

Abb. 10.1
 Die wichtigsten Platten mit divergenten, konvergenten und Transformstörungen; die schwarzen Zähne entlang der konvergenten Plattenränder zeigen die Richtung der Subduktion an; offene Pfeile zeigen die Relativbewegungsrichtung an, Zahlen sind Bewegungsbeträge in cm a^{-1} ; schwarze Pfeile: Richtung und Betrag der Absolutbewegung der Pazifischen Platte (als ein Beispiel) relativ zum Erdinnern. Die Relativgeschwindigkeiten wurden direkt durch Satelliten-gestützte Entfernungsmessungen und indirekt durch die magnetische Kartierung des Meeresbodens (Kasten 10.2) ermittelt. Die Mittelozeanischen Rücken sind durch Transformstörungen zerschnitten, wobei hier nur der tektonisch aktive Teil gezeigt ist (mehr dazu in Abschn. 10.4). Die Plattengrenzen in der Arktis sind nicht vollständig dargestellt; die gestrichelte Linie in Ostsibirien markiert die vermutete Grenze zwischen der Eurasischen und der Nordamerikanischen Platte (nach FOWLER (1990) und anderen Quellen); Plattengrenzzone (gestrichelt) zwischen der Indischen und Australischen Platte nach VAN ORMAN et al. 1995.

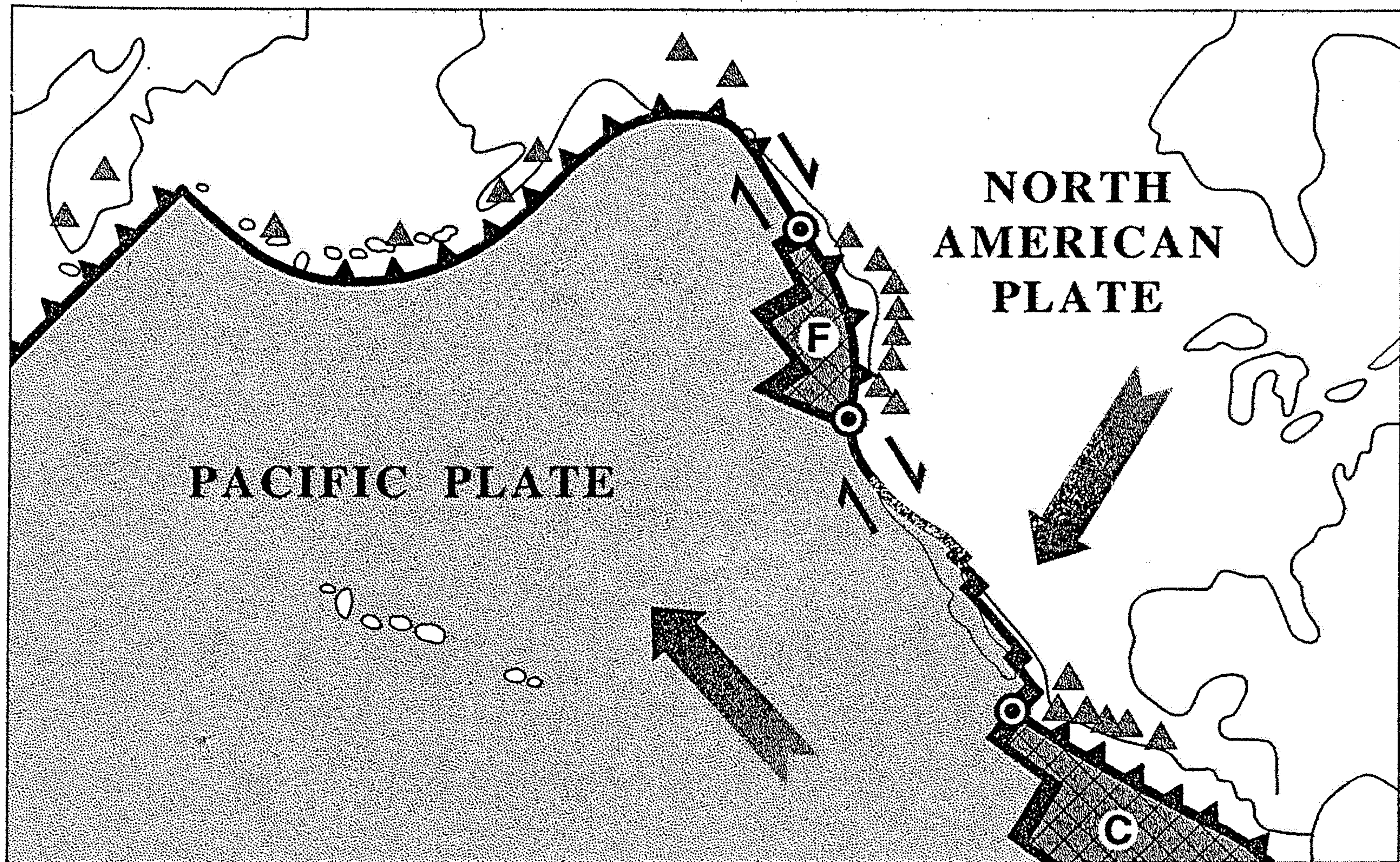


Figure 25.2. Plate boundaries and andesitic volcanic belts in western North America. The correlation of arc volcanism (open triangles) with zones of lithospheric underflow (barbed junctions) is clear. F = Farallon plate; C =

Cocos plate. (Source: Adapted from R. V. Ingersoll, Triple-junction instability as cause for late Cenozoic extension and fragmentation of the western United States, *Geology*, vol. 10, 1982.)

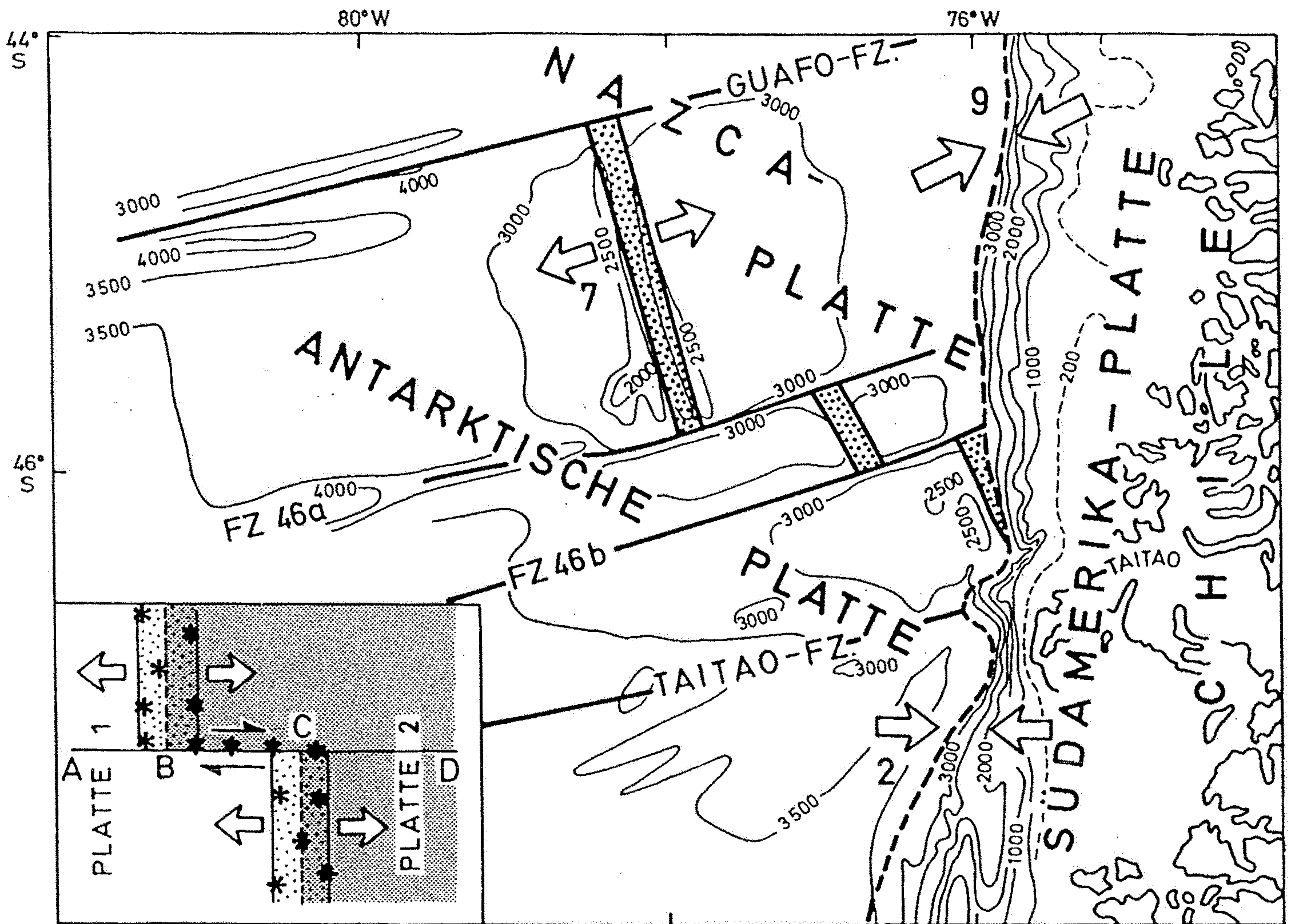
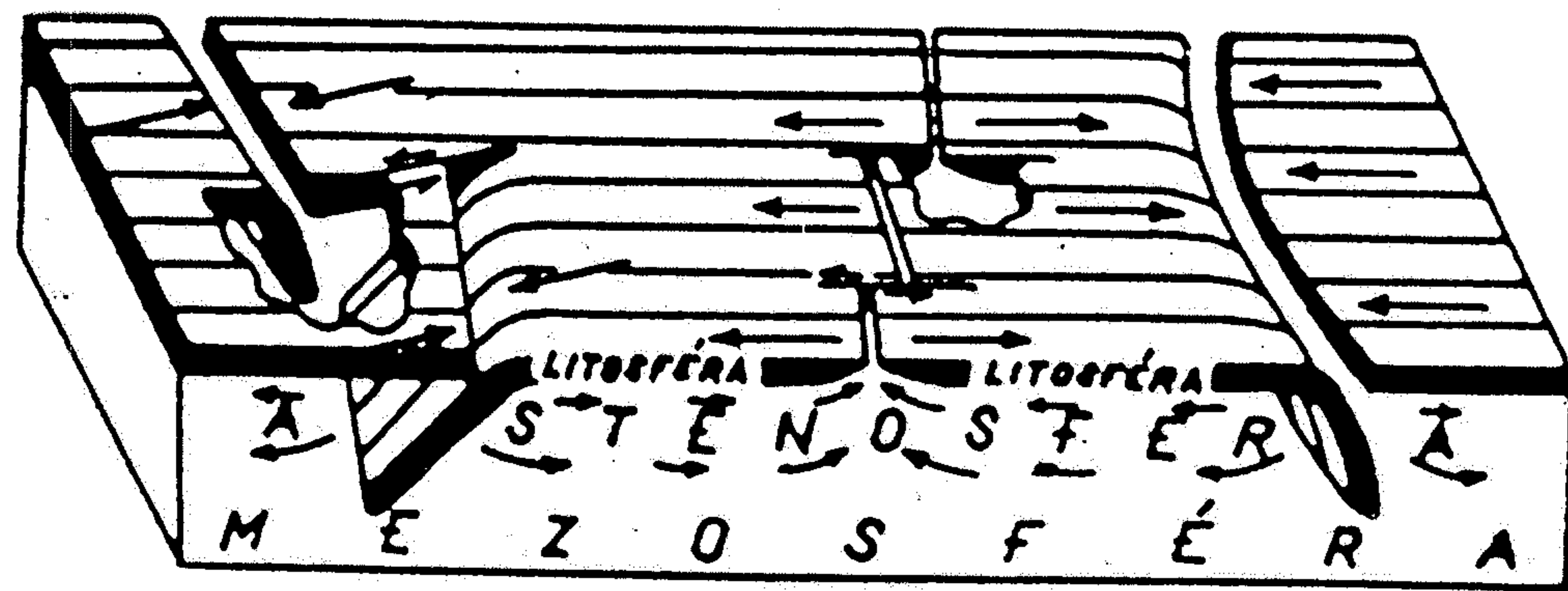
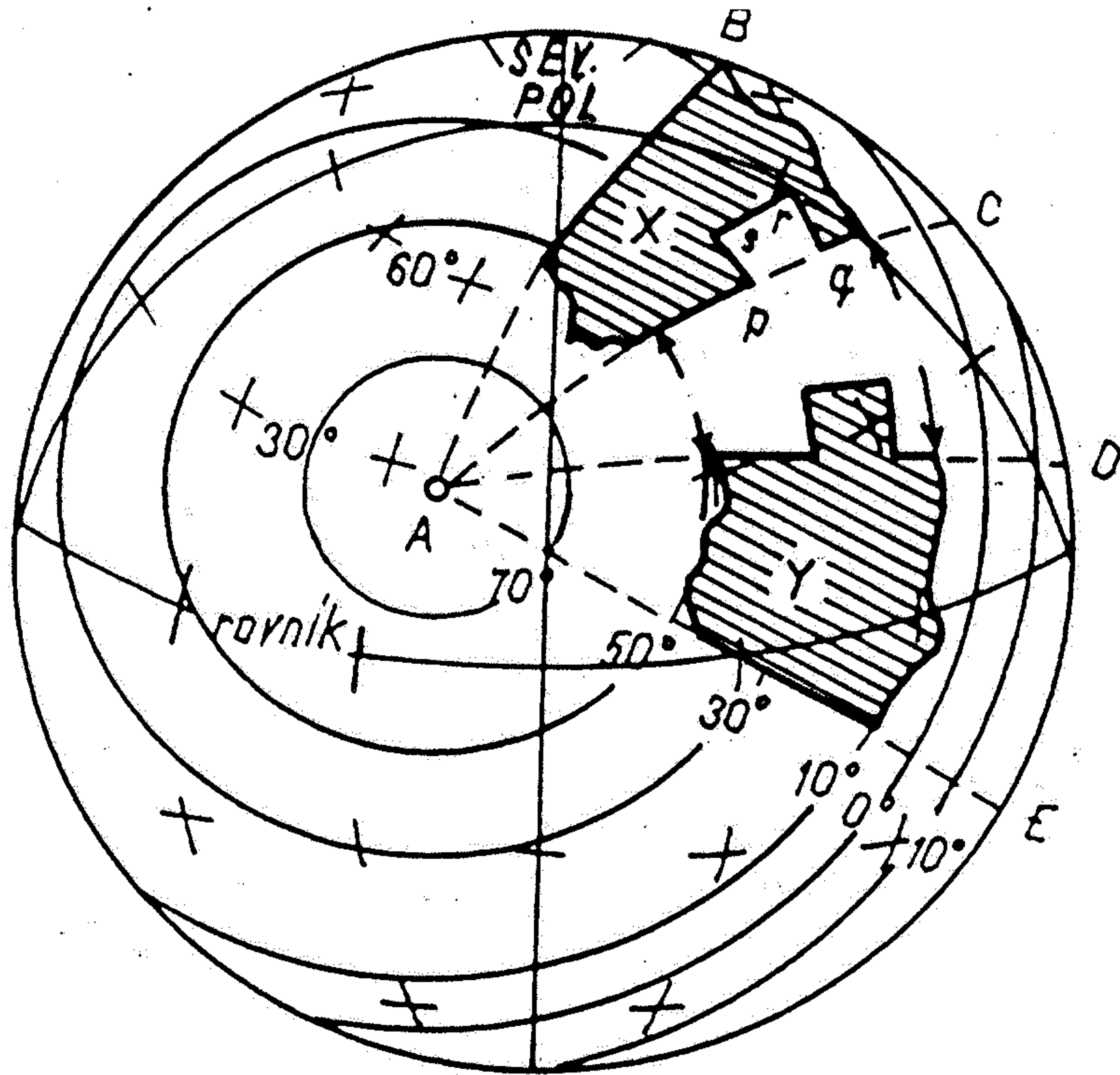
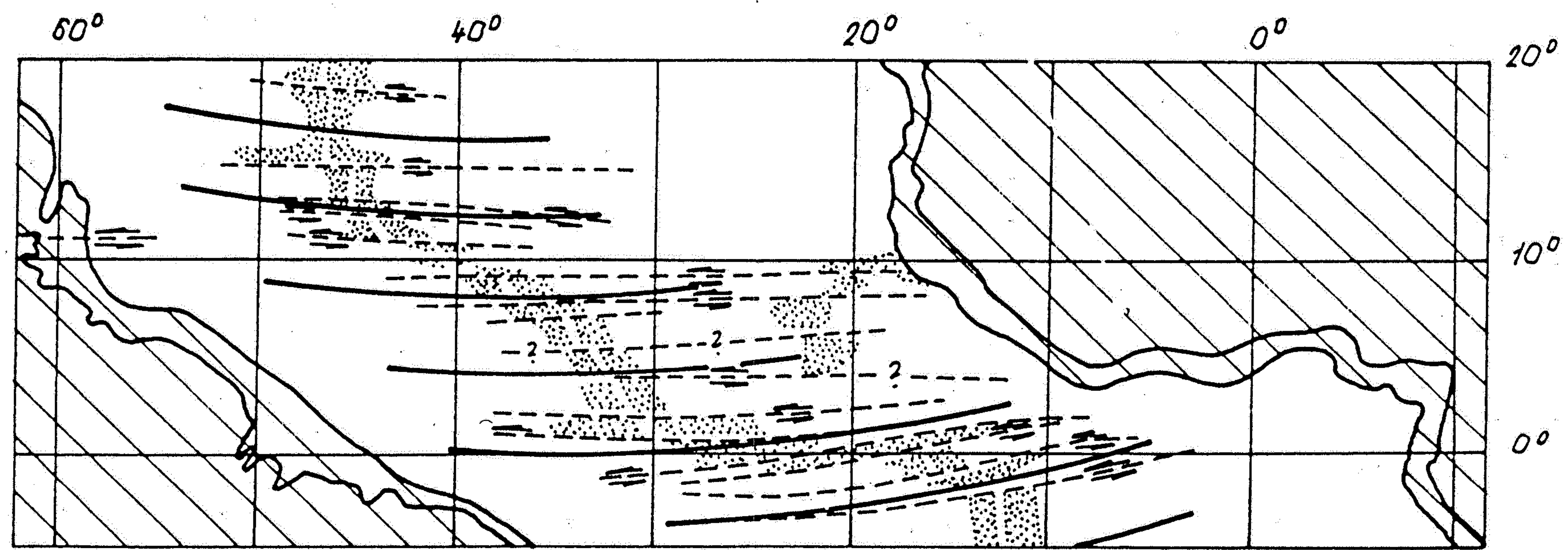


Abb. 10.22

Bathymetrie (Tiefen in Meter), MOR-Abschnitte (Punkt-Signatur) und Transformstörungen im Bereich der Chile-Triple junction (= Punkt, an dem drei Platten (hier die Südamerikanische, die Nazca- und die Antarktische Platte) aneinandergrenzen, vgl. Abb. 10.1). Die Nazca-Platte und die Antarktische Platte driften an dem Chile-Rift mit ca. 7 cm a^{-1} auseinander; gleichzeitig wird die Nazca-Platte jedes Jahr um 9 cm unter die Südamerikanische Platte subduziert. Entsprechend langsamer (2 cm a^{-1}) ist die Konvergenz zwischen der Antarktischen und der Südamerikanischen Platte. Als Resultat dieser Relativbewegungen wird das Chile-Rift, also ein Mittelozeanischer Rücken, subduziert; FZ = Fault Zones = Transformstörungen (nach HERRON et al., 1981, mit freundl. Genehmigung der Geological Society of America, Copyright © 1981, USA). Links unten: Prinzipskizze einer Transformstörung am Mittelozeanischen Rücken: Der Mittelozeanische Rücken wird an der Transformstörung in diesem Beispiel scheinbar sinistral (linkssinnig) versetzt, der Bewegungssinn an dem aktiven Teil der Störung (B-C) ist aber dextral (vgl. Abb. 10.21). Die Sternchen stellen Epizentren dar (vgl. Abb. 10.2). Die Störungsteilstücke A-B und C-D sind tektonisch und seismisch nicht aktiv. Transformstörung und scheinbarer MOR-Versatz existieren seit dem Beginn der Divergenz der beiden aneinandergrenzenden Platten. Im Atlantik z.B. lassen sich die Spuren der Transformstörungen zu beiden Seiten des Mittelatlantischen Rückens bis an die Küsten und sogar bis in die afrikanische bzw. südamerikanische Kruste hinein verfolgen. Sie existierten also bereits als Versatz der Riftachse während der kontinentalen Riftphase (Abschn. 10.2).



Transformní zlomy a jejich role ve vývoji oceánů.
(Podle J. Olivera a kol., 1969.)



Transformní zlomy ve středním Atlantiku. Jejich zakřivení odpovídá kruhu se středem v pólu rozšiřování oceánského dna (obr. nahoře, bod A). (Podle E. R. Oxburga, 1971.)

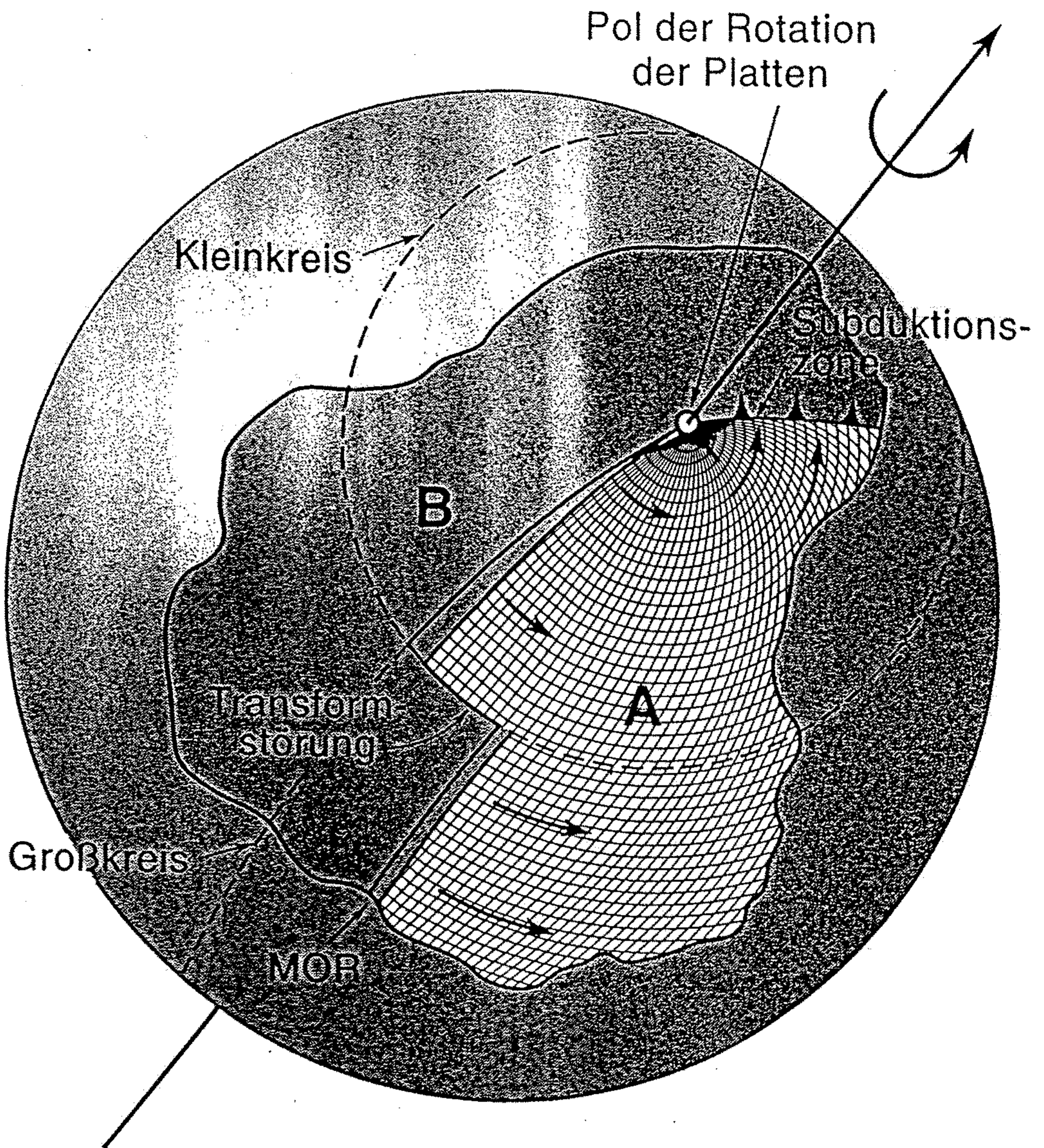


Abb. 10.21

Die Relativbewegung zweier aneinandergrenzender Platten A und B läßt sich als Rotation um einen gemeinsamen Pol darstellen. Idealerweise liegen die divergenten Plattenränder auf Großkreisen (= Linien auf der Kugeloberfläche, die die beiden Pole der gemeinsamen Rotationsachse verbinden). Die Transformstörungen am Mittelozeanischen Rücken verlaufen auf den Kleinkreisen (= Linien parallel zur Relativbewegung und senkrecht zu den Großkreisen) (verändert nach FOWLER, 1990).



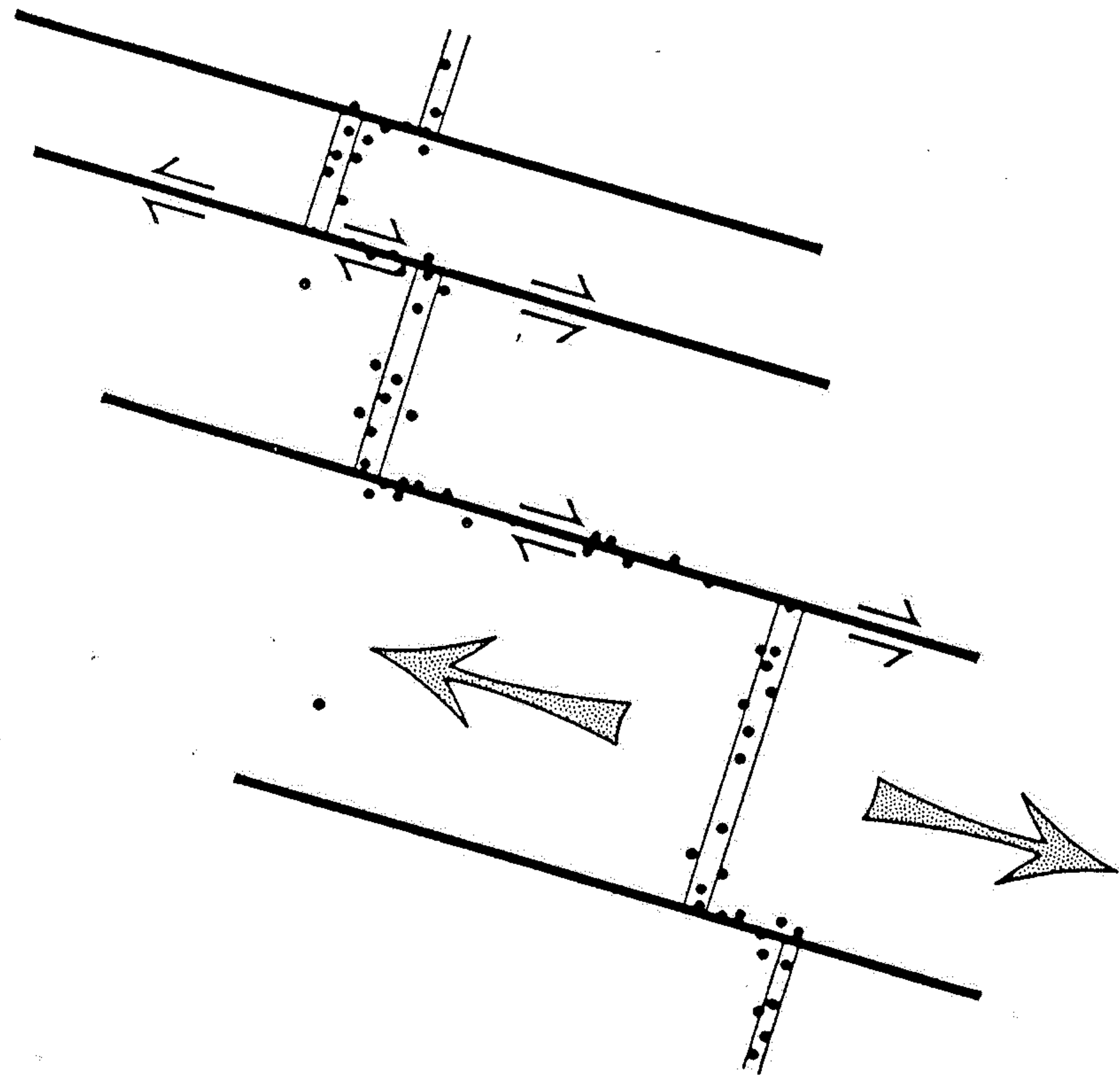
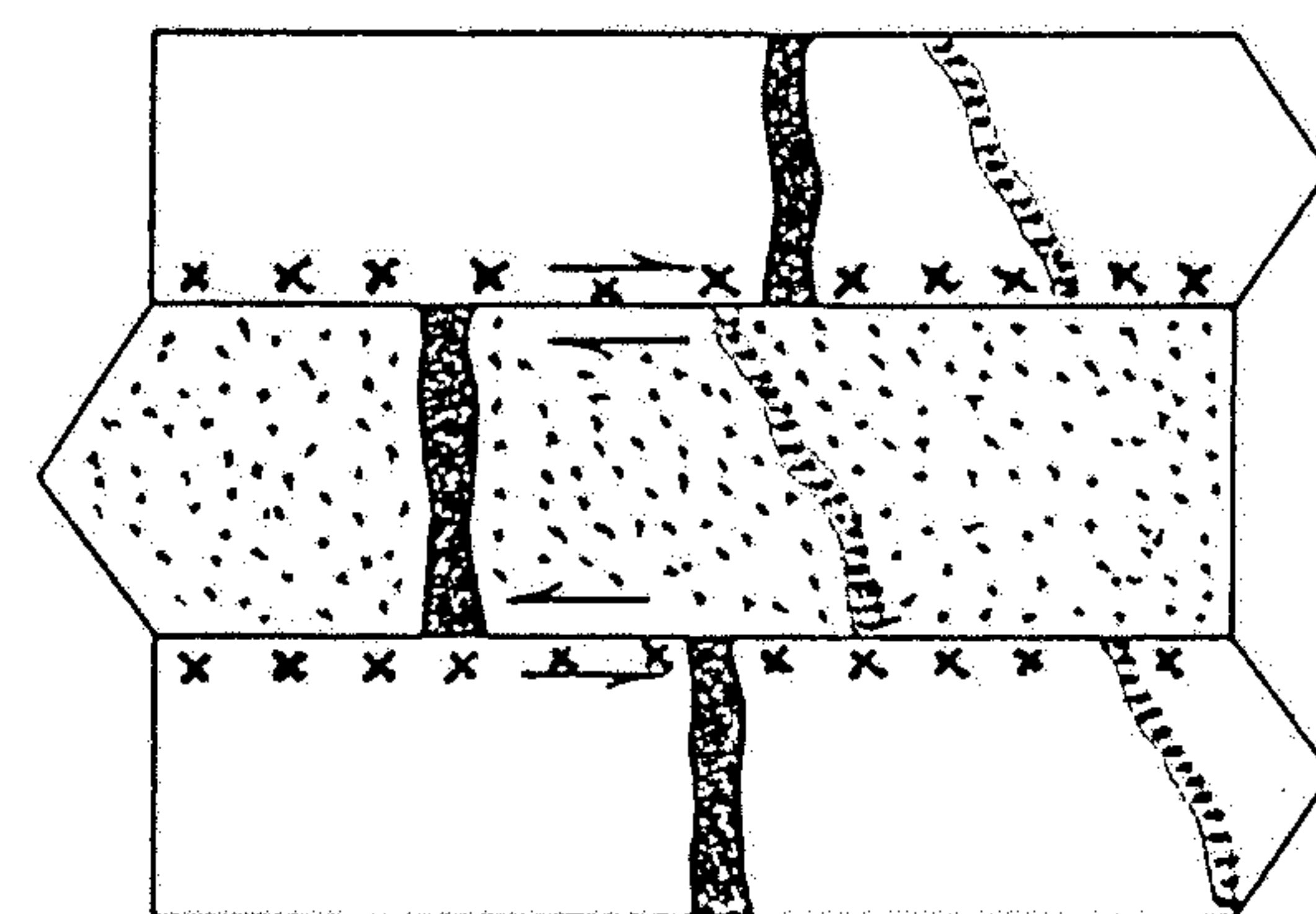
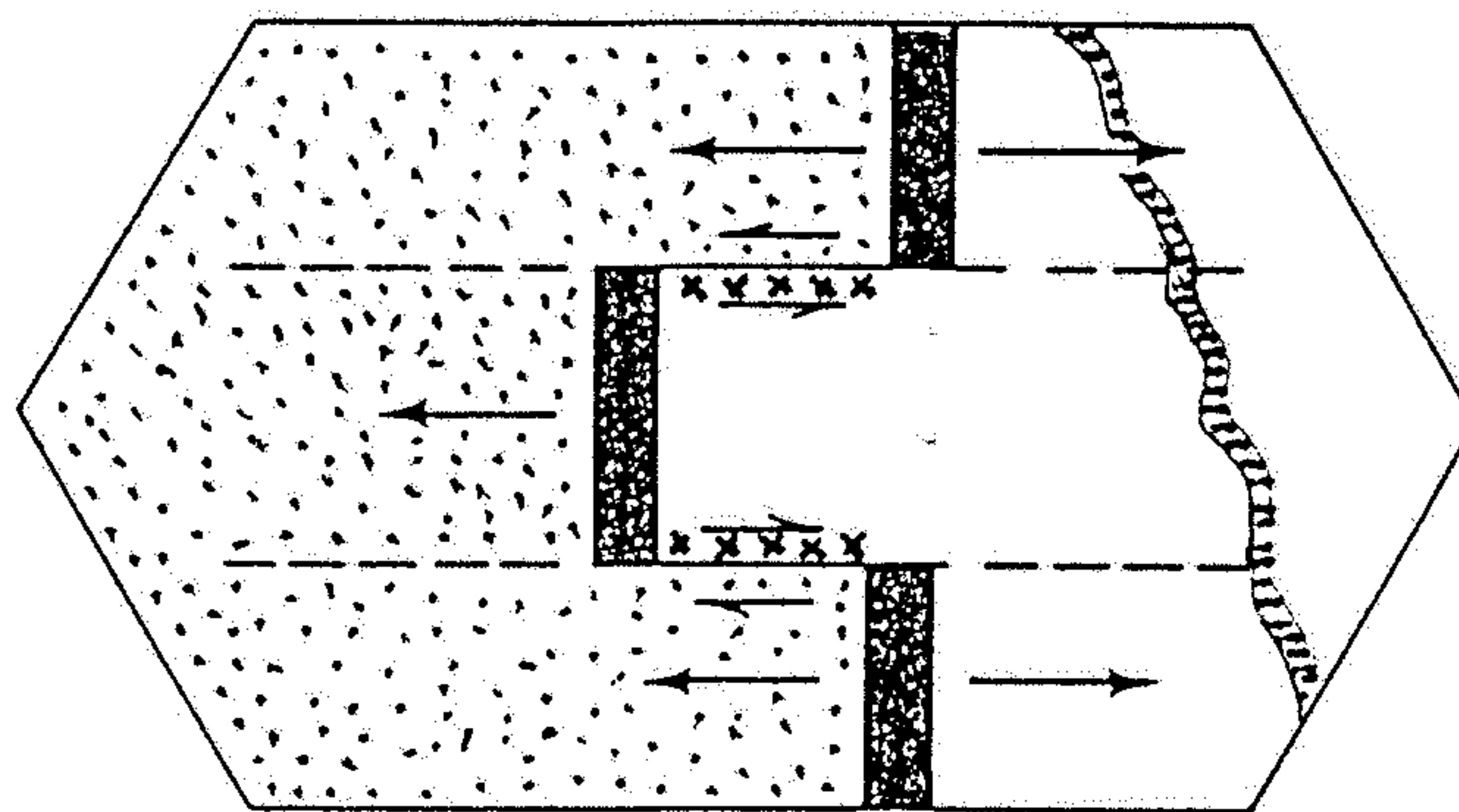
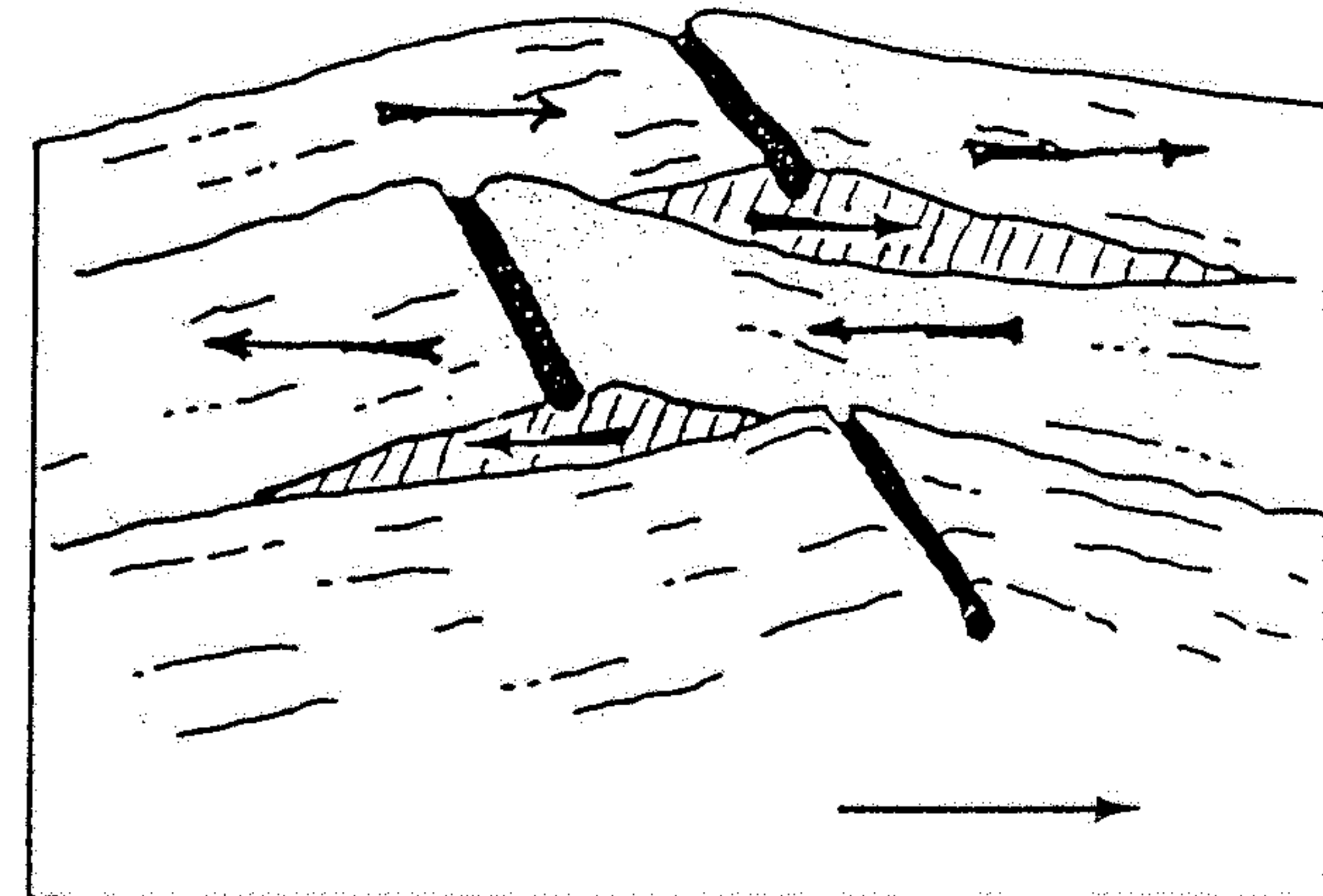
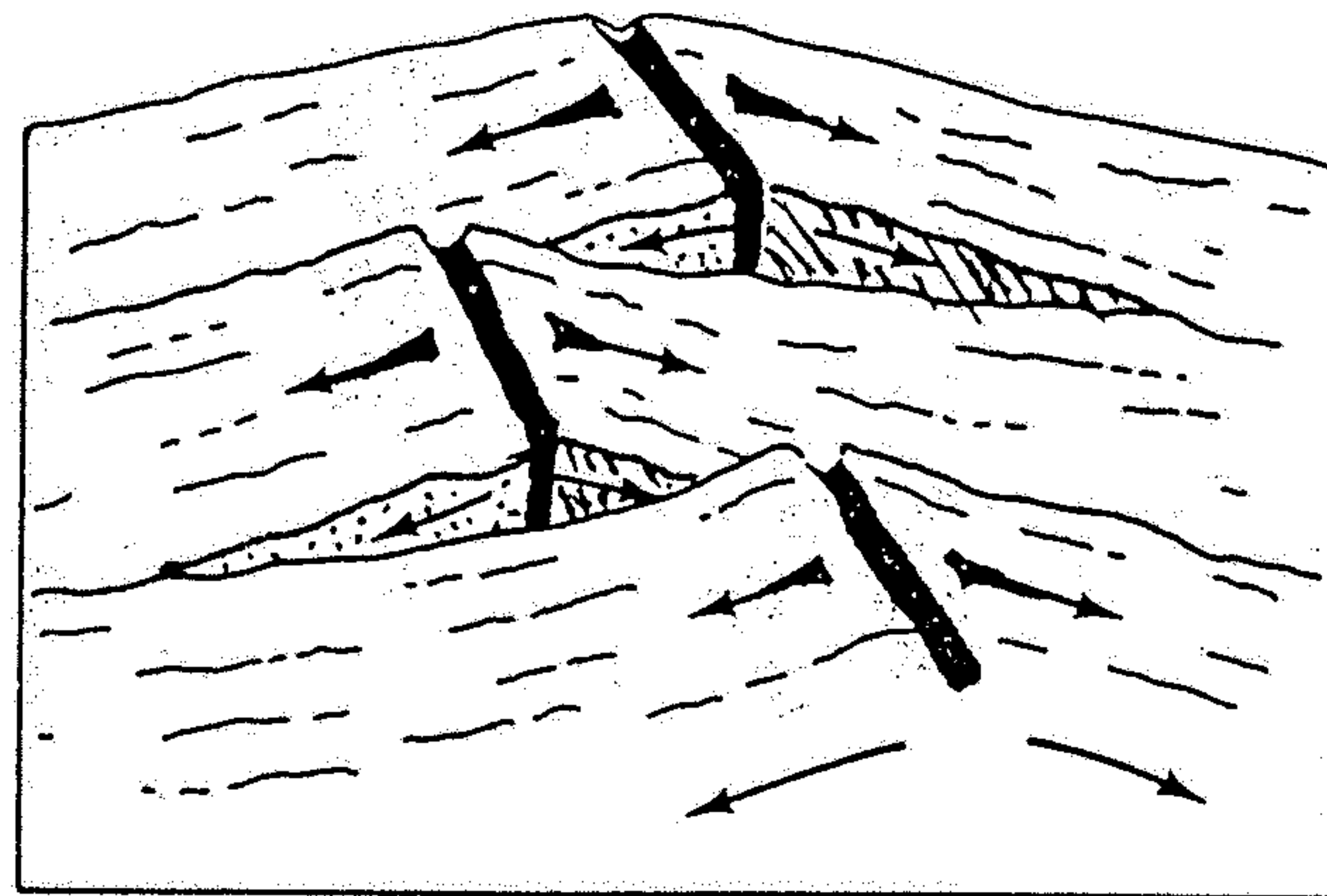


Figure 6.13. Diagram of an oceanic transform fault, or conservative lithospheric plate boundary. Earthquake epicenters are denoted by dots; motions of the plates relative to the spreading center are denoted by arrows. Transform faults are seismically quiet except for the portions linking adjacent ridge segments, where active differential slip is taking place. (Why?)

9.23 Comparison between transform and transcurrent faults. The perspective sketch and plan in (a) show a ridge-to-ridge transform fault. New crustal material is postulated as being continuously added at the crest and transferred laterally away from the crest. There is no net displacement of the forms of the ridge segments with time. Transcurrent faults are shown in perspective and plan in (b). The ridge fragments are increasingly offset with time.



(a)

(b)

Mid ridge rift ← Relative motion
 — Active fault - - - Fault no longer active

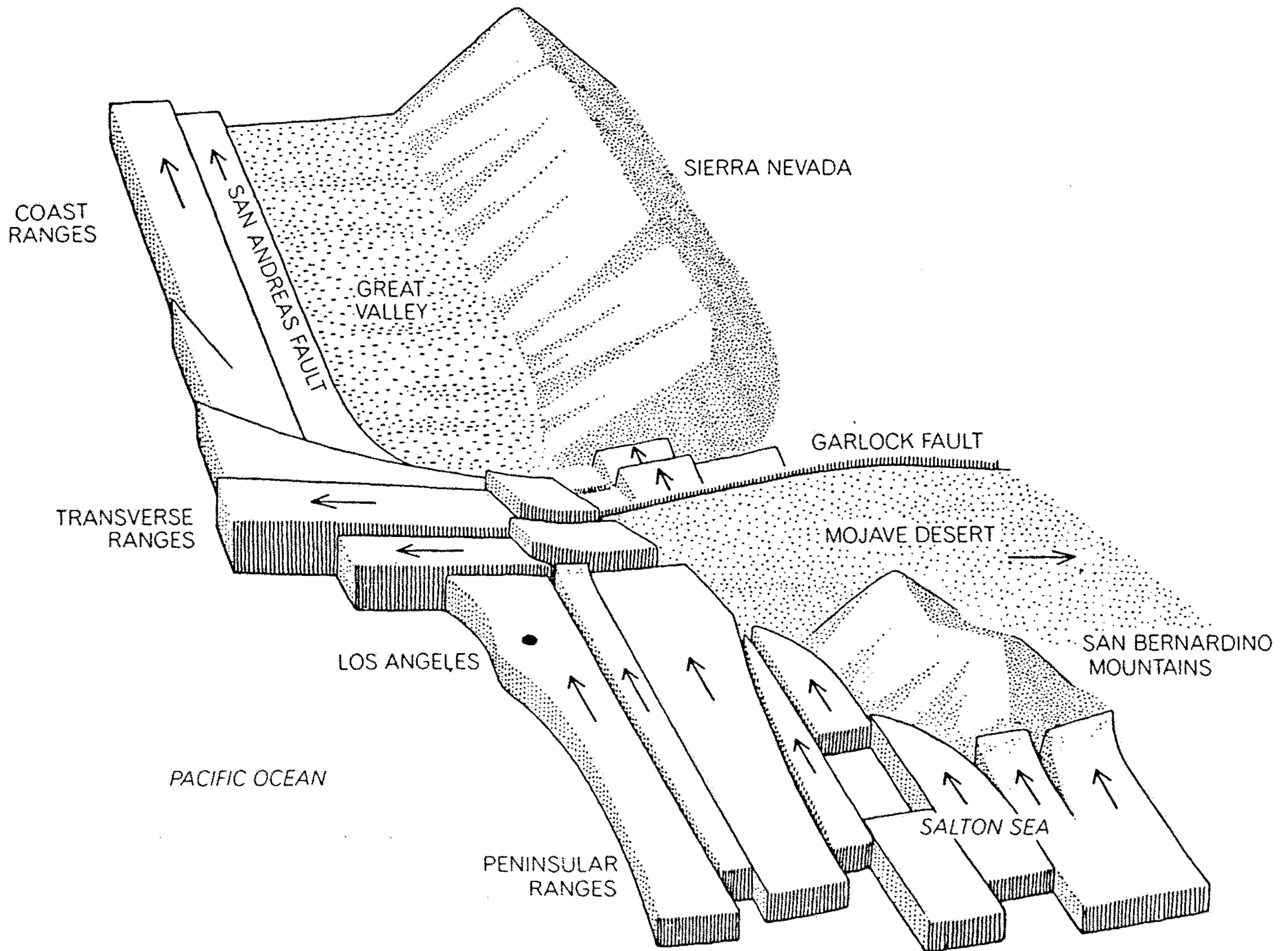
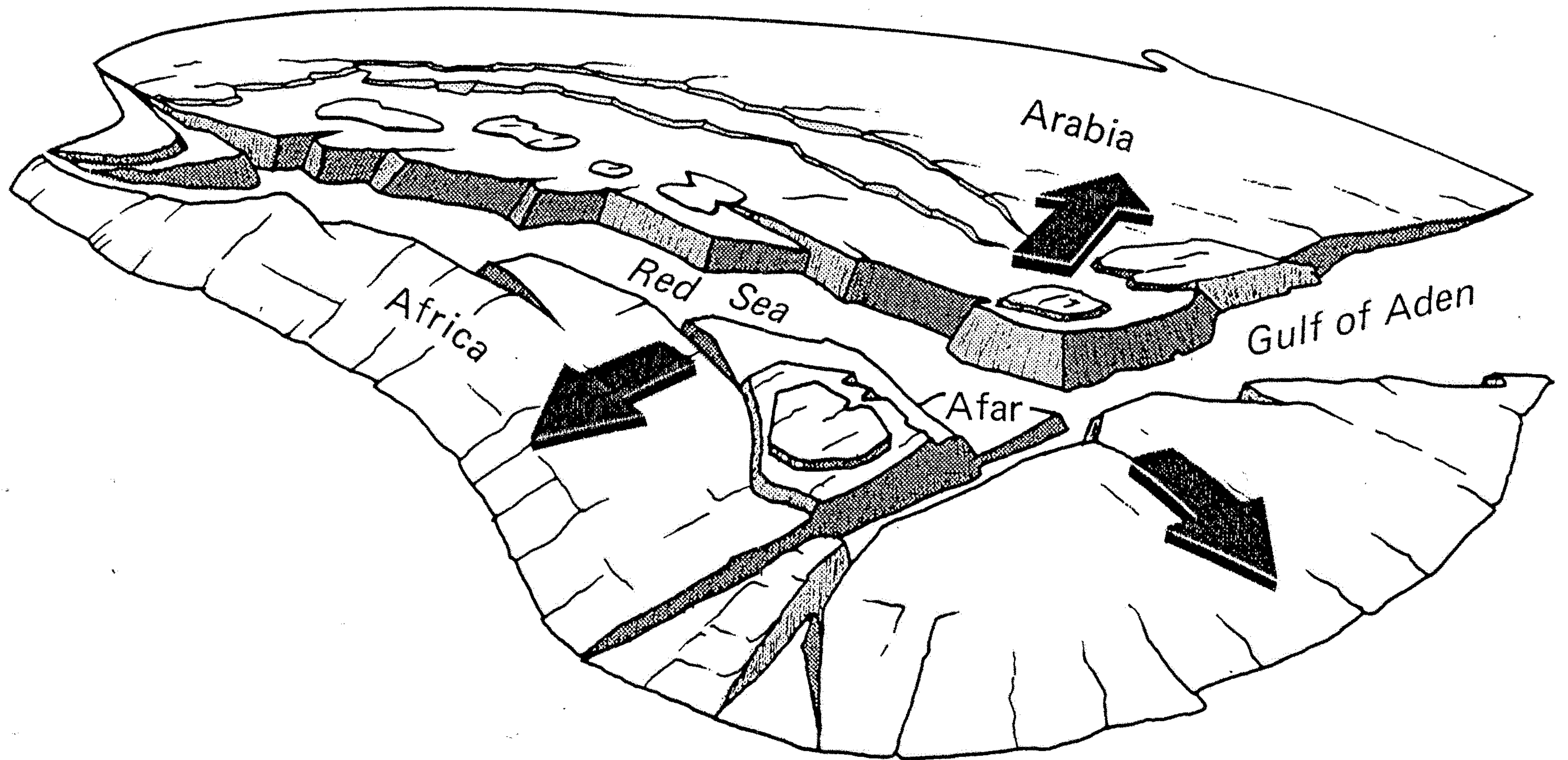


Figure 6.18. Diagram of differential movement of crustal blocks within southern California along the San Andreas continental transform system. The "big bend" area is defined by a more westerly trend of the San Andreas–San Gabriel fault system in the region between the Mojave Desert and the Transverse Ranges. The San Gabriel fault lies on the southwest side of the upthrust pair of crustal blocks (facing the Los Angeles Basin), the San Andreas on the northeast. (Source: D. L. Anderson, *The San Andreas fault*, *Scientific American*, vol. 225, no. 5, 1971. Copyright © Bunji Taqawa, 1971.)



The volcanic center at the Afar triangle is suspected of being a location where material flows upward and outward from the deep mantle, carrying the Arabian, African, and

Somali plates away from Afar. (From a drawing by Hans Cloos in his autobiography, *Conversation with the Earth*, Alfred A. Knopf, New York, 1953, Plate II)

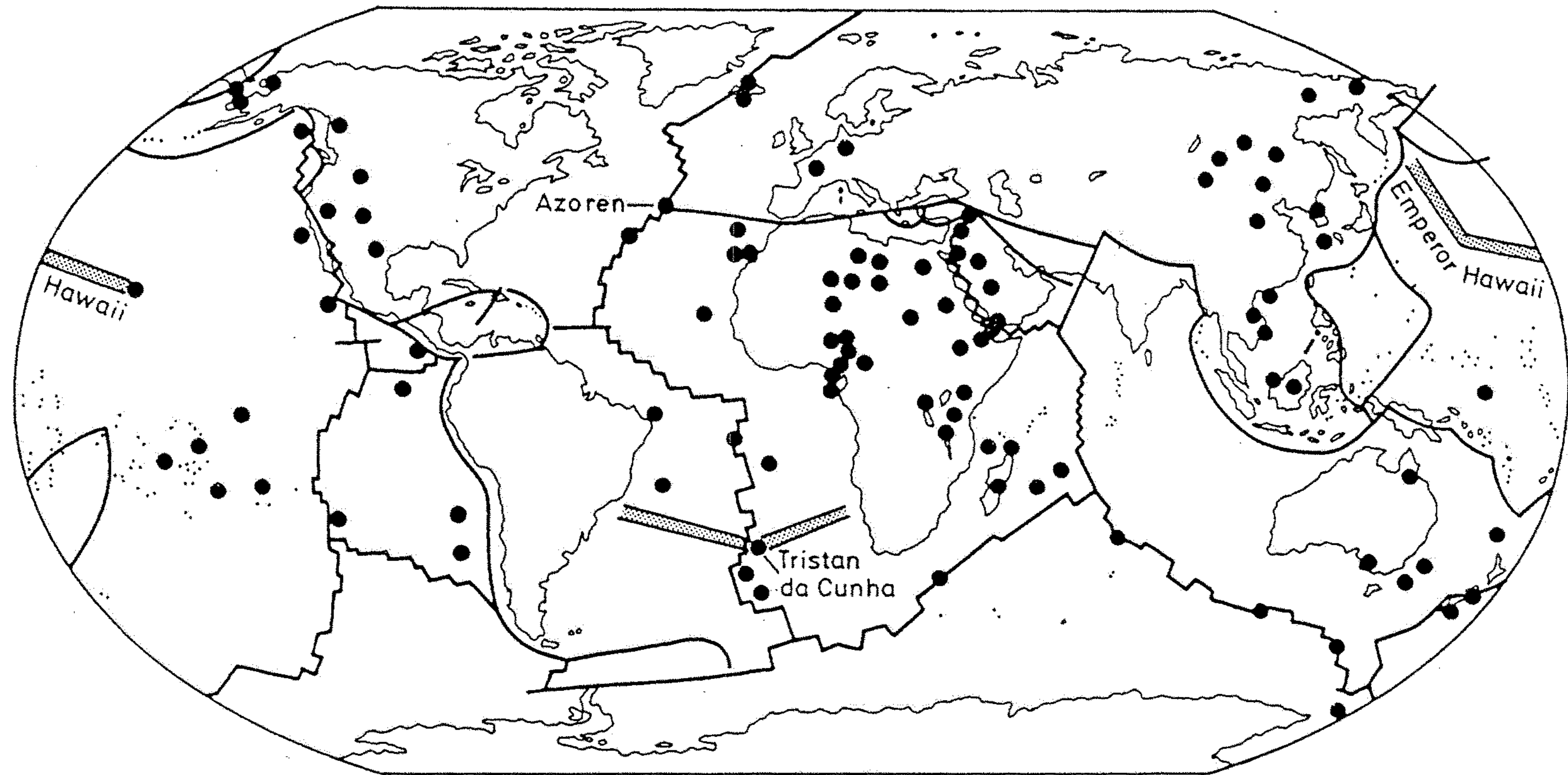
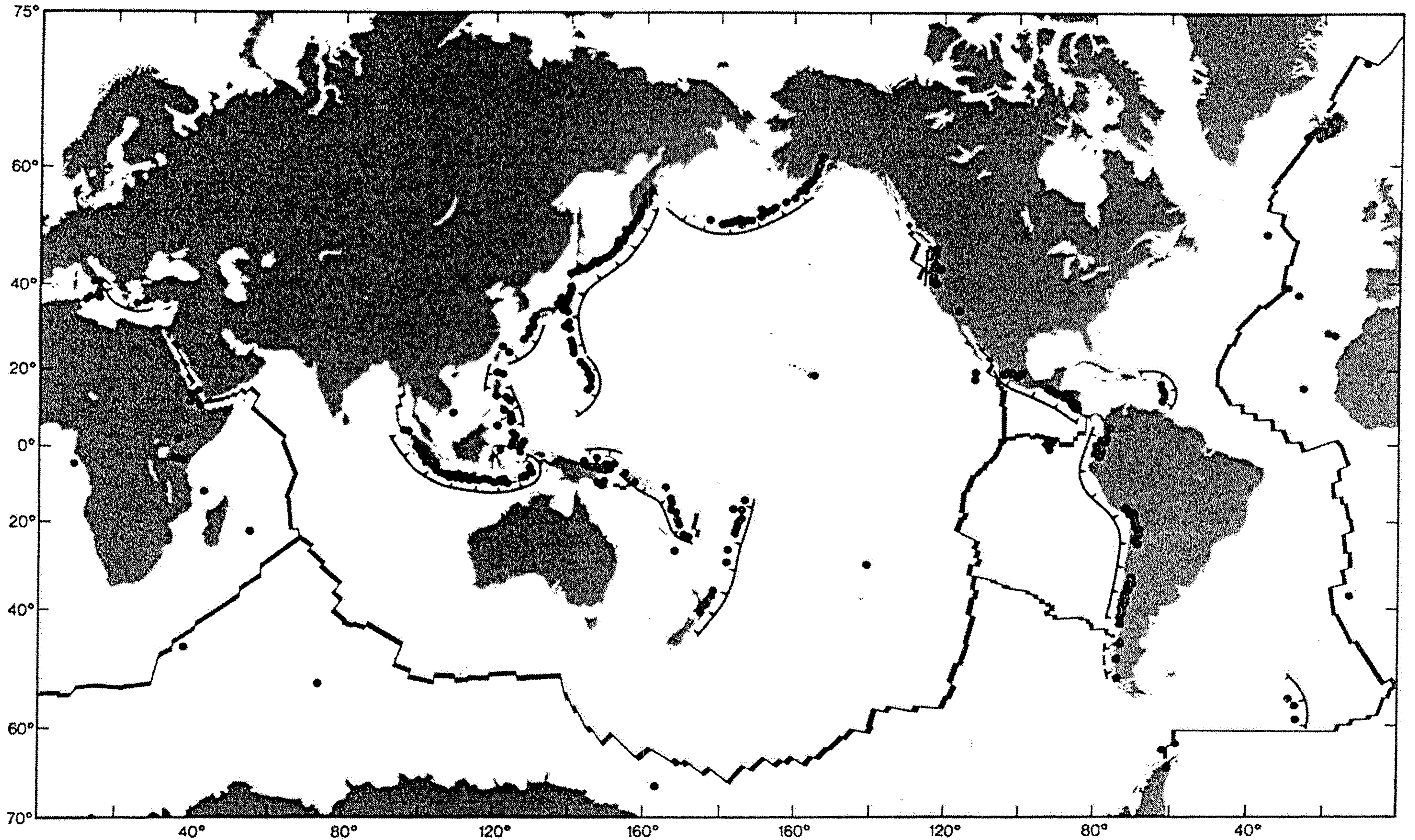


Abb. 10.3

Manteldiapire ('Mantle plumes') sind langlebige (100–200 Ma), schlauchförmige Zonen in denen heißes Mantelmaterial aufsteigt. Da die Manteldiapire tief im Erdmantel wurzeln, wird ihre Position relativ zum Erdinnern als fest angenommen. Der Aufstieg des heißen Asthenosphärenmaterials führt zur Bildung von Magmen unter und in der darüberliegenden Lithosphäre (mehr dazu in Abschn. 12.1). Es entsteht ein magmatisch aktives und durch die Aufheizung der Lithosphäre herausgehobenes Gebiet, welches als Hot spot bezeichnet wird (vgl. Abb. 9.13). Die Karte zeigt die Position der wichtigsten Hot spots der jüngsten Erdgeschichte. Bewegt sich eine Platte über einen Manteldiapir hinweg, entstehen Vulkanketten wie der Hawaii-Emperor-Rücken. Z.Zt. bewegt sich die Pazifische Platte in nordwestliche Richtung, der Manteldiapir und die aktiven Vulkane von Hawaii befinden sich entsprechend am SE-Ende dieser Kette. Nach NW erlischt die vulkanische Aktivität und die Vulkane sinken aufgrund der Abkühlung der Lithosphäre langsam unter den Meeresspiegel. Der Knick im Hawaii-Emperor-Rücken entstand durch eine Änderung der Driftrichtung der Pazifischen Platte vor ca. 40 Ma von N nach NW (vgl. Abb. 9.16). Der süd-atlantische Rücken blieb seit seiner Bildung relativ ortsfest über dem Tristan-da-Cunha-Manteldiapir. Dessen vulkanische Produkte werden daher am Mittelozeanischen Rücken ständig in zwei Teile geteilt und mit der Afrikanischen Platte nach E und mit der Südamerikanischen Platte nach W verdriftet (nach SKINNER & POTTER, 1992, mit freundl. Genehmigung von Wiley + Sons).

Figure 6.15. Modern and recently active volcanoes of the world. Their locations relate spatially to the trenches (Fig. 6.12) and to earthquake epicenters (Fig. 6.11). (Source: Adapted from T. Simkin and L. Siebul, Explosive eruptions in space and time, *Explosive Volcanism: Inception, Evolution, and Hazards*, National Academy of Sciences, 1984.)



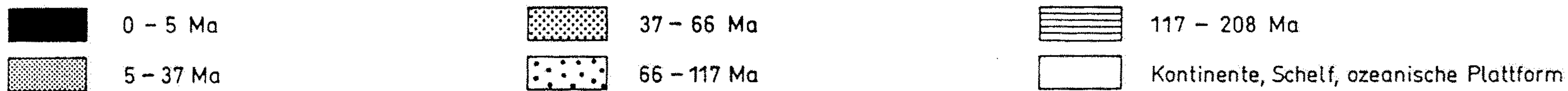
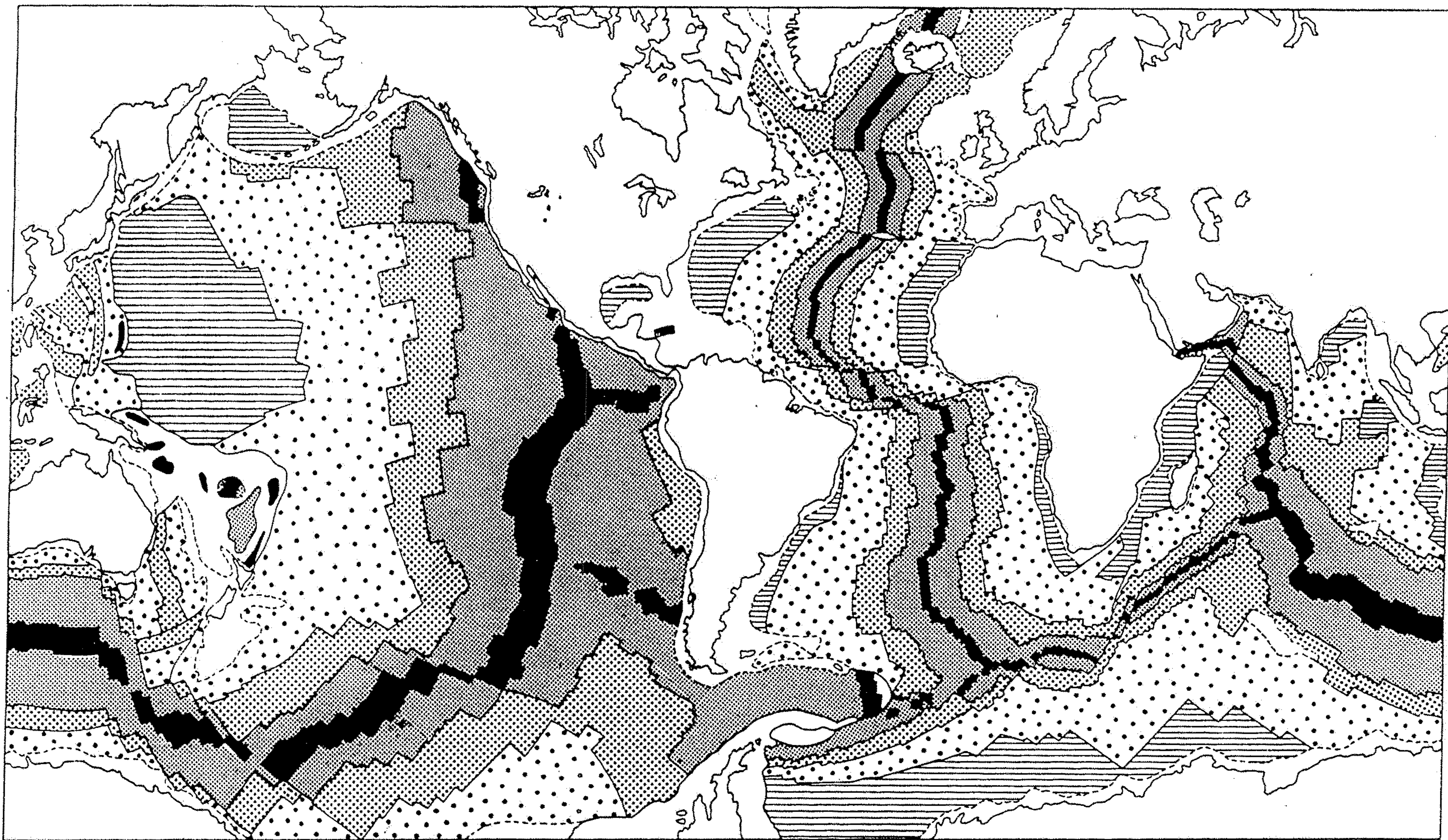


Abb. 10.9
 Die Kartierung des Meeresbodens anhand der magnetischen Streifung (Kasten 10.2) und durch radiometrische Altersbestimmung von erbohrten und durch Dredschen gewonnenen Basaltproben ergibt ein Muster der Altersverteilung, welches das Modell des Sea floor spreadings stark unterstützt. Der jüngste Meeresboden befindet sich an den Mittelozeanischen Rücken. Der älteste Meeresboden ist jurassischen Alters und wurde im Westpazifik entdeckt. Prä-jurassische ozeanische Lithosphäre ist im Verlauf der Plattenbewegungen inzwischen subduziert worden. Einzelne Späne davon finden sich als Ophiolithkomplexe in alte Gebirgsrumpfe eingeschuppt (vereinfacht nach HAMBLIN & CHRISTIANSEN, 1995).

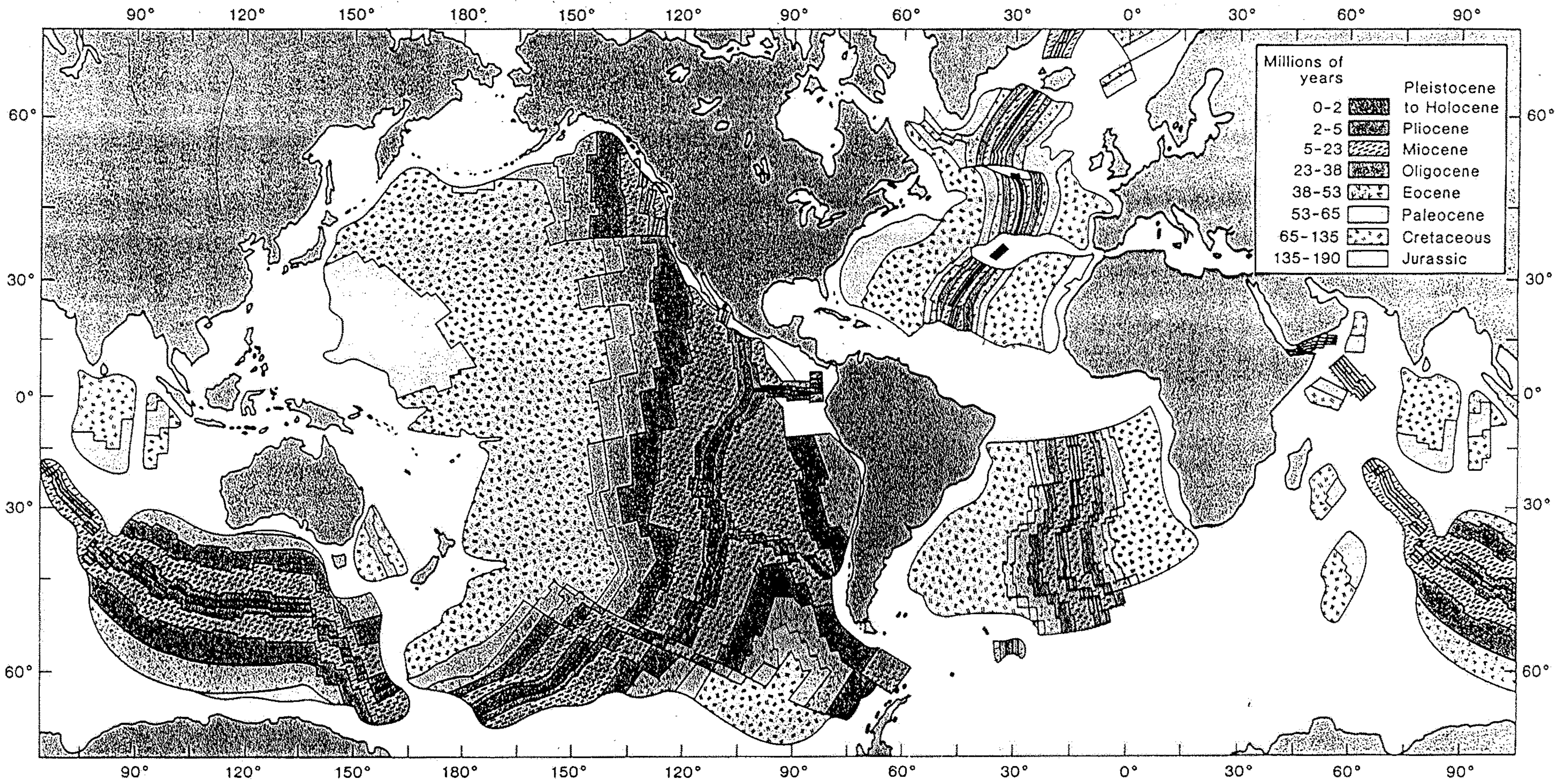
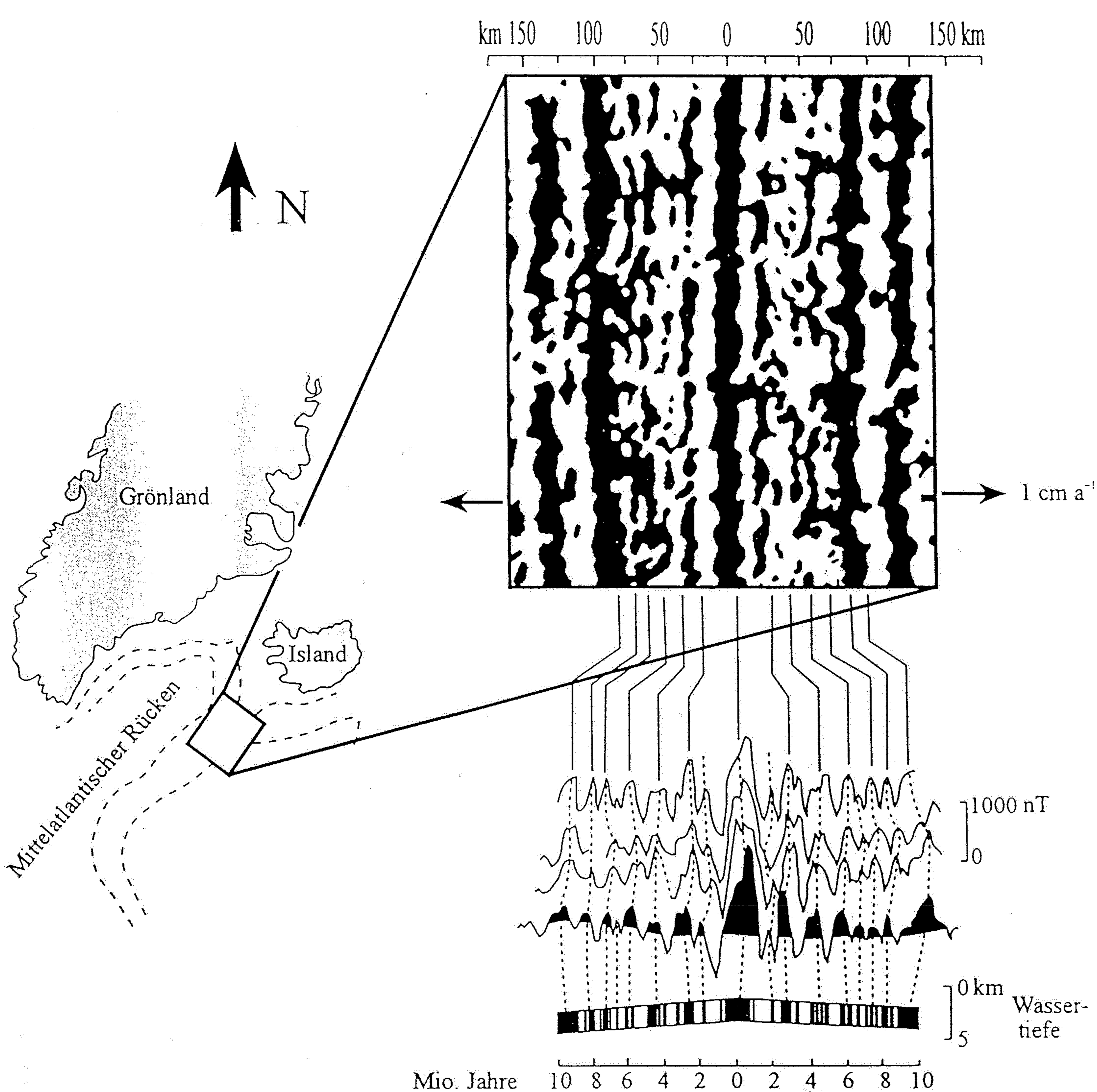


Figure 3.7 Pattern of seafloor ages on either side of ocean ridges reflects seafloor spreading activity: Younger rocks are closer to the ridge and vice versa.

Source: A map by W. C. Pitman III, R. L. Larson, and E. M. Herron, 1974, Geological Society of America.



Variation der magnetischen Feldstärke des Meeresbodens beiderseits des Reykjanes-Rückens südlich von Island (zur Position vgl. Abb. 10.1). Bereiche mit positiver Anomalie sind schwarz eingezeichnet. Die Magmatite dieser Bereiche sind in Zeiten mit normaler Polarität des Erdmagnetfeldes entstanden. Unten sind die Schwankungen der Feldstärke entlang von drei Profilen über den Mittelozeanischen Rücken hinweg und ein theoretisches Krustenprofil dargestellt. Ganz unten ist die Korrelation

mit der Zeitskala der magnetischen Umpolungen gezeigt (siehe Abb. 10.12). Die auffällige Spiegelsymmetrie der magnetischen Streifung beiderseits des Mittelozeanischen Rückens, die hier und an vielen anderen MOR-Abschnitten beobachtet wurde, war ein entscheidender Beweis für das Sea floor spreading. Die unregelmäßigen Umrisse der magnetischen Streifen haben ihre Ursache in der komplexen räumlichen und zeitlichen Anordnung der magmatischen Prozesse am MOR (nach STROHBACH, 1991).

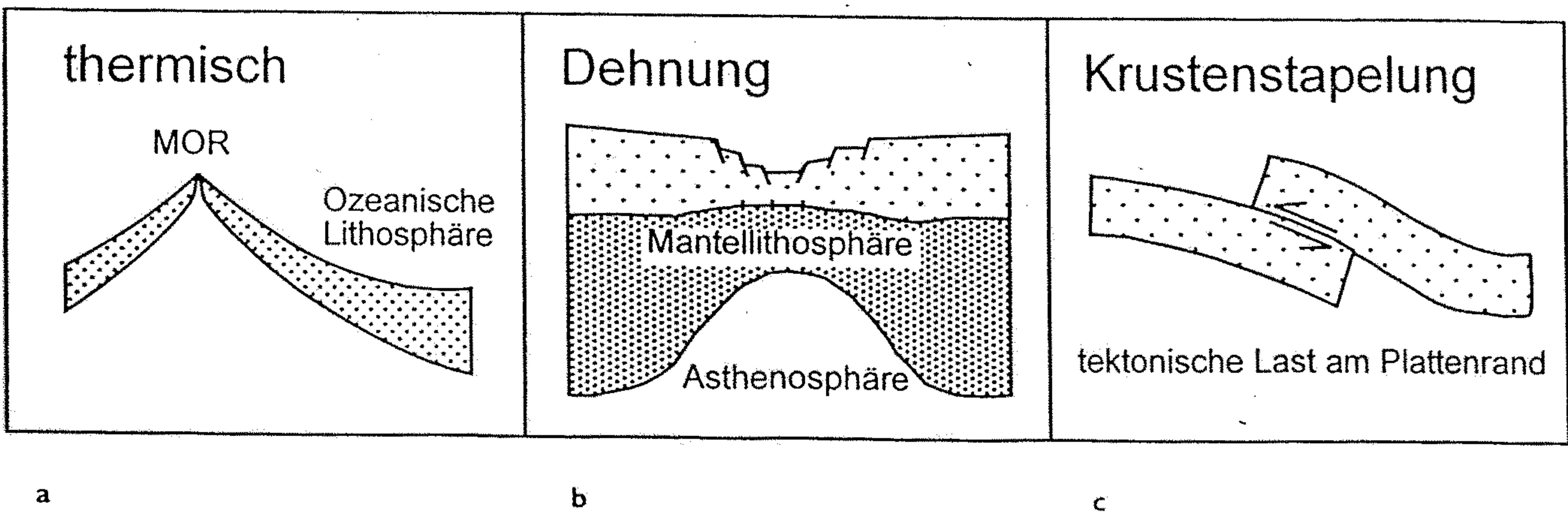


Abb. 11.44

Die Mechanismen der Beckenbildung können auf die folgenden Standardsituationen zurückgeführt werden: a) Thermische Abkühlung mit einhergehender Dichte- und Mächtigkeitszunahme der Lithosphäre, hier dargestellt am Beispiel ozeanischer Lithosphäre; b) Eine durch Dehnung hervorgerufene Mächtigkeitsabnahme der kontinentalen Lithosphäre führt zur störungsgebundenen Grabenbildung und Subsidenz des Grabens; c) Krustenstapelung in Kollisionszonen induziert die flexurhafte tektonische Subsidenz der unterschobenen Platte unter dem orogenen Keil (nach ALLEN & ALLEN, 1990).

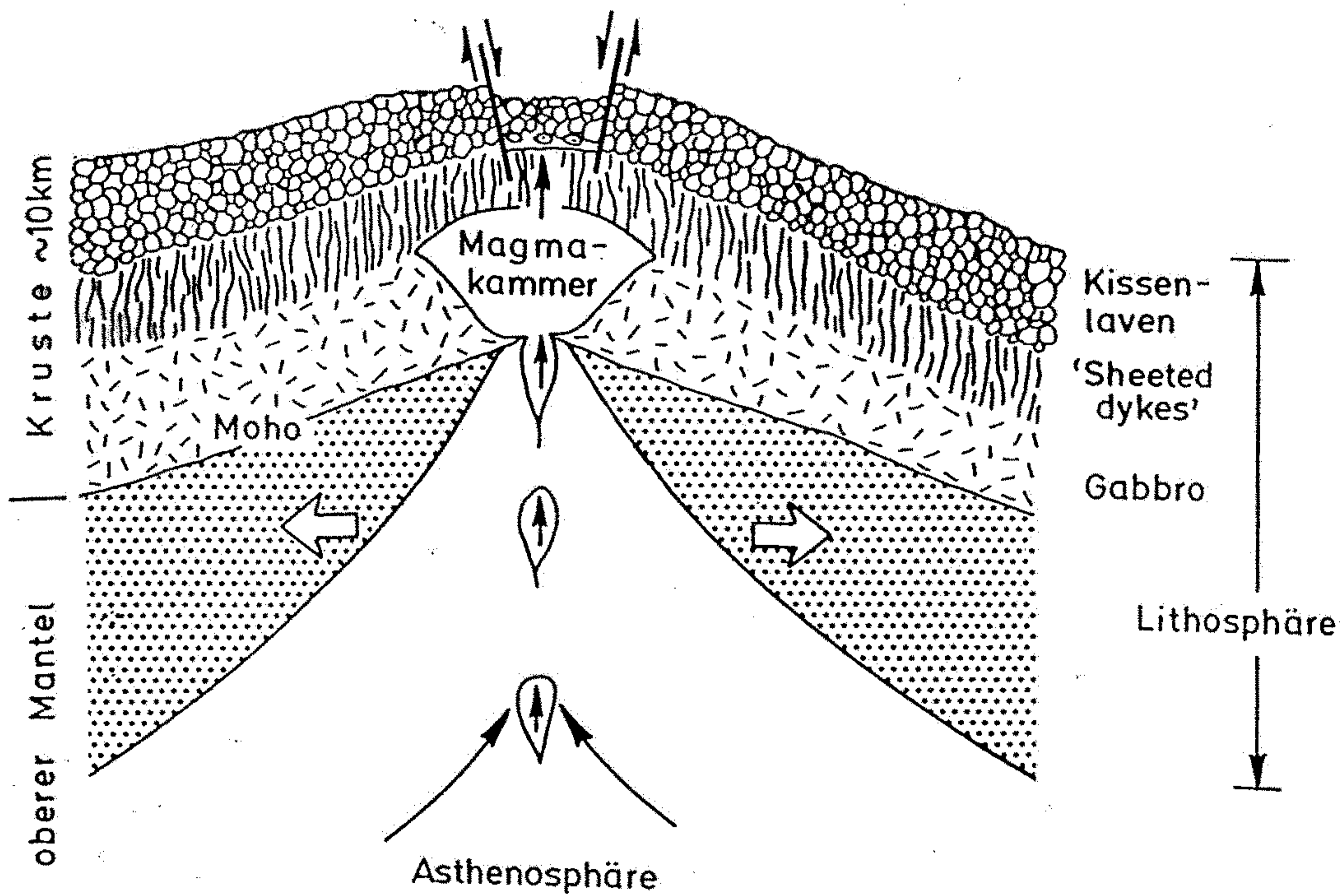


Abb. 10.7

Schematischer Schnitt durch die Lithosphäre an einem Mittelozeanischen Rücken (MOR). Unter dem Rücken steigt Asthenosphärenmaterial auf und es bilden sich Basaltschmelzen. Durch diesen Vorgang, der in Abschn. 12.1 erläutert wird, entsteht neue ozeanische Lithosphäre. Die am Mittelozeanischen Rücken aneinandergrenzenden Platten bewegen sich mit Geschwindigkeiten zwischen 1 und 16 cm a⁻¹ voneinander weg. Dadurch reißt die junge Lithosphäre episodisch auf und schafft Platz für neue Magmatite. Rücken mit kleinen Spreading-Raten bilden einen tiefen Zentralgraben aus (mehr dazu in Abschn. 12.3, speziell in Abb. 12.45)(nach CAS & WRIGHT, 1987).

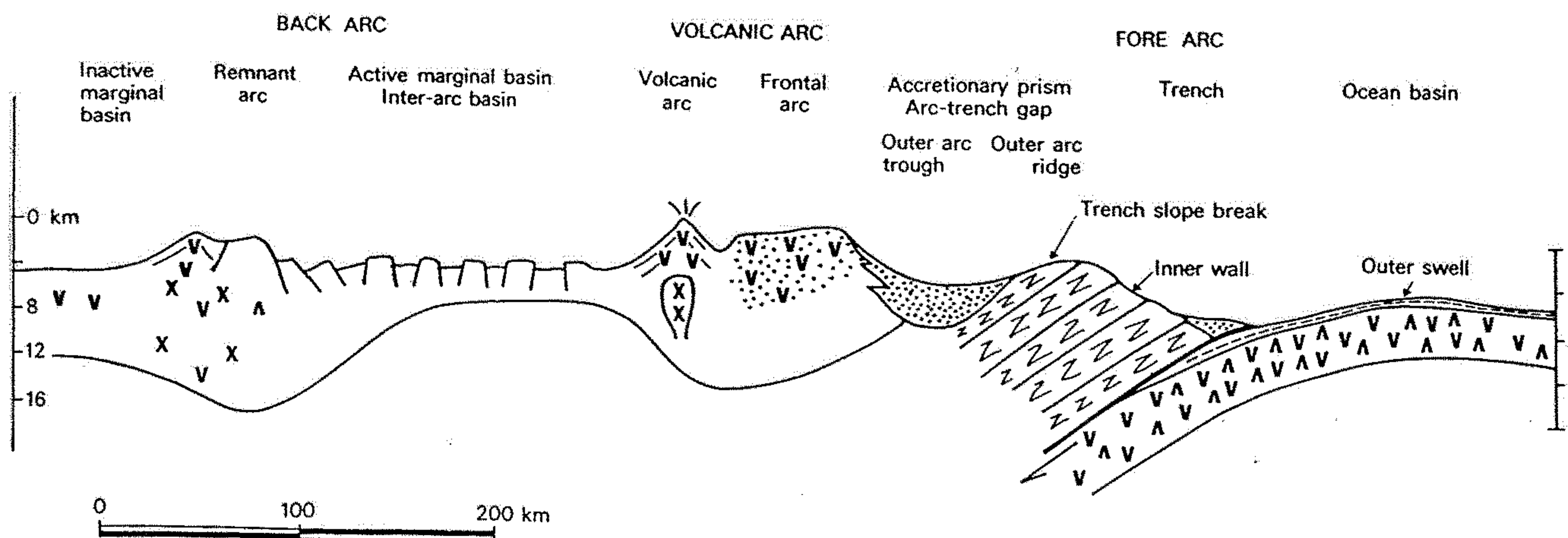


Fig. 14.18. Generalized cross-section of intra-oceanic island arc.



Figure 11-39

An artist's representation of the floor of the North Atlantic Ocean based on bathymetric studies of B. C. Heezen and M. Tharp of the Lamont-Doherty

Geological Observatory. Depths shown in feet below sea level. [Painted by H. C. Berann. Copyright © 1973, National Geographic Society.]

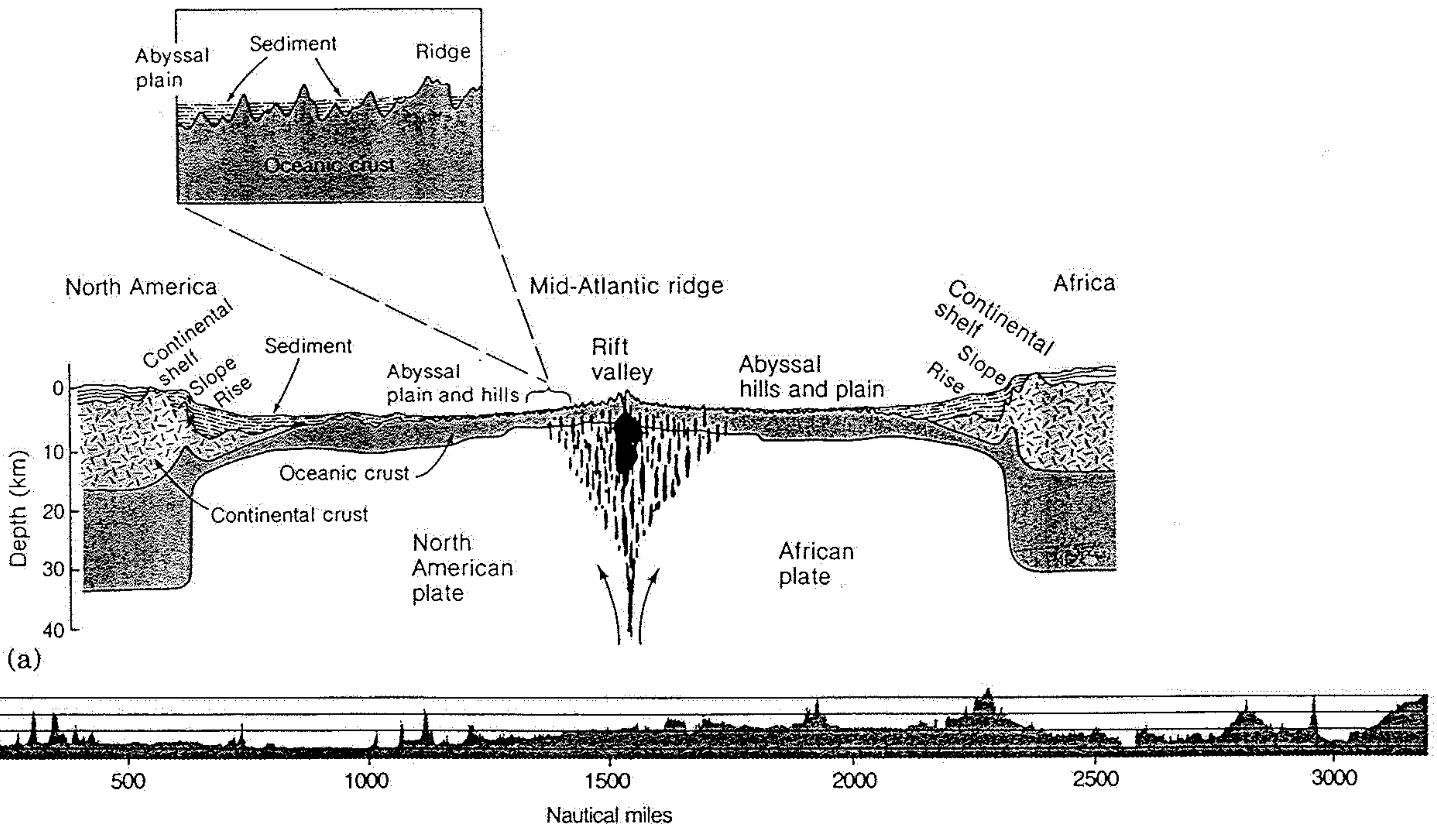


Figure 11-42

Topographic and geophysical profiles of the Atlantic Ocean. (a) Geophysical and topographic cross section deduced from seismic measurements and echo-sounding profiles from New York to the northwest coast of Africa. [After "Physiographic Diagram of the North American Ocean" by B. C. Heezen, p. 102, Figure 49. Special Paper 65, Geological Society of America.] (b) Topographic profile of the floor of the

Atlantic from Martha's Vineyard, Massachusetts, to Gibraltar. A portion of an abyssal plain extends from 750 miles to about 1000 miles off the east coast of the United States. The island at 2300 miles is one of the Azores. [From "The Origin of Submarine Canyons" by B. C. Heezen. Copyright © 1956 by Scientific American, Inc. All rights reserved.]

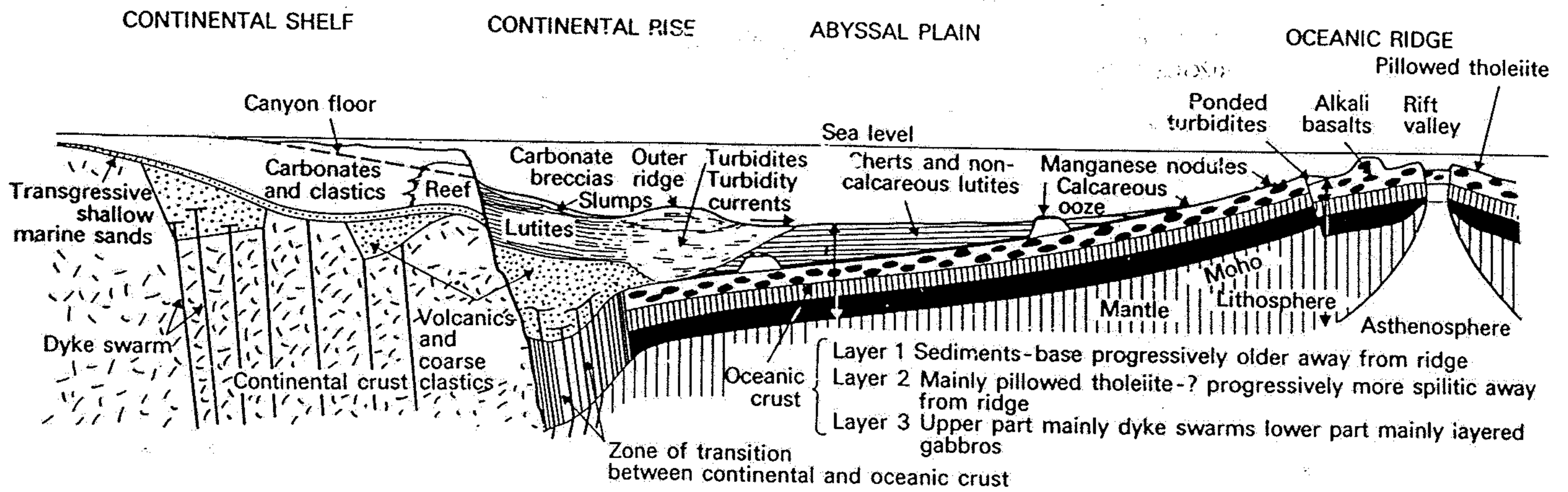


Fig. 14.10. Cross-section of the western Atlantic showing relationships of continental crust, oceanic crust and sediments (from Dewey and Bird, 1970).

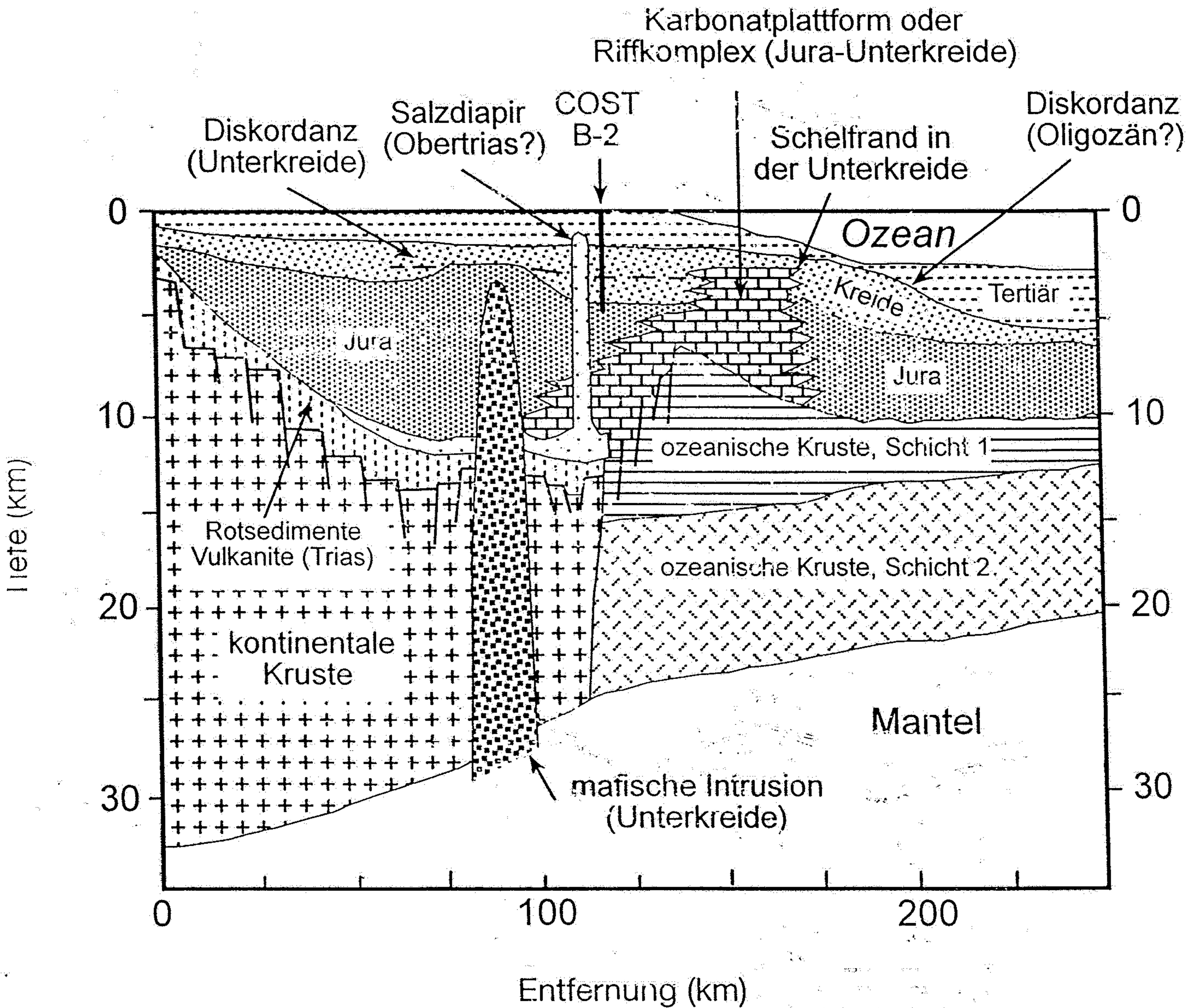


Abb. 11.47 stark überhöht dargestellte Interpretation eines seismischen Querprofils durch den passiven Kontinentalrand östlich von Baltimore, USA. Im entralen oberen Teil der Abbildung befindet sich die Bohrung COST B-2, deren Subsidenzkurve in Abb. 11.45 dargestellt ist (nach BOUMA et al., 1982).

Ma vor heute

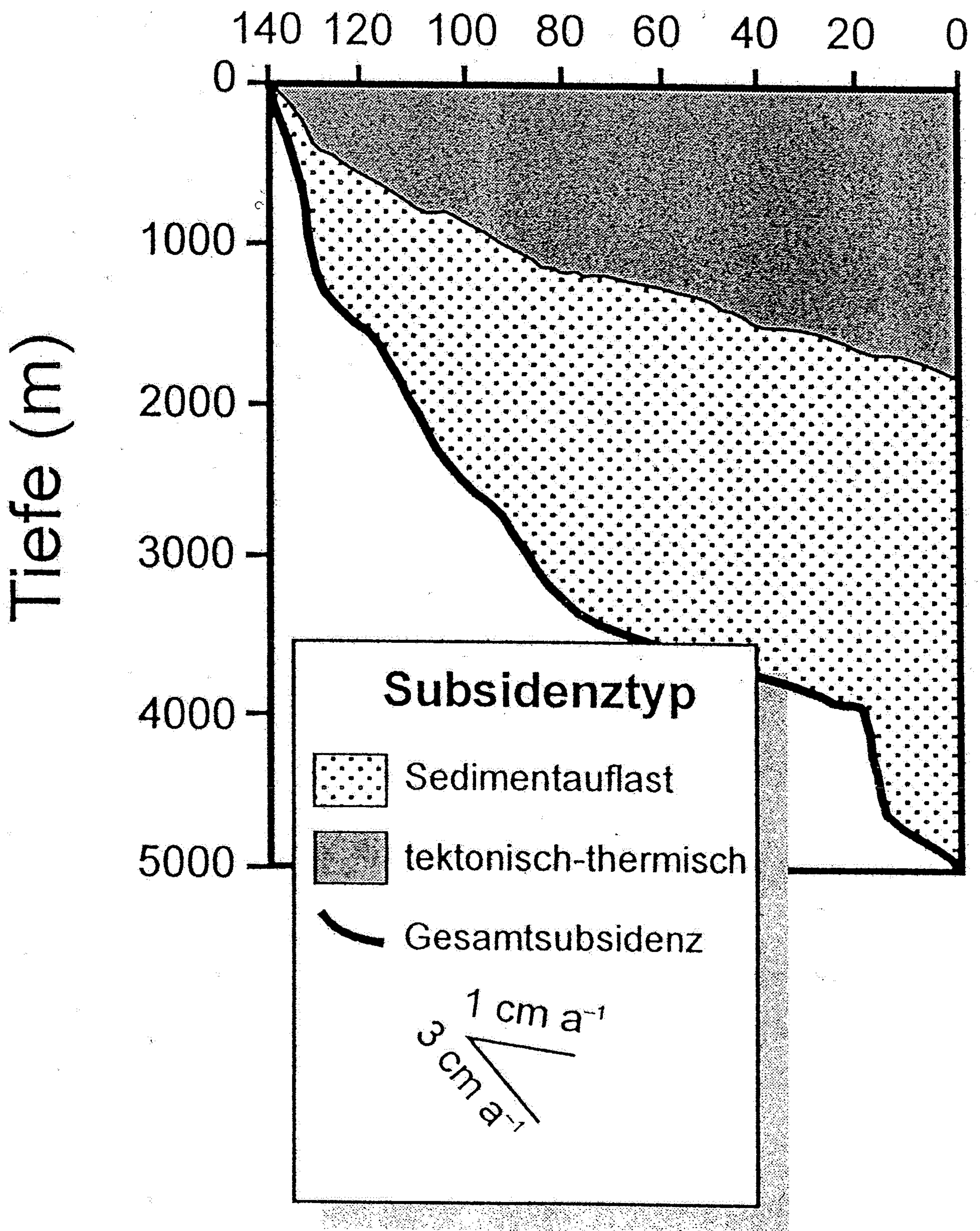
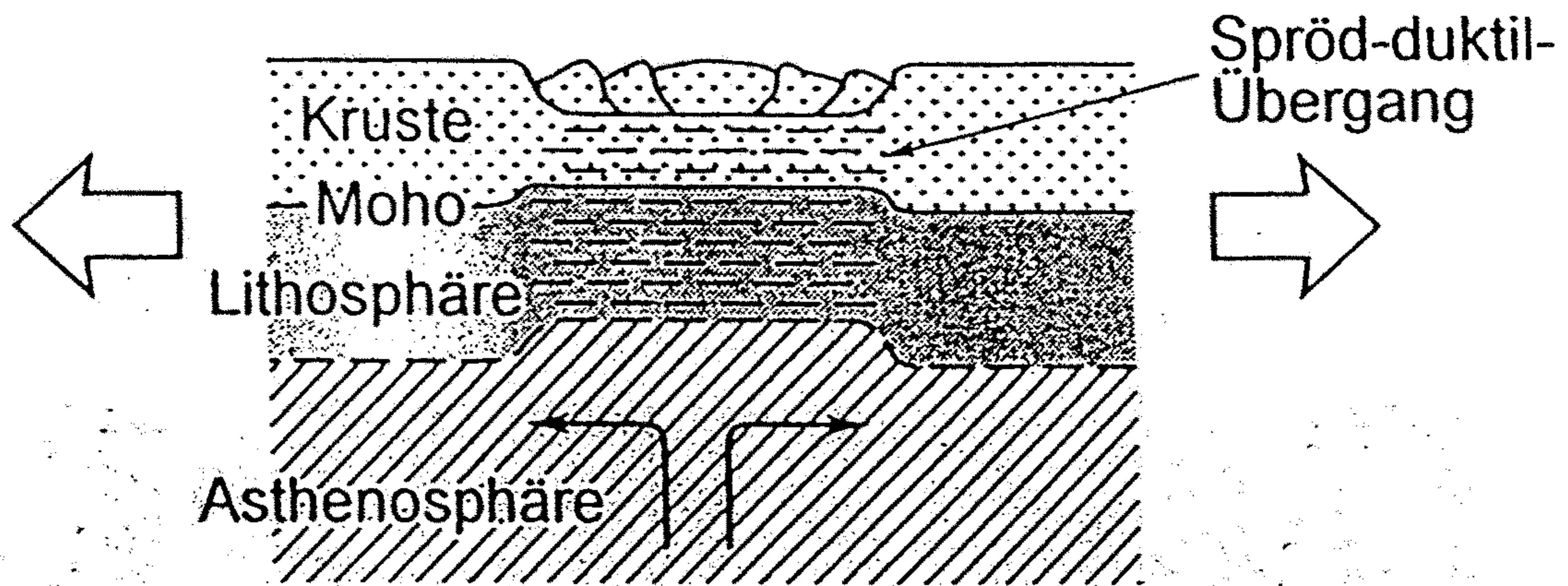


Abb 11.45

Subsidenzgeschichte sowie Anteile der tektonisch-thermischen und Sedimentauflast-Subsidenz an der Gesamtsubsidenz des passiven Kontinentalrandes Nordamerikas östlich von Baltimore seit dem oberen Jura. Die Daten entstammen der Bohrung COST B-2, deren Position in Abb. 11.47 angegeben ist (nach STECKLER & WATTS, 1978).

a Reine Scherung



b Einfache Scherung

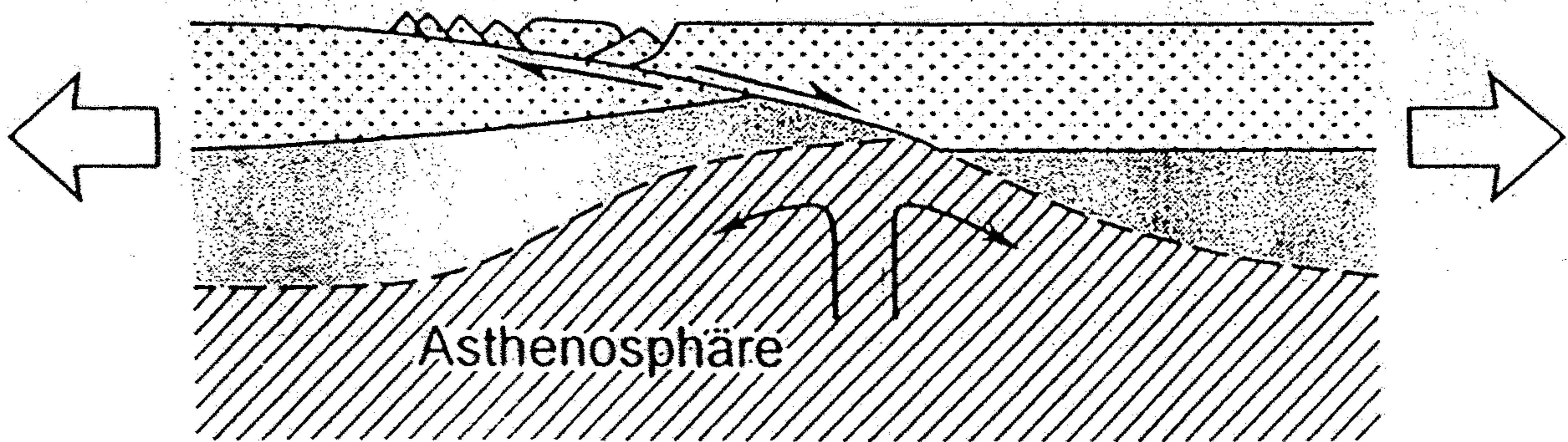


Abb. 10.4

Zwei Endglieder der Modellvorstellungen zur Dehnung kontinentaler Lithosphäre.

a) Dehnung durch reine Scherung, spröde und duktile Deformation sind gleichmäßig über die Dehnungszone verteilt.

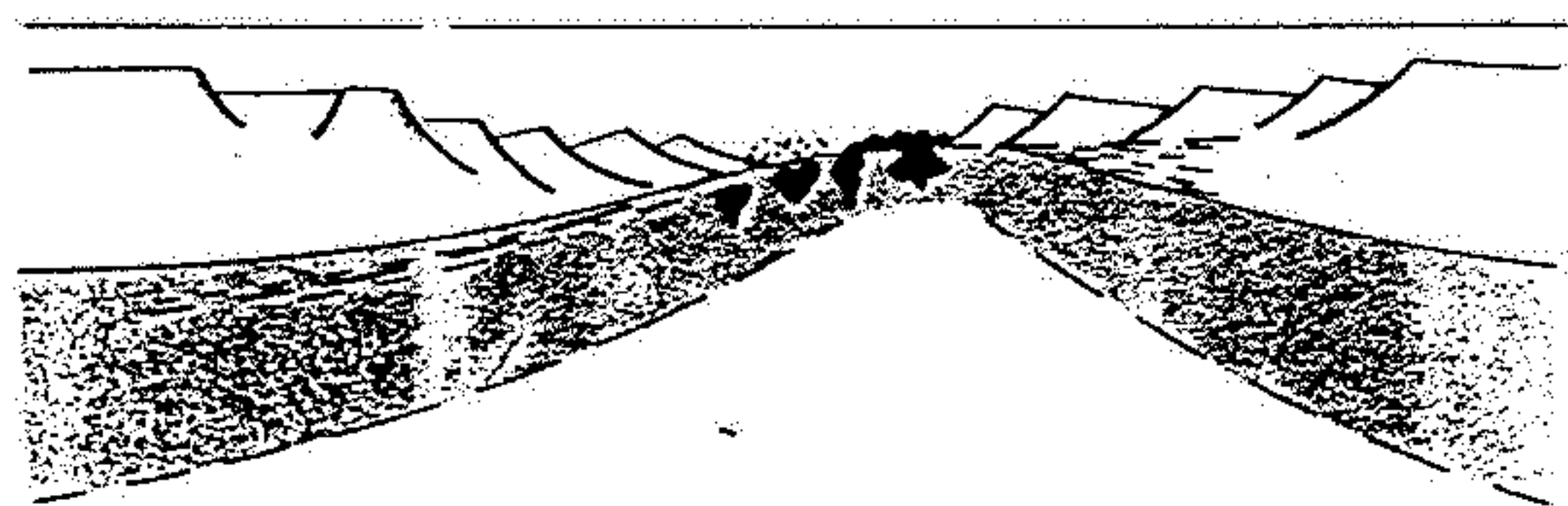
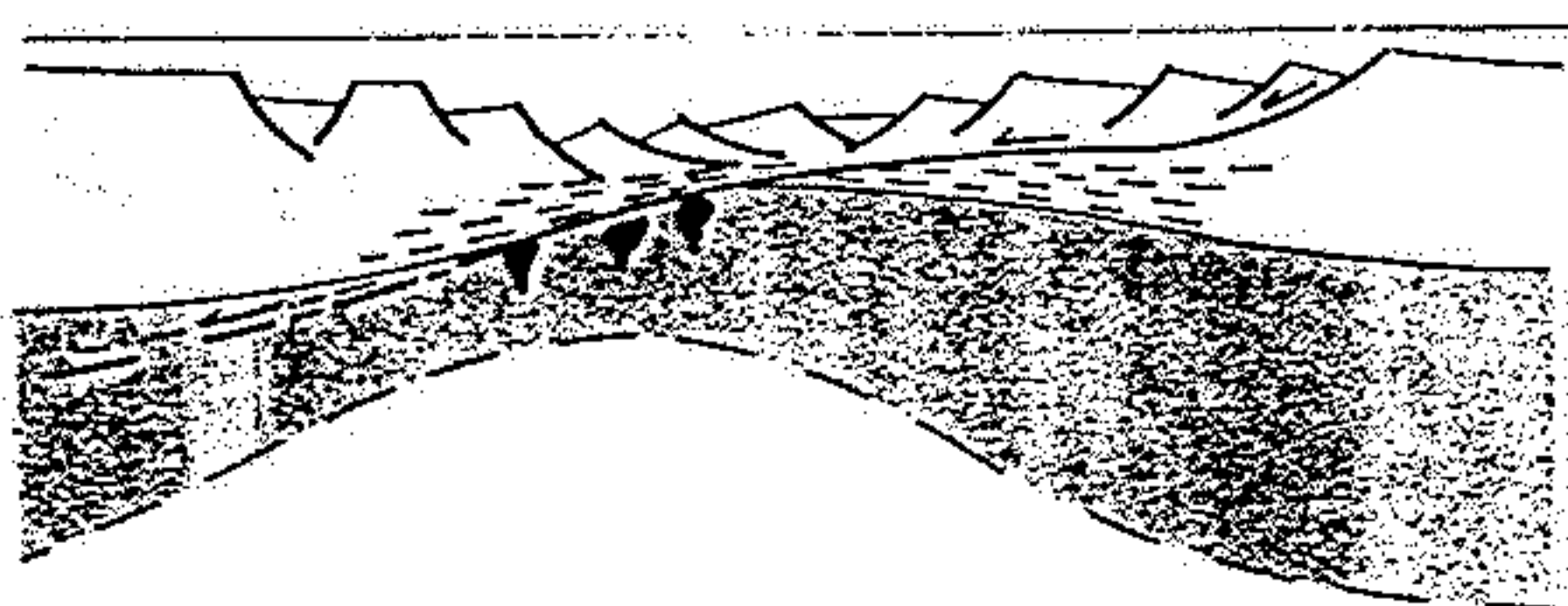
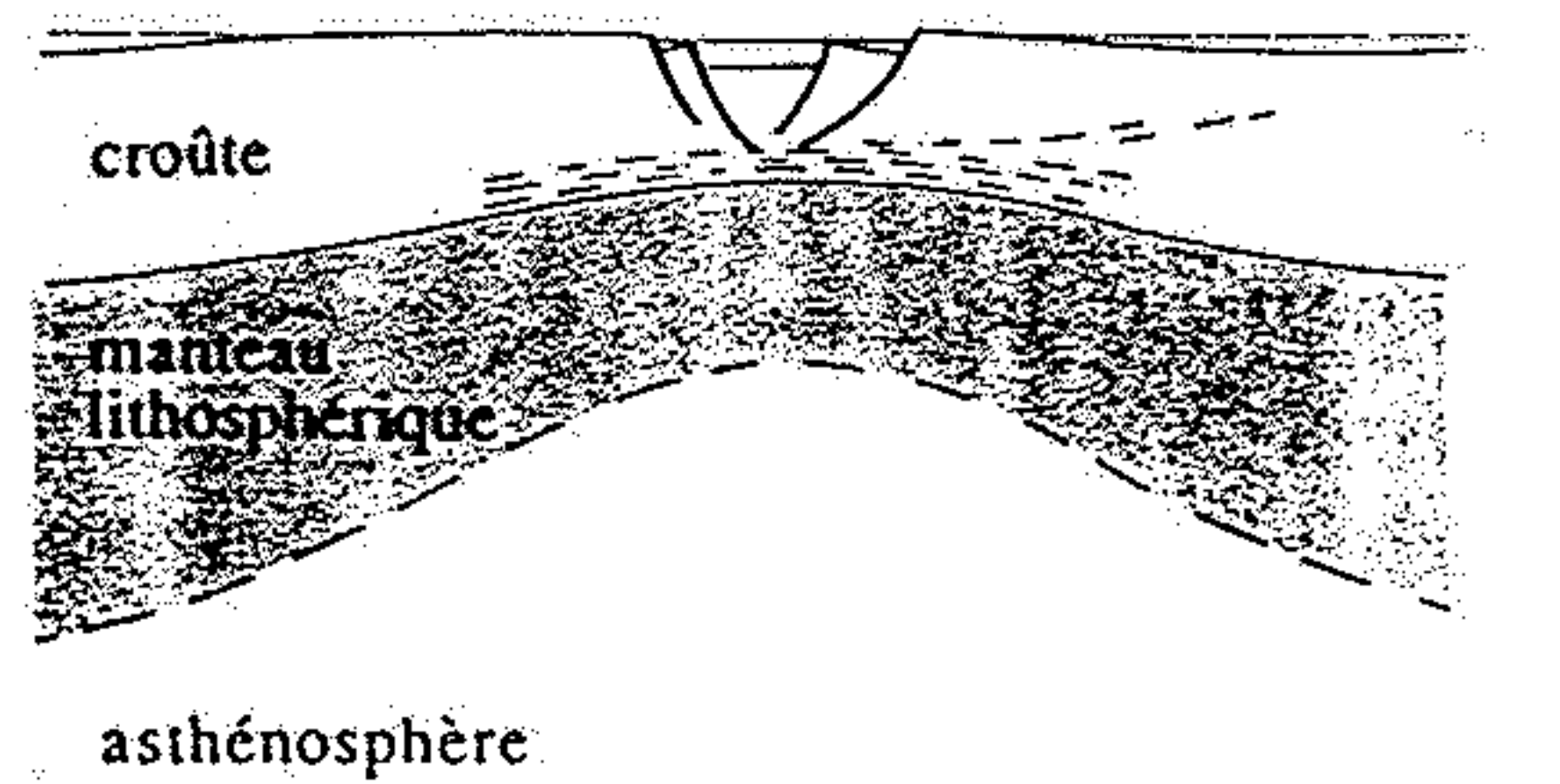
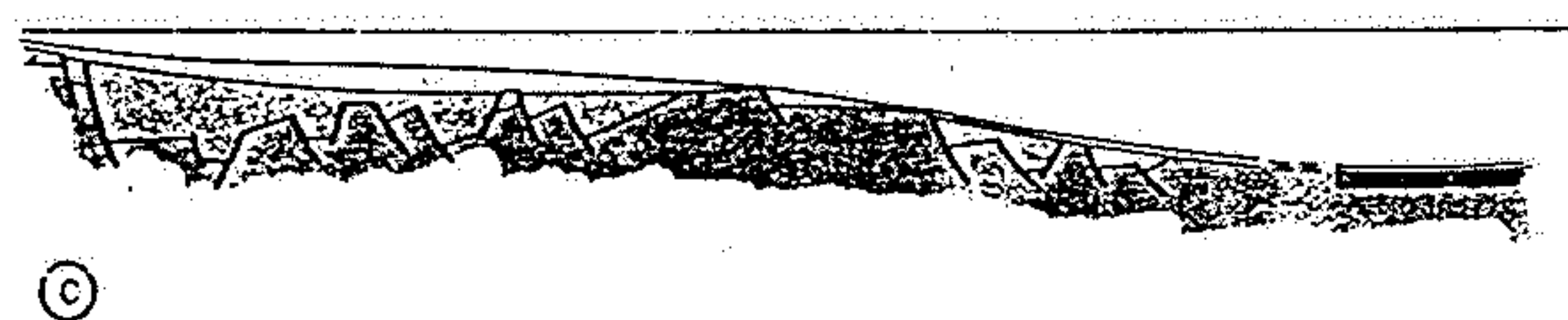
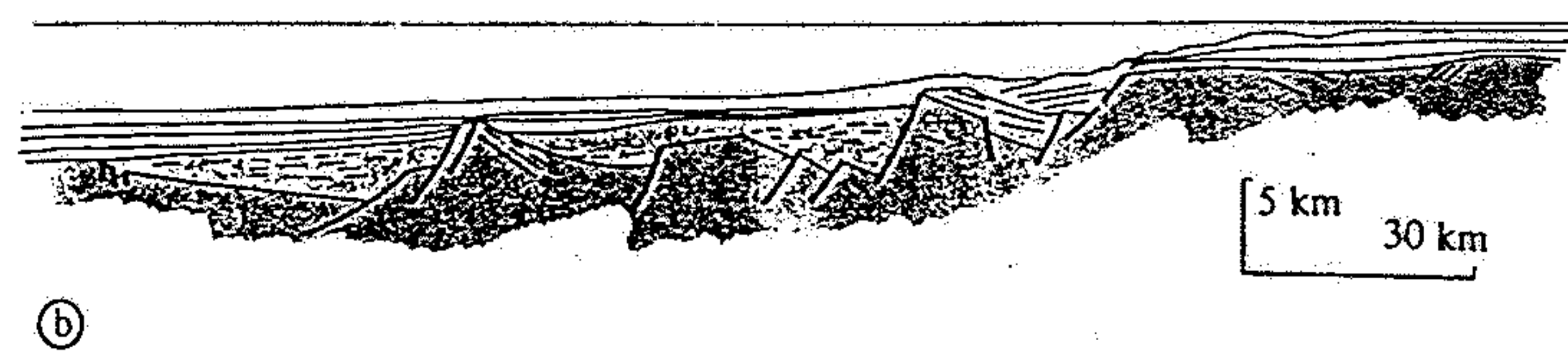
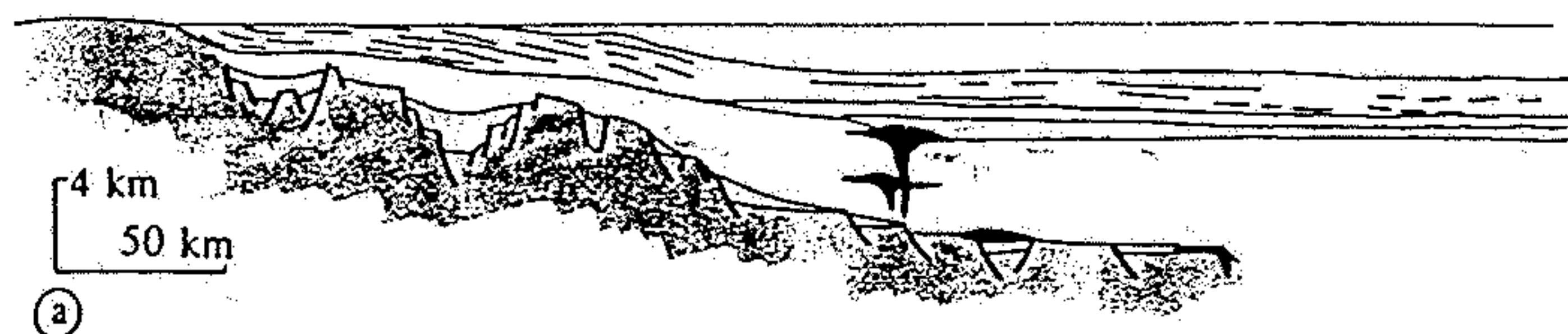
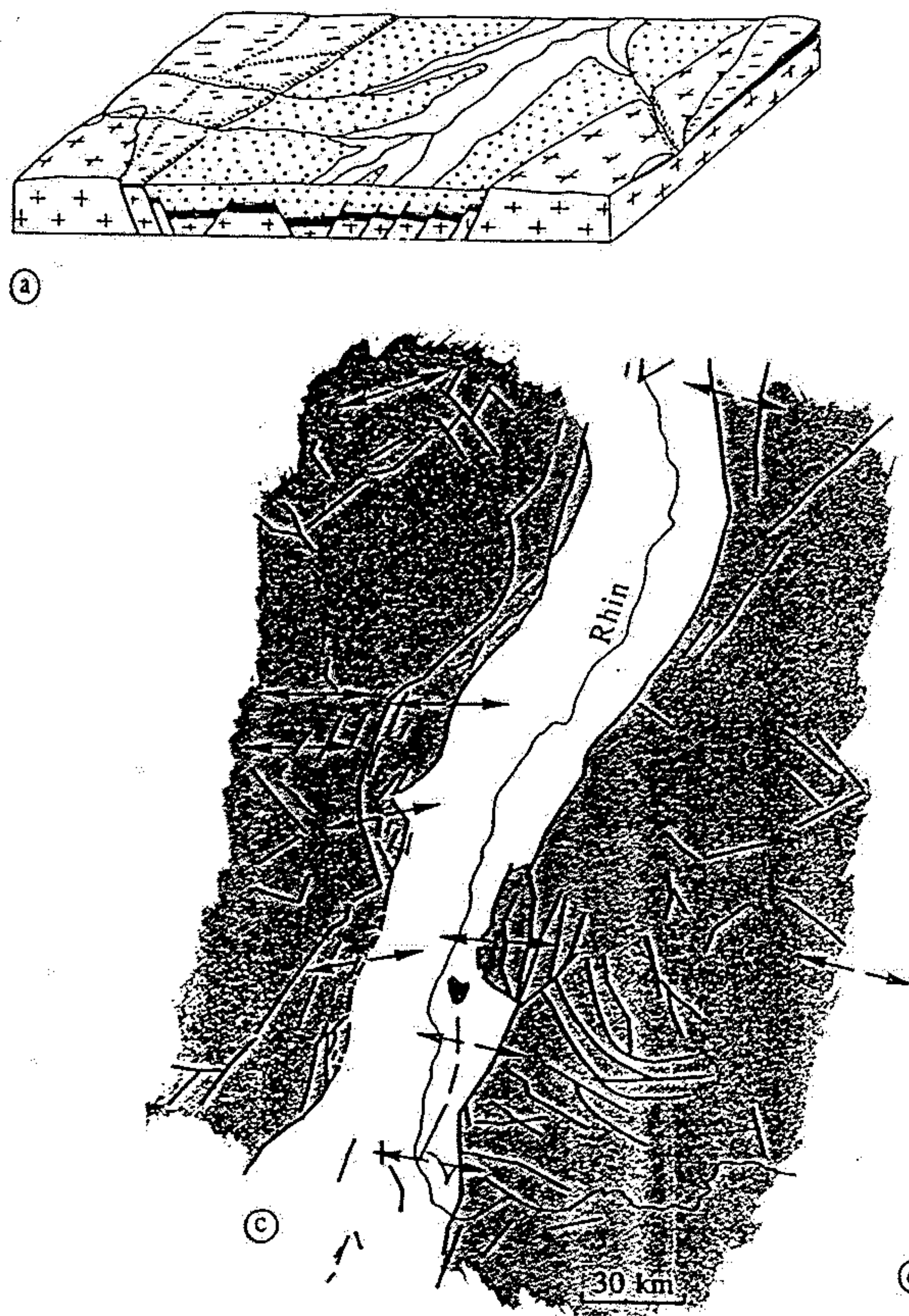
b) Dehnung durch einfache Scherung; eine große Abschiebung zieht schräg durch die gesamte Lithosphäre: Die Verteilung von spröder und duktiler Deformation innerhalb der Dehnungszone ist asymmetrisch (nach WATTS, 1992).

Fig. 145 Fossé Rhénan.

a. Bloc diagramme schématique. Croix : terrains antémésozoïques. Noir : terrains mésozoïques.

b. Coupe transversale du remplissage oligocène (en blanc).

c. Principales fractures, et directions d'extension σ_3 pour l'épisode oligocène (d'après Villemin et Bergerat). Noir : volcan du Kaiserstuhl.



pré-rift

syn-rift

post-rift

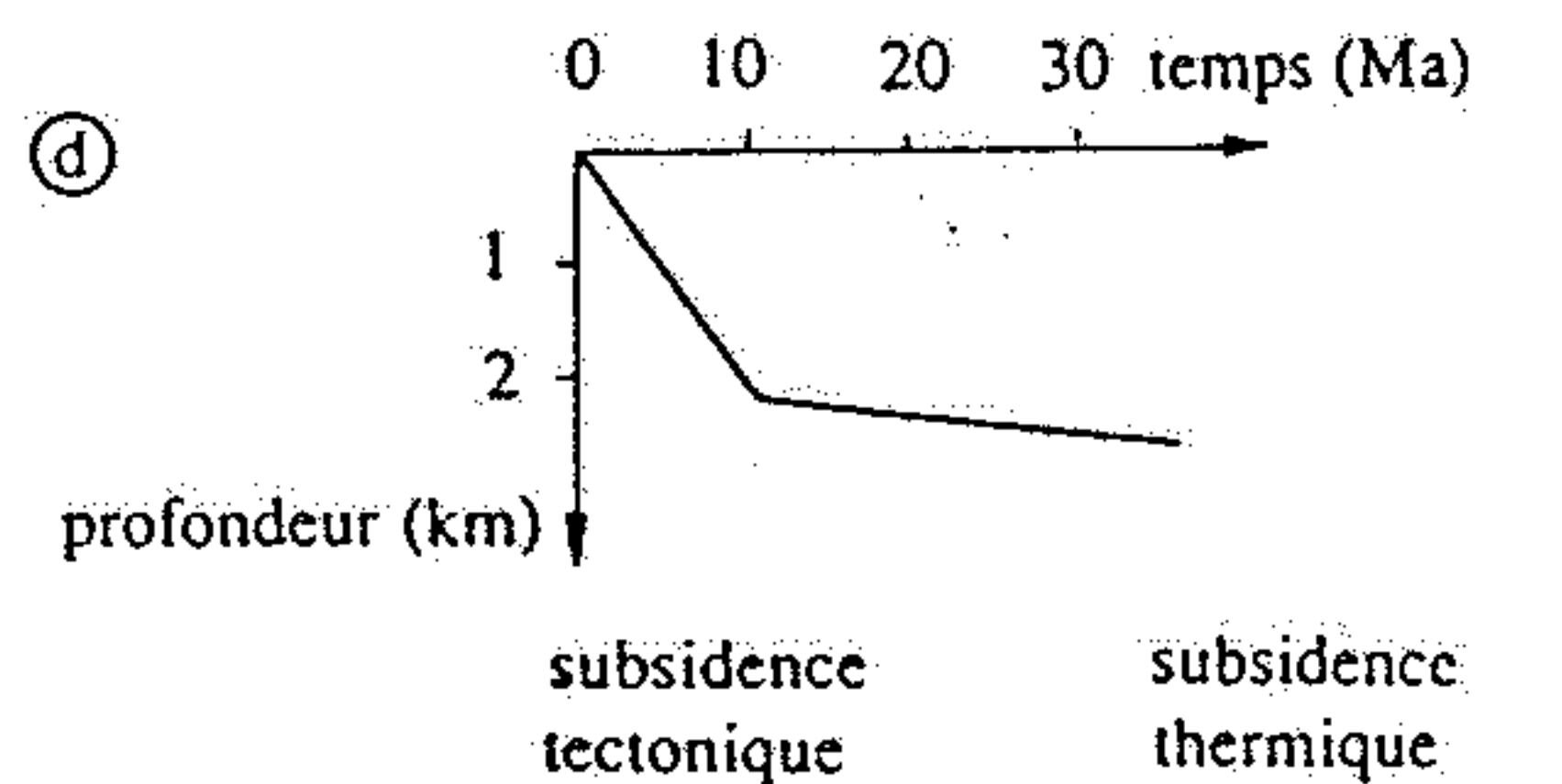


Fig. 149 Structure et évolution d'une marge passive (d'après Boillot et al.). Les échelles verticales, et donc les pendages des failles sont exagérés.

a. Marge du Golfe du Lion (rifting oligocène).

b. Marge atlantique des entrées de la Manche (rifting crétacé inférieur).

c. Reconstitution de la marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales au Malm (rifting Lias - Dogger).

d. Schémas des différents stades d'évolution d'une marge passive, et variation de la vitesse de subsidence.

Fig. 150 Modèle de déchirure de la croûte continentale et de dénudation tectonique du manteau par faille de détachement.

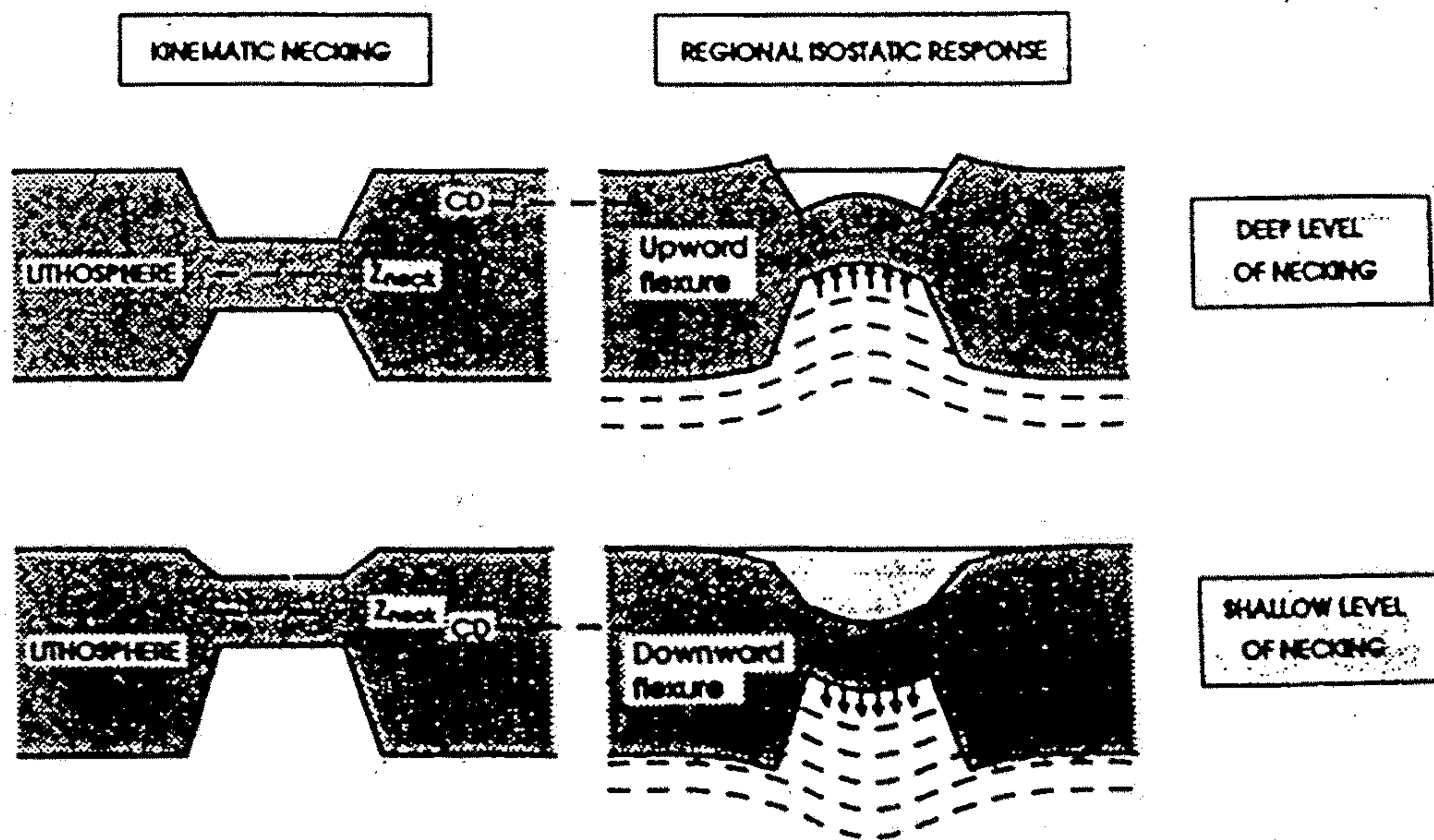


Figure 3.6. Illustration of the concept of necking of the lithosphere with a finite flexural rigidity. Stretching occurs around a level of maximum strength. When this level is deeper than the level of isostatic compensation the lithosphere will flex upward and vice-versa. (From Kooi and Cloetingh, 1992).

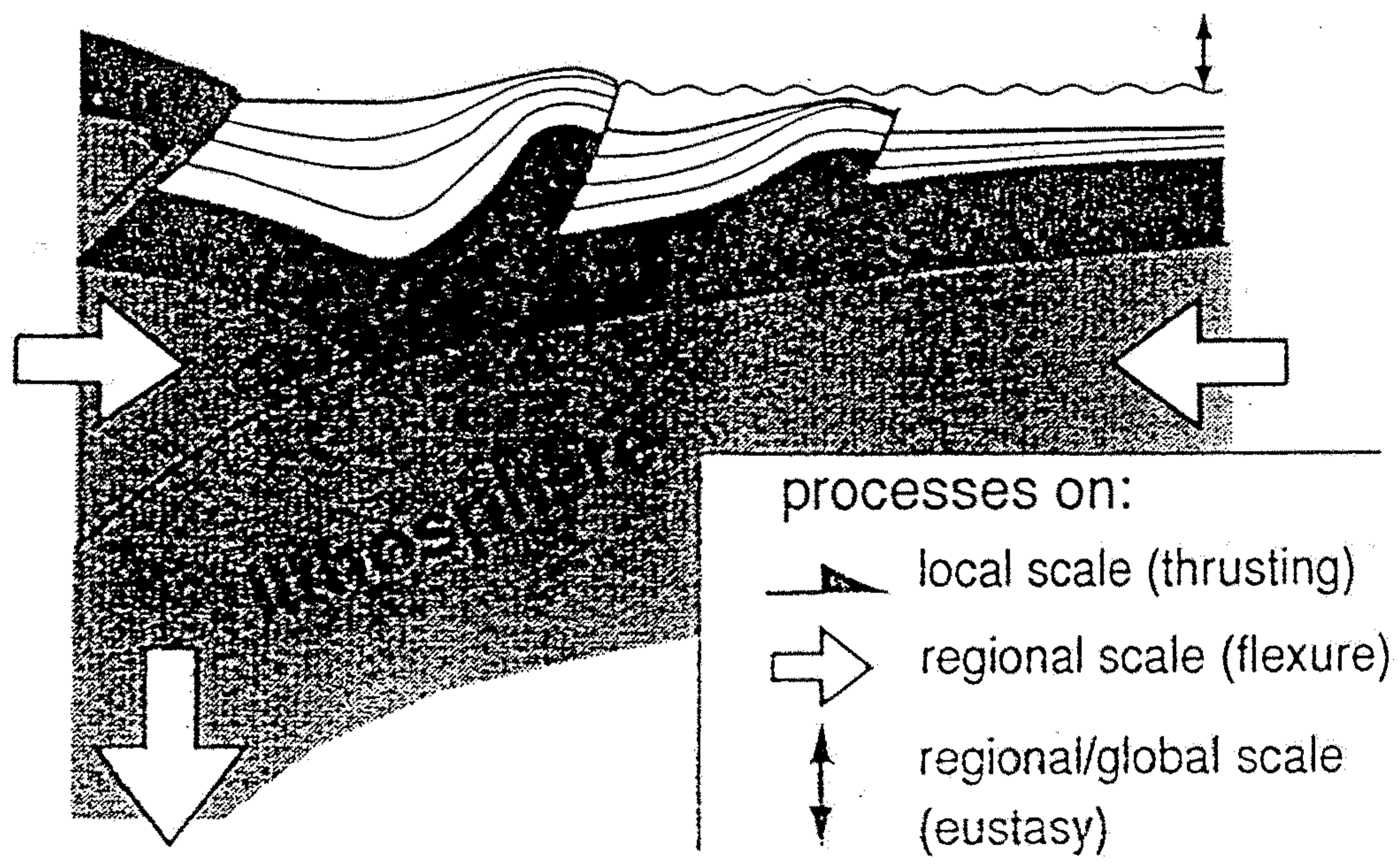
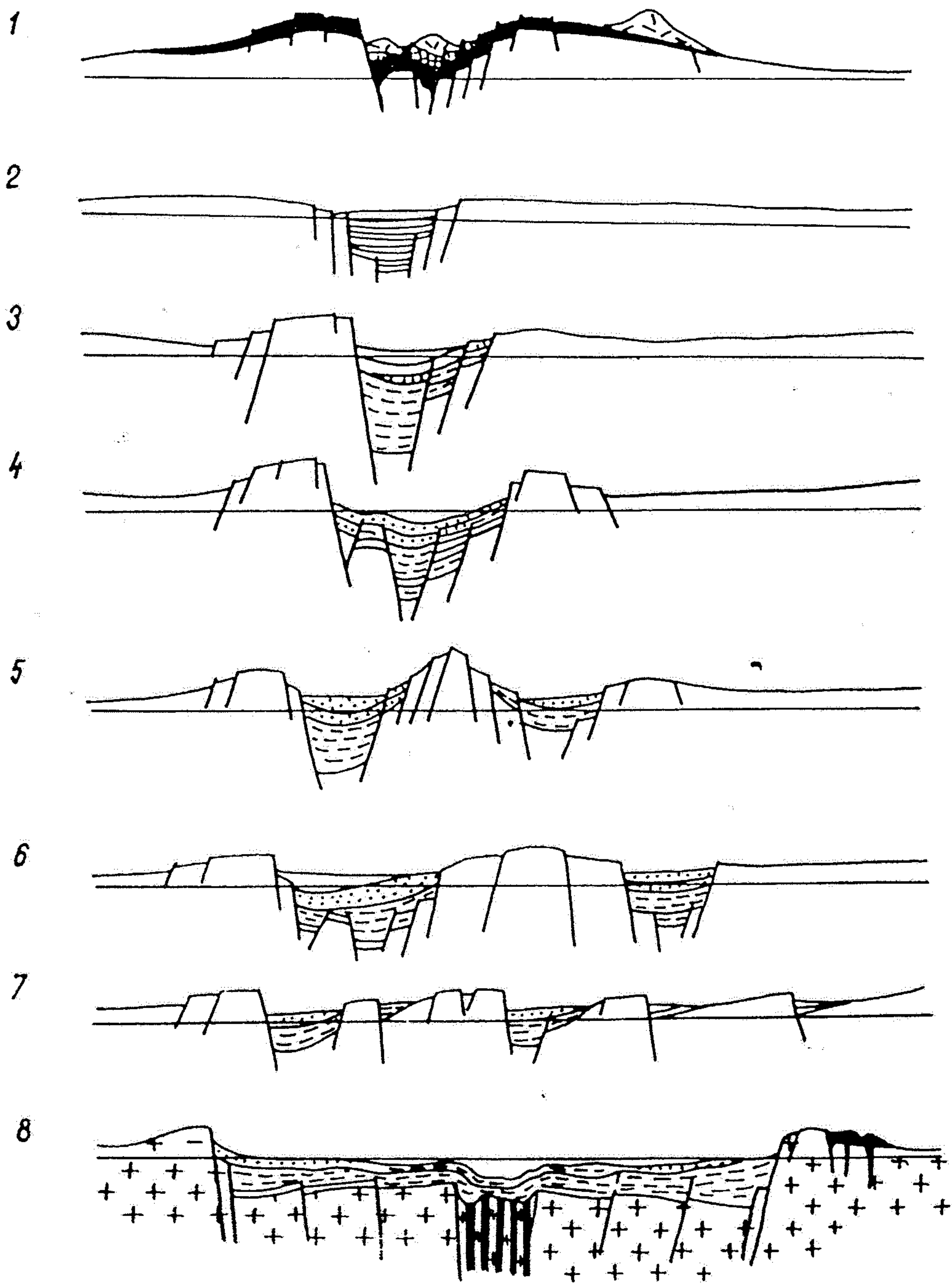
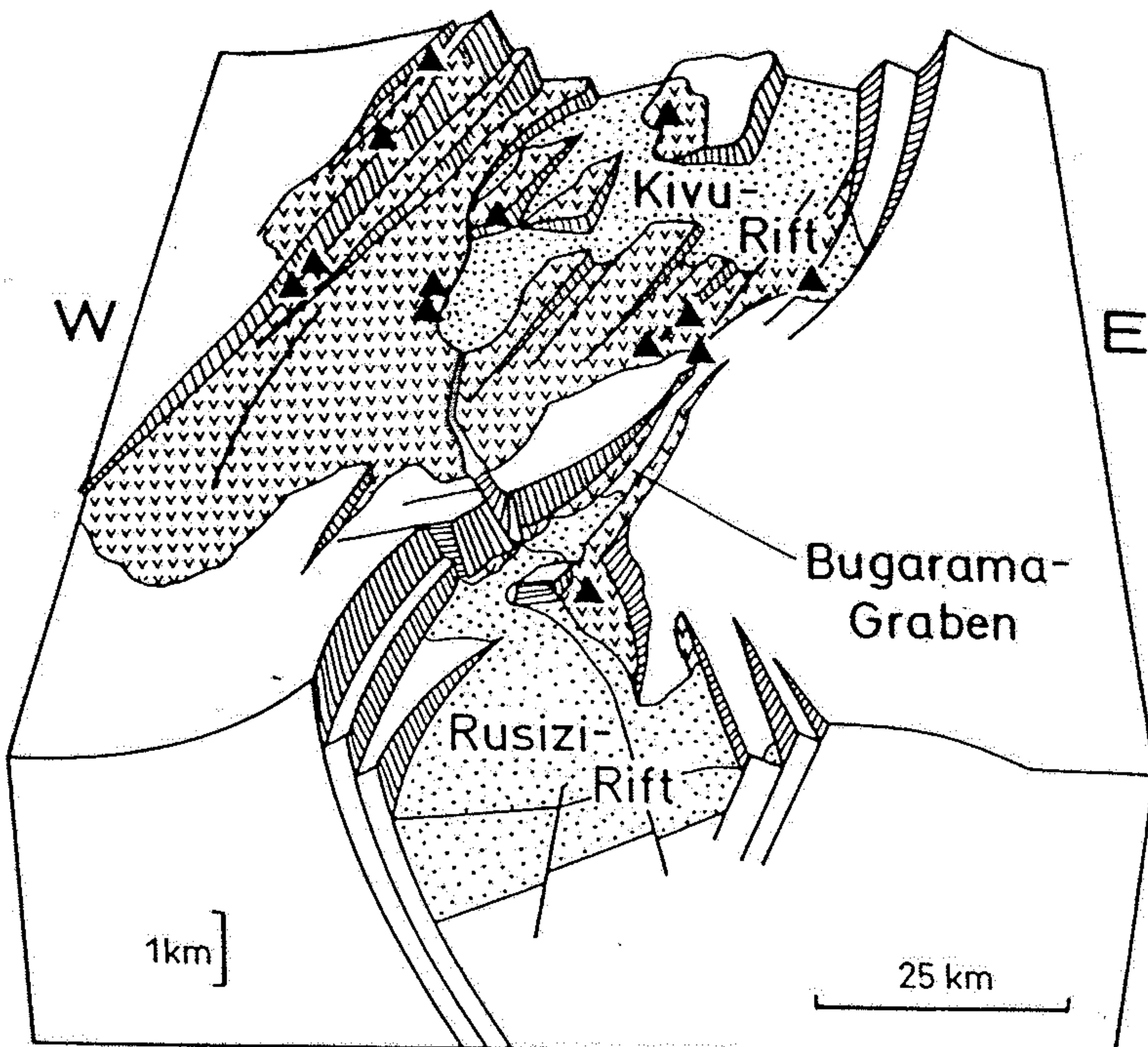
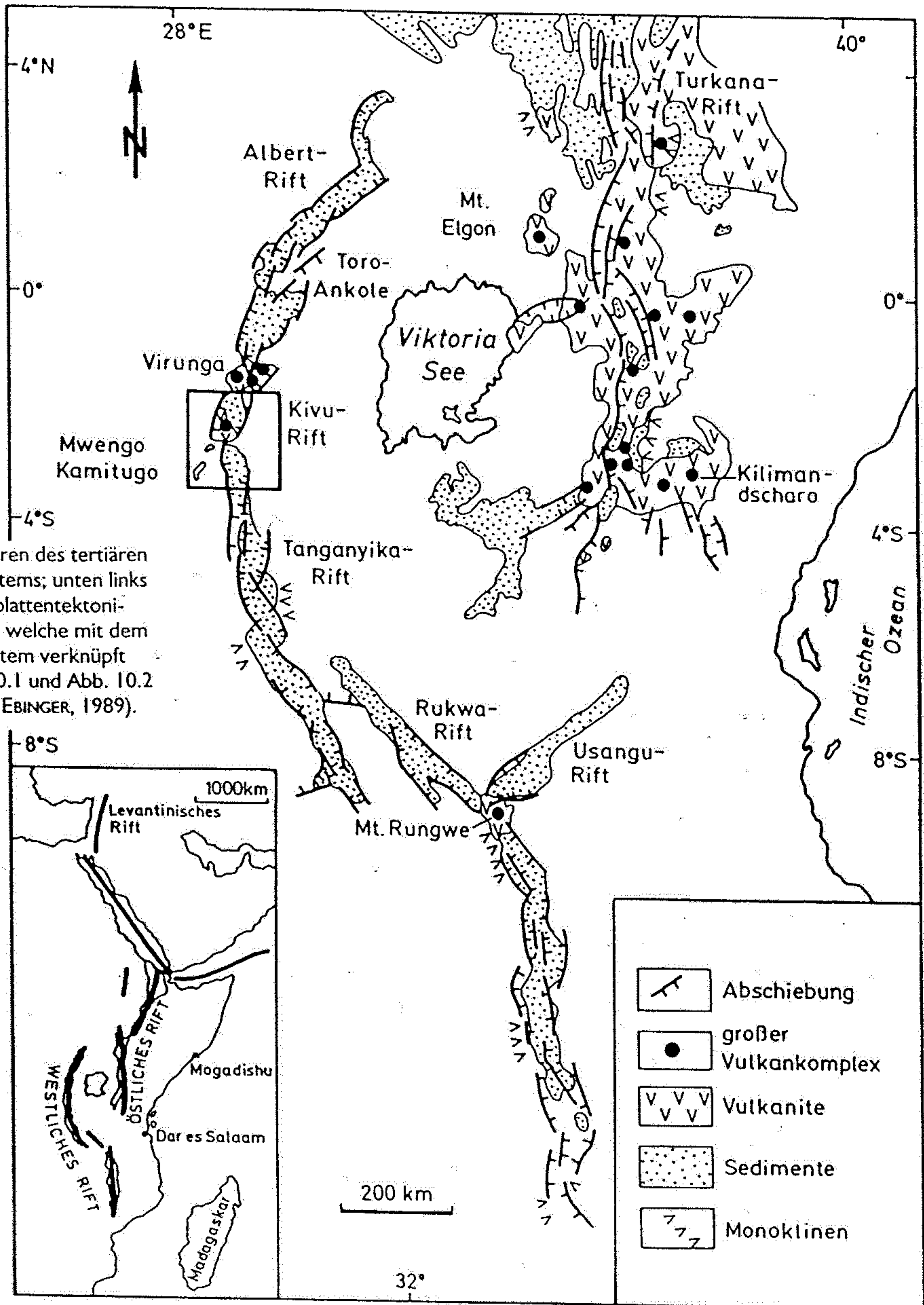


Figure 13. Cartoon showing interplay of local scale thrusting, regional scale flexure and regional eustatic processes. (from Zoetemeijer et al., 1993)



Obr.VIII.59. Základní typy riftů: 1- rift vulkanický, 2- rift bez okrajových zdvihů, 3- rift s jednou okrajovou hrástí, 4- rift s dvěma okrajovými hrástěmi, 5- rift s centrální hrástí, 6- prolomové území se dvěma samostatnými rifty, 7- riftové údolí s ukloněnými okrajovými bloky, 8- mezipevninské riftové zóny. (Podle E.E. Milanovskij, 1970, in Z.Kukal, obr. 32, str. 81).



GLOBAL PLATE TECTONICS: THE UNIFYING MODEL

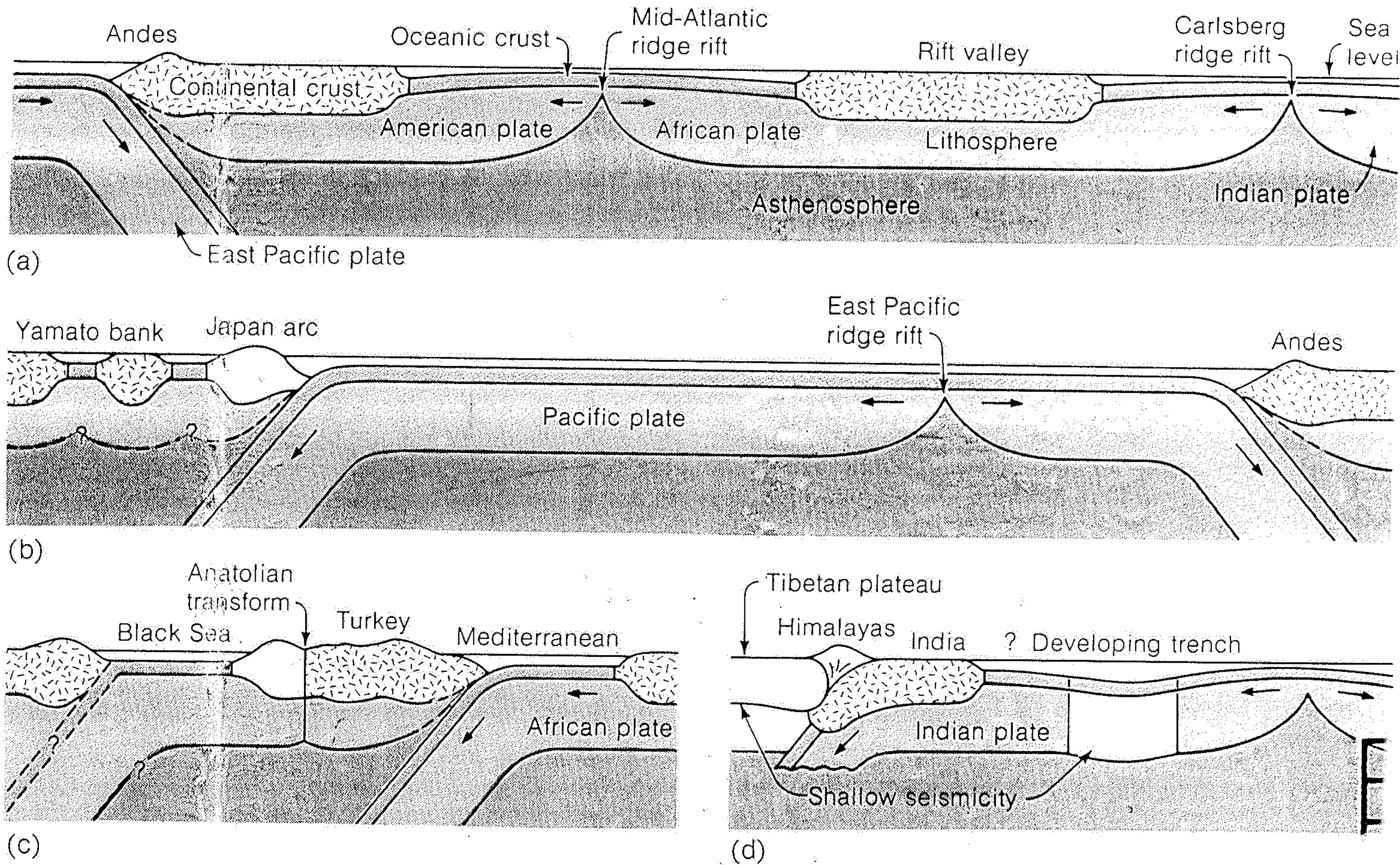


Figure 20-18

Schematic sections showing modern plate, ocean, continent, and island arc relationships. [After "Mountain Belts and New Global Tectonics" by J. F.

Dewey and J. M. Bird, *Journal of Geophysical Research*, v. 75, pp. 2625-2647, 1970.]

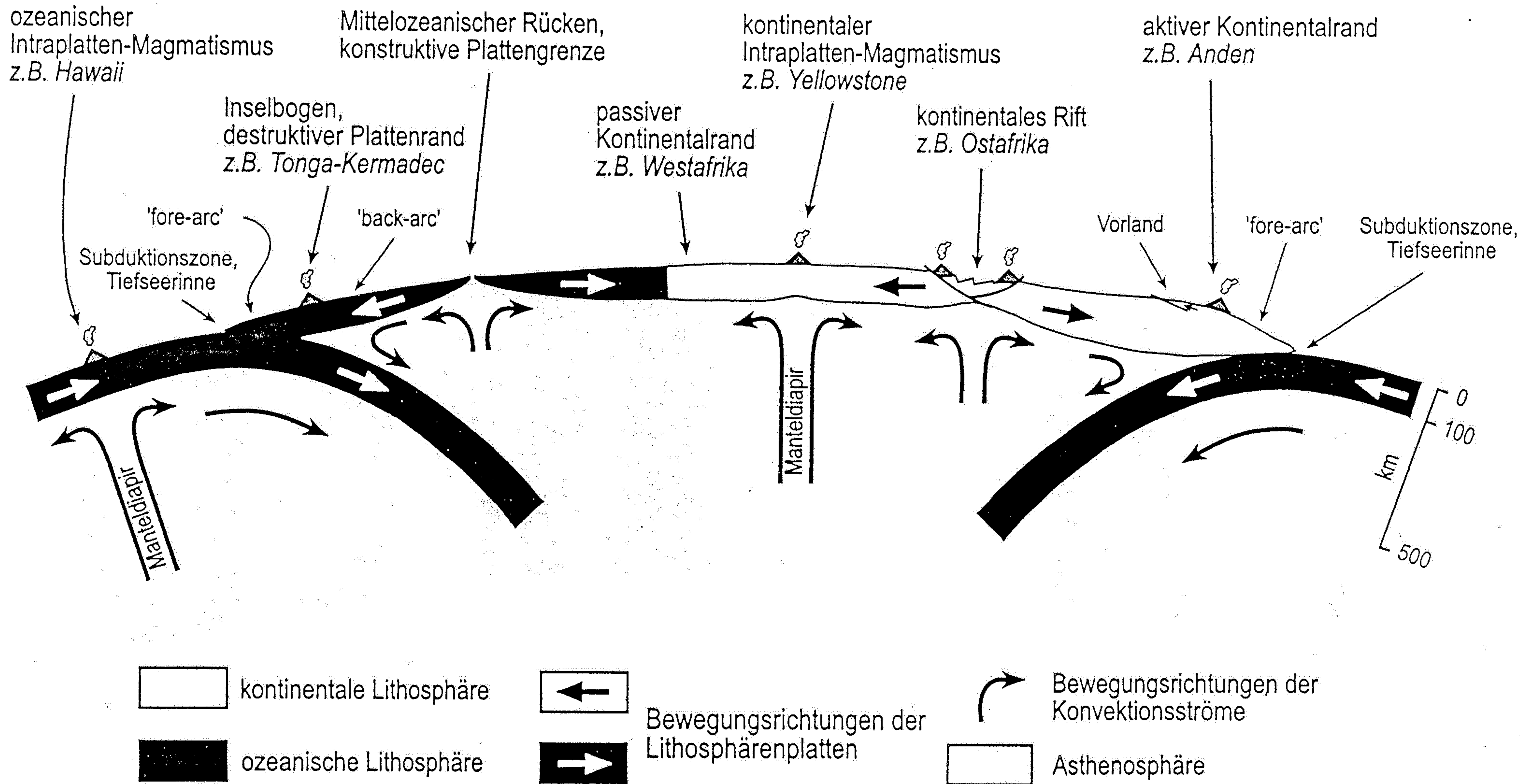


Abb. 1.4

Schematische und annähernd maßstabstreue Darstellung der Grundelemente der Plattentektonik; Vulkane sind größer abgebildet. Der Schnitt bezieht sich nicht auf eine reale Plattenkonfiguration auf der heutigen Erde.

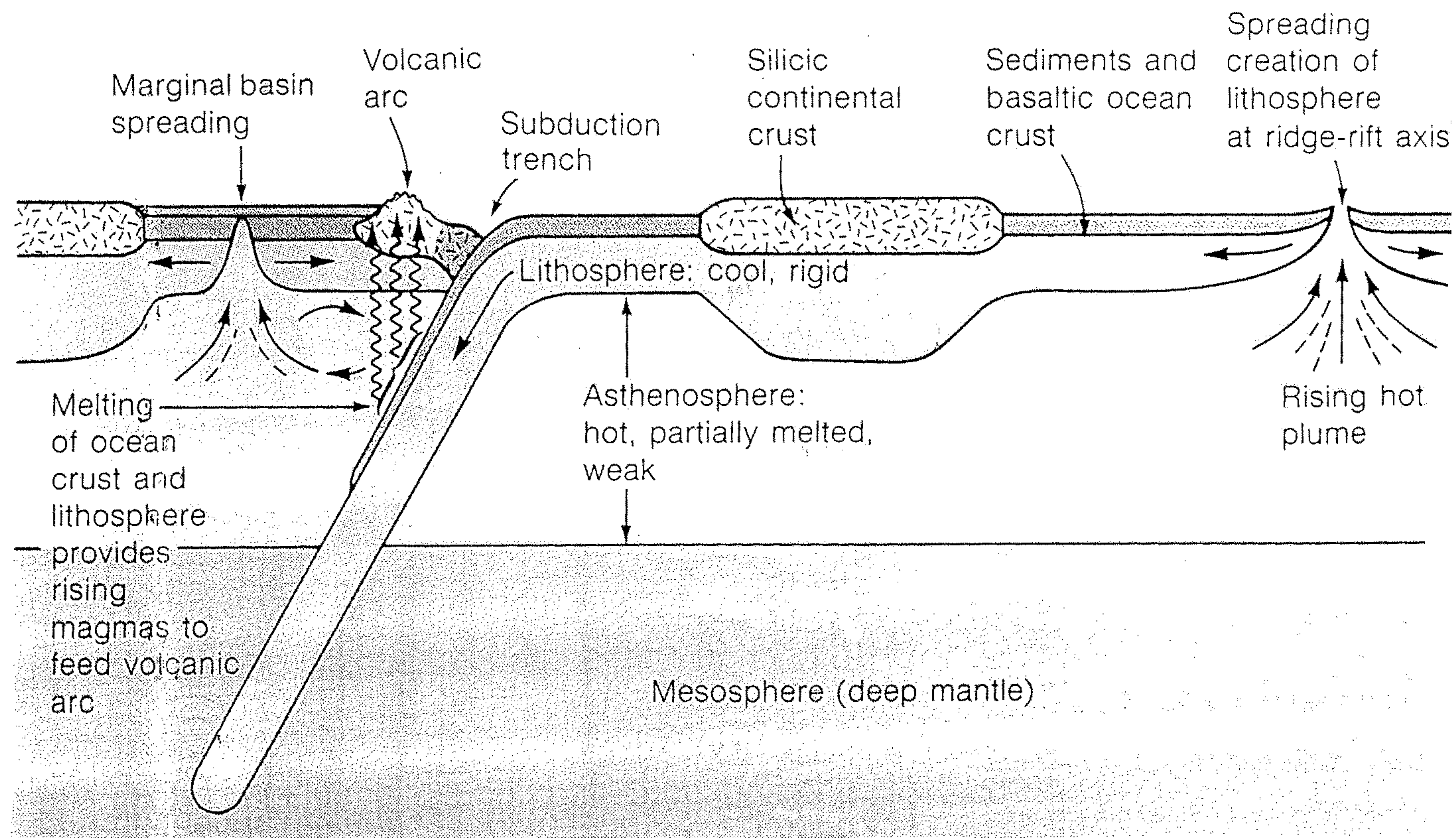
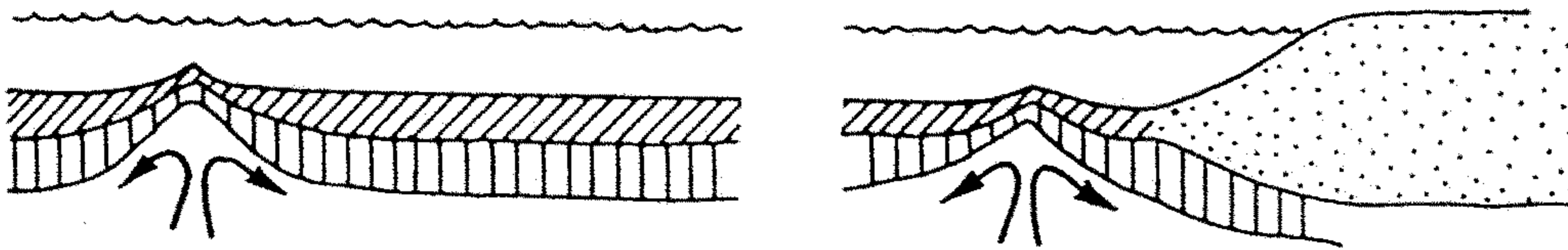


Figure 20-1

Cross section of the upper mantle. The lithosphere is a rigid plate of solidified rock that rides on the partially molten asthenosphere. It is approximately 70 km (40 miles) thick under oceans and perhaps 100–150 km thick under continents. The continent is embedded in the plate and moves along with it. The lithosphere forms at mid-ocean ridges from a rising plume of partially molten rock; it sinks back into the mantle in

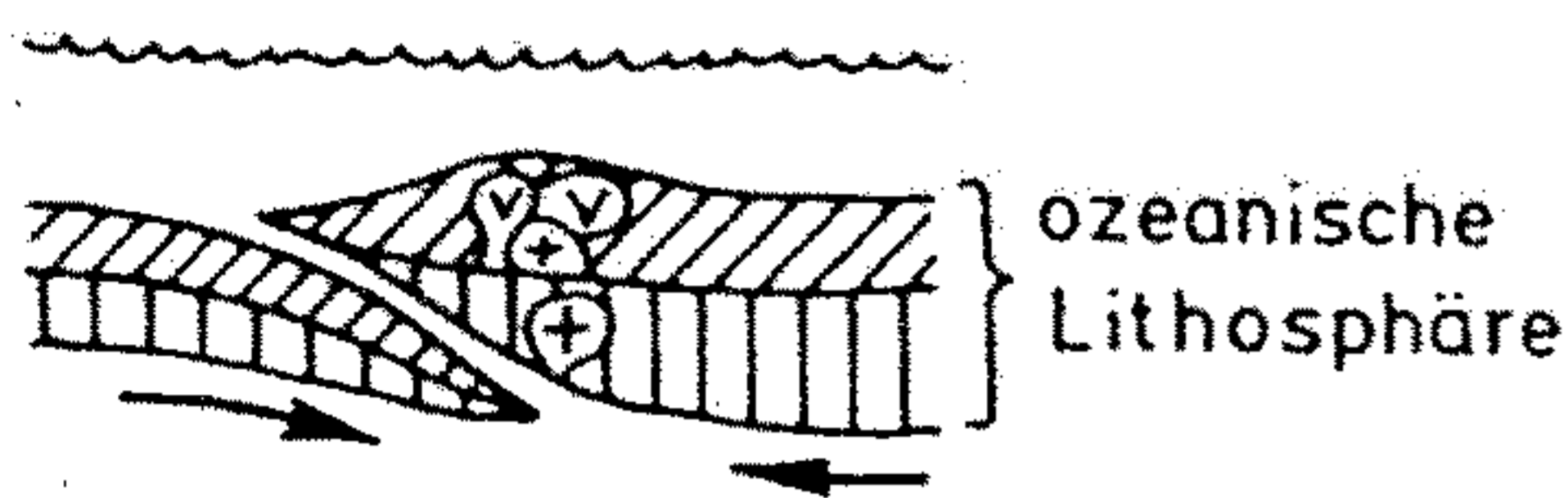
subduction zones, where it remelts. Arrows in the plastic asthenosphere indicate directions of possible convective motions. Secondary convection currents may form small spreading centers in a marginal basin. The Sea of Japan, for example, formed in this way. Located behind an island arc volcanic chain, it separates the chain from a continent.

a Prä-Subduktionsstadium

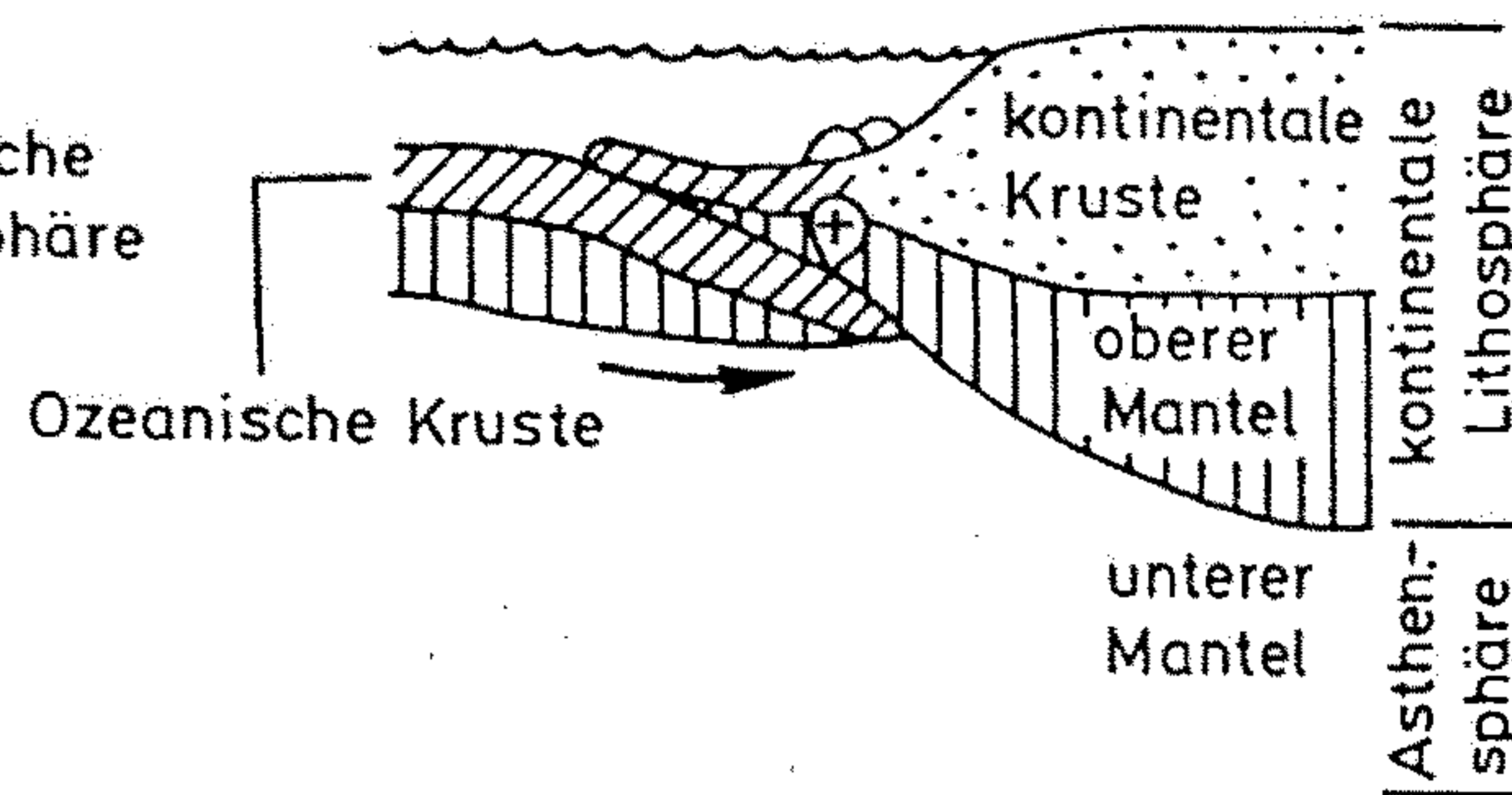


b Anfangsstadium

Inselbogen

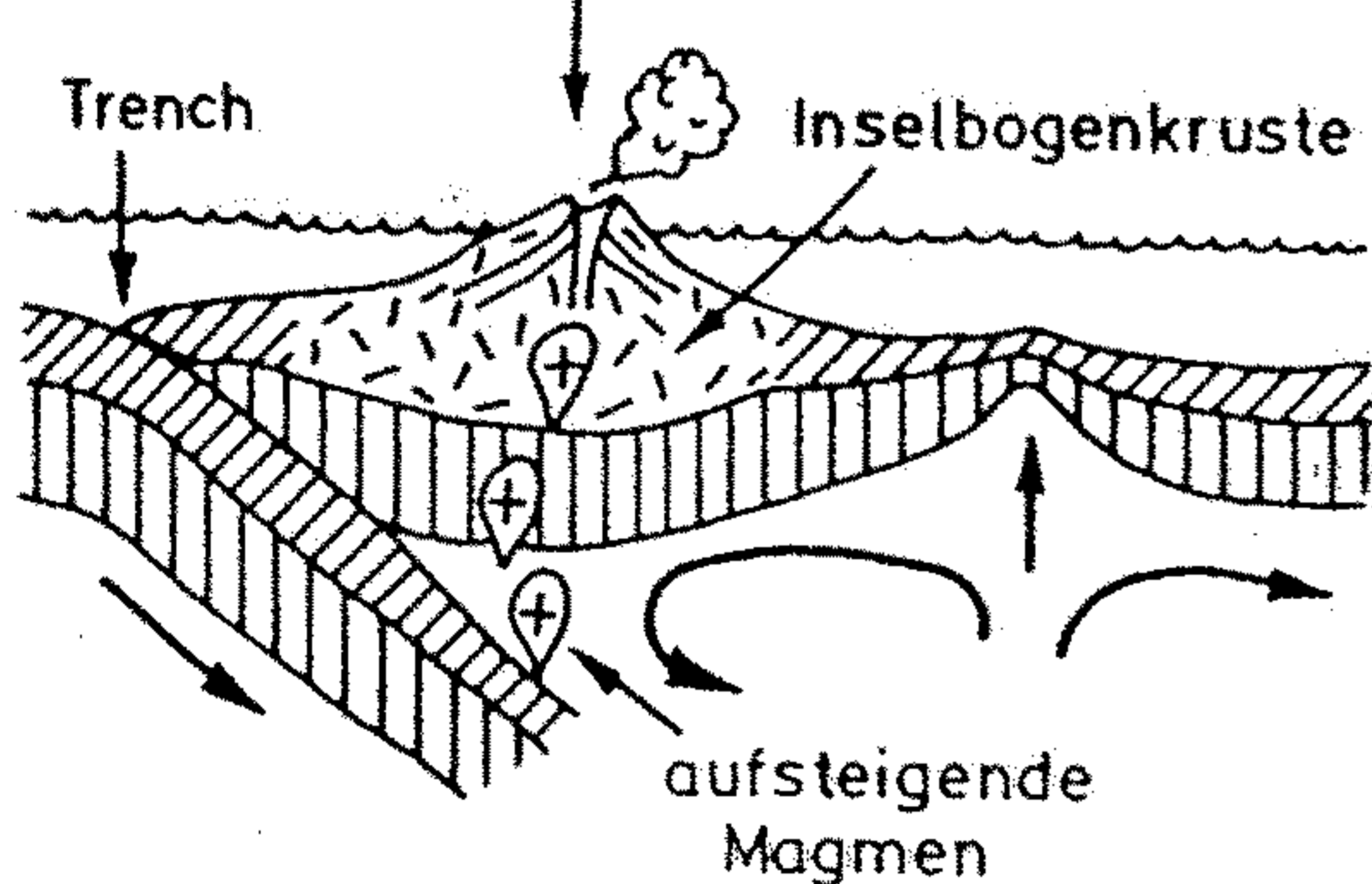


aktiver Kontinentalrand

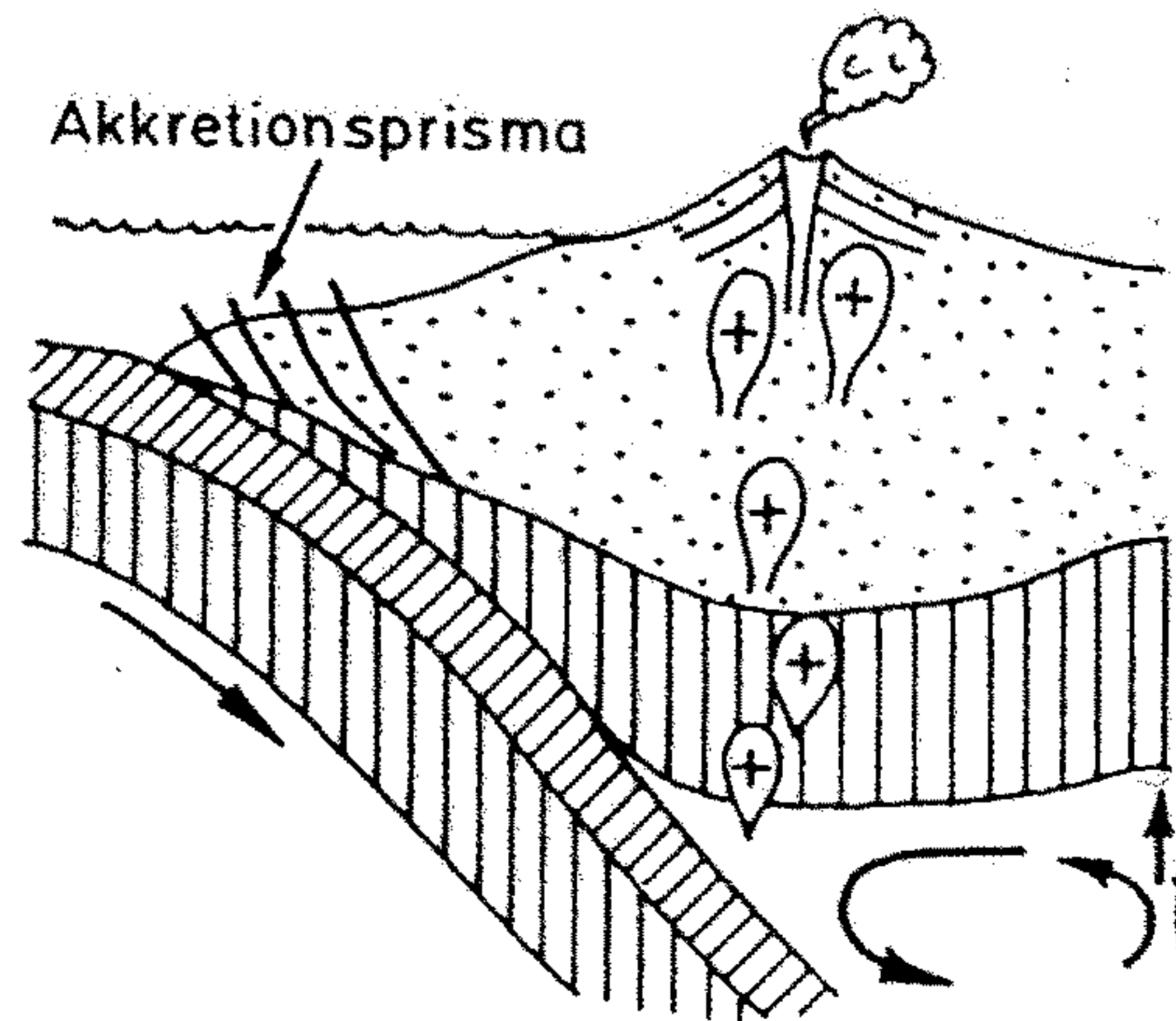


c Reifes Stadium

Fore arc Arc Back arc



Akkretionsprisma



d Ende der Subduktion

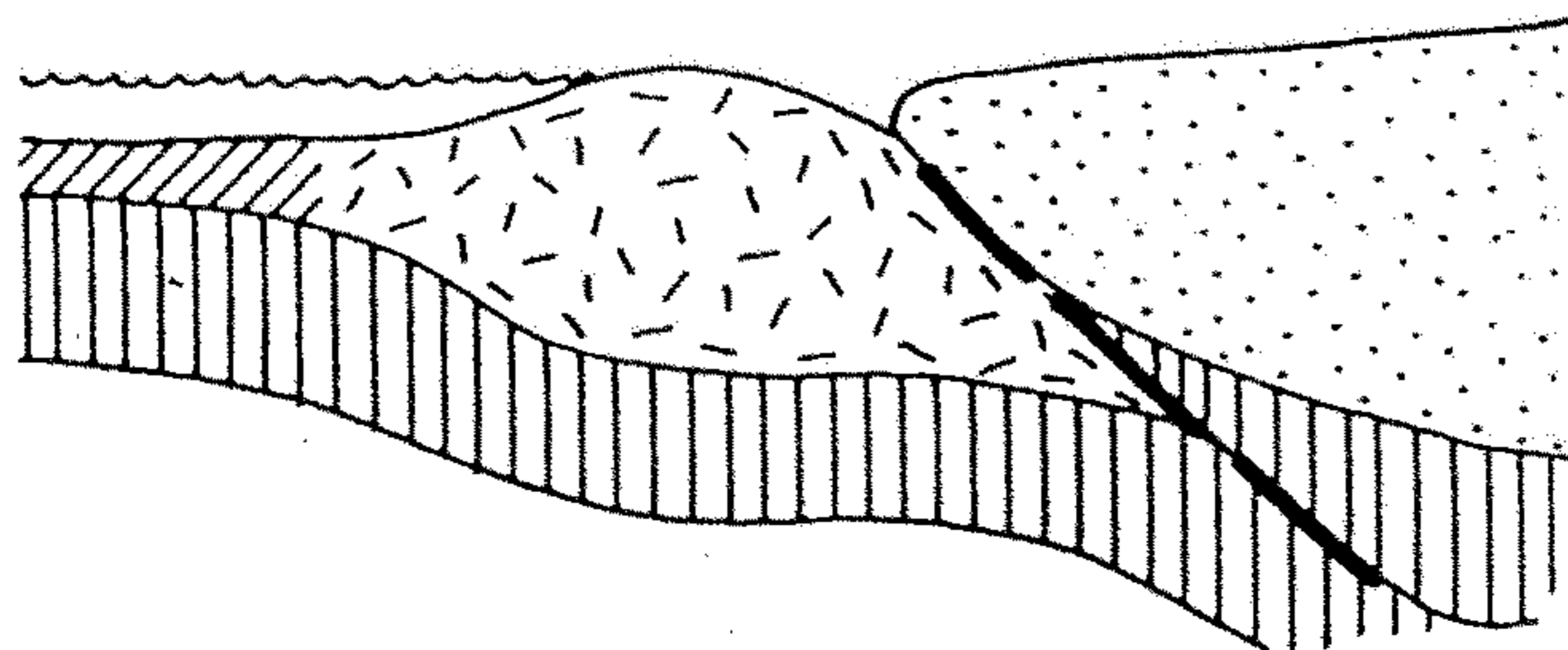


Abb. 10.15

Entwicklung von Subduktionszonen, links als Inselbogen, rechts als aktiver Kontinentalrand (die magmatischen Begriffe werden in Abschn. 12.1. erklärt):

a) Durch Veränderungen der Bewegungsrichtung der Platten oder durch Behinderung und Stopp existierender Subduktionszonen kann sich kompressiver Stress aufbauen, der die Bildung einer neuen Subduktionszone zur Folge hat.

b) Kurz nach Beginn der Subduktion entstehen primitive, d.h. wenig differenzierte, Magmen (z.B. Izu-Bonin-Inselbogen, Abb. 10.1).
c) Bei fortgesetzter Subduktion baut sich aus den Produkten differenzierter Magmen ein Inselbogen auf. Sedimente und Vulkangebäude, die mit der abtauchenden Platte an die Subduktionszone herangeleitet, werden weit hinab in die Subduktionszone transportiert oder an die Oberplatte im Akkretionsprisma angelagert. Im Asthenosphärenkeil über der abtauchenden Platte entsteht eine Konvektionswalze, die u.U. zu einer Dehnung des Back arcs der überreitenden Platte führt. Im Extremfall kann sich hier eine Back-arc-Riftachse ausbilden, an der neue ozeanische Lithosphäre entsteht (z.B. westlich des Marianen-Inselbogens).

d) Das Heranführen eines Inselbogens oder gar kontinentaler Lithosphäre an eine Subduktionszone bedeutet das Ende derselben, da sich die genannten Blöcke aufgrund ihrer geringen Dichte nicht in den Mantel hinabdrücken bzw. -ziehen lassen. In Gebirgen finden sich entlang der Kollisionsstur, die die Position des ehemaligen konvergenten Plattenrandes markiert, mitunter Reste der ozeanischen Lithosphäre in Form von Ophiolithkomplexen.

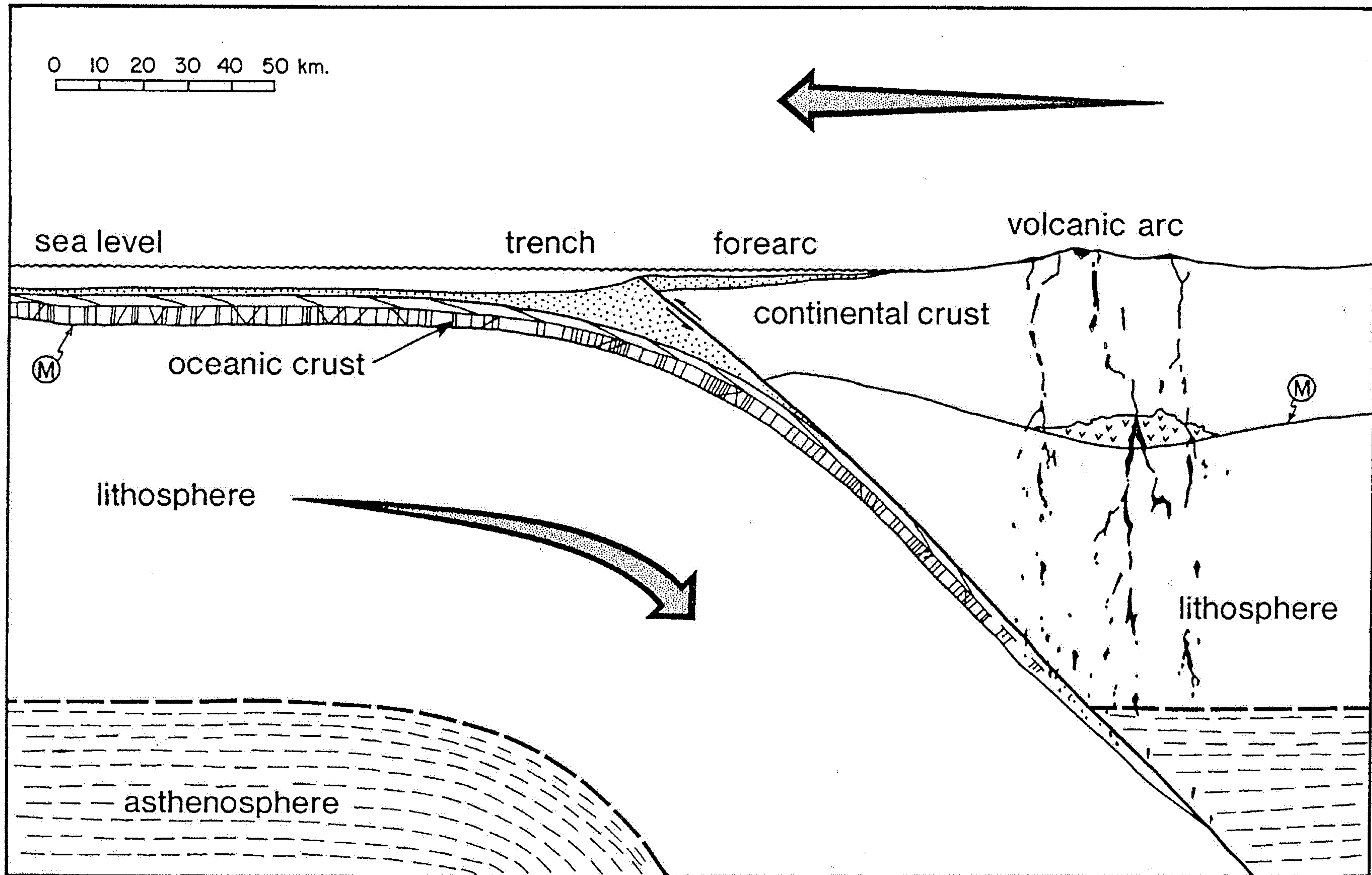
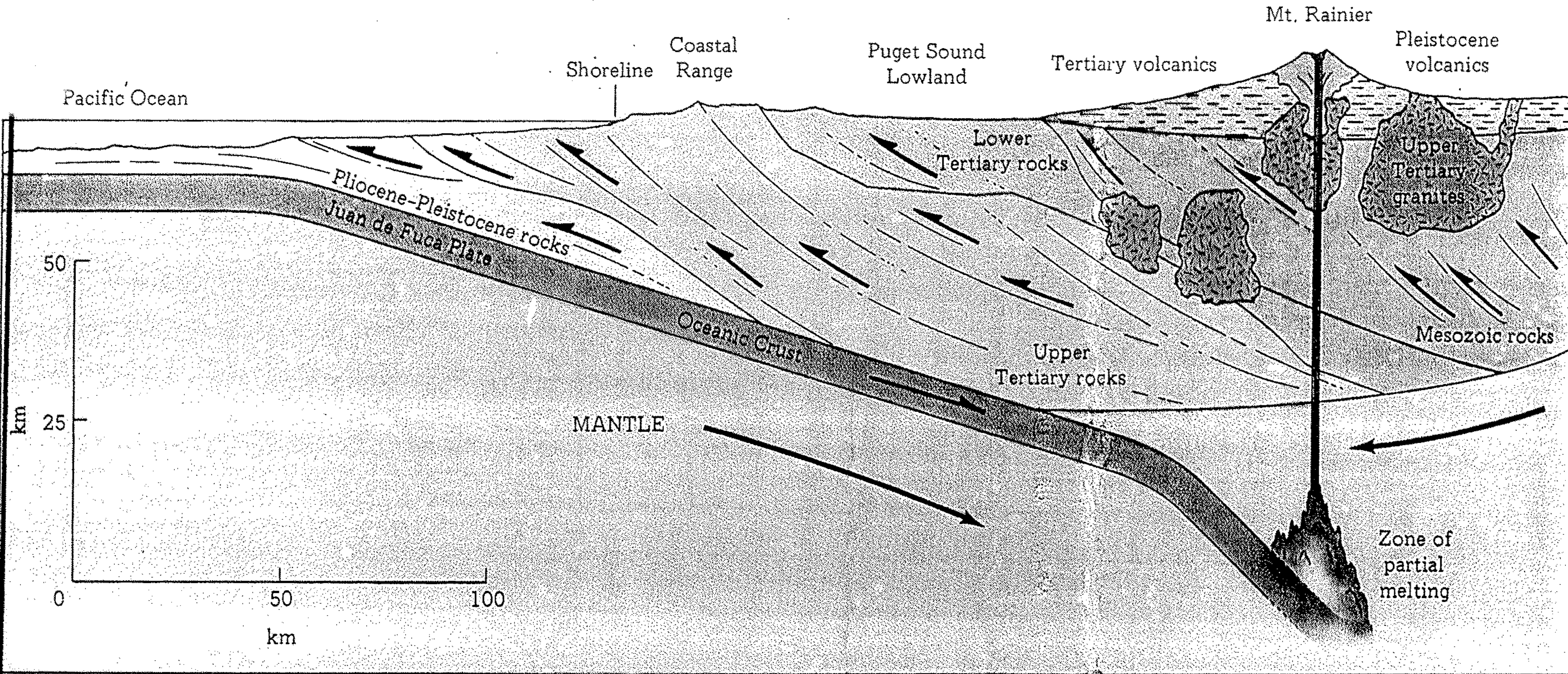


Figure 6.7. Diagrammatic cross section of an oceanic trench and island arc/continental margin, or convergent plate boundary. A large component of mantle flow (arrows) lies in the plane of the paper. Both basaltic and andesitic magmas are shown as black blobs. The base of the

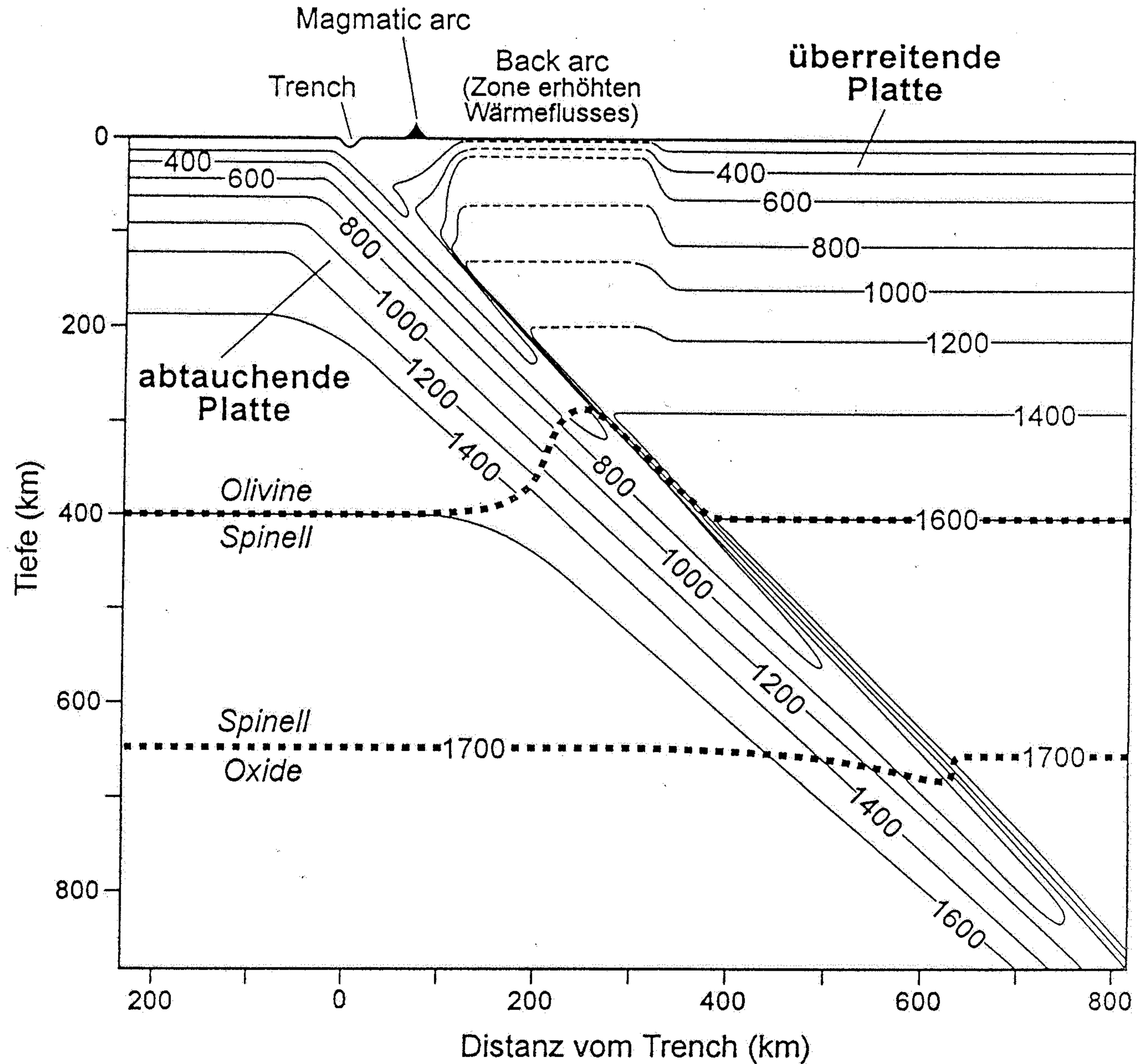
lithosphere, shown by dashed lines, is the region where the more rigid mantle above becomes more plastic downward (i.e., the asthenosphere), probably as a consequence of the presence in the asthenosphere of grain-boundary melt at higher temperatures. km = kilometers.

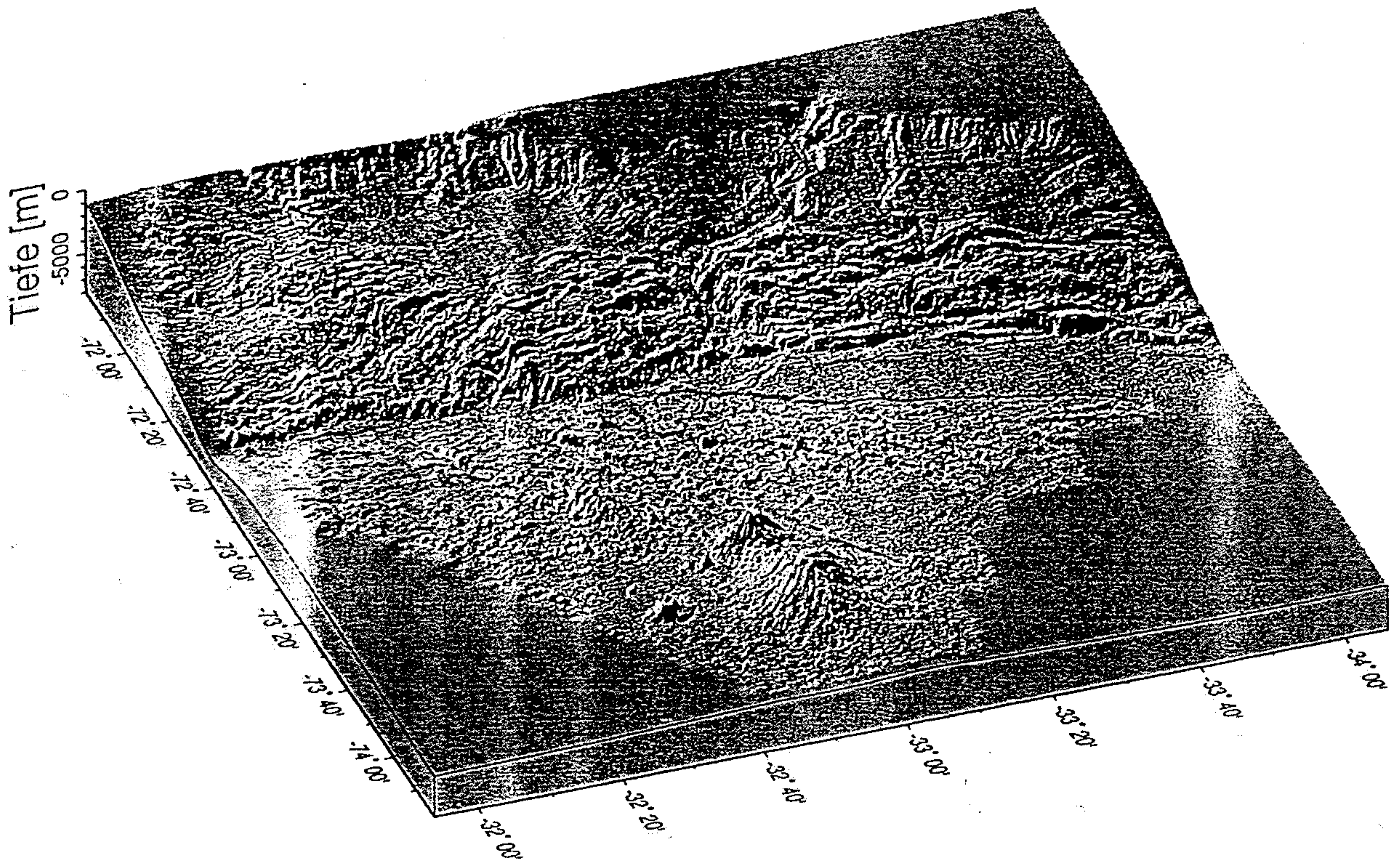


1.25 An interpretation of the geology along the converging Juan de Fuca and American plates in the latitude of Mt. Rainier, Washington. [After Darrell S. Cowan et al., *Centennial Continent/Ocean Transect No. 9, B-3, Juan de Fuca Spreading Ridge to Montana Thrust Belt*, Geological Society of America, 1986.]

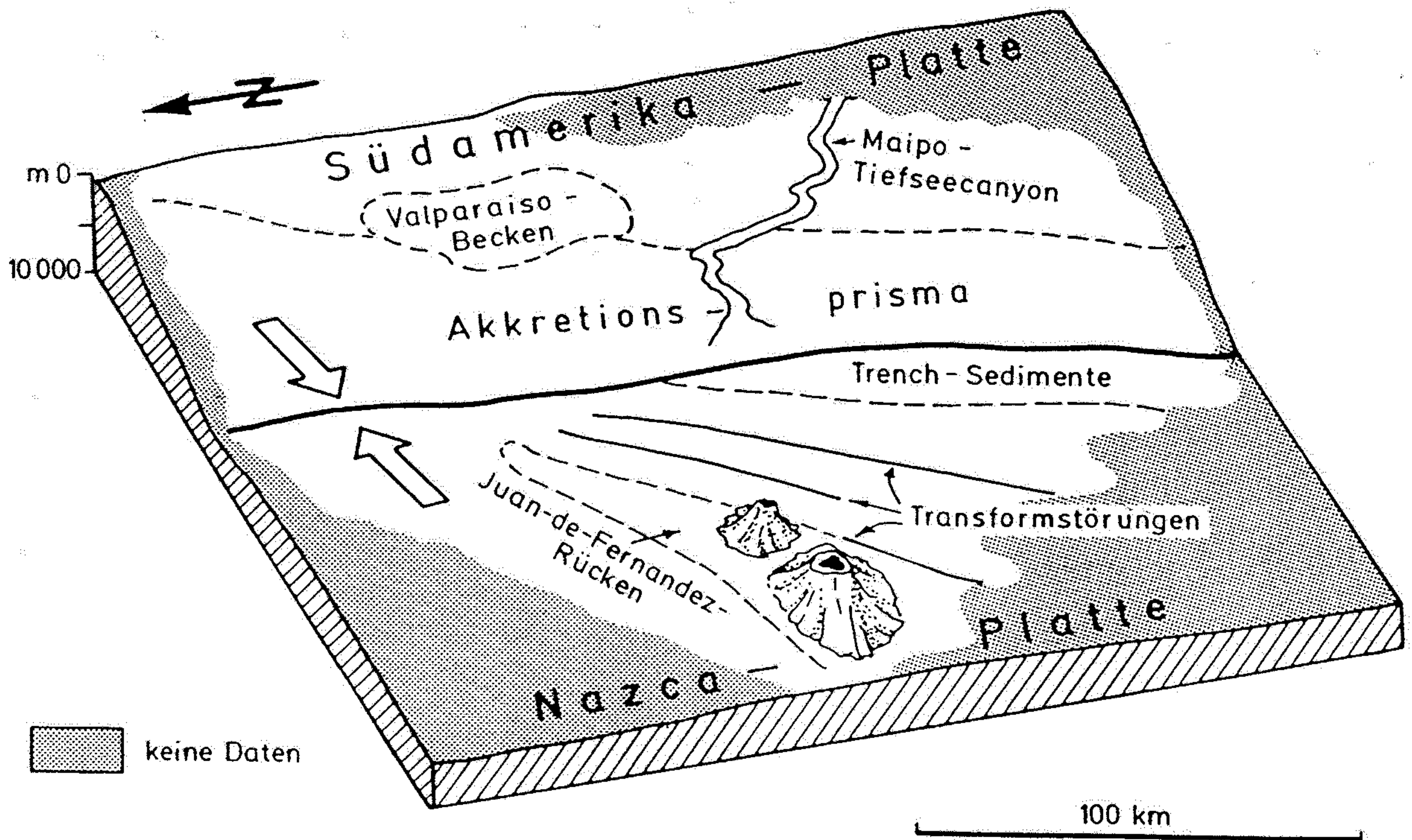
Abb. 10.14

Computer-Modell der Temperaturverteilung in einer Subduktionszone, an der eine ozeanische Platte um 8 cm a^{-1} mit einem Neigungswinkel von 45° abtaucht. Im Einzelnen ist die Zunahme der Dichte durch Mineralumbildung und die damit einhergehende Wärmeaufnahme oder -abgabe in der abtauchenden Platte recht komplex und noch nicht völlig geklärt. Da der konduktive Temperatureausgleich (durch Wärmestrahlung und Kristallgittervibration) langsamer als die Subduktionsrate ist, zieht die abtauchende Platte die Isothermen (Linien gleicher Temperatur, Zahlen = $^\circ\text{C}$) herab. Beispielsweise wird in der abtauchenden Platte die 1000°C -Isotherme erst in 400 km Tiefe überschritten – im Vergleich zu 70 km Tiefe in tektonisch inaktiven Gebieten. Könnte man durch die Oberplatte hindurch bis in 200 km Tiefe bohren, würde man eine **thermische Inversion** feststellen können. Das bedeutet, daß die Temperaturen mit zunehmender Tiefe zunächst ansteigen, dann wieder abfallen um schließlich in großer Tiefe wieder anzusteigen. Aus dieser einzigartigen thermischen Struktur ergeben sich spezielle Bedingungen der Magmenbildung, auf die in Abschn. 12.1 näher eingegangen wird. Sie bedingt ebenfalls die Anhebung bzw. Absenkung der Phasenübergänge (dicke Punktlinien) zwischen den wichtigen Mantelmineralen Olivin, Spinell und Hochdruckoxide (dies wird aus dem schrägen Verlauf der entsprechenden Phasengrenzen in Abb. 9.11 verständlich). Die thermische Struktur des Back-arc-Bereiches ist geschätzt (gestrichelte Isothermen) (nach FOWLER, 1990).





a



b

Abb. 10.16

a) Digitale Darstellung der Meeresbodentopographie vor der südamerikanischen Küste, westlich von Valparaiso, Chile. Die Abbildung basiert auf Echolotsondierungen, die E-W-Lineation ist datenbedingt (aus v. HUENE et al. 1997),
 b) Skizze zur Verdeutlichung der morphotektonischen Elemente in (a). Deutlich ist in (a) die Gliederung des Akkretionsprismas in einzelne tektonische Schuppen erkennbar. Auch die inaktiven Transformstörungen, die die ozeanische Lithosphäre durchziehen, heben sich morphologisch ab (dazu mehr in Abschn. 10.4).

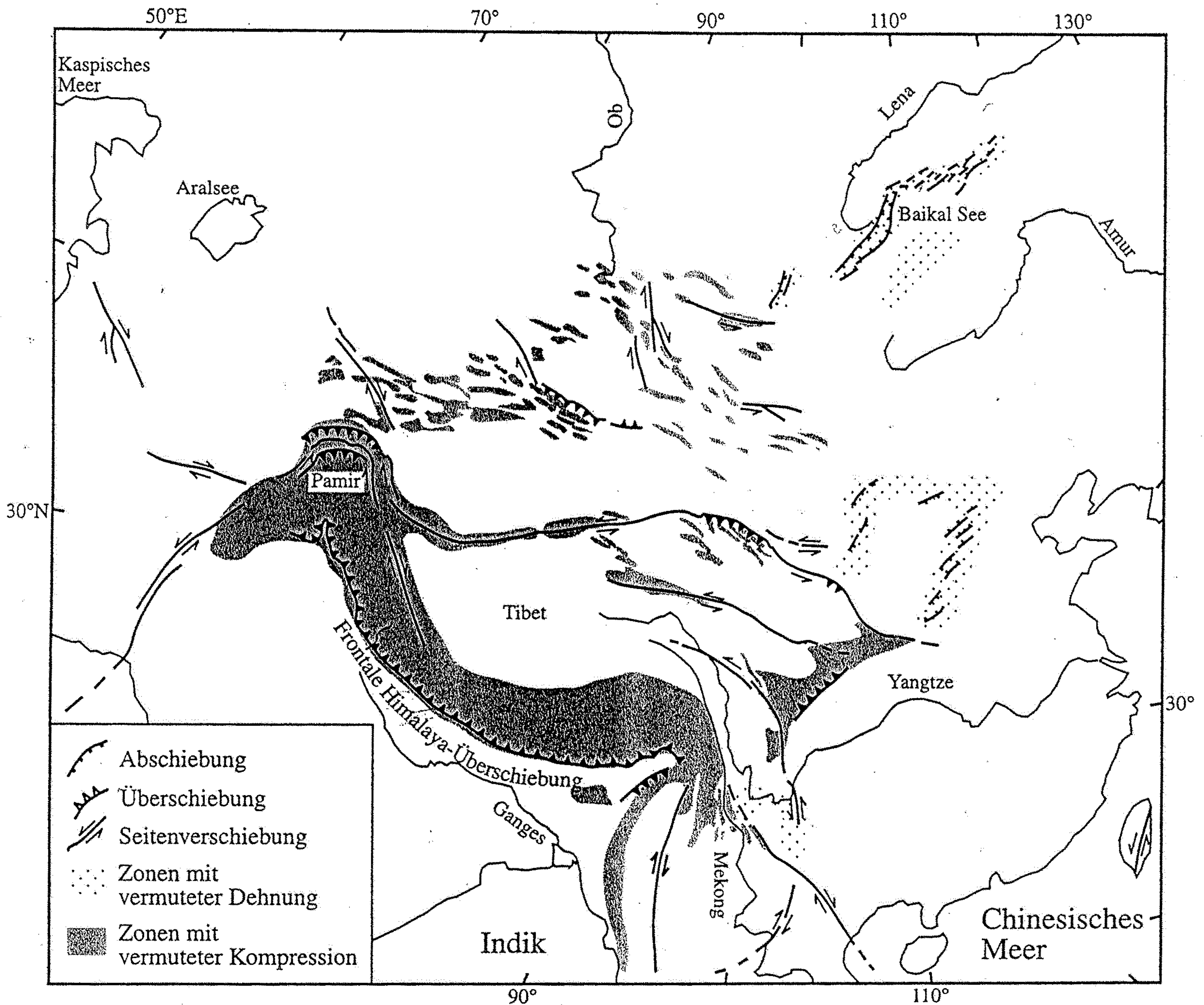


Abb. 11.41

Im Himalaya kommen heute Gebiete mit Kompression, Dehnung und Seitenverschiebung nebeneinander vor. Der kontinentale Block der India-Platte hat sich wie ein Kolben weit in die Eurasische Platte hineingedrückt ('Tectonic indenter'). Im Pamir hat eine Ecke der Indischen Platte die Oberkruste der Eurasischen Platte wie einen Vorhang zusammengeschoben. Vor allem im Osten weichen einzelne Blöcke der Eurasischen Platte dem Druck entlang der großen Seitenverschiebungen seitlich aus ('Tectonic escape') (vgl. Abb. 10.1, 10.2 und 11.25)

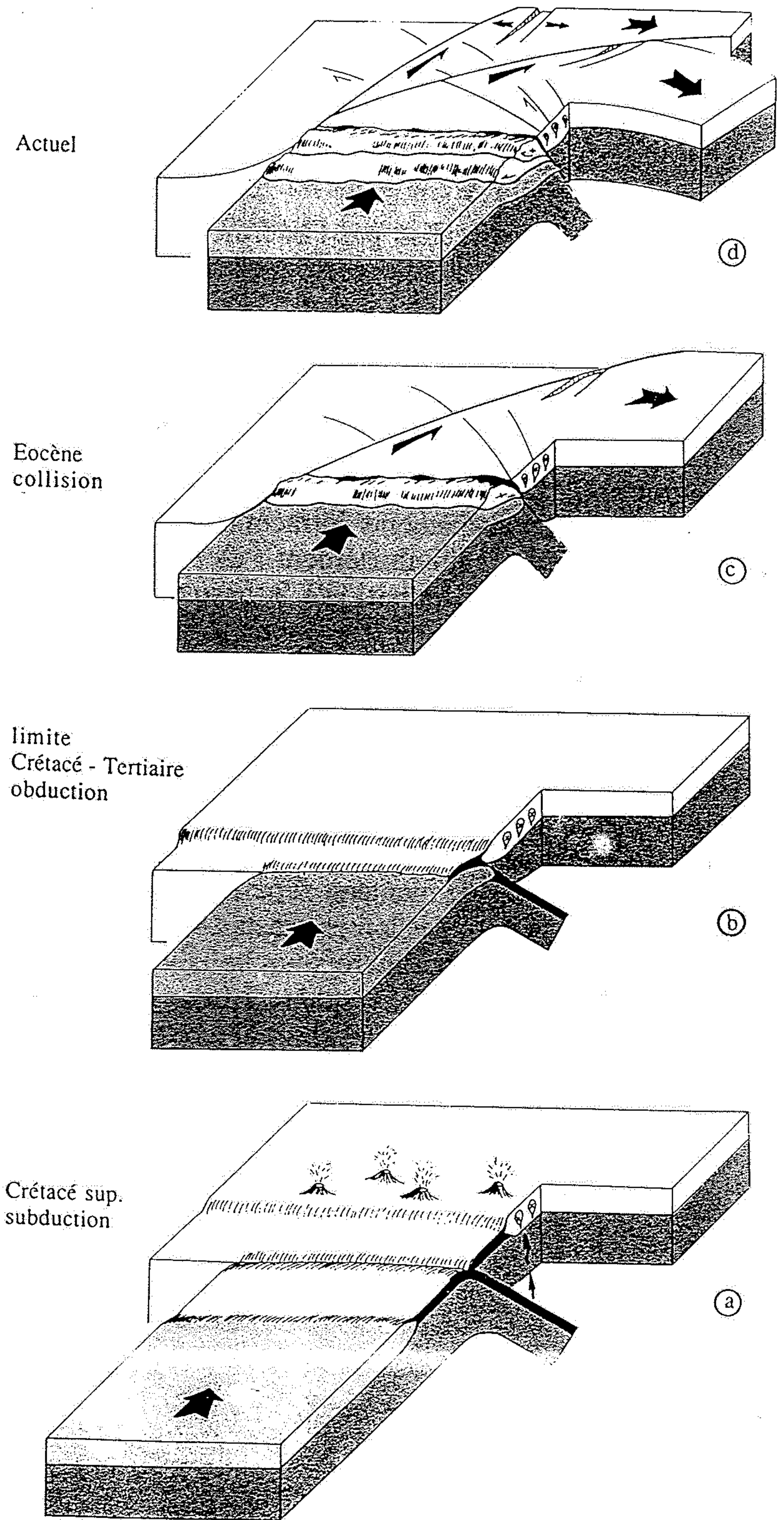


Fig. 102 Reconstitution schématique de l'évolution de l'Himalaya du Crétacé supérieur à la période actuelle.
 En bleu, croûte de la plaque indienne; en gris, manteau supérieur.

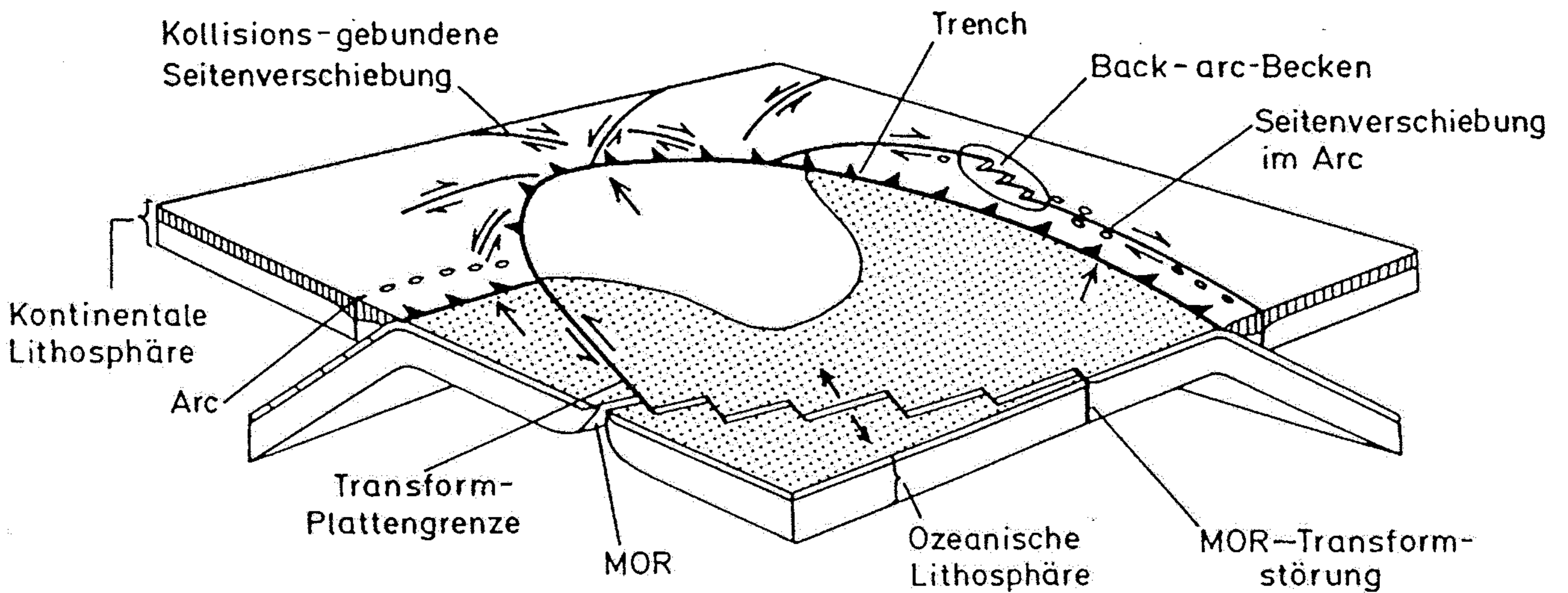


Abb. 10.18

Die Bedeutung von Seitenverschiebungen im plattentektonischen Kontext: Die tektonischen Elemente sind fiktiv angeordnet (aus WOODCOCK, 1986).

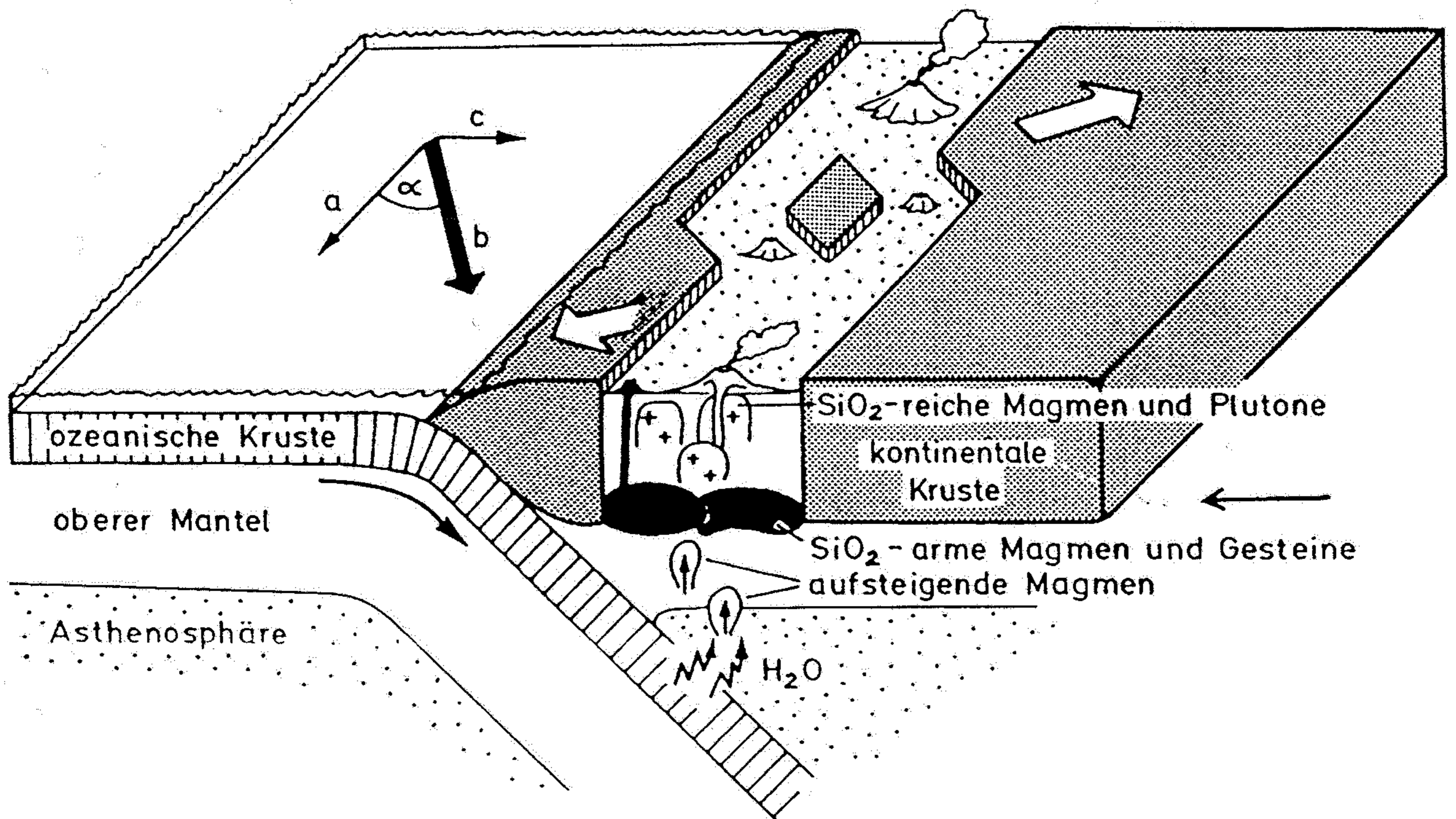


Abb. 10.19

Schema einer schrägen Subduktion mit einem Konvergenzwinkel $< 45^\circ$. Bei schräger Konvergenz wird die Kompressionsspannung (b) in die Komponenten Normalspannung (c) und Scherspannung (a) zerlegt. Die Scherspannung kann im Bereich des Magmatic arcs eine Seitenverschiebung erzeugen (Abb. 10.18). Wenn α , der Winkel zwischen der Bewegungsrichtung der subduzierenden Platte und dem Rand der Oberplatte kleiner als 45° ist und in der Arc-Lithosphäre hydrothermale Fluide und Magmen anwesend sind, kann die Normalspannung negativ werden. Zusammen mit der Scherspannung führt dies zu transtensionalen Bewegungen (offene Pfeile) (Die tektonischen Begriffe werden in Abschn. 11.1 ausgeführt). Der durch diese Dehnung geschaffene „Platz“ in der Kruste wird durch Subduktionszonenmagmatite gefüllt. SiO_2 -arme Magmen und SiO_2 -reiche Differentiate, sowie deren Restite können so komplette neue Krustenblöcke aufbauen (dazu in Kap. 12 mehr). Dieses Schema ist an Modelle von PICHOWIAK (1994) und SCHEUBER et al. (1994) des jurassischen Kontinentalrandes in Nordchile angelehnt.

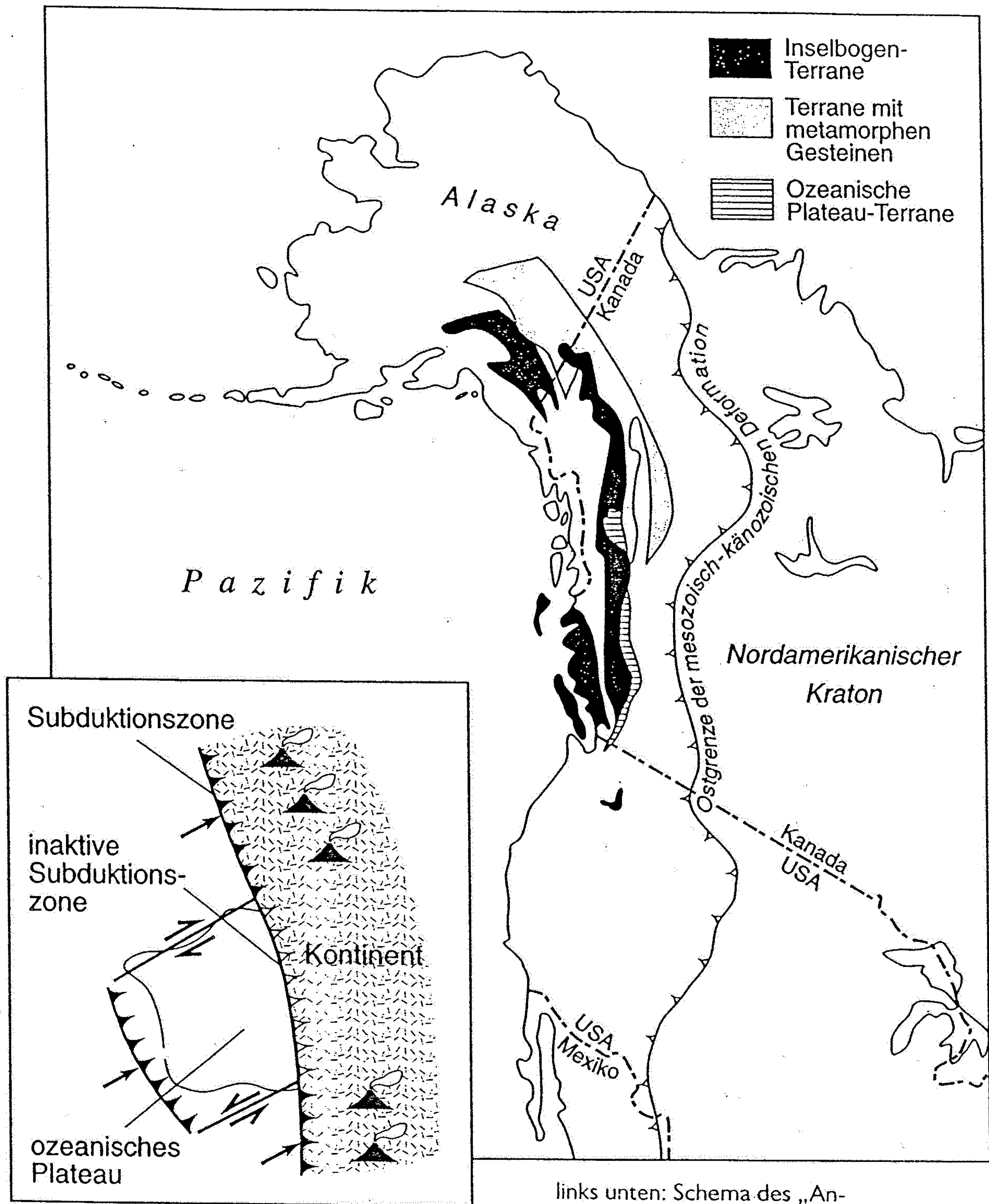
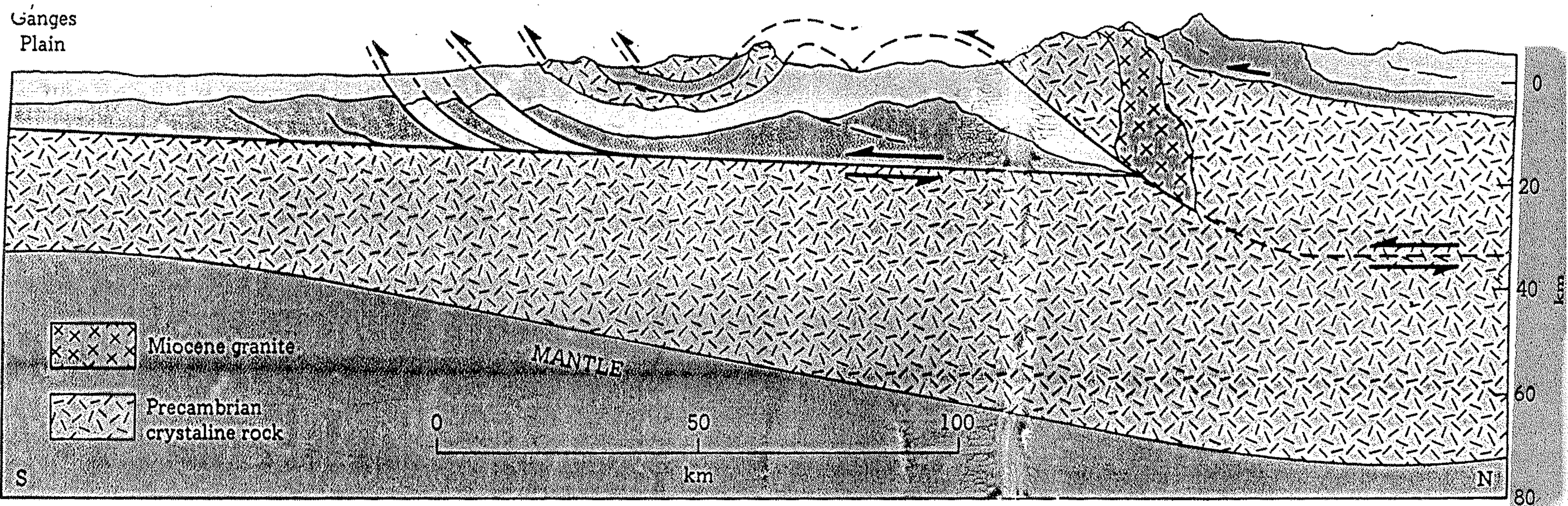


Abb. 10.20

Die westlichen Kordilleren Nordamerikas sind aus einem Mosaik exotischer Terranes aufgebaut, die im Verlauf des Mesozoikums und Känozoikums an den Westrand Laurentias (Nordamerikas) „andockten“. Die leichten und daher nicht-subduzierbaren Fragmente kollidierten mit dem nordamerikanischen Plattenrand und wurden entlang von Plattenrandparallelen Blattverschiebungen zerlegt.

links unten: Schema des „An-dockens“ eines Terrane: Wird ein nicht subduzierbares Fragment (in diesem Beispiel ein Ozeanplateau) mit einer ozeanischen Platte an eine Subduktionszone herangeführt, stoppt die Subduktion entlang der Kollisionslinie (vgl. Abb. 10.15). Das kollidierte Fragment wird Teil der kontinentalen Platte. Seewärts hinter dem Fragment entsteht eine neue Subduktionszone. Seitlich wird das Fragment von neuen Transformstörungen begrenzt (etwas modifiziert nach BEN-ABRAHAM et al., 1981, und VAN ANDEL, 1992).



11.28 An interpretation of the geology beneath the Himalayas. [After Leonardo Seeber et al., "Seismicity and Continental Subduction in the Himalayan Arc," in H. K. Gupta and F. M. Delany

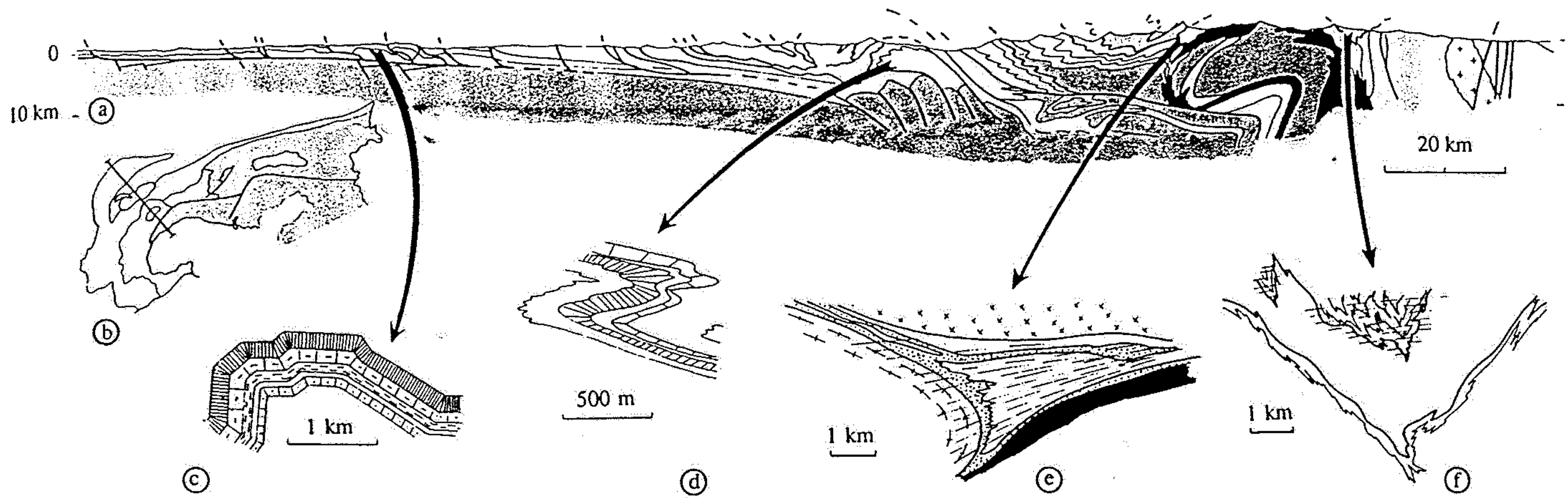


Fig. 103 Coupe des Alpes et du Jura

a. Coupe générale de la transversale Besançon-Ivrée (*d'après Baud et al.*).

En gris, socle antémésozoïque européen; en noir, ophiolites; en bleu, socle antémésozoïque austroalpin.

b. Schéma de localisation de la coupe.

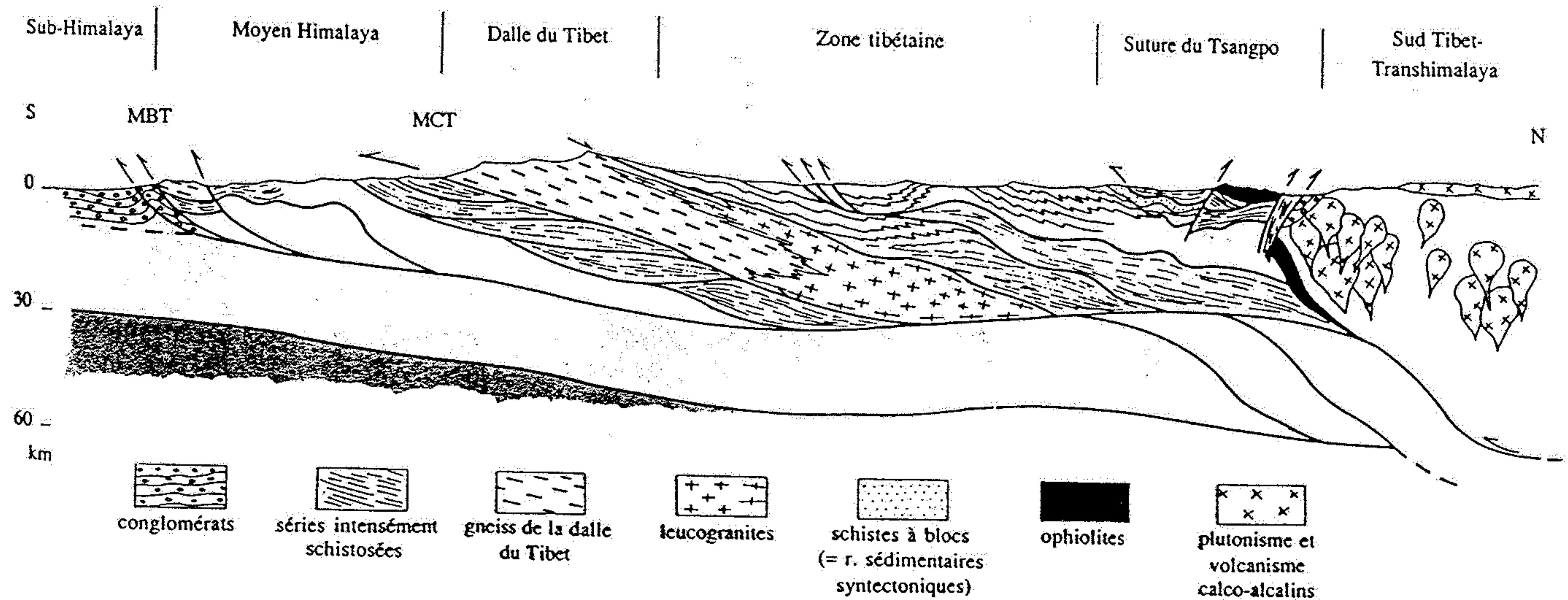
c. Détail de plis isopaques du Jura interne.

d. Détail de plis anisopaques de la nappe de Morcles.

e. Détail de la structure de la zone piémontaise en Valais (*d'après Sartori*).

Les contacts replissés sont déjà des contacts anormaux séparant des nappes de charriage. On a figuré la trace de la schistosité la plus tardive.

f. Détail des unités alpines en province d'Aoste (*d'après Gosso*). Mêmes remarques que pour e.



MBT : Main Boundary Thrust
MCT : Main Central Thrust

Fig. 100 Coupe synthétique de l'Himalaya sur la transversale de l'Everest (*d'après Brunel et d'après Burg*).
En bleu, croûte de la plaque indienne; en gris, manteau supérieur.

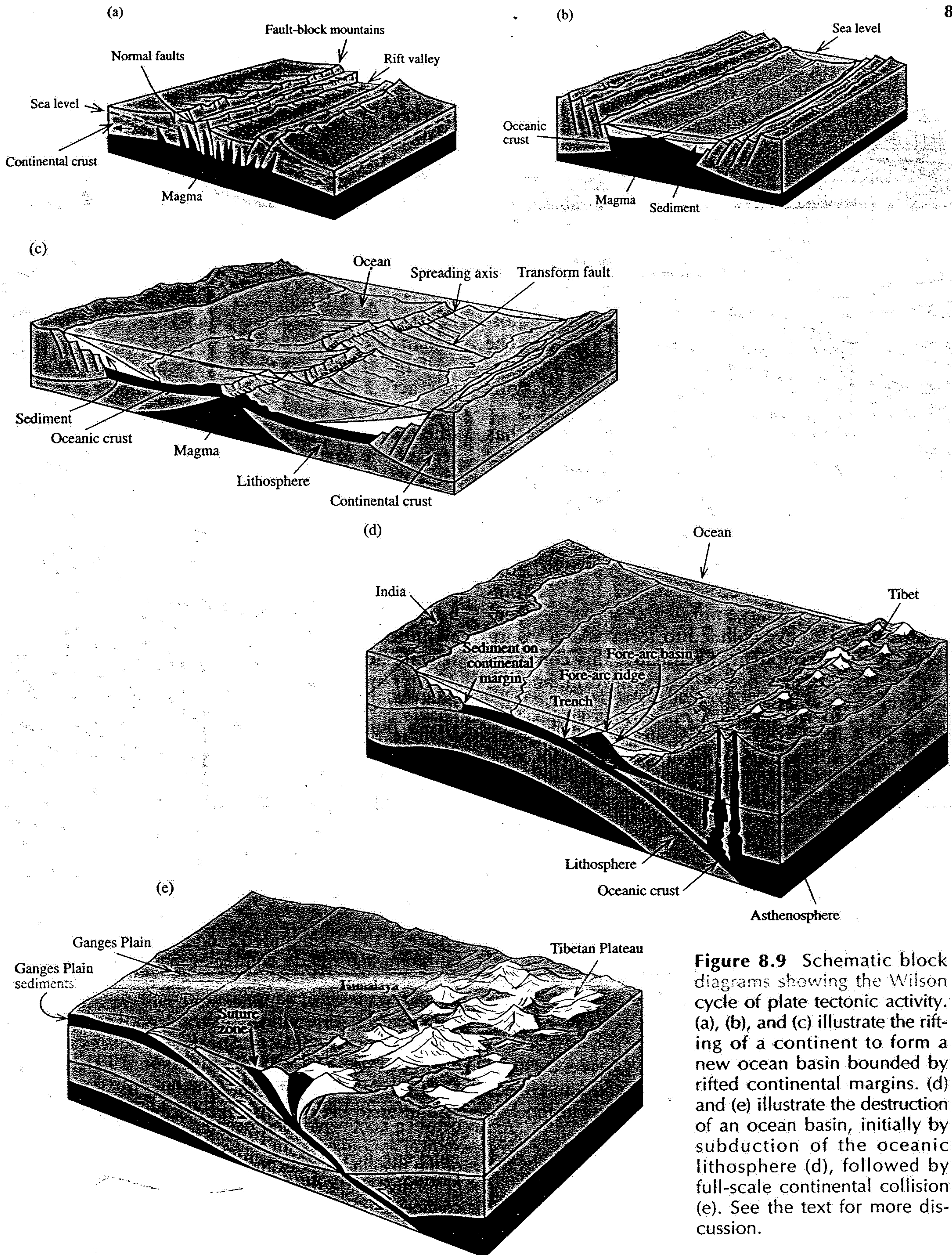


Figure 8.9 Schematic block diagrams showing the Wilson cycle of plate tectonic activity. (a), (b), and (c) illustrate the rifting of a continent to form a new ocean basin bounded by rifted continental margins. (d) and (e) illustrate the destruction of an ocean basin, initially by subduction of the oceanic lithosphere (d), followed by full-scale continental collision (e). See the text for more discussion.

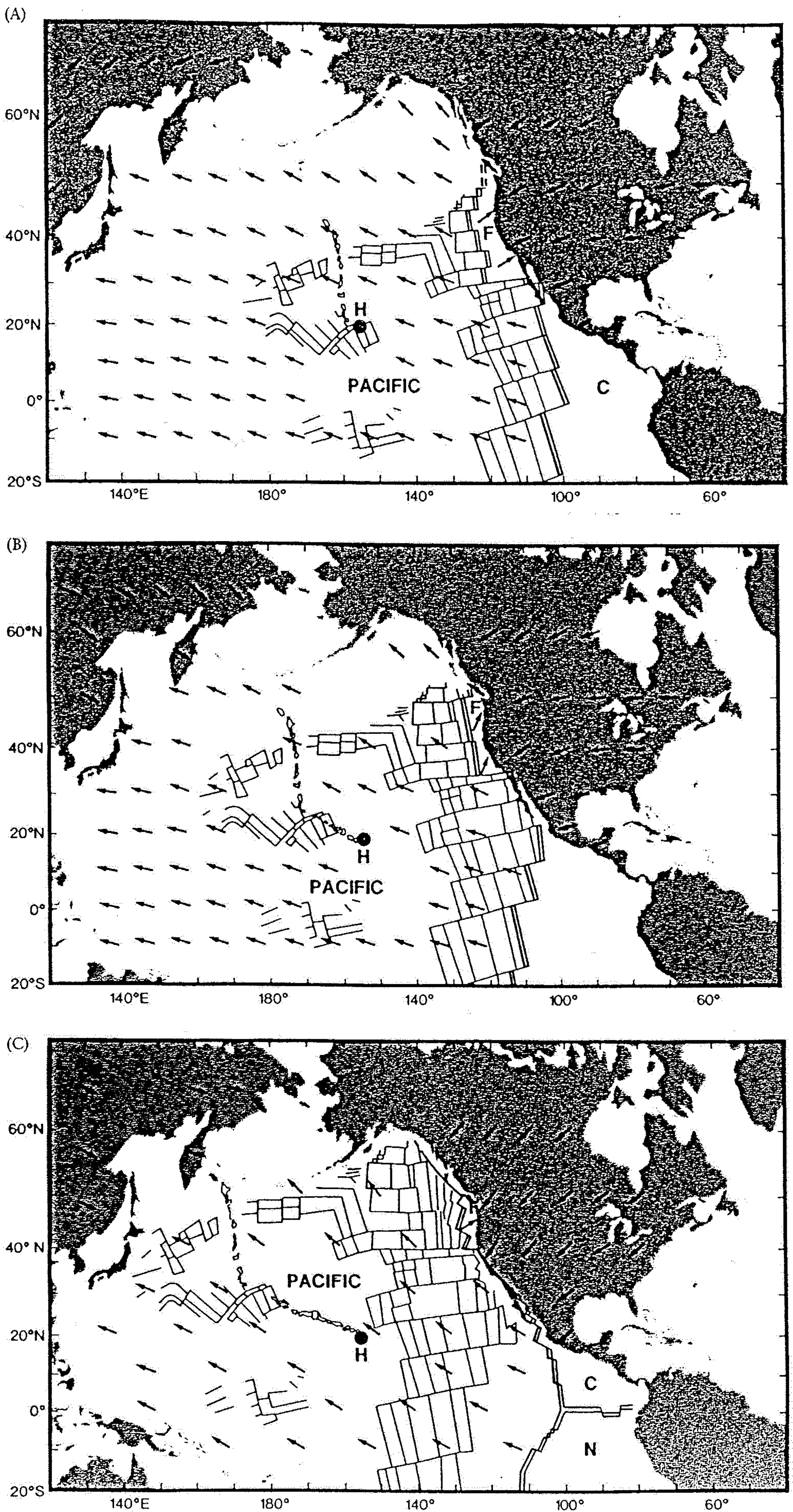
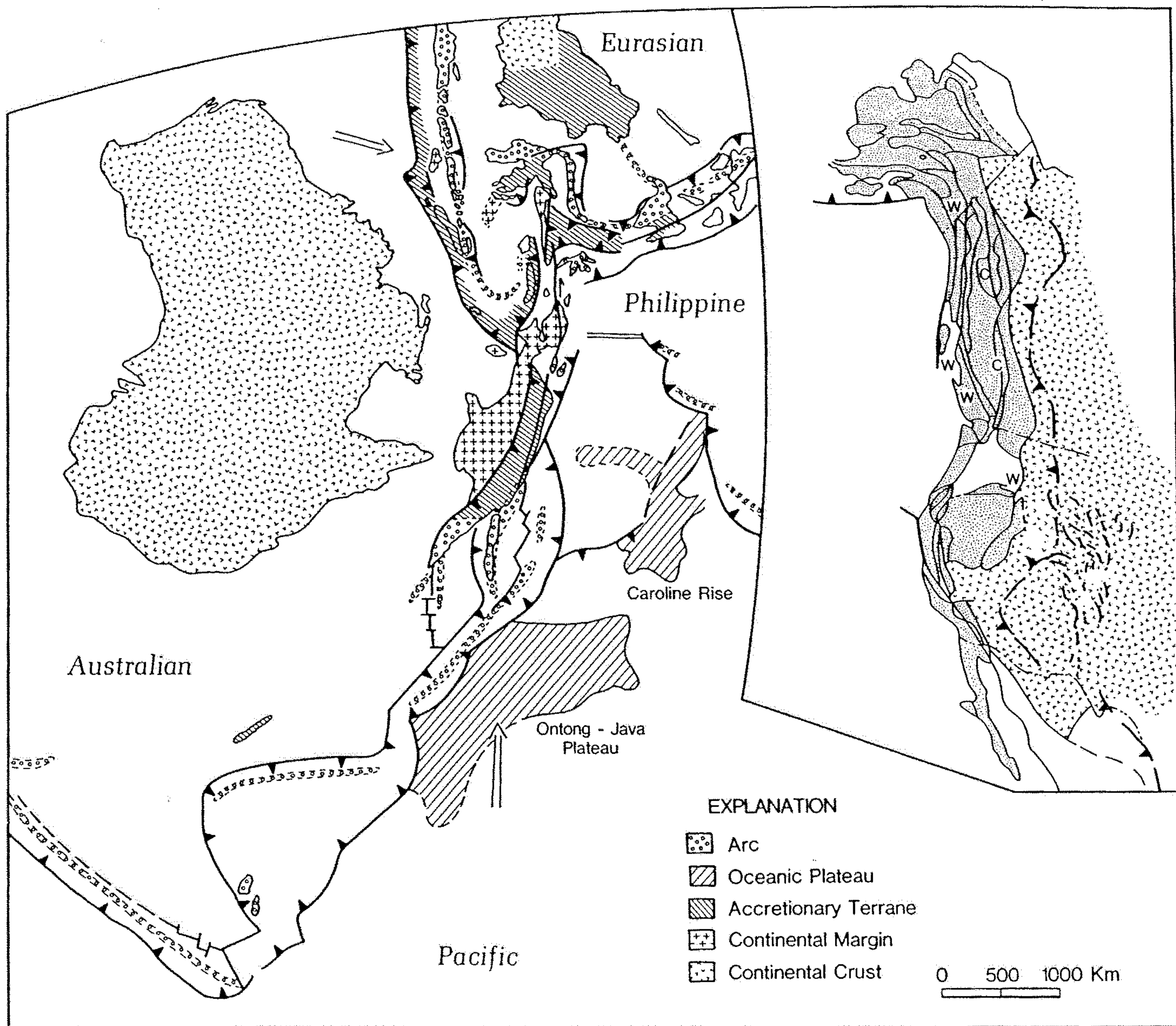


Figure 6.17. Dispositions and relative movement directions (vectors) of lithospheric plates in and adjacent to the Pacific Basin (A) 37, (B) 20, and (C) 0 million years (m.y.) ago. The present outline of North America is shown, although prior to 10 to 20 million years ago, Baja was nestled against the coast of mainland Mexico. Magnetic anomaly patterns are depicted, as is the Hawaiian hot spot (H) and the chain of islands formed by basaltic eruptions sited above this mantle plume. Prior to approximately 40 million years ago, the Pacific plate was moving more nearly northward, as indicated by the linear island chain, a hot spot track. Arrows indicate motion of the plates at the time designated. F = Farallon plate; C = Cocos plate; N = Nazca plate. (Source: Adapted from P. C. Engebretson, A. C. Cox, and R. G. Gordon, *Relative motion between oceanic and continental plates in the Pacific Basin*, Geological Society of America Special Paper No. 206, 1985.)

Figure 6.16. The convergent suture complex of (A) Indonesia, where Pacific, Australian, Eurasian, and Philippine plates are impinging on one another, compared with (B) Mesozoic accreted terranes in western North America. For a map showing the world's major plates, refer to Figure 6.12. (Source: Adapted from E. A. Silver and R. B. Smith, Comparison of terrane accretion in modern Southwest Asia and the Mesozoic North American cordillera, *Geology*, vol. 11, 1983.)



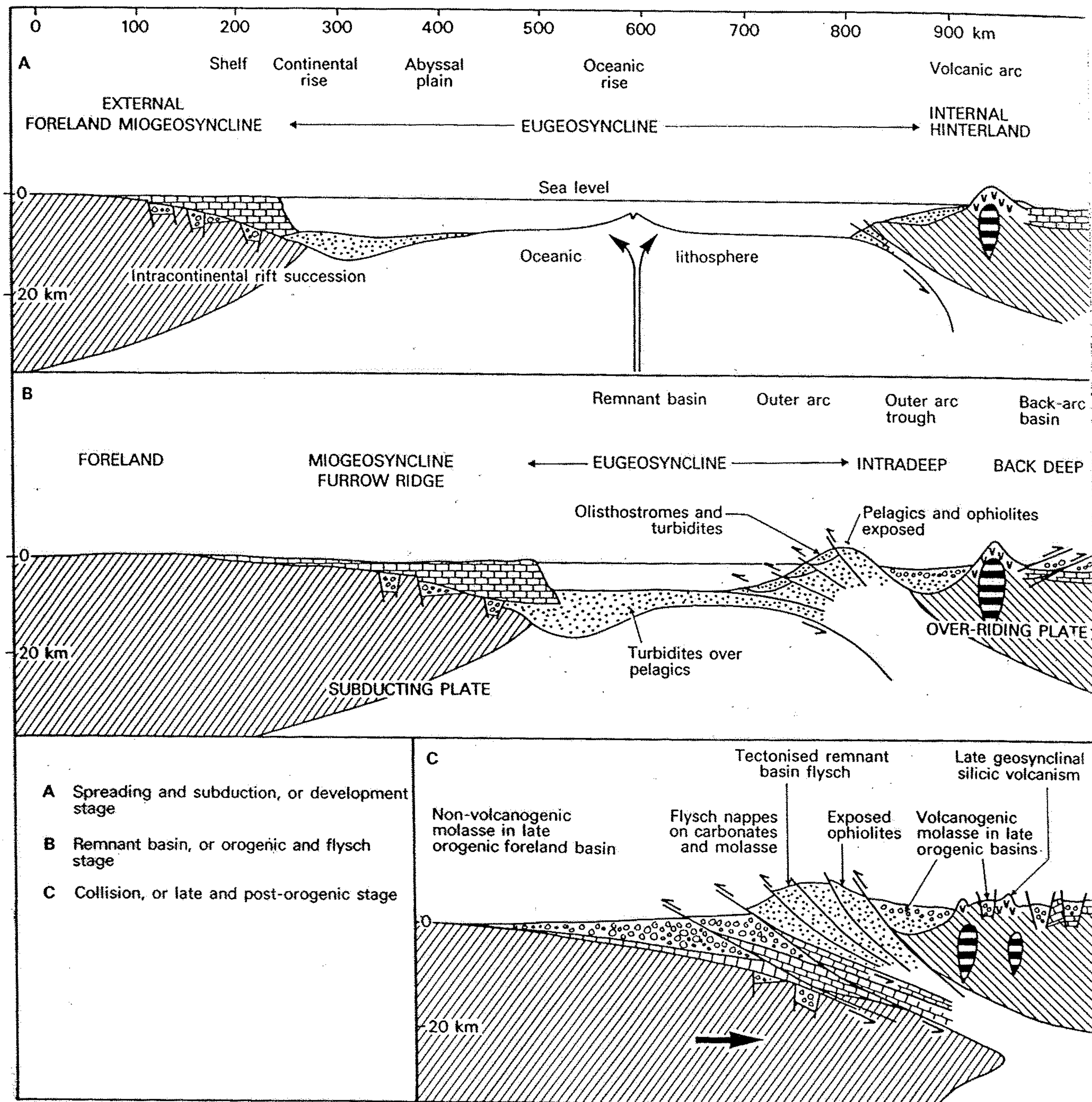
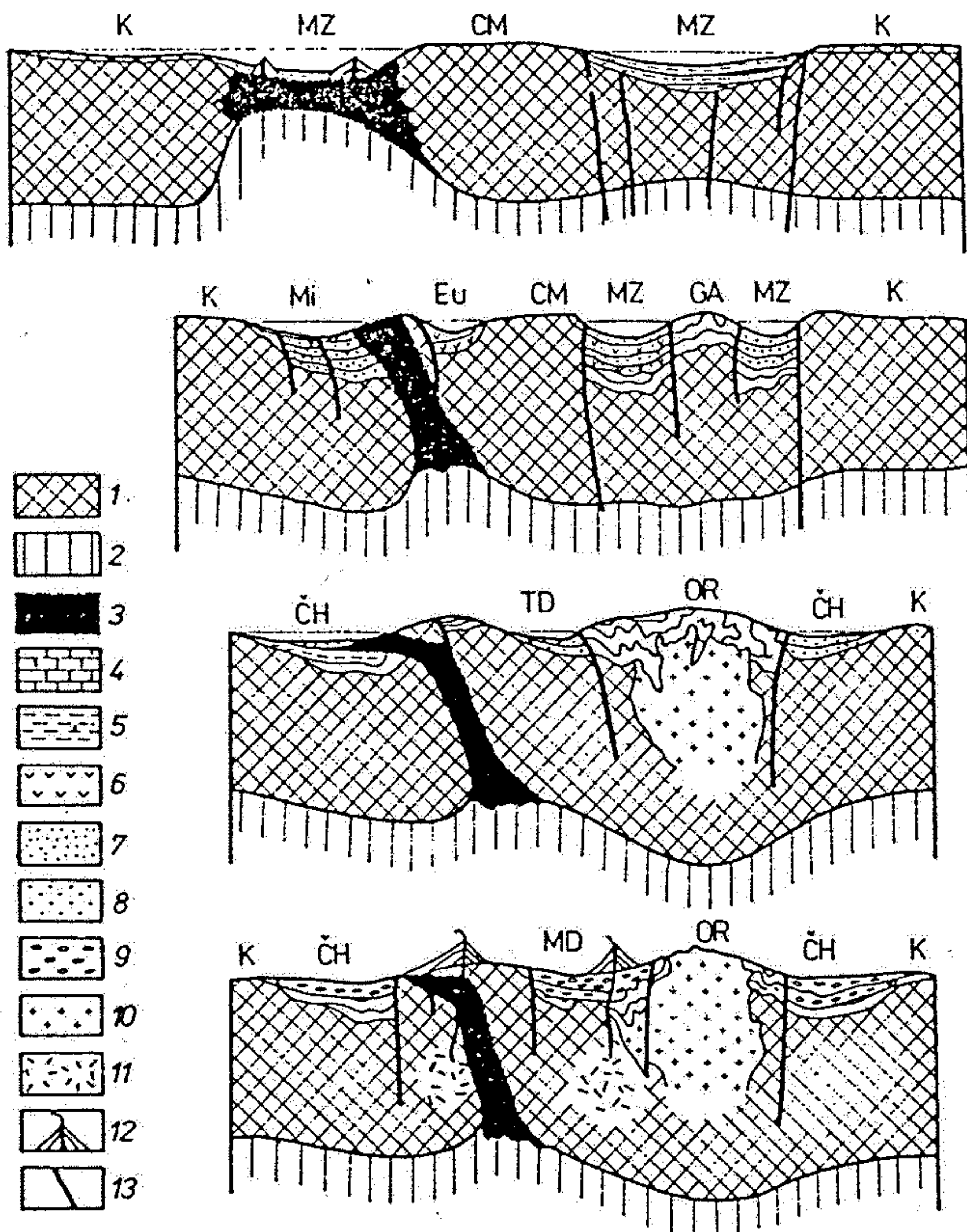


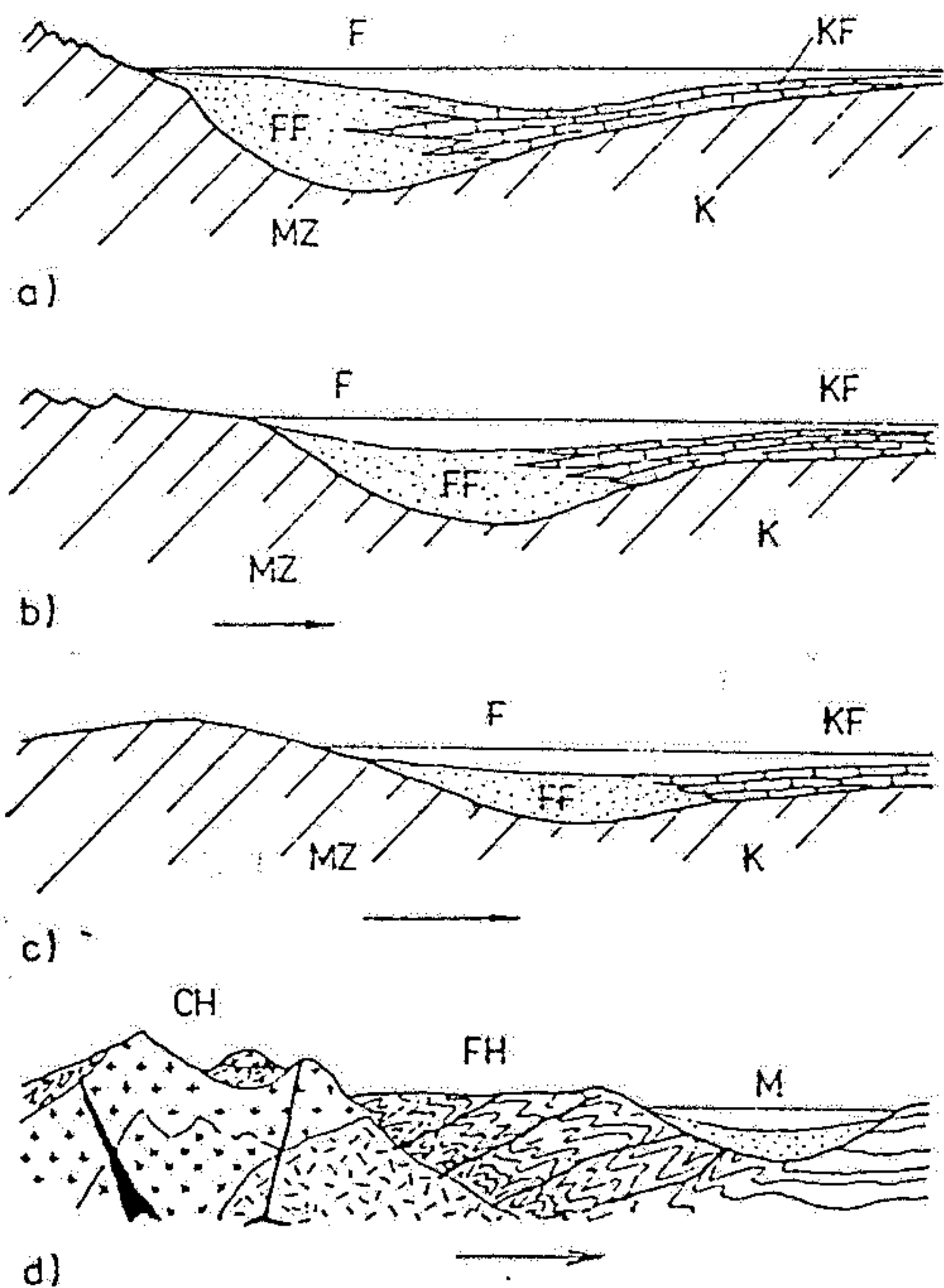
Fig. 14.35. Stages of development of European geosynclinal model of Aubouin (1965) interpreted in terms of the Wilson cycle of oceanic opening, subduction and continental collision.



Obr. 315. Schéma stadií vývoje mobilní zóny od raného stadia (nahore) přes zralé, raně orogenní až po postorogenní (dole)

1 – kontinentální kůra, 2 – svrchní plášť, 3 – ofiolitový komplex, 4 – platformní pokryv, 5 – břidlično-drobová (aspidní) formace, 6 – andezitová formace, 7 – flyš, 8 – spodní molasa, 9 – svrchní molasa, 10 – granitoidy, 11 – magmatická ohniska v kůře, 12 – stratovulkány, 13 – zlomy;

K – kraton, MZ – mobilní zóna, CM – centrální masív, Mi – miogeosynklinála, Eu – eugeosynklinála, GA – geantiklinála, TD – týlní deprese, ČH – čelní hlubina, MD – mezhorská deprese, OR – orogén.



Obr. 316. Schéma postupné migrace centra subsidence a její celkové slábnutí ve flyšové pánvi a vznik molasové pánve v závěru orogeneze. Šipky ukazují migraci centra subsidence a směr postupného zatláčování karbonátové formace flyšovou

a) až c) stadia vývoje flyšové pánve, d) stadium vyvráždění flyšové pánve a vzniku molasové pánve
 F – flyšová pánev, FF – flyšová formace, KF – karbonátová formace, M – molasová pánev, MZ – mobilní zóna, K – kraton postupně regenerovaný, CH – centrální horstvo, FH – flyšové horstvo

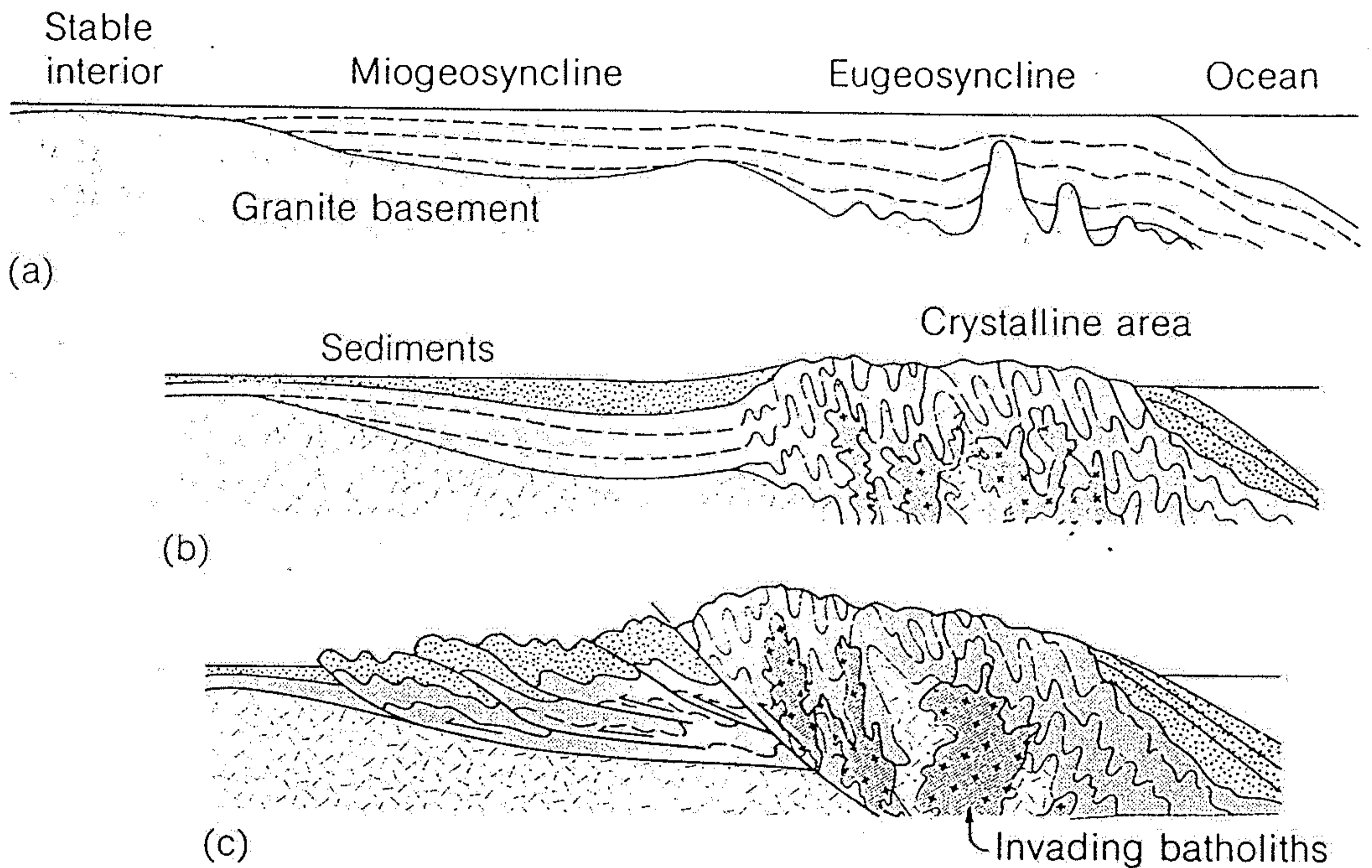
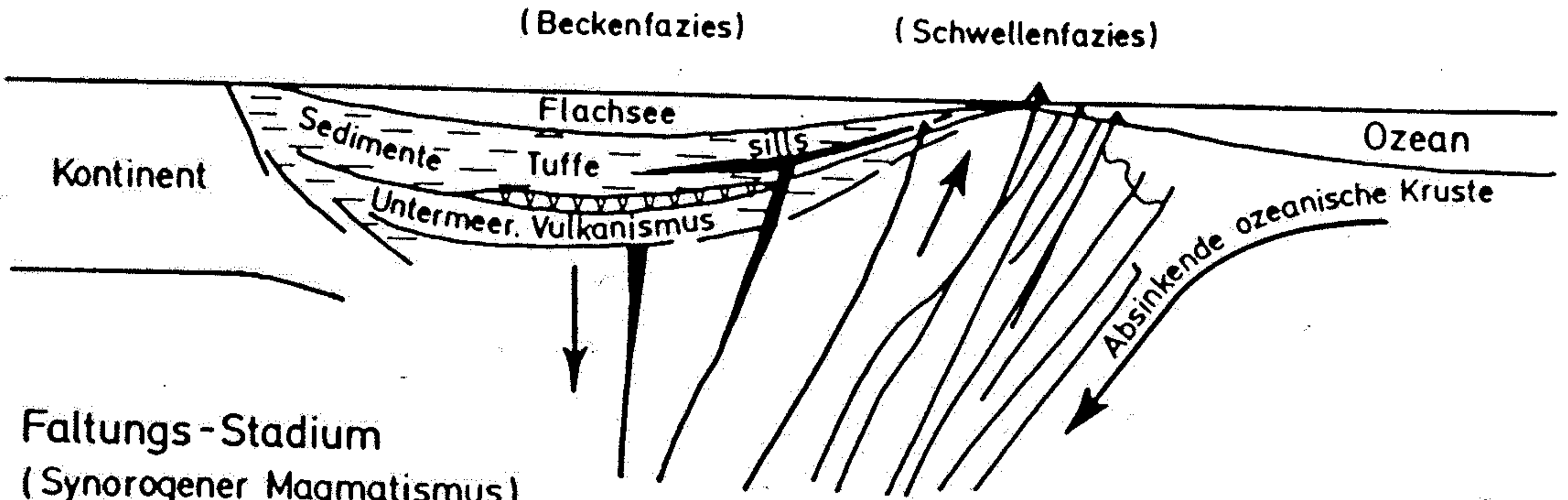


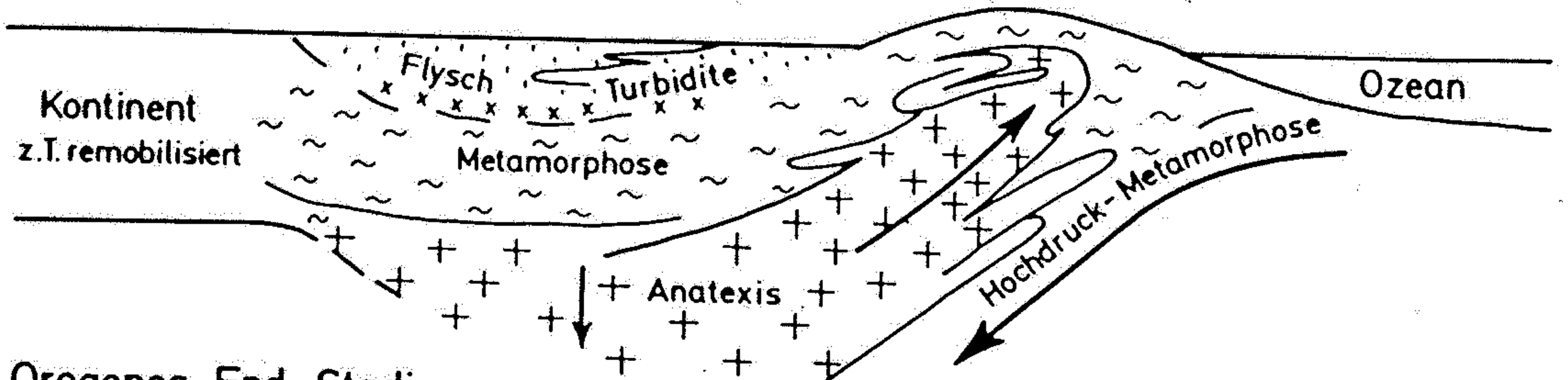
Figure 21-8

Classical view of the general features of an orogenic belt, showing its evolution from the development of a geosyncline to a concluding stage of deformation and magmatism. (a) Geosynclinal stage. (b) After deformation of the outer shelf and margin deposits, magmatism, and deposition of sediments from the newly formed mountains. (c) After final deformation of the inner shelf (miogeosyncline). According to the modern plate-tectonics interpretation, stage (a) would follow plate separation and the opening of an ocean basin, with deposition on the receding margin of a continent. Stages (b) and (c) would occur with plate collision and the closing of an ocean basin. Stage (c) is characterized by intense folding and multiple stacking of thrust sheets, including wedges or shelf sediments and foreign crustal materials (not shown in this classical interpretation) brought in by the subducting plate and accreted to the continent. [After *The Evolution of North America* by P. B. King. Copyright © 1977 by Princeton University Press. Redrawn with permission.]

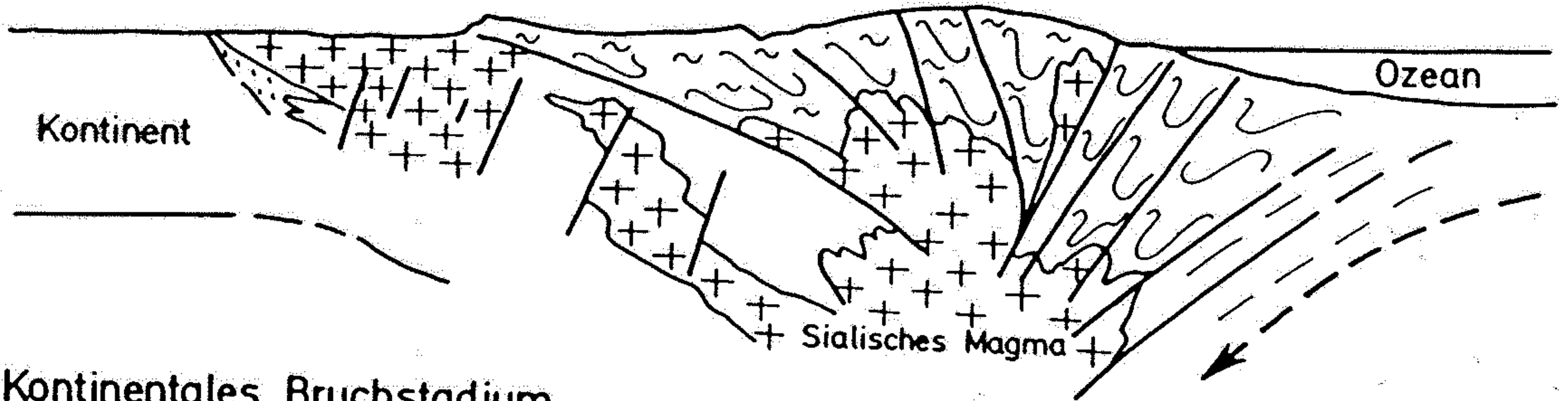
1. Geosynklinales Stadium
(Initialer Magmatismus)



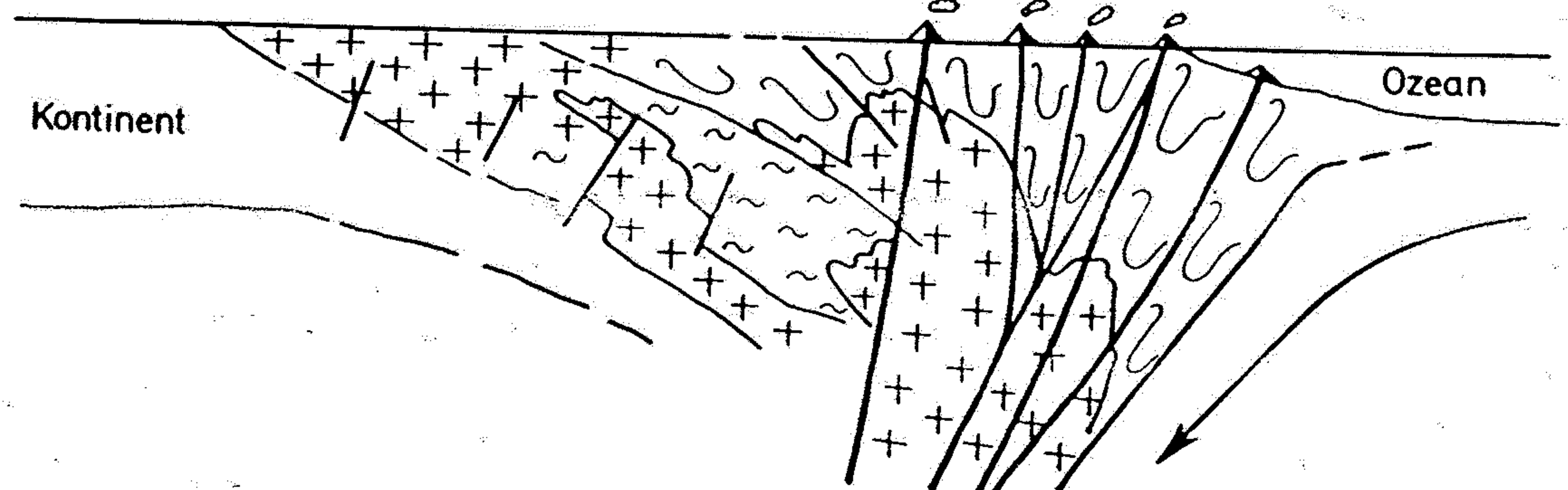
2. Faltungs-Stadium
(Synorogener Magmatismus)



3. Orogenes End-Stadium
(Subsequenter Magmatismus)



4. Kontinentales Bruchstadium
(Finaler Magmatismus)



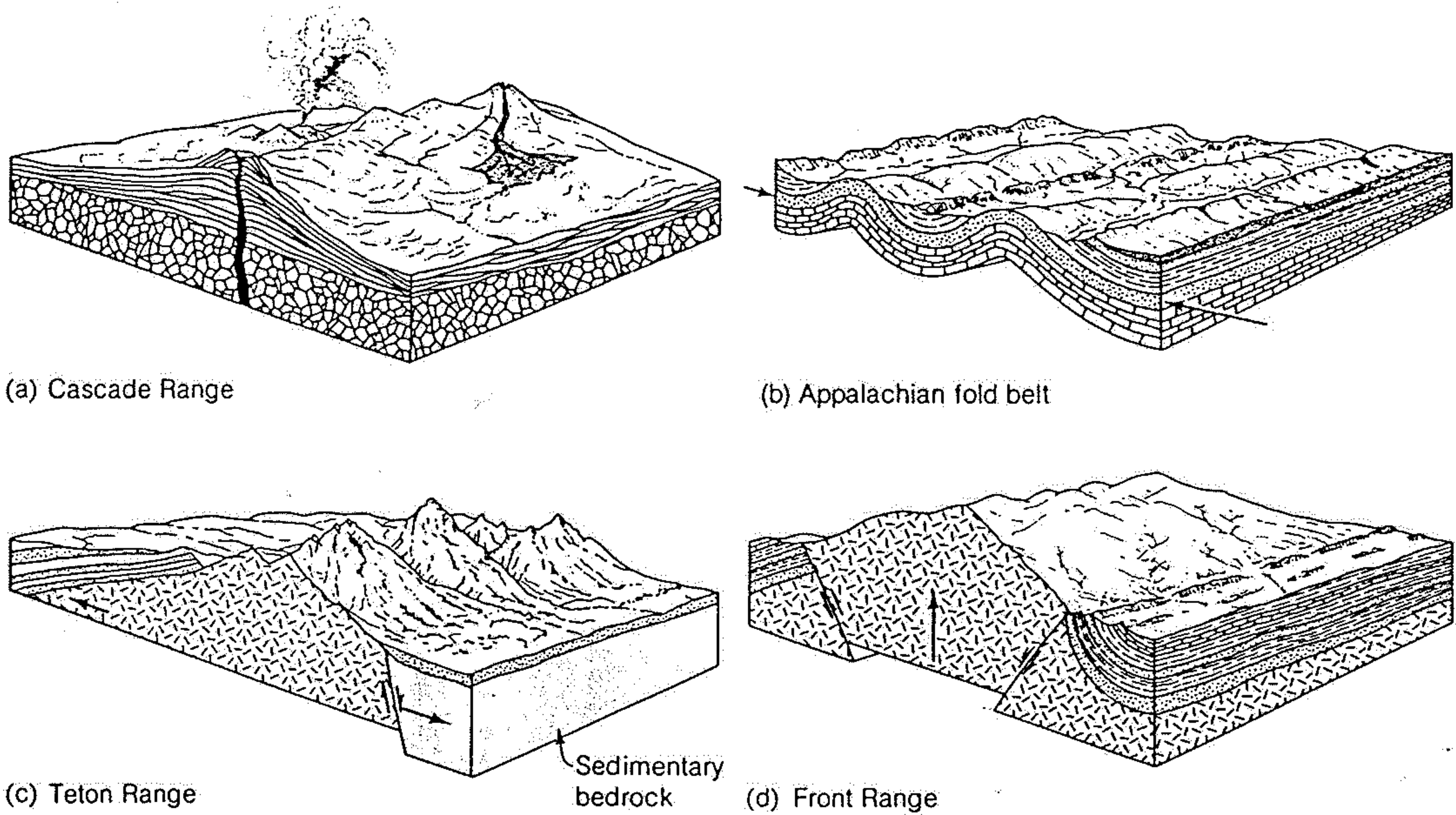


Figure 21-16

Mountains vary in form and origin. (a) Mountains formed by volcanic action. (b) Mountains resulting from folded layers of rock. (c) Mountains formed from

fault blocks. (d) Mountains originating in vertical uplift. [After U.S. Geological Survey.]

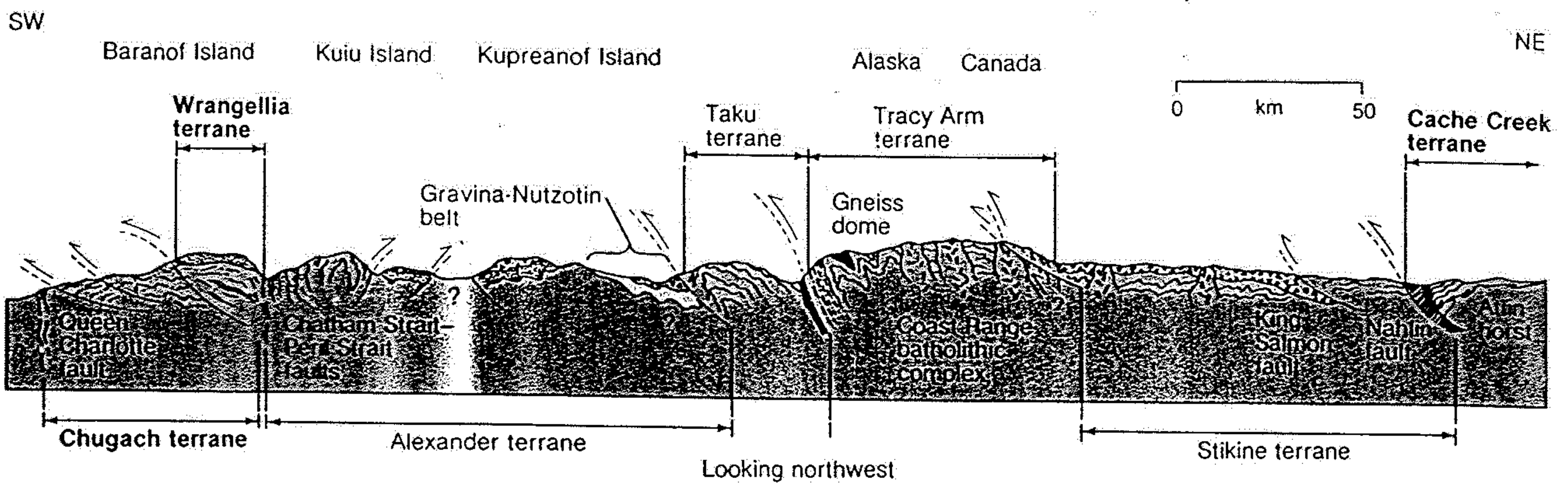
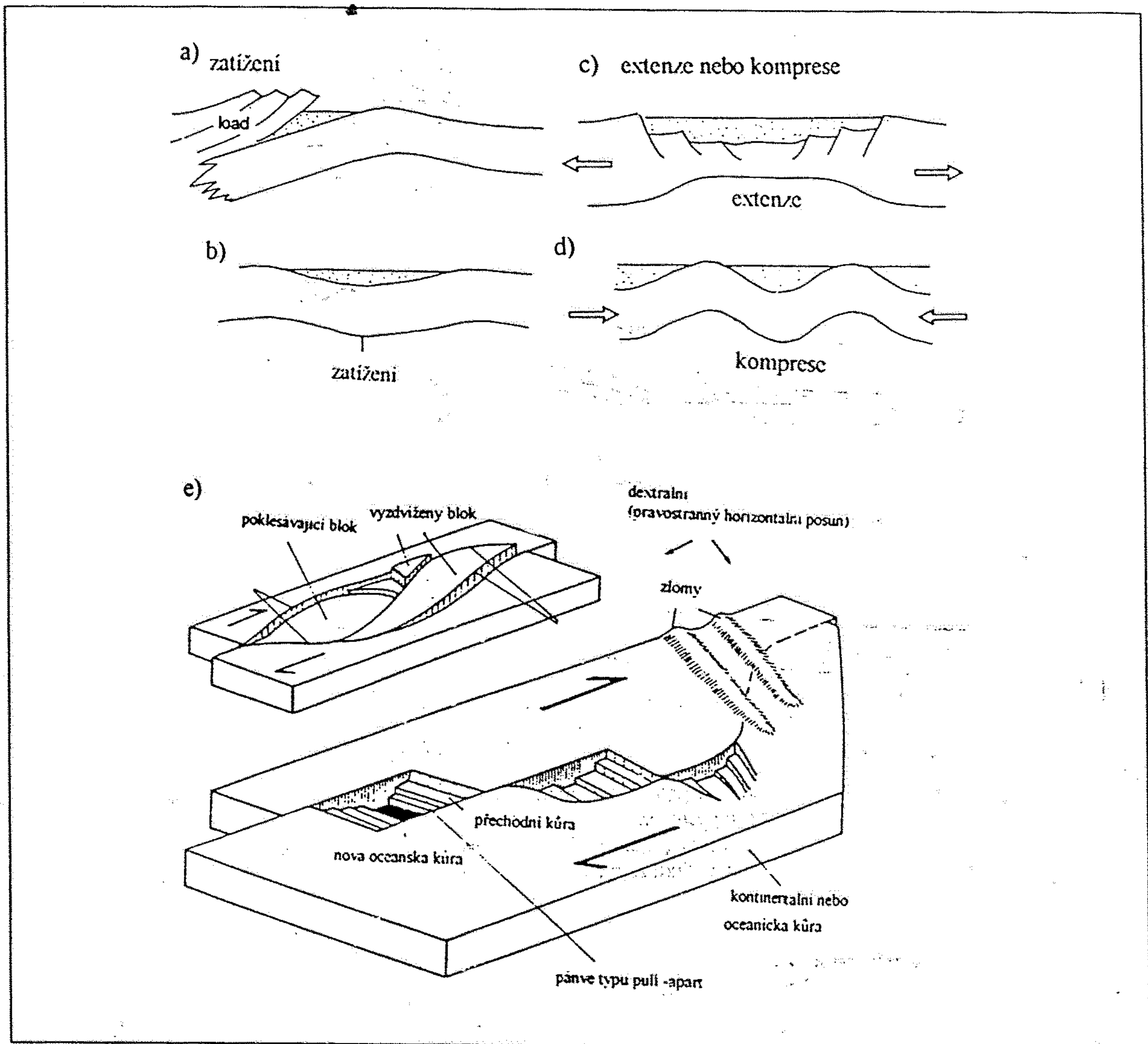


Figure 21-15

Section through southeastern Alaska and British Columbia (section A of Plate 9), showing displaced terranes accreted to the Alaska-Canada part of the Cordilleran orogenic belt during collision episodes over the past 200 million years. The Chugach terrane is the youngest accreted fragment, and includes folded and faulted Cretaceous sandstones and shales. Thrust over the Chugach is the older Wrangellia which arrived about 90 million years ago in the Middle Cretaceous. It consists of an Upper Paleozoic and Mesozoic complex of volcanic and sedimentary rocks reflecting an island arc and ocean plateau origin probably south of the Triassic

equator. The Cache Creek terrane, some 500 km inland, contains fossils indicating an origin thousands of kilometers to the southwest in the Permian Period. The time of docking of the Cache Creek fragment against North America was 170-180 million years ago. Between Chugach and Cache Creek are other terranes, with mainly volcanic, igneous, and metamorphic rocks, whose origin is still uncertain. [After "The Growth of Western North America" by D. L. Jones, A. Cox, P. Coney, and M. Beck. Copyright © 1982 by Scientific American, Inc. All rights reserved.]



Obr. 54: Schematické znázornění základních režimů v nichž vznikají pánve: a) pánve předpolní vznikající prohnutím kůry zatížené nasouváním příkrovů, b) pánve vznikající prohybem litosféry zatížené vahou sedimentů, c) extenzní pánve vznikající rozpínáním kůry (rifty, oceánské pánve, intrakontinentální pánve). d) pánve vznikající v depresích komprimované kůry, e) pánve spjaté s horizontálními posuny (transtenzní režim)

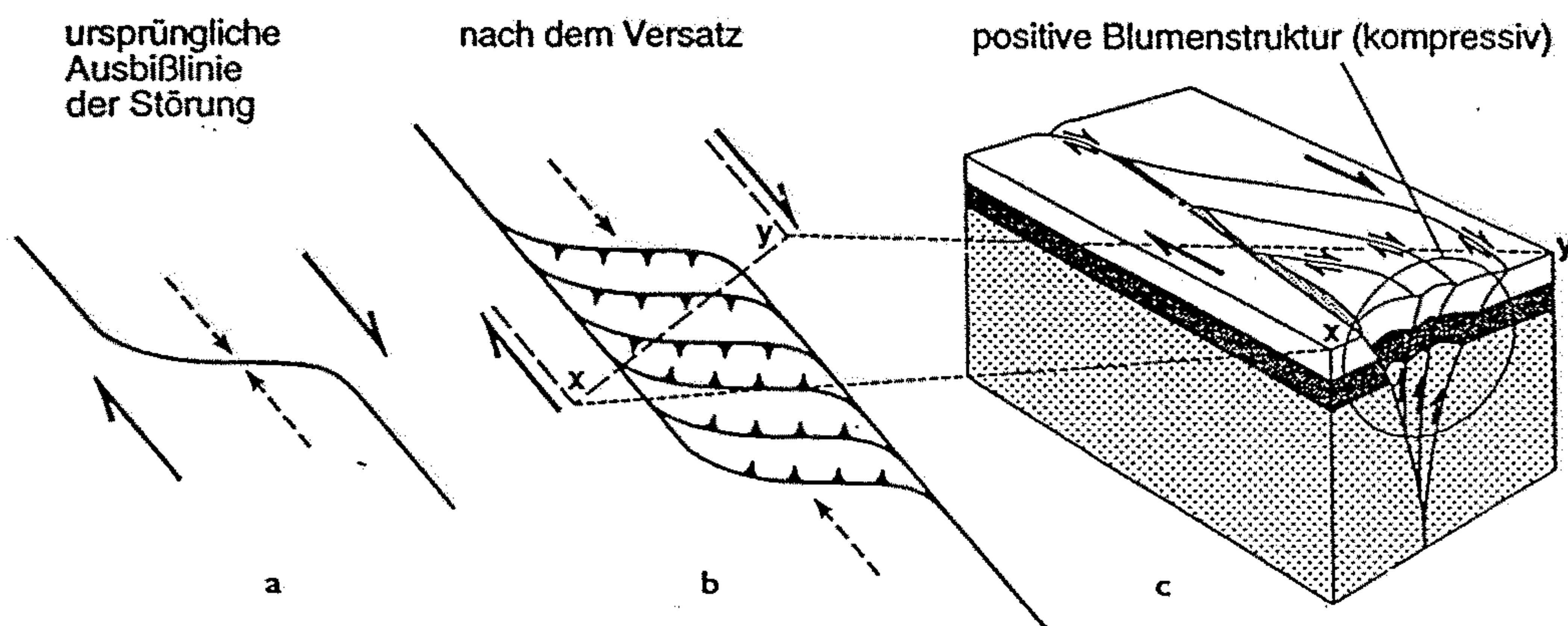


Abb. 11.22

Bildung eines Einengungsduplexes im Übergangsbereich zwischen zwei seitlich versetzten Blattverschiebungen. a) und b) im Kartenbild vor und nach der Bewegung. c) Blockbild. Diese Struktur entsteht z.B. in einem dextralen Seitenverschiebungssystem mit linksspringendem Versatz. Der Begriff Duplex wird in der Strukturgeologie für eine ein- oder mehrmalige Wiederholung von Auf- oder Abschiebungen verwendet. Der Schnitt senkrecht durch den Duplex (x-y) zeigt die Blumenstrauß-artige Auffächerung der Duplexstörungen. In diesem Beispiel handelt es sich um eine positive Blumenstörung. Im Falle einer dextralen Seitenverschiebung mit rechtsspringendem Versatz würde ein Dehnungsduplex sowie eine negative Blumenstörung entstehen (nach TWISS & MOORES, 1992).

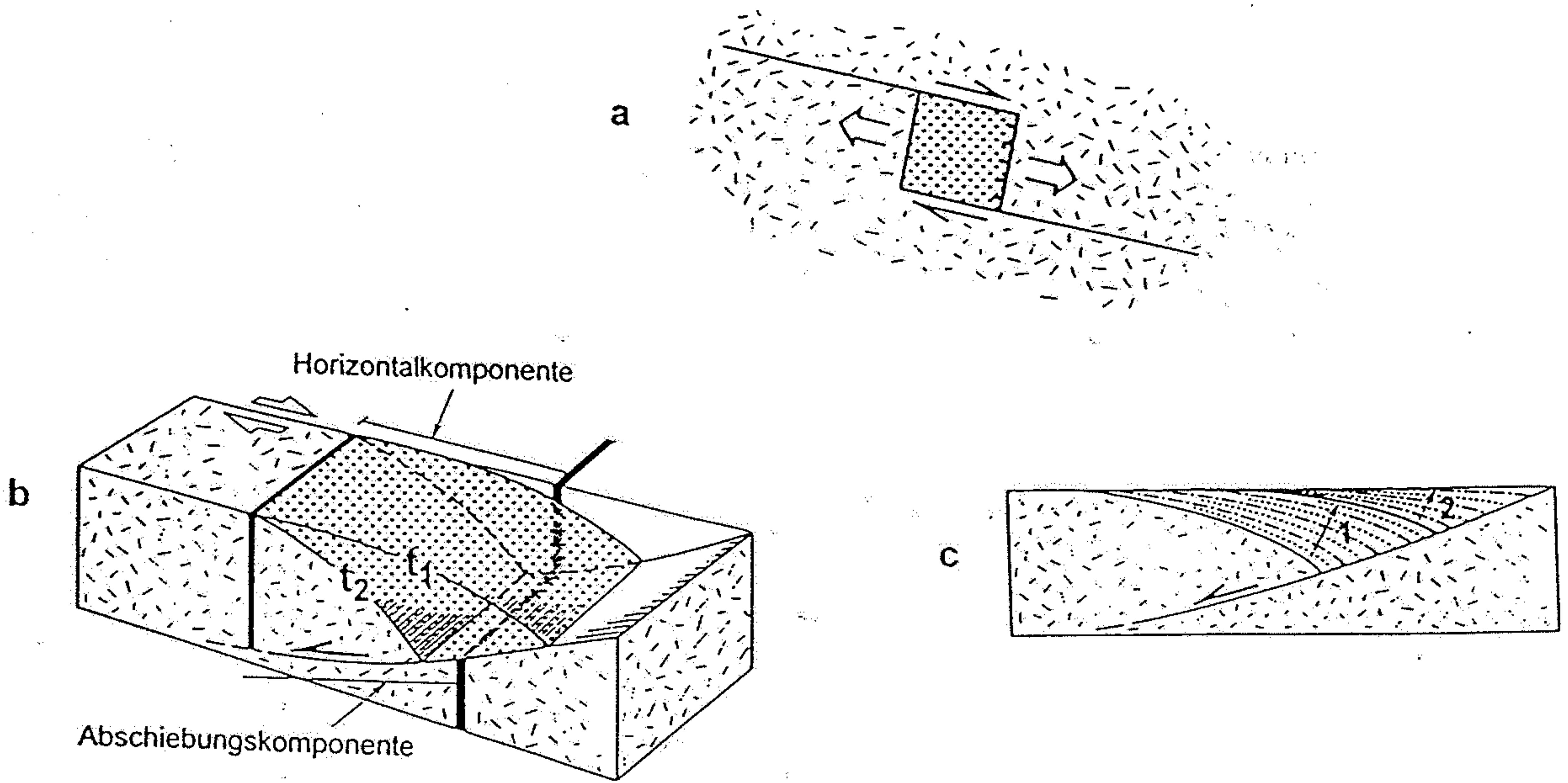


Abb. 11.31

Entwicklungsschema eines Pull-apart-Beckens zwischen zwei Blattverschiebungen. (a) im Kartenbild, (b) im Blockbild und (c) im Schnitt parallel zur Blattverschiebung. In (c) sind die Sedimentstapel 1 und 2 dargestellt, die nach dem Zeitpunkt t_1 bzw. t_2 abgelagert wurden. Zur Orientierung ist ein vertikaler Gang eingezeichnet (schwarz), der das Gebiet vor der tektonischen Bewegung durchschlagen hat. Das Becken selbst entspricht in diesem Beispiel einem Halbgraben mit einer antithetischen Rotation der Hangendscholle (vgl. Abb. 11.26d) (nach EISBACHER, 1996).

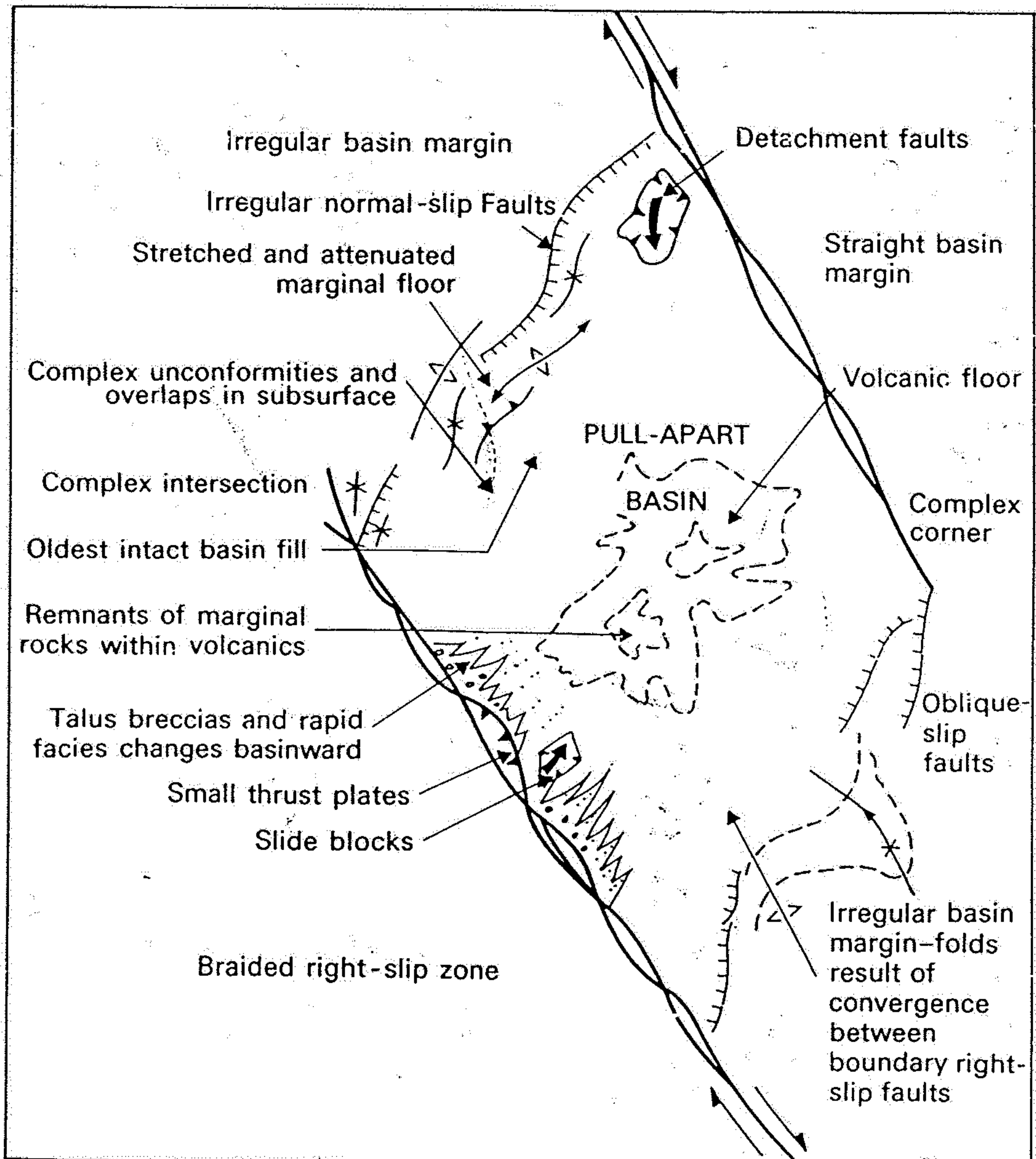


Fig. 14.26. Idealized pull-apart basin (from Crowell, 1974b).

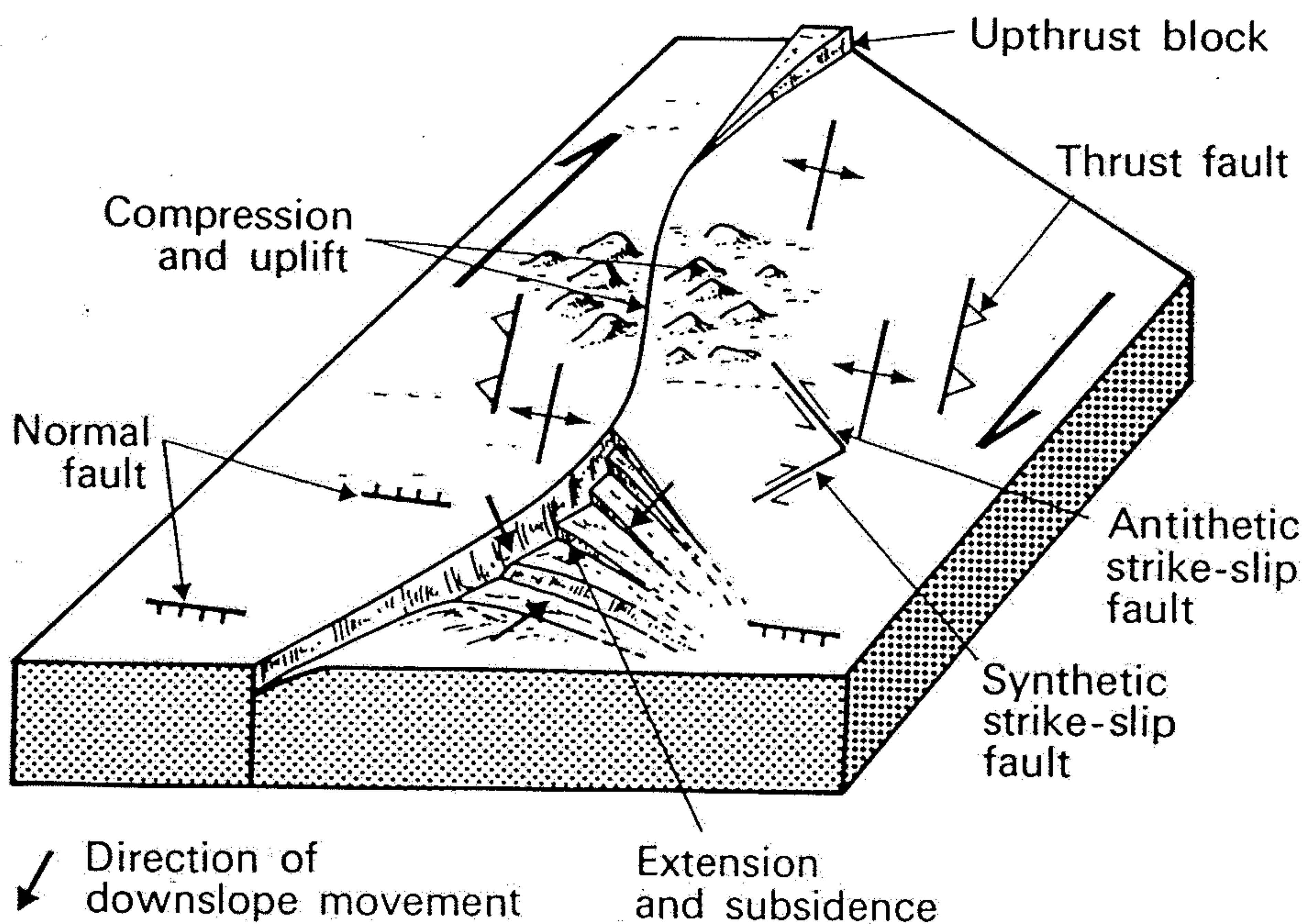


Fig. 14.24. Block diagram illustrating how the curvature of a strike-slip fault may produce closely adjacent extensional basin and uplift and erosion, with superimposed tectonic pattern (based on Kingma, 1958b; Wilcox, Harding and Seely, 1973; Crowell, 1974a).

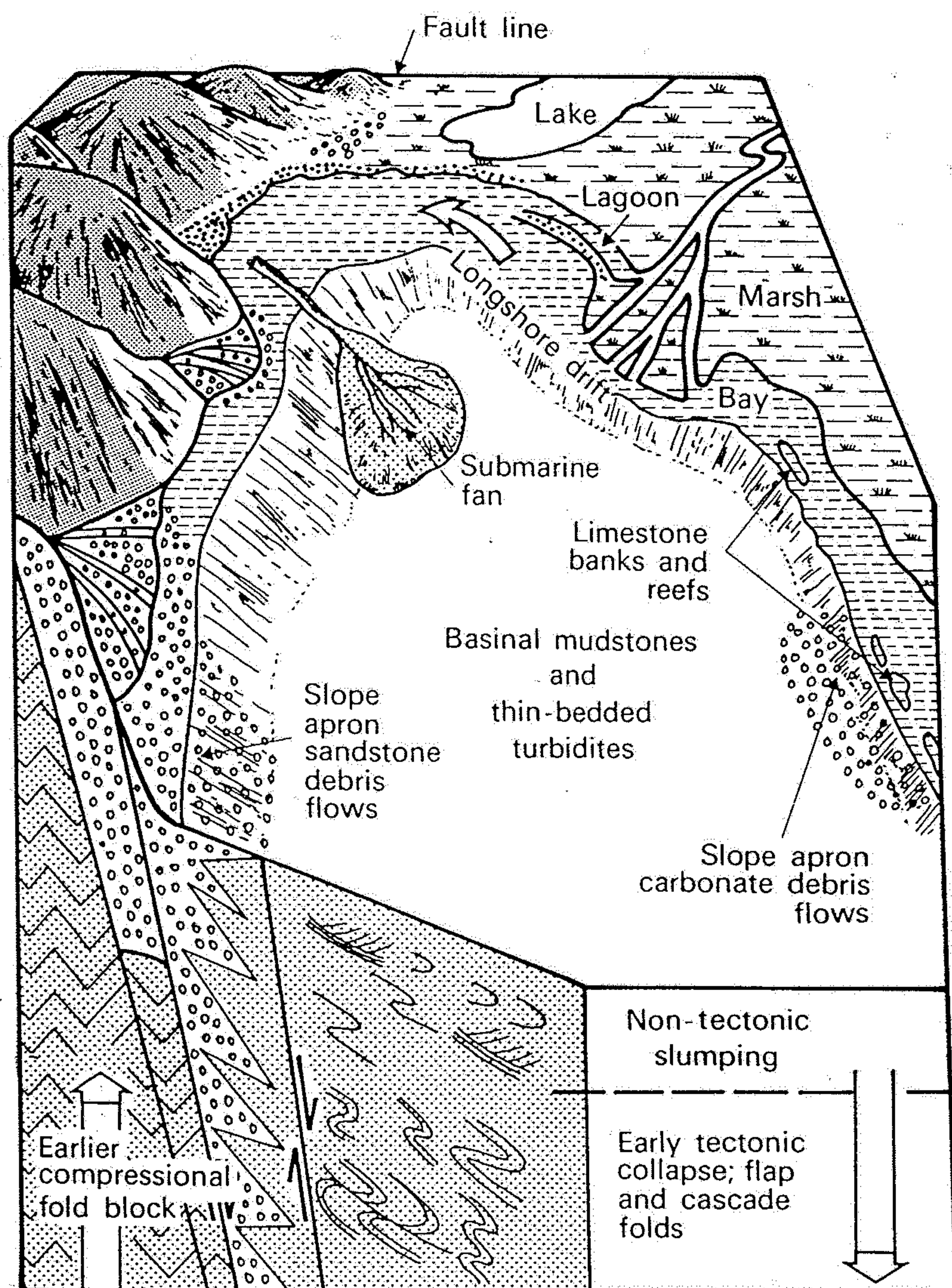


Fig. 14.34. Sedimentary and tectonic model for a strike-slip orogenic basin, based on the Hercynian Cantabrian belt of northern Spain (from Reading, 1975).

Abb. 11.30

Das Ridge-Becken (Eigenname!) ist eine Pull-apart-Struktur zwischen den schräg aufeinander zulaufenden Seitenverschiebungen San Gabriel und San Andreas (zur Position siehe Abb. 11.29). Das Becken war vom mittleren bis zum jüngsten Tertiär aktiv und ist dann herausgehoben worden. Die sedimentäre Fazieszonierung ist, im Gegensatz zu einfachen (Halb-) Gräben, deutlich dreidimensional angeordnet (neu gezeichnet aus ALLEN & ALLEN, 1990, nach NILSON & MCLAUGHLIN, 1985).

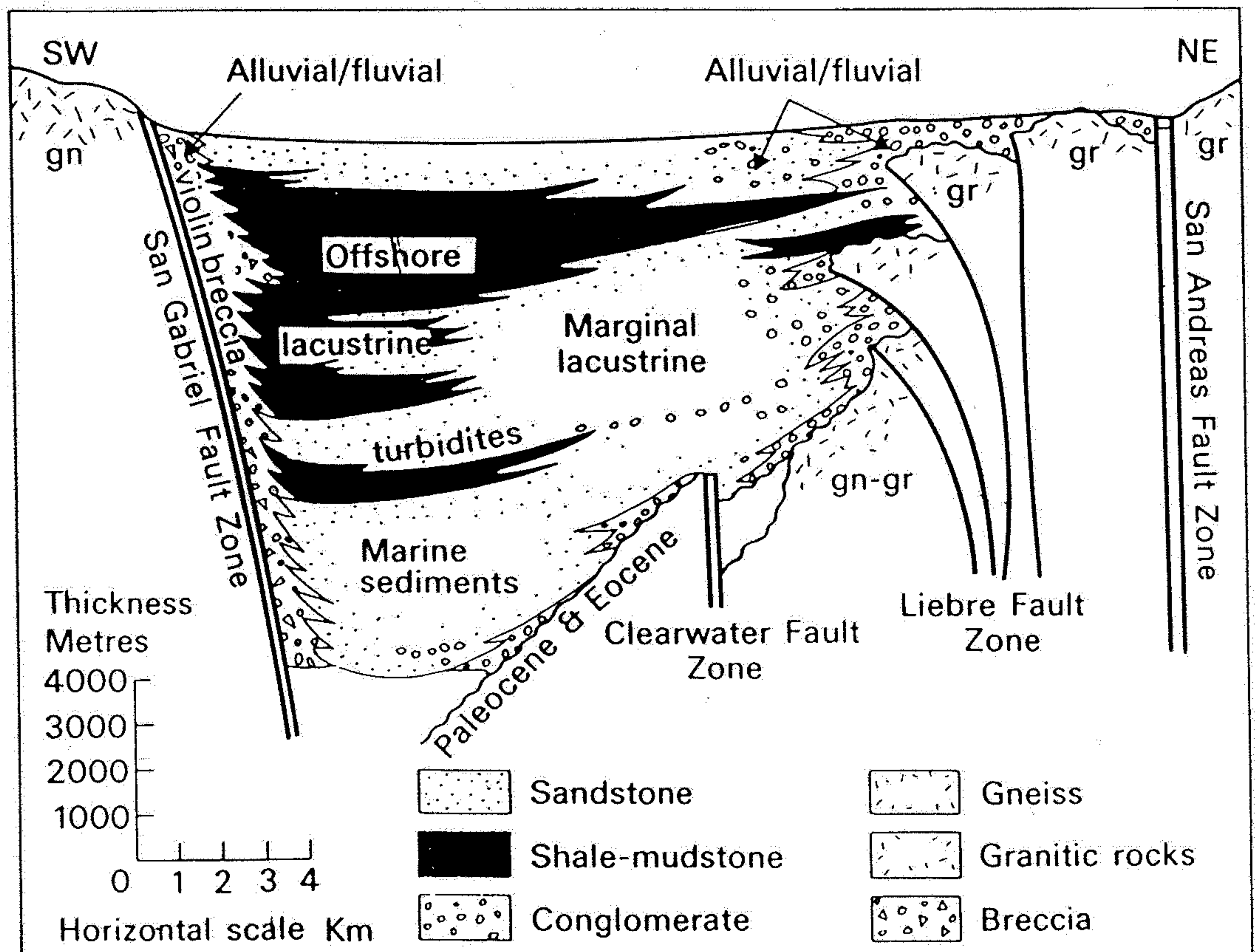
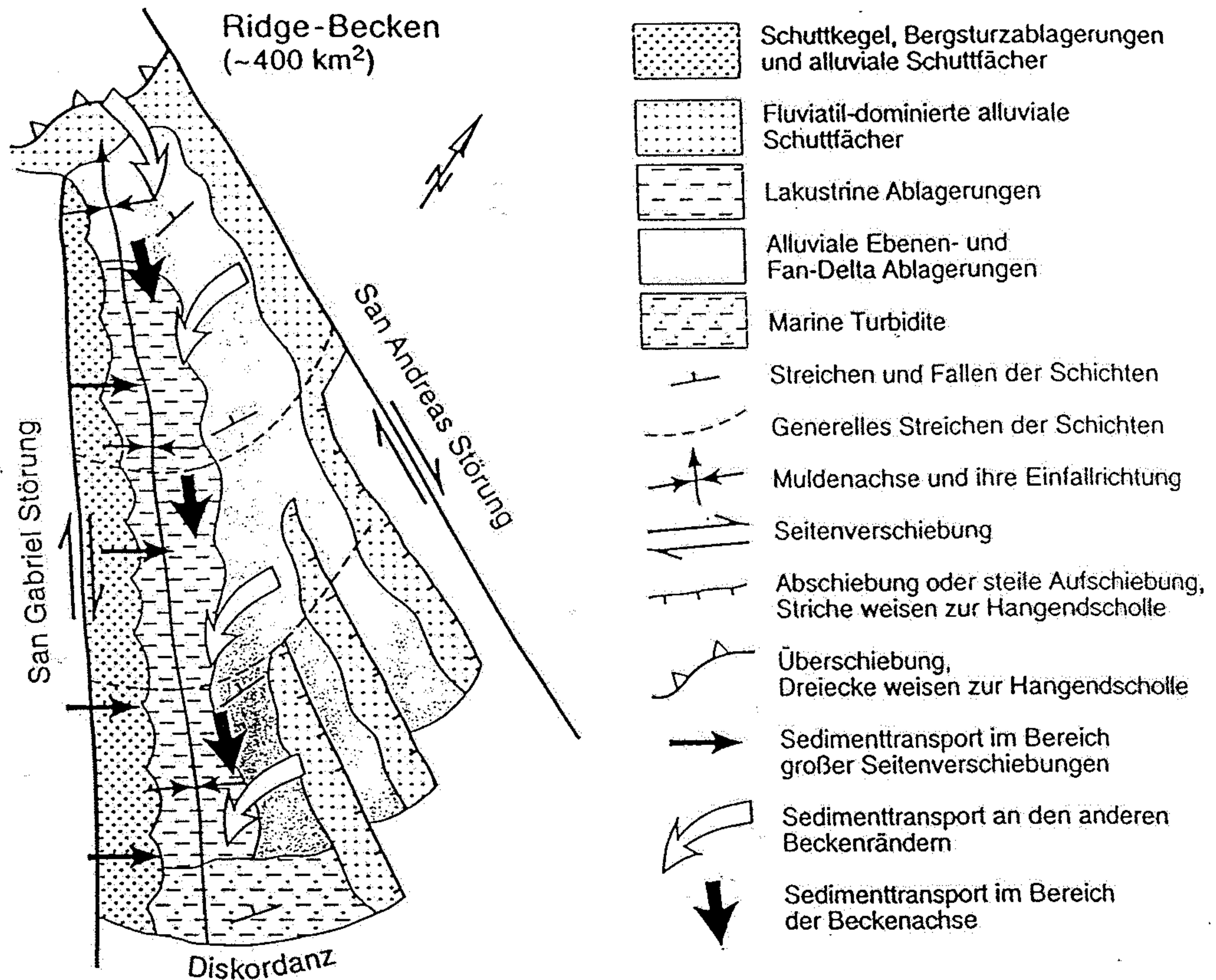


Fig. 14.25. Facies relationships in Pliocene Ridge Basin, California showing vertical transition of marine into lacustrine sediments and lateral passage of alluvial fan conglomerates through marginal lacustrine facies into offshore lacustrine facies (after Crowell, 1975; Link and Osborne, 1978).

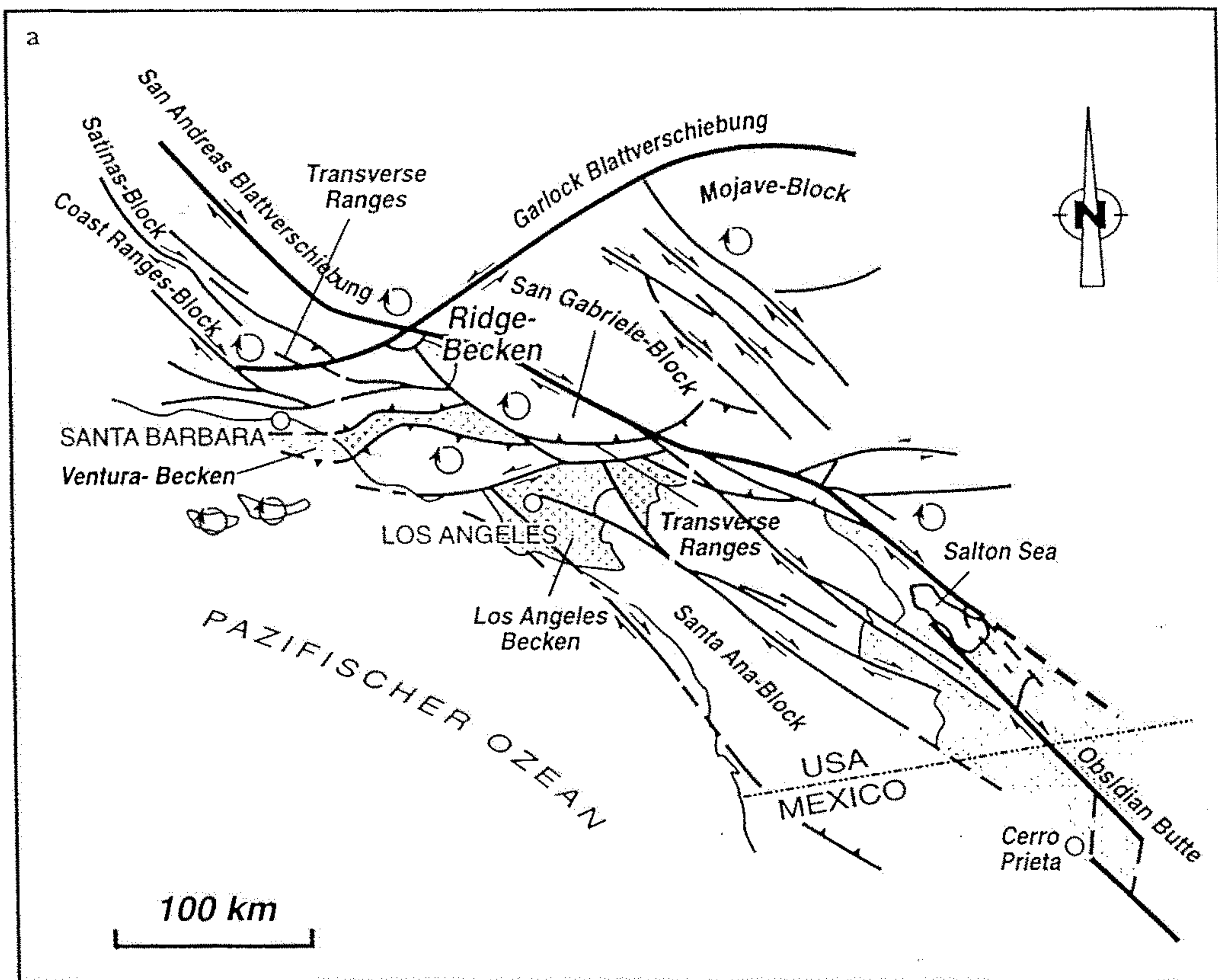
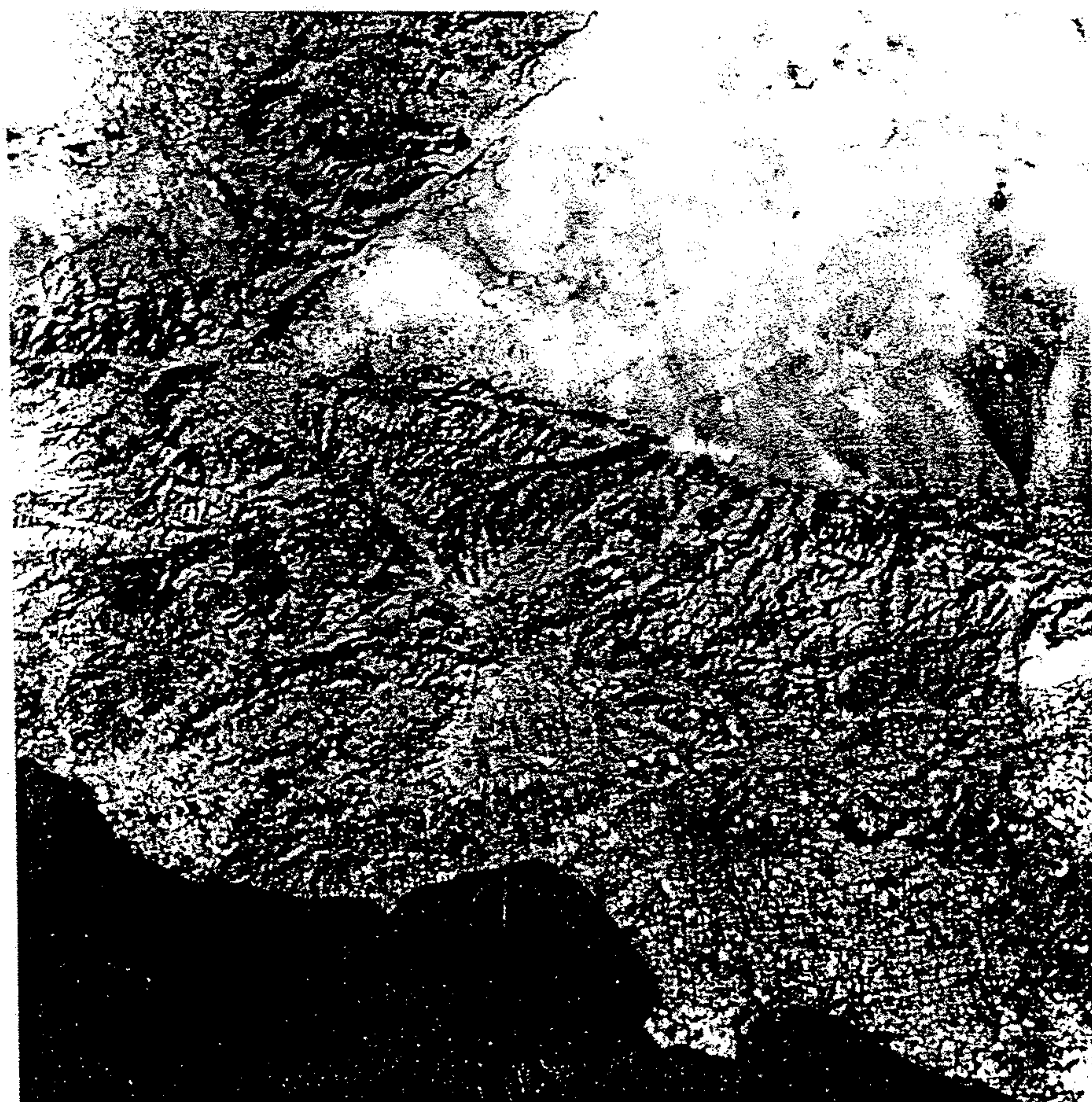
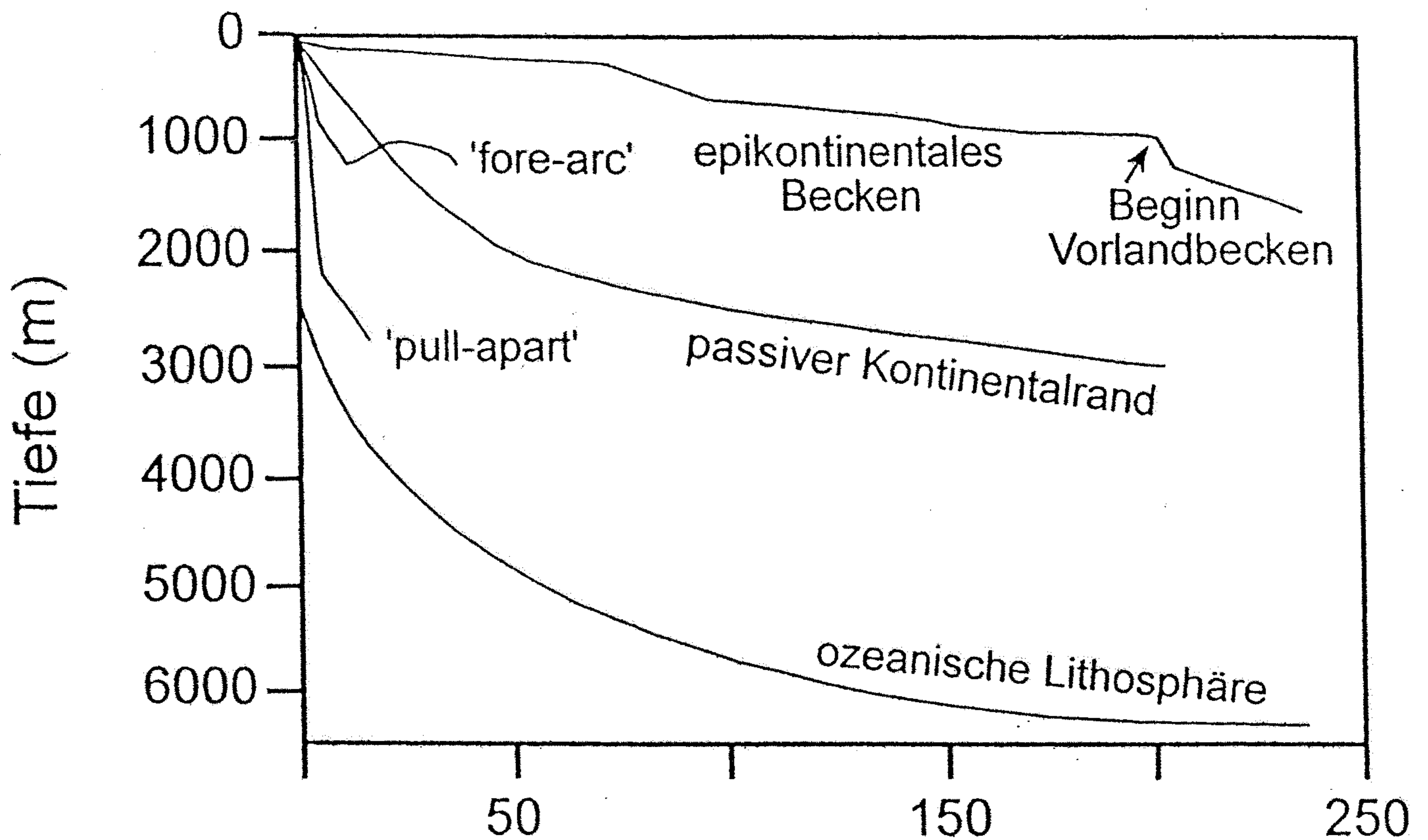


Abb. 11.29

a) Skizze der tektonischen Elemente des San-Andreas-Transformierungssystems in Südkalifornien (vgl. Abschn. 10.4, Abb. 10.23). Die Pfeile zeigen den Schersinn entlang der Blattverschiebungen. Die gezirkelten Pfeile deuten Rotationsbewegungen von Blöcken an. Der Süden mit dem Salton-Sea-Pull-apart-Becken ist von Transtension gekennzeichnet, demgegenüber herrscht im Norden, im Gebiet der Transverse Ranges, Transpression vor. Es herrschen also auf engem Raum gleichzeitig (synchron) unterschiedliche tektonische Regime mit entsprechend unterschiedlichen Becken. Mit der Punkt-signatur sind wichtige Becken bezeichnet, deren Entwicklung von der Tektonik kontrolliert wird (nach EISBACHER, 1996).



b) das Satellitenbild zeigt den zentralen Abschnitt nördlich von Los Angeles, grauschattiert in (a) (ZEIL, 1990).



Ma seit Beginn der Subsidenz

Abb. 11.48

Charakteristische tektonisch-thermische Subsidenzkurven unterschiedlicher Beckentypen. Zum Vergleich ist die Subsidenzkurve der ozeanischen Lithosphäre (Abb. 10.8) dargestellt. Erkennbar ist der sehr ähnliche Verlauf der Subsidenz passiver Kontinentalränder mit derjenigen der ozeanischen Lithosphäre. Epikontinentalmeere (Abschn. 6.4) haben recht niedrige Subsidenzraten. Werden sie, wie auch passive Kontinentalränder, von Konvergenz und orogener Krustenstapelung betroffen, steigt die Subsidenzrate bei der Bildung der Vorlandbecken deutlich an. Fore-arc- und Pull-apart-Becken erfahren eine betont störungsgebundene Subsidenz, deren hohe Raten nur noch in Vorlandbecken erreicht werden können. Die Fore-arc-Kurve ist zum Vergleich dargestellt, da sie durch ihre Aufwölbung zeigt, daß durch das Backstripping auch zwischenzeitliche Hebungsphasen eines Beckens nachgewiesen werden können (nach ANGEVINE et al., 1990).