

# Una interpretazione della tettonica globale

*Sulla superficie della Terra le zolle litosferiche si spostano seguendo linee di flusso ben precise, ma con velocità diverse: sono queste differenze a creare la varietà dei fenomeni tettonici che modellano il nostro pianeta*

di Carlo Doglioni

La tettonica delle zolle è dal punto di vista teorico ormai ben consolidata, ma per molti aspetti il suo meccanismo non risulta completamente chiaro. Grazie alle osservazioni da satellite e agli studi di geofisica e di geologia strutturale ci è noto con buona precisione quanto e come si muovano e si siano mosse in passato le zolle. È inoltre assodato che la litosfera (lo strato esterno del nostro pianeta, che comprende la crosta e il mantello litosferico ed è spesso mediamente un centinaio di chilometri) è «scollata» dall'astenosfera (il mantello sublitosferico). Il piano principale di scollamento è il canale a bassa velocità delle onde sismiche, che si trova appunto alla base della litosfera e contiene una piccola percentuale di fase fluida che facilita lo scorrimento. Ma altri piani secondari di scollamento più superficiali sono probabilmente situati alla transizione crosta-mantello (30-40 chilometri di profondità) e all'interno della stessa crosta (10-20 chilometri di profondità).

Nella parte esterna della Terra si possono riconoscere aree in distensione (zone di rift) e aree in compressione (catene montuose). Unendo i vettori che esprimono la compressione o lo stiramento delle zolle appare con evidenza che esiste una regolarità nel movimento della litosfera rispetto al mantello e che i vari frammenti litosferici descrivono un flusso generale orientato mediamente lungo una direzione est-ovest che piega in direzione nordest-sudovest, per circa 15 000 chilometri, tra il Pacifico occidentale e l'Africa orientale. La piega è più accentuata in corrispondenza dell'Asia orientale, forse a riflettere il flusso del mantello attorno a un asse di rotazione instabile quale è quello terrestre.

Data l'alta frequenza delle oscillazioni dell'asse terrestre e la notevole viscosità del mantello e della litosfera, questi non hanno il tempo di riequilibrarsi, come

avviene per esempio su Giove e Saturno, dove la superficie gassosa può ben assumere andamenti paralleli alla rotazione. Sulla Terra, questo «effetto trottola» potrebbe essere responsabile delle ondulazioni nel flusso globale delle zolle. Le linee di flusso individuate sembrano essere valide almeno per gli ultimi 40 milioni di anni, da quando cioè la catena hawaiana procede linearmente.

Altro punto fondamentale è che la litosfera ha una deriva generale verso ovest rispetto al mantello. (Sommando tutti i vettori che esprimono lo spostamento delle zolle, si vede infatti che predomina il movimento verso ovest.) Inoltre la velocità delle zolle aumenta dai poli verso l'equatore. Considerate queste «regole» pare insomma difficile pensare che il movimento stesso di rotazione della Terra non sia un fattore determinante nella tettonica delle zolle.

Questa constatazione concorda con il fatto che i piani di subduzione sono molto più inclinati quando immergono verso ovest e contrastano il flusso relativo del mantello verso est o nordest (come nel Pacifico occidentale); per inciso, solo a ridosso di queste subduzioni si formano veri bacini di retroarco. Le subduzioni che immergono verso est sono viceversa meno inclinate e meno profonde.

Una delle ragioni principali per cui in passato si è voluta escludere una sostanziale influenza della rotazione terrestre nella deriva dei continenti è il fatto che il sistema alpino-himalayano sia orientato obliquamente. Ma come si può vedere dallo schema globale di spostamento delle zolle, questo sistema risulta corrispondere bene alle traiettorie ondulate delle zolle di cui si diceva sopra.

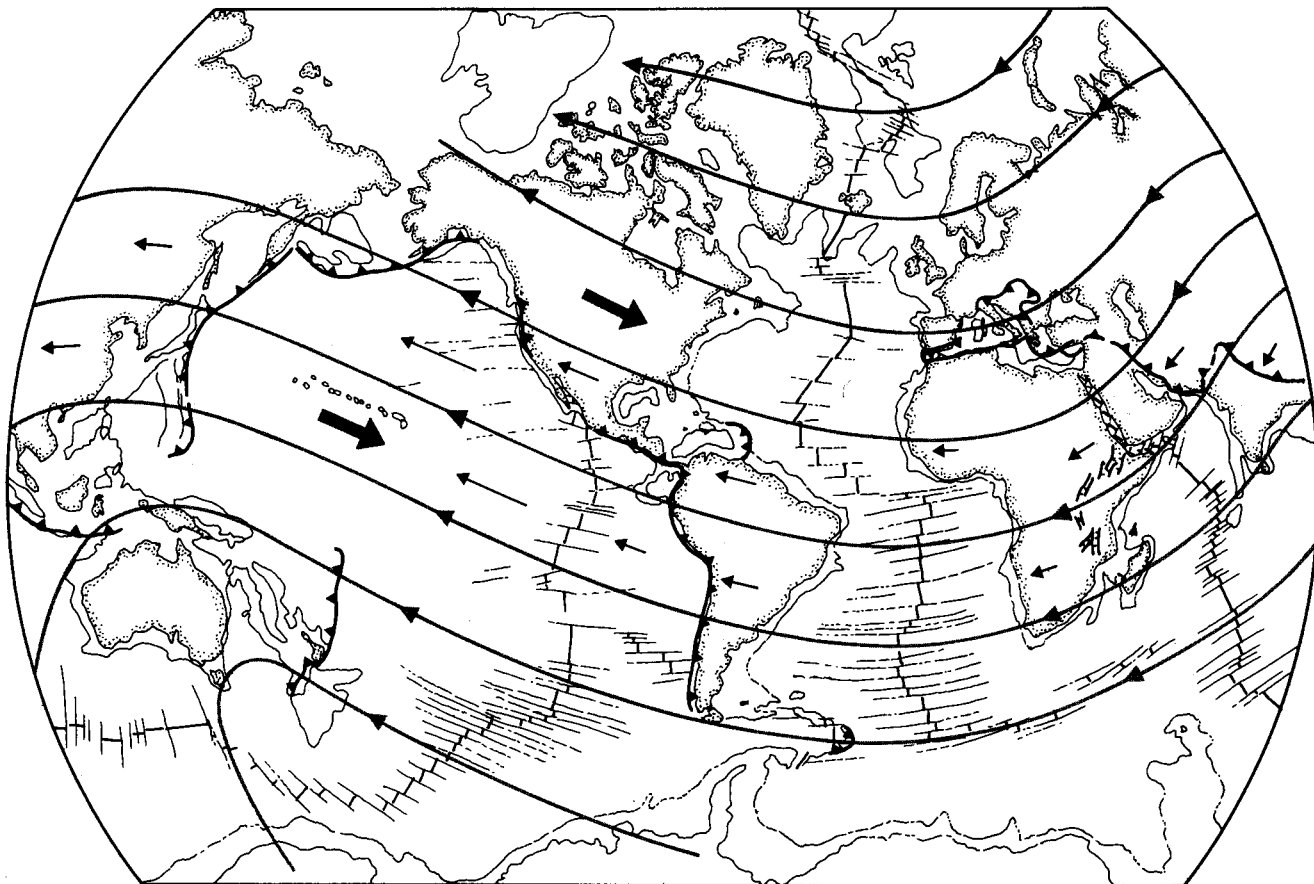
Volendo ricavare un semplice modello dalle considerazioni svolte fino a questo punto, possiamo riassumere: date due zolle, si avrà distensione o tran-

stensione (vale a dire distensione con componente trascorrente) tra di esse se la zolla situata a ovest risulta più «scollata» dal mantello rispetto all'altra (muovendosi verso ovest più rapidamente), mentre in caso contrario si instaurerà un regime di compressione o traspressione (compressione con componente trascorrente). Se pertanto una zolla (per esempio quella che comprende l'India) risulta aver subito uno spostamento verso nordest maggiore rispetto ad altre, si può ritenere che essa sia stata più «solidale» con il sottostante mantello.

È interessante notare come le zolle più solidali con il mantello siano appunto quelle che si sono spostate verso nord o nordest (India e Australia), lungo la sezione «obliqua» del flusso globale, dove l'effetto del ritardo relativo tra litosfera e mantello - innescato dalla rotazione terrestre - dovrebbe essere minore.

Attualmente vengono postulati per la tettonica delle zolle diversi meccanismi «motori». Tra i più accreditati vi sono: la trazione gravitativa dei lembi di litosfera in subduzione (*slab pull*); la spinta laterale dovuta alla risalita di magmi e alla creazione di nuova crosta in zone di rift (*ridge push*) e il classico meccanismo delle celle convettive (a «nastro trasportatore»).

La trazione gravitativa, però, non è in grado di dar ragione del perché i piani di subduzione rivolti verso est siano molto meno inclinati (15-40 gradi) di quelli che immergono verso ovest (40-90 gradi); inoltre non spiega perché, per esempio, litosfera oceanica di uguale età e spessore vada in subduzione nella fossa di Tonga e non immediatamente a nord di essa, dove le condizioni al contorno sono identiche. A sfavore del secondo meccanismo chiamato in causa, è stato dimostrato (nel Mar Rosso e in altre zone di



Le zolle litosferiche non si muovono a caso sulla superficie del nostro pianeta, ma seguono linee di flusso preferenziali. Queste linee (in verde) rappresentano l'andamento medio dei movimenti. La tettonica delle zolle avviene perché questi tracciati si hanno differenze di velocità tra le zolle stesse, dovute al diverso scollamento tra la litosfera e il sottostante mantello sublitosferico. I vettori a lunghezza variabile indicano le velocità relative verso ovest. Il mantello ha un controflusso opposto, diretto mediamente

verso est o nordest (freccie in rosso). Per esempio, affinché l'Atlantico meridionale continui ad aprirsi, l'America Meridionale deve spostarsi verso ovest più rapidamente di quanto faccia l'Africa, così come perché si abbia compressione attiva nella Ande, l'America Meridionale deve muoversi verso ovest più rapidamente della zolla di Nazca (crosta oceanica del Pacifico sudorientale). Gli andamenti del flusso e le velocità relative fra le zolle, ricavati su basi geologiche, sono stati recentemente confermati anche dai dati da satellite.

rift) come la risalita di magmi dal mantello sia in gran parte successiva alla distensione crostale e vada quindi intesa più come conseguenza che come causa della distensione stessa.

Si possono infine avanzare molti dubbi anche sulle celle convettive come motore primario, in quanto un movimento simile a quello che si rileva sulla superficie terrestre non è in alcun modo riproducibile tramite sistemi convettivi, i quali tra l'altro non tengono conto del movimento relativo esistente tra litosfera e mantello e non sono in grado di spiegare la deriva verso ovest della litosfera rispetto al mantello. Le celle convettive non spiegano inoltre la regolarità di alimentazione dei punti caldi o delle anomalie geochimiche presenti a certe latitudini: queste regolarità dovrebbero in effetti essere profondamente disturbate da movimenti di convezione. In realtà non sono note le velocità e tantomeno le modalità di comportamento di questi presunti sistemi convettivi. La tomografia sismica del mantello, una sorta di

«ecografia» applicata alla Terra, ha evidenziato che vi sono notevoli variazioni laterali e verticali di densità all'interno del mantello terrestre (si veda l'articolo *La tomografia sismica* di Don L. Anderson e Adam M. Dziewonski in «Le Scienze» n. 196, dicembre 1984), ma non sappiamo come e a che velocità questi gradienti producano moti convettivi. I quali comunque esistono certamente, ma non sono da soli in grado di spiegare la tettonica delle zolle. Essi possono tuttavia variare il grado di viscosità dell'astenosfera, fenomeno che controlla attivamente lo scollamento con la sovrastante litosfera.

Circa poi i punti caldi e il loro effettivo significato geodinamico esiste tuttora una certa confusione (si veda l'articolo *I «punti caldi» della superficie terrestre* di Kevin C. Burke e J. Tuzo Wilson in «Le Scienze» n. 100, dicembre 1976) e ciò è molto importante perché varie ricostruzioni geodinamiche sono appunto basate su di essi. Il termine «punto caldo», probabilmente sovrautilizzato,

si riferisce o a tracce di effusione fissa relativamente al mantello, come per esempio la catena sottomarina delle Hawaii, oppure a zone di più intensa produzione magmatica situate lungo rift sia oceanici sia continentali che sono mobili rispetto al mantello (per esempio l'Islanda o l'Afar) dove, come ha dimostrato Enrico Bonatti dell'Università di Pisa, una più elevata presenza di fluidi nel mantello ne abbassa la temperatura di fusione.

La rotazione terrestre è in decelerazione, come ci è noto da dati astronomici e geologici (nel Paleozoico, per esempio, un anno comprendeva circa 400 giorni). A rallentare la rotazione contribuiscono le maree terrestri, come pure le oscillazioni dell'asse terrestre indotte dalla ridistribuzione delle anomalie di densità all'interno del mantello. In regime di decelerazione la litosfera, meno densa del mantello e quindi dotata di una minore quantità di moto, dovrebbe tendere a rallentare più di questo e

quindi a muoversi verso ovest relativamente al mantello, come di fatto osserviamo. Sebbene questa relazione appaia semplice, non vi sono ancora equazioni in grado di dimostrarla, anche perché non si conoscono con precisione i valori delle viscosità in gioco. Roberto Sabadini dell'Università di Bologna e Yanick Ricard dell'École Normale Supérieure di Parigi stanno lavorando alacremente su queste problematiche e hanno dimostrato che le variazioni laterali di viscosità e densità nel mantello e nella litosfera sono in grado di produrre le velocità differenziali tra le zolle e la deriva media verso ovest della litosfera in un sistema toroidale.

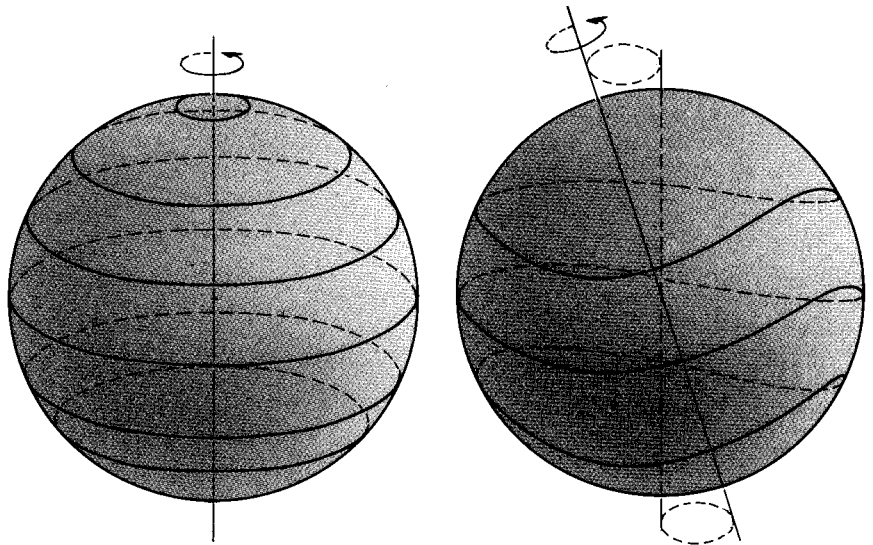
Un movimento relativo verso est del mantello rispetto alla litosfera consente di spiegare sia la migrazione generale del magmatismo verso est, sia per esempio il fatto che lembi di mantello continentale si vengano a trovare sotto una crosta oceanica più a est, sia infine l'esistenza di un'asimmetria tra le zone in subduzione (poco inclinate quelle che immergono verso est poiché seguono il flusso del mantello; molto più inclinate quelle immergenti verso ovest poiché contrastano il flusso del mantello).

Le eterogeneità laterali presenti nella litosfera e nel mantello sembrano essere un fattore fondamentale nel controllo della tettonica delle zolle. Un esempio: ci è nota l'esistenza di uno scollamento relativo globale tra litosfera e mantello, con deriva verso ovest della litosfera rispetto al mantello; se questo scollamento fosse uguale dappertutto, la litosfera si comporterebbe come un guscio unico, coerente e senza velocità relative interne. Non vi sarebbe pertanto una tettonica delle zolle. Immaginiamo ora una litosfera continentale dello spessore costante di 150-200 chilometri che rivesta l'intero pianeta: anche in questo

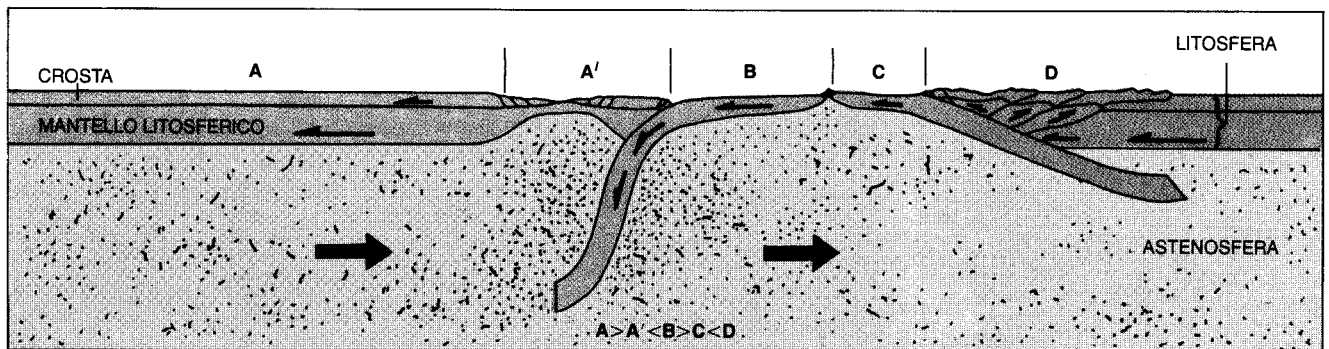
caso non vi sarebbe tettonica delle zolle poiché la litosfera, trovandosi in condizioni di equilibrio, non potrebbe comprimersi o stirarsi. È quindi la differenza tra la litosfera continentale e quella oceanica, più sottile e densa, a permettere l'instaurarsi di differenziali di velocità - e pertanto di movimenti relativi - tra i diversi elementi di litosfera. Possiamo definire una zolla come un areale di litosfera caratterizzato da una velocità propria, diversa da quella degli elementi litosferici attigui. Per dar luogo a una subduzione è sempre necessaria la presenza di un contrasto di spessori litosferici e di velocità relative diverse: sarà in ogni caso la litosfera più sottile ad andare in subduzione, e ciò avverrà di gran

lunga più facilmente trattandosi di litosfera oceanica, data la sua più elevata densità. La subduzione avviene verso ovest se la litosfera più sottile si trova a est, o viceversa verso est se la litosfera più sottile si trova a ovest, o più precisamente, anziché parlare di est e ovest, lungo l'andamento delle linee di flusso.

A determinare lo scollamento tra litosfera e mantello è in primo luogo il loro contrasto di viscosità. Ma poiché il mantello stesso è, come noto, disomogeneo, i contrasti di viscosità variano notevolmente, producendo velocità variabili. Si può dire che le anomalie fisiche del mantello svolgano un reale controllo sulla tettonica delle zolle, in quanto producono zone di maggiore o minore scolla-



La Terra non è una sfera ideale in rotazione attorno a un asse stabile (a sinistra), ma uno sferoide caratterizzato da oscillazioni dell'asse di rotazione (a destra). Si può ipotizzare che queste oscillazioni diano origine alla forma ondulata dell'andamento globale relativo delle zolle e del mantello mostrato nell'illustrazione della pagina a fronte (effetto «trottola»).



La tettonica delle zolle può essere rappresentata mediante movimenti differenziati delle zolle verso ovest, dovuti a scollamenti variabili tra litosfera e mantello astenosferico lungo l'andamento delle linee di flusso. In questa illustrazione ogni lettera rappresenta una zolla e i valori relativi di velocità che ne determinano il tipo di tettonica ai margini. Poiché le zolle si muovono verso ovest rispetto al mantello, la tettonica delle zolle può essere analizzata in termini di ritardo relativo fra le zolle stesse. Quando vi è esten-

sione, significa che la zolla occidentale si muove verso ovest più rapidamente, mentre si ha collisione quando è la zolla orientale a muoversi verso ovest più rapidamente. Il differente scollamento tra litosfera e mantello è probabilmente l'esito di disomogeneità termiche nel mantello superiore. L'effetto «ancora» si ha quando, durante la subduzione verso ovest, la litosfera viene retroflessa verso est dalla resistenza opposta dal mantello. La perdita di volume provocata dalla subduzione genera il bacino di retroarco.

mento tra la litosfera e il mantello stesso.

Quando la litosfera, distendendosi, mette «a nudo» il mantello sottostante, questo produce, per così dire, una «pelle» nuova: la crosta oceanica. Il mantello infatti, depressurizzato a causa dei movimenti laterali della litosfera, fonde parzialmente e risale per isostasia a «chiudere» il vuoto lasciato. La crosta oceanica è in continua evoluzione, molto più della crosta continentale. Infatti, mentre di quest'ultima si sono trovati frammenti che risalgono a 3,9 miliardi di anni fa, la crosta oceanica più antica risale al massimo al Giurassico (160 milioni di anni fa).

Perché si abbia tettonica delle zolle sono dunque necessari - come dicevamo - contrasti laterali e verticali di viscosità tra litosfera e mantello e contrasti laterali di spessore e densità nella litosfera. Oltre un determinato spessore, la litosfera continentale è pressoché incompressibile. Perché in essa possa avvenire una compressione, occorre che prima intervenga un regime distensivo che la assottigli, processo per il quale occorre una quantità di energia molto minore. Si ritorna così al vecchio concetto di geosinclinale, secondo il quale una distensione con successiva compressione avrebbe provocato l'orogenesi.

La tettonica delle zolle si realizza dunque perché le varie zolle hanno velocità variabili lungo le linee di flusso, con valori relativi oscillanti tra zero e 18 centimetri all'anno. Come si accennava, le linee di flusso che caratterizzano attualmente il movimento delle zolle sembrano valere almeno per gli ultimi 40 milioni di anni. In realtà, in gran parte del globo esse potrebbero essere state attive almeno durante tutto il Fanerozoico (ultimi 570 milioni di anni), fatti salvi spostamenti complessivi dovuti alla migrazione dei poli di rotazione terrestre.

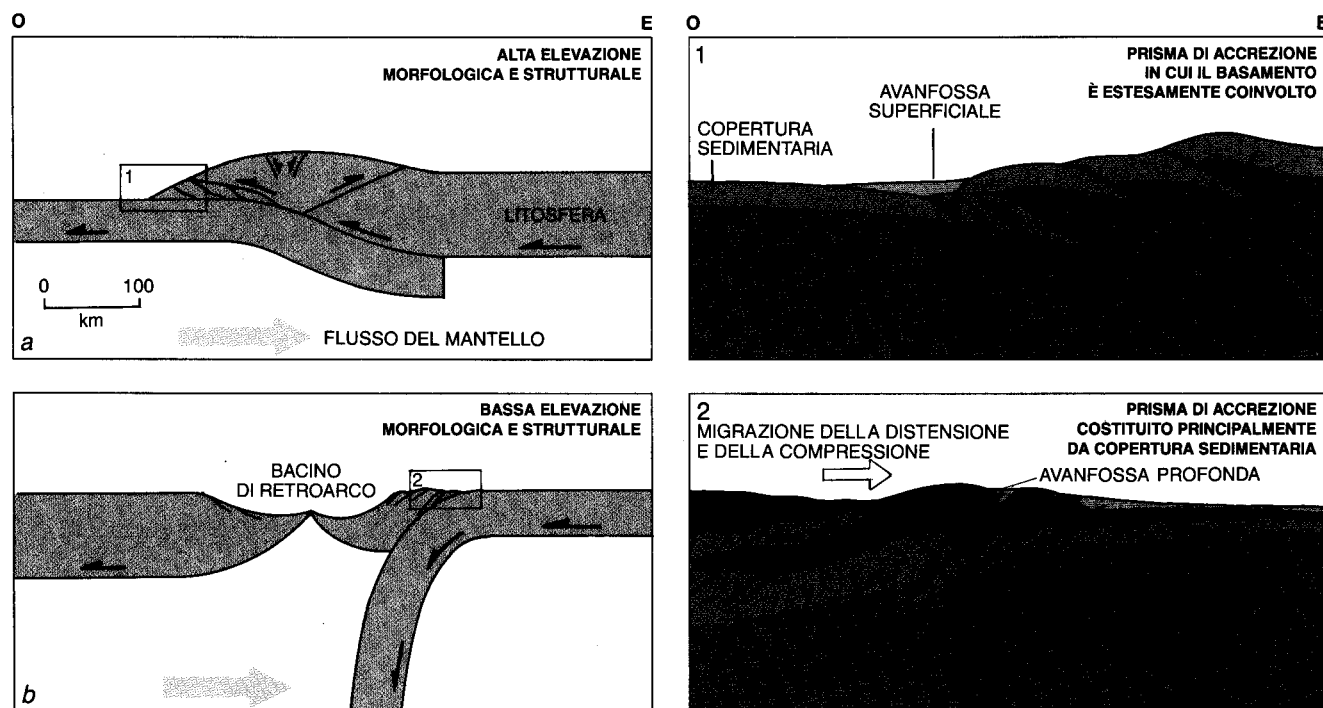
Consideriamo la zolla del Pacifico, che rappresenta probabilmente uno degli elementi di litosfera più instabili. Per le sue enormi dimensioni si può supporre che le eterogeneità presenti nel mantello sottostante siano in grado di produrre differenziali di velocità o anche di dar luogo a rotazioni dell'intera zolla. La rotazione più evidente è quella segnata dall'angolo che la catena Emperor forma con quella delle Hawaii, ambedue tracce prodotte dal transito della litosfera sopra lo stesso punto caldo.

Sono definite strutture tettoniche del I ordine quelle che si formano perpendicolarmente o ad alto angolo rispetto alle linee di flusso in superficie del mantello, mentre strutture del II ordine sono quel-

le che si formano per effetti secondari, quali locali rotazioni delle zolle. Le strutture tettoniche che non si trovano perpendicolari al flusso del mantello o per le quali vengono a mancare i requisiti di contrasto di spessore litosferico, o di viscosità e densità (senza il quale vengono meno i gradienti di velocità), sono destinate ad abortire. Per esempio il Golfo di Biscaglia, che si è aperto in concomitanza alla rotazione antioraria della Penisola iberica con una direzione pressoché parallela al flusso del mantello, è abortito in gran parte nel Terziario inferiore. Altro esempio è il bacino transtensivo sinistro del Golfo del Leone, abortito nel Miocene inferiore probabilmente perché nato con direzione di apertura «troppo parallela» al flusso del mantello.

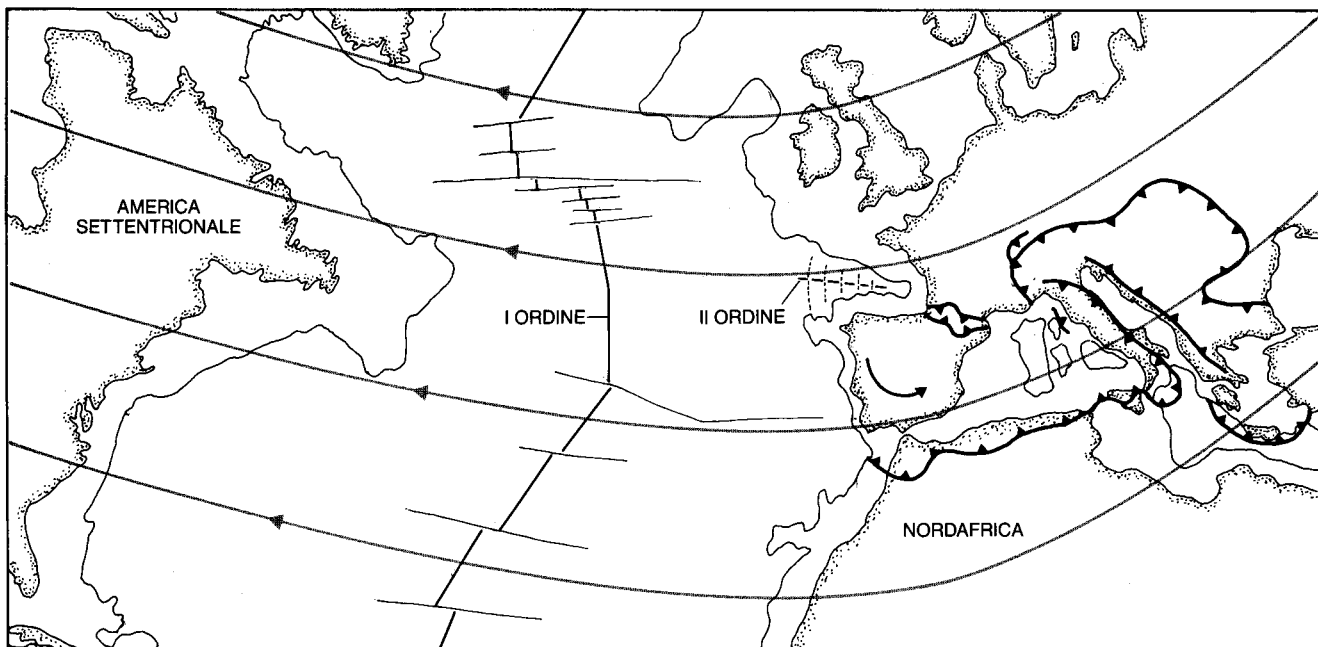
A questo punto siamo forse in grado di rispondere alla domanda: perché lo sviluppo di una catena montuosa si arresta? La risposta può essere semplicemente: perché si raggiungono spessori tali di crosta e litosfera per cui vengono a mancare i requisiti di contrasto di spessore e di velocità delle zolle coinvolte.

Basandoci sulle considerazioni espresse fino a questo punto, è possibile classificare i cosiddetti prismi di accrezione, cioè le zone di formazione di



Le subduzioni assecondano (a) o contrastano (b) il flusso del mantello. Le velocità relative fra le zolle sono funzione del grado di scollamento dal mantello sottostante. Nel primo caso, le subduzioni verso est generano un meccanismo in grado di portare alla superficie rocce di crosta profonda, con estesi affioramenti di basamento cristallino (particolare 1), perché i piani di scollamento sono connessi con la superficie; le avanfosse sono molto piccole, se confrontate con il notevole rilievo sia strutturale sia morfologico. La cerniera della subduzione retrocede verso ovest; la zolla orientale so-

vrascorre attivamente. Esempi: Ande, Alpi, Dinaridi, Zagros, Himalaya. Nel secondo caso, nelle subduzioni verso ovest la litosfera in subduzione agisce come un ostacolo al flusso verso est del mantello; conseguentemente la cerniera della subduzione retrocede verso est, producendo un'avanfossa molto profonda, in contrasto con un prisma di accrezione molto «pellicolare» (particolare 2), con basse morfologie e rocce molto superficiali coinvolte, dato che il piano di scollamento alla base della zolla è piegato e subdotta esso stesso. Esempi: Appennini, Carpazi, Giappone, Aleutine, Barbados.



La Dorsale Atlantica, decorrendo perpendicolarmente rispetto alle linee di flusso globali, è classificabile nel suo sviluppo principale come struttura di I ordine. Le Alpi occidentali, gli Appennini, le Dinaridi e le Ellenidi sono anch'esse strutture di I ordine. Struttu-

re di II ordine legate a rotazioni di blocchi isolati, come la rotazione della Penisola iberica (che ha aperto da una parte il Golfo di Biscaglia e chiuso dall'altra i Pirenei), danno origine a geometrie anomale che si presentano discordanti nell'ambito del flusso globale.

catene montuose, in tre diversi tipi.

In un prisma di accrezione del primo tipo, con subduzione verso est o nordest, che segue il flusso del mantello, la zolla che si trova a est deve essere più scollata rispetto all'altra. Di conseguenza è la zolla orientale a sovrascorrere attivamente. In altre parole, ambo le zolle si muovono verso ovest, ma quella orientale lo fa più rapidamente. Per avere questo tipo di subduzione, che non è molto inclinata se non in zone di subduzione obliqua (transpressione), è necessario uno spessore di litosfera (sia oceanica sia continentale) minore a ovest di quello che si ha nella zolla a est. In questo tipo di catene montuose il piano di scollamento alla base della zolla, nonché altri fondamentali piani intracrostali, sono direttamente in collegamento con la superficie terrestre (si veda a nell'illustrazione della pagina a fronte): infatti si trovano in superficie estesissimi affioramenti di rocce metamorfiche che sono state portate a giorno da piani di scollamento molto profondi.

Nelle Alpi occidentali e nell'Himalaya sono stati rinvenuti affioramenti di coesite, una fase di alta pressione del quarzo preservata all'interno di un piropo (un tipo di granato). Questo minerale, a detta di Christian Chopin dell'École Normale Supérieure di Parigi, deve essersi cristallizzato a circa 30 chilobar di pressione, il che indicherebbe una profondità di formazione prossima ai 100 chilometri. In questo tipo di catene il mantello litosferico è sempre coinvolto nella deformazione; lo si è visto per esempio

nelle sezioni sismiche recentemente prodotte e analizzate da un gruppo di ricercatori italiani e francesi nelle Alpi occidentali. Il prisma di accrezione, o catena di sovrascorrimenti (*thrust belt*), ha un notevole rilievo sia morfologico sia strutturale ed è caratterizzato da un'avanzosa generalmente poco profonda e di limitate dimensioni, se paragonata alla catena. L'avanzosa è più accentuata nelle fasce transpressive delle catene di questo tipo. Il materiale eroso dei rilievi viene in genere trasportato molto lontano: per esempio i delta del Rodano e del Gange sono aree di accumulo dei materiali erosi rispettivamente dalle Alpi e dall'Himalaya. La vergenza generale di questi prismi di accrezione è verso ovest o sud-ovest, ma sono frequentissime le retrovergenze verso est o nordest. Per esempio tutta la cordigliera americana è associata a una subduzione immergente verso est, mentre la catena è in larga parte vergente a ovest (Montagne Rocciose). Ciò è dovuto alla reologia e alle dimensioni della litosfera assottigliata che viene via via coinvolta nella collisione e che produce sistemi di sovrascorrimenti a vergenze opposte (*pop-up*).

Una volta raggiunto uno spessore tale per cui il carico litostatico diviene superiore allo sforzo orizzontale necessario per muovere la zolla sul mantello, il gradiente di velocità si inverte, e quindi la zolla a ovest diviene più scollata rispetto all'altra e nella catena si instaura temporaneamente un regime di distensione. A questi eventi vanno aggiunte naturalmente le fenomenologie isostati-

che che complicano ulteriormente il sistema. Anche l'evoluzione metamorfica di questo tipo di catene è peculiare: un punto all'interno della zolla occidentale, che viene a mano a mano sovrascorsa da quella orientale, verrà a trovarsi in condizioni di temperatura e pressione progressivamente maggiori (metamorfismo progrado). In seguito, l'elemento litosferico può risovrascorrere verso la superficie se un piano di scollamento gli passa sotto. L'elemento ritornerà a condizioni di temperatura e pressione inferiori (metamorfismo retrogrado). Quelli che abbiamo elencato sono, per sommi capi, gli elementi che caratterizzano un prisma dovuto a una subduzione che segue il flusso del mantello. Esempi ne sono le Dinaridi, l'Himalaya, i Monti Zagros, le Alpi e tutta la Cordigliera, dalla Terra del Fuoco all'Alaska, tutte catene nelle quali il basamento cristallino è sempre estesamente coinvolto. Le geometrie interne di dettaglio delle catene variano, però, se risultano essere prodotte da una compressione pura o da una transpressione (compressione con componente trascorrente) o col variare dei gradienti di densità e spessore (litosfera oceanica e/o continentale).

Un secondo tipo di prisma di accrezione, molto diverso da quello appena illustrato, è quello che si forma in occasione di subduzioni verso ovest o sud-ovest. Per dar luogo a subduzioni di questo genere (che contrastano, lo ripetiamo, il flusso del mantello) sono necessari requisiti precisi: la litosfera deve essere

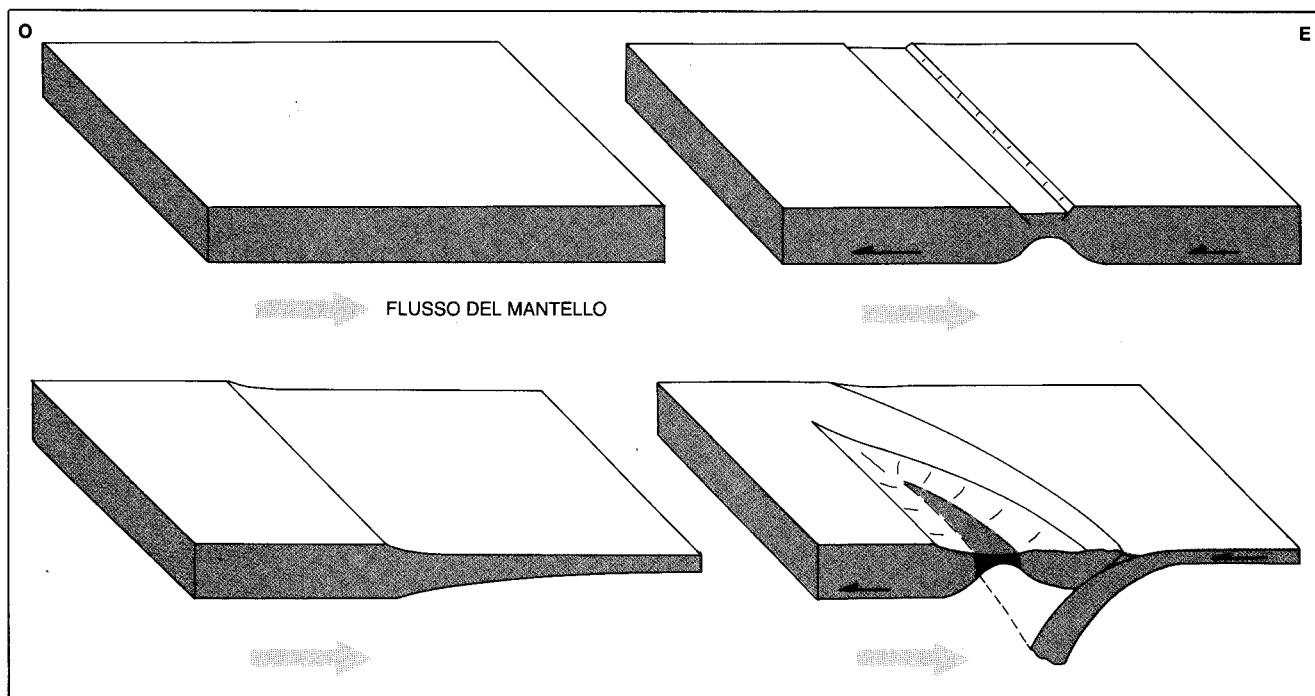
più sottile a est rispetto a quella della zolla a ovest; la zolla a est deve essere più scollata e muoversi più rapidamente verso ovest rispetto all'altra (requisito quest'ultimo che viene controllato dalle eterogeneità nel mantello).

Questo tipo di prisma di accrezione è sempre associato a un bacino di retroarco; strutturalmente e morfologicamente è sempre poco rilevato rispetto al primo

tipo di prisma e coinvolge rocce molto più superficiali e recenti. Ciò avviene perché lo scollamento alla base della zolla a est non è mai connesso alla superficie, ma viene piegato e inghiottito esso stesso nella zona di subduzione, non potendo così alimentare con rocce profonde il prisma di accrezione che si forma invece per lo sfregamento pellicolare delle due zolle in gioco (si veda nell'il-

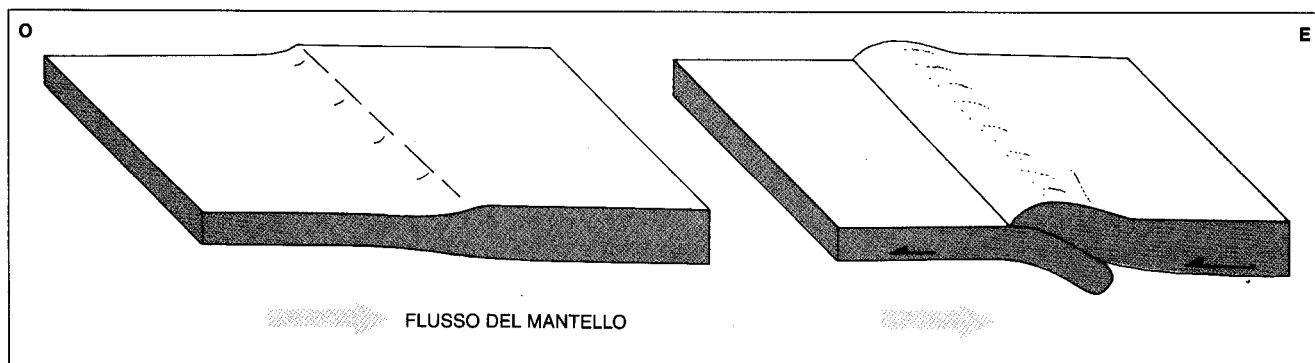
lustrazione di pagina 36). Esempi sono le Barbados, le subduzioni del Pacifico occidentale (Giappone, Aleutine), i Carpazi, gli Appennini.

Il prisma è sempre contraddistinto da un'avanfossa molto profonda, spesso riempita *in situ* dai sedimenti provenienti dall'erosione della catena. Se l'avanfossa non viene colmata, come nel caso della Fossa delle Marianne, è semplicemen-



Il fattore di controllo principale dei rift lineari di tipo atlantico è la presenza di un'anomalia termica nel mantello sotto la parte di litosfera che si trova a ovest. Questa permette infatti uno scollamento maggiore (*vettore più lungo*). I rift di tipo semicircolare (bacini di retroarco) sono legati alle subduzioni verso ovest. I loro fattori di controllo sono: la presenza a est di una litosfera relativamente più sottile e in grado di andare in subduzione; una zolla orientale più

scollata rispetto all'altra; la presenza di anomalie termiche nel mantello che instaurino il gradiente di velocità. Questi rift sono caratterizzati da migrazione verso est della distensione e del magmatismo. L'apertura del rift è massima nel punto più accentuato ed esterno dell'arco, dove anche la subduzione è massima. Il prisma di accrezione migra anch'esso verso est e la fascia attiva è molto ristretta, venendo via via «mangiata» dall'estensione di retroarco.



Le subduzioni verso est sono controllate dalla presenza a ovest di una litosfera più sottile e densa, e quindi maggiormente suscettibile di subduzione; inoltre la zolla orientale deve essere relativamente più veloce verso ovest, cioè più scollata dal mantello rispetto all'altra. La presenza di anomalie di temperatura e quindi di densità nel

mantello deve giustificare il gradiente di velocità. A uno stadio maturo di sviluppo della catena, il carico litostatico può diventare più determinante che non lo scollamento della zolla orientale, cosicché quella occidentale diviene relativamente più veloce. Questo fatto può produrre fasi alterne di distensione e compressione.

te perché non c'è un apporto di materia clastico che possa arrivare a riempirla.

Una subduzione immergente verso ovest produce un ostacolo al flusso del mantello verso est (effetto «ancora»). Questo fenomeno fa sì che, una volta iniziata la discesa, la litosfera in subduzione venga retrospinta dal mantello perdendo volume in superficie con conseguente apertura del bacino di retroarco e produzione di un'avanfossa nella zona di cerniera che retrocede. Gli archi dovuti a queste subduzioni sono presenti dove vi sono contrasti di velocità, per esempio tra l'America Settentrionale e l'America Meridionale e tra questa e l'Antartide. La convessità rivolta verso est di questi archi evidenzia un flusso verso ovest della litosfera: è come l'«arco» che viene generato da un ostacolo posto nella corrente di un fiume.

Inoltre questa spinta del mantello verso est dovrebbe essere responsabile della verticalizzazione di questo tipo di subduzioni, che evidenziano anche sforzi di taglio orizzontale, suffragando così l'idea che la litosfera in subduzione venga «tagliata a fette» come un salame dal mantello in movimento.

La zona di compressione attiva è confinata in una fascia larga generalmente poche decine di chilometri, mentre l'estensione ha il sopravvento, avanzando verso est e «mangiandosi» via via il prisma di accrezione. Il magmatismo correlato all'estensione «ringiovanisce» verso est, essendo funzione dell'onda distensiva. Distensione e compressione sono effetti di un'unica causa: un mantello che migra verso est relativamente a una litosfera scollata diversamente a est e a

ovest del prisma. Anche in questo caso le geometrie delle subduzioni oblique variano notevolmente rispetto a quelle delle zone di compressione pura: si passa, senza soluzione di continuità, da strutture con geometria «a fiore», in rilievo, nelle zone transpressive, a sovrascorrimenti classici in quelle compressive. La vergenza del prisma è verso est o nordest, ma anche in questo tipo di prismi di accrezione vi sono casi di retrovergenze, verso ovest o sudovest. L'evoluzione di temperatura e pressione, e quindi del metamorfismo, deve risultare in larga parte diversa da quella che si ha nei prismi di primo tipo.

Il terzo tipo di prisma di accrezione è il meno comune e può essere classificato come struttura di II ordine, in quanto è il prodotto di rotazioni locali di zolla, come per esempio nel caso dei Pirenei. Per la sua formazione è sempre necessaria la presenza di una litosfera interposta assottigliata e la deformazione può avvenire anche in questo caso per compressione pura o per transpressione senza soluzione di continuità. Questo tipo di catene ha caratteristiche più simili al primo tipo di prisma, pur non raggiungendo mai rilievi strutturali e morfologici di dimensioni ragguardevoli. Il basamento viene comunque largamente coinvolto e la subduzione necessaria alla collisione ha una forma anomala, indipendente dal flusso del mantello. Questo tipo di prisma non è apparentemente accompagnato da significativo vulcanismo.

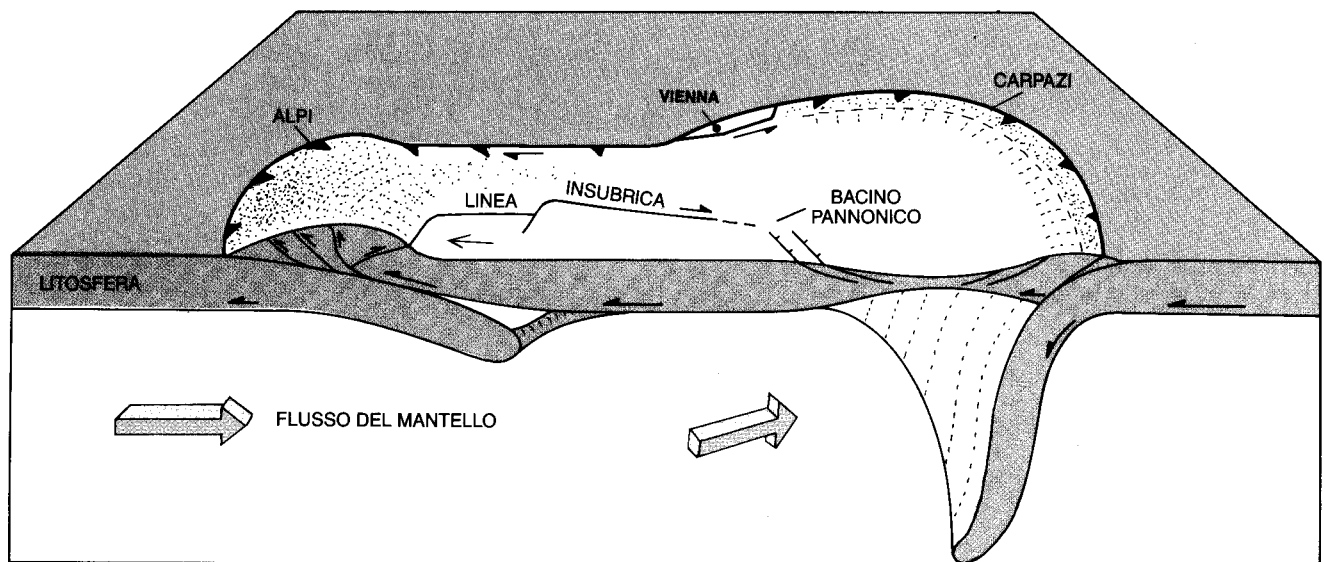
Per tutti e tre i prismi di accrezione descritti le geometrie sono diretta funzione del tipo di tettonica operante

(compressione o transpressione), delle geometrie iniziali e in particolare della forma dei margini di zolla coinvolti dalla deformazione (originari margini transpressivi o distensivi). Ma un altro fattore discriminante è il tipo di litosfera coinvolta: continentale, oceanica o di transizione. Ognuno di questi tipi è tra l'altro differenziabile a sua volta in funzione di spessore, età e litologia. Queste variabili controllano l'entità dei gradienti di velocità e delle subduzioni.

Così come abbiamo fatto per i prismi di accrezione, possiamo distinguere tre principali tipi di rift.

Il primo è il classico rift lineare (Atlantico, Africa orientale). Per la sua formazione è necessario che la litosfera a ovest acquisisca uno scollamento maggiore rispetto a quella presente a est, in modo tale da muoversi più rapidamente verso ovest. Lo scollamento differenziale può essere controllato da gradienti termici nel mantello. Questo tipo di rift può avere origine al termine di un processo collisionale, quando il carico litostatico diventa troppo elevato e inibisce il movimento verso ovest della zolla orientale, cosicché la litosfera a ovest comincia a spostarsi verso ovest più rapidamente. Questo spiegherebbe perché grandi processi di *rifting* abbiano inizio dopo la formazione di una catena e lungo il suo asse, come è avvenuto per l'apertura della Tetide, verificatasi in seguito alla collisione ercinica.

Il secondo tipo di rift è quello che ha forma semicircolare, ed è chiamato anche bacino di retroarco. È un tipo di distensione associato a subduzioni verso



Il sistema Alpi-Carpazi nella sua strutturazione più recente (come si presenta cioè da circa 24 milioni di anni) può essere analizzato e descritto in termini di differenti velocità delle zolle litosferiche in movimento verso ovest rispetto al mantello. L'estensione di retroarco del Bacino pannonic può essere vista come una diretta

conseguenza della retrocessione verso est della litosfera che va in subduzione verso ovest, sotto i Carpazi. I movimenti relativi delle zolle producono transpressione destra nelle Alpi centro-orientali e transpressione sinistra nei Carpazi settentrionali. Tra questi due regimi, il Bacino di Vienna costituisce zona di separazione.

ovest. In esso si nota una migrazione della distensione e del magmatismo verso est, contemporanea a una retrocessione verso est della cerniera della zolla in subduzione, spinta verso est dal mantello. Questo processo è tanto più facilitato quanto maggiore è il contrasto di spessore e densità delle parti di litosfera coinvolte: tanto più la zolla a est è sottile e pesante (crosta oceanica), tanto più facile sarà la subduzione, che deve comunque essere innescata da un gradiente di velocità iniziale, con anomalie nel mantello che controllino il grado di scollamento, il quale è maggiore per la zolla a est. La forma di questo tipo di rift è appunto generalmente semicircolare (Mar dei Caraibi, Mar del Giappone). Il braccio settentrionale dell'arco subisce rotazioni antiorarie; in senso opposto si muove il braccio meridionale. La distensione è massima in corrispondenza della massima subduzione. L'arco e il rift divengono più irregolari se variano gli spessori e la composizione della litosfera in subduzione. Consideriamo l'esempio del Tirreno, un bacino di retroarco neogenico molto asimmetrico. La distensione è massima nel Tirreno meridionale e diminuisce drasticamente a nord delle Isole Pontine. Anche la compressione appenninica segue la stessa linearità: massima in Calabria, in diminuzione verso nord, fino a scendere a valori minimi nell'Appennino settentrionale.

C'è una evidente relazione, quindi, tra distensione nel Tirreno e compressione

nell'Appennino: due prodotti, come dicevamo prima, di un'unica causa. Ora, la chiave di lettura di questa asimmetria della catena e del bacino - in sostanza la forma a stivale della penisola italiana - può essere data analizzando il tipo di litosfera che scende in subduzione a est degli Appennini: nel Mar Ionio vi è una litosfera fredda (secondo alcuni una vecchia crosta oceanica cretacea), sottile e in grado di andare in subduzione facilmente, che si spinge a nord fino al Golfo di Taranto e viene sovrascorsa dal prisma di accrezione appenninico. Dalla Basilicata, procedendo verso nord, la litosfera adriatica è di tipo continentale (quindi più leggera), più spessa e in ultima analisi molto meno suscettibile di subduzione, con un comportamento duttile più precoce, in quanto diviene plastica per valori di temperatura più bassi. Pertanto questa litosfera dà luogo meno facilmente a sismicità durante la sua subduzione. Di conseguenza, l'entità della subduzione sotto gli Appennini va diminuendo verso nord e quindi anche il rift e il prisma di accrezione neogenici si attenuano, grazie alle eterogeneità longitudinali della litosfera in subduzione. Verso sud, il sistema appenninico piega in modo molto più drastico, in transpressione destra in Sicilia, ricongiungendosi al sistema magrebide. La transpressione destra in Sicilia è accompagnata da una transensione sinistra nel Canale di Sardegna, conformemente alla regola delle velocità relative

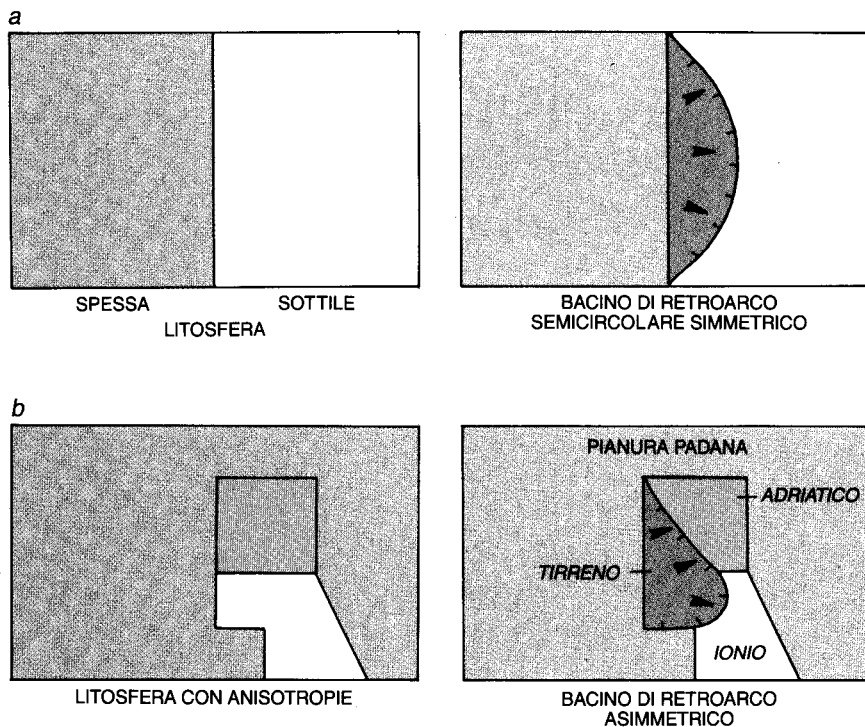
della litosfera, in movimento rispetto al mantello verso est o nordest.

Il terzo tipo di rift è quello che si forma in corrispondenza delle strutture di II ordine: classico esempio è il Golfo di Biscaglia, apertosi per la rotazione antioraria della Spagna durante il Cretaceo medio-superiore. È un rift abortito proprio perché il suo asse non forma un grande angolo rispetto al flusso del mantello ed è quasi contemporaneo e cogenetico alla formazione dei Pirenei, catena che presenta un raccorciamento massimo a est e minimo a ovest. Una situazione analoga si riscontra nel Golfo di Biscaglia, dove l'estensione massima è a ovest e la minima a est.

Questo genere di rift è quindi di tipo regionale, non estrapolabile cioè su scala globale, ma è pur sempre una fenomenologia importantissima. Un altro esempio di questi rift abortiti, che presto o tardi vengono ricompresi, è il bacino del Benue, in Africa centro-occidentale.

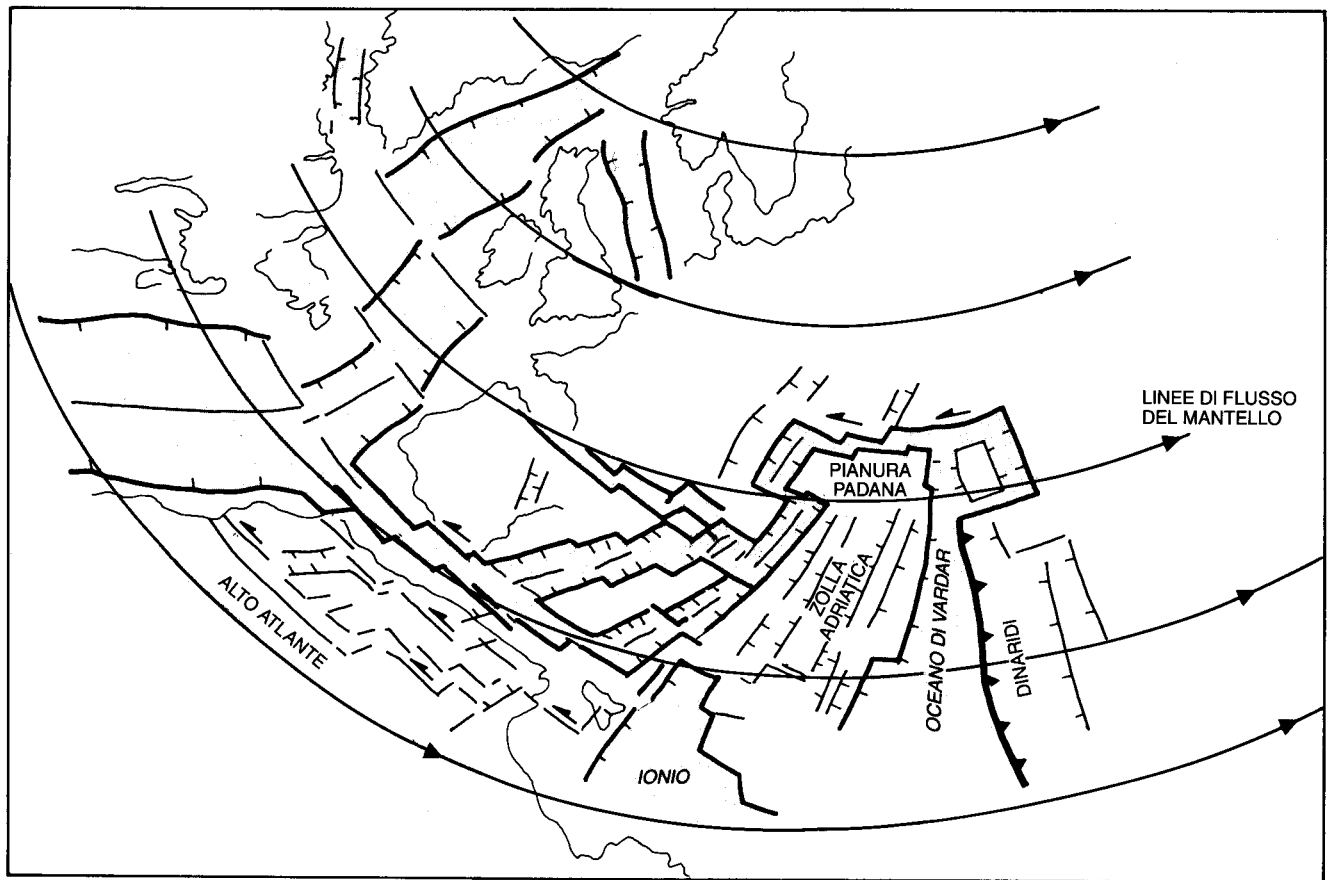
È impressionante vedere come nell'area mediterranea le faglie distensive neogeniche (ultimi 24 milioni di anni) abbiano tutte la stessa direzione nordovest-sudest: in tutto l'Appennino, nel Tirreno, in Tunisia, nel Canale di Sicilia, nel Bacino pannonico, in Grecia e nel Mar Egeo, fino al Mar Rosso e all'Oceano Indiano. Esse rispecchiano, cioè, un carattere geodinamico comune. La stessa cosa vale per le zone di compressione con sovrascorrimenti che hanno la stessa direzione: Alpi occidentali, Appennini, Dinaridi, Ellenidi, Zagros ecc.

Perfino analizzando le faglie che hanno accompagnato l'apertura della Tetide nel Mesozoico ci si accorge che queste hanno una direzione costante: le faglie distensive mesozoiche hanno una direzione circa nord-sud, mentre quelle trascorrenti o di trasferimento della distensione da un rift all'altro sono orientate est-ovest o quasi in tutta l'area mediterranea, dal Nordafrica a tutta l'Europa. Anche la cosiddetta sutura cimmerica, che decorre dalla Crimea fino all'Indonesia, presenta una direzione obliqua, come attualmente osserviamo per il sistema alpino-himalayano. Tutto questo suggerisce che vi sia un denominatore comune che regoli la tettonica, ora come nel passato, e che il denominatore comune possa essere un mantello che si muove verso est o nordest relativamente a una litosfera disomogenea sovrastante, la quale si sposta in ritardo verso est e dà quindi luogo a un movimento relativo apparente verso ovest. Lungo le linee di flusso, vecchie zone in distensione vengono più facilmente riavvinate da compressioni pure, mentre zone originariamente transtensive vengono più frequentemente invertite da transpressioni. L'inversione è quel processo che produce il movimento opposto di una struttura tettonica, come una faglia distensiva che viene riattivata in sovrascorrimento.



Una subduzione verso ovest tra due zolle omogenee, con margine iniziale lineare, produce un sistema di bacino di retroarco e prisma di accrezione migrante verso est e con forma circolare simmetrica (a). Introducendo eterogeneità laterali anche in senso meridiano, il risultato sarà un sistema asimmetrico, come nel caso della penisola italiana (b).





Partendo dal presupposto che siano le eterogeneità laterali della litosfera a controllare le subduzioni e quindi la geometria e l'evoluzione delle catene, dalla forma di queste ultime è possibile risalire alle zone di litosfera (oceanica o continentale) particolarmente as-

sottigliata (*in blu*), che costituivano le aree bacinali mesozoiche. Queste informazioni sono d'aiuto nel ricostruire la paleogeografia dell'area mediterranea, di cui un esempio al Giurassico superiore (150 milioni di anni fa) viene riportato in questa illustrazione.

L'area mediterranea è una «palestra» in cui molti hanno tentato, con difficoltà, di applicare i concetti della tettonica delle zolle. In realtà vi è stata anche una serie di pregiudizi che ne hanno ostacolato l'applicazione, come per esempio quello di una presunta compressione nord-sud tra Africa ed Europa durante il Terziario. Di fatto le faglie trasformi oceaniche, che segnano il movimento dell'Africa e dell'Europa, hanno orientazioni predominanti est-ovest nell'Atlantico e di conseguenza i movimenti devono aver avuto direzione simile anche nell'area mediterranea.

Se ci fosse stata una vera compressione nord-sud tra i due continenti, non si sarebbe mai potuto aprire il Tirreno, perché le zone di litosfera più sottile sono sempre quelle in cui più facilmente si esplica la compressione. In realtà, effetti di compressione nord-sud o nordovest-sudest si ritrovano nei Pirenei, nelle Alpi centro-orientali e nella catena nordafricana fino in Sicilia: questo è provato da dati geologici generali, da misure di stress *in situ* e anche dai meccanismi focali dei terremoti. Dal punto di vista meccanico queste direzioni sono facilmente spiegabili come il prodotto di ro-

tazioni locali (si prenda per esempio la Spagna, che ha ruotato in senso antiorario chiudendo la litosfera assottigliatasi nel Mesozoico che la separava dalla Francia e formando la catena dei Pirenei) o come prodotto di forze legate alla forma dell'elemento litosferico (*body forces*), che inducono riorientazioni locali dei campi di stress; ciò avviene sempre nelle zone di transpressione o transensione. Tutto il sistema alpino centro-orientale e la catena magrebide sono infatti interpretabili come il frutto di una transpressione destra. Nelle Alpi centro-orientali la transpressione destra può essere stata complicata dalla rotazione della zolla adriatica che a sua volta ha indotto nel Neogene una compressione nord-sud delle Alpi orientali e una contemporanea transpressione destra nelle Dinaridi.

Per queste ragioni una migrazione verso nordest del mantello, relativamente a una litosfera sovrastante disomogenea in seguito all'evoluzione mesozoica precedente, potrebbe meglio spiegare la geodinamica dell'area mediterranea. In questo modo, anche il Mediterraneo seguirebbe le regole della tettonica delle zolle, regole comuni a tutto il

resto del globo. D'altro canto una direzione di movimento dell'Europa verso nordest è stata confermata da recentissimi studi geodetici effettuati grazie al satellite *Lageos*, come indicato da Susanna Zerbini dell'Università di Bologna.

La deriva verso ovest dell'America Settentrionale dovrebbe essere conseguente allo scollamento, relativamente più grande, verificatosi rispetto a quello dell'Africa e dell'Europa durante la rapida apertura dell'Atlantico. Il movimento relativo dell'America Settentrionale era più veloce anche della zolla del Pacifico orientale, il che ha prodotto contemporaneamente la collisione laramide nell'ovest del continente nordamericano. Un'altra conseguenza evidente dello scollamento alla base del continente nordamericano è stata la produzione di nuova crosta oceanica nell'Atlantico centrale, la quale ha dal canto suo contribuito alla grande trasgressione marina di lungo termine del Cretaceo (dovuta al fatto che una crosta oceanica nuova, essendo calda, occupa un volume maggiore). Quando la zolla del Pacifico orientale andò in subduzione completamente, la zolla nordamericana divenne relativamente più lenta nella sua deriva verso

*Sono ancora  
disponibili  
i seguenti  
numeri  
monografici di*  
**LE SCIENZE**

**COMUNICAZIONE**  
n. 61, settembre 1973

**CIBO E AGRICOLTURA**  
n. 104, aprile 1977

**LO SVILUPPO ECONOMICO**  
n. 147, novembre 1980

**MICROBIOLOGIA  
INDUSTRIALE**  
n. 159, novembre 1981

**MECCANIZZAZIONE  
DEL LAVORO E OCCUPAZIONE**  
n. 171, novembre 1982

**LA TERRA  
E LA SUA DINAMICA**  
n. 183, novembre 1983

**IL SOFTWARE**  
n. 195, novembre 1984

**I NUOVI MATERIALI**  
n. 220, dicembre 1986

**LA PROSSIMA RIVOLUZIONE  
INFORMATICA**  
n. 232, dicembre 1987

Questi importanti fascicoli sono ancora disponibili, al prezzo di L. 5000 ciascuno, utilizzando la cedola «Fascicoli arretrati» allegata al presente numero della rivista.

**LE SCIENZE**  
Editore S.p.A.  
Piazza della Repubblica, 8  
20121 Milano

ovest rispetto alla zolla del Pacifico occidentale: questo produsse l'inversione del sistema, con estensione in corrispondenza del Basin and Range e movimenti obliqui destri (faglia di San Andreas) al margine occidentale del continente nordamericano.

**R**iepilogando, dopo aver filtrato e riunito tutti i movimenti delle zolle riconoscibili con vari metodi (misurazioni da satellite, tracce di punti caldi, analisi tettoniche ecc.) appare evidente che le zolle seguono linee di flusso ben precise e non si muovono quindi a caso. Queste linee di flusso mostrano un'ondulazione globale che potrebbe essere legata all'oscillazione dell'asse terrestre, in quanto la viscosità del mantello e della litosfera è troppo alta perché si abbia un riequilibrio alle oscillazioni di alta frequenza dell'asse di rotazione terrestre.

Ormai assodato, inoltre, è che la litosfera si muove mediamente verso ovest rispetto al mantello sublitosferico, e ciò dovrebbe essere in qualche modo legato alla rotazione terrestre. In sostanza la tettonica delle zolle può essere interpretata come il risultato delle differenze di velocità dei vari elementi di litosfera, velocità prodotte da gradienti di temperatura all'interno del mantello terrestre: una zolla si muoverà verso ovest tanto più rapidamente quanto più caldo è il mantello sottostante, o quando il canale a bassa velocità sotto la litosfera presenta una fase fluida maggiore, permettendo in tal modo un maggiore scollamento della litosfera. Avremo quindi distensione e formazione di rift quando una zolla va verso ovest più rapidamente di quella che le sta a fianco a est, mentre avremo compressione, con formazione di prismi di accrezione, quando la zolla che sta a est si muove verso ovest più rapidamente dell'altra.

L'analisi dei piani di scollamento viene così lo strumento primo per lo studio della tettonica. In quest'articolo è stato per semplicità considerato il piano alla base della zolla come un unico livello omogeneo di scollamento. In realtà la base della litosfera, che viene posta in genere alla temperatura di 1200-1300 gradi Celsius, è molto irregolare e la sua profondità va da pochi chilometri in corrispondenza delle dorsali oceaniche a oltre 200 chilometri al di sotto di vecchi cratoni. Vi devono quindi essere piani di scollamento distribuiti in modo irregolare anche all'interno del mantello astenosferico. Alla superficie terrestre, invece, noi abbiamo a che fare con piani di scollamento che interessano in genere le parti elevate della crosta e che sono molto importanti nel determinare la geometria delle catene.

Un movimento relativo tra mantello astenosferico e litosfera, secondo le linee di flusso verso est o nordest, potrebbe spiegare molte questioni irrisolte dai classici concetti della teoria della tettonica delle zolle, come l'asimmetria delle

zone di subduzione, la presenza di bacini marginali solo nelle subduzioni verso ovest, la migrazione del magmatismo verso est e, per esempio, anche la complessa situazione mediterranea che trova una più semplice spiegazione geodinamica ipotizzando un flusso relativo del mantello verso est-nordest rispetto a una litosfera disomogenea evolutasi costantemente a causa di movimenti di zolle avvenuti a partire da almeno 400 milioni di anni fa.

Perché l'Italia ha la sua caratteristica forma a stivale? La spiegazione può essere data dalla subduzione di una litosfera più sottile e pesante sotto la Calabria rispetto all'Appennino settentrionale, dove la subduzione diminuisce linearmente verso nord per il maggiore spessore e la minore densità della litosfera. Di conseguenza l'ostacolo al flusso del mantello (effetto ancora) è maggiore sotto la Calabria e la Campania meridionale e l'apertura del Tirreno come bacino marginale è conseguentemente proporzionale: un bacino di retroarco asimmetrico che riflette l'anisotropia tra la litosfera adriatica e quella ionica in subduzione.

La sismicità dell'Irpinia può essere interpretata come dovuta alla migrazione verso est della distensione, prodotta da una subduzione che si oppone al flusso del mantello.

E per quale motivo infine gli Appennini non si prolungano ulteriormente verso nord? All'altezza della Pianura Padana, tra le Alpi occidentali e le Dinaridi vi è una litosfera troppo spessa e omogenea, senza variazioni laterali di spessore in grado di fornire contrasti di velocità.

#### BIBLIOGRAFIA

CONDIE KEVIN C., *Plate Tectonics and Crustal Evolution*, Pergamon Press (terza edizione), 1989.

DOGLIONI CARLO, *The Global Tectonic Pattern* in «Journal of Geodynamics», 12, n. 1, 1990.

DOGLIONI CARLO, MORETTI ISABELLE e ROURE FRANÇOIS, *Basal Lithospheric Detachment, Eastward Mantle Flow, and Mediterranean Geodynamics: a Discussion* in «Journal of Geodynamics», 13, n. 1, 1990.

SABADINI ROBERTO, DOGLIONI CARLO e YUEN DAVE, *Eustatic Sea-Level Fluctuations Induced by Polar Wander* in «Nature», n. 345, 21 giugno 1990.

RICARD YANICK, DOGLIONI CARLO e SABADINI ROBERTO, *Differential Rotation between Lithosphere and Mantle: a Consequence of Lateral Mantle Viscosity Variations* in «Journal of Geophysical Research» (in stampa).