

APVE
EXPLO
1532

SCHEDATO

1532 EXPLO *fol*

ALFONSO BOSELLINI

Tettonica delle Placche e Geologia

(estratto)

Geol. 11. 70



 Italo Bovolenta Editore

1978

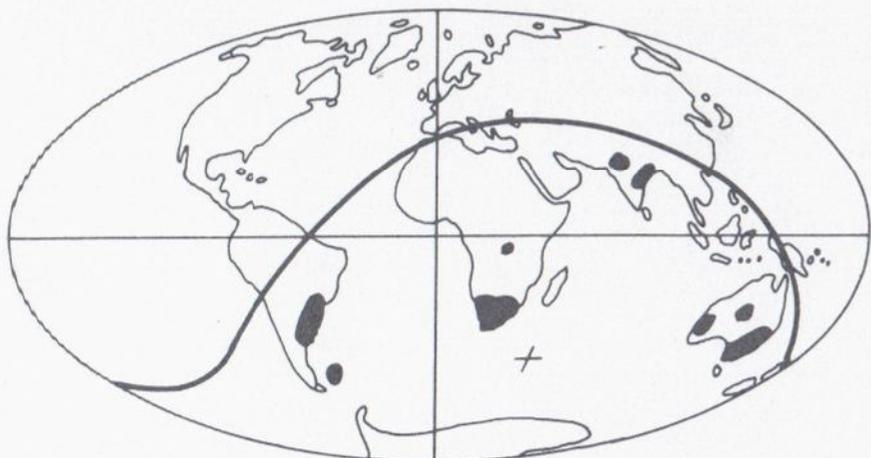


Figura 6 - La glaciazione permo-carbonifera. Le zone in nero sarebbero state ricoperte dai ghiacci (testimoniati dalla presenza di tilliti); la linea curva indica la supposta posizione dell'equatore in quel periodo (da Wegener, in Hallam, 1973).

1.3. I sostenitori di Wegener

La nuova teoria proposta da Wegener non ebbe certamente una facile adesione da parte degli scienziati dell'epoca. Furono messi in dubbio l'incastro o adattamento dei vari continenti, l'esattezza ed il significato delle somiglianze geologiche sui lati opposti dell'Atlantico nonché la spiegazione delle analogie faunistiche e floristiche tra i diversi continenti. Le prove relative alle misure geodetiche furono generalmente scartate come inconcludenti.

Ma il maggior ostacolo per l'accettazione della teoria di Wegener riguardava le cause ed il meccanismo che ne stanno alla base. Wegener infatti non affrontò a fondo tale problema. Egli parla di forze gravitazionali differenziali derivanti dalla forma della Terra (sferoide schiacciato ai poli), di maree terrestri, di rigonfiamenti della superficie terrestre che indurrebbero la crosta a spostarsi lateralmente per gravità onde poter ristabilire l'equilibrio. Tutte queste supposizioni e incertezze non favorirono certamente un'accettazione incondizionata della teoria.

Benchè dunque, nel periodo tra le due guerre mondiali, l'opinione generale fosse molto chiaramente in suo sfavore, Wegener ebbe anche alcuni importanti sostenitori. Tra questi possiamo ricordare Daly, Argand, Du Toit e Holmes.

Daly, il famoso geologo americano dell'Università di Harvard, accettò completamente l'idea della deriva, suggerendo solo un'alternativa al meccanismo proposto da Wegener. Argand, il grande geologo svizzero, a cui si deve la sintesi fondamentale sulla struttura della catena alpina, propose meccanismi orogenetici in cui il movimento laterale dei continenti rivestiva un ruolo fondamentale. Du Toit, un geologo sudafricano, è conosciuto per aver scritto un libro nel 1937, in cui la teoria di Wegener è difesa, propu-

raccolta di prove a favore della deriva ed a correggere quelli che lo stesso Du nosceva come errori. Perciò, i collegamenti quaternari tra America settentrionale e Europa, ipotizzati sulla base delle morene terminali, vengono abbandonati, mentre lo spostamento dei continenti è attuato al livello dei margini delle piattaforme continentali e non a quello delle linee di costa. E da ultimo menzioniamo Holmes, da molti considerato il più grande geologo inglese di questo secolo. Insoddisfatto del meccanismo proposto, egli suggerì nel 1929 un modello basato sulle correnti subcrostali. Forse può essere considerato il geniale e vero embrione delle attuali teorie sulla deriva della crosta terrestre.

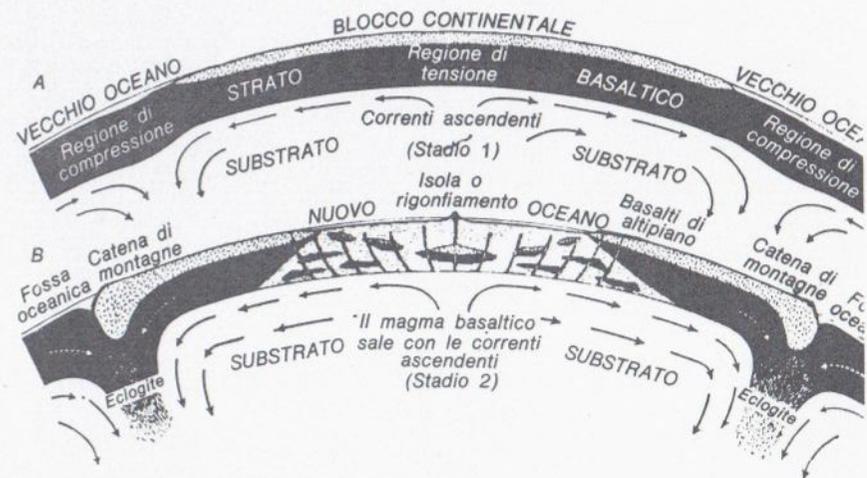


Figura 7 - Deriva dei continenti, formazione di un nuovo oceano e delle catene montuose secondo il meccanismo proposto da Holmes (da Holmes, 1952, in Leonardi, 1970).

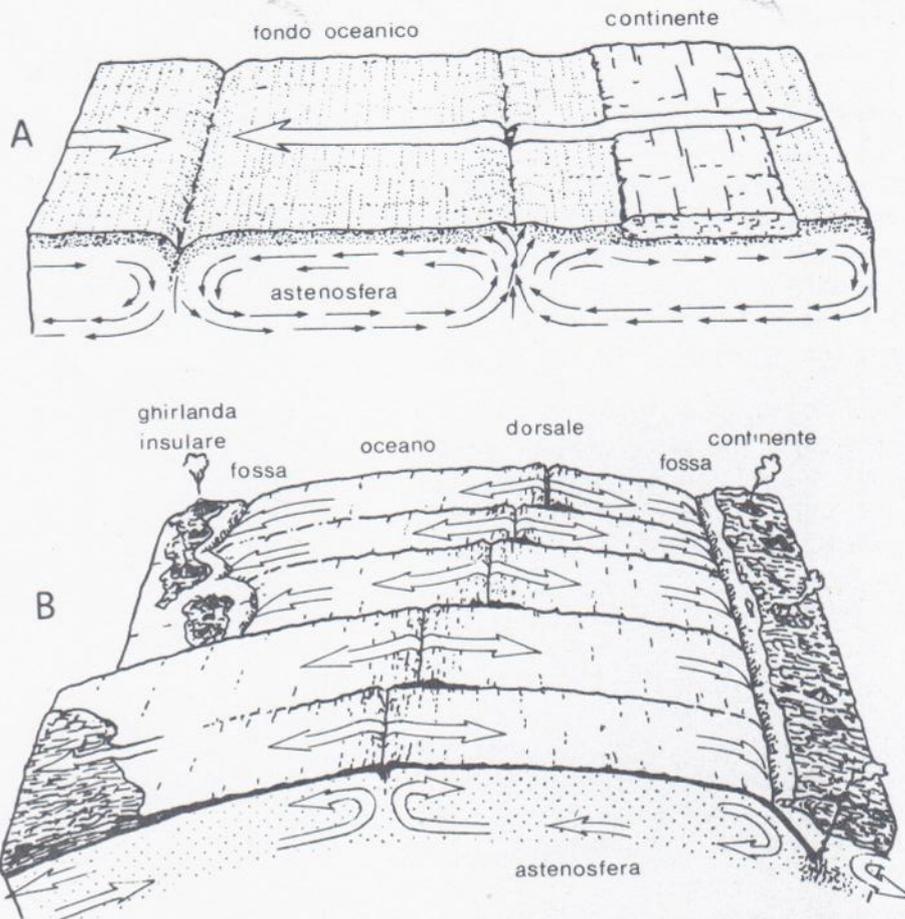


Figura 17 - L'ipotesi dell'espansione dei fondi oceanici; a) correnti convettive presenti nell'astenosfera risalgono in corrispondenza delle dorsali oceaniche dalle quali si espandono poi lateralmente, trascinando passivamente i blocchi continentali; b) il modello, oltre all'espansione, implica anche un'inghiottimento (subduzione) della crosta in corrispondenza delle fosse oceaniche (dis. di Trevisan, in Trevisan e Tongiorgi, 1976).

4.2. Le faglie trasformi

Sappiamo che la fenditura assiale lungo la quale si attua l'espansione delle dorsali oceaniche non è una struttura continua. Essa è interrotta e dislocata dalle cosiddette zone di frattura (fig. 17 b), che in taluni luoghi determinano alte e scoscese pareti sottomarine. All'inizio si pensava che tali fratture fossero normali faglie trascorrenti, cioè linee lungo le quali l'asse della dorsale era stato dislocato a partire da una struttura originariamente continua. Ma in tal caso gli spostamenti dovevano prolungarsi entro i continenti, i terremoti dovevano insorgere su tutta la lunghezza delle faglie ed il movimento relativo dei tronconi di dorsale doveva essere come quello delle normali faglie che si verificano sui continenti. Tutte queste condizioni non erano invece riscontrabili nelle zone di frattura oceaniche.

necessario il prolungamento entro i continenti, mentre i terremoti sarebbero limitati alla parte centrale del rigetto ed il moto delle parti avverrebbe in senso inverso alle faglie normali.

La fig. 18 spiega il concetto di faglia trasforme. Si noti che, nel tratto situato tra le due dorsali, il senso del movimento della faglia è contrario a quello che dovrebbe essere se le dorsali fossero state dislocate dalla faglia stessa. Ciò può solo significare che il rigetto dei due tronconi di dorsale è originario. A destra e a sinistra del tratto compreso tra le dorsali, il senso del movimento è il medesimo, sia al di qua che al di là della faglia. Per-

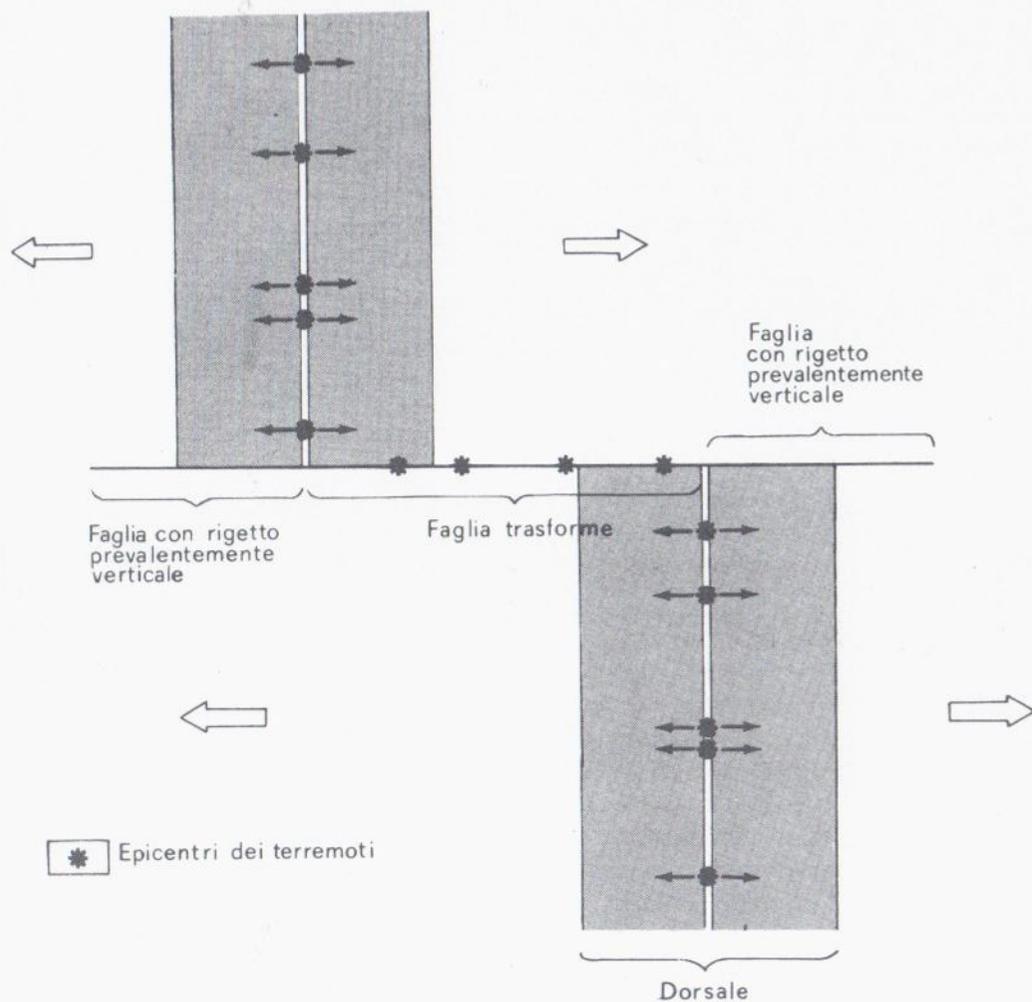


Figura 18 - Il concetto di faglia trasforme. Si noti che il troncone superiore della dorsale appare rigettato verso sinistra (faglia sinistrale), ma il movimento in corrispondenza della faglia, tra le due dorsali, è in senso opposto (destrale). I terremoti sono localizzati soltanto nel tratto di faglia compreso tra le due dorsali, poiché solo qui si ha un movimento del fondo oceanico in senso opposto; all'esterno delle due dorsali invece la faglia è "morta": il fondo oceanico si sposta uniformemente, in blocco e nella stessa direzione, da una parte e dall'altra della faglia.

sono, come un unico blocco.

Le relazioni ora descritte non si possono spiegare in alcun modo se non che le faglie trasforme siano in relazione a zone di deformazione attiva presso del mantello. Le ricerche dei sismologi hanno dimostrato che, in corrispondenza di zone di frattura oceaniche (faglie trasforme), i terremoti avvengono soltanto nella parte centrale, compreso tra i due tronconi rigettati della dorsale (fig. 18) e l'area compressiva di primo arrivo dà un verso dei movimenti che è in accordo con quanto precedentemente predetto.

Le faglie trasforme possono indicare fratturazione inhomogenea della

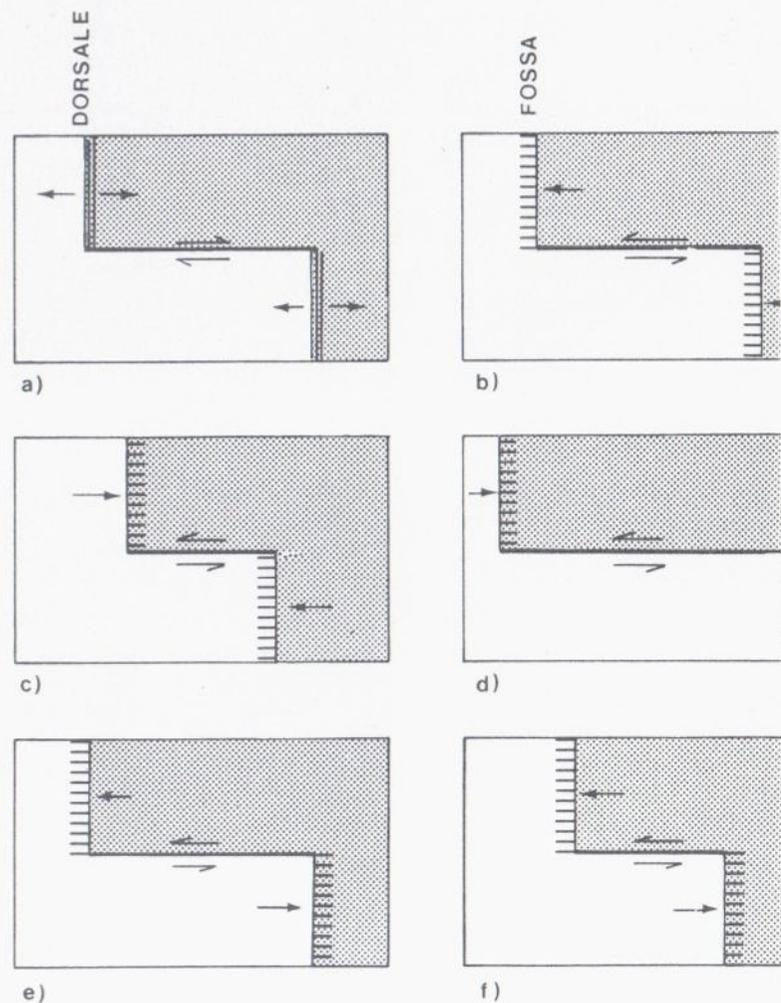


Figura 19 - Maggiore o minore stabilità delle faglie trasforme. La freccia è posta sulla placca in sul lato superiore. In a) e b) la lunghezza della faglia trasforme non si modifica nel tempo poiché espansione o sottoscorri nella stessa direzione; in c) e d) la lunghezza della faglia aumenta poiché i margini delle placche si avvicinano; in e) e f) diminuisce col tempo poiché i margini delle placche si allontanano (da Dewey, 1975).

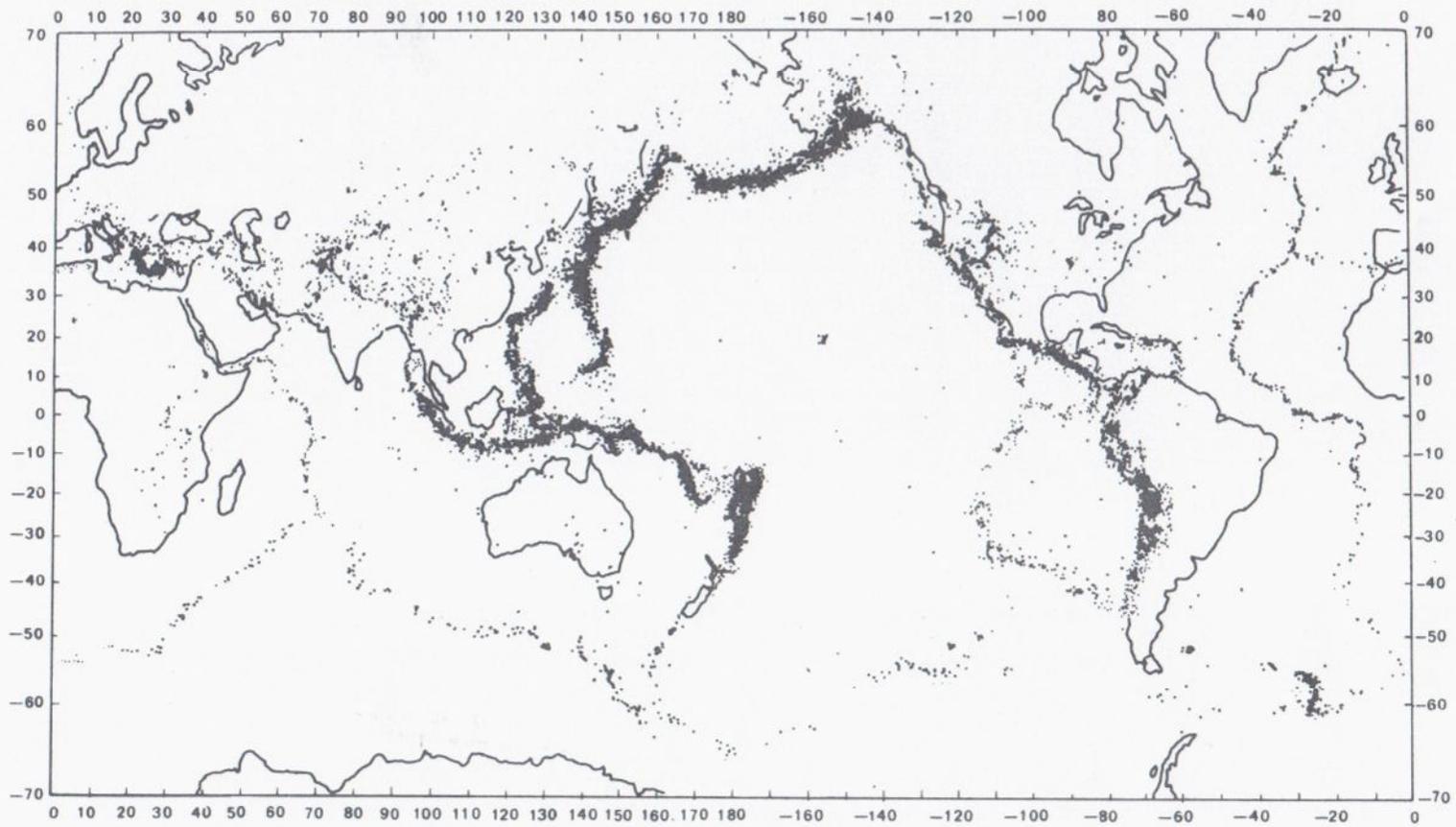


Figura 25 - Distribuzione globale di tutti gli epicentri dei terremoti per il periodo 1961-1967 (da Barazangi e Dorman, 1969).

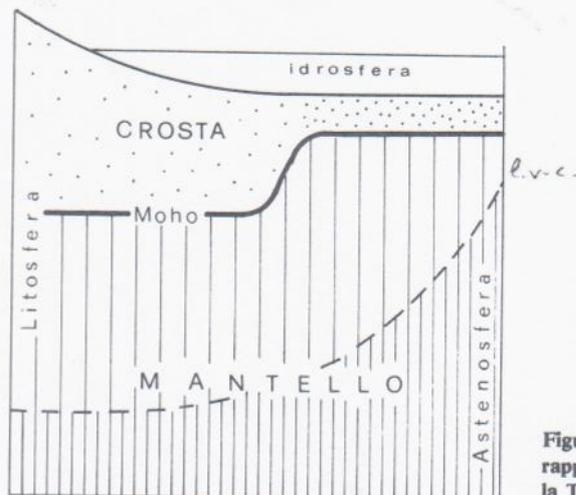


Figura 26 Diagramma mostrante, schematicamente, rapporti e nomenclatura degli involucri superficiali della Terra, per uno spessore di circa 150 Km.

Il guscio litosferico resta su di un substrato, denominato *astenosfera*, caratterizzato da temperature più alte e da comportamento plastico. Dati mineralogici e geofisici fanno ritenere che il mantello sia chimicamente omogeneo tra 150 e 800 Km di profondità e ciò suggerisce che in questa zona possano esistere dei movimenti convettivi. La viscosità dovrebbe essere specialmente bassa nella zona di fusione incipiente, che corrisponde al canale di bassa velocità.

5.3. Il mosaico globale (la suddivisione della litosfera in placche)

La stratificazione reologica degli involucri superficiali della Terra che abbiamo ora descritto permette di considerare la litosfera come uno strato prediletto dalle sollecitazioni meccaniche e fa ritenere che il movimento più facile da realizzarsi sia lo slittamento orizzontale della litosfera sull'astenosfera.

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. Da quanto detto consegue che i terremoti possono verificarsi solo all'interno della litosfera e che la sismicità sulla Terra è l'espressione dei movimenti relativi tra placche litosferiche.

Si giunge così ad un modello tettonico globale in cui la superficie terrestre consiste di un guscio litosferico, rotto in un certo numero di placche rigide, in movimento relativo tra loro e slittanti sopra uno strato relativamente più plastico.

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 (fig. 25). Le zone ad alta sismicità si identificano con ben caratteristiche aree strutturali della Terra quali le dorsali oceaniche, le profonde fosse oceaniche, le catene montuose recenti, le zone ad elevata attività vulcanica e le fosse tettoniche continentali. Le fasce sismiche delimitano placche che all'interno possono invece essere considerate

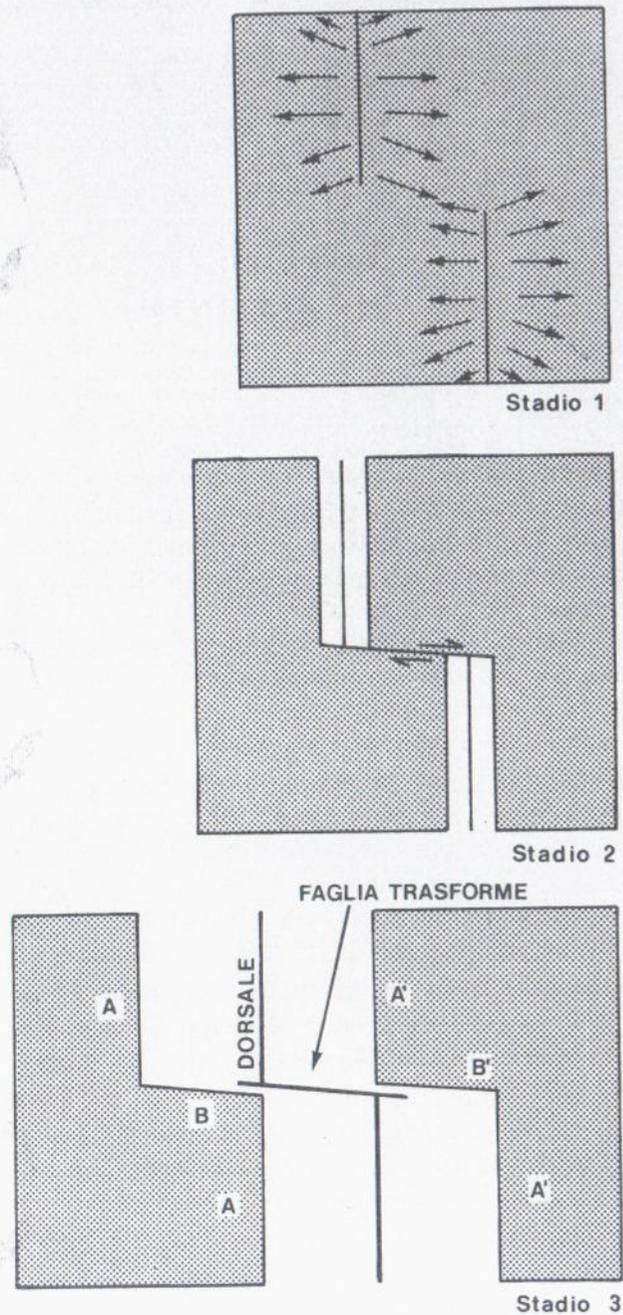


Figura 37 - Origine dei margini continentali passivi e trasformi. Moti convettivi non allineati si instaurano sotto una massa continentale (stadio 1) che, sottoposta a tensione e sforzi di taglio, si rompe. La crosta continentale si separa ed al centro affiora nuova crosta oceanica (stadio 2). L'espansione del fondo oceanico allontana sempre più i due tronconi continentali e si formano due tipi di margini continentali, passivi (A e A') e trasformi (B e B') (stadio 3).

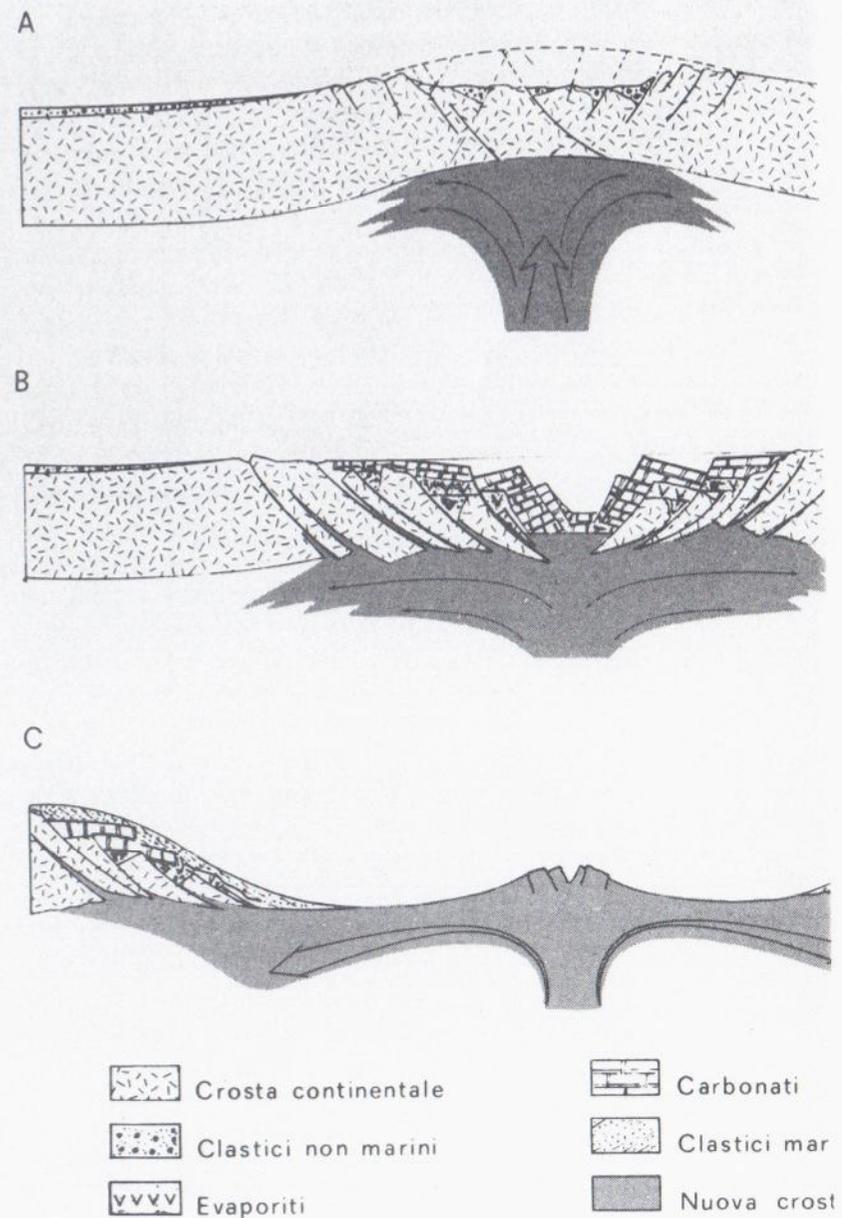


Figura 38 - Evoluzione di un margine continentale tipo-Atlantico.

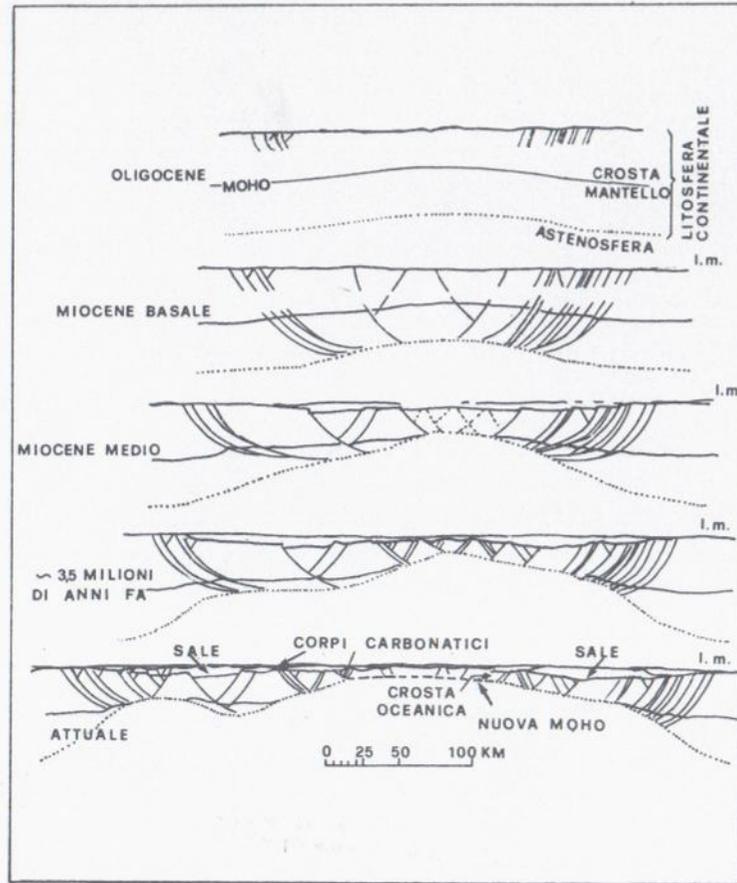


Figura 39 - Evoluzione strutturale del Mar Rosso meridionale. Si noti che il movimento verticale e le associate faglie rotazionali sono la conseguenza dell'inarcamento, della rottura e della separazione di una placca litosferica (da Lowell *et al.*, 1975).

6.2. Margini continentali passivi

I margini continentali passivi si formano a coppie quando un continente si spacca in due in corrispondenza di un'incipiente dorsale oceanica (fig. 38). Si formano invece singolarmente quando un arco magmatico (pag. 79) si stacca dal margine dei blocchi continentali a causa di un processo di espansione nell'area retroarco (fig. 46). Nel primo caso ognuno dei due margini passivi è costituito da un blocco continentale, che funge da fonte sedimentaria, a cui si contrappone un bacino oceanico giovane che funge invece da scolo o ricevitore di tali sedimenti. Il risultato finale di questo processo deposizionale è un caratteristico prisma sedimentario che abbraccia la zona tra continente ed oceano; ne consegue che la sequenza sedimentaria giace ora su crosta continentale, ora su crosta

La sequenza sedimentaria dei margini passivi che riflettono ognuno la deposizione in una litosfera oceanica. Tali stadi comprendono un inarcamento tettonico (*rift valleys*), la rottura definitiva della litosfera oceanica, e infine la separazione completa del continente dal margine passivo vero e proprio, dapprima stretto e poi aperto.

Questi stadi fanno parte in verità di un processo di espansione continentale. I primi stadi di espansione sono costituiti da fasi sedimentarie che si formano da facce di mare, poiché un continente non si spacca istantaneamente, ma si estende progressivamente dal punto di rottura.

A. Stadio di inarcamento iniziale. Se sotto l'azione di una cella convettiva, nel mantello si ha un'area più calda della sua densità. L'aggiustamento isostatico si realizza nel continente sovrastante e, quando una sua parte si inarca, nella regione inarcata, iniziano a formarsi valli centrali e semigraben (fig. 38a). Quindi faglie normali si formano all'esterno dell'arco; il drenaggio delle acque meteoriche si realizza verso l'esterno, mentre al centro, tettonicamente abbassato, si formano *red beds* sotto forma di conglomerati di calcare.

Durante l'inarcamento termico, che precede la separazione tettonica, è caratteristico il vulcanismo per il quale si formano scorie sarebbe uniforme lungo tutta l'incipiente spacatura. Si formano anche delle creste di vasti inarcamenti a duomo (*hoorn*) di larghezza di chilometri e spaziate a intervalli di 1000-2000 metri. Sono intercalati con le vulcaniti che continuano a formarsi nello stesso sistema di fratture crostali. Da una parte, le rocce vengono progressivamente interrotte. Il Mar Rosso, che ha iniziato a formarsi durante l'inarcamento, si allarga di 100 Km dall'asse (fig. 39), mentre i bacini triassici si formano. La separazione dell'America dall'Africa, si realizza durante l'inarcamento del continente americano.

Sia attorno all'Atlantico meridionale che all'Atlantico settentrionale (fig. 40), esistono affioramenti di terreni precambriani e strutture regionali a duomo (inarcamento iniziale) che si formano durante l'inarcamento.

B. Stadio di golfo proto-oceanico. La collisione delle placche convettive divergenti, instaura, alla base del sistema di fratture, scorie sempre più pronunciate. Fratture coniugate si formano alla base della crosta, dove le correnti convettive ascendono verso l'alto e verso l'esterno, formando un angolo acuto. Le faglie coniugate si approfondano, ruotando nel piano di faglie

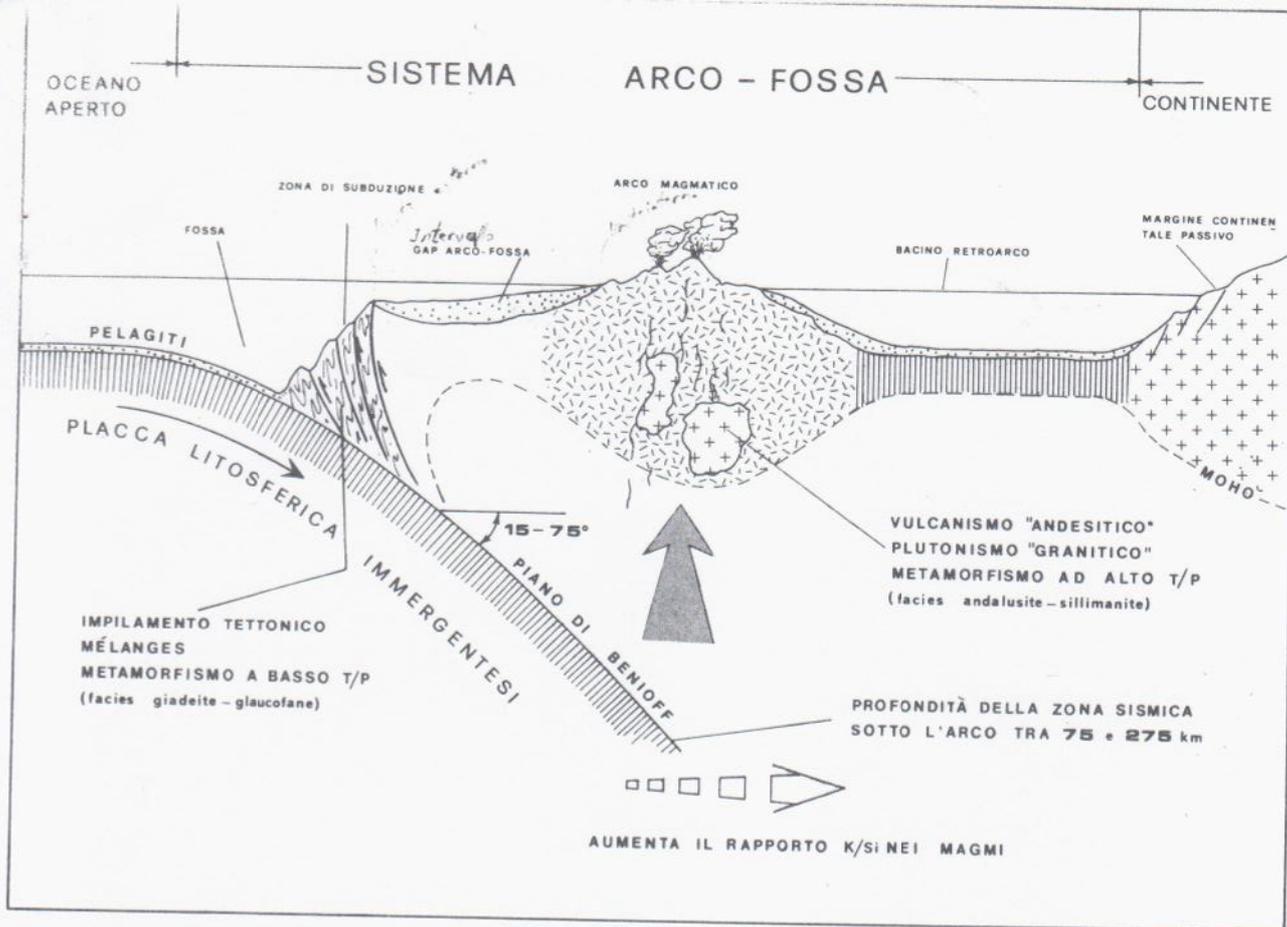


Figura 45 - Sezione schematica attraverso un sistema arco-fossa con presenza di bacino marginale (da vari Autori).

non è dato sapere se questi archi siano "nati" direttamente nell'oceano o se anche loro provengono per migrazioni successive da un originario margine continentale.

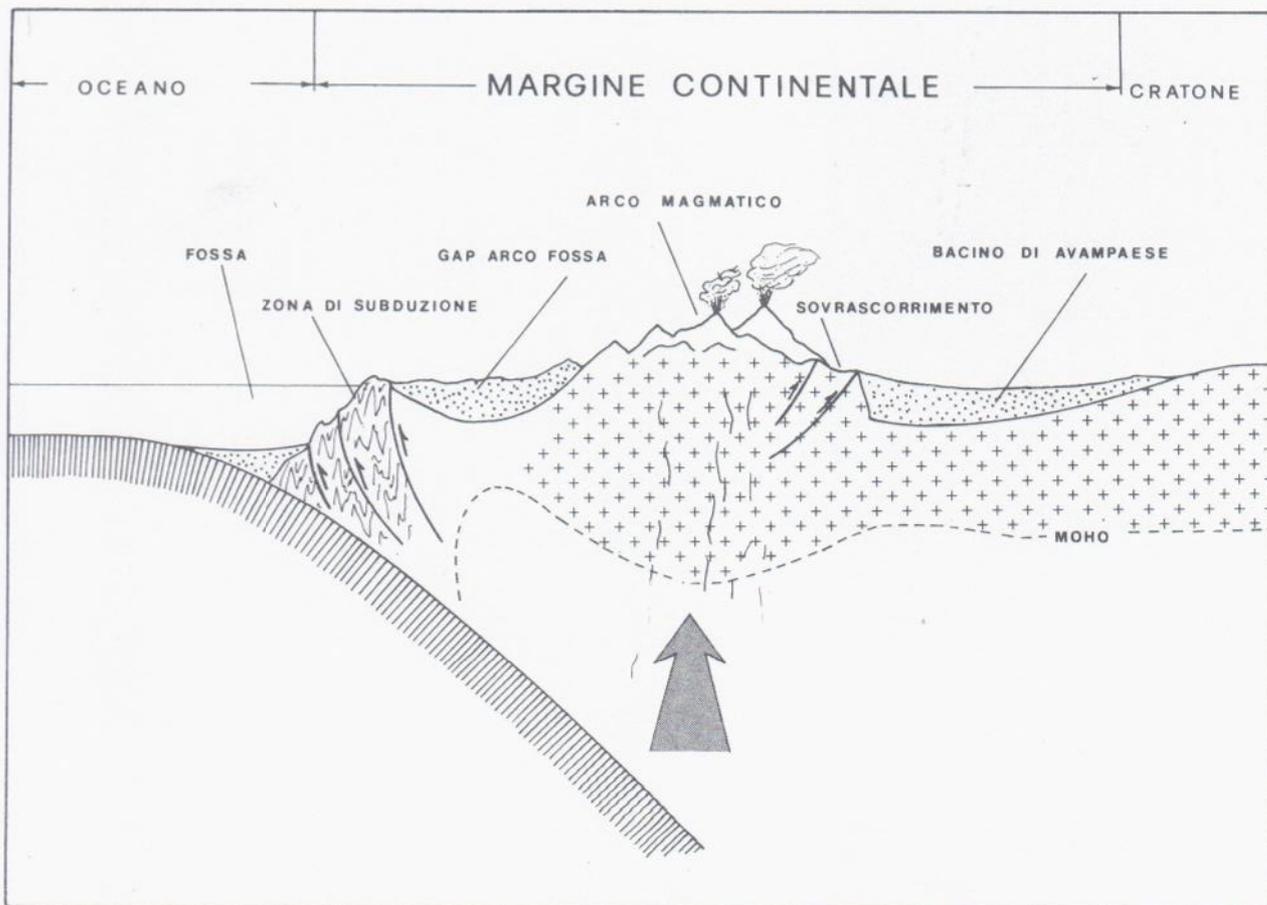


Figura 46 - Sezione schematica attraverso un sistema arco-fossa, situato su di un margine continentale (da vari Autori)

Gli archi dei margini continentali comprendono due varianti geografiche principali: quelli in cui la catena vulcanica forma isole e quelli in cui i vulcani si trovano sul

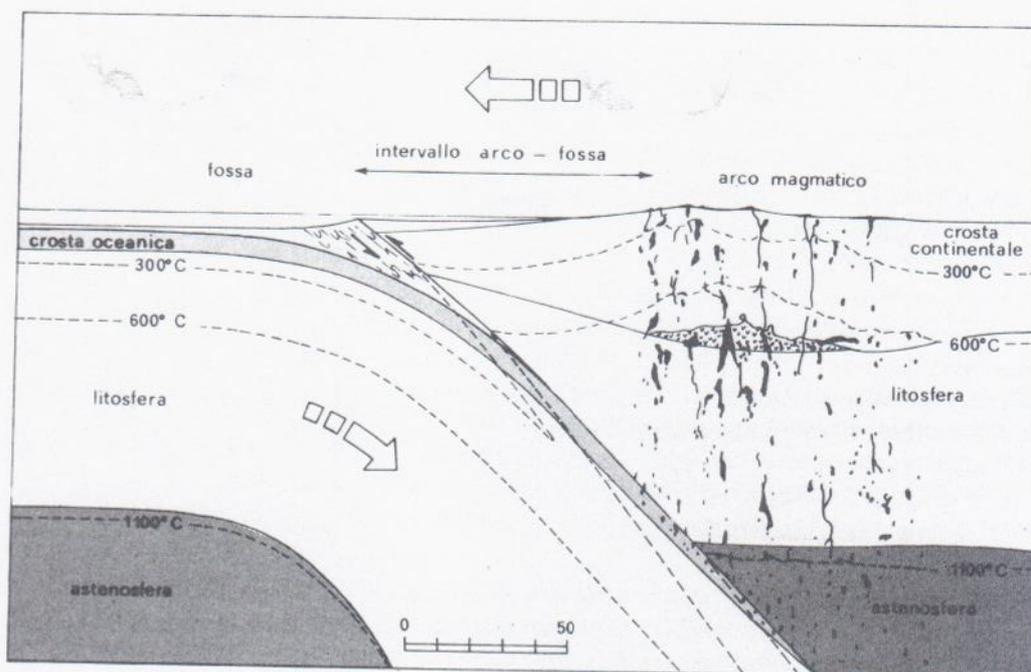


Figura 55 - Modello tettonico generalizzato di un sistema arco-fossa (nessuna esagerazione nella scala verticale). Si noti l'inflessione delle isoterme in corrispondenza della zona di subduzione ed il loro inarcamento in corrispondenza dell'arco magmatico. Magmi calcocalcici derivanti dalla parziale fusione della crosta oceanica e magmi mafici prodotti dall'incipiente fusione dell'astenosfera non subdotta sono entrambi segnati in nero. È pure indicata la parziale fusione della parte basale della crosta sialica ispessita e ricca di H₂O (da Ernst, 1974).

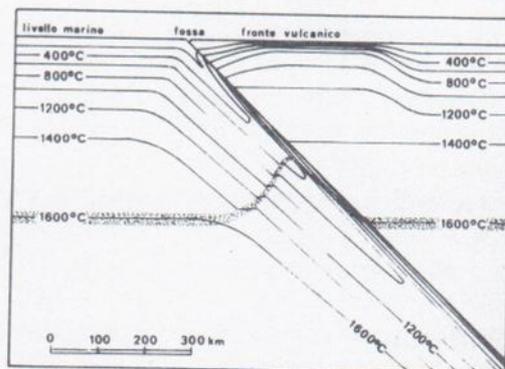


Figura 56 - Calcolo teorico della struttura termica in corrispondenza di un margine convergente, tenendo in conto il riscaldamento da attrito; il grisé indica la zona di transizione olivina-spinello. Disegno in scala, senza esagerazione verticale (da Turcotte e Oxburgh, 1972 in Ernst, 1974).

tra i due tipi di facies metamorfiche risulta assai attenuato. Lo stesso effetto viene prodotto dalla discesa di una placca troppo calda, quale può esistere in un bacino di limitate dimensioni, tipo bacino marginale (si ritiene che una placca, dopo la sua creazione nella dorsale oceanica, rimanga considerevolmente calda per un periodo di decine di milioni di anni). Anche lo spessore e l'inclinazione della placca discendente sembrano essere fattori importanti che controllano il metamorfismo nelle zone di subduzione.

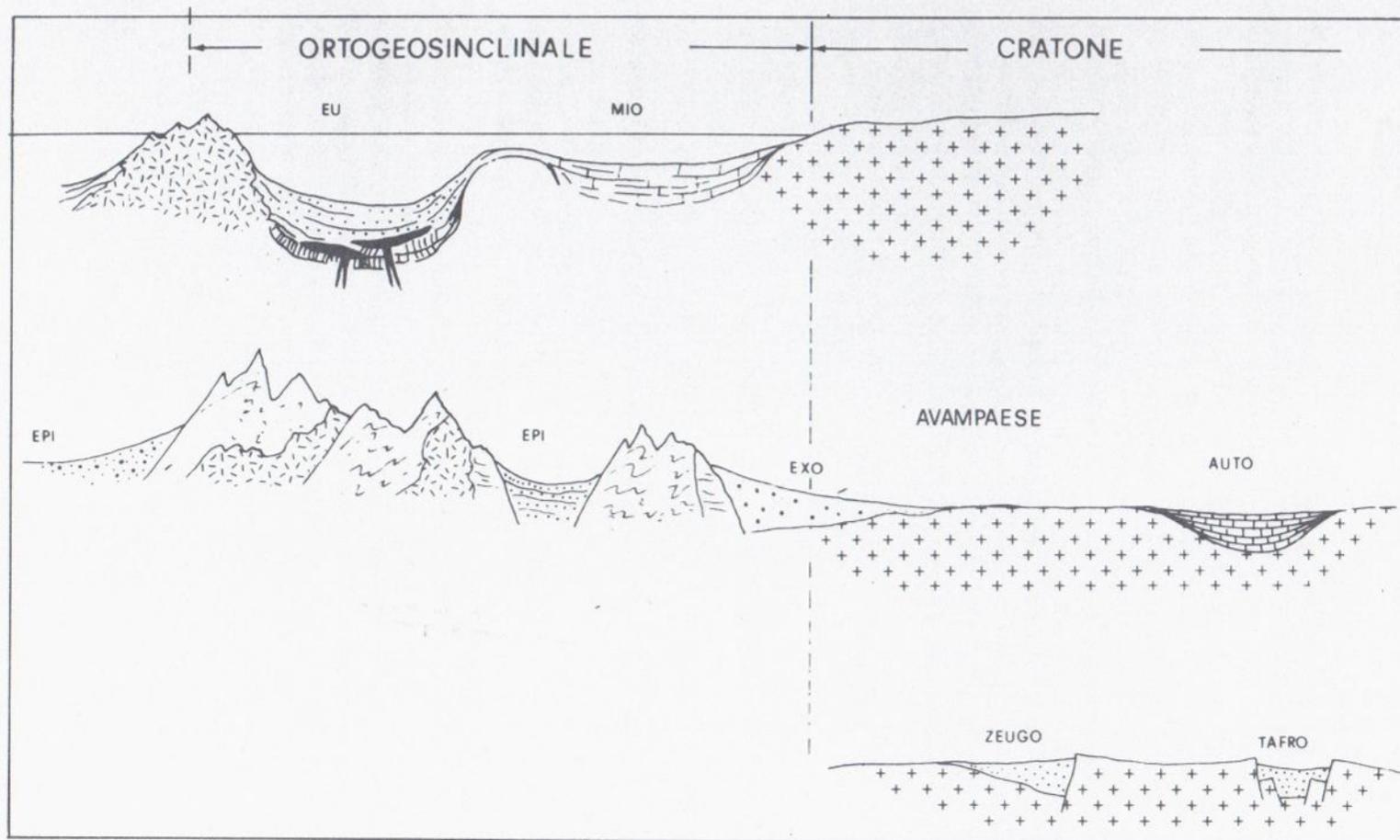


Figura 57 - Vari tipi di geosinclinale secondo la nomenclatura classica.

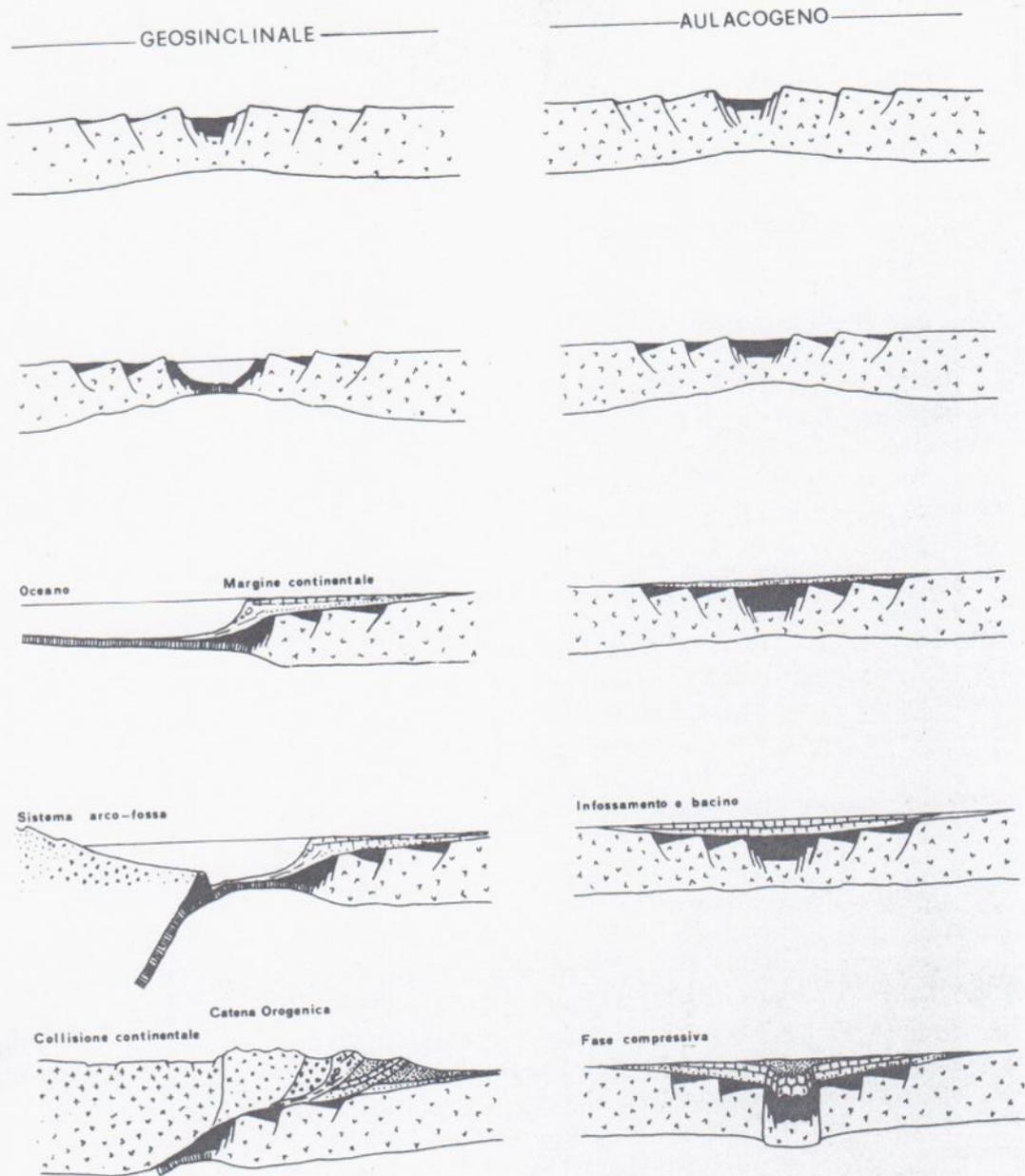


Figura 61 - Evoluzione comparata di un aulacogeno e di una geosinclinale (da Hoffman *et al.*, 1974).

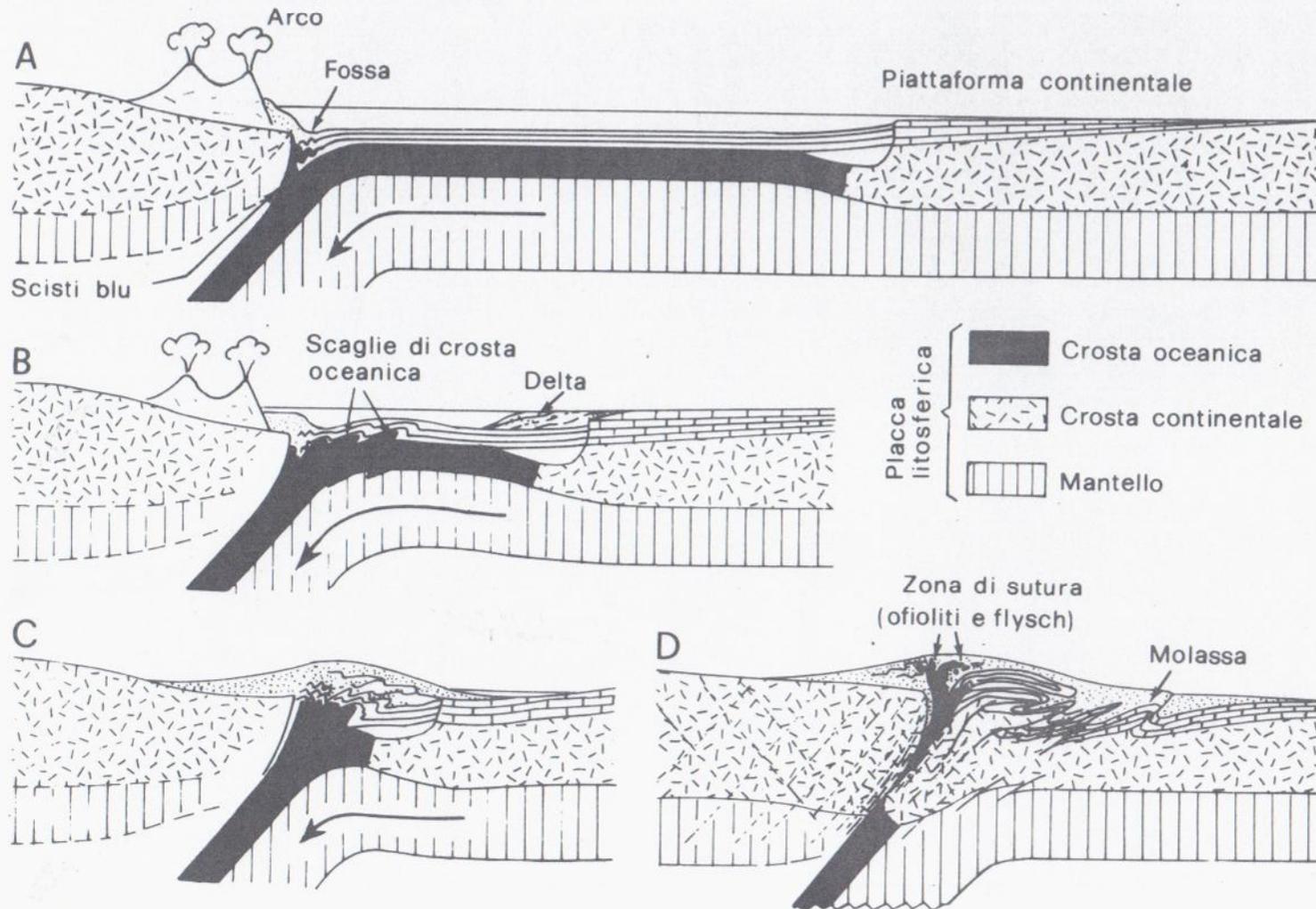


Figura 62 - Sequenza schematica di eventi durante una collisione continente-continente (da Dewey e Bird, 1970).

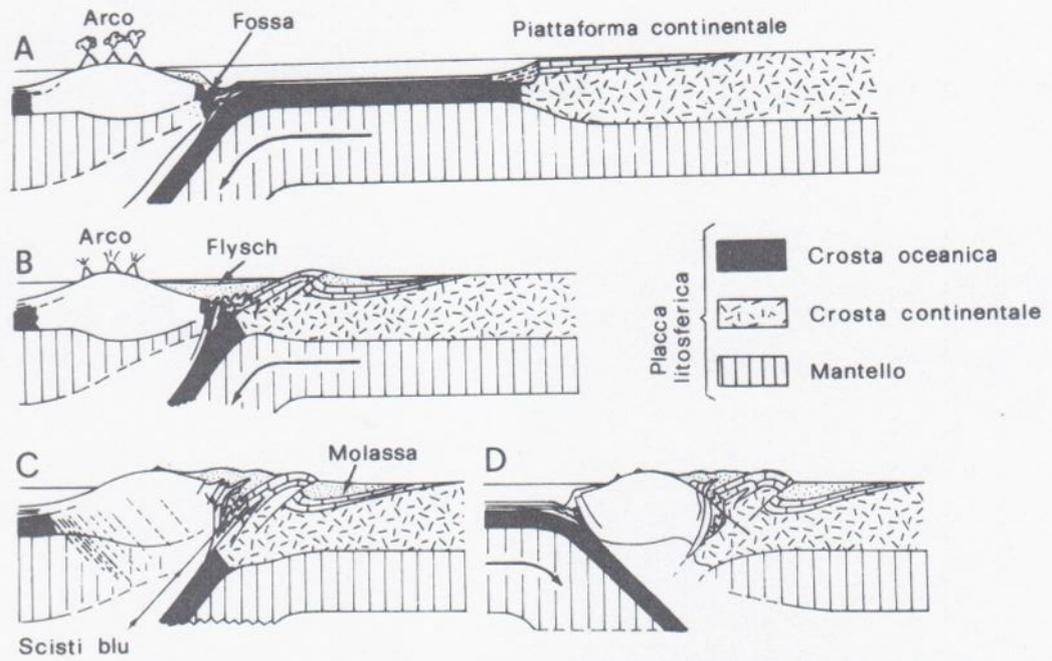


Figura 64 - Sequenza schematica di eventi durante una collisione arco-continente (da Dewey e Bird, 1970).