

La tettonica a zolle crostali

La superficie della Terra è costituita da un mosaico di zolle rigide e mobili. In relazione a come queste interagiscono, si genera nuova crosta, i continenti vanno alla deriva e si formano le catene montuose

di John F. Dewey

Da lungo tempo si è osservato che catene di montagne, vulcani e terremoti non sono distribuiti casualmente sulla superficie della Terra ma si trovano invece lungo zone generalmente ristrette e bene individuabili. Per giustificare tali evidenti indicazioni di instabilità della crosta terrestre, sono state proposte molte ipotesi. Ognuna di esse si è appoggiata ai concetti più disparati: l'espansione globale, la contrazione globale, l'effetto delle forze di marea e il sollevamento o la fusione di grandi porzioni della crosta terrestre. Di tanto in tanto emerge un'altra spiegazione, la deriva dei continenti, ma essa era sgradita a molti geofisici poiché sembrava in contrasto con quanto si sapeva delle proprietà meccaniche della crosta terrestre. Ciononostante la deriva dei continenti sembrava fornire una spiegazione alla stupefacente somiglianza tra continenti distanti migliaia di chilometri. Essa inoltre spiegava perché diversi continenti come America meridionale e Africa avessero forme perfettamente complementari.

Nel corso degli ultimi dieci anni la deriva dei continenti ha trovato un solido avallo nello sviluppo del concetto di espansione dei fondali oceanici, proposto da Harry H. Hess della Princeton University: la crosta costituente i fondali dell'oceano viene continuamente allontanata rispetto a una stretta frattura che si trova al centro di una dorsale il cui sviluppo può essere seguito in tutti i principali bacini oceanici. Dal mantello terrestre risale il magma di tipo basaltico che riempie la frattura e genera continuamente nuova crosta oceanica.

L'espansione dei fondali oceanici avrebbe potuto essere una delle tante ipotesi geologiche affascinanti ma difficili da provare; fortunatamente invece la polarità del campo magnetico

terrestre periodicamente si inverte e tale fenomeno ha fornito la prova irrefutabile dell'espansione dei fondali oceanici. Si era infatti osservato, sulla base di rilevamenti magnetometrici, che le rocce dei fondali oceanici non hanno una magnetizzazione uniforme, bensì a strisce parallele alla più vicina dorsale medio-oceanica, lungo le quali l'intensità della magnetizzazione cambia bruscamente.

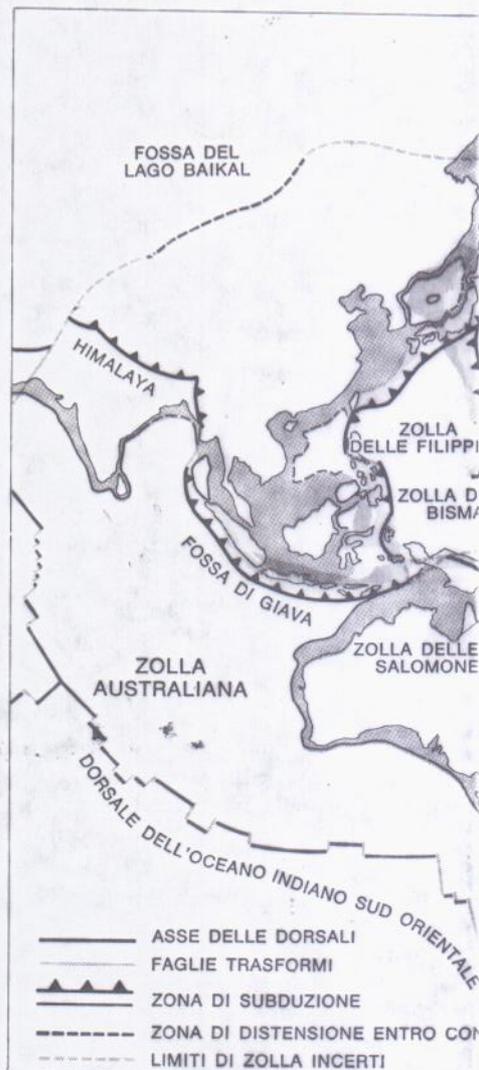
Questa ipotesi ricevette una conferma decisiva da una serie di rilevamenti magnetometrici compiuti perpendicolarmente alle dorsali medio-oceaniche (si veda l'articolo *La conferma della deriva dei continenti* di P. M. Hurley, in « Le Scienze », n. 3, novembre 1968). Per di più fu messa a punto una cronologia delle inversioni del campo magnetico terrestre che mostrò che la velocità di espansione dei fondali oceanici è di 18 cm all'anno.

Attualmente è chiaro che quasi tutta la crosta che costituisce i fondali degli oceani ai giorni nostri si è formata nel corso degli ultimi 200 milioni di anni ossia durante l'ultimo 5% della storia geologica della Terra. Il fatto che si generi continuamente nuova crosta significa che o la Terra ha subito un'espansione veramente considerevole oppure che la crosta si è consumata alla stessa velocità con cui veniva generata. Vi sono indicazioni sufficientemente

convincenti che la Terra non ha subito, durante gli ultimi 200 milioni di anni, un'espansione globale superiore al 2%. Ciò significa, in linea generale, che sulla Terra vi è un sistema di movimenti superficiali che conducono la crosta dalle zone in cui si genera a zone in cui si consuma.

Il concetto dell'espansione dei fon-

La litosfera, ossia l'involucro più esterno della Terra, è formata da un mosaico di zolle. Secondo il modello della tettonica a zolle crostali, queste ultime sono frammenti rigidi sottoposti a costante moto relativo. I limiti tra le zolle sono di tre tipi: assi di dorsali ove le zolle divergono e si genera nuova crosta; faglie trasformi, ove le zolle slittano l'una accanto all'altra e zone di subduzione dove le zolle convergono e una delle due sprofonda al di sotto del margine avanzante dell'altra. I triangoli indicano proprio quest'ultimo.



dali oceanici è stato ora incluso insieme con quello della deriva dei continenti in un unico modello chiamato teoria della tettonica a zolle crostali. La parte geometrica della teoria descrive la litosfera come costituita da una serie di zolle rigide. La parte cinematica della teoria conduce alla conclusione che tali zolle sono in costante movimento relativo: esse possono scivolare l'una accanto all'altra, possono allontanarsi l'una dall'altra rispetto a una dorsale oceanica che le separa oppure possono muoversi l'una verso l'altra, nel qual caso è necessario che una delle due si consumi. Ora esamineremo quali tipi di instabilità della crosta terrestre possano essere chiariti in chiave di tettonica a zolle crostali.

Terremoti

La maggior parte dei terremoti avviene lungo fasce ristrette della crosta terrestre che si congiungono l'una all'altra delimitando regioni che sono meno attive dal punto di vista sismico.

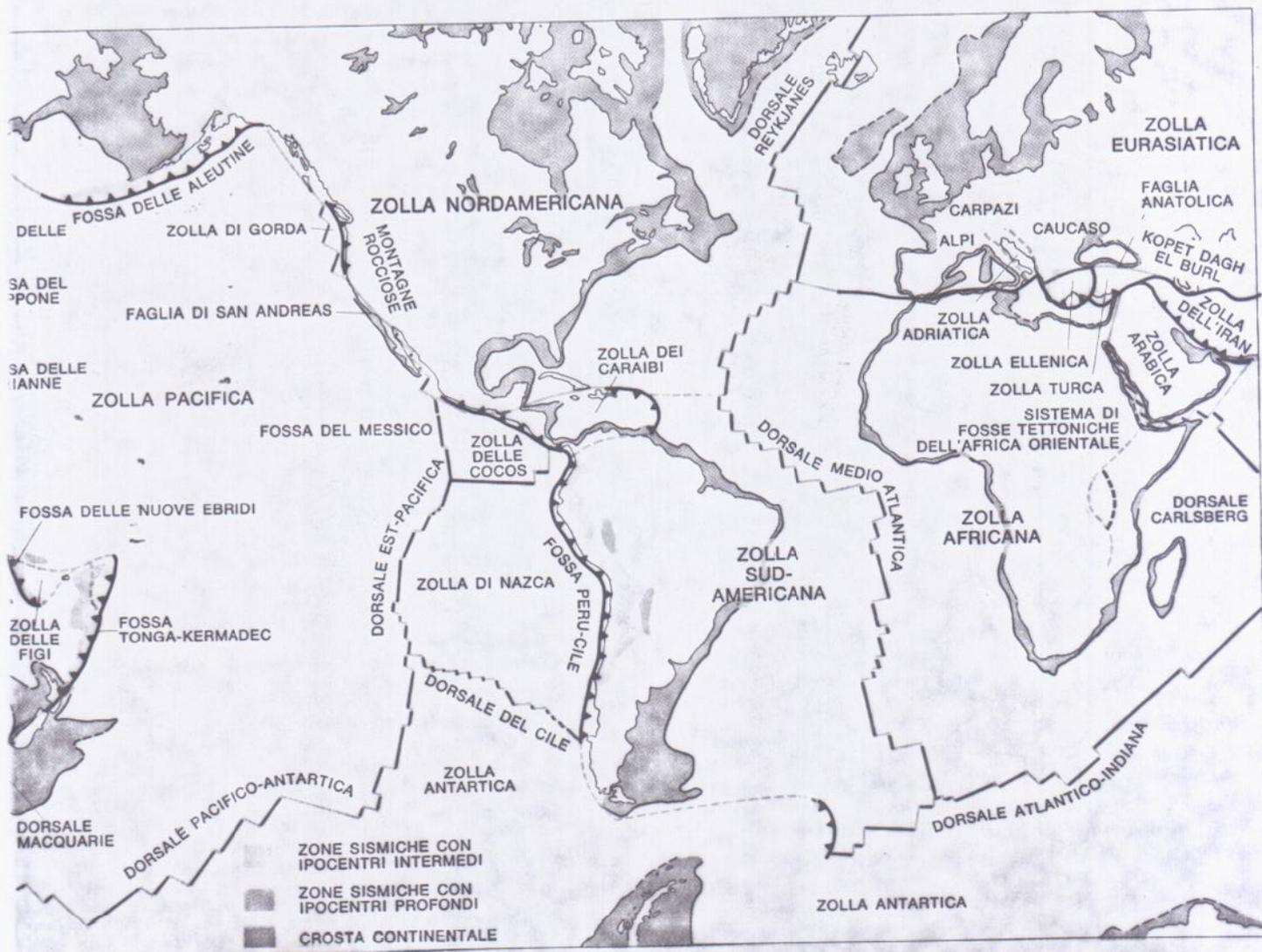
Le zone ad alta sismicità sono associate a tutta una serie di strutture caratteristiche, come le fosse tettoniche, le dorsali oceaniche, le zone orogeniche, le zone ad elevata attività vulcanica e le profonde fosse oceaniche (si veda la figura in queste pagine). Le zolle sismiche segnano i limiti delle zolle le quali sono invece sufficientemente inattive dal punto di vista sismico. Vi sono quattro tipi di zone sismiche che possono essere tra loro distinte sia su basi morfologiche sia su basi geologiche.

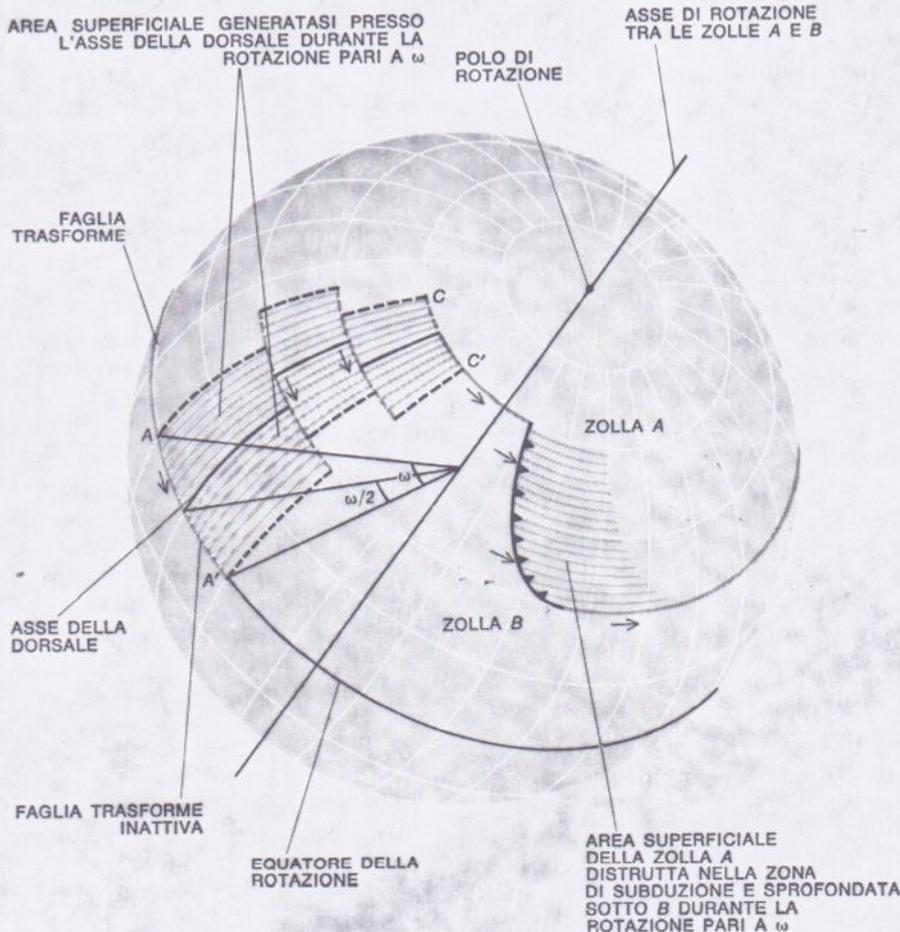
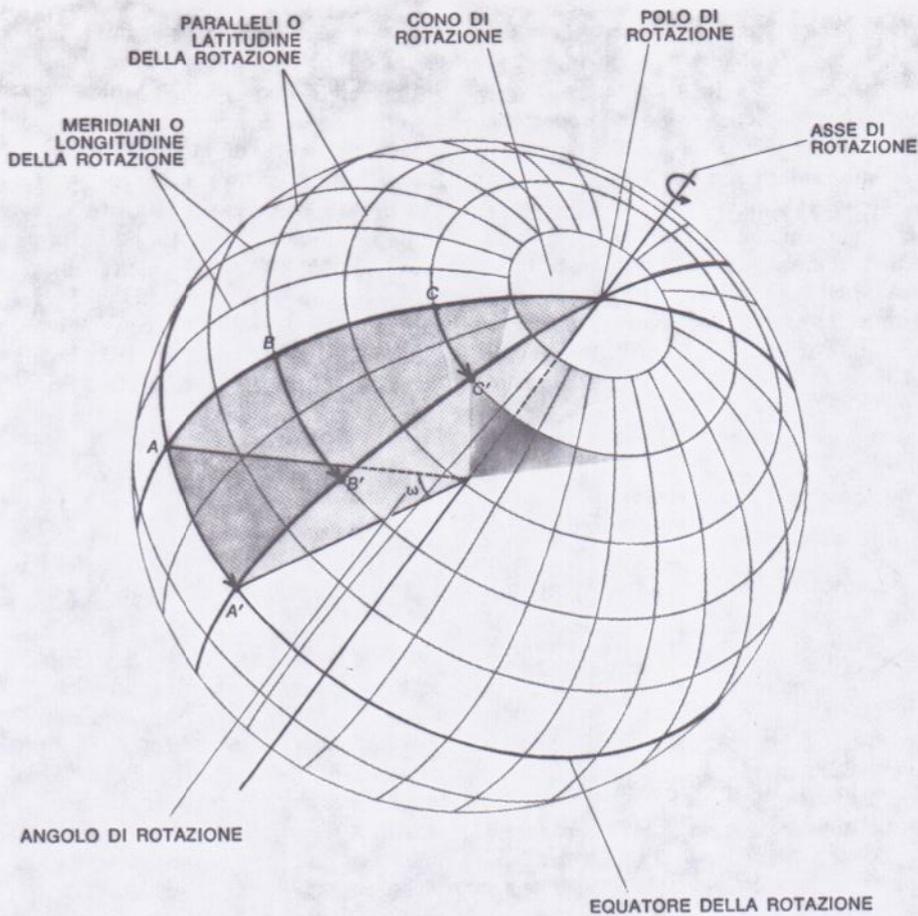
Il primo tipo è rappresentato da strette fasce caratterizzate da elevato flusso di calore superficiale e da un'attività vulcanica di tipo basaltico che avviene lungo l'asse di dorsali medio-oceaniche ove i terremoti hanno ipocentro poco profondo (meno di 70 km). Gli assi delle dorsali sono naturalmente i luoghi di attività dell'espansione dei fondali medio-oceanici. In Islanda, ove la dorsale Medio-Atlantica affiora al di sopra del livello del mare, la velocità di espansione è stata misu-

rata e si è stabilito che è di circa 2 cm all'anno.

Il secondo tipo di zona sismica è caratterizzato da terremoti poco profondi e dall'assenza di attività vulcanica. Buoni esempi possono esserne la faglia di San Andreas in California così come la regione che si estende attorno alla faglia dell'Anatolia nella Turchia settentrionale; lungo entrambe le faglie sono stati misurati considerevoli spostamenti orizzontali (si veda anche l'articolo *La faglia di San Andreas* di D. L. Anderson, in «Le Scienze», n. 42, febbraio 1972).

Il terzo tipo di zona sismica è intimamente connesso con le fosse oceaniche profonde associate a sistemi di archi insulari come quelli che bordano l'Oceano Pacifico occidentale. In tali zone si possono verificare terremoti superficiali, intermedi (da 70 a 300 km) o profondi (da 300 a 700 km) a seconda della localizzazione dell'ipocentro lungo la zolla litosferica che delimita la fossa. Così gli epicentri dei ter-





remoti (cioè i punti in superficie, sovrastanti l'ipocentro o fuoco) definiscono l'andamento in superficie di una struttura geologica che si immerge nell'interno della Terra a partire dalla fossa. Tali zone inclinate verso l'interno della Terra e altamente attive dal punto di vista sismico, chiamate zone o piani di Benioff, si trovano al di sotto di catene vulcaniche attive e sono dotate di forma varia e complessa.

Il quarto tipo di zona sismica è ben rappresentato dalla fascia sismica che si estende da Burma fino al Mediterraneo. Si tratta di un'ampia e diffusa zona continentale in cui terremoti generalmente superficiali sono associati a elevate catene montuose che chiaramente debbono la loro esistenza alla presenza di grandi forze di compressione. Localmente si verificano anche terremoti intermedi, come in Romania e nell'Hindu Kush. I terremoti a ipocentro profondo sono rari: terremoti di questo tipo sono stati registrati in alcune località, come per esempio a settentrione della Sicilia al di sotto dei vulcani delle Eolie.

Un terremoto ha luogo nel momento in cui le tensioni accumulate giungono al punto in cui le rocce della crosta terrestre si fratturano. La fratturazione è una conseguenza del comportamento rigido del corpo roccioso, in contrasto con il comportamento plastico che consente di assorbire lentamente le tensioni. Le prime onde sismiche ad allontanarsi dalla zona di frattura (ipocentro) sono onde di compressione e successiva rarefazione generate dall'improvvisa emissione di energia elastica. Le stazioni sismologiche che dopo un terremoto ricevono le prime onde possono essere assegnate a uno dei quattro quadranti geografici. In due dei quadranti, che si trovano da banda opposta l'uno rispetto al-

Gli assi di rotazione possono essere prescelti (figura in alto) in modo tale che un gruppo di due o più punti sulla superficie di una sfera (A, B, C) possono essere mossi secondo una rotazione rigida attorno all'asse fino a raggiungere nuove posizioni (A', B', C') tali da conservare l'originaria geometria del gruppo. Si può trovare un asse unico soltanto se è nota la posizione iniziale e finale di uno o più punti. Similmente il moto relativo di due zolle rigide può essere descritto come la rotazione rigida attorno ad un asse di rotazione opportunamente prescelto (figura in basso). La zolla A è considerata fissa mentre la zolla B è ruotata in senso antiorario rispetto all'asse di rotazione. Se la zolla B ruota di un angolo ω , nuova superficie si aggiunge simmetricamente a entrambe le zolle lungo l'asse della dorsale, il quale a sua volta si sposta di un angolo pari alla metà di ω .

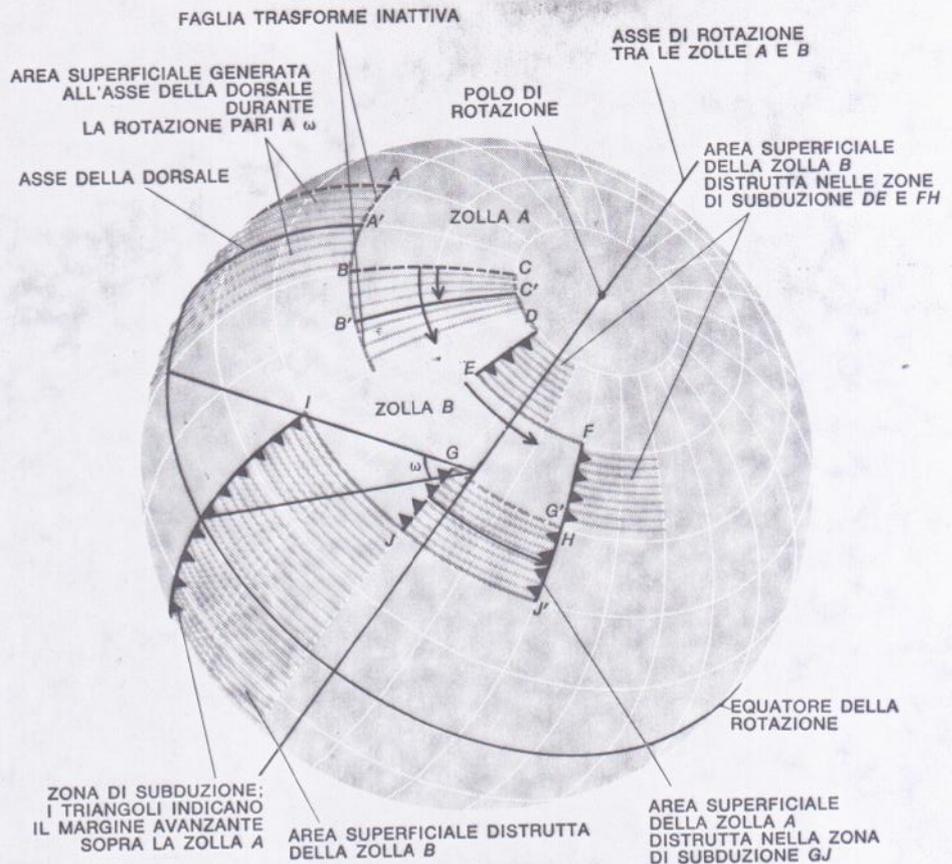
l'altro, le prime onde sono di compressione; negli altri due sono di rarefazione. I quadranti definiscono così l'orientazione di due piani nodali su uno dei quali un improvviso slittamento ha probabilmente provocato il terremoto. L'intersezione dei due piani nodali è la cosiddetta direzione nulla, parallelamente alla quale di fatto non si verifica alcuna deformazione. La diagonale del quadrante in cui le prime onde sono di compressione, indica la direzione dello sforzo principale minimo, parallelamente alla quale la deformazione è di tipo estensionale. La diagonale del quadrante in cui le prime onde sono di rarefazione indica la direzione lungo la quale lo sforzo principale è massimo e lungo la quale vi è una deformazione di tipo compressionale.

Lynn R. Sykes del Lamont-Doherty Geological Laboratory della Columbia University, ha applicato questo tipo di analisi alle varie fasce sismiche del mondo e ha constatato che sistematicamente gli assi delle dorsali sono sottoposti a tensione, che vi è movimento laterale nel secondo tipo di zone sismiche, che nel terzo e nel quarto vi dominano fenomeni di compressione. Così la sismologia sottolinea che esistono tre tipi di margini di zolle crostali: margini rispetto ai quali le zolle divergono essendo spinte in direzioni opposte; margini lungo i quali le zolle slittano l'una accanto all'altra; margini rispetto ai quali le zolle convergono essendo spinte l'una verso l'altra. Poiché i materiali rocciosi non si possono accumulare indefinitamente nelle zone di compressione, ne consegue che da qualche parte vi devono essere zone in cui le zolle vengono consumate.

Il mosaico di zolle

È possibile quindi costruire un modello della dinamica crostale globale basato su un mosaico di zolle ciascuna delle quali è delimitata da uno o più dei tre tipi di margini descritti. Lungo l'asse delle dorsali le zolle si separano mentre tra l'una e l'altra si generano nuove porzioni di superficie per aggiunta continua di nuova crosta oceanica lungo i margini in via di allontanamento. Lungo le faglie trasformi le zolle scivolano l'una accanto all'altra mentre le superfici in gioco rimangono immutate. Nelle zone di subduzione una zolla si consuma sprofondando nel mantello al di sotto del margine in avanzata di un'altra zolla.

La dimensione delle zolle crostali è assai variabile: dalle sei zolle principali, una delle quali trasporta praticamente tutto l'Oceano Pacifico, alle zol-

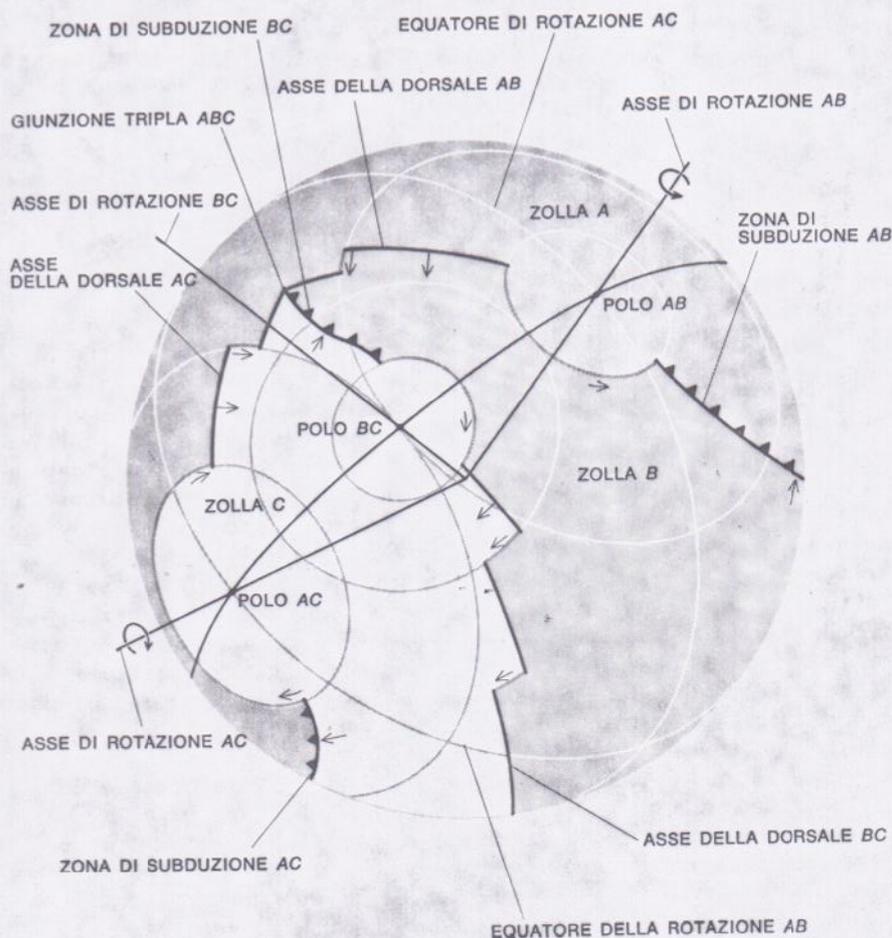
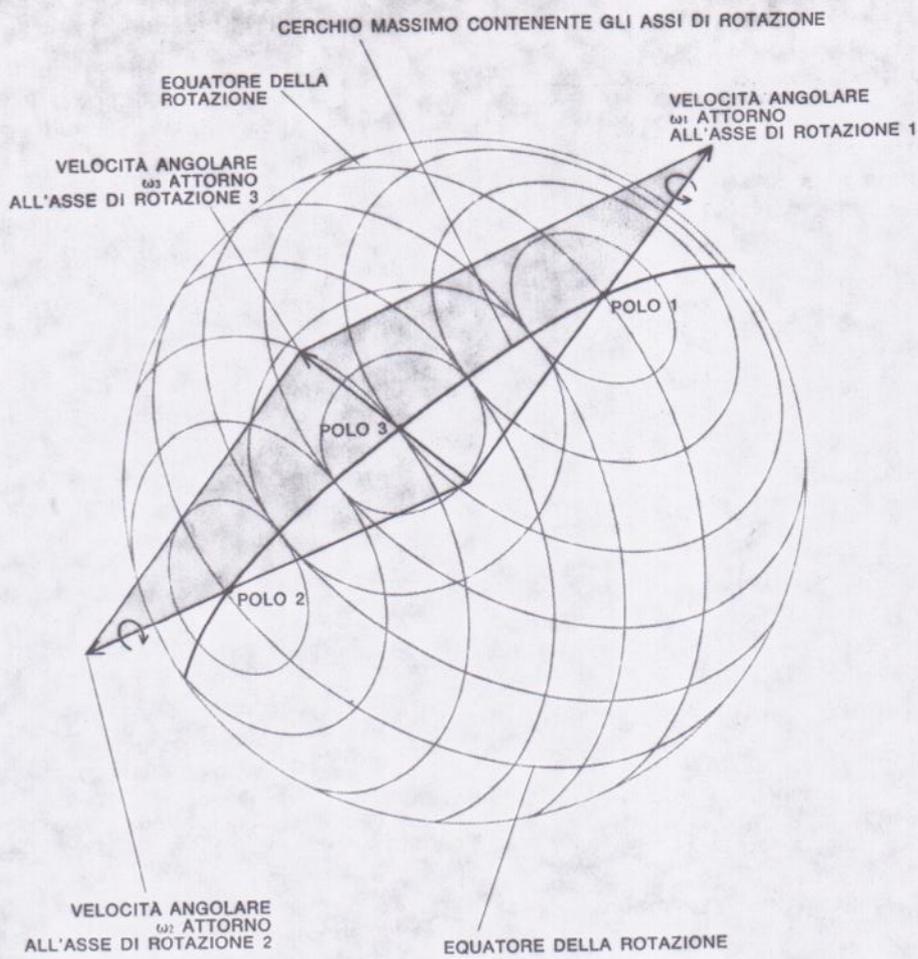


Tre sono i tipi di faglie trasformi che si possono presentare a costituire segmenti dello stesso margine di zolla: faglie trasformi che collegano due assi di dorsale (AB), un'asse di dorsale a una zona di subduzione (CD), una zona di subduzione a un'altra zona di subduzione (EF, GH, IJ). La zolla A è ancora supposta fissa mentre la zolla B ruota in senso antiorario. Le faglie trasformi che collegano due diversi segmenti dell'asse di una dorsale (AB, A'B') mantengono nel tempo la loro lunghezza poiché nuova superficie si aggiunge via via simmetricamente ai due lati della dorsale. Le faglie trasformi che collegano l'asse di una dorsale a una zona di subduzione aumentano o diminuiscono di lunghezza a una velocità pari alla metà di quella di scivolamento. Nel caso illustrato, CD si accorcia divenendo C'D, ma se il margine avanzante sulla zona di subduzione DE fosse stato sulla zolla A, come nel caso di GJ, il segmento CD si sarebbe allungato. La faglia trasforme EF mantiene una lunghezza costante mentre GH si accorcia fino a zero e IJ si allunga fino alla lunghezza di I'J'.

le piccolissime, come quella che comprende sostanzialmente la sola Turchia. I margini delle zolle non coincidono necessariamente con i margini continentali; la maggior parte di questi ultimi in effetti coincide con zone del tutto tranquille sia dal punto di vista sismico che vulcanico. Le zolle crostali dunque possono coinvolgere contemporaneamente zone continentali e zone oceaniche oppure solo le une o le altre. Questa constatazione supera una delle obiezioni tradizionali alla deriva dei continenti e cioè la difficoltà che una massa continentale, geologicamente debole, si faccia strada attraverso la crosta oceanica che lo è di meno. Secondo il modello della tettonica a zolle crostali infatti, continenti e oceani sono entrambi trasportati dallo stesso meccanismo dinamico.

Un'occhiata ai margini della zolla africana mostra due importanti conse-

guenze del moto delle zolle. La maggior parte del limite è costituito dall'asse di una dorsale che si estende dall'Atlantico settentrionale fin nell'Oceano Indiano e nel Mar Rosso; cosicché l'intera zolla africana si deve estendere in ampiezza. Un comportamento di questo tipo implica necessariamente che vi devono essere zolle in qualche altra parte del globo che si riducono di dimensioni. La seconda conseguenza del progressivo aumento di dimensioni della zolla africana è che la dorsale Carlsberg nell'Oceano Indiano si sta allontanando dalla dorsale Medio-Atlantica: ciò dimostra un altro elemento essenziale della cinematica delle zolle e cioè che il loro moto è relativo. Non esiste un sistema di coordinate in base al quale possa essere definito un moto assoluto salvo quello per cui un particolare margine di zolla viene assunto come punto di



riferimento e arbitrariamente considerato fisso.

L'assunto basilare che le zolle sono rigide è fondamentale per la tettonica a zolle e appare largamente giustificato dal fatto che ancora oggi quasi tutti i margini continentali possono essere fatti coincidere tra loro non avendo perduto la loro fisionomia originaria. Si tenga conto che in tali ricostruzioni il margine continentale è scelto come coincidente con l'isobata - 2000 m sull'adiacente scarpata continentale. Ricostruzioni di questo tipo possono essere fatte con precisione anche maggiore tra coppie di anomalie magnetiche simmetricamente disposte da un lato e dall'altro dell'asse di una dorsale: se le zolle si fossero deformate nel corso della loro storia l'incastro tra le due forme sarebbe impossibile. A ulteriore conferma di tale rigidità delle zolle vi sono i profili sismici a riflessione che mostrano come i sedimenti deposti sopra la crosta oceanica in espansione rispetto all'asse della dorsale formino livelli estesi e indisturbati.

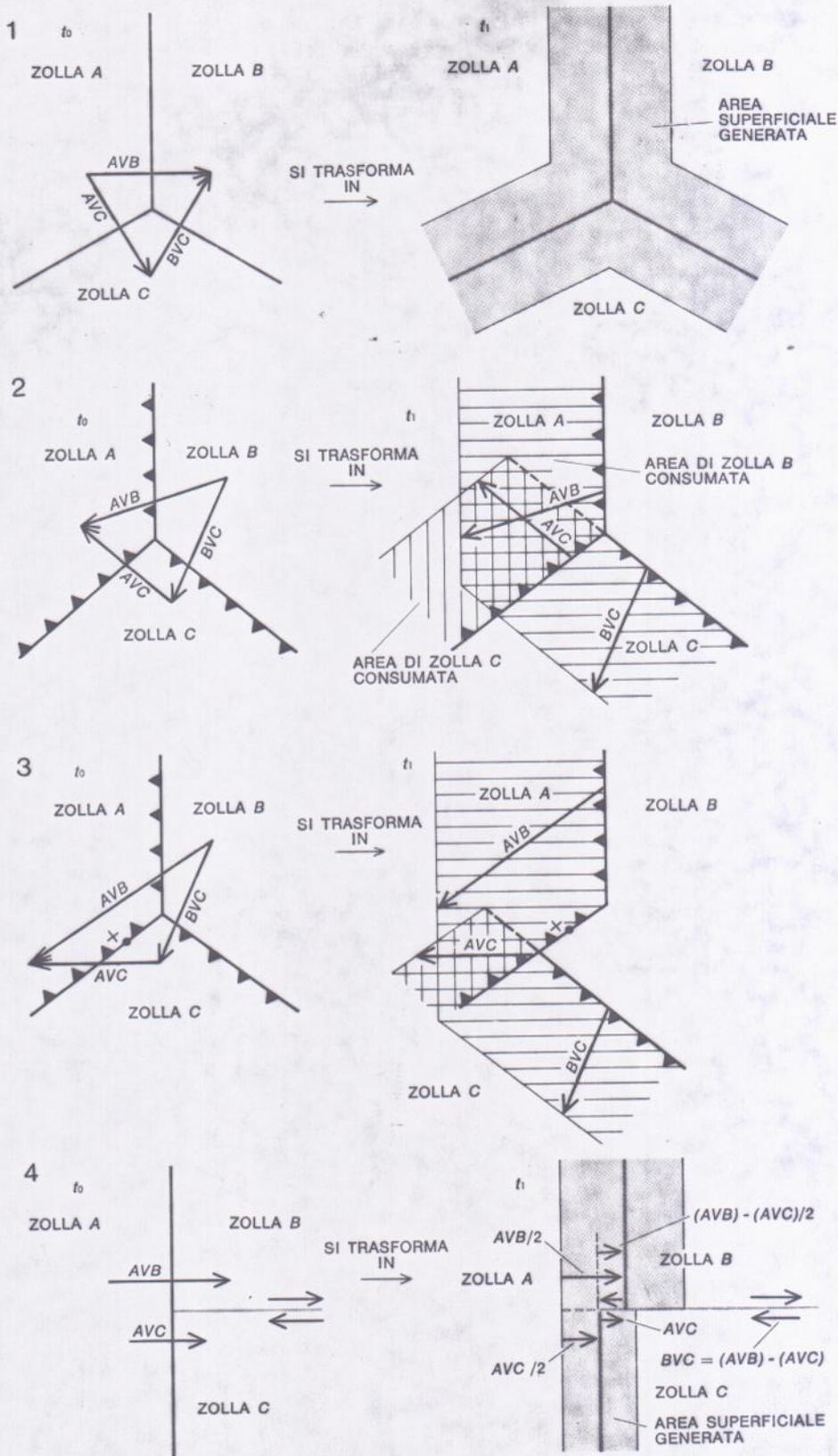
Il fatto che zolle rigide siano in moto relativo su una Terra supposta sferica significa che ogni spostamento tra una zolla e l'altra può essere descritto come una rotazione attorno a un asse passante per il centro stesso della Terra. L'intersezione di tale asse con la superficie della Terra è chiamato polo di rotazione (si veda l'illustrazione a pagina 50). Questo concetto fu applicato per la prima volta da E. Bullard, J. E. Everett e A. G. Smith dell'Università di Cambridge per dimostrare la coincidenza fra i margini continentali che delimitano l'Oceano Atlantico. Il moto relativo di superficie fra due zolle avviene lungo cerchi di rotazione attorno a un asse di rotazione. I cerchi possono essere considerati come cerchi di latitudine o paralleli

Il terzo asse e la velocità angolare di rotazione (figura in alto) sono definiti come la somma vettoriale degli altri due. Se si conoscono le velocità angolari di due rotazioni rigide attorno a due assi (1 e 2) passanti attraverso il centro di una sfera, si può dalla loro somma vettoriale calcolare la velocità angolare attorno a un terzo asse (3) che giace nello stesso piano degli altri due. Nell'esempio illustrato i poli degli assi di rotazione 1 e 2 distano 90° e le velocità angolari attorno ad essi (ω_1 e ω_2) sono uguali cosicché il polo del terzo asse si trova a metà di un cerchio massimo tra i poli 1 e 2. Similmente (figura in basso) se si conoscono gli assi di rotazione e le velocità angolari che descrivono il moto relativo delle zolle A e B e delle zolle B e C, si può accertare l'asse di rotazione (BC) del moto relativo delle zolle A e C.

della rotazione, il cui raggio varia da zero al polo fino a un valore massimo all'equatore della rotazione. Il moto relativo tra le zolle è però meglio definito da una velocità angolare poiché la velocità valutata lungo i paralleli varia da zero al polo di rotazione fino a un massimo all'equatore della rotazione. La natura di qualunque movimento da un lato all'altro di un margine di zolla dipende dunque completamente dalla sua orientazione rispetto ai paralleli della rotazione.

I limiti paralleli ai paralleli della rotazione rivestono particolare interesse: essi sono costituiti da faglie lungo le quali l'area della superficie rimane interamente conservata; tali faglie sono chiamate faglie trasformi. L'intersezione di cerchi massimi tracciati perpendicolarmente alle faglie trasformi che costituiscono il margine di una zolla, consente di definire il polo di rotazione. I margini di zolla obliqui rispetto ai paralleli della rotazione sono o dorsali o zone di subduzione a seconda che le zolle che essi separano divergono oppure convergono tra loro. Lungo la stessa dorsale la velocità di separazione delle due zolle adiacenti aumenta con la distanza dal polo di rotazione; ciò è dimostrato dall'aumento nella distanza dall'asse della dorsale delle stesse anomalie magnetiche. Allo stesso modo la velocità di subduzione aumenta con la distanza dal polo di rotazione. Un esempio particolarmente significativo è la zona sismica Nuova Zelanda-Tonga: la parte di quest'ultima che si trova a sud della Nuova Zelanda è caratterizzata soltanto da terremoti superficiali; i terremoti intermedi si rilevano in corrispondenza della Nuova Zelanda, mentre quelli profondi si incontrano a settentrione della Nuova Zelanda (si veda la figura alle pagine 48 e 49). Ciò suggerisce un progressivo aumento nella velocità di subduzione verso nord, cosicché la zolla discendente raggiunge livelli sempre più profondi in quella direzione.

La velocità di separazione lungo una dorsale può essere calcolata direttamente dall'andamento delle anomalie magnetiche sui fondali da una banda e dall'altra della dorsale stessa; non vi è invece un metodo diretto per calcolare la velocità di subduzione nelle zone in cui una zolla sprofonda al di sotto di un'altra determinando una fossa oceanica. Tuttavia, sono stati sottoposti ad attenta analisi quei margini di zolla costituiti da una serie di segmenti diversi e di volta in volta dorsali, faglie trasformi e zone di subduzione; infatti la velocità angolare del moto re-



Quattro tipi di giunzioni triple: a sinistra situazione e triangolo delle velocità al tempo t_0 ; a destra la loro configurazione al tempo t_1 . Gli assi delle dorsali sono le linee continue e in colore; le zone di subduzione sono le linee continue e nere; le faglie trasformi sono in grigio. Una giunzione tripla fra le tre dorsali (schema 1) è sempre stabile. Quando a una giunzione tripla si incontrano tre zone di subduzione (schemi 2 e 3) e due margini avanzanti che delimitano la zolla A non sono allineati, la giunzione tripla è stabile soltanto se il vettore AVC è parallelo al margine avanzante della zolla C (2). In caso contrario (3) la giunzione tripla si sposta oltre il punto X. Prima di questo istante compreso tra t_0 e t_1 la giunzione tripla si sposta oltre il punto X. L'ultimo schema (4) illustra il caso di una giunzione che coinvolge contemporaneamente due dorsali e una faglia trasforme: dalla configurazione in t_0 essa evolve rapidamente verso la situazione in t_1 .

lativo calcolato per il segmento di dorsale vale anche per il segmento di fossa o zona di subduzione. La velocità angolare può essere direttamente trasformata in velocità lineare lungo ogni parallelo della rotazione che attraversa la zona di subduzione; tale velocità, naturalmente, dipende dalla latitudine di rotazione del parallelo considerato. Anche se non vi è apparentemente alcuna ragione geometrica perché ciò avvenga, le dorsali sono nella maggior parte dei casi parallele ai meridiani della rotazione. Per di più, la distribuzione simmetrica delle coppie di anomalie magnetiche corrispondenti al di qua e al di là dell'asse della dorsale lungo la quale hanno preso origine, indica che nuovo materiale crostale viene aggiunto simmetricamente a ciascuna delle due zolle divergenti.

Per una qualche ragione, forse connessa ai meccanismi stessi che guidano il moto delle zolle, i margini costituiti da dorsali e faglie trasformi ad andamento rettilineo sono configurazioni meccanicamente stabili. Le zone di subduzione sono invece generalmente curve, forse anche in questo caso per ragioni meccaniche, e le direzioni di convergenza possono essere perpendicolari od oblique ad esse, a seconda che esse siano perpendicolari od oblique ai paralleli della rotazione. Lungo uno stesso margine di zolla si può passare gradualmente da movimenti di pura subduzione a movimenti di puro scivolamento lungo faglie trasformi; perciò, l'orientazione di una zona di subduzione, diversamente da quella di una dorsale o di una faglia trasforme, ha scarso significato nell'indicare la direzione della dislocazione.

La frattura assiale lungo la quale si verifica l'espansione delle dorsali oceaniche non è una struttura continua. Essa è interrotta e dislocata da faglie trasformi che in taluni luoghi determinano alte e scoscese pareti sottomarine. Un tempo si pensava che le faglie trasformi fossero linee lungo le quali l'asse della dorsale era stato dislocato a partire da una struttura originariamente continua; cosicché si riteneva che esse dovessero continuare come strutture morfologiche del fondale oltre il margine della dorsale dislocata. J. T. Wilson dell'Università di Toronto comprese tuttavia che esse erano semplicemente deformazioni dell'asse di espansione e che formavano parte integrante del margine di zolla. Egli coniò il termine di faglie trasformi per descrivere tali strutture poiché esse convertono semplicemente il moto relativo tra due diversi segmenti di dorsale. Gli studi sui primi impulsi sismi-

ci confermarono le previsioni di Wilson che trovarono un'ulteriore conferma nell'osservazione che i terremoti sono ristretti alla porzione di fondale compresa tra l'asse e il margine dislocato della dorsale.

La porzione attiva di una faglia trasforme coincide con una parte di un parallelo della rotazione. Similmente, il proseguimento inattivo di una faglia trasforme oltre il margine dislocato di una dorsale indica la posizione dei paralleli di rotazione del passato di quella zolla in accrescimento: esso costituisce la registrazione, nella crosta oceanica precedentemente generata, di un parallelo di rotazione del passato. Ciò è di importanza fondamentale per due ragioni: la prima è che i netti paralleli di rotazione indicati dalle faglie trasformi giustificano il concetto base che il moto relativo tra due zolle può essere descritto come una rotazione rigida attorno a un polo prefissato; la seconda è che esse forniscono la chiave per comprendere i movimenti di una zolla avvenuti nel passato. Le faglie trasformi inattive però forniscono la direzione delle dislocazioni del passato ma non la loro velocità. Quest'ultima, tuttavia, può essere dedotta dalla distanza che separa due anomalie magnetiche di età nota.

W. C. Pitman III e M. Talwani, del Lamont-Doherty Observatory, hanno proposto una tecnica, semplice ma elegante, per valutare le dislocazioni tra zolle avvenute nell'Oceano Atlantico centrale negli ultimi 180 milioni di anni; essa è basata su ben definite coppie di anomalie magnetiche di età nota e sull'orientazione di zone di frattura. Tali autori sono partiti dal presupposto che lungo l'asse della dorsale si erano generate coppie successive di anomalie magnetiche le quali, poi, si erano da esso allontanate su zolle rigide. Successivamente essi trovarono una serie di poli con una rotazione attorno ai quali si potevano far coincidere le coppie di anomalie magnetiche progressivamente più antiche; le serie terminavano con una rotazione che portava all'incastro tra i margini continentali dell'Africa e dell'America settentrionale. La inversione di questa sequenza fornisce la cinematica della divergenza fra zolle in cui è condensata la storia dell'apertura dell'Oceano Atlantico centrale.

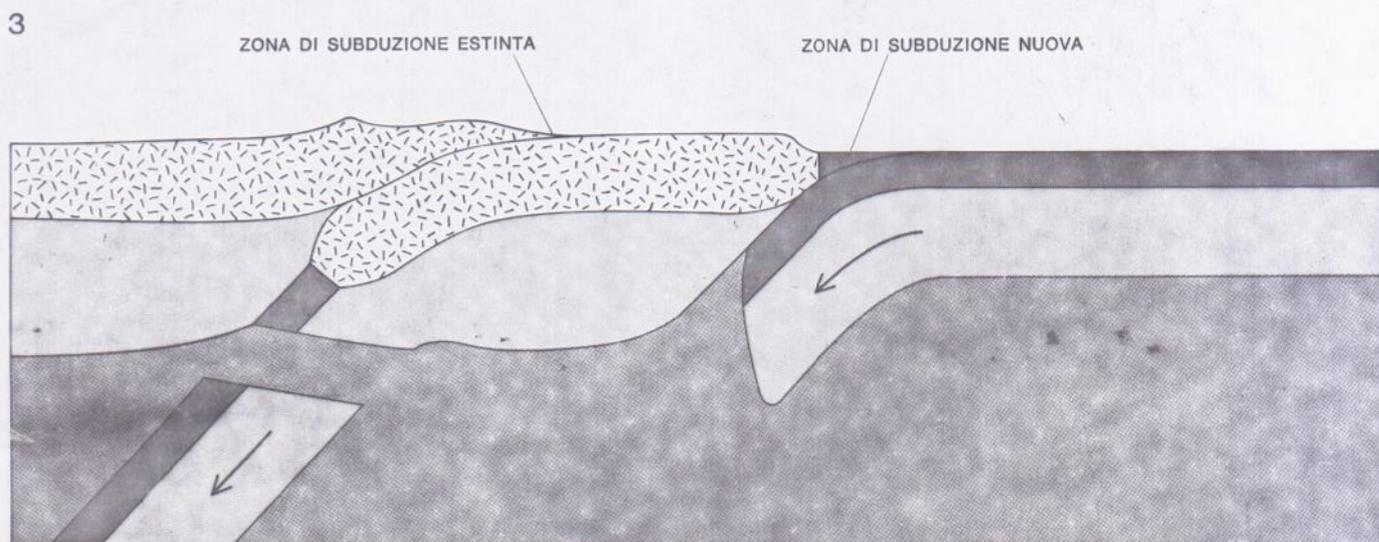
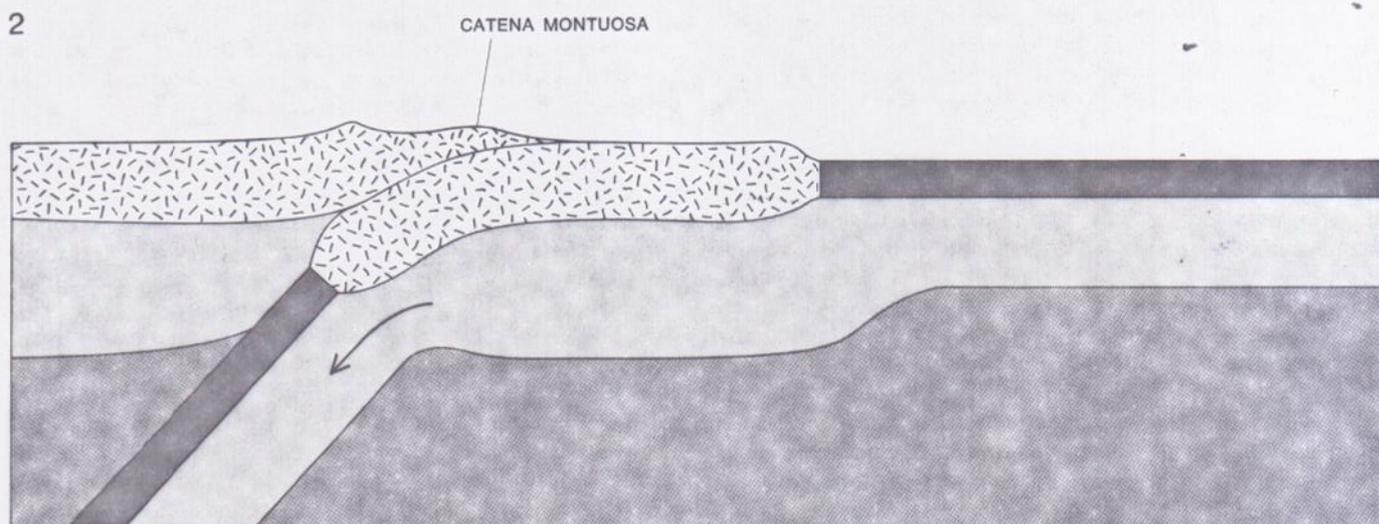
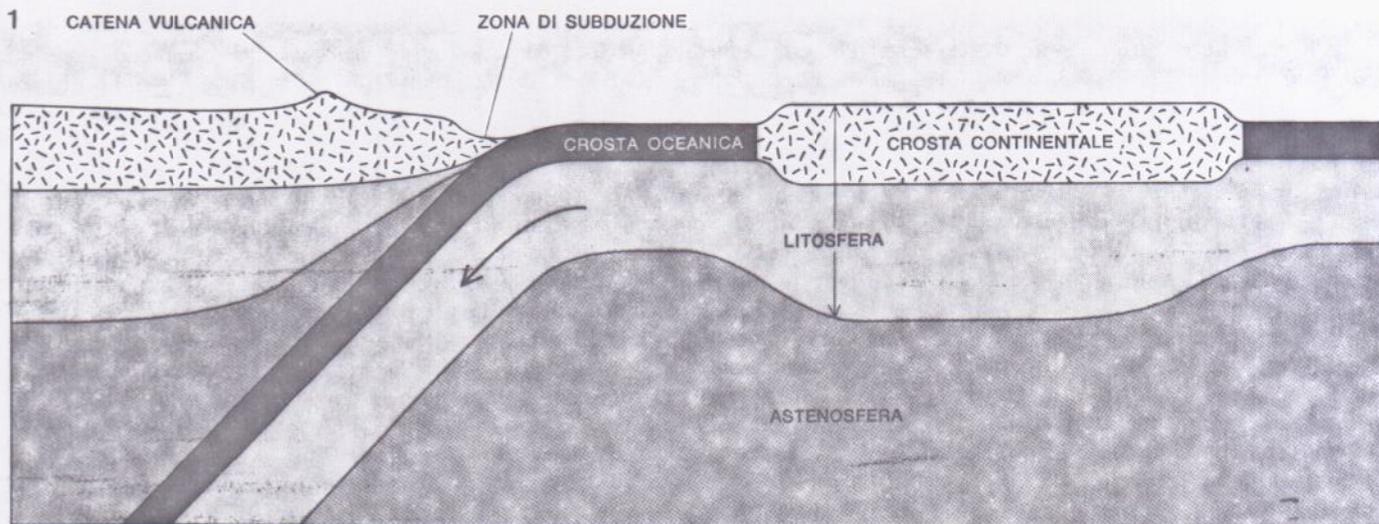
Una conseguenza della generazione simmetrica e della distruzione asimmetrica di porzioni della superficie terrestre, rispettivamente alle dorsali e alle zone di subduzione, è che le faglie trasformi possono secondo i casi mantenere o meno una lunghezza costante

(si veda l'illustrazione a pag. 51). Faglie trasformi che dislocano porzioni dell'asse di una dorsale o zone di subduzione in cui il margine in avanzata appartiene alla stessa zolla, mantengono la stessa lunghezza. Laddove invece le faglie trasformi dislocano zone di subduzione in cui il margine in avanzata appartiene una volta all'una e una volta all'altra zolla, si allungano o si accorciano a seconda che i margini in avanzata convergano o divergano. Una faglia trasforme che congiunge l'asse di una dorsale a una zona di subduzione aumenta o diminuisce di lunghezza a seconda della zolla su cui si trova il margine in avanzata.

Se sono noti gli assi di rotazione e le velocità angolari tra due coppie di zolle ($A-B$ e $A-C$), si possono calcolare gli assi e la velocità angolare di una terza coppia ($B-C$) (si veda la figura a pag. 52). Ciò significa che se i segmenti dell'asse di una dorsale coincidono con i limiti tra A e B e tra A e C , si può calcolare il moto relativo tra B e C . Xavier Le Pichon del Centro di studi oceanografici e di geologia marina di Brest in Francia, ha sviluppato la tecnica per valutare il moto relativo tra le sei zolle maggiori; è stato così in grado di individuare le direzioni di convergenza e le velocità caratteristiche di tutte le principali zone di subduzione.

Con la stessa tecnica Pitman ha valutato il moto relativo fra Africa ed Europa nel corso degli ultimi 80 milioni di anni. Durante questo periodo, America settentrionale e Africa sono state parti di zolle separate che si allontanavano muovendosi attorno a una serie di assi di rotazione diversi mentre l'Oceano Atlantico centrale andava aprendosi. L'America settentrionale e l'Europa si sono allontanate in modo simile ma muovendosi attorno a una serie diversa di assi di rotazione. Se ne deduce perciò che vi è stato un moto relativo fra Africa ed Europa. Tale movimento è stato piuttosto complesso ma l'effetto finale è stato quello di eliminare quasi completamente una regione oceanica, inizialmente assai ampia, che separava i due continenti.

Dato che le dislocazioni relative avvengono lungo paralleli di rotazione, il moto relativo fra tre zolle non può essere descritto dall'usuale triangolo del vettore velocità salvo che istantaneamente in un punto. Se tuttavia si ha interesse ai movimenti relativi in un'area della superficie terrestre così piccola da poter essere considerata piana (con il risultato che i paralleli di rotazione sono virtualmente segmenti di linee rette) il triangolo del vettore ve-



La collisione tra due continenti si verifica quando una zolla sulla quale si trova una massa continentale sprofonda al di sotto di un'altra zolla che trasporta a sua volta un'altra massa continentale (schema 1). Dato che la crosta continentale è troppo leggera per sprofondare nella astenosfera, avviene la collisione

che genera le catene montuose (2). La catena himalayana si formò evidentemente quando una zolla che trasportava l'India entrò, circa 40 milioni di anni fa, in collisione con l'antica zolla asiatica. La zolla discendente può spezzarsi e sprofondare mentre un'altra zona di subduzione si genera altrove (3).

locità è uno strumento adatto per descrivere il moto relativo. Un'area piccola ma di grande interesse è quella in cui tre margini di zolla si riuniscono a formare una giunzione tripla. Le giunzioni triple sono richieste dalla rigidità stessa delle zolle: è il solo modo in cui il limite tra due zolle rigide può terminare. D. P. McKenzie della Università di Cambridge e W. J. Morgan della Princeton University, hanno analizzato con il metodo del triangolo del vettore velocità tutte le possibili forme di giunzione tripla e hanno dimostrato che tali giunzioni possono essere stabili o instabili a seconda che esse siano in grado o meno di conservare la loro geometria mentre evolvono (si veda la figura a pag. 53).

Spessore e composizione delle zolle

Finora si è qui trattato di quegli aspetti essenziali della tettonica a zolle che riguardano più direttamente la superficie terrestre. Non si è invece ancora trattato dello spessore e della composizione delle zolle crostali. Ormai da molti anni, misure di gravità, di rifrazione delle onde sismiche e considerazioni generali sull'equilibrio delle masse hanno consentito di accertare che i continenti sono costituiti da una crosta « granitica » relativamente leggera dello spessore di circa 40 km mentre i fondali oceanici sono formati da crosta basaltica, più densa, dello spessore di circa 7 km. Tanto la crosta continentale quanto quella oceanica si trovano al di sopra del mantello costituito da materiale più denso. La superficie limite tra crosta e mantello è la discontinuità di Mohorovičić, brevemente chiamata Moho. Lo scopo dell'ormai abbandonato progetto Mohole era proprio quello di arrivare con una perforazione fino al mantello terrestre attraversando la crosta oceanica, relativamente sottile.

Le zolle devono essere spesse almeno quanto la crosta oceanica e quella continentale poiché alcune zolle sono costituite di entrambe senza che tra esse si possa percepire alcun movimento relativo. Per molti anni si è pensato che la Moho dovesse essere un'importante discontinuità fisica di scollamento meccanico lungo la quale si manifestassero grandi dislocazioni crostali. È ora chiaro che se esiste una superficie di scollamento tra un involucro rigido esterno e uno strato interno meno viscoso, essa è assai più profonda di quanto non sia la Moho.

La prova più convincente dello spessore delle zolle è fornita dalla sismologia. La velocità delle onde sismiche

dipende dalla densità e dalle proprietà elastiche del mezzo in cui passano; essa è elevata nelle rocce rigide e dense mentre è bassa nelle rocce meno rigide e meno dense. Inoltre un aumento della pressione cui le rocce sono sottoposte ne aumenta la velocità sismica mentre un aumento della loro temperatura la diminuisce. Anche se la pressione aumenta ovviamente con la profondità, studi sismologici recenti indicano che la velocità delle onde trasversali diminuisce improvvisamente al di sotto di una superficie che si trova circa 70 km al di sotto degli oceani e circa 150 km al di sotto dei continenti (si veda la figura in alto a pag. 54).

Le velocità delle onde trasversali poi aumentano con la profondità con un marcato incremento nell'intervallo compreso tra 350-450 km e 700 km.

Questi dati sismici indicano che un involucro esterno rigido dello spessore di 70-150 km (la litosfera) poggia al di sopra di uno strato meno rigido e più caldo (la astenosfera) che diventa via via più viscoso con l'aumentare della profondità. Lo spessore della litosfera dunque coincide probabilmente con lo spessore delle zolle rigide, mentre si può constatare che essa è discontinua ai loro margini. I terremoti costituiscono un mezzo per sondare la validità di questa ipotesi dato che la rigida e fredda litosfera ne costituisce probabilmente la sorgente. La distribuzione dei terremoti fornirebbe dunque una guida per valutare lo spessore della litosfera e per individuarne l'andamento quando, nelle zone di subduzione, essa discende nell'interno della Terra.

Le dorsali e le faglie trasformi sono caratterizzate da terremoti la cui profondità si estende fino a 70 km nell'interno della Terra. La zona inclinata lungo la quale si distribuiscono gli ipocentri dei terremoti intermedi e profondi indica il progressivo sprofondamento nelle zone di subduzione della litosfera nella astenosfera dove essa viene consumata.

Bryan L. Isacks e P. Molnar del Lamont-Doherty Geological Observatory, analizzando le registrazioni dei primi impulsi sismici, hanno individuato le tensioni presenti nelle zolle litosferiche durante il loro sprofondamento. Essi hanno scoperto che le tensioni sono distribuite nello stesso modo in cui lo sarebbero se una fredda striscia di litosfera, dopo essersi piegata, scendesse in un'astenosfera via via più densa incontrando una resistenza sempre crescente. Dove, in profilo, la litosfera appare curvarsi verso il basso, e cioè nelle zone di subduzione, la sua

parte superiore appare sottoposta a tensione come accade nel caso di un ripiegamento elastico. Dove la litosfera è scesa solo un poco nell'astenosfera appare sottoposta a tensione nel senso della lunghezza, ciò che sembra indicare una debole resistenza alla sua discesa. Le zone sismiche inclinate con continuità rappresentano porzioni della litosfera che sono discese nelle parti più profonde della litosfera: esse sono caratterizzate da compressione. Ciò sembra indicare che la litosfera viene sottoposta a compressione mentre va incontrando una resistenza sempre maggiore alla sua penetrazione nell'astenosfera. Un caso interessante è costituito da quelle particolari zone sismiche in cui appare una netta discontinuità nella distribuzione degli ipocentri in profondità che sembra indicare una discontinuità nella litosfera stessa. I terremoti al di sopra della discontinuità indicano uno stato di tensione in atto; i terremoti al di sotto indicano uno stato di compressione. Sembra evidente in tal caso che un frammento di litosfera si è spezzato e distaccato dal corpo principale e scende più velocemente di quest'ultimo.

La cinematica generale delle zolle, cioè il meccanismo con cui si accrescono e si consumano, richiede la presenza di una qualche forma di trasporto di massa nel mantello terrestre. Il flusso di calore è più elevato lungo gli assi delle dorsali; esso diminuisce rapidamente a un valore basso relativamente costante nell'ambito delle zolle per raggiungere un minimo nelle zone di subduzione. La litosfera dunque può rappresentare un freddo e rigido strato conduttivo limite che viene generato presso le dorsali calde e distrutto nelle zone di subduzione fredde. Ogni modello accettabile della geometria della circolazione delle masse nel mantello terrestre deve soddisfare un certo numero di condizioni.

Condizioni che il modello deve soddisfare

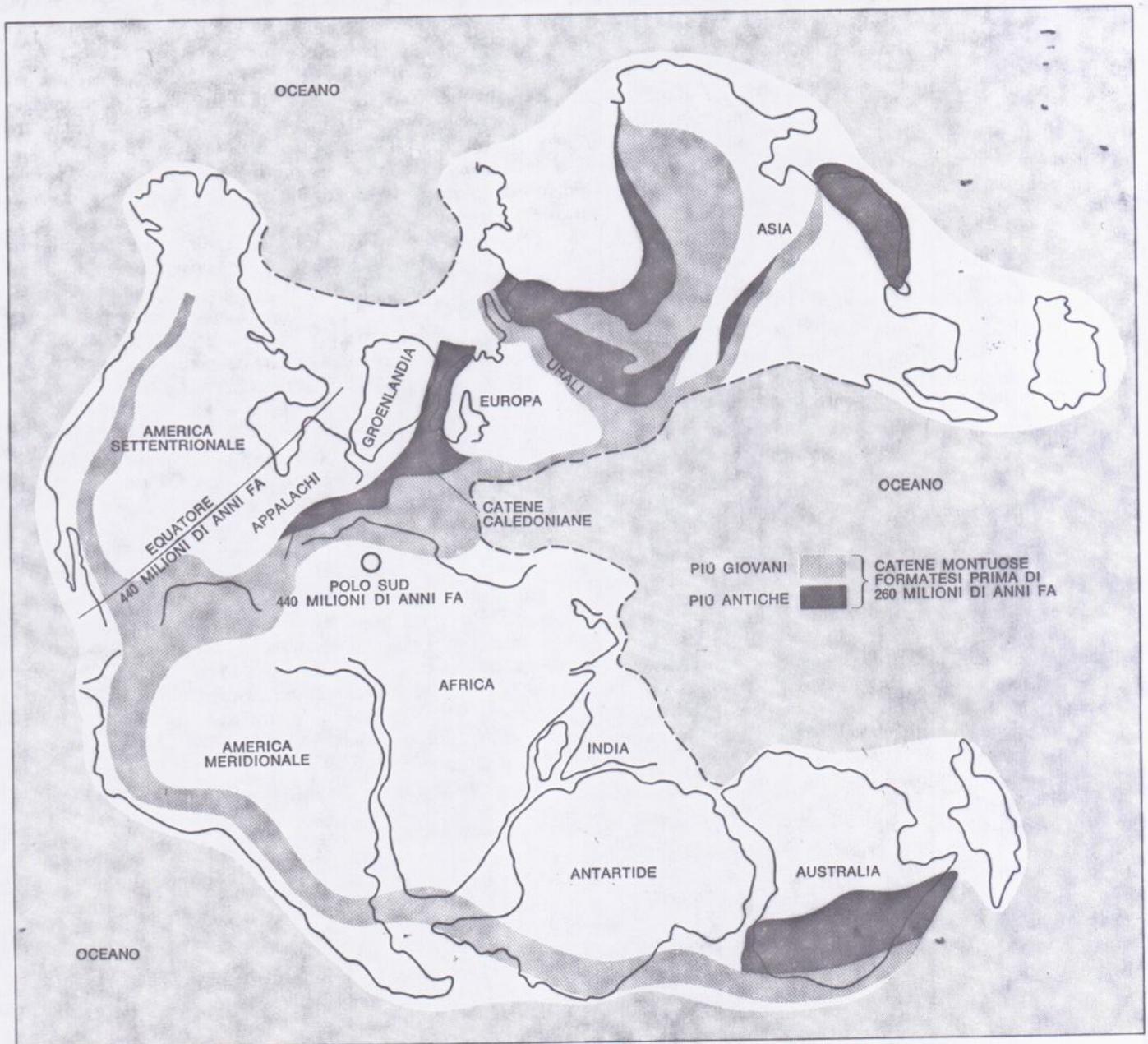
In primo luogo vi devono essere condizioni all'incirca di equilibrio tra gli spostamenti verticali alle dorsali e alle zolle di subduzione, da un lato, e gli spostamenti orizzontali che avvengono in superficie per il moto delle zolle e in profondità nella astenosfera, dall'altro. In secondo luogo, sia il limite inferiore della attività sismica (che non si manifesta più al di sotto dei 700 km di profondità) sia l'improvviso aumento nella velocità delle onde sismiche trasversali che segna la base dell'astenosfera, implicano che tali cir-

cuiti, lungo i quali gli spostamenti di masse si verificherebbero, non coinvolgono altro che litosfera e astenosfera. In terzo luogo i margini lungo i quali viene generata nuova crosta sulla superficie della Terra hanno lunghezza maggiore delle zone dove essa viene consumata; cosicché se ne deduce che essa deve essere consumata nelle singole fosse a una velocità superiore a quella con cui prende origine presso le singole dorsali. In quarto luogo, una semplice conseguenza geometrica del

fatto che le zolle possono mutare la loro area superficiale è che i margini di zolle si possono spostare in relazione ad altri margini di zolla e cioè che i circuiti lungo i quali avviene il trasferimento di massa possono mutare la loro geometria nel corso dell'evoluzione di una zolla. In quinto luogo, i circuiti lungo i quali avviene il trasferimento di massa non possono avere la forma semplice e regolare delle cellule di convezione in cui le zone di spostamento verticale sono fra loro riuni-

te da un movimento laterale superiore e da un flusso di ritorno inferiore, poiché non vi sono relazioni semplici e univoche tra zone di risalita e zone di sprofondamento.

Sulla superficie terrestre vi sono diversi paralleli lungo i quali è possibile incontrare due dorsali senza che vi sia frapposta una zona di subduzione o viceversa due zone di subduzione senza l'interposizione di una dorsale. Circuiti che coinvolgono un trasferimento di massa che avviene a velocità superiori



Ricostruzione dell'antico continente di Pangea ottenuta incastrando l'una accanto all'altra le masse dei principali continenti. Pangea cominciò a spezzarsi circa 200 milioni di anni fa lungo una frattura tra Africa e Antartide. Altre fratture consentirono all'America meridionale, all'Australia e all'India di separarsi e di raggiungere le loro attuali posizioni. Le catene montuose formatesi prima di 260 milioni di anni fa sono indicate dai due fondini che consentono di distinguere le più

antiche dalle più recenti. Tali catene indicano linee di collisione tra frammenti continentali, di epoca antecedente al Pangea. Cosicché una precedente collisione tra America settentrionale e Africa determinò la formazione della porzione più recente degli Appalachi circa 260 milioni di anni fa. Tale collisione spiegherebbe come mai equatore e polo sud di circa 440 milioni di anni fa furono posti, in conseguenza della successiva formazione del continente di Pangea, l'uno accanto all'altro.

ai 10 cm all'anno, devono essere accompagnati da trasporto di calore per convezione, poiché l'inerzia termica impedisce l'eliminazione per conduzione delle differenze di temperatura esistenti fra le diverse parti del circuito. Questa condizione è rispecchiata dalla persistenza di attività sismiche in un frammento di litosfera sprofondato fino a circa 700 km. Non è tuttavia chiaro se il trasferimento convettivo di massa e di calore siano la causa oppure una conseguenza del movimento delle zolle. I modelli del movimento relativo tra litosfera e astenosfera (si veda la figura in alto a pag. 54) illustrano questa difficoltà; essi sono certamente tutti troppo semplicistici. In effetti, i movimenti superficiali relativi delle zolle non possono servire per individuare i movimenti all'interno dell'astenosfera.

Si consideri ora un modello nel quale crosta, litosfera e astenosfera sono coinvolte in un sistema semplice (si veda la figura in basso a pag. 54). La litosfera in questo modello agisce come uno strato limite conduttivo freddo per l'astenosfera più calda, la cui parte superiore (la zona a bassa velocità sismica) è probabilmente prossima alla temperatura di fusione. Lo stato di tensione determinato dalla separazione fra le zolle in prossimità dell'asse di una dorsale, riduce la pressione idrostatica nella zona a bassa velocità sismica al di sotto della dorsale stessa. La riduzione della pressione idrostatica determina la fusione del materiale del mantello nella zona a bassa velocità con la conseguente risalita di una miscelazione di materiale liquido e cristallino e il sollevamento esteso della zona della dorsale. Come la colonna di materiale parzialmente fuso risale, essa subisce un'ulteriore fusione parziale; il liquido basaltico alla fine risale fino a riempire la frattura continuamente generata dalla separazione fra le due zolle. Il liquido raffredda e cristallizza a formare la crosta oceanica basaltica lasciando sotto di sé uno strato impoverito del mantello.

Laddove le zolle discendono entro l'astenosfera, il loro margine anteriore è caratterizzato dalla presenza di intere catene di vulcani; se ne può dedurre che le rocce vulcaniche sono in qualche modo connesse con la discesa della zolla. Dato che le rocce vulcaniche sono meno dense dei basalti della crosta oceanica, è probabile che esse si siano formate per fusione parziale di basalti oceanici insieme con altro materiale, per esempio altri basalti trascinati dalla zolla entro l'astenosfera. Il mantello impoverito che costituisce

parte della zolla discendente è più denso della astenosfera ancora intatta attraverso la quale esso discende; ciò perché esso ha subito la rimozione della frazione basaltica più leggera al di sotto dell'asse della dorsale e perché è più freddo. Perciò, una volta che una zolla ha cominciato a discendere in una certa zona di subduzione, è probabile che essa continui finché la zolla che si immerge incontra una resistenza crescente alle maggiori profondità nella astenosfera.

Dato che la crosta continentale è spesso soltanto 40 km, mentre le zolle sono spesse 70 km o più, i continenti si comportano come passeggeri passivi al di sopra delle zolle stesse. Nel quadro della tettonica a zolle, l'espressione « deriva dei continenti » non ha più significato di quella di « deriva dei fondali oceanici ». Ciononostante, a differenza degli oceani, i continenti impongono alcune restrizioni al movimento delle zolle. Le strette e ben definite fosse oceaniche e le zone inclinate lungo le quali si addensano gli ipocentri dei terremoti e che sono regolarmente associate alle fosse, indicano che la litosfera oceanica viene facilmente consumata per subduzione, probabilmente a causa del fatto che essa è costituita da crosta sottile e densa. Le zone sismiche intracontinentali associate con le catene mostrano uno stato di deformazione da compressione presente su vaste aree; ciò implica che la litosfera continentale è difficile da consumare poiché è costituita da crosta spessa e relativamente leggera.

All'interno del sistema alpino himalayano vi sono strette zone caratterizzate da una tipica associazione di rocce, nota come complesso delle ofioliti, la cui composizione e struttura suggeriscono che esse siano frammenti di crosta oceanica e di mantello terrestre. Se è così, le zone ofiolitiche indicano le linee lungo le quali i continenti sono entrati in collisione, in seguito alla contrazione di un oceano, per il consumo di una zolla (si veda la figura a pag. 56). Le piccole aree oceaniche che sono comprese all'interno delle catene di tipo alpino, come il Mar Mediterraneo e il Mar Nero, possono essere ciò che resta di oceani più grandi che una volta separavano l'Africa dall'Europa. Evidentemente, la litosfera che sorregge crosta continentale leggera è difficile da consumare, come è indicato dalla netta scarsità di terremoti a ipocentro intermedio o profondo nelle zone in cui i continenti sono entrati in collisione. Dunque, sembra che la collisione tra continenti ponga termine ai fenomeni di subdu-

zione lungo la zona di collisione. Ciò implica che i circuiti lungo i quali avviene il trasporto di massa vengano modificati in modo decisivo dopo la collisione fra continenti, dato che in tal caso vengono eliminate le zone principali di subduzione. Ne risulta necessariamente che si devono formare altrove nuove zone di subduzione.

Come si è visto, dunque, ogni ipotesi sul meccanismo che guida il movimento delle zolle deve soddisfare un certo numero di condizioni. Attualmente, sembra assai promettente, in una forma o nell'altra, il meccanismo della convezione termica nel mantello superiore, sebbene anche altri meccanismi possano avere un certo rilievo nella dinamica delle zolle.

Zolle estinte

È ora certo che la tettonica a zolle ha agito durante gli ultimi 200 milioni di anni della storia della Terra. Durante questo periodo si sono formati pressoché tutti gli oceani attuali mentre altri sono andati distrutti. Le principali masse continentali erano riunite 200 milioni di anni fa in un solo supercontinente detto Pangea (si veda la figura nella pagina a fronte). È tuttavia legittimo chiedersi se la scissione del Pangea, avvenuta circa 180 milioni di anni fa, sia stata il principio della tettonica a zolle. Studi geologici di catene montuose di età superiore ai 200 milioni di anni indicano che anch'esse debbono la loro genesi all'interazione fra zolle ora scomparse. Le catene montuose uraliano-appalachiano-caledoniane, che sono connesse con l'antico supercontinente di Pangea, mostrano ristrette fasce nelle quali sono presenti le ofioliti. Queste antiche zone ofiolitiche, come quelle più recenti del sistema alpino-himalayano, indicano ancora oggi la posizione che dovevano occupare oceani attualmente scomparsi. Ciò significa che gli Urali, per esempio, sono stati determinati dalla collisione di due masse continentali e che le ofioliti sono state generate da espansione di fondali oceanici in prossimità dell'asse di una dorsale attiva prima che i continenti fossero spinti l'uno contro l'altro.

Vi sono anche altre indicazioni a sostegno di movimenti orizzontali dei continenti su vasta scala attivi prima di 200 milioni di anni fa. I depositi glaciali ed altri dati indicano che circa 400 milioni di anni fa una calotta polare meridionale copriva il Sahara. Nello stesso tempo la parte orientale dell'America settentrionale si trovava in prossimità dell'equatore. Nella rico-

FISICA

LE SCIENZE

edizione italiana di

SCIENTIFIC AMERICAN

ha pubblicato in questo campo:

PARTICELLE PIÙ VELOCI DELLA LUCE

di G. Feinberg (n. 21)

IL « SECONDO SUONO » NELL'ELIO SOLIDO

di B. Bertman e D.J. Sandiford
(n. 24)

ACCELERATORI TANDEM DI VAN DE GRAAFF

di P.H. Rose e A.B. Wittkower
(n. 27)

LA PRODUZIONE DI ENERGIA

di S.F. Singer (n. 28)

LE COSTANTI FISICHE FONDAMENTALI

di B.N. Taylor, D.N. Langerberg
e W.H. Parker (n. 29)

I REATTORI CONVERTITORI VELOCI

di Glenn T. Seaborg e J.L. Bloom
(n. 30)

I CAMPIONI DI UNITÀ DI MISURA

di M. Fazio (n. 31)

LE PROSPETTIVE DELL'ENERGIA DI FUSIONE

di W.C. Gough e B.J. Eastlund
(n. 33)

LA STRUTTURA MAGNETICA DEI SUPERCONDUTTORI

di U. Essmann e H. Träuble
(n. 34)

PROGRESSI NEL RICONOSCIMENTO DELLE CONFIGURAZIONI

di R.G. Casey e G. Nagy (n. 35)

LA RIVELAZIONE DELLE ONDE GRAVITAZIONALI

di J. Weber (n. 36)

struzione del Pangea tali posizioni, presso il polo sud per il Sahara e presso l'equatore per l'America nord-orientale, sono incompatibili: essi indicano necessariamente che Africa e America settentrionale dovevano essere separate da un oceano largo circa 10 000 km. La contrazione di questo oceano e la conseguente collisione dell'America settentrionale con l'Africa è stata probabilmente la causa dello sviluppo delle catene appalachiane (si veda anche l'articolo *Geosinclinali, orogenesi e crescita delle masse continentali*, in « Le Scienze », n. 46, giugno 1972). Sembra ragionevole ammettere che lungo le zone di convergenza delle zolle si siano stabilite lunghe, strette e ben definite zone di corrugamento. Se è così, la tettonica a zolle è stata attiva durante gli ultimi due miliardi di anni.

L'assenza di ben definite zone di corrugamento più antiche di 2 miliardi di anni sembra indicare invece che in precedenza qualche altro meccanismo, diverso dalla tettonica a zolle così come la si conosce oggi, determinasse la evoluzione della crosta terrestre. Gli antichi scudi continentali, regioni che contengono rocce di età superiore ai 2,4 miliardi di anni, sono caratterizzate da una distribuzione irregolare delle rocce su aree così ampie da poter essere difficilmente giustificate con processi avvenuti al margine di zolle rigide. Evidentemente gli scudi continentali si stabilizzarono circa 2,4 miliardi di anni fa e, circa 400 milioni di anni dopo, la litosfera acquisì una rigidità sufficiente a suddividersi nel mosaico di zolle tipico dei tempi successivi.

Ciò non significa necessariamente che la tettonica a zolle così come la si conosce oggi sia realmente iniziata 2 miliardi di anni fa. Le catene montuose di età superiore ai 600 milioni di anni non hanno complessi ofiolitici simili a quelli delle catene montuose più recenti: ciò significa che l'espansione dei fondali oceanici in epoca antecedente a 600 milioni di anni fa, dava luogo a un tipo differente di crosta oceanica e di mantello. I dati geologici indicano che le zolle possono essere diventate più spesse e che i margini di zolla possono essere divenuti più specificamente individualizzati soltanto col trascorrere del tempo.

Un corollario interessante della tettonica a zolle è che essa fornisce una indicazione del fatto che il volume totale della crosta continentale può essere aumentato col tempo. Si è visto infatti che il mantello primitivo della astenosfera è soggetto a parziale fusione per liberare un fuso basaltico che risale e raffredda a formare la cro-

sta oceanica presso l'asse delle dorsali, e che la fusione parziale della crosta oceanica, compresa in una zolla discendente, può dare luogo a un liquido che può fuoriuscire alla superficie terrestre sotto forma di vere e proprie catene vulcaniche lungo il margine di zolla. Le rocce vulcaniche, con le loro inclusioni profonde di fusi che sono cristallizzati prima di raggiungere la superficie, hanno la stessa composizione complessiva della crosta continentale. Le catene vulcaniche possono dunque essere luoghi in cui vengono generati frammenti embrionali di crosta continentale. Dato che essi si trovano sul margine anteriore di una zolla, il loro destino è quello di entrare in collisione con altre catene vulcaniche o con uno dei diversi tipi di margine continentale. In tal modo nuove strisce di crosta continentale leggera vengono aggiunte ai margini continentali.

Come si è visto, l'arrivo di un margine continentale alla zona di subduzione, impedisce l'ulteriore distruzione della zolla. Così le dorsali oceaniche forniscono un mezzo efficace di crescita della crosta continentale, mentre non sembra esservi un meccanismo atto a distruggerla. Ciò implica che il volume totale della crosta continentale è aumentato nel corso degli ultimi 2 miliardi di anni. Non si deve concludere tuttavia che le fasce di nuova crosta continentale siano state aggiunte ai continenti sotto forma di una successione di anelli concentrici e regolari. In tempi diversi sono state aggiunte fasce discontinue e irregolari in modo tale da riflettere la complessa interazione dei margini continentali con il mosaico dei margini di zolla.

Anche se vi sono fenomeni geologici che la tettonica a zolle crostali non è ancora ovviamente in grado di spiegare e anche se il meccanismo profondo che determina la dinamica della crosta è oscuro, ciò non costituisce una obiezione di fondo alla teoria. Uno degli errori importanti che molti geologi hanno fatto nel passato è stato quello di respingere la deriva dei continenti per il solo fatto che non era chiaro come e perché essa si manifestasse. Il considerevole successo della tettonica a zolle dipende non soltanto dal fatto che essa consente di collocare in un unico quadro logico fenomeni diversissimi come l'espansione dei fondali oceanici, la deriva dei continenti, l'attività sismica, il vulcanismo e l'orogenesi, ma anche dal fatto che essa è stata analizzata dal punto di vista quantitativo e sperimentata al punto da non essere più contestabile almeno nelle sue linee essenziali.