con una larghezza dell'**oceano Ligure-Piemontese** di circa 1.000 km. Sono evidenti le piattaforme continentali (**PC**) e le scarpate continentali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

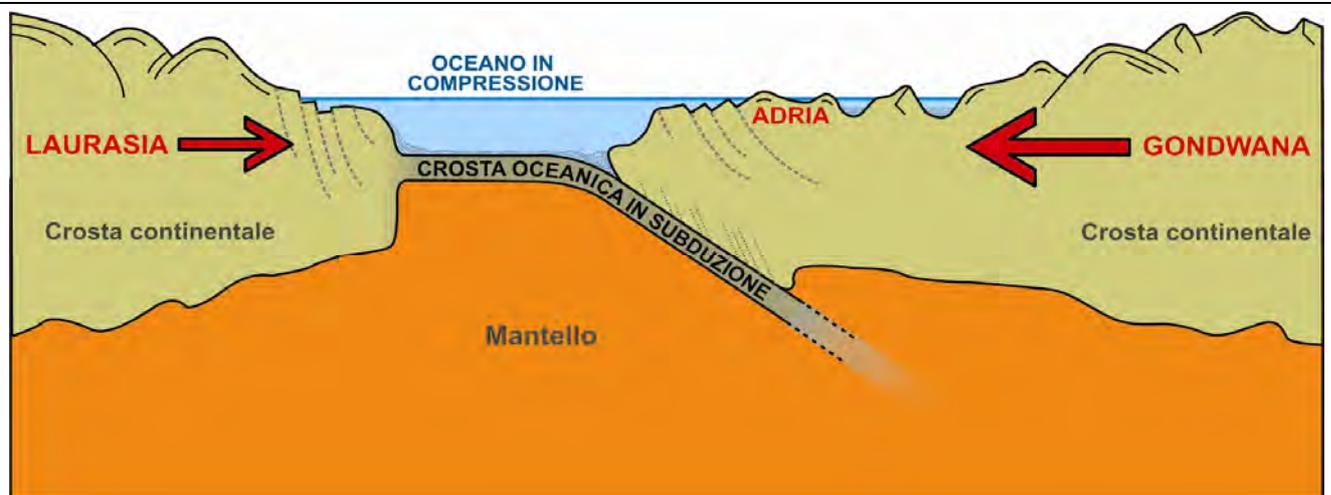


Fig. 3.49b - Convergenza tra i due continenti **Laurasia** e **Gondwana** e relativa **compressione dell'oceano Ligure-Piemontese**. La **crosta oceanica**, costituita da materiali di maggiore densità, sprofonda nel **mantello** in **subduzione** sotto la zolla del Gondwana. Tale processo iniziò circa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

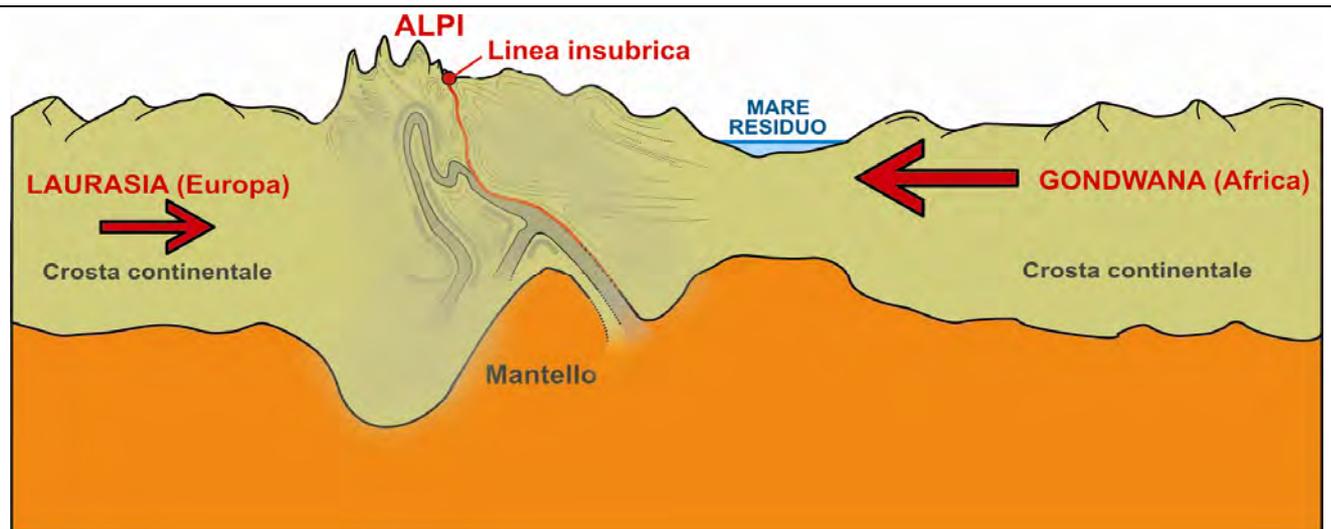


Fig. 3.49c - Il ciclo orogenetico alpino raggiunge il suo apice circa 35 milioni anni fa (oligocene) e comporta il contatto tra i due continenti, con forte corrugamento dei materiali compresi tra le due zolle e formazione delle **Alpi**. la **Linea insubrica** permette di distinguere l'origine dei materiali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

Il limite tra il margine meridionale (del Gondwana o Africa e soprattutto la relativa piattaforma continentale della regione dell'Adria) e quello settentrionale (della Laurasia o Europa, relativa piattaforma continentale e frammenti dell'oceano Ligure-Piemontese) è rappresentato da una grande frattura, detta **Linea Insubrica** (o *linea del Tonale*; **figg. 3.49c** e **3.50**), che corre dal Passo del Tonale fino al Canavese a Ovest e alla Val Pusteria a Est. Le rocce a Sud di questa linea sono formate dai sedimenti accumulatisi sul fondo della Tetide e sul paleo-continente africano. Quelle a Nord della Linea Insubrica sono di tipo diverso, tranne che per una zona dove parte delle piattaforme carbonatiche appartenenti al bordo africano sono scivolate in avanti, andando a superare questa frattura e a formare le Alpi Austriache.

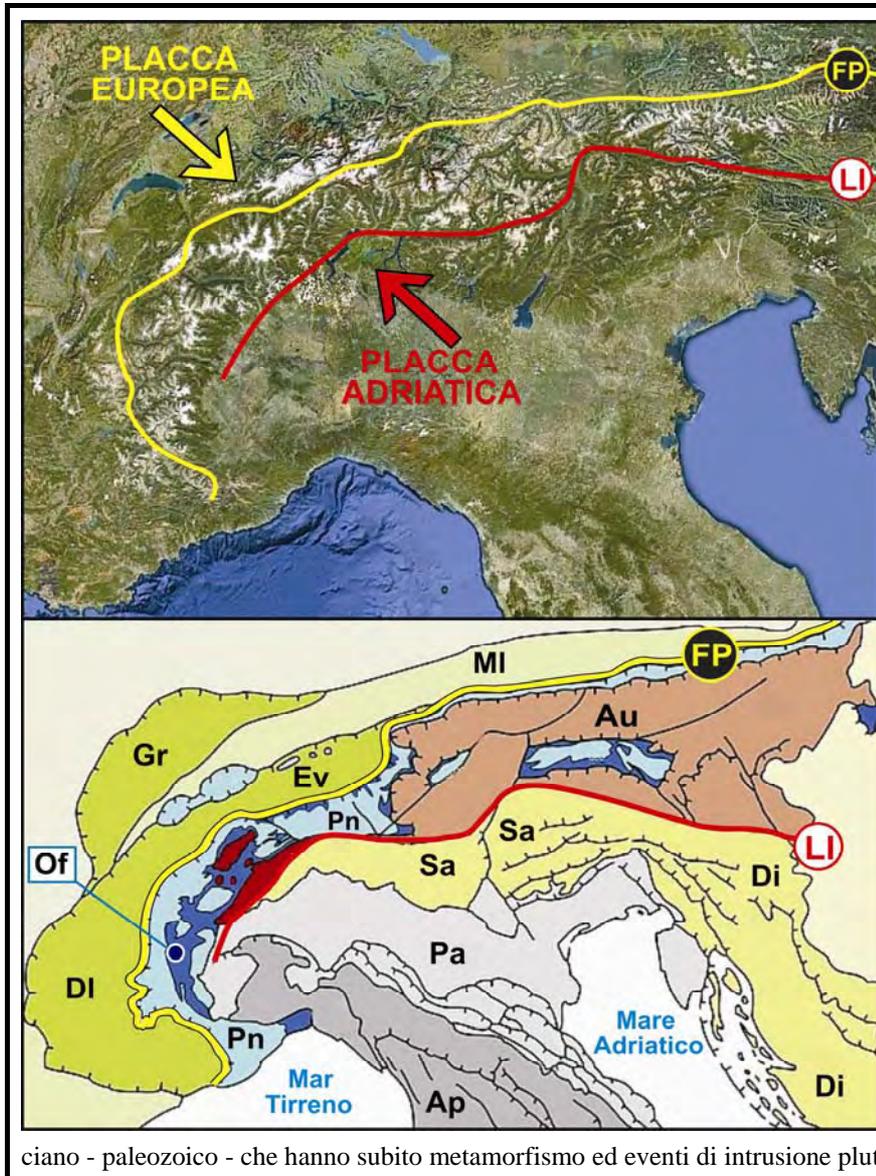


Fig. 3.50 - Due importanti linee tettoniche, il **Fronte Pennidico (FP)** e la **Linea Insubrica (LI; figg. 3.49c)** individuano tre fasce.

A Nord del Fronte Pennidico si trovano rocce corrugate che appartenevano alle terre emerse del margine meridionale della **placca europea**. Si individuano il **Delfinale (DL)**², il **Giura (Gr)**³, l'**Elvetico (Ev)**⁴ ed il **Molasse (MI)**⁵.

A Sud della Linea Insubrica si trovano i materiali del margine della placca africana, comprendente la sua piattaforma continentale (e l'Adria). Il dominio **Sud-alpino (Sa)**⁶ è "schiacciato" in alto dalla **Placca adriatica (Pa)**⁷. Più a Sud si trovano gli **Appennini (Ap)**. A est le **Dinaridi (Di)**

Tra il Fronte Pennidico (LI) e la Linea Insubrica (LI) si trova la fascia intermedia, detta "**alpina assiale**". Essa è il risultato del forte corrugamento della piattaforma (con i sedimenti e le barriere coralline presenti su essa) e della scarpata continentale del margine della placca europea e di frammenti della crosta oceanica del bacino Ligure Piemontese (come testimoniato dalla presenza di alcune serie ofiolitiche "**Of**"). Si distinguono i domini **Pennidico (Pn)** - specialmente nel settore occidentale, quello maggiormente sottoposto a fenomeni di metamorfismo) ed **Austroalpino (Au)** - soprattutto nel settore orientale, originariamente costituito da sedimenti depositi a partire dall'ordovi-

ciano - paleozoico - che hanno subito metamorfismo ed eventi di intrusione plutonica).

²Prende in nome da una antica provincia francese e si estende dalle alte cime alpine che sovrastano la frontiera franco-italiana fino alla valle del Rodano.

³ Nella scala dei tempi geologici il giurassico è il periodo intermedio dell'era mesozoica. Il nome deriva dalle montagne del Giura, in riferimento agli estesi calcari affioranti sul confine tra Francia, Germania e Svizzera.

⁴ Prevalentemente composto da calcari, marne e scisti del mesozoico lungo il margine meridionale della placca Europea.

⁵ Costituito da rocce sedimentarie clastiche post-orogenetiche accumulate in depressioni ai margini di una catena montuosa soggetta ai processi del disfacimento. Sono soprattutto arenarie, spesso con associati conglomerati e peliti.

⁶ È costituito da una serie di falde che si sono impilate durante lo "scontro" tra le due zolle europea e africana. Originariamente erano sedimenti accumulati, durante l'ordoviciano (circa 450 milioni di anni fa, nell'era paleozoica), sul margine della crosta africana

⁷ Originariamente costituiva un "frammento" del margine della crosta della placca africana, dalla quale si è staccata per spostarsi, con un movimento quasi autonomo, verso la placca europea. Si sta ancora muovendo in direzione Nord-Nord/Est, con una piccola componente di rotazione antioraria.

SCHEDA 3.5 - Italia ed Appennini

Il movimento, iniziato nel Cretaceo superiore (~ 80 milioni di anni fa) verso Nord/Ovest e di parziale rotazione antioraria della placca africana verso quella europea, la quale, a sua volta, spingeva verso Est - Sud/Est, si protrae ancora ai giorni nostri, seppure in modo meno pronunciato e con fasi di varia intensità. Ciò comporta anche un lieve sollevamento, che fu di alcuni centimetri all'anno nell'Oligocene inferiore (35 milioni di anni fa), all'apice dell'orogenesi alpina. 30 milioni di anni fa (oligocene medio) le Alpi sono ormai formate. Verso Sud la catena appenninica è appena abbozzata, dovuta ad un debole corrugamento dei territori posti immediatamente a Sud del margine della placca africana. I territori della Sardegna e Corsica sono ancora (come in origine, **fig. 3.48**) appendici meridionali della placca europea, subito ad Ovest della catena alpina appena formata.

Circa 25 milioni di anni fa (al passaggio tra l'oligocene ed il miocene) si innescò una risalita di materiale caldo dalle profondità del mantello, cioè di nuovo un processo analogo a quello che aveva originato l'oceano ligure-piemontese, ma che si manifestò ai margini della placca europea ad Ovest delle Alpi, determinando lo stiramento e la rottura della crosta e provocando il distacco di un placca minore costituita dai territori della Corsica e Sardegna. Questi migrarono quindi verso Sud/Est e con una sorta di movimento rotatorio in senso antiorario verso la posizione attuale. Questa deriva venne ostacolata dal bordo della penisola italiana (allora ancora poco montuosa). Il movimento del blocco sardo-corso ebbe due importanti conseguenze:

- compressione verso Est che determinò la subduzione del margine occidentale della penisola italiana (in gran parte costituita da quella che era la regione dell'Adria) sotto il blocco Sardo-corso, con conseguente corrugamento (e quindi innalzamento) della primitiva catena appenninica e il suo progressivo avvicinamento alle coste della Dalmazia; questo processo, che si può considerare come orogenesi appenninica, si manifestò soprattutto nel miocene inferiore e medio, tra i 25 e i 15 milioni di anni fa (gli Appennini sono quindi più giovani della Alpi);
- la frattura della crosta e lo spostamento (allontanamento) del blocco sardo-corso (allontanamento dalla placca europea) determinò l'apertura di un nuovo oceano, detto **bacino balearico** e di quello che diventerà il mar Ligure; contemporaneamente si determinarono le condizioni per l'apertura di un altro bacino oceanico, quello che oggi è il mar Tirreno.

La formazione di una nuova catena montuosa comporta un incremento di peso che flette verso il basso la crosta terrestre. Si forma quindi una depressione chiamata *avanfossa* lungo il margine della catena, simile al molasse citato con "MI" in **fig. 3.50**. Tali depressioni vengono colmate dai detriti derivanti dal disfacimento dei vicini rilievi o addirittura possono essere "invasi" dalle acque salate a formare mari epicontinentali poco profondi come quello che, a partire dalla fine dell'oligocene avanzò da Est per ricoprire quella che oggi è la pianura padana. Essa attualmente appare piatta e monotona in superficie, ma in realtà nasconde una struttura geologica molto complessa e attiva. Inizialmente questa depressione, detta *Bacino Terziario Piemontese*, fu per lungo tempo un mare basso e caldo, con piccoli golfi e baie (come testimoniato dal rinvenimento di numerosi fossili di organismi acquatici) e che sconfinava in alcuni territori dell'attuale Liguria, quando l'Appennino non era ancora formato



Fig. 3.51 - Ricostruzione del paesaggio del Mediterraneo tra miocene e pliocene (~ 7 ÷ 4 milioni di anni fa) quasi totalmente prosciugato per la chiusura dello **Stretto di Gibilterra** che permetteva (come accade attualmente) la comunicazione con l'**oceano Atlantico**. Le foci dei grandi fiumi, quali **Rodano** e **Nilo**, riversavano le loro acque con imponenti cascate. Si distingue l'area del **bacino balearico** appena formato e un accenno di quello che diventerà il mar Tirreno (**T**). Il Mediterraneo non si prosciugò completamente, dal momento che nei bacini più profondi sono stati ritrovati fossili di organismi capaci di vivere in acque molto salate.

Verso la fine del miocene (~ Circa 7 milioni di anni fa), il lento avvicinamento e la conseguente collisione delle placche europea e africana, produsse la chiusura dello stretto di Gibilterra. Il Mediterraneo divenne un mare chiuso, soggetto ad una intensa evaporazione che determinò un abbassamento del livello delle acque, fino a trasformarsi in un insieme di bassi laghi

molto salati e conseguente emersione di vaste aree, compresa la pianura padana che venne gradualmente prosciugata (**Fig. 3.51**). Sui fondali dei bacini dove l'acqua riuscì a permanere si depositarono sedimenti come gesso, anidrite e salgemma. I fiumi cominciarono ad erodere zone profonde delle quali ci rimangono i canyon del Rodano che oggi si trovano sotto il livello del mare a 900 m di profondità. Probabilmente sia il Rodano che il Nilo formavano cascate di 1.500 m di altezza. Circa 3,5 milioni di anni fa (medio pliocene) Africa ed Europa si slegarono e tra il Marocco e la Cordigliera Betica si riformò l'apertura dello stretto di Gibilterra, attraverso il quale l'acqua atlantica entrò, con cascate alte 3.000 m, nel bacino del Mediterraneo, ripristinando condizioni marine simili a quelle attuali, ma con la pianura padana ancora invasa dal mare a costituire un'ampia insenatura del mare Adriatico. In Piemonte emergevano solo alcune isole, quelli che diventeranno le colline di Torino e del basso Monferrato e delle Langhe. Di tutto questo oggi ci restano imponenti sequenze evaporitiche, in particolare gessi messiniani, affioranti un po' ovunque.

Mano a mano che le catene alpina prima ed appenninica dopo emergevano e prendevano forma, i processi del disfacimento modificavano fortemente il paesaggio, soprattutto in corrispondenza dei rilievi più elevati, come le Alpi. Vennero prodotti enormi quantità di detriti che formarono potenti sedimenti e detriti ai piedi dei rilievi stessi, soprattutto nelle avanfosse. Nell'avanfossa meridionale, si sono raccolti, in pochi milioni di anni, depositi di enorme spessore fino a colmare il mare nella vasta pianura attuale; è stato calcolato che nel sottosuolo della pianura padana gli spessori dei sedimenti depositi negli ultimi 5 milioni di anni (Pliocene) raggiungono, nella zona di Parma e Reggio Emilia, i 7.000 m di spessore.

Intorno a 8 milioni di anni fa (tardo miocene), poco prima dell'inizio del prosciugamento del Mediterraneo, si verificò un fenomeno analogo a quelli che avevano formato il bacino ligure-piemontese ed il bacino balearico. Un'altra frattura separò la penisola italiana dal blocco sardo-corso. Essa si allargò progressivamente (raggiungendo la massima velocità di espansione di 20 cm/anno circa un milione di anni fa) fino a diventare un nuovo mare, il **Tirreno**, spingendo la penisola italiana verso Est ed imprimendole una sorta di rotazione antioraria che prosegue ancora attualmente con conseguente modificazione della geografia (scenario previsto **6** in **fig. 3.38**). La velocità di apertura del Tirreno non è uniforme, ma presenta una maggiore distensione nella sua porzione a Sud e quindi ad una più accentuata deformazione della catena appenninica meridionale e ad una più evidente migrazione della Calabria verso Est-Nord/Est. La continua compressione lungo il margine orientale provoca la formazione di grandi pieghe e spinge gli Appennini contro le coste della Dalmazia con un ritmo medio di ~ 1 mm/anno; tale situazione apre diverse vie alla risalita di magmi e conseguenti fenomeni vulcanici (Toscana, Lazio, Campania). Di fatto il Tirreno, sotto il profilo geologico, è un vero e proprio oceano, con profondità superiori a 3.500 m e caratterizzato dalla presenza dei più importanti vulcani sottomarini del Mediterraneo. Proprio al centro di questo bacino si trova il *Marsili*, il più grande vulcano europeo; esso ci ricorda che la dinamica dei fondali oceanici è prodotta dal motore interno della terra e che tutto ha origine dal cuore del pianeta.

A partire dai 4 milioni di anni fa (pliocene, l'ultimo periodo dell'era terziaria) man mano che il golfo padano veniva colmato dai detriti derivanti dal disfacimento dei rilievi circostanti, si formavano vaste piane ricche di stagni, paludi e acquitrini che in seguito si ricoprirono di foreste e praterie dove pascolavano elefanti, cervi, cinghiali, mammut, rinoceronti, ippopotami, antenati del cavallo,... Questo è lo scenario che doveva presentarsi ~ due milioni di anni fa, all'inizio del quaternario, l'era delle grandi glaciazioni e dell'avvento dell'uomo.