

## Vulcani e terremoti: osservare e prevedere

### Approfondimento a cura di Giorgio V. Dal Piaz

#### Evoluzione delle concezioni mobiliste dalla teoria delle falde alla tettonica delle placche

La Terra è un macrosistema non in equilibrio, dominato sin dalle origini da ciclici trasferimenti di materia e di energia. I terremoti e le eruzioni vulcaniche ne sono la prova più palese. Vi sono tuttavia altre manifestazioni della dinamica terrestre non percettibili con pari immediatezza, poiché la loro evoluzione è così lenta da impedire l'osservazione diretta del fenomeno naturale e la sua riproduzione sperimentale: si tratta di processi geotermici, deformativi (tettonici) e litogenetici la cui cinetica è scandita dal tempo geologico, misurabile in milioni di anni (Ma), processi che le scienze geologiche possono riconoscere *a posteriori* analizzando le tracce indelebili che essi hanno impresso nelle rocce.



Fig. 1 – Struttura interna della Terra

Cercheremo di comprendere questi processi ripercorrendo l'evoluzione del pensiero geologico sull'evoluzione strutturale della Terra, dalla teoria delle falde alla tettonica delle placche. L'approfondimento è dedicato agli Studenti delle scuole secondarie e ai loro Insegnanti.

#### **Dalle concezioni fissiste alle teorie mobiliste**

Superati definitivamente i miti e le superstizioni sul diluvio universale (nettunismo) e la brevità biblica della storia della terra, la geologia divenne una scienza alla fine del Settecento, quando Hutton e Lomonosov codificarono il principio dell'attualismo, la chiave di lettura per decifrare la storia della Terra.

Uno dei problemi più dibattuti era la formazione delle catene montuose (orogenesi), con particolare riguardo alla nascita delle Alpi, rese popolari con le esplorazioni e i diari di viaggio di H.B. de Saussure (1797-1843). Alcuni studiosi ne attribuivano la genesi a forze endogene, in particolare al magmatismo e alla deformazione della crosta terrestre prodotta dalla risalita di corpi granitici (plutonismo: Hutton, von Buch, Lyell, Studer); altri propendevano per il progressivo

raffreddamento e la conseguente fratturazione per contrazione della terra solida (contrazionismo: de Beaumont). In entrambi i casi si riteneva che la deformazione della crosta terrestre fosse dominata da fratture e spostamenti verticali (concezioni fissiste), di tipo positivo (sollevamenti, catene orogeniche) o negativo (sprofondamenti, fosse tettoniche), controllati questi ultimi da forze gravitazionali. Il contrazionismo di de Beaumont fu sviluppato in America da Hall e Dana, che lo applicarono alla genesi delle grandi depressioni marine, dette geosinclinali, e alla loro progressiva deformazione, sino a formare le catene orogeniche.

La teoria del plutonismo fu avversata da Suess e Heim, sostenitori del ruolo passivo dei magmi durante i processi orogenici, concezione poi affermata in via definitiva. Nel suo grandioso trattato *Das Antlitz der Erde* (1885-1910), Suess aveva ricostruito l'architettura (architettonica, poi semplicemente tettonica) delle principali catene montuose del mondo e postulato, per la loro genesi, l'esistenza di processi di traslazione a scala globale sul piano orizzontale o, per essere più precisi, tangenti al geoide terrestre. Iniziò così una lunga polemica tra i sostenitori del predominio dei movimenti verticali della crosta terrestre (teorie fissiste) e i fautori del prevalere delle dislocazioni orizzontali (teorie mobiliste), le cui concezioni si svilupparono rapidamente alla fine del secolo per affermarsi definitivamente agli inizi del Novecento e rinnovarsi, negli anni '60, con la "nuova tettonica globale".

### **La teoria delle falde, prima rivoluzione mobilista**

Lo sviluppo della cartografia geologica basata su nuovi rilievi di dettaglio portò alla scoperta di numerose situazioni stratigrafiche anomale, costituite da successioni rocciose più antiche al di sopra di successioni più recenti. Tali anomalie furono interpretate come effetto della traslazione orizzontale, su distanze di decine o centinaia di chilometri, di sottili ed estese scaglie di crosta terrestre coerente (falde di ricoprimento) e dell'appilamento (sovrascorrimento, carreggiamento, thrust) delle une sulle altre. Le nuove interpretazioni (teoria delle falde) presupponevano e documentavano lo sviluppo di grandi processi di raccorciamento, in senso orizzontale (tangenziale), della crosta terrestre, bilanciati dal suo ispessimento; in altre parole, la progressiva compressione della geosinclinale causava l'espulsione delle successioni rocciose in essa contenute ed il loro accavallamento, per formare una catena orogenica a falde di ricoprimento.

Queste innovative teorie geotettoniche furono concepite e sviluppate nelle Alpi e Prealpi Svizzere dall'ingegnere minerario francese Bertrand (1884) e dai geologi svizzeri Schardt (1893) e Lugeon (1902), e poi estese alle Alpi orientali (Termier, 1904), all'intero arco delle Alpi occidentali (Argand, 1909, 1911, 1916), alla catena alpina (Staub, 1917, 1924) e al grandioso sistema orogenico alpino-himalaiano (Argand, 1924). Esse furono favorite dalla definitiva dimostrazione dell'età mesozoica (Franchi, 1898) dei sedimenti scistoso-metamorfici (calcescisti) e delle associate ofioliti (serpentiniti, gabbri e basalti metamorfici) presenti alla base di estese unità tettoniche formate da crosta continentale più antica, a testimonianza della loro natura di falde di origine esotica (unità alloctone).

Si noti che le ofioliti erano interpretate come intrusioni e colate di magmi basaltici e ultrabasici all'interno e a tetto della crosta continentale situata al fondo della geosinclinale.

Con la teoria delle falde, le concezioni mobiliste costituirono la prima rivoluzione del pensiero geostrutturale moderno, poi ripreso e rinnovato alla fine degli anni sessanta con l'avvento della tettonica delle placche, visione unitaria della dinamica terrestre alla scala globale.

La teoria delle falde fu molto contrastata, agli inizi, soprattutto dai geologi austriaci e tedeschi, tenaci difensori della tradizione fissista, ma ottenne una definitiva affermazione grazie alle grandi sintesi di Argand e Staub. Secondo Argand le Alpi occidentali sono costituite da sei falde di ricoprimento, costituite da grandi pieghe coricate, traslate verso l'Europa stabile (avampaese indeformato), ricoperte dal grande piastrone delle unità austroalpine e compresse a tergo, sul lato padano (Fig. 2).

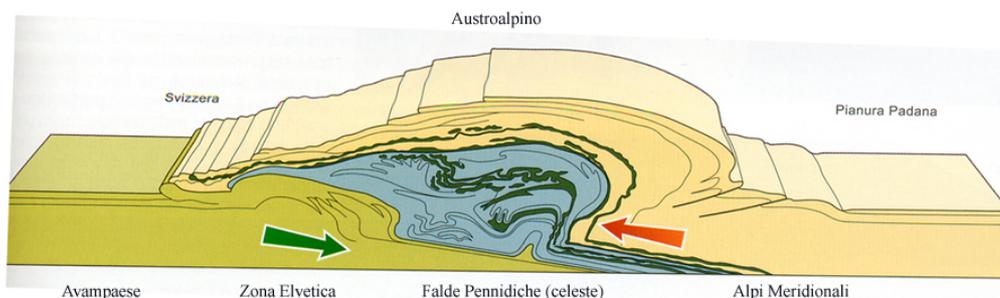


Fig. 2 – Spaccato tridimensionale della catena a falde nelle Alpi nord-occidentali secondo Argand (1924). Notare la struttura asimmetrica e il campo degli sforzi.

### Deriva dei continenti e collisione continentale

Ispirandosi alle nuove carte geologico-strutturali delle cinture orogeniche del mondo, pubblicate da Suess, il geologo americano Taylor (1910) aveva attribuito la genesi delle principali catene montuose del globo a "imponenti movimenti di scorrimento" della crosta terrestre e, in particolare, alla deriva dalle zone polari verso le regioni equatoriali dei continenti americano ed euroasiatico, quest'ultimo contrastato dai blocchi stabili (cratoni) dell'Africa e dell'India. Taylor sostenne l'esistenza di immense traslazioni crostali avvenute durante l'orogenesi terziaria, rappresentandole in forma originale con vettori che ne indicavano direzione ed entità (Fig. 3). In questo contesto, l'autore riaffermava anche l'ipotesi che il continente africano e quello sudamericano fossero stati in origine congiunti - intuizione che risale a Bacone, Darwin e Snider-Pellegrini - anticipando alcuni aspetti essenziali della teoria della deriva dei continenti proposta due anni dopo da Wegener, a sua volta probabilmente ignaro della pubblicazione di Taylor.

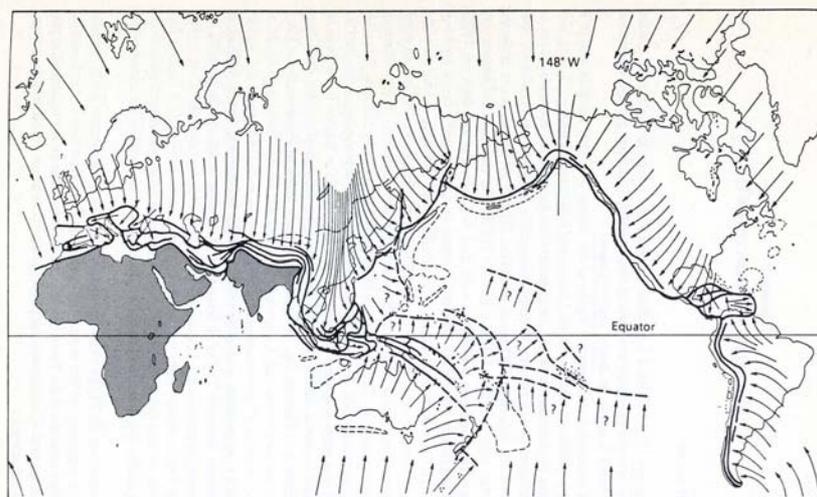


Fig. 3 – Le grandi traslazioni continentali postulate da Taylor (1910).

Wegener (1912-15) affrontò il problema della deriva dei continenti da tutte le possibili angolazioni, rivalutando precedenti acquisizioni e apportando nuove evidenze: la stretta somiglianza delle linee di costa ai due lati dell'Oceano Atlantico, la diffusione e l'analogia delle faune e delle flore fossili presenti nei continenti, malgrado la barriera dell'oceano, la distribuzione anomala delle zone climatiche permo-carbonifere e delle relative glaciazioni. Questi enigmi erano risolti con l'ipotesi che tutte le terre emerse fossero inizialmente riunite in un solo blocco continentale, detto Pangea (o Terre di Gondwana, seguendo Suess), circondato da un immenso bacino oceanico (Panthalassa). Il processo di deriva, iniziato nel Mesozoico, avrebbe prodotto lo smembramento del supercontinente e il progressivo allontanamento dei suoi frammenti in scorrimento al di sopra di uno "strato viscoso-plastico" che, a lato dei continenti, sarebbe risalito a formare il substrato roccioso degli oceani.

Le conoscenze del tempo avevano già acquisito il principio che la Terra fosse costituita da alcuni gusci concentrici (geosfere) di diversa composizione e densità, peraltro definiti in modo ancora approssimativo. La corona esterna, indicata da alcuni con il termine di litosfera, era a sua volta suddivisa in due involucri (Suess): quello esterno, spesso circa 120 km e formato da rocce leggere (densità media  $2,7 \text{ g/cm}^3$ ), dominanti nei continenti e ricche in allumosilicati (di qui il termine 'sial', poi modificato in 'sial' da Wegener); quello interno, assai più spesso (circa 1.100 km) e costituito da materiali più pesanti (densità  $2,9 - 3,4 \text{ g/cm}^3$ ), ricchi in silicati di Mg e Fe, detto 'sima', corrispondente al mantello superiore delle ricostruzioni moderne. Altre indagini, fondate essenzialmente su misure gravimetriche, suggerivano l'ipotesi che il fondo degli oceani fosse costituito da materiali simatici (mafici), più densi di quelli sialici esposti nei continenti. Da questi presupposti Wegener aveva tratto la convinzione che non fosse più ammissibile, per vincoli isostatici, attribuire la formazione degli oceani allo sprofondamento 'fissista' di antiche aree continentali; sosteneva invece che la corona esterna della Terra fosse discontinua e che la leggera crosta sialica fosse circoscritta alle sole masse continentali. Queste ultime, assimilate a giganteschi *iceberg*, galleggiavano sul sima plastico ed erano soggette a enormi traslazioni. A tali fenomeni di deriva era attribuita anche la genesi dei grandi sistemi montuosi, un argomento trattato tuttavia in modo marginale da Wegener: le catene costiere americane si sarebbero formate per frizione frontale del margine continentale in movimento verso occidente, mentre lo sviluppo del sistema alpino-himalaiano restava sostanzialmente un enigma. Wegener aveva anche tentato di valutare l'entità dello spostamento laterale della Groenlandia, con ripetute misure della longitudine di opportuni capisaldi, stimando una deriva media verso occidente di 32 m all'anno; questo risultato, ritenuto successivamente erroneo dallo stesso autore per vizi metodologici, è superiore di due ordini di grandezza alla reale velocità di spostamento delle placche (1 - 16 cm/anno).

Nel 1922 Argand presentava, come lettura inaugurale al XIII Congresso Geologico Internazionale, una monografia intitolata "*La tectonique de l'Asie*", pubblicata nel 1924, in cui applicava la teoria delle falde all'intero sistema orogenico alpino-himalaiano (Fig. 4), mettendo in evidenza il ruolo fondamentale della collisione continentale tra Eurasia e Gondwana nella genesi di queste immense catene e fornendo alla controversa teoria di Taylor (1910) e Wegener (1912, 1915) sulla deriva dei continenti il decisivo supporto di rigorosi dati geotettonici a scala globale.

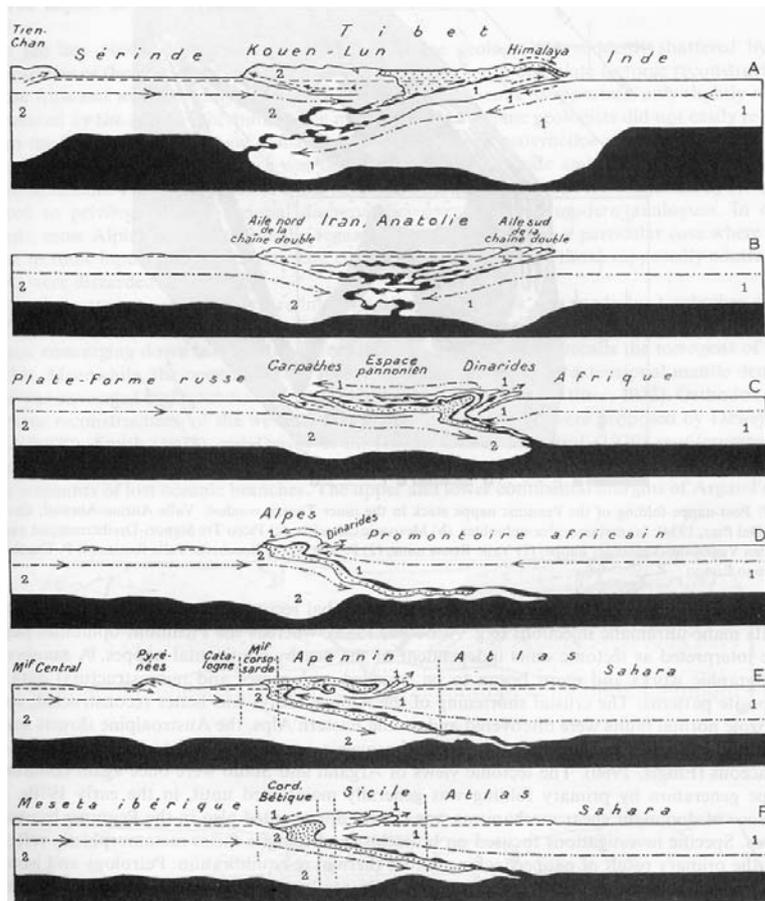


Fig. 4 - Collisione continentale ed ispessimento crostale nel sistema orogenico alpino-himalayano (Argand, 1924); bianco: crosta continentale; nero: substrato simatico (l'attuale mantello).

Si noti che Argand aveva correttamente sostenuto e documentato che i processi di ispessimento della crosta continentale erano il prodotto della tettonica compressiva e della collisione continentale, mentre quelli di assottigliamento crostale erano il risultato della tettonica estensionale.

La teoria della deriva dei continenti fu duramente contrastata sia nell'ambiente geologico, a cui Wegener non apparteneva, che in quello geofisico, in genere ancora legato a concezioni fissiste. Le critiche principali erano rivolte alle numerose incongruenze rispetto ad accertate situazioni geologiche regionali e all'evidente insufficienza, dal punto di vista fisico, del motore e dei meccanismi cinematici della deriva dei continenti, attribuiti da Wegener essenzialmente alle forze gravitazionali e ad anomalie della rotazione terrestre. I più autorevoli studiosi americani negavano l'esistenza stessa della deriva continentale, sostenuta invece da altri autori, tra cui Daly, Du Toit e Holmes.

Holmes (1929) non condivise tuttavia i meccanismi cinematici proposti da Wegener, prospettando in alternativa l'ipotesi che la dislocazione dei continenti e l'apertura di nuovi oceani fossero causate da correnti convettive subcrostali, attivate dal calore prodotto dal decadimento degli elementi radioattivi e da una drastica riduzione della resistenza dei materiali che costituivano il substrato della crosta continentale. Il concetto delle correnti convettive sarà ripreso trent'anni dopo dalla teoria della tettonica delle placche.

Le geniali ricostruzioni mobiliste di Argand influenzarono profondamente le ricerche di tettonica alpina e quelle sulle catene collisionali in genere, sino alla

comparsa, negli anni '60, di una nuova teoria di geodinamica globale, detta Tettonica delle placche (*plate tectonics, new global tectonics*).

La geologia alpina fu sostanzialmente estranea alla nascita di questa teoria, nonostante fosse stata indiscussa protagonista di due secoli di ricerche di avanguardia che avevano portato alla definizione dei processi di collisione continentale e di altri concetti geologico-strutturali di fondamentale importanza.

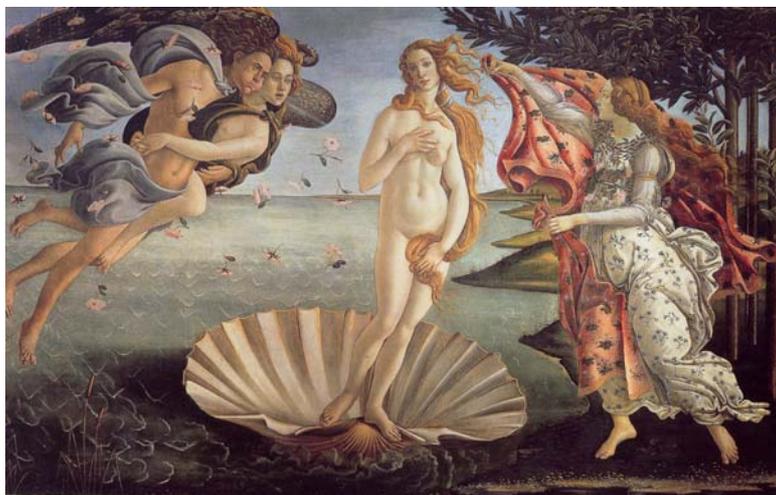


Fig. 5 – Come Venere, la Tettonica delle placche nacque dal mare.

La tettonica delle placche non fu ispirata da ricerche in terra ferma ma, come Venere, nacque dal mare (Trümpy, 2001) grazie alla sistematica esplorazione dei fondali degli oceanici.

### **Conferme della mobilità terrestre: paleomagnetismo ed espansione degli oceani.**

Le lacune e le incongruenze dei modelli classici sulla deriva dei continenti, sulle geosinclinali e sulla formazione delle catene montuose sono comprensibili ricordando che le conoscenze del tempo erano fondate essenzialmente su ricerche in terra ferma e che poco si sapeva sulla geologia dei bacini oceanici, mentre il supporto delle indagini geofisiche nel sottosuolo era ancora limitato.

Alla fine della seconda guerra mondiale la teoria della deriva dei continenti continuava a essere oggetto di severe critiche, avanzate da influenti geofisici convinti che la Terra fosse troppo rigida per consentire i supposti processi di traslazione orizzontale. A partire dagli anni cinquanta, essa fu sottoposta a ulteriori verifiche, fondate su metodologie analitiche più rigorose, sull'esplorazione geologica e geofisica degli oceani e sull'analisi della magnetizzazione fossile (paleomagnetismo) in rocce eruttive e sedimentarie, sino ad ottenere convincenti conferme (la letteratura straniera in genere ignora che il paleomagnetismo fu scoperto nel 1837 dal fisico italiano Macedonio Melloni).

Sulla base della variazione sistematica dell'inclinazione del campo magnetico terrestre dai poli all'equatore, fu possibile dimostrare la progressiva migrazione di una massa continentale dalla latitudine occupata al momento della sua magnetizzazione sino a quella attuale. Il fenomeno può essere rappresentato indicando le varie posizioni assunte da un dato continente in funzione del tempo, oppure la migrazione apparente dei poli in un continente mantenuto convenzionalmente fisso (*polar wandering*). Furono inoltre accertate dislocazioni rotazionali e traiettorie spaziotemporali contrastanti, documentando in modo rigoroso l'esistenza di movimenti relativi tra i continenti.

Progressi ancora più importanti e impensati furono ottenuti estendendo le indagini paleomagnetiche alle aree oceaniche. Essi trassero origine da approfondimenti sull'inversione della polarità del campo magnetico terrestre - fenomeno scoperto nei primi decenni del Novecento da Brunhes, Mercanton e Matuyama - dalla definizione, cioè, di una sequenza di specifiche anomalie magnetiche, normali o invertite, e dalla loro accurata taratura cronologica mediante metodi stratigrafici e radiometrici. L'alta risoluzione del metodo magnetostratigrafico è garantita dall'elevata frequenza delle inversioni, variabile da qualche centinaio di migliaia di anni a circa 4 Ma. I risultati più salienti furono ottenuti datando le anomalie magnetiche fossili ed interpretando la loro distribuzione nelle rocce dei fondi oceanici attuali (essenzialmente lave basaltiche e sedimenti pelagici).

Le conseguenze rivoluzionarie di queste ricerche furono intuite da Vine e Matthews (1963) e confermate da Heirtzler (1968). Il primo risultato fu la prova che le rocce al fondo di tutti gli oceani attuali sono assai più giovani (Giurassico-Attuale: 170-0 milioni di anni, in seguito Ma) delle rocce eruttive e metamorfiche (basamento cristallino) dei continenti circostanti (550-3500 Ma); il secondo fu la scoperta che la

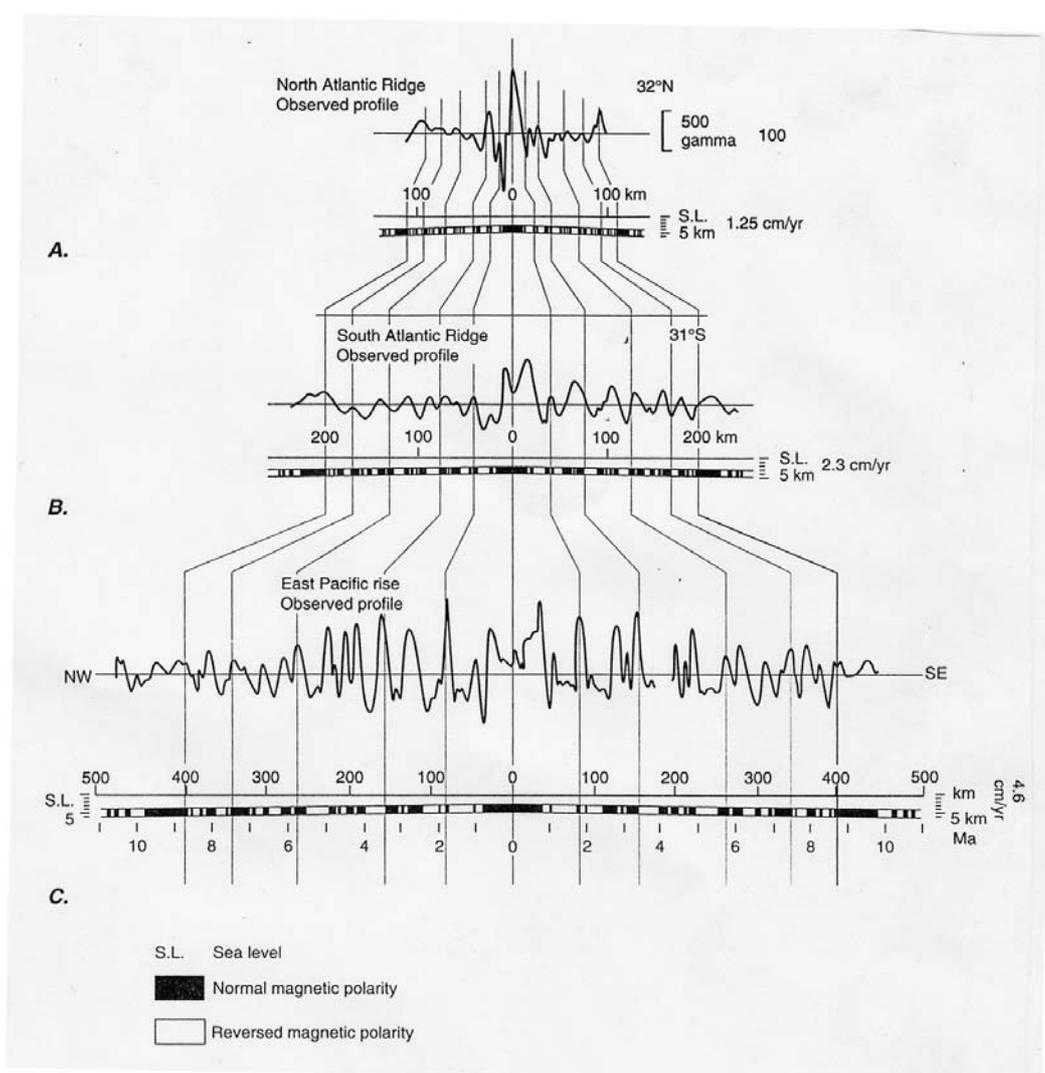


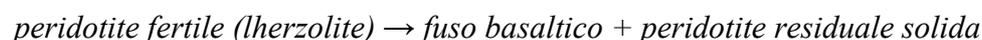
Fig. 6 – Fasce magnetiche con polarità normale ed invertita sono disposte in modo simmetriche rispetto alla dorsale oceanica (caratterizzata da CMP attuale = 0Ma). La loro età ed ampiezza documentano la diversa velocità di espansione dell'Atlantico settentrionale (A: 1,25 cm/a), dell'Atlantico meridionale (B: 2,3 cm/a) e dell'Oceano Pacifico (C: 4.6 cm/a); per motivi di spazio, l'esempio si limita a sezioni di crosta oceanica comprese tra 0 e 10 Ma.

crosta di ogni oceano era suddivisa in fasce larghe 10-20 km (definite da specifici profili dell'anomalia) disposte in modo simmetrico rispetto all'asse delle dorsali vulcaniche sommerse, situate al centro degli oceani (dorsali medio-oceaniche, e.g., MAR : *Mid Atlantic Ridge*) e di età crescente procedendo verso la base delle scarpate che delimitano il margine dei continenti.

Con parole più semplici, questi dati dimostravano in modo irrefutabile il progressivo accrescimento per espansione laterale della litosfera oceanica.

Questa nuova teoria (*sea-floor spreading*) fu concepita agli inizi degli anni sessanta dai geologi americani Hess e Dietz. Essa superava in modo radicale le precedenti visioni mobiliste di Taylor e Wegener sulla deriva dei continenti, e costituiva il fondamento concettuale necessario per la nascita della tettonica delle placche (Hallam, 1973; Bosellini, 1978).

Entrambe le concezioni prevedono il progressivo allontanamento di continenti originariamente contigui (o l'avvicinamento di quelli lontani), ma con meccanismi totalmente diversi: i) migrazione laterale (deriva), secondo Wegener, di "zattere" di crosta continentale che scivolano lentamente su un substrato roccioso "simatico" non meglio definito, ma comunque preesistente; ii) allontanamento passivo di due continenti, secondo le nuove vedute, come effetto della continua creazione tra di essi di nuova crosta basaltica (accrezione magmatica laterale). Le dorsali oceaniche, strutture effimere caratterizzate da sismicità superficiale ed elevato flusso di calore, sono il sito dove si forma in continuazione nuova crosta oceanica, derivata dalla fusione parziale di corpi lherzolitici (peridotite a due pirosseni, peridotite fertile) che risalgono dalla sottostante astenosfera. La parte residuale (restitica) della fusione parziale è una harzburgite (peridotite a solo ortopirosseno), cioè una peridotite depauperata degli elementi chimici necessari per la genesi del fuso basaltico. Questo è lo schema della reazione:



Il basalto risale a formare lo strato intrusivo (strato 3: gabbri) e vulcanico (strato 2: lave basaltiche sottomarine) della crosta oceanica, a cui si associano, a una certa distanza dalla dorsale, i sedimenti pelagici (strato 1: fanghi carbonatici e minori argille). La peridotite residuale (harzburgite) va invece a formare il sottostante mantello litosferico di tipo oceanico (metà sulla placca di destra e metà su quella di sinistra, Fig. 7).

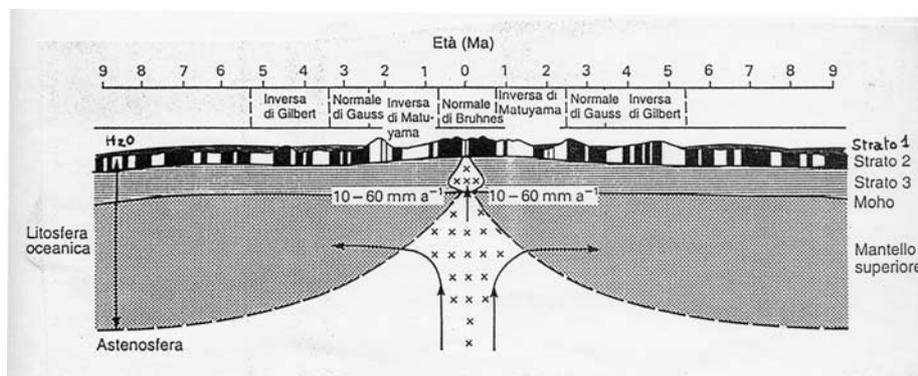
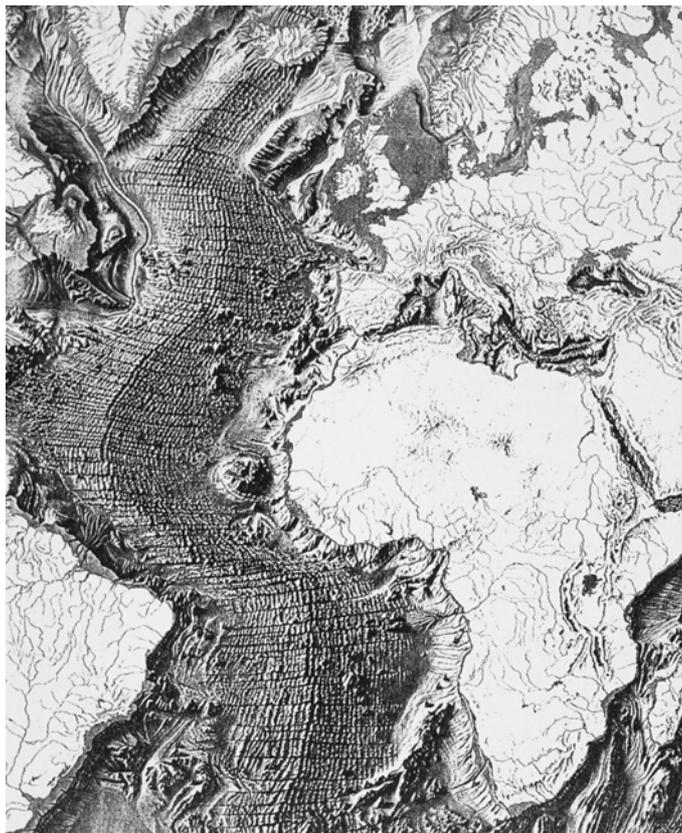


Fig. 7 – Spaccato della litosfera oceanica (crosta più mantello litosferico) e della distribuzione simmetrica delle anomalie magneti sui due lati di una dorsale.

Il Mar Rosso e il Golfo di Aden sono la testimonianza di bacini oceanici allo stato embrionale (Fig. 8), destinati ad espandersi progressivamente nei tempi geologici futuri, con creazione di nuova litosfera oceanica e allontanamento dei continenti circostanti. Il processo magmatico in atto è chiaramente visibile, nell'unico settore emerso (Islanda) della dorsale medio-atlantica. Si tenga quindi presente che l'attività vulcanica che genera la crosta oceanica è essenzialmente sottomarina e che volumi maggiori di magma basaltico solidificano in profondità dando origine ai gabbri del layer 3. Tenendo conto dell'ampiezza degli oceani e dello spessore della crosta gabbri-co-basaltica ci si rende immediatamente conto che il magmatismo oceanico è di gran lunga il principale processo igneo.



*Fig. 8 – Confronto tra l'Atlantico ed oceani allo stadio embrionale (MarRosso e Golfo di Aden). Si noti la caratteristica dorsale medio-atlantica suddivisa in segmenti (tipo spina dorsale) dislocati lateralmente da grandi faglie trasformi ed emersa in corrispondenza dell'Islanda.*

Stabilito che tutti gli oceani attuali si sono formati attraverso grandiosi processi di espansione iniziati nel Giurassico e tuttora attivi lungo le dorsali medio-oceaniche, occorre rinvenire processi di segno opposto, cioè zone in cui si consumano volumi circa corrispondenti di litosfera terrestre, a meno di non prevedere l'espansione del nostro pianeta.

L'attenzione di alcuni studiosi fu attirata dalle zone a elevata sismicità e attività vulcanica che formano lunghe cinture, da tempo note, attorno all'Oceano Pacifico e nell'Oceano Indiano nord-orientale. Dagli anni '30, queste zone sismiche erano interpretate (Benioff, Wadati) come piani di taglio ad elevata inclinazione lungo cui frammenti dell'involucro più esterno della terra solida (detto in seguito litosfera) discendevano in profondità (subduzione) ed erano digeriti (si consumavano) nell'involucro terrestre sottostante (mantello astenosferico).

## La Tettonica delle placche

Erano ormai disponibili tutte le tessere per la costruzione di un nuovo modello di tettonica globale, ma era necessario riunirle in un armonico mosaico. Una prima sintesi, ancora parziale, sorse dalle discussioni di un gruppo di geofisici nordamericani e inglesi (Wilson, Bullard, Hess, Matthews e Vine, v. Hallam, 1973). Essa fu enunciata in una breve nota (Wilson, 1965) dedicata alle grandi faglie con spostamento orizzontale (trasformi), in cui si formulava anche l'idea basilare che le catene montuose, gli archi insulari, le dorsali oceaniche e le faglie trasformi costituissero una rete continua di cinture mobili, sismicamente attive, tali da suddividere l'intera superficie terrestre in numerose tessere rigide in movimento relativo tra loro, dette "placche litosferiche". Il modello raffigurava il moto delle placche su una superficie piana.

Come passo successivo fu affrontato con successo il problema di ricostruire il mosaico e la dinamica delle placche sulla superficie sferica della Terra, esprimendo i movimenti con rotazioni e misure angolari. Fu così possibile verificare il buon incastro degli attuali continenti nella posizione che avevano assunto sulla sfera terrestre prima dell'apertura dell'Oceano Atlantico e valutare l'effettiva cinematica delle placche nella loro esatta configurazione geometrica. Questi progressi furono sviluppati essenzialmente da Bullard, Dewey, Isacks, Le Pichon, McKenzie, Morgan, Smith e altri ancora (ulteriori dettagli in Hallam, 1973, Bosellini, 1978, Dal Piaz, 1998).

La nuova teoria globale sorgeva dall'analisi e dall'interpretazione della dinamica terrestre in atto, ma fu presto applicata dai geologi ai fenomeni più remoti, traendo nuove conferme della sua validità. Nasceva così, per la prima volta nella storia del pensiero geologico, una armonica concezione unitaria della dinamica terrestre e la genesi di tutti i principali processi geologici presenti e passati.

Queste zone ad elevata mobilità geodinamica furono interpretate come limiti di enormi frammenti di litosfera terrestre, detti placche, in espansione laterale lungo le dorsali oceaniche (margini divergenti o costruttivi) o in consunzione nelle zone di subduzione profonda (margini convergenti o distruttivi), marcate dalla tettonica, dalla sismicità e dall'attività magmatica, vulcanica e intrusiva.

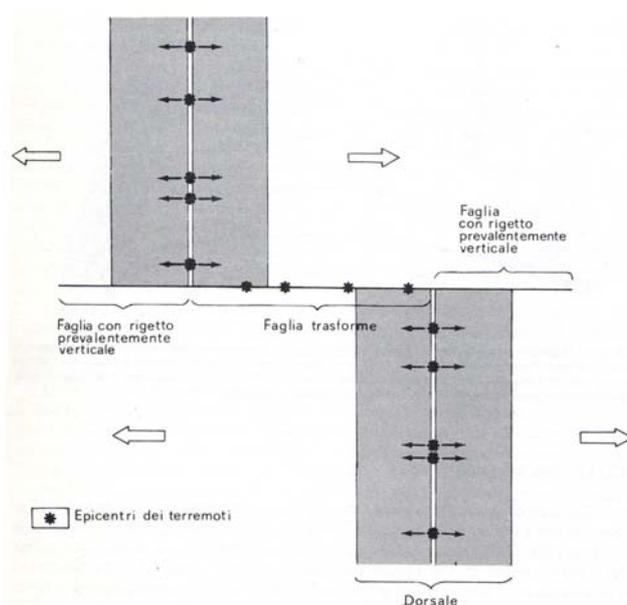


Fig. 9 – Cinematica di una faglia trasformante che disloca due segmenti di una dorsale oceanica (Bosellini, 1978).

Avvengono, in definitiva, continui processi di trasferimento di materia che, all'interno del mantello astenosferico, risale sotto le dorsali e discende lungo le zone di subduzione, costituendo delle enormi celle convettive a cui è strettamente collegata la dinamica delle placche.

Esaminando le mappe dei fondi oceanici (Fig. 8) si nota che i margini divergenti e convergenti sono spesso rotti e dislocati con movimento orizzontale destro o sinistro da grandi fratture verticali, dette faglie trasformi (nelle dorsali attive, Fig. 9) e trascorrenti (altrove). Queste faglie possono estendersi in terraferma ed essere fortemente sismiche (la faglia di S. Andreas è la più nota).

#### a) *La litosfera terrestre*

I classici modelli statici dell'interno della Terra, ripartita in tre involucri concentrici (crosta, mantello e nucleo) su base sismologica e composizionale (v. Enciclopedia Treccani, "Geochimica", vol. III, e "Terra Solida", vol. VIII), non prevedevano l'esistenza della litosfera. Il 'modello terrestre di riferimento preliminare' (PREM, *Preliminary Reference Earth Model*) offre invece una ricostruzione dinamico-reologica della struttura interna della Terra, basata sulla densità, sulla velocità di propagazione delle onde sismiche e sulla risposta della Terra a *stress* con periodo molto piccolo (Ranalli, 1995). In particolare, esso consente di definire fisicamente le placche litosferiche, configurate dalla nuova tettonica globale come frammenti mobili della litosfera terrestre dotati di specifica autonomia cinematica rispetto al mantello astenosferico sottostante.

La litosfera è l'epidermide rigida e mobile della Terra; comprende l'intera crosta terrestre, oceanica e continentale, di spessore e composizione diversi, e la parte sommitale del mantello peridotitico, detta mantello litosferico (lid). La separazione tra crosta e mantello è definita dalla discontinuità di Mohorovicic (Moho), riconoscibile per la brusca accelerazione delle onde sismiche al passaggio da rocce cristalline di vario tipo (gabbri, granuliti felsiche e mafiche) alle peridotiti con struttura (fabric) tettonica del mantello. Tranne casi eccezionali, crosta e lid sono strettamente interconnessi e solidali, formando alla scala globale un insieme litosferico unitario dal punto di vista cinematico e reologico.

Le placche litosferiche, rigide ed elastiche, scorrono sul sottostante canale astenosferico la cui temperatura è prossima alla temperatura di fusione della peridotite; il canale ha viscosità molto bassa, comportamento duttile e percentuali variabili di fluido basaltico intrappolato negli spazi intracristallini, condizioni a cui è imputata la ridotta velocità delle onde sismiche di taglio (*low velocity zone*). Il materiale peridotitico del canale astenosferico, caldo e soffice, è in grado di scorrere lentamente (*creep*) e di deformarsi per flusso plastico, consentendo la traslazione (passiva o attiva, a seconda dei modelli) della litosfera rigida soprastante. Lo spessore dell'involucro litosferico varia da 100-130 km nelle aree continentali, a 60-70 km in quelle oceaniche, riducendosi ulteriormente al di sotto delle dorsali oceaniche attive, dove l'astenosfera può raggiungere la base della crosta. Il canale astenosferico si spinge invece a profondità di circa 700 km.

Le variazioni laterali della litosfera sono imputabili soprattutto alla presenza di differenti tipologie cristalline. Nei continenti stabili (cratoni), la crosta ha spessore sui 35-40 km; nelle fasce mobili, in corso di deformazione, si riduce per distensione a 15-25 km (fosse tettoniche, rift) o è ispessita in compressione sino a 50-80 km (catene orogeniche recenti), dando origine a marcate anomalie di gravità, rispettivamente positive e negative. La discontinuità geofisica di Conrad, situata nei continenti a circa 20 km di profondità, consente di separare la crosta superiore da quella inferiore: la

prima è costituita da sequenze sedimentarie, non sempre presenti, da rocce di grado metamorfico basso-medio (scisti, gneiss), ricche di minerali silicatici idrati, e da abbondanti granitoidi; la seconda è formata da rocce di alto grado metamorfico (granuliti), prevalentemente anidre, derivate da protoliti felsici e mafici. Si noti che in alcune catene orogeniche la crosta profonda è stata sollevata sino alla superficie, senza subire significative modificazioni (ad esempio la classica zona Ivrea-Verbano nelle Alpi nord-occidentali).

La crosta oceanica ha invece uno spessore molto ridotto (6-7 km, escludendo la colonna d'acqua sovrastante) e una composizione sostanzialmente mafica, del tutto differente, quindi, dalla crosta sialica dei continenti. Come indicato in Fig. 7 e 10, l'analisi sismologica consente di suddividere la crosta oceanica in tre principali 'strati' geofisici (*layers*), definiti da rapidi incrementi di velocità delle onde sismiche. Il primo strato, assente nelle dorsali oceaniche a causa della loro giovane età, è composto di fanghi e sedimenti consolidati, prevalentemente carbonatici; ha spessore medio di 0,4 km, con valori che crescono progressivamente procedendo dai piedi della dorsale, ove inizia a comparire, verso il bordo sommerso (scarpata) dei continenti.

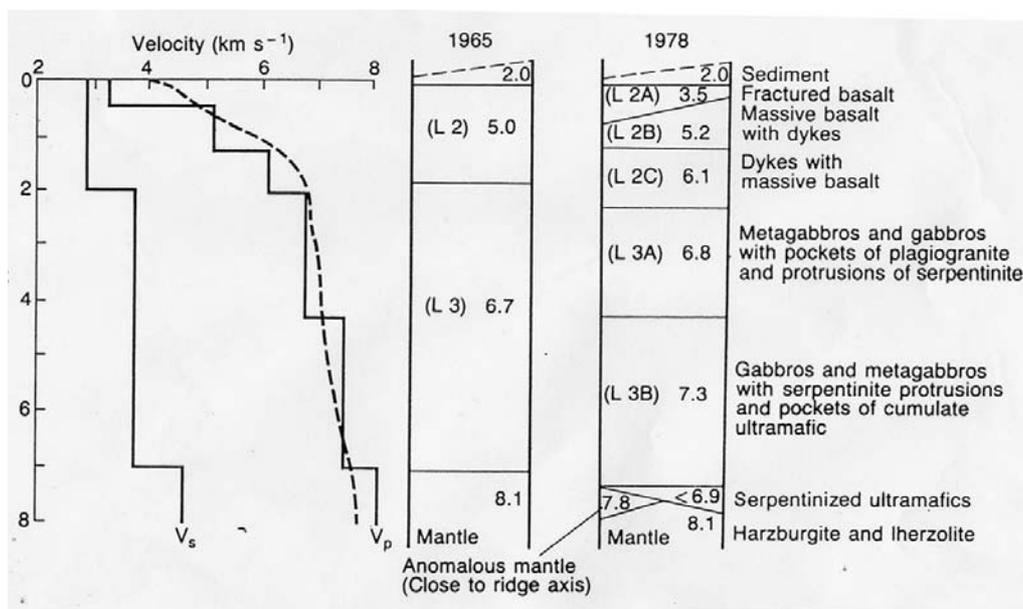


Fig. 10 – Stratificazione e composizione della litosfera oceanica

Il secondo strato è costituito da una sequenza di colate sottomarine di basalti tholeiitici poveri in alcali, detti MORB (basalti di dorsale medio-oceanica), con spessore complessivo medio di 1,4 km; variazioni tessiturali e sismologiche interne consentono suddivisioni ulteriori e la definizione dei settori 2A, 2B e 2C, formati rispettivamente da basalti con struttura brecciata o a cuscini, da colate massicce e da una zona basale ricca di filoni subverticali. Il terzo strato, spesso 4-5 km, ha composizione gabbrica, espressione plutonica dello stesso magma basaltica. Esso è suddiviso in una zona superiore (3A) di gabbri a struttura omogenea e in una zona inferiore (3B) di plutoniti mafico-ultramafiche (gabbri, pirosseniti e peridotiti cumulitiche), con tipica stratificazione magmatica prodotta dalla cristallizzazione frazionata del fuso in lento raffreddamento nella camera magmatica.

La natura litologica degli strati 1 e 2 è stata verificata in modo diretto da trivellazioni a carotaggio continuo eseguite dall'*Ocean Drilling Project* (Fig. 11). Le perforazioni hanno dimostrato inoltre che l'età della base dei sedimenti dello strato

1, appoggiati direttamente sui basalti, cresce progressivamente dai piedi della dorsale verso la scarpata continentale, confermando su base cronostatigrafica l'espansione dei fondi oceanici desunta dai dati magnetici. I gabbri dello strato 3 e le sottostanti peridotiti del mantello litosferico sono localmente esposti nelle grandi zone di frattura oceanica (Fig. 7 e 8) che favoriscono la risalita di lame e diapiri di queste rocce profonde, consentendone la campionatura.

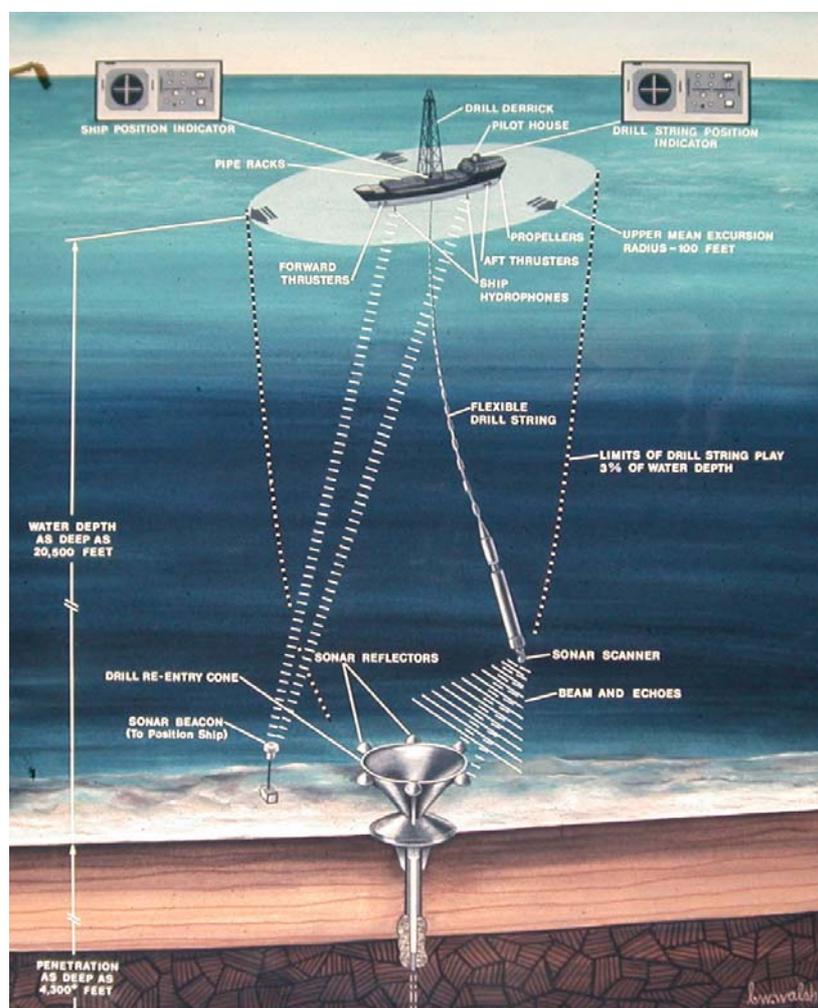


Fig. 11 – Schema di perforazione oceanica (ODP)

I litotipi della crosta oceanica attuale sono del tutto analoghi a quelli delle ofioliti mesozoiche presenti nelle Alpi, negli Appennini e in altre catene fanerozoiche. Ma vi sono anche antichissimi “oceani perduti”, documentati da suture ofiolitiche di età precambriana (> 560 Ma), presenti in catene collisionali da tempo smantellate dall’erosione in varie aree cratoniche.

b) *Le placche litosferiche e i margini di placca.*

La litosfera terrestre è suddivisa in enormi frammenti tabulari (*plates*, quindi placche e mai zolle) in continuo scorrimento sul canale astenosferico. I confini laterali delle placche, detti “margini”, sono contrassegnati da intensa attività sismica, espressione di una dinamica persistente, e da caratteristici elementi morfostrutturali in rilievo (dorsali) o fortemente depressi (fossa oceanica, *rift valley* oceanica o continentale). Su basi sismologiche e geotettoniche sono stati riconosciuti tre tipi di margini, ognuno

dei quali è condiviso da due placche contigue in movimento relativo tra loro (Fig. 12): 1) margini divergenti (costruttivi, distensivi, in espansione, in accrescimento); 2) margini convergenti (distruttivi, compressivi, in consunzione); 3) margini trasformati (conservativi). Nei primi due casi si registrano vistose modificazioni nell'assetto dei settori marginali delle placche litosferiche, fenomeni che sono invece assenti nel terzo tipo di margine.

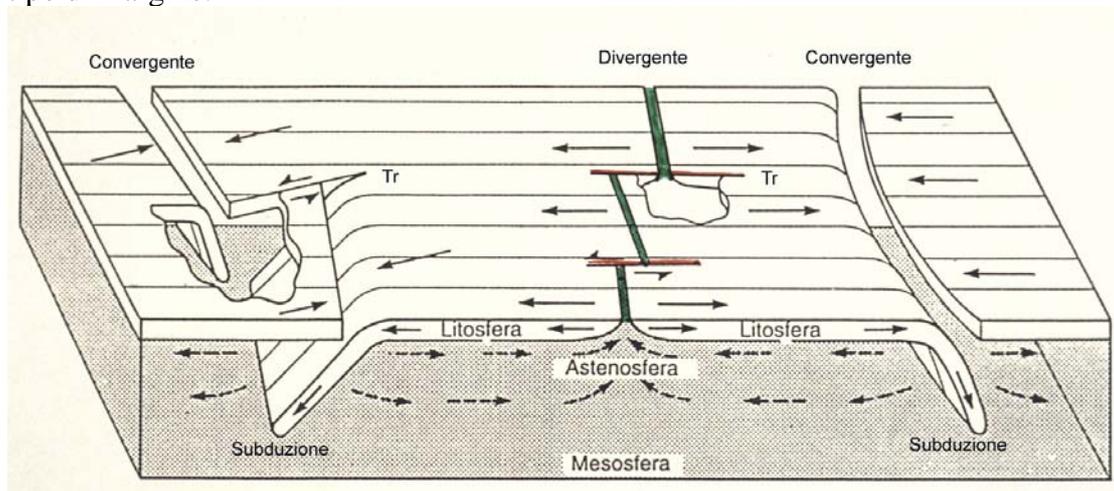


Fig. 12 – Schema tridimensionale della dinamica delle placche e dei loro margini convergenti, divergenti e trasformati (Tr) (modificato da Dal Piaz, 1998)

**Margini divergenti.** - Negli oceani i margini divergenti sono marcati da un gigantesco rilievo sottomarino (dorsale medio-oceanica), da elevato flusso di calore e da terremoti superficiali che non superano il limite tra litosfera rigida e astenosfera soffice; gli ipocentri dei terremoti si dispongono lungo una fascia verticale, centrata sull'asse della dorsale. Un margine divergente è il sito dove due placche litosferiche si accrescono lateralmente e in modo simmetrico. Come già visto, l'accrescimento è prodotto dalla risalita di enormi volumi di magmi basaltici, che formano gli strati 2 e 3 della crosta oceanica, e dall'aggregazione, a livello del lid, di peridotiti residuali (harzburgiti) derivate da peridotiti astenosferiche risalite sotto la dorsale e modificate da processi di fusione parziale e dalla continua estrazione dei magmi basaltici. Il processo ha come risultato il progressivo allontanamento (passivo), dall'asse di espansione, della litosfera oceanica formata in precedenza.

L'anomalia termica e la circolazione di acqua marina nelle rocce porose e fessurate delle dorsali e di alcune zone di frattura producono intense trasformazioni chimico-mineralogiche di tipo idrotermale (metamorfismo oceanico, spilitizzazione) e la formazione di depositi idrotermali con elevate concentrazioni di Fe e Mn.

Le dorsali medio-oceaniche (MOR) hanno una morfologia variabile, controllata dalla velocità del processo di espansione. Una dorsale lenta (*ridge*), tipica nell'Oceano Atlantico (velocità d'espansione = 1-3 cm/anno), è un rilievo con fianchi relativamente ripidi, culminanti in due creste parallele, separate da una valle mediana, cioè da una zona di sprofondamento tettonico (rift oceanico) larga qualche decina di chilometri e profonda 1.500-3.000 m. La causa è l'alternarsi di fasi di estensione e collasso tettonico con fasi di risalita del magma basaltico. Le dorsali in espansione veloce (9-16 cm/anno; *rise*), tipiche nel Pacifico orientale, sono sede di una attività magmatica quasi continua e sono quindi prive della depressione mediana. Allontanandosi dalla dorsale ove si era formata in origine, la litosfera oceanica si raffredda e quindi si contrae, riducendo la propria capacità di galleggiamento

(subsidenza termica); è questa la causa fisica che relega le zone più profonde degli oceani (5000-6000 m) nei settori più lontani dal centro di espansione, ai piedi della scarpata continentale, nonché una delle concause dell'innesco di un processo subduttivo (margine convergente) al limite oceano/continente.

In ambiente continentale, i margini divergenti si trovano in uno stadio embrionale. Essi sono rappresentati da fosse tettoniche (*rift*) che sono l'espressione superficiale dei processi di attenuazione litosferica e frammentazione crostale (*rifting*) antecedenti allo stadio di espansione oceanica. L'assottigliamento della litosfera è controllato da meccanismi di taglio puro (estensione coassiale) o di taglio semplice (non coassiale) e le strutture risultanti sono, rispettivamente, di tipo simmetrico e asimmetrico. La tettonica distensiva è accompagnata da sismicità, anomalia termica positiva e attività magmatica bimodale, alimentata da fusione parziale della crosta continentale (anatessi) e/o di corpi astenosferici in risalita.



Fig. 13 – L'Oceano Indiano e il punto triplo che riunisce tre dorsali oceaniche

L'esempio attuale più significativo è rappresentato dal sistema dei *rift* dell'Africa orientale, lungo oltre 3.000 km, collegato ai margini divergenti oceanici del Mar Rosso e del Golfo di Aden tramite il punto triplo dell'Afar, in Eritrea (Fig. 8 e 13). Un'altra punto triplo, totalmente oceanica, si trova nell'Oceano Indiano, al limite tra la placca Somala (Africana), la placca Indo-Australiana e quella Antartica (Fig. 12).

Col procedere della tettonica distensiva, la crosta continentale, sempre più stirata e disarticolata, si lacera definitivamente ed è sostituita, nello spazio così creatosi, da nuova crosta oceanica, dando inizio alla fase di *spreading*. Da questo momento, l'originario *rift* continentale è suddiviso in due parti che si allontanano progressivamente, man mano che le due placche litosferiche, di cui sono parte integrante, si accrescono lateralmente grazie alla formazione di altra crosta oceanica nel centro di espansione. Il Mar Rosso, ancora privo di dorsale, è l'esempio di una oceanizzazione allo stadio giovanile, in propagazione verso nord. Il Golfo di Aden (Fig. 13), poco più ampio, ma già provvisto di dorsale (*Sheba ridge*), rappresenta uno stadio relativamente più evoluto verso la formazione, per ulteriore espansione, di un oceano di vaste proporzioni.

Riunendo insieme queste configurazioni è possibile visualizzare, in sequenza

cinematica, la storia evolutiva di un margine divergente, dallo stadio embrionale di un *rift* continentale a quello finale di un oceano maturo.

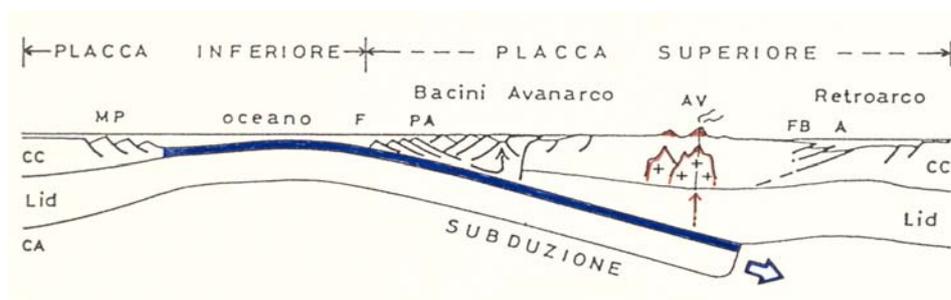
Ritornando ai due segmenti di *rift* ormai separati definitivamente dalla nuova crosta oceanica, ciascuno di essi è costituito da crosta continentale sottile e disarticolata che raccorda lateralmente la litosfera continentale normale, solida e indeformata, con quella oceanica. Questi settori particolari sono denominati “margini passivi”. Essi non sono un margine di placca, ruolo che ora è trasferito alla dorsale medio-oceanica, ove si svolge il processo di accrezione laterale delle due placche a contatto. I margini passivi sono soggetti a subsidenza termica e sono sede di importanti bacini sedimentari, spesso ricchi di idrocarburi (Bally e altri, 1985). Margini continentali passivi ben preservati sono, ad esempio, quelli situati alla periferia dei continenti che circondano l'Oceano Atlantico. Sono caratterizzati da potenti e complesse successioni di sedimenti ubicate al di sotto della superficie marina (piattaforma continentale) o sepolte sotto i depositi recenti delle pianure costiere; la loro ricostruzione è stata resa possibile da sistematiche indagini geofisiche e dalle perforazioni che hanno accompagnato lo sviluppo dell'esplorazione petrolifera. La loro genesi risale all'apertura dell'Atlantico, un processo che è iniziato nel settore centrale di questo oceano (Giurassico medio-superiore) e si è poi propagato all'Atlantico meridionale (Cretacico) ed a quello settentrionale (Terziario).

Altri margini passivi sono stati profondamente modificati da eventi orogenici. La loro congenita debolezza meccanica li rende siti privilegiati per l'innescò di un nuovo margine convergente e per assorbire buona parte della deformazione iniziale di un evento orogenico che ottimizzi gli sforzi riutilizzando in compressione le faglie distensive della fase di *rifting* (inversione tettonica). Un caso emblematico è rappresentato dai margini passivi formati al bordo dell'Eurasia e dei continenti meridionali (Africa, India) con l'apertura degli oceani della Tetide, attualmente segnalati da suture ofiolitiche nelle catene collisionali alpino-himalaiane. La loro frammentazione è compensata da ottime condizioni di affioramento e dalla possibilità di analizzarne alcune porzioni in modo diretto, senza ricorrere alle indagini geofisiche che sono indispensabili nei margini passivi in prevalenza sepolti o sommersi. Nelle Alpi meridionali, ad esempio, è possibile ricostruire un segmento crostale completo del margine passivo della microplacca adriatica (Africa), lungo oltre 500 km, dalle classiche successioni sedimentarie delle Dolomiti alla crosta profonda della zona Ivrea-Verbanò. La decifrazione di questi frammenti deformati e delle associate cinture ofiolitiche lungo l'intero sistema alpino-himalaiano ha consentito di ricostruire, a grandi linee, la paleostruttura della Tetide e la sua evoluzione spazio-temporale (Ziegler, 1988; Dercourt e altri, 1990): la geosinclinale ensialica (intracontinentale) dei modelli classici è sostituita da un insieme complesso di bacini oceanici, microcontinenti e margini passivi in rapida evoluzione dinamica.

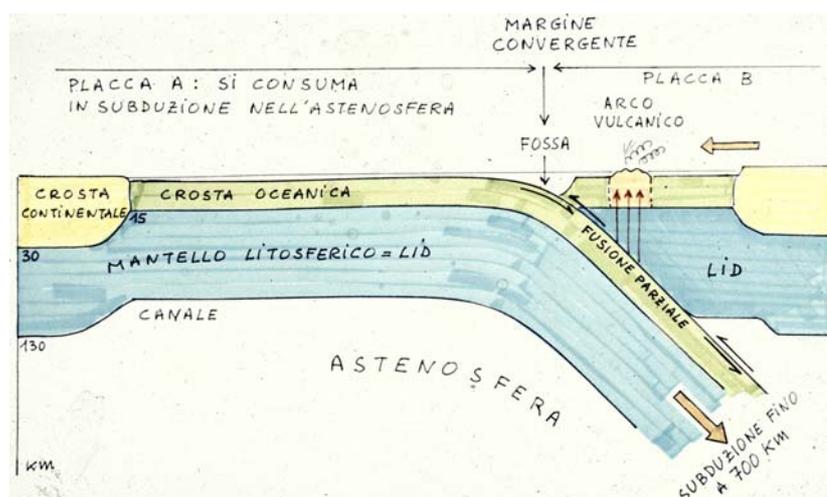
*Margini convergenti* – I margini convergenti attuali sono messi in evidenza da una fossa oceanica e da un piano di Benioff-Wadati che con la sua sismicità marca il limite superiore della placca oceanica in subduzione. L'energia sismica è liberata dalla frizione e dalla deformazione interna di una litosfera oceanica, fredda, densa e rigida, che sta inabissandosi in subduzione; l'inclinazione del piano di Benioff varia, a seconda dei casi, da una decina a una settantina di gradi. La costante asimmetrica della struttura consente di distinguere in tutti i margini convergenti una placca inferiore (in subduzione), almeno inizialmente di tipo oceanico, e una placca superiore, estranea alla subduzione, di natura oceanica o continentale. In qualche caso, nonostante la relativa leggerezza del materiale sialico, possono essere coinvolte

nella zona di subduzione anche sottili porzioni di crosta continentale; lo si desume a posteriori dall'impronta metamorfica di alta pressione e bassa temperatura presente in alcune unità continentali di svariate catene orogeniche, dalle Alpi alla Scandinavia, dalla Nuova Zelanda alla Cina.

La placca superiore presenta un settore frontale a elevata mobilità, detto "margine attivo", esteso per un migliaio di chilometri dalla fossa verso l'interno. La denominazione deriva dal fatto che esso è sede di rilevanti processi tettonici e petrogenetici, indotti direttamente o indirettamente dalla subduzione della placca inferiore. Gli elementi strutturali che si sviluppano nel margine attivo modificano l'originario assetto crostale della placca superiore che assume una configurazione differente a seconda se sia di natura continentale od oceanica (Fig. 14). In entrambi i casi si forma un prisma di accrezione (orogenico), profonda catena a falde di natura continentale e/o oceanica, con vergenza verso l'oceano. Oltre al prisma, gli elementi essenziali di un margine attivo continentale sono una catena montuosa ricca di corpi magmatici (cordigliera) e una catena antitetica (*foreland belt*) con la sua avanfossa (Fig. 14/1); in un margine attivo oceanico, si osservano un arco insulare (magmatico) e un bacino marginale (retro-arco) di natura oceanica (Fig. 14/2). I margini attivi continentali derivano sovente da antichi margini passivi, invertiti e orogenizzati.



(1)



(2)

Fig. 14 – 1) Margine convergente con placca superiore continentale; MP: margine passivo, F: fossa (trench), PA: prisma di accrezione, AV) arco vulcanico (cordigliera), FB: catena antitetica esterna (*foreland belt*) e sua avanfossa (A); CC: crosta continentale, CA: canale astenosferico. 2) Placca superiore oceanica e arco insulare.

I margini convergenti sono sede di modificazioni termiche, indotte e mantenute attive dalla subduzione di litosfera oceanica fredda. La bassa conduttività delle rocce silicatiche consente alla litosfera oceanica in subduzione di mantenere a lungo l'assetto termico iniziale e la sua peculiare rigidità, attestata dall'energia sismica liberata. Solo a profondità notevoli la litosfera si riscalda sino alla temperatura del mantello astenosferico entro cui “si consuma”: si tratta di una omogeneizzazione termo-meccanica che priva definitivamente la litosfera della sua identità fisica e sismologica, rendendola non distinguibile dall'astenosfera circostante.

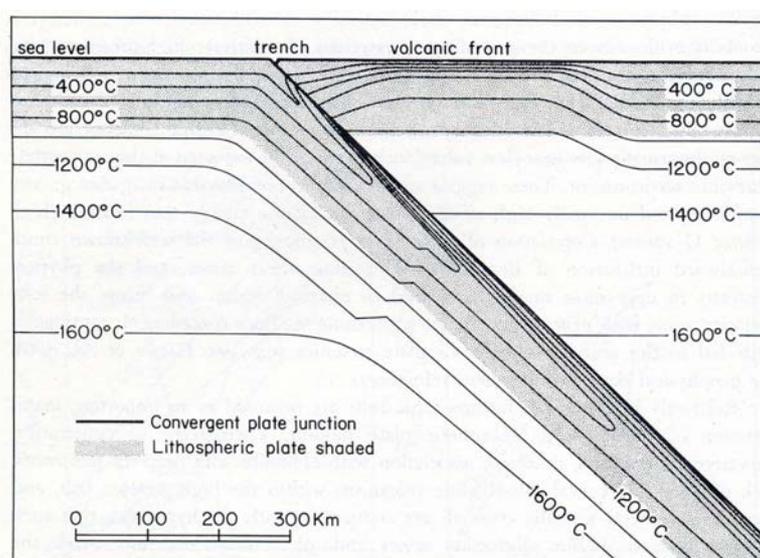
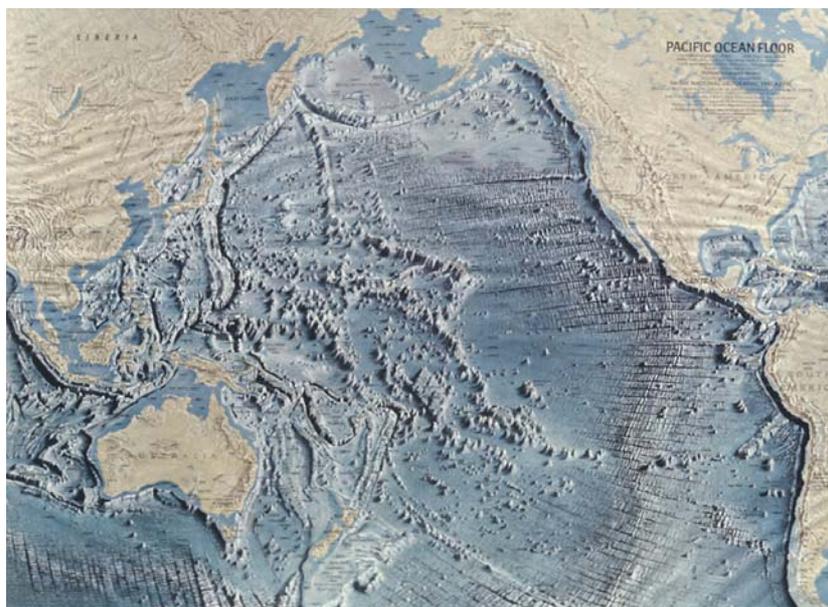


Fig. 15 – Modello dell'assetto termico di un margine convergente (Oxburg, 1972)

L'assetto termico di una placca in subduzione è controllato dallo spessore della piastra litosferica, dalla velocità di subduzione, dall'inclinazione del piano di Benioff, dal trasferimento di calore per conduzione dall'astenosfera circostante e da altri fattori. Il processo, modellizzato con precisione, è espresso graficamente in Fig. 15: le isoterme di riferimento, inizialmente suborizzontali, subiscono una profonda depressione e si distanziano in funzione del gradiente geotermico che, da valori attorno a 25-20 °C/km (normale), si riduce a valori di 10-5 °C/km. Queste particolari condizioni fisiche, definite di alta-P e bassa-T, sono possibili solo in un margine convergente, cioè nell'unico ambiente geodinamico in cui avvengono la subduzione di litosfera e il conseguente effetto *freezer*. A seconda delle profondità (e quindi di P), si sviluppano caratteristiche associazioni metamorfiche in facies scisti blu (30-40 km) e in facies eclogitica (>40 km), talora a coesite (>100 km), rinvenute in natura e riprodotte in laboratorio dalla petrologia sperimentale. Non è possibile ovviamente esplorare in modo diretto una zona di subduzione attiva, ma in numerose catene vi sono unità ofiolitiche e continentali con impronta metamorfica che documenta l'esistenza di antichi processi di subduzione avvenuti con modalità analoghe a quelli attuali. I prismi orogenici o di accrezione, sono profonde strutture a falde che consentono, con meccanismi di vario tipo, il trasferimento di unità tettoniche dalla placca inferiore e dalla zona di subduzione alla fronte del margine attivo e il loro ritorno (esumazione) verso la superficie.

Anche l'arco vulcanico è un prodotto della subduzione di litosfera oceanica. Nonostante il nome, esso comprende anche diffuse manifestazioni plutoniche e il suo andamento, grosso modo parallelo alla fossa oceanica, non è necessariamente curvilineo. La larghezza della fascia magmatica e la sua distanza dalla fossa (lacuna

arco-fossa) sono inversamente proporzionali all'inclinazione del piano di Benioff e la sua posizione è soggetta a sistematiche migrazioni. L'attività magmatica è alimentata dalla fusione parziale della crosta oceanica in subduzione e/o del mantello sovrastante, permeato e contaminato dai fluidi liberati dalle trasformazioni metamorfiche di tipo eclogitico che avvengono nella litosfera subdotta e tendono a produrre associazioni mineralogiche anidre. Indicativamente il processo inizia a una profondità di almeno un'ottantina di chilometri e a una distanza di 150-200 km dalla fossa, con variazioni legate al regime termico, alla velocità di subduzione e all'inclinazione del piano di Benioff. Il magmatismo di arco si manifesta quindi con un certo ritardo rispetto all'inizio del processo di subduzione. I principali sistemi di archi vulcanici attivi sono situati ai margini dell'Oceano Pacifico (cintura di fuoco circumpacifica), alimentati dalla subduzione delle varie placche oceaniche ivi presenti



*Fig. 16 – Sistemi arco-fossa del Pacifico occidentale e cordigliera-fossa del Pacifico orientale; nel quadrante SE la dorsale (rise) est-pacifica*

Essi si suddividono in due gruppi principali, legati alla tipologia della placca superiore: gli “archi insulari” (Aleutine, Kamchatka, Giappone, Filippine, Tonga, Indonesia, ecc. crescono su litosfera oceanica; il magmatismo di “cordigliera” (Ande e Nordamerica) su litosfera continentale (Fig. 16).

Il magmatismo di subduzione ha caratteri geochimici peculiari (affinità calcalkalina) ed è suddiviso in “serie” contraddistinte da un diverso rapporto silice-alcali: è rappresentato da una vasta gamma di prodotti piroclastici, effusivi e intrusivi, di composizione variabile dai basalti alle rioliti, attraverso predominanti tipi andesitici. Il vulcanesimo è fortemente esplosivo, con frequenti fenomeni di nube ardente e di qui la sua ben nota pericolosità.

La crescita di un arco vulcanico è accompagnata dalla formazione nella placca superiore di un bacino marginale, o di retro-arco. I classici bacini marginali sono situati nelle zone periferiche del Pacifico settentrionale e occidentale, alle spalle di una lunga cintura di archi vulcanici insulari. Essi hanno un substrato oceanico, seppure con caratteri geochimici talora diversi rispetto a quelli della crosta generata nelle dorsali; mostrano inoltre elevato flusso di calore e, in certi casi, evidenze di una loro espansione.

I margini attivi di tipo americano sono ubicati sopra la zona di subduzione in cui si consuma la litosfera oceanica della placca inferiore (Juan da Fuca, Pacifica, Cocos, Nazca, a seconda della latitudine). Si tratta quindi di un orogene che si forma a lato di un oceano ancora aperto e in espansione. Il margine nord-americano presenta, oltre il prisma d'accrezione e l'arco magmatico, una catena intracontinentale a falde e pieghe in progressiva migrazione verso l'avampaese orientale (*foreland thrust-and-fold belt*; Bally e altri, 1985). Un tipo particolare di margine convergente è rappresentato, infine, dalle catene di collisione continentale, trattate in seguito.

*Margini trasformati* - Sono rappresentati da grandi fratture subverticali, sismicamente attive, che dislocano lateralmente, anche su distanze enormi, i segmenti di una dorsale medio-oceanica, nonché dai sistemi di frattura posti al confine tra placche o microplacche continentali dominate da moti orizzontali contrapposti (Bally e altri, 1985). Classici esempi di margini trasformati sono le zone di frattura dell'Atlantico equatoriale e, nei continenti, la faglia di San Andreas (California-Messico), o il sistema che collega il Mar Rosso (margine divergente) con le catene orogeniche della Turchia (margine convergente collisionale), attraverso la valle del Giordano e il Mar Morto.

### Catene di collisione continentale

Le catene di collisione continentale del sistema orogenico alpino-himalayano sono l'espressione di un margine convergente particolarmente evoluto, in cui la litosfera oceanica si è gradualmente consumata in subduzione, sino a sparire del tutto in profondità, dando origine alla collisione dei continenti che essa inizialmente separava. La collisione continentale produce un forte ispessimento crostale (50-80 km). Sottili unità di origine oceanica (sutura ofiolitica) sono una preziosa testimonianza dell'“oceano perduto” (sparito in subduzione) e marcano la zona di collisione continentale.

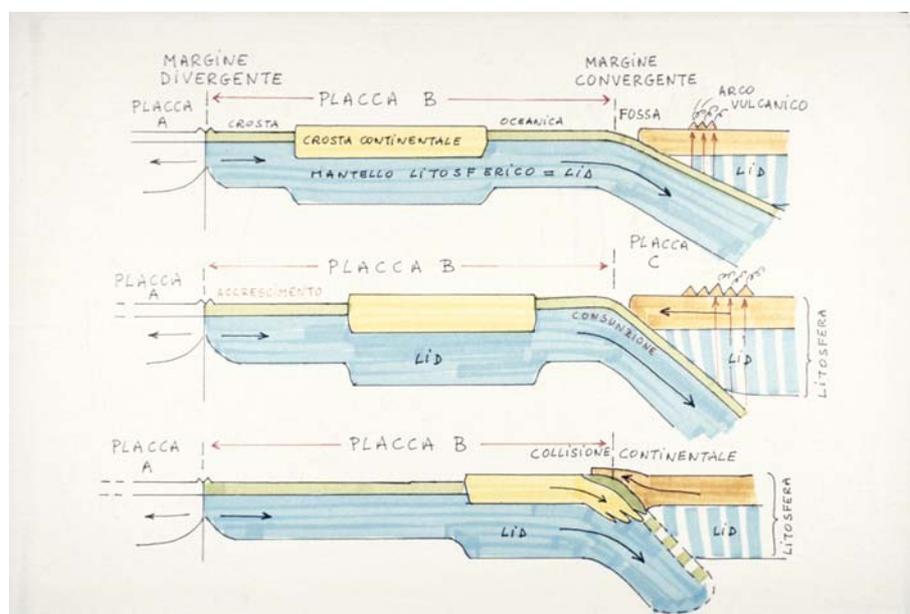


Fig. 17 – Evoluzione cinematica di un sistema a tre placche litosferiche e genesi di una catena di collisione continentale di tipo alpino

La Fig. 17, ricostruisce, in modo schematico, la genesi di una catena di collisione continentale. La placca centrale, che assume il ruolo di placca inferiore, è costituita da litosfera continentale compresa tra due settori oceanici: essa si accresce sul lato

sinistro, in corrispondenza di un margine divergente, e si consuma su quello destro, penetrando nella fossa al di sotto della placca superiore (continentale), ove si forma un arco magmatico. Tale evoluzione produce la migrazione passiva del continente verso il margine attivo, sino alla loro collisione, con formazione di un prisma orogenico (verde) in cui sono comprese unità di origine oceanica (ofioliti).

Prendendo come esempio le Alpi, ne vediamo la struttura in una mappa schematica (Fig. 18) e in uno spaccato verticale profondo una cinquantina di chilometri (Fig. 19), ricostruito in base all'interpretazione geologico-strutturale di indagini sismiche.

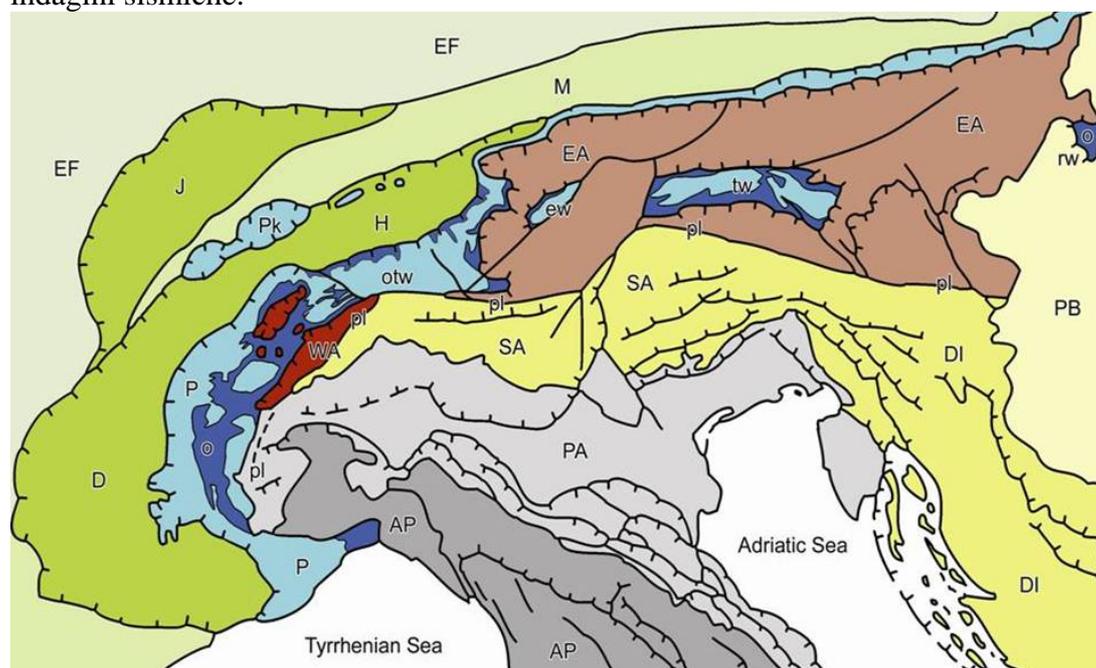


Fig. 18 - Unità di origine adriatica-africana: Austroalpino occidentale (WA) e orientale (EA), Alpi Meridionali (SA); Unità oceaniche ed europee: Zona Pennidica (P) e ofioliti (blu), con i Klippe delle Prealpi Romande e del Chiabrese (Pk) e le finestre tettoniche dell'Ossola-Ticino (oyw), Engadina (ew), Tauri (tw) e Rechnitz (rw); Elvetico (H). Lineamento Periadriatico (pl), Avanfossa della Molassa (M), Avampaese europeo (EF), Avampaese padano-Adriatico (PA), Bacino Pannonico (PB), Dinaridi (DI), Appennini (AP) (Dal Piaz ed altri, 2003).

La catena è costituita da una pila di falde derivate dal margine continentale africano (unità austroalpine e sudalpine), dal sottostante margine continentale europeo (unità pennidiche ed elvetiche) e dall'interposto oceano mesozoico della Tetide (ofioliti). La placca inferiore comprendeva la litosfera oceanica e la litosfera continentale del margine europeo, in subduzione verso sud-est al di sotto del margine continentale africano (placca superiore). Consumato l'oceano, le falde africane sono sovrascorse verso nord-ovest al di sopra di quelle di origine europea.

Esaminando la carta (Fig. 18), si nota che le Alpi orientali sono costituite in gran prevalenza da terreni di origine africana (adriatica), localmente sventrati sino a mostrare in affioramento le sottostanti unità oceaniche ed europee nelle cosiddette finestre tettoniche dei Tauri e dell'Engadina (celeste e blu). Di contro, nelle Alpi centrali ed occidentali prevalgono le falde di origine europea e quelle ofiolitiche. Europei sono i massicci montuosi del Monte Bianco, Oberland Bernese, Monte Rosa, Gran Paradiso, Ruitor, Mischabel, Sempione ecc., mentre il Monviso, le Valli di Lanzo, la Grivola, il Breithorn ed altre vette sono costituite da rocce di origine oceanica.

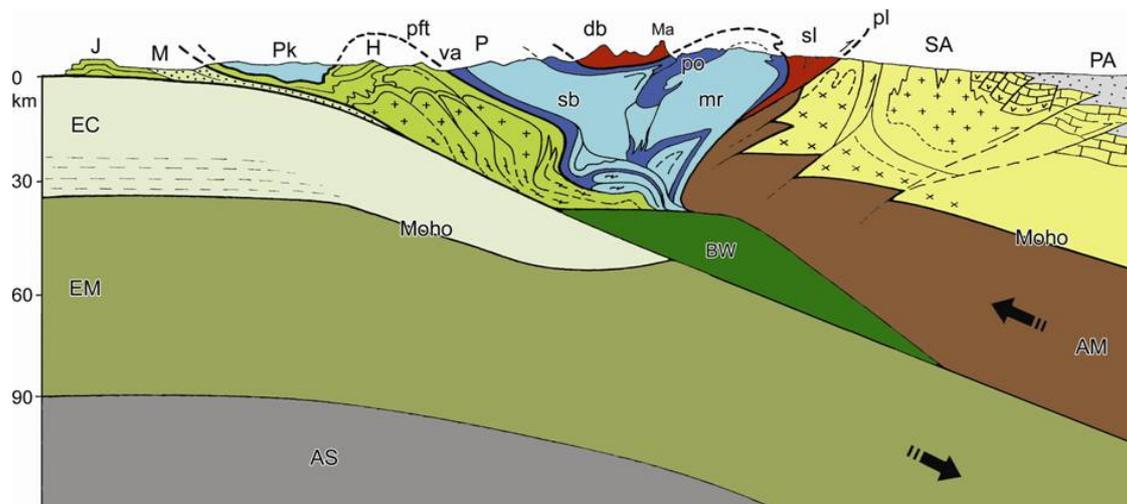


Fig. 19 – Reinterpretazione del profilo CROP-ECORS attraverso le Alpi nord-occidentali (Dal Piaz e altri, 2003). Il prisma collisionale austroalpino-pennidico costituisce il cuore della catena collisionale: è costituito da sottili unità di crosta continentale (africana/adriatica ed europea) e oceanica; esumate dalla zona di subduzione, esse galleggiano sulla litosfera europea (attuale placca inferiore) e sono punzonate a tergo (destra) dal fronte attuale (Alpi Meridionali) della placca africana. Unità di origine africana/adriatica: Austroalpino (Falda Dent Blanche, db, con il Cervino: Ma) e Zona Sesia-Lanzo (sl; Alpi Meridionali: crosta continentale (SA) e mantello litosferico (AM). Avampaese padano-adriatico (PA). Lineamento periadriatico (pl). Unità di origine europea e oceanica: Pennidico (P): Monte Rosa (mr), Gran San Bernardo (sb), ofioliti piemontesi (po) e vallesane (va), Klippe delle Prealpi Romande e del Chiablese (Px), Fronte pennidico (pft). Elvetico (H). Avanfossa della Molassa (M), Giura franco-svizzero (J), Wedge sepolto (BW). Crosta (EC) e mantello litosferico (EM) europei.

La crosta continentale africana, assai meno estesa che nel settore orientale, è rappresentata dal Cervino, Mt. Emilius, Dent Blanche, Obergabelhorn, Weisshorn ecc. In Fig. 20 vediamo la più famosa esposizione della sutura collisionale con l'antica crosta africana (Monte Cervino) accavallata sulle sottostanti ofioliti mesozoiche (Breithorn-Zermatt) e queste ultime sovrascorse sulla sottostante crosta continentale europea (Monte Rosa).



Fig. 20 - Panorama della sutura collisionale dal margine europeo (P. Dufour cresta W, in primo piano) al margine africano (Cervino, parete E), attraverso le ofioliti

*del Breithorn (parete N) e Zermatt (a destra).*

In sintesi, l'oceano della Tetide alpina aveva iniziato ad espandersi, come margine divergente, nel Giurassico medio-superiore (170 Ma or sono), separando i blocchi continentali europeo ed africano, prima riuniti in un singolo megacontinente (Pangea). Per comprendere meglio la dinamica del processo, si pensi al tratto centrale dell'oceano Atlantico, espressione di un margine divergente apertosi anch'esso a partire dal Giurassico tra Africa e America in progressivo allontanamento passivo rispetto alla dorsale medio-oceanica. La storia evolutiva di questi due bacini oceanici fu tuttavia differente: mentre l'Atlantico continuò e continua tuttora ad espandersi (con velocità di 1-2 cm all'anno) grazie alla risalita di magmi basaltici lungo la dorsale medio-oceanica, nel Cretacico (~ 100 Ma) la litosfera oceanica della Tetide terminò la sua espansione, fu inserita nel margine convergente alpino e, come parte frontale della placca inferiore europea, iniziò a scendere in subduzione sotto il margine attivo africano, causando il progressivo avvicinamento dell'Africa all'Europa. La loro collisione, iniziata nell'Eocene (50 Ma circa) con la definitiva scomparsa dell'oceano, produsse l'accavallamento della parte frontale della crosta africana (Austroalpino) al di sopra di quella europea (Pennidico, Elvetico), entrambe frammentate e suddivise in molteplici falde di ricoprimento. Le unità ofiolitiche inserite nel prisma austroalpino-pennidico costituiscono l'esile cicatrice (sutura ofiolitica) della Tetide, la traccia del cosiddetto "oceano perduto".

L'orogenesi è caratterizzata da sedimenti torbiditici (flysch) cretacei depositi nella fossa oceanica, da un caratteristico metamorfismo di subduzione in facies eclogitica e scisti blu (regime di alta-P/bassa-T), presente in unità oceaniche e continentali, da un metamorfismo collisionale di tipo barroviano (regime termico normale o di alta-T) e da un magmatismo calcalkalino di età eocenico-oligocenica, rappresentato da plutoni e numerosi sistemi filoniani (gli apparati vulcanici sono stati erosi), avvenuto dopo la chiusura dell'oceano. Il magmatismo è accompagnato e seguito da deformazioni fragili oligocenico-neogeniche di tipo distensivo, compressivo e trascorrente, la cui paleosismicità è segnalata da prodotti di fusione per frizione (pseudotachiliti) lungo piani di faglia portati in superficie dal sollevamento della catena.

La compressione Africa-Europa è tuttora attiva, documentata dalla sismicità, da spostamenti orizzontali (misure GPS) e dal sollevamento della catena mascherato in parte dall'erosione.

## **Riferimenti bibliografici**

- Argand, A., 1924. *La tectonique de l'Asie*. XIII Intern. Geol. Congr., Liège 1922, pp. 171-372.
- Bally A.W., Catalano R. & Oldow J., 1985 - *Elementi di tettonica regionale*. Ed. Pitagora, Bologna.
- Bosellini A., 1978. *Tettonica delle placche e geologia*. Bovolenta, Ferrara.
- Dal Piaz G.B. & Dal Piaz G.V., 1984. *Sviluppo delle concezioni faldistiche nell'interpretazione tettonica delle Alpi (1840-1940)*. Vol. 1° Centenario, Soc. Geol. It., 41-70, Pitagora-Tecnoprint.
- Dal Piaz G.V., 1996. *La piramide misteriosa: il Cervino dei geologi*. ALP, Vivalda Ed., Torino, 137, Settembre 1996, pp. 80-87.
- Dal Piaz G.V., 1997. *Alpine geology and historical evolution of the orogenic concept*. Acc. Scienze Torino, Mem. Sci. Fis., v. 21, pp. 49-83.
- Dal Piaz G.V., 1998. *Geologia Strutturale*. Enciclopedia del Novecento, v. 10, pp. 771-796.
- Dal Piaz G.V., 2001. *History of tectonic interpretations of the Alps*. J. Geodynamics, v. 32, pp. 99-114.
- Dal Piaz G.V., Bistacchi A. & Massironi M., 2003. *Geological outline of the Alps*. Episodes, v. 26/3, pp. 175-180.
- Hallam A., 1973. *A revolution in the Earth Sciences. From continental drift to plate tectonics*. Clarendon Press, Oxford, 127 pp.

- Kearey Ph. & Vine F.J., 1990. *Tettonica globale*. Ed. Zanichelli, Bologna.
- Ranalli G. (Ed), 1995. *Plate Tectonics: the first twenty-five years*. Proc. VIII Summer School Earth and Planet. Sci., Siena Univ., 419 pp.
- Smith A.G., 1976. *Plate tectonics and orogeny: a review*. Tectonophysics, v. 33, pp. 215-285.
- Società Geologica Italiana, 1990-2002. *Guide Geologiche Regionali. Vol. 1: Alpi e Prealpi Lombarde; Vol. 2: Alpi Liguri; Vol. 3: Alpi dal M. Bianco al Lago Maggiore*. BE-MA Editrice, Milano.
- Staub R., 1924. *Der Bau der Alpen*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, v. 52, 272 pp.
- Trümpy R., 1996. *Alpine geology: whence, whither?* Eclogae Geol. Helv., v. 89, pp. 7-12.
- Trümpy R., 2001. *Why plate tectonics was not invented in the Alps*. Int. J. Earth Sci., v. 90, pp. 477-483.
- Trümpy R. & Lemoine M., 1988. *M. Bertrand (1847-1907): les nappes de charriage et le cycle orogénique*. C.R. Acad. Sci. Paris, Sci. Terre, v. 327, pp. 211-224.