

LES MARGES CONTINENTALES ET OCÉANIQUES

12

CHAPITRE

MOTS-CLÉS

- ▶ Marges stables, marges actives.
- ▶ Marges divergentes, marges transformantes, marges maigres, marges nourries, TOC (transition océan-continent).
- ▶ Amincissement crustal, subsidence, rifting, pré-rift, syn-rift, post-rift, stade mer Rouge, stade océan large, exhumation du manteau, Pyrénées, Galice.
- ▶ Cisaillement pur, cisaillement simple, failles listriques, détachement, dénudation mantellique.
- ▶ Volcanisme alcalin, volcanisme tholéitique, province nord-atlantique, Vøring.
- ▶ Banc de Gorringe, Afars, golfe d'Aden, Ibérie, Terre-Neuve.
- ▶ Marges stables volcaniques, points chauds, Islande, SDR (*Seaward Dipping Reflectors*).
- ▶ Subduction spontanée, subduction forcée.
- ▶ Subduction océan-continent, subduction océan-océan, arc insulaire, fosse, bassin arrière-arc, bassin marginal.
- ▶ Plan de Wadati-Benioff, mécanismes au foyer, tomographie sismique, zone sismogénique, séismes interplaque, séismes intraplaque.
- ▶ Péridotites, olivine, spinelle, pérovskite, serpentine, antigorite.
- ▶ Coin de manteau, volcanisme calco-alcalin, adakite.
- ▶ Accrétion tectonique, érosion tectonique, prisme d'accrétion sédimentaire, volcans de boue, Calyptogena, Bathymodiola.
- ▶ Mariannes, Pérou, Chili, Bonin, Philippines, Antilles, La Barbade.

Les marges correspondent à la zone de transition entre la croûte océanique et la croûte continentale, on les nomme indifféremment **marges continentales** ou **marges océaniques**. Leur morphologie générale a été présentée au chapitre 9. On distingue les marges stables ou passives, **résultant de l'ouverture d'un océan** et les marges actives ou **marges de convergence**, où se produit la **subduction océanique** et donc le recyclage de la lithosphère océanique.



Voir fig. 9.3A

12.1 LES MARGES STABLES

12.1.1 Signification géodynamique

Les marges stables ou passives, comme les marges de l'océan Atlantique, représentent le lieu où s'effectue la transition stable (**sans sismicité**) entre la lithosphère océanique et la lithosphère continentale (fig. 12.1). Ces marges résultent donc de la déchirure d'un continent et de l'apparition de lithosphère océanique au cours de la divergence des plaques. De ce fait il s'agit de régions particulières du globe qui ont enregistré deux phénomènes fondamentaux :

- un **étirement** et un **amincissement** de la croûte et de la lithosphère continentale, ayant pour conséquence une remontée de l'asthénosphère et de ce fait une élévation momentanée du flux de chaleur. L'épaisseur crustale passe de 30 à 10 km environ. La croûte peut disparaître du pied de la marge pour laisser affleurer le manteau ;
- un **approfondissement** progressif de la bordure étirée du continent et donc une **subsidence**, pour rejoindre la profondeur des plaines océaniques, soit un mouvement vertical pour le sommet de la croûte de 4 à 5 km, au moins, parfois de plus de 10 km.

12.1.2 Signature géophysique

Du point de vue géophysique, les marges stables nous montrent que la couche 2 de la croûte océanique (comprenant les basaltes et le complexe filonien avec des vitesses des ondes P de l'ordre de 3,5 à 6,1 km·s⁻¹) ne présente pas d'équivalent dans la lithosphère continentale. Les vitesses des ondes P dans la couche 3 océanique sont en revanche voisines de celles de la croûte continentale inférieure (entre 6,5 et 7,3 km·s⁻¹) bien que la nature lithologique de ces assises soit différente.



Voir fig. 4.6

Les vitesses dans le manteau V_p comprise entre 7,9 et 8,4 km·s⁻¹ sous les continents sont identiques à celles du manteau sous les océans. Du strict point de vue de la sismique, la marge continentale se distingue donc par une transition horizontale entre les croûtes océanique et continentale marquée par une disparition de la couche 2 océanique. Ceci confirme la différence pétrologique fondamentale (**granite** vs. **basalte**) existant entre ces deux enveloppes crustales.

12.1.3 Terminologie : marges divergentes et transformantes, marges nourries et maigres

Les marges qui résultent de l'éloignement des blocs opposés homologues sont dites **divergentes**, elles correspondent au type de marge le plus commun (fig. 12.1 et 12.2). Cependant, au stade précoce de l'ouverture océanique, la zone de déchirure continentale initiale n'est jamais linéaire ; elle est segmentée à l'image du **rift est-africain** actuel par exemple. Les segments sont décalés et séparés par des zones d'accommodation de la déformation, les failles de transfert, qui fonctionnent en décrochement (fig. 12.3) et sont de futures **failles transformantes**.

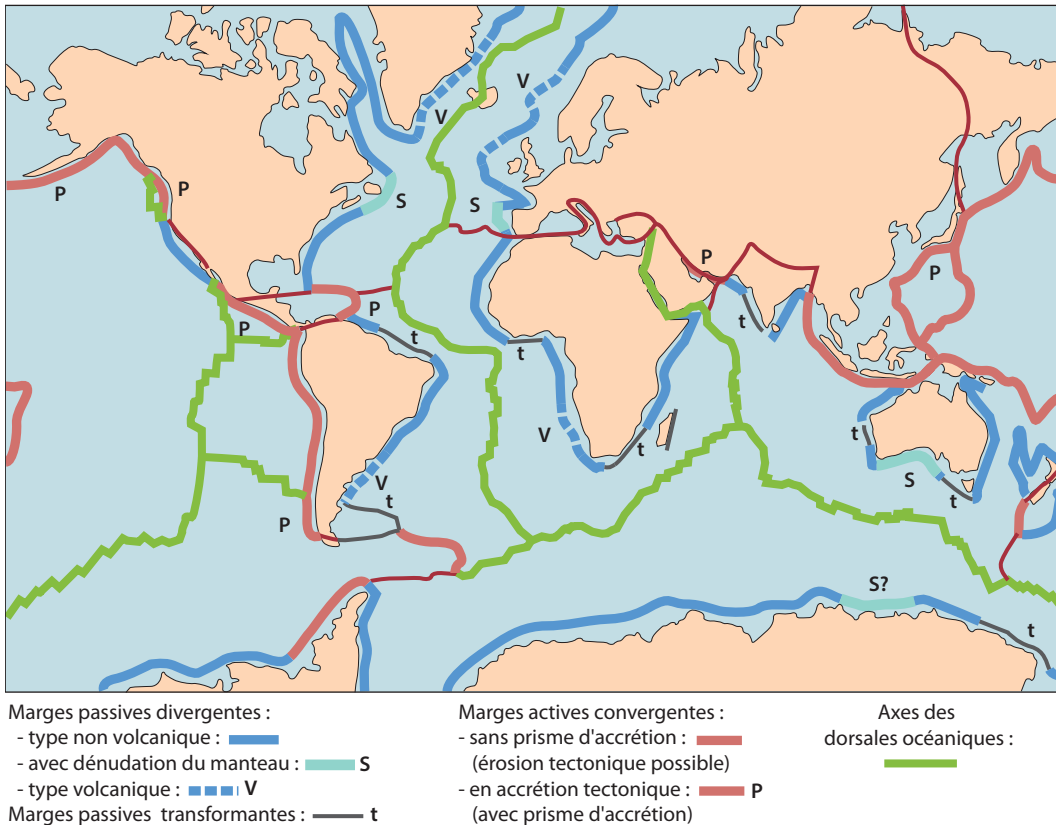


Figure 12.1 Carte des marges océaniques passives et actives mondiales.

Les marges stables qui prennent naissance sur la bordure des segments en **coulissage** sont dites **transformantes** (fig. 12.3). Un exemple largement étudié dans les années 1990, est celui de la marge du **golfe de Guinée** en Atlantique central qui se raccorde à la zone de fracture de la Romanche. Cette marge a été le site de nombreuses campagnes françaises de bathymétrie, sismique, et de plongées en submersible. D'autres marges transformantes bordent l'Inde et l'Australie. Dans tous ces cas, les **anomalies magnétiques** du fond océanique adjacent **ne sont pas parallèles à la marge comme pour des marges divergentes, mais viennent buter contre celle-ci**.

La couverture sédimentaire des marges stables présente d'importantes variations d'épaisseur qui sont dues essentiellement aux variations dans les volumes des apports de matériel terrigène. Les marges situées à proximité des grands fleuves comme sur le pourtour de l'Afrique équatoriale (fleuves Niger et Zaïre), sur la bordure nord américaine (Mississippi, St-Laurent) ou sud-américaine (Amazone) et de part et d'autre de l'Inde (Gange, Indus) sont en général envoyées sous des épaisseurs considérables de sédiments pouvant dépasser 10 km. On les désigne sous le terme de **marges nourries (ou grasses)**, par opposition aux **marges maigres**, à couverture sédimentaire plus réduite, comme dans le cas des marges qui bordent l'Europe (fig. 12.8). Du fait de la faible épaisseur sédimentaire, la structure des marges maigres est plus lisible, notamment du fait que les escarpements des failles importantes, délimitant des blocs basculés de socle continental, sont parfois visibles à l'affleurement.

 Voir fig. 27.17

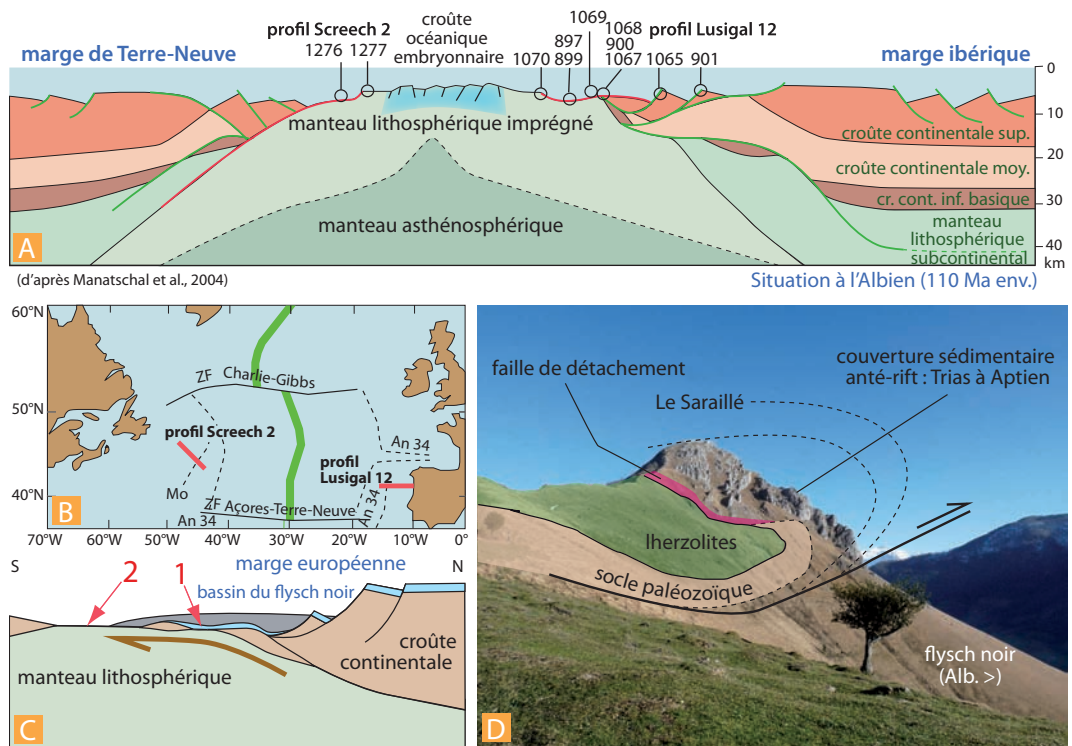


Figure 12.2 Les marges atlantiques et l'exhumation du manteau en pied de marge.

A. et **B.** Structure reconstituée des deux marges conjuguées de l'Ibérie et de Terre-Neuve à l'Albien, avant la phase d'ouverture océanique de l'Atlantique. Architecture reconstituée grâce aux données de la sismique réflexion et réfraction le long de deux profils positionnés sur la carte B. On a reporté la position des forages ODP et IODP (numéros) qui permettent de préciser la constitution géologique des marges et notamment de mettre en évidence une zone de manteau exhumé en région distale, avant la croûte océanique (*document G. Manatschal et G. Péron-Pinvidic, 2004*).

C. et **D.** Exhumation du manteau au pied des marges passives : l'exemple des Pyrénées. La coupe représente très schématiquement la structure de la marge européenne avant l'inversion pyrénéenne. Les flèches rouges désignent deux cas possibles pour le manteau : soit en contact tectonique avec la série pré-rift au pied de la marge par sous-tirage de la croûte continentale (1), soit totalement mis à nu au fond du bassin des flychs crétacés (2). Les lherzolites du massif du Saraillé (D), dans le Béarn, sont en contact tectonique avec la série pré-rift. Ces sédiments pré-rifts ont été soumis à un fort gradient thermique durant l'extension et la remontée du manteau. L'hyper-amincissement crustal est donc à l'origine du métamorphisme pyrénéen de haute température et de basse pression qui ici a atteint 350 °C (il atteint 650 °C plus à l'est). Photo : Y. Lagabrielle.

12.1.4 Formation des marges stables divergentes

Le processus de déchirure de la croûte continentale est appelé **rifting** et l'on peut distinguer trois grandes périodes dans l'histoire des marges stables (*fig. 12.3*).

- le stade **pré-rift** avant la déchirure continentale ;
- le stade **syn-rift** durant lequel la croûte est amincie et étirée par le jeu de failles normales ;
- le stade **post-rift** durant lequel l'accrétion océanique est active et qui se marque par la subsidence accélérée de la marge (qui ne s'étire plus).

Encart 12.1 – Rifting, sédiments et hyper-amincissement : l'exemple de la marge Nord-Gascogne et l'analogie pyrénéenne

Les différents stades du rifting sont particulièrement bien lisibles dans la structure des corps sédimentaires observés sur les enregistrements de sismique réflexion réalisés sur les marges continentales. On utilise ainsi couramment les termes de séries **pré-** (ou **anté-**), **syn-** et **post-rifts** pour décrire ces corps sédimentaires (fig. 12.3).

Ainsi pour la marge **nord du golfe de Gascogne** (fig. 12.4), la série **anté-rift** comprend des sédiments du Jurassique et du Crétacé basal déposés sur le socle paléozoïque. La série **syn-rift** comprend des sédiments d'âge crétacé inférieur disposés **en éventail** ce qui traduit un dépôt durant la **rotation progressive des blocs**. La série **post-rift** débute après l'Aptien et comprend le Crétacé supérieur, le Tertiaire et le Quaternaire. Les sédiments **post-rifts** reposent en **discordance** sur la croûte océanique (créée dans le cas présent entre 110 et 75 Ma), sur les sédiments pré-rifts des blocs basculés ou sur le socle du plateau continental.

La structure de la marge fait apparaître une zone où l'amincissement se fait très rapidement : la croûte y apparaît comme étranglée : c'est la zone de *necking*. Au pied de celle-ci, les blocs crustaux sont fortement amincis, et il est très probable que le manteau soit exhumé et recouvert directement par des sédiments qui

ont glissé depuis le talus lors du rifting. On dit que la marge est **hyper-amincie**.

Ce glissement des sédiments sur le manteau en cours d'exhumation a été évoqué pour expliquer l'association entre les péridotites des Pyrénées et les métasédiments de la zone nord-pyrénéenne (ZNP). Le cas des lherzolites du massif du Saraillé, dans le Béarn, est illustré sur la figure 12.2. Les lherzolites sont soit en contact tectonique avec la série pré-rift comme au Saraillé, soit remaniées dans les séries détritiques post-rifts du Crétacé supérieur (Lherz). Les sédiments pré-rifts ont été soumis durant l'extension au fort gradient thermique à l'origine du métamorphisme pyrénéen de haute température et de basse pression.

La marge Nord-Gascogne est le prolongement vers le nord de la marge européenne inversée dans l'orogénèse pyrénéenne. Lors de la phase pyrénéo-provençale (Crétacé supérieur-Éocène) elle a été très peu touchée par la compression qui a par contre affecté les bassins d'âge Albo-Cénomaniens ouverts entre les plaques Europe et Ibérie à l'emplacement des futures Pyrénées. Cette marge constitue donc un bon analogue anté-déformation pour comprendre l'origine et l'architecture des marges pyrénéennes aujourd'hui raccourcies de 80 à plus de 120 km.



Voir chap. 15

a) Le stade pré-rift

Le **stade pré-rift** se caractérise par un **bombement allongé** et un flux thermique intense (2 à 3 fois le gradient normal). Ce réchauffement provoque une diminution de la densité lithosphérique d'où un soulèvement par réponse isostatique.

b) Le stade syn-rift

Le second stade (**rifting s.s**) correspond à l'**effondrement de la partie axiale du bombement par des failles normales** qui provoquent des basculements de blocs. Il se forme alors un **fossé** ou **graben**, bordé par des **môles** ou **horsts** (comme ceux de la Limagne et de l'Alsace). Ces reliefs sont considérés comme les témoins du bombement thermique du stade précédent. Toutefois, la notion de bombement syn-rift est remise en cause dans le cas du fossé rhénan. L'ouverture s'initie au début de l'oligocène et les sédiments sont d'abord marins (évaporites). Mais pour certains, la surrection des bordures intervient plus tardivement au cours du Miocène et du Pliocène seulement, en réponse à la poussée alpine.

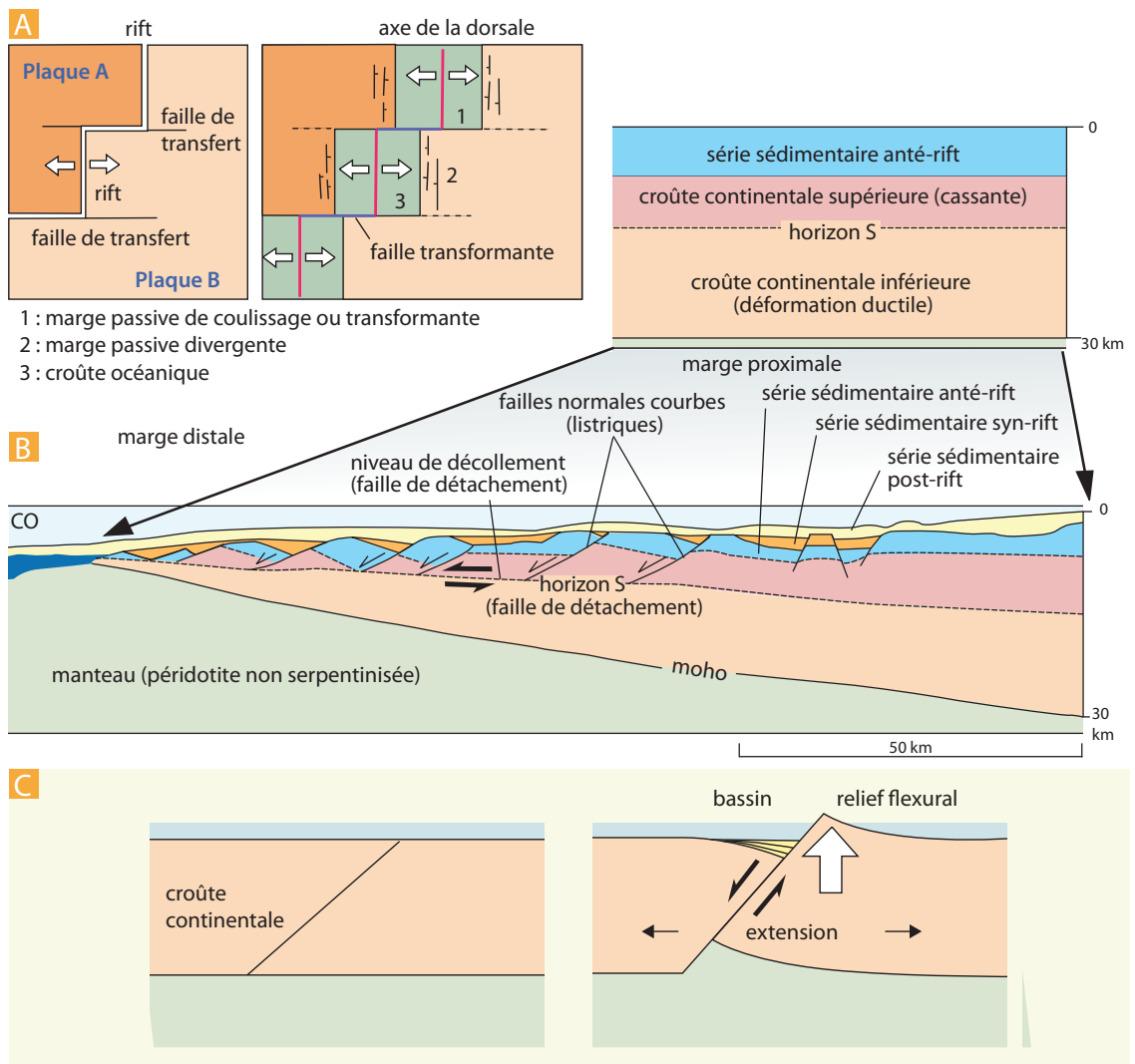


Figure 12.3 La naissance des marges passives.

A. Représentation schématisque (en carte) de l'ouverture d'un océan et localisation des marges transformantes.

B. Étirement crustal et genèse des blocs basculés dans la croûte continentale supérieure. Exemple de la marge armoricaine au niveau des Entrées de la Manche. Définition de la trilogie anté-, syn-, post-rift. L'horizon S correspond à la limite fragile-ductile au sein de la croûte continentale. Les failles listriques viennent se brancher sur cette interface majeure jouant le rôle de faille de détachement en permettant d'extraire la croûte inférieure au pied de la marge distale. Ce schéma très simplificateur date des années 1990. Il était destiné à poser les fondements des processus tectoniques considérées alors comme fondamentaux dans l'amincissement crustal. Le passage à la croûte océanique était notamment très schématique car encore mal compris.

C. Genèse des reliefs flexuraux dans le cas d'une faille normale majeure traversant la croûte. Notez la forme en éventail des dépôts dans le bassin syn-rift (sédimentation syn-tectonique).

Encart 12.2 – La flexuration élastique de la lithosphère en réponse à l'étirement

Les reliefs du rift sont entretenus ou activés par la flexuration élastique de la lithosphère en réponse à l'étirement. La rupture en traction de la lithosphère sur un plan de faille penté provoque en effet la flexure positive, par réponse élastique, du rebord du compartiment inférieur. Ceci mérite d'être souligné, **une extension à l'origine d'un rift s'accompagne donc localement de la création de reliefs par soulèvement sur les bords du système** (fig. 12.3 C). Dans le cas du fossé rhénan, les épaules actuelles du rift résultent d'une surrection postérieure sans lien direct avec l'extension.

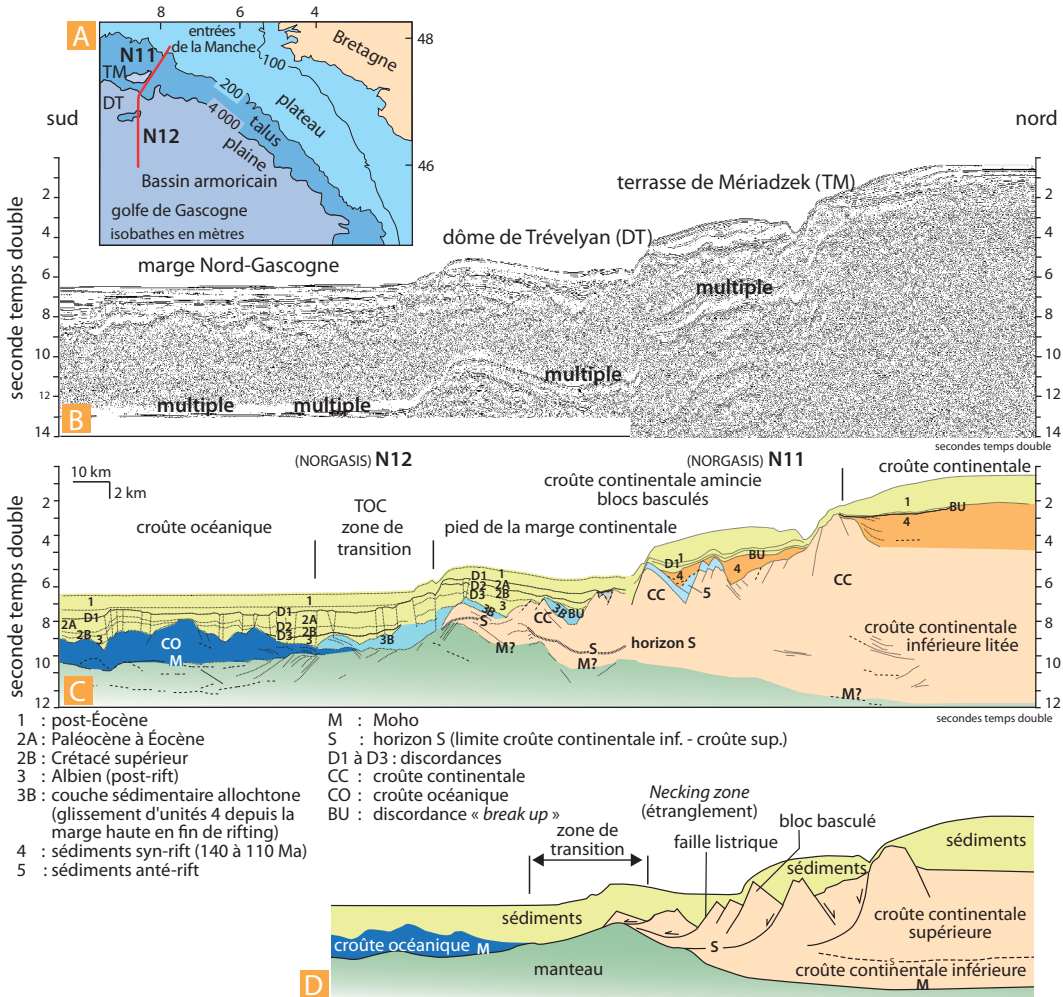


Figure 12.4 La marge Nord-Gascogne d'après les données de la sismique réflexion.

Interprétation d'un profil sismique obtenu lors de la campagne Norgasis sur la marge Nord-Gascogne (d'après I. Thion, 2000) (voir les commentaires dans l'encart 12.1).

- A. Carte de situation.
- B. Profils Norgasis N11 et N12 composant le profil complet.
- C. Interprétation détaillée.
- D. Schéma de synthèse.

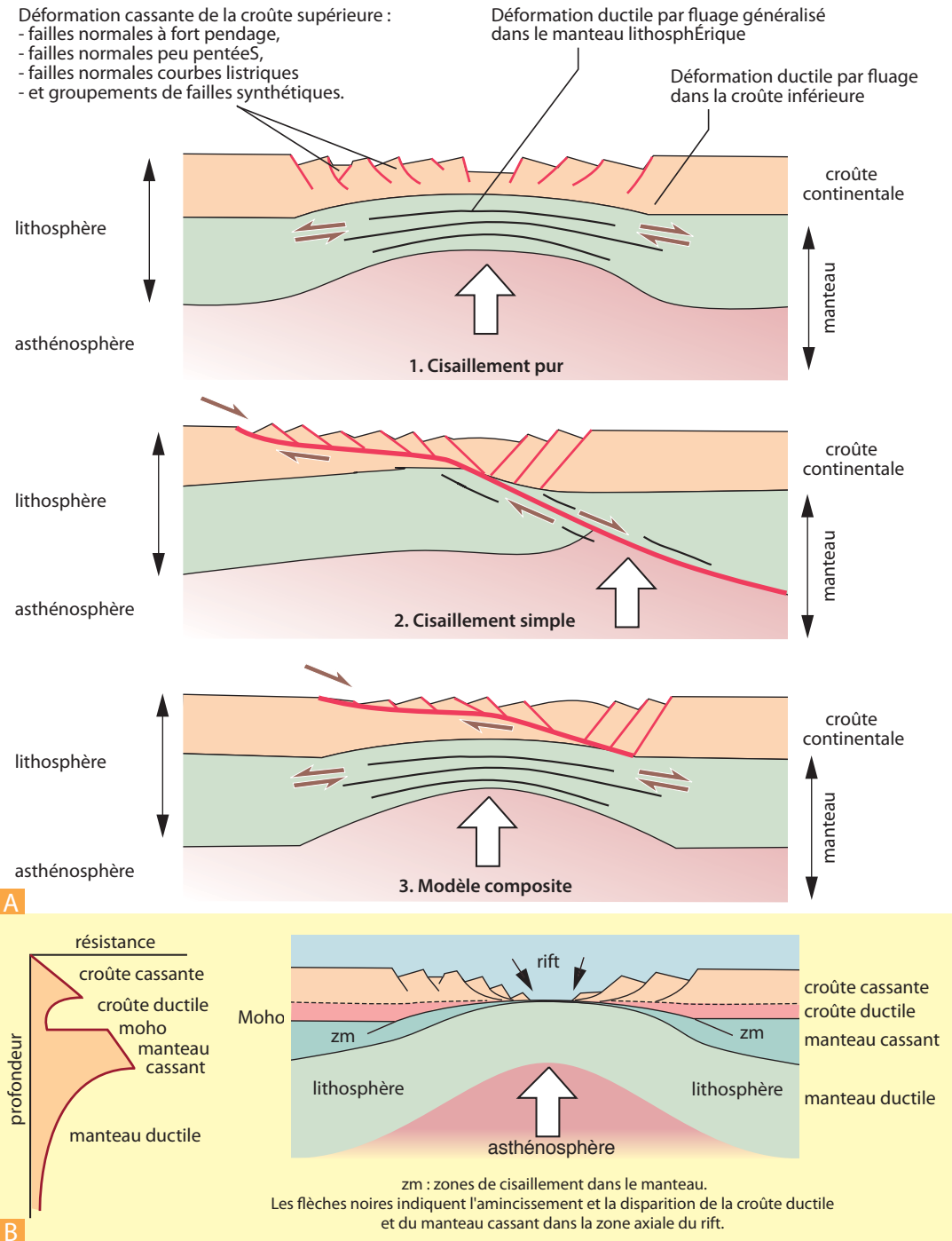


Figure 12.5 Modèles de développement des marges passives (modifié et complété d'après plusieurs sources dont Jolivet et Nataf, 1998 et Boillot, 1996).

Figure 12.5 (suite)

A.1 – Cisaillement pur : déformation symétrique à l'échelle de la lithosphère, futures marges symétriques, l'axe thermique du rift correspondant à la remontée de l'asthénosphère (flèche blanche) est central (modèle dit de McKenzie).

A.2 – Cisaillement simple (modèle dit de Wernicke) : un seul détachement majeur traversant toute la lithosphère, futures marges asymétriques, l'axe thermique du rift (flèche blanche) est décalé du côté où s'enfonce le détachement.

A.3 – Modèle composite (modèle de Lister & Davis) : cisaillement simple dans la croûte le long d'un décollement unique s'enracinant sur le Moho et déformation diffuse par cisaillement pur dans le manteau lithosphérique

B – Modèle impliquant un quadricouche selon le profil de résistance figurant à gauche (manteau cassant sous la croûte inférieure ductile). Ce type de rhéologie implique la présence de cisaillements individualisés dans le manteau et rend compte du boudinage du manteau supérieur cassant et de sa disparition à l'axe du rift (*d'après Beslier et Brun, 1996*).

Dans la croûte supérieure, les failles sont en général fortement pentées, mais elles peuvent se coucher en profondeur en se rapprochant de la transition fragile/ductile. Ces failles, à profil courbe et à pendage décroissant vers la profondeur, sont appelées *failles listriques* (fig. 12.3 B).

c) Les modèles de rifting

Plusieurs modèles ont été proposés à partir d'observations de terrain dans divers fossés continentaux, de coupes sismiques à travers des rifts et des marges et à partir d'expériences analogiques (sable et silicone). La plupart des modèles mettent en jeu ou combinent deux mécanismes opposés extrêmes : l'un est symétrique, l'autre totalement asymétrique.

- Le premier type de modèle considère que l'amincissement crustal et lithosphérique se fait par une déformation répartie de façon homogène sous le rift (fluage dans la croûte inférieure et dans le manteau lithosphérique). En surface, la croûte se casse de façon symétrique et les blocs s'effondrent et se couchent plus ou moins sur des failles courbes (les failles listriques) de façon quasi-identique sur chacune des lèvres du rift (fig. 12.5). Il s'agit d'un modèle en **cisaillement pur**.
- Le modèle asymétrique (cisaillement simple) fait appel au fonctionnement d'une grande zone de cisaillement qui traverse la croûte inférieure et la lithosphère, conduisant à une localisation de la déformation. Cette vaste faille normale présente une attitude particulière puisqu'elle est pratiquement horizontale sous le rift. On la désigne sous le terme de faille de détachement. De telles structures ont été observées et analysées dans la province du *Basin and Range* de l'Ouest des États-Unis, région soumise à une extension généralisée depuis 15-20 millions d'années. Les failles superficielles dans la croûte supérieure, plus redressées se raccordent au détachement. Au cours de son fonctionnement, des blocs crustaux glissent indépendamment sur le détachement, et peuvent se retrouver isolés, il s'agit de blocs **allochtones**. Ceux-ci ne sont présents que du côté où émerge le détachement.

Les deux marges dérivant du fonctionnement par **cisaillement simple** d'un tel rift seront donc très fortement asymétriques. Si l'on poursuit l'extension au-delà du stade de rifting, le fonctionnement du détachement peut permettre la remontée du manteau puis son **exhumation** (ou **dénudation**). Une interprétation en ces termes a été proposée pour les marges homologues de l'Ibérie (Galice) et de l'Est du Canada (Terre-Neuve) (fig. 12.2). La **marge ibérique** se caractérise par des affleurements de **péridotites serpentinisées** traduisant un tel mécanisme d'exhumation du manteau. Elles se situent sur le côté du système où affleure le détachement.

Le stade de rifting peut s'accompagner d'un **volcanisme alcalin** provenant de la fusion partielle du manteau sous une lithosphère encore relativement épaisse (fig. 12.7). Le fossé possède alors une anomalie gravimétrique négative traduisant la présence de sédiments de faible densité, tandis que la montée de roches basiques détermine une **anomalie magnétique positive**.



Voir chap. 15

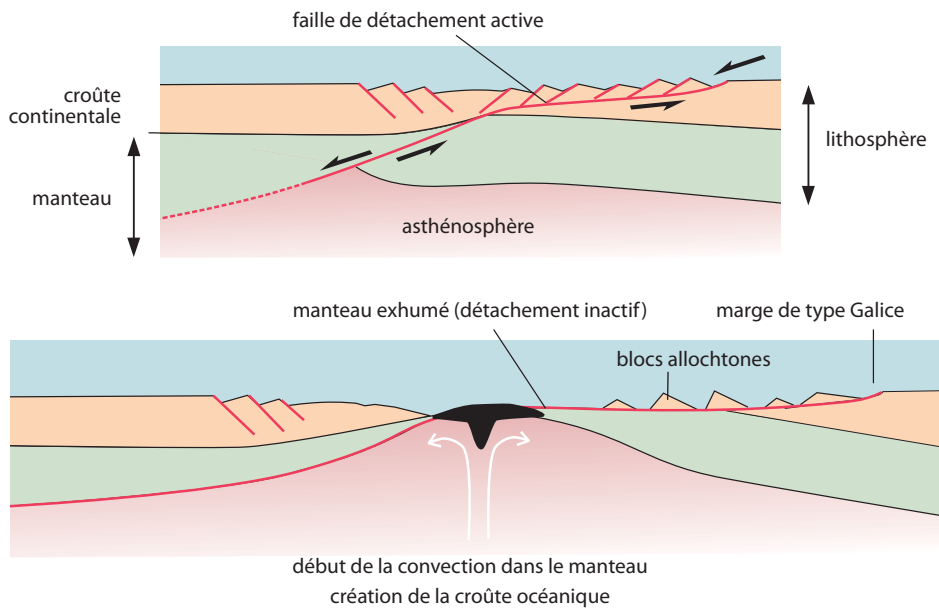


Figure 12.6 Création de deux marges asymétriques par détachement lithosphérique. Modèle possible d'évolution des océans Alpin et Atlantique.

Voir fig. 6.39

C'est le cas de la **grande anomalie du bassin de Paris**, depuis le Sancerrois jusqu'à la Manche, considéré comme un rift précambrien fossile, (mais aussi *a contrario* comme une suture ophiolitique anté-varisque).

Les grands rifts continentaux de ce type, comblés de sédiments et nivelés, sont encore appelés **aulacogènes** (de *aulax*, sillon).

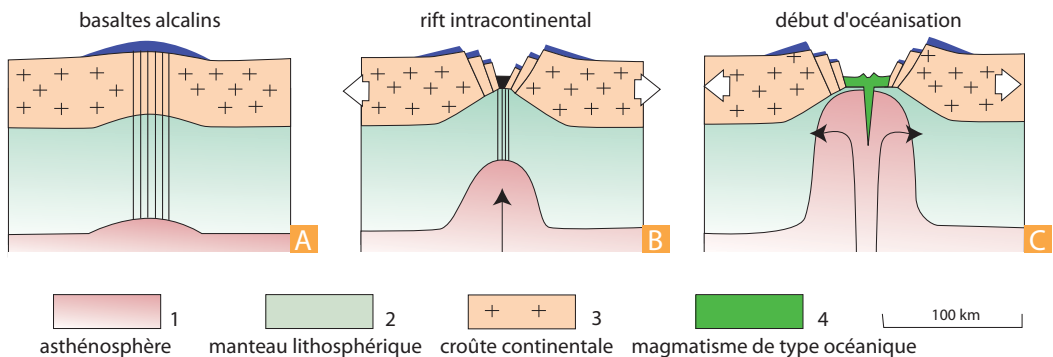


Figure 12.7 Schéma interprétatif des divers stades d'évolution tectono-magmatique de la région de l'Afar.

– **Stade A (64-25 M.A.)** : formation du bombement arabo-nubien. Intumescence thermique du manteau et effusion de basaltes principalement alcalins, formés par fusion partielle en profondeur.

– **Stade B (25-4 M.A.)** : formation des rifts continentaux de l'Afar et de l'Est Africain.

– **Stade C (4-1 M.A.)** : séparation des plaques continentales et formation de croûte océanique. Fusion partielle à faible profondeur du manteau (mer Rouge).

1 : asthénosphère et zone de faible vitesse ; 2 : manteau supérieur ; 3 : croûte continentale et 4 : croûte océanique ; d'après Treuil et Varet, simplifié, in Boillot, 1979).

12.1.5 Marges stables volcaniques et non volcaniques, segmentation des marges passives

La zone de raccord entre la lithosphère océanique et continentale correspond du point de vue géophysique à la région où s'effectue la disparition de la couche 2 océanique. On nomme **transition continent-océan (TCO ou TOC)** cette région qui peut être large de plus de 100 km et dans laquelle les relations géométriques entre les croûtes océanique et continentale sont encore mal connues. Nous avons vu qu'il existe une variabilité dans les processus d'amincissement, de rupture et de subsidence qui président à la formation des marges. La transition continent-océan enregistre particulièrement bien cette variabilité. Le long d'un même océan, les marges ne sont donc pas homogènes (*fig. 12.3*), elles sont **segmentées** (on dit également qu'elles ne sont pas cylindriques). Ces différences reflètent des variations dans l'état thermique local et dans la vitesse de création des structures. Cette variabilité s'exprime bien dans le cas des marges de l'Atlantique où l'on peut distinguer les marges stables dites **volcaniques** (*à ne pas confondre avec les marges actives*), des marges stables **non volcaniques**.

a) Marges passives non volcaniques

La marge de la façade atlantique française correspondant à la bordure nord du golfe de Gascogne jusqu'aux Entrées de la Manche est l'exemple type d'une marge dépourvue d'activité volcanique (*fig. 12.4 et 12.8*). Il s'agit d'une marge maigre dont la structure est soulignée par le haut des blocs basculés non totalement recouverts par les sédiments post-rifts. Des données de sismique récentes sur la transition continent-océan de ces marges conduisent à envisager que le manteau a été dénudé tectoniquement au pied de la marge au cours du rifting. Mais les structures correspondantes, des rides éventuelles de péridotites, ne sont plus visibles à l'affleurement, car masquées par des sédiments qui ont glissé lors du rifting (*fig. 12.4 et encart 12.1*).

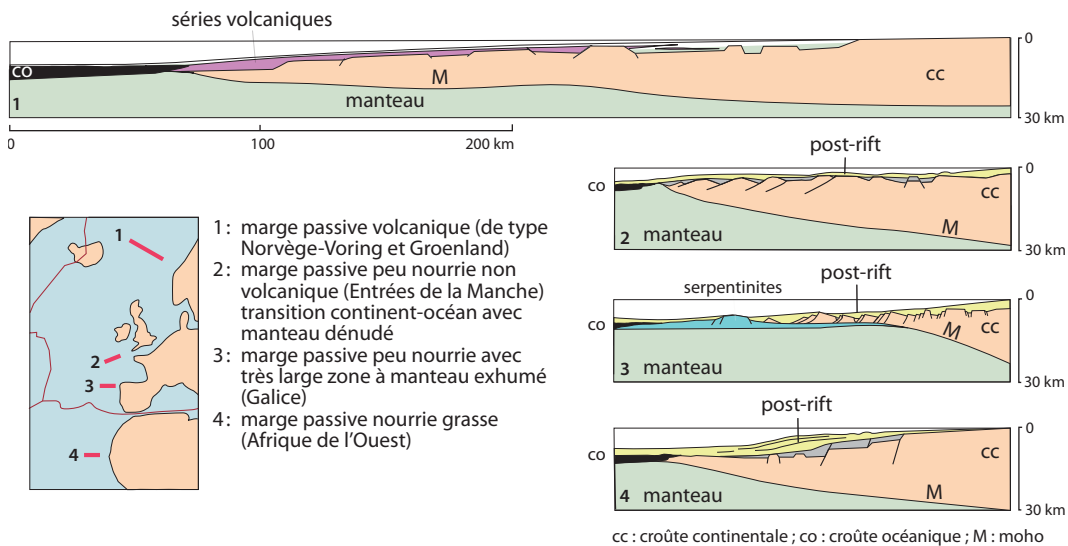


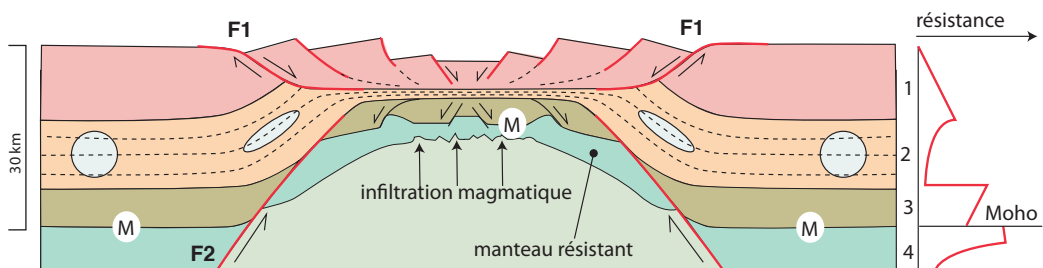
Figure 12.8 Les différents types de marges passives à partir de quatre coupes schématisées des marges de l'Europe et de l'Afrique.

Notez les variations d'épaisseur de la couverture sédimentaire, les valeurs différentes des taux d'amincissement et la présence des séries volcaniques sur la coupe 1. (*Synthèse d'après Debelmas et Mascle, 2000 ; Boillot, 1990 ; Jolivet et Nataf, 1998 ; Tardy, in Daniel et al., 1999*).

Encart 12.3 – Les péridotites de la marge Ibérique

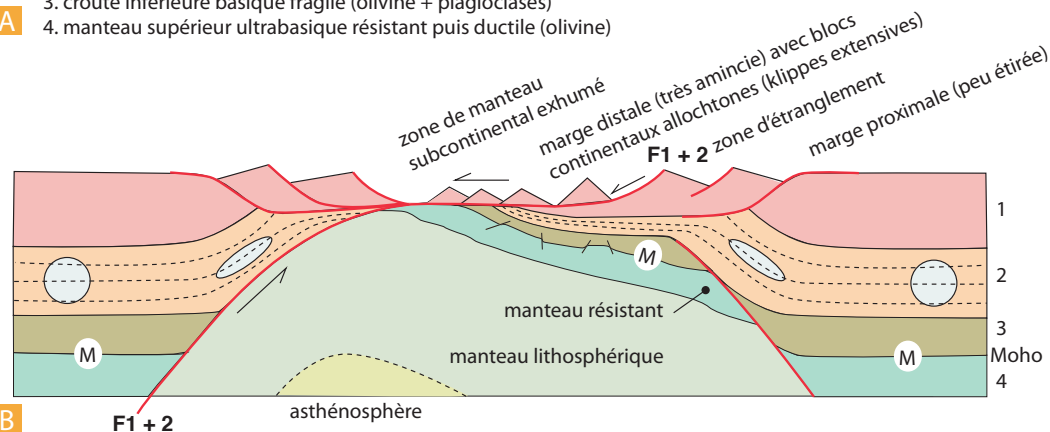
Au large de l'Ibérie (fig. 12.9), au pied du **banc de Galice**, on a découvert en 1980 des affleurements de **péridotites serpentinisées** formant une longue ride parallèle à la marge. Ces roches ont été reconnues depuis le long de la bordure de la plaine abyssale ibérique et jusqu'au **banc de Goringe** qui appartient au même système. Les péridotites ont été forées au cours de trois campagnes du programme ODP (*Ocean Drilling*

Program), et des structures tectoniques compatibles avec la présence d'une grande **faille de détachement** (fig. 12.6) ont été découvertes au sein des péridotites localement très cisailées. La transition continent-océan y est large de 100 à 200 km, et les roches ultrabasiques sont intrudées ou recouvertes partiellement par des magmas océaniques en faible volume.



1. croûte supérieure acide fragile (quartz + feldspaths)
2. croûte moyenne acide ductile (quartz + feldspaths)
3. croûte inférieure basique fragile (olivine + plagioclases)
4. manteau supérieur ultrabasique résistant puis ductile (olivine)

A



B

Figure 12.9 Un modèle d'évolution pour une marge passive européenne.

Ce modèle d'évolution d'une marge continentale a été établi d'après les données de la marge ibérique et de ses analogues dans les Alpes (modifié d'après Mohn et al., 2011). On représente deux stades d'évolution. Le profil de résistance de la croûte continentale comprend ici trois couches. La couche inférieure est de composition basique, elle est cassante dans des conditions de température pour lesquelles une composition granitique (acide) serait ductile. Dans ce cas, l'amincissement est accommodé par l'extension ductile de la croûte moyenne qui tend à disparaître presque totalement, comme par étranglement (*necking*), de sorte que la croûte supérieure fragile vient reposer après l'extension sur le manteau subcontinental cassant. L'exhumation du manteau est assurée par le fonctionnement de la faille F1 + 2, qui résulte de la jonction des failles F1 et F2. Cette jonction s'est réalisée lorsque la croûte moyenne ductile a été rompue. Attention, l'architecture d'une marge dépend de la rhéologie de la croûte avant et pendant l'extension et ce modèle est loin d'être universel. La rhéologie crustale et mantellique est dépendante de l'histoire thermique de la région et de la composition de la croûte.

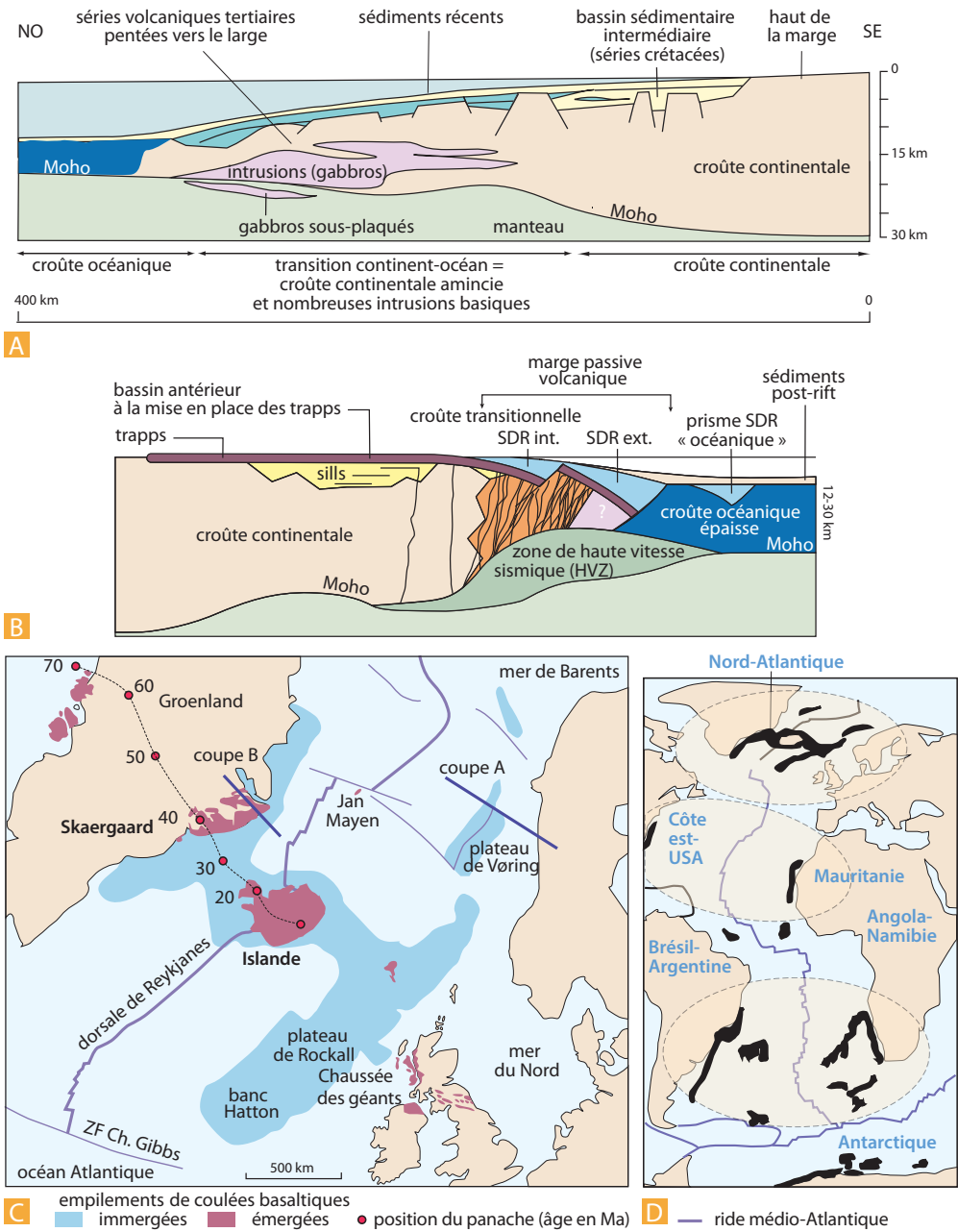


Figure 12.10 Les marges passives volcaniques conjuguées de l'Atlantique.

A. La marge passive volcanique de Norvège au niveau du plateau de Vøring. La coupe est localisée sur la carte C. (SDR : Seaward Dipping Reflectors).

B. Structure de la marge conjuguée du Groenland (d'après Geoffroy, 2005).

C. La province volcanique de l'Atlantique nord. Elle a été mise en place sous l'influence du point chaud de l'Islande (parcours indiqué) durant le rifting éocène conduisant à l'ouverture de l'Atlantique nord. Puis le point chaud a continué de fonctionner durant l'ouverture océanique, conduisant à la construction du relief océanique islandais.

D. Les provinces volcaniques des marges atlantiques. La distribution actuelle des points chauds le long de l'axe date des époques pré-ouverture. Au cœur des provinces volcaniques, le rifting s'est donc produit en régime magmatique. Il en résulte une segmentation très marquée des marges conjuguées atlantiques avec alternance de segments magmatiques et amagmatiques où le manteau affleure souvent.

b) Marges passives volcaniques

À l'opposé, les marges de Norvège ou du Groënland (*fig. 12.8*) apparues au Tertiaire ont enregistré durant leur formation une forte activité volcanique due à l'activité du point chaud de l'Islande (*fig. 12.10*). Elles se caractérisent par la présence de coulées volcaniques très abondantes formant des réflecteurs sismiques pentés vers l'océan (**SDR : Seaward Dipping Reflectors**). La transition continent-océan est probablement le siège d'intrusions de gabbros en profondeur, certains magmas cristallisant même sous le Moho (phénomène de sous-placage). Ces marges ont fait également l'objet de plusieurs campagnes ODP au cours desquelles les réflecteurs pentés vers l'océan ont été forés sur de grandes épaisseurs. Ces marges sont connues également en Atlantique sud.



Voir *fig. 15.11*

c) La transition continent-océan

La structure et la lithologie de la transition continent-océan (volcanique ou non volcanique) nous renseignent sur l'évolution tectonique et sur les paramètres thermiques profonds régnant pendant et après la rupture continentale.

L'évolution structurale des **marges stables non volcaniques** à manteau dénudé correspond très probablement à **l'étirement d'une lithosphère épaisse, donc dans un contexte « froid »**. La transition continent-océan de ces régions est large, et le substratum océanique adjacent à ces marges présente une croûte réduite ou absente, de type Atlantique Central avec affleurement de manteau et chambres magmatiques de taille réduite.

Des géologues ont mis en évidence dans les Alpes de tels processus, puisque des unités des Alpes suisses (nappe de l'Err dans l'Austro-alpin inférieur et en Engadine) montrent en contact par faille des granites mylonitiques et des péridotites (trace de l'ancien détachement), tous les deux recouverts par les mêmes sédiments océaniques profonds de l'ancien pied de la marge sud-alpine (apulienne). Dans les Pyrénées, selon des travaux récents, le processus d'exhumation du manteau en contexte de pied de marge continentale permet d'expliquer la présence des massifs de péridotites de la zone nord-pyrénéenne (encart 12.1). Ces massifs sont des corps de petite taille (moins de 3 km de long) qui affleurent en association avec des séries sédimentaires mésozoïques. Certains massifs (env. 70 %), comme le Saraillé (*fig. 12.2*) montrent que le manteau est venu en contact tectonique avec les sédiments prérifts mésozoïques par soustraction latérale (sous-tirage) de la croûte continentale hyper-amincie. À l'Etang de Lherz, le corps principal de péridotites est situé au sein d'une séquence sédimentaire métamorphique, riche en débris provenant d'écoulements gravitaires remaniant des péridotites, des calcaires déformés et de rares fragments d'ophites et de socle continental. Des fissures ouvertes au sein des péridotites du corps principal de Lherz, remplies de brèches à fragments de lherzolites, confirment la mise à l'affleurement du manteau sous-continental sur le fond marin lors de l'extension. Cette situation est visible dans environ 30 % des massifs de péridotites. Le manteau a été mis à nu au fond ou sur les bordures de nombreux petits bassins formés lors de la phase de coulissage majeure de la plaque Ibérie le long de la plaque Europe à l'Albien, aux alentours de 110 Ma. Par rapport aux hypothèses plus anciennes, les péridotites ne sont donc pas des intrusions tectoniques ayant percé et fracturé les sédiments crétacés lors de la phase compressive qui a conduit à l'édification de la chaîne des Pyrénées. L'étude des péridotites des Pyrénées apporte des contraintes importantes sur les mécanismes de l'amincissement extrême de la croûte continentale. Les chaînes pyrénéenne et alpine sont ainsi des laboratoires naturels pour comprendre les processus d'exhumation du manteau et pour évaluer leur impact sur l'architecture des bassins océaniques de marge profonde.

Dans les cas des **marges stables volcaniques**, on constate **une forte interférence entre la présence de points chauds et le début de l'ouverture océanique**. Un panache mantellique de point chaud provoque, au cours de son ascension, un amincissement de la lithosphère et donc une diminution de sa résistance. Ceci favorise la localisation des déformations conduisant à la déchirure de la lithosphère soumise à une traction horizontale. Pour illustrer ce phénomène, on pourra citer, en dehors de celui déjà évoqué de l'Islande, le cas de l'**Afar** (cf. ci-après et *fig. 12.7*) et celui du point chaud du **Parana-Etendeka** dans l'Atlantique sud, débutant vers 130-140 Ma, dont les **trapps** sont visibles sur

les marges africaines et sud-américaines et dont le fonctionnement a construit les **rides de Walvis** et **Rio Grande** au cours de l'ouverture océanique.

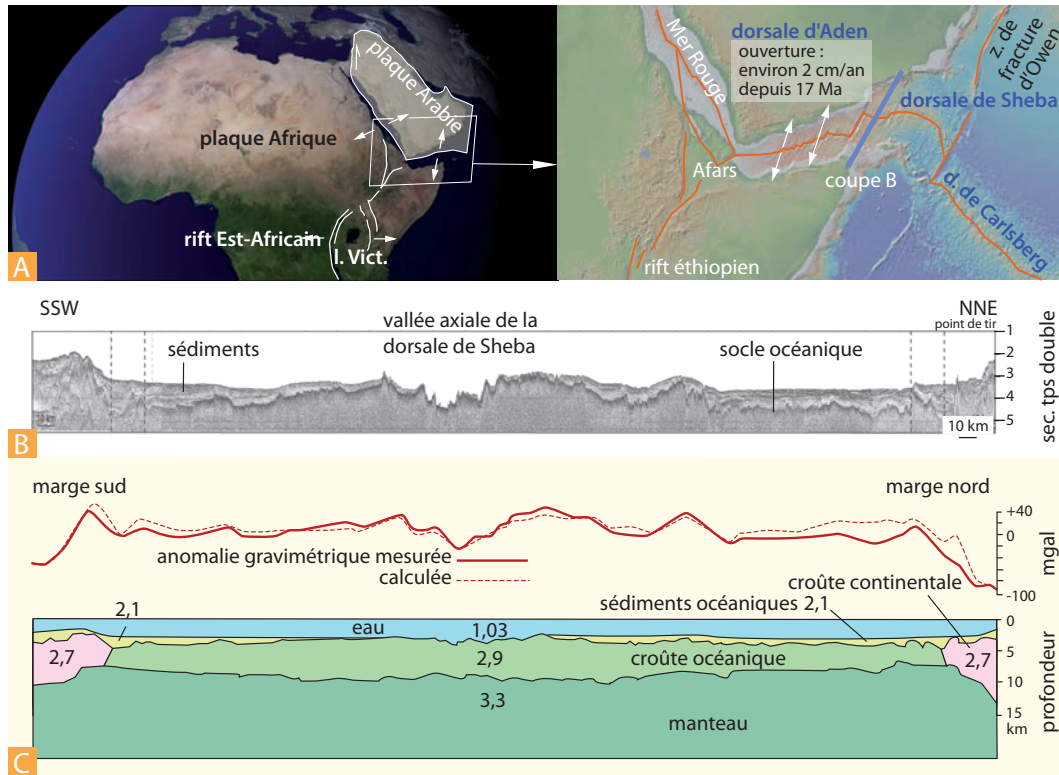


Figure 12.11 Un océan jeune et ses marges : le golfe d'Aden.

- A.** Image Landsat du sud de la péninsule arabe et position de la dorsale de Sheba.
- B.** Profil sismique complet du bassin océanique et de ses marges (campagne Encens-Sheba). On note la présence d'un rift axial bien marqué et l'augmentation symétrique de l'épaisseur sédimentaire depuis l'axe de la dorsale jusqu'aux marges.
- C.** Anomalies gravimétriques et interprétation en densité (d'après Leroy et al., 2004, CNRS-Sorbonne Université-ISTEP).

12.1.6 Un océan jeune : le golfe d'Aden et la région des Afars

La région de l'Afar, située aux confins de la Somalie, de l'Éthiopie et du Territoire des Afars et des Issas (Djibouti) est une région privilégiée pour l'étude du « rifting ». Elle se trouve en effet au **point de jonction de trois plaques (point triple)** : arabe au nord, africaine à l'ouest, somalienne à l'est (fig. 12.11 A).

Les trois rifts concernés en sont au stade 3 (post-rift), deux d'entre eux créés par le déplacement de la plaque arabe vers le nord sont envahis par la mer (mer Rouge et golfe d'Aden). Le troisième, la Rift Valley ou Rift africain, se dirige vers le sud où il se divise en un rift oriental (Nairobi) et un rift occidental (lacs Tanganyika et Nyassa), prélude possible de l'éloignement de la plaque somalienne du continent africain. Le petit rift d'Assal, prolongement du golfe d'Aden partiellement envahi par la mer (golfe de Tadjoura), fait l'objet d'observations continues (en particulier réseau de nivellement de haute précision). Sans entrer dans le détail, on signale qu'au cours d'un seul mois (novembre 1979), on a détecté dans le rift d'Assal :

- de nombreux séismes ressentis à Djibouti (800 secousses en une semaine) magnitude 3,3 ;
- l'ouverture d'une fissure de 700 m de long jalonnée de petits cônes volcaniques ;

Partie III ■ La dynamique de la lithosphère océanique

- l'émission par cette fissure d'une coulée de lave se dirigeant à la vitesse de 70 à 80 km/h vers le lac Assal avec un débit de 10 millions de m³/h qui déclina au bout de quelques jours ;
- l'écartement horizontal perpendiculaire aux failles, atteignant 1,8 m entre certaines balises ;
- une dénivellation verticale par failles normales de l'ordre du mètre.

La mer ne pénétrant pas dans ce rift, il n'y a pas été observé de venues hydrothermales qui, en revanche, ont été détectées en mer Rouge (saumures).

D'un point de vue plus général cette région de la « Corne de l'Afrique » apparaît aujourd'hui comme un immense laboratoire naturel où s'élabore une nouvelle croûte océanique. C'est un observatoire privilégié pour l'étude de la naissance et de l'évolution des océans.

12.2 LES MARGES ACTIVES

Les marges actives sont les régions où la lithosphère océanique créée à l'axe des dorsales retourne dans le manteau.

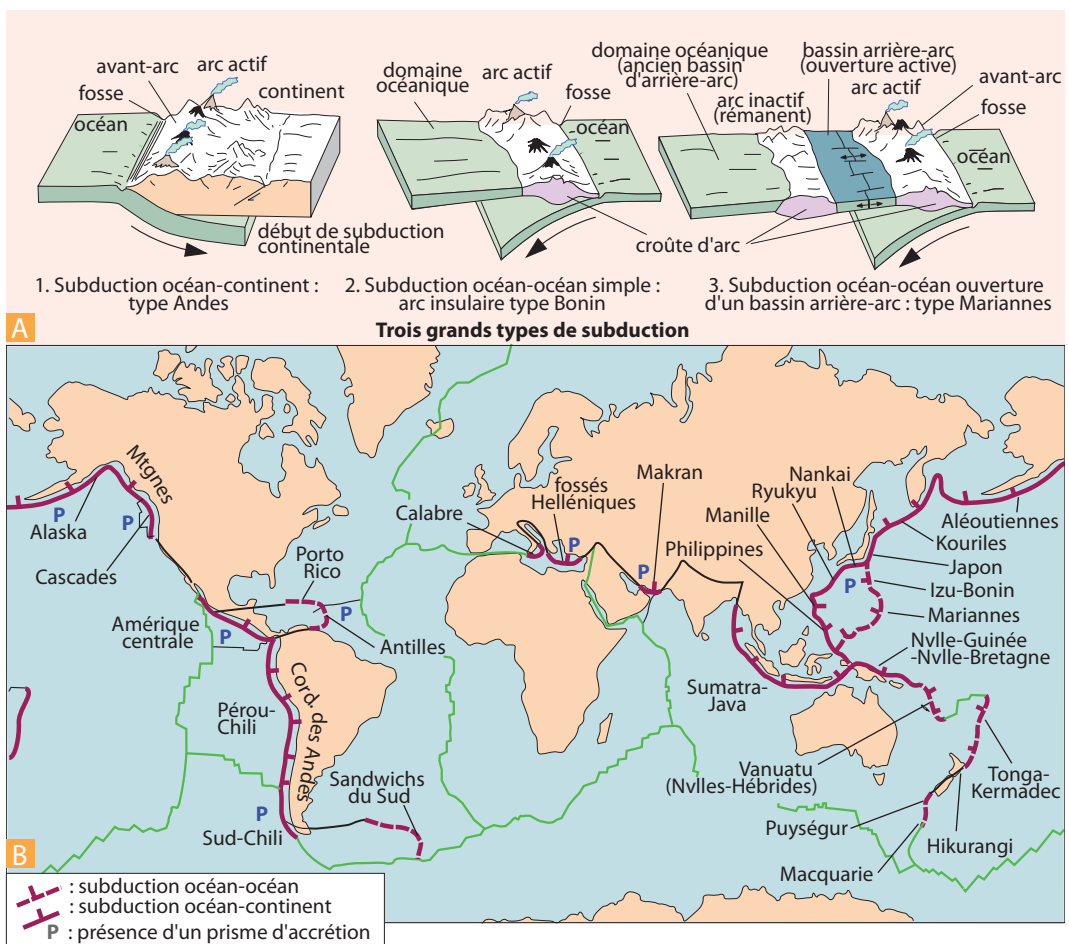


Figure 12.12 Les marges actives.

- Les différents contextes de la subduction.
- Noms et caractéristiques des zones de subduction mondiales.

12.2.1 Subduction océan-continent et océan-océan

Dans les cas les plus fréquents, le retour au manteau de la lithosphère océanique s'effectue par enfouissement sous la lithosphère continentale, on parle de **subduction océan-continent** : c'est le cas pour les Andes, les Rocheuses, les Aléoutiennes, le Japon et l'Indonésie. Les chaînes de montagne associées à ces frontières (essentiellement les Andes et les Rocheuses) sont dites **liminaires** ou de type cordillère (fig. 12.12).

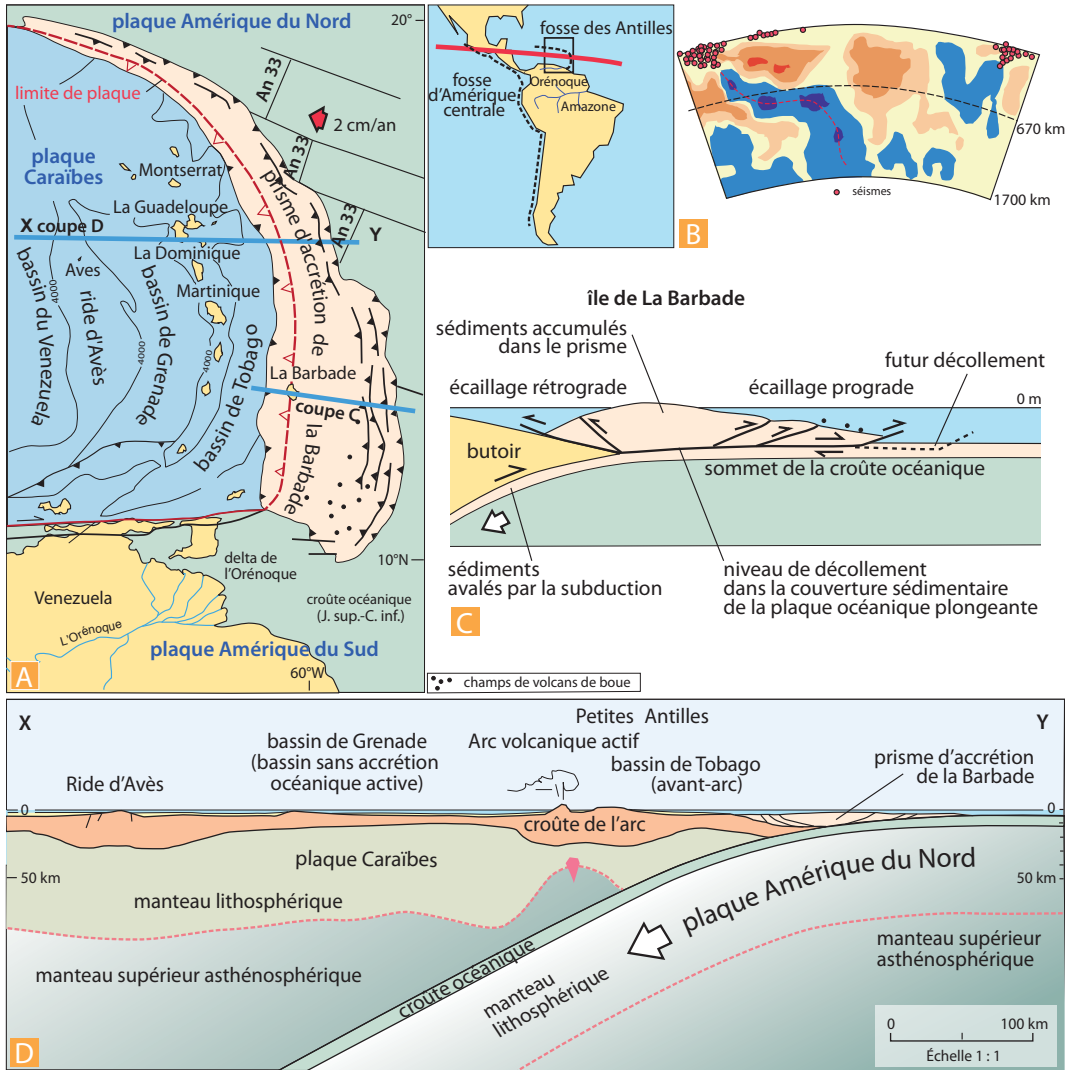


Figure 12.13 La subduction des Antilles.

- A.** Carte de l'ensemble de l'arc des Antilles incluant le nord de l'Amérique du Sud et le delta de l'Orénoque (qui nourrit le prisme sédimentaire de la Barbade).
- B.** Image de tomographie sismique jusqu'à 1 700 km de profondeur montrant la subduction des Antilles à l'est et la subduction de la plaque Cocos sous l'Amérique centrale à l'ouest. C'est un cas démonstratif de slab stagnant sur la discontinuité des 670 km puis replongeant dans le manteau inférieur jusqu'à la couche D' (adapté de Li et al., 2008).
- C.** Coupe schématisée du prisme d'accrétion sédimentaire au niveau de l'île de La Barbade.
- D.** Coupe générale XY (localisée en A) (modifiée d'après Boillot et al., 2008, Dunod).

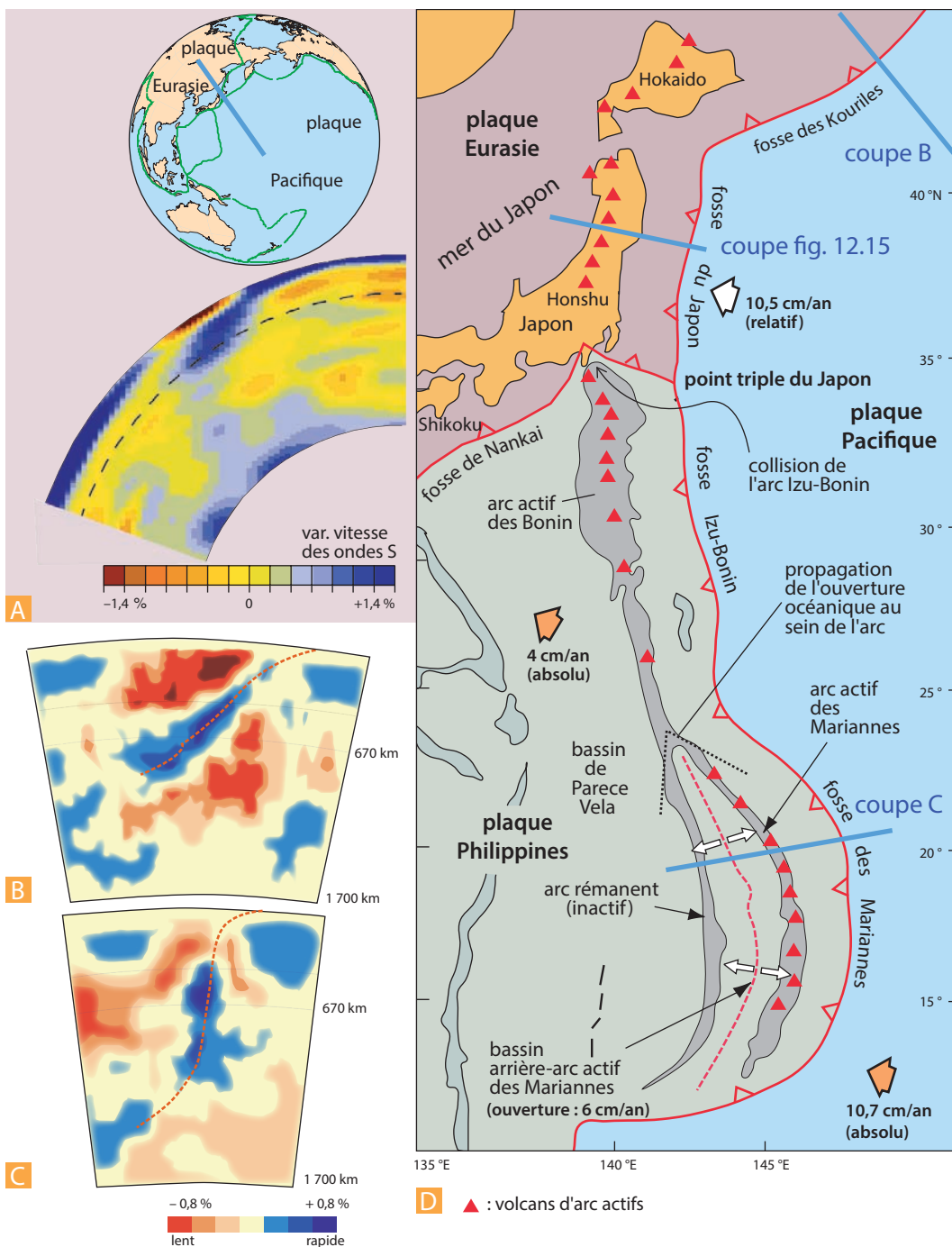


Figure 12.14 Les subductions du Nord-Ouest pacifique.

A. Tomographie sismique montrant le plongement du slab pacifique sous l'Eurasie au niveau de la fosse du Japon (variations de la vitesse des ondes S, *document Montagner, Ritsema, Van Heijst et al. IGP*).

B. et **C.** Deux coupes tomographiques des subductions au niveau des Kouriles et des Mariannes. Comparez les pendages des slabs (*adapté de Li et al., 2008*).

D. Carte de la région du NO pacifique montrant les zones de subduction, les arcs actifs et rémanents et les bassins d'arrière-arc en ouverture, ou fossiles (Parece Vela). Localisation des coupes B et C.

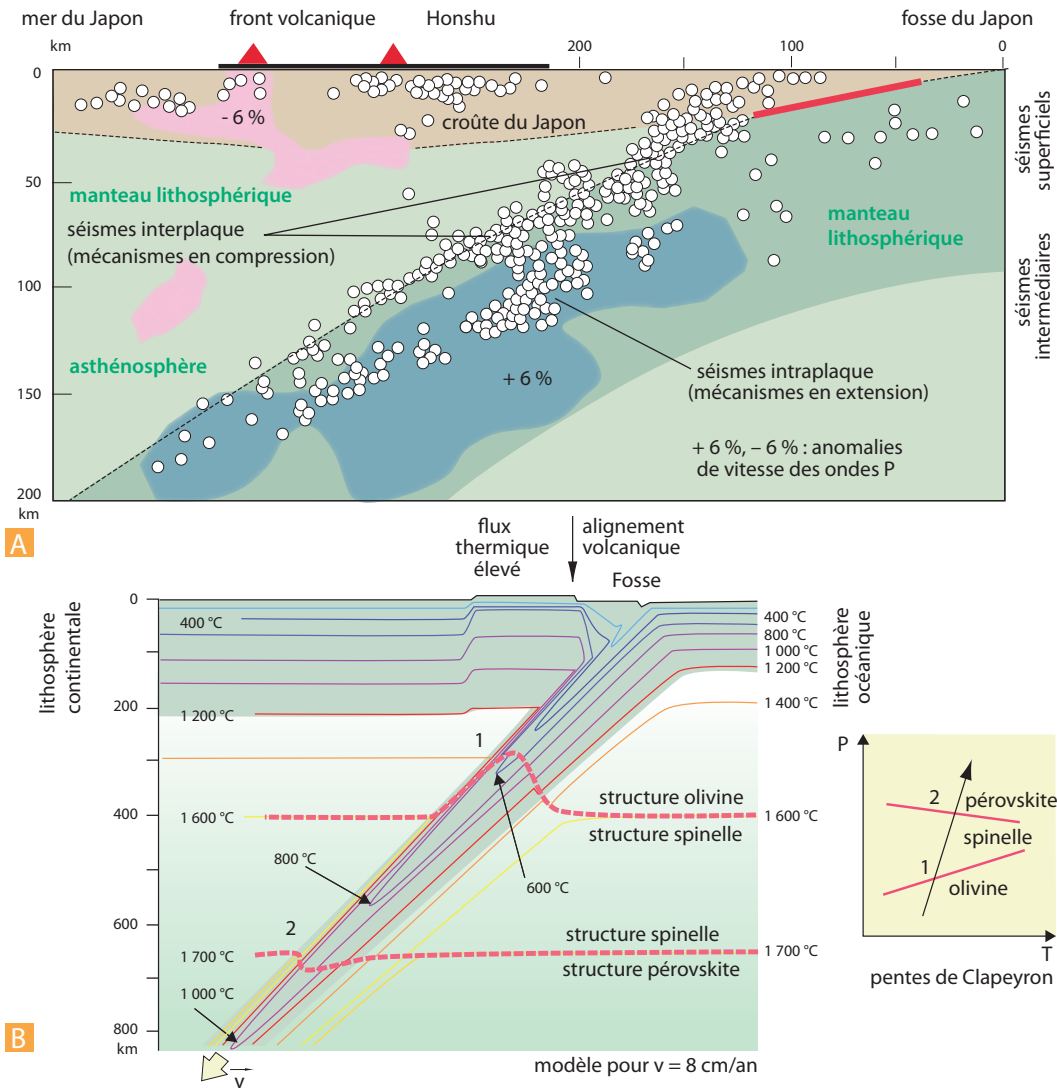


Figure 12.15 Répartition des séismes et structure thermique dans une zone de subduction.

A. Coupe à travers la subduction du Japon : localisation sur la fig. 12.14. On distingue nettement le double alignement sismique. Une modélisation de la sismicité faite en 2010 à partir du cas de la subduction japonaise montre que le plan sismique intraplaque peut correspondre à des failles dans le manteau *anhydre* accompagnant le dépliage de la plaque. Cette théorie s'oppose à celle évoquant des réactions de déshydratation dans un manteau serpentinisé.

B. Structure thermique d'une zone de subduction. Les courbes en pointillé rouge indiquent le lieu des transitions de phase minéralogique du manteau. À droite, diagramme explicatif à l'aide des pentes de Clapeyron : 1. Transition olivine/beta-spinelle exothermique, la transition se fait plus tôt dans la plaque froide, 2. Transition gamma-spinelle/pérovskite endothermique, la transition se fait plus tard dans la plaque froide (d'après Jolivet et Nataf, 1998).

Mais dans certains cas, comme au niveau des Îles Mariannes, des Îles Bonin, des Îles Tonga, des Nouvelles-Hébrides, etc. l'enfoncement se fait sous de la lithosphère océanique d'âge variable. Ces subductions **océan-océan** se caractérisent par des reliefs peu marqués, il s'agit le plus souvent de chaînes d'îles volcaniques, les **arcs insulaires**, représentant un faible volume par rapport à celui de grandes chaînes liminaires. Ces structures tirent leur nom de leur forme courbe, la convexité de l'arc

est toujours tournée du côté de la fosse de subduction, vers la plaque qui plonge. L'exemple type est celui de l'arc des Mariannes (fig. 12.14 et 12.18). Du côté concave de l'arc, on trouve souvent un bassin océanique, généralement en ouverture active, appelé **bassin arrière-arc** ou bassin marginal (fig. 12.12 et 12.14).

Du point de vue morphologique, dans tous les cas, on trouve une **fosse** océanique bordée par deux murs. En première approche, la profondeur de la fosse varie en fonction de la courbure de la plaque plongeante et du taux de remplissage par les sédiments.

Les fosses les plus profondes se rencontrent dans les cas où le plan de subduction est très penté (fig. 12.18 et 12.19).

On distingue le **mur externe** de la fosse, situé du côté de la plaque qui plonge, et le **mur interne**, situé sur la plaque qui chevauche. Il a souvent une pente plus forte que le mur externe. On parle d'**avant-arc** pour le domaine situé entre l'arc volcanique (fig. 12.12) et la fosse.

12.2.2 Les marqueurs de la subduction

La subduction se caractérise par des manifestations sismologiques, tectoniques, magmatiques et géophysiques très remarquables.

a) Activité sismique

L'activité sismologique de notre planète est due en grande partie aux phénomènes de convergence des plaques (**subduction et collision**).

En 1954, **Hugo Benioff** postula à partir de ses observations sismologiques que le fond de l'océan devait être entraîné dans le manteau sous les continents. Il observa en effet que les foyers des séismes sous les Andes se placent sur un plan incliné de 20 à 45°, confirmant par là des observations réalisées par **Kiyoo Wadati** quelques années auparavant pour l'Asie, pour les Tonga et pour la Nouvelle-Zélande. On désigne aujourd'hui par **plan de Bénihoff** (ou de **Wadati-Bénihoff**) le plan d'alignement des séismes sous les zones de subduction (fig. 12.14 à 12.17).

► Répartition verticale de la sismicité

La subduction s'accompagne d'une sismicité superficielle à profonde (quelques km à 600 km) présentant une **zonation verticale et horizontale typique** (fig. 12.14) ; (voir compléments sur la sismologie dans le chapitre 6). Les épencentres des **séismes superficiels (moins de 50-70 km)** se rencontrent majoritairement dans la plaque chevauchante, mais également dans la plaque plongeante. On définit une **sismicité interplaque**, directement liée à l'activité tectonique dans la zone de contact des deux plaques, et une **sismicité intraplaque**, soit au sein de la plaque inférieure océanique, soit au sein de la plaque supérieure. La répartition et les mécanismes de cette sismicité (qui constitue la **zone sismogénique**) ne sont pas compris totalement et font l'objet d'une partie du vaste programme de recherche international (programme **MARGINS** de la NSF, devenu **GeOPRISMS** pour la période 2011-2020).

Dans certaines régions (Chili, Loyauté), en avant de la fosse dans la plaque plongeante, se produisent des séismes en extension qui indiquent que des ruptures interviennent à l'extrados de la plaque soumise à la flexion d'avant-fosse (fig. 12.16).



Voir chap. 6

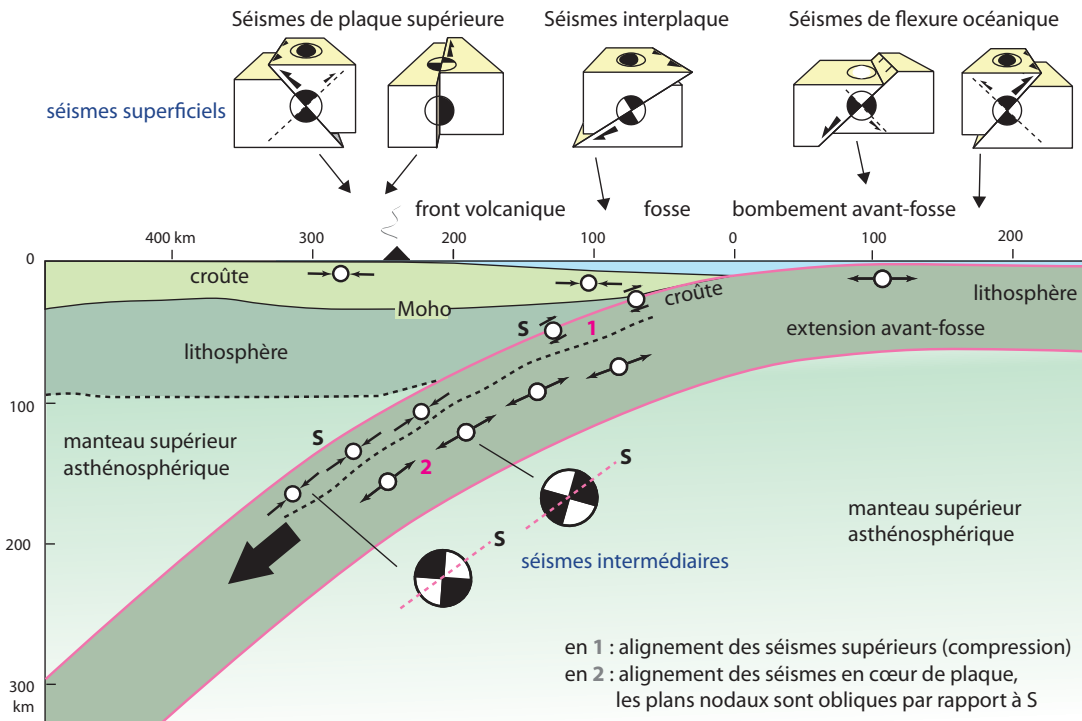


Figure 12.16 Mécanismes au foyer des séismes dans une zone de subduction océanique typique.

(Figure synthétique, commentaires dans le texte). On consultera la légende de la fig. 12.15 pour des compléments sur la sismicité intraplaque.

Les séismes intermédiaires et profonds (plus de 70-100 km) se rencontrent en arrière de la fosse à partir de 200 km de celle-ci environ. C'est à partir de ces distances que se trouvent également les épicentres des séismes les plus profonds de notre planète (vers 600 km, voire 700 km).

La répartition des mécanismes aux foyers dans une zone de subduction n'est pas aléatoire. En prenant le cas du Japon, on retiendra que les séismes compris entre 50 et 200 km se répartissent en général en deux alignements parallèles (**plan de Bénéioff double**, fig. 12.15 et 12.16). Le plan supérieur correspond au toit de la plaque plongeante, il comprend des mécanismes en compression.

Les orientations des plans de glissement de ces séismes sont variables. Ils traduisent soit des ruptures en compression au sein de la partie supérieure de la plaque plongeante (croûte océanique), soit directement la friction de cette plaque contre le manteau de la plaque chevauchante (**matérialisation du plan interplaques**). Le plan inférieur est interprété comme la trace des ruptures se produisant en extension dans la partie centrale de la plaque plongeante. Ces ruptures en tension sont compatibles avec l'enfoncement de la plaque sous son propre poids.

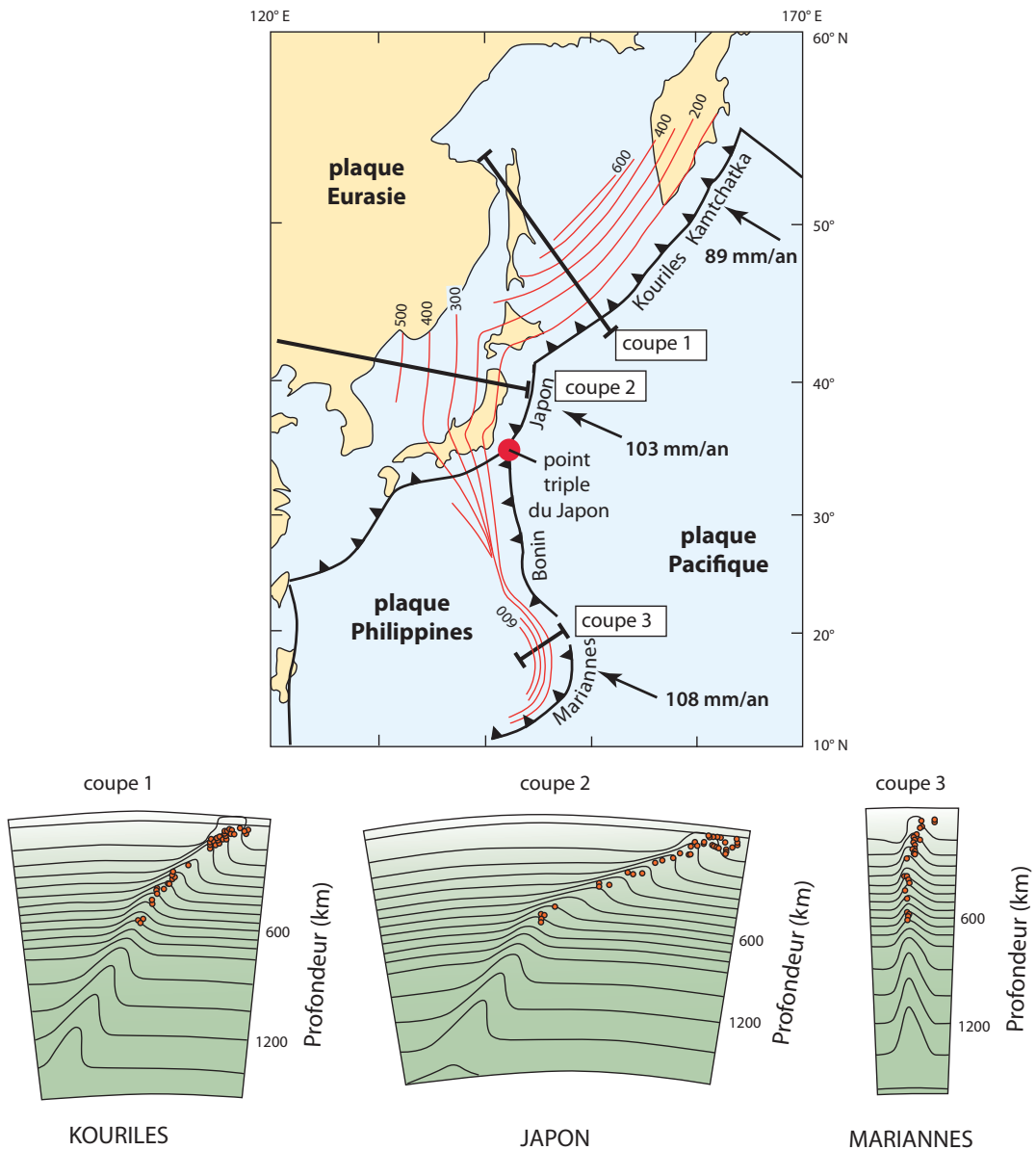


Figure 12.17 Profondeur des plans de sismicité dans l'ouest Pacifique.

Les 3 diagrammes du bas montrent les iso-anomalies de vitesse des ondes P à grande profondeur, donnant une image tomographique des plaques lithosphériques présentes dans l'ensemble du manteau. Les séismes sont également reportés (modifié d'après Castle et Creager, 1998).

Plus bas, les **séismes profonds (de 500 à 700 km)**, lorsqu'ils sont présents, ne s'organisent généralement pas en double plan. Ils montrent des mécanismes en compression ce qui est interprété par certains comme l'expression d'une résistance du manteau inférieur à l'enfoncement de la plaque (fig. 12.18). Voir la répartition des séismes dans le cas de la subduction des Tonga (fig. 6.8).

 Voir fig. 6.8

Encart 12.4 – Les plaques traversent-elles la limite manteau supérieur/manteau inférieur ?

À partir de l'analyse de la profondeur maximale des séismes, on a pensé que les plaques ne pouvaient pas traverser la limite des 670 km entre le manteau supérieur et le manteau inférieur. Pourtant les images de **tomographie sismique** (fig. 12.13 B, 12.14 A, B, C et 12.17) nous montrent que **des anomalies de vitesse positives (matériel plus froid) se trouvent dans le prolongement des plans de Bénihoff pour le cas des grandes fosses** du Pacifique (Mariannes, Bonin, Japon, Kouriles et d'Amérique centrale) suggérant une continuité profonde des plaques. Celles-ci s'enfoncent donc dans le manteau inférieur, mais elles subissent dans ces conditions une déformation plastique aiséismique. En tout cas, les données de tomographie sismique tendent à montrer que dans la région Ouest-Pacifique au moins, il existe des voies de passage entre le manteau inférieur et le manteau supérieur et que la convection ne peut s'y faire selon deux couches séparées. Voir les compléments sur ce problème de la convection profonde dans les chapitres 5, 8 et 10.

 Voir chap. 5, 8 et 10

Les séismes très profonds ne sont pas considérés par tous les sismologues comme de véritables séismes « tectoniques », ils pourraient être liés aussi à des réajustements minéralogiques. À ces profondeurs où les roches sont certainement ductiles et non cassantes (fig. 12.15) se produisent d'importants changements de phases, notamment le passage de la structure spinelle à post-spinelle (pérovskite) ou voisinage de la discontinuité des 670 km, marquant la limite manteau supérieur-manteau inférieur.

L'allure du plan de Bénihoff (fig. 12.18 et 12.19) permet de définir le pendage du panneau de lithosphère plongeant (*slab* des Anglo-Saxons). Ce pendage peut varier de 10° à 80-90° ; les deux cas extrêmes étant les Mariannes (slab vertical) et le Chili-Pérou (slab penté de 10 à 30°).

Il existe une assez bonne corrélation entre le pendage du plan de Bénihoff et l'âge de la lithosphère plongeante. Les pendages les plus forts se trouvant dans les cas où la lithosphère est la plus âgée, mais cette relation n'est pas toujours vraie. Ainsi, le pendage de la subduction des Nouvelles-Hébrides (Vanuatu) est fort (fig. 12.18), alors que la croûte plongeante est assez jeune (Crétacé supérieur). Dans le cas de l'Amérique du sud, les variations de profil du slab sont tout à fait remarquables. Le pendage moyen est de l'ordre de 10 à 30°, mais l'on peut définir deux régions au-dessous de 200 km de profondeur pour lesquelles une grande partie du plan de Bénihoff est sub-horizontale ou avec un pendage faible de 10° : l'une au niveau du Pérou central, l'autre au niveau du Chili nord-central. On constate que le volcanisme orogénique est absent au-dessus des segments peu pentés (lacunes de volcanisme, des chaînes de subduction). Ceci est expliqué au chapitre 15.

 Voir chap. 15, fig. 15.5

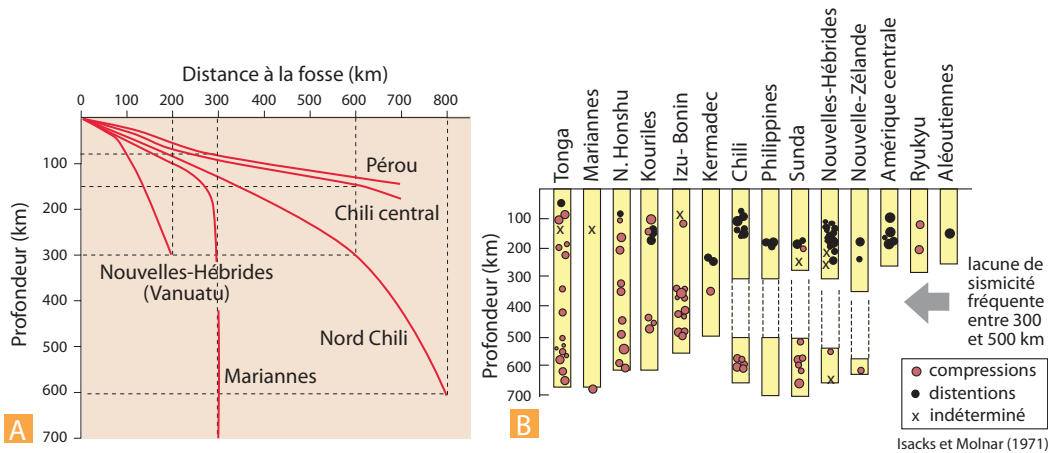


Figure 12.18 Pendage des plans de Wadati-Benioff (A) et répartition de la sismicité (B) pour différentes zones de subduction.

Partie III ■ La dynamique de la lithosphère océanique

Nous avons vu que la **subduction spontanée** se produit lorsque la lithosphère âgée s'enfonce dans le manteau sous l'effet de son poids croissant. Évidemment, cette situation n'est pas universelle et la subduction peut se produire pour des âges plus récents de la lithosphère plongeante : dans ce cas, on utilise le terme de **subduction forcée** pour exprimer le fait que l'enfoncement de la lithosphère océanique est dû à d'autres forces que le seul poids de la plaque. Ce cas se produit typiquement sur la bordure de la plaque Amérique du Sud où la croûte plongeante est toujours plus jeune que 50 Ma. On assiste même à la subduction de lithosphère extrêmement jeune, notamment au sud du Chili, où la dorsale active du Chili passe directement sous la marge sud-américaine.

On considère en général qu'une subduction peu pentée est synonyme de « couplage » tectonique fort entre les lithosphères plongeante et chevauchante, ce qui se traduit par une compression plus importante dans l'avant-arc.

En effet, les taux de déformation et le raccourcissement total sont plus élevés pour les Andes (300 km de raccourcissement depuis le tertiaire pour la région du nord Chili) que pour les Mariannes où l'extension est active dans le mur interne de la fosse (fig. 12.19).

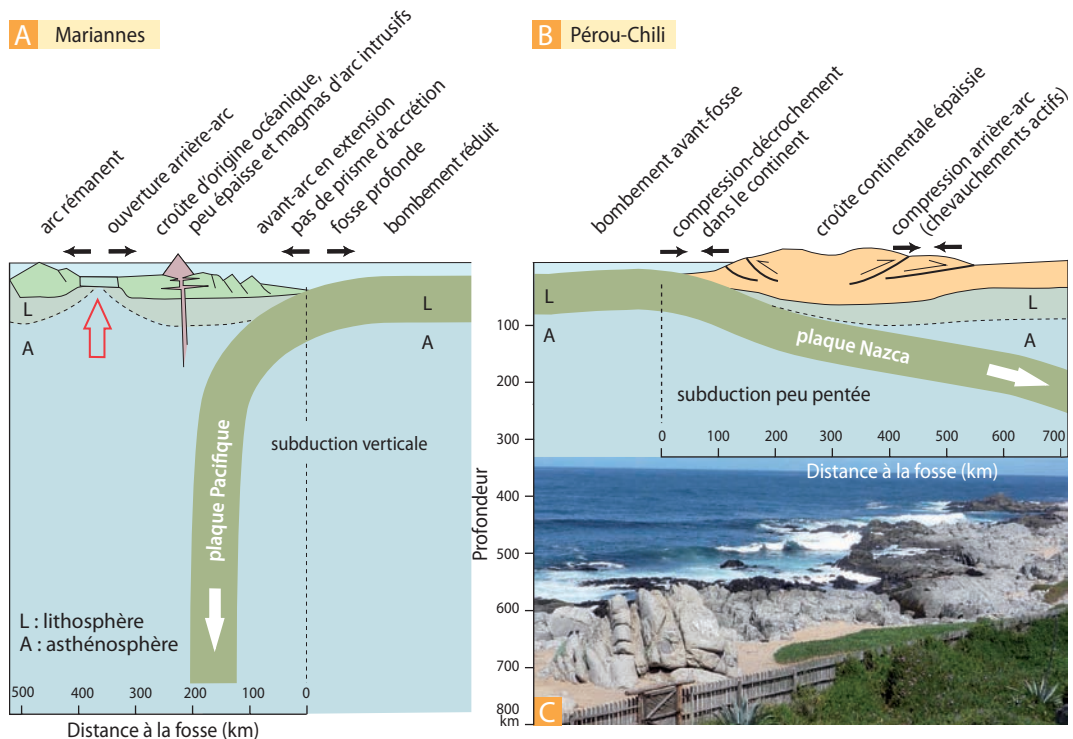


Figure 12.19 Pendage des plans de subduction.

A. et **B.** Comparaison des propriétés des zones de subduction de type Mariannes et de type Pérou-Chili.

C. Un témoignage géologique direct de l'érosion tectonique sur la marge du Chili. Le batholithe côtier représente la racine profonde de l'arc de la subduction mésozoïque. Il est pourtant aujourd'hui visible à la côte car l'avant-arc a été fortement raboté par l'érosion tectonique depuis plus de 60 Ma (fig. 12.20). Le cliché représente les affleurements de granitoïdes de la plage de Isla Negra, à proximité de Valparaiso, au pied de la maison du poète Pablo Neruda. Photo : Y. Lagabriele.

Le plan de Bénihoff n'est pas forcément continu verticalement, il peut être interrompu au niveau de lacunes de sismicité situées entre 300 et 500 km le plus souvent (*fig. 12.18*). Ces lacunes traduisent soit une rupture de la plaque plongeante, soit une baisse de rigidité de la plaque en profondeur avant la transition manteau supérieur-manteau inférieur (chute des contraintes).

► *Répartition horizontale de la sismicité*

Les fosses de subduction sont des structures très longues et continues (Tonga-Kermadec : 3 000 km, Java-Sumatra : 5 700 km, Pérou-Chili : 6 700 km) mais l'activité sismique n'y est pas présente sur l'ensemble de la zone. Sur des secteurs de plusieurs centaines de kilomètres, il peut exister des **lacunes de sismicité (gaps)** dont la signification n'est pas clairement établie. Certaines lacunes sont étroitement surveillées dans la mesure où il pourrait s'agir de zones où des séismes importants sont à prévoir. Mais il peut aussi s'agir aussi de secteurs le long desquels les plaques ont un mouvement lent, asismique.

Les études de microsismicité et l'analyse des déformations très récentes, voire la surveillance par GPS, permettent de mieux comprendre les phénomènes qui se produisent dans les lacunes sismiques. Ces études revêtent une importance capitale pour la prévention accrue des séismes.



b) Activité tectonique

En dehors des déformations compressives bien visibles dans les chaînes de subduction (ou **chaînes liminaires**) et étudiées depuis longtemps, on a beaucoup progressé dans la connaissance des processus tectoniques et sédimentaires se déroulant sous la mer entre le rivage et la fosse. L'étude directe de ces zones par les submersibles au large du Japon, du Pérou ou au pied de la Barbade a permis d'observer des phénomènes insoupçonnés comme des **émissions de fluides froids et des volcans de boue** (suintements froids).

Encart 12.5 – Les volcans de boues

On a découvert au niveau des prismes d'accrétion de nombreuses sorties de **fluides froids**, sous la forme soit de suintements diffus ou de sources localisées, soit de cônes semblables à ceux des volcans, mais constitués ici par l'accumulation des sédiments chassés par de puissantes venues d'eau sous pression (**volcans de boue**). Les sédiments océaniques sont riches en eau, et le prisme peut être considéré dès lors comme une sorte d'éponge qu'on presse. Les fluides circulent le long des chevauchements du prisme, leur étude fait l'objet

d'importants programmes de recherche en tectonique et en géochimie, notamment à l'aide des forages. Ces fluides sont riches en **méthane** et des communautés de mollusques chimiotrophes (symbiose avec des bactéries) y sont associées (**Calyptogena, Bathymodiola**). À terme, il est nécessaire de mieux comprendre leurs rôles d'une part dans la mécanique dans la déformation et d'autre part dans les bilans géochimiques à l'échelle de la subduction, ou à l'échelle globale.

D'autres techniques comme les forages profonds ou la sismique réflexion ont permis de détailler le fonctionnement de la plupart des marges actives du monde. On a ainsi montré qu'il existe, du point de vue tectonique, deux types de marges actives : l'un en **érosion tectonique** et l'autre en **accrétion tectonique**.

Les marges en **accrétion tectonique** possèdent un **prisme d'accrétion sédimentaire** constitué d'écailles de sédiments décollées de la plaque plongeante selon des plans de cisaillement plats intra-sédimentaires et empilées les unes sous les autres durant la convergence (*fig. 12.20*). Le socle océanique n'est en général pas impliqué dans les chevauchements. Les prismes d'accrétion les plus connus et les plus étudiés sont ceux de la Barbade (Arc des Antilles, *fig. 12.13*), de Nankaï (sud du Japon), du Costa Rica et de l'Orégon (Rocheuses).

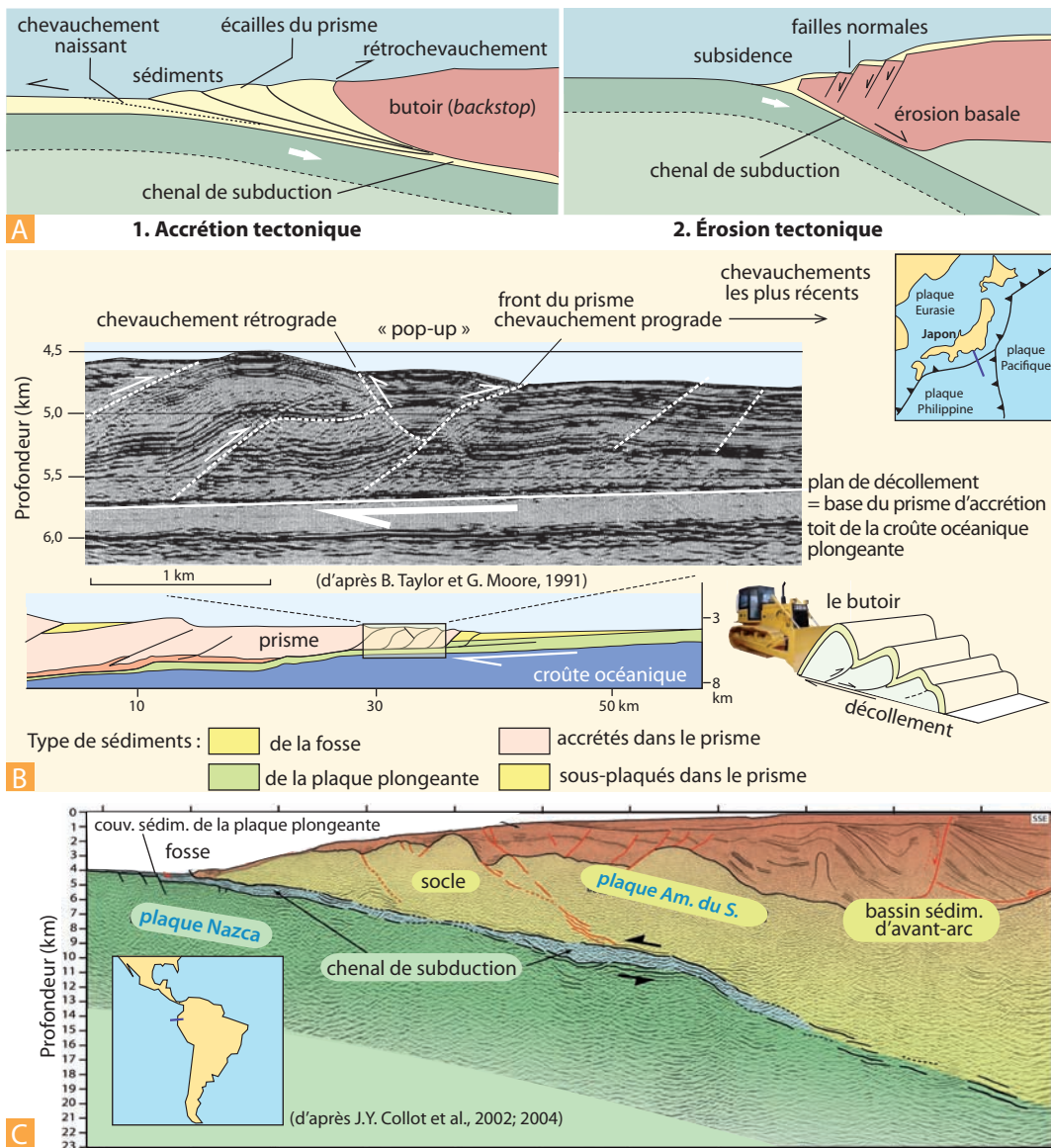


Figure 12.20 Accrétion et érosion tectoniques durant la subduction.

A. Deux coupes schématiques montrant les différences entre les zones de subductions en accrétion tectonique et celles en érosion tectonique basale (les rectangles soulignent les zones d'émission de fluides). Notez l'existence du chenal de subduction qui permet le transfert des sédiments dans le manteau.

B. Portion de profil de sismique réflexion à travers le prisme d'accrétion de la fosse de Nankai, où la plaque Philippine passe en subduction sous le Japon à la vitesse de 3 cm/an environ (*document ODP*). Le prisme se construit par l'action d'un butoir formé par la croûte du Japon qui « pousse » lentement les sédiments accumulés dans la fosse, à la manière d'un bulldozer poussant de la terre. Attention toutefois aux échelles : le butoir est situé à une profondeur de 10 km, les sédiments sont donc accrétés sur une épaisseur de plusieurs kilomètres. La base du prisme est une faille inverse peu inclinée le long de laquelle se réalise le découplage entre la croûte océanique qui s'enfoncé (avec ses sédiments propres) et le prisme construit à partir des sédiments de la fosse. Cette faille est un décollement (voir les compléments sur les prismes d'accrétion au chapitre 14). En profondeur, certains des sédiments océaniques seront accrétés au prisme « par en dessous ». Ils sont sous-plaqués (*underplating*). Le prisme s'accroît donc également par sa base en profondeur, à partir des apports de la plaque plongeante.

 Voir chap. 14

C. Profil de sismique réflexion à travers la zone de subduction de l'Équateur (vitesse de subduction = 5,4 cm/an). Ce profil permet d'imager de façon spectaculaire le toit de la lithosphère plongeante, le plan interplaque, le butoir (*backstop*) constitué par le socle continental de la marge et le bassin qui se développe en position d'avant-arc. On remarque l'absence de prisme d'accrétion, liée au fait que les sédiments sont presque entièrement avalés dans le chenal de subduction. En raison de la présence des sédiments gorgés d'eau qui lubrifient le chenal, cette marge présente un faible couplage interplaque et la base de la plaque supérieure s'érode. Elle est en régime d'érosion tectonique (*document J.Y. Collot, IRD, GéoAzur*).

Les **marges en accrétion tectonique** s'agrandissent donc par incorporation de sédiments empruntés à la plaque plongeante. Il semble que les prismes apparaissent lorsque l'épaisseur sédimentaire est importante et ne peut passer en totalité dans la subduction pour des raisons mécaniques. Le prisme de la Barbade, se développe ainsi au nord du débouché du fleuve Orénoque apportant une grande quantité de sédiments (*fig. 12.13*).

Les **marges en érosion tectonique** (*fig. 12.20*) n'ont pas la propriété d'accumuler les sédiments au front de l'avant-arc, mais à l'inverse voient leur mur interne subir un rétrécissement régulier en raison d'une **ablation de l'avant-arc par-dessous**. La croûte de la plaque chevauchante est donc rabotée à sa base, et les copeaux arrachés ainsi sont entraînés sous l'arc. Il en résulte une évolution tectonique par jeu de failles normales dans l'avant-arc et une subsidence progressive de la marge. Des parties de la marge du Japon, de la marge de l'Équateur (*fig. 12.20*), de la marge du Guatemala et de la marge du Pérou et du Nord Chili sont caractérisées par ce type d'évolution (*fig. 12.1*). Une preuve de ce phénomène peut être trouvée le long du littoral du nord Chili. Le **batholite calco-alcalin côtier** (âge jurassique-crétacé) a cristallisé initialement sous l'arc, soit à plus de 200 km de la fosse ; il se trouve maintenant à la côte par l'effet du rabotage de l'avant-arc (*fig. 12.19*).

c) Activité magmatique

Les zones de subduction continent-océan et les arcs insulaires sont le siège d'un **volcanisme calco-alcalin dit orogénique** ou d'arc. Dans les chaînes comme les Andes ou les Rocheuses, les magmas sont en général différenciés (andésites à rhyolites) et montrent une assez forte implication, par contamination, de la croûte continentale. Dans les arcs insulaires, les magmas orogéniques sont en revanche souvent moins différenciés (basaltes, andésites basiques) et leurs analyses chimiques, notamment isotopiques, montrent qu'il n'y a pas ou peu de contribution continentale.

Encart 12.6 – Les adakites et l'origine des magmas orogéniques

On a longtemps considéré que l'origine des magmas orogéniques calco-alcalins est à rechercher **uniquement dans la fusion vers 100 km de profondeur du coin de manteau situé au-dessus de la lithosphère plongeante** (*fig. 12.21*). La fusion est provoquée par l'introduction de fluides hydratés en provenance de la plaque plongeante en cours de déshydratation et entraînés à ces profondeurs par la convection du manteau induite par la subduction. Ce modèle reste valable pour la subduction de lithosphère océanique relativement ancienne. La découverte

d'**adakites** dans de nombreuses zones de subduction (Aléoutiennes, Chili, Philippines) a conduit à réviser l'universalité de ce modèle. Les magmas adakitiques se caractérisent par une pauvreté en terres rares lourdes et sont interprétés comme la trace de la **fusion de la plaque plongeante et non du manteau sous l'arc**. Ils sont connus dans la moitié des 34 arcs insulaires actifs, et notamment dans presque tous ceux sous lesquels la croûte océanique plongeante est âgée de moins de 40-50 Ma.

 Voir chap. 17

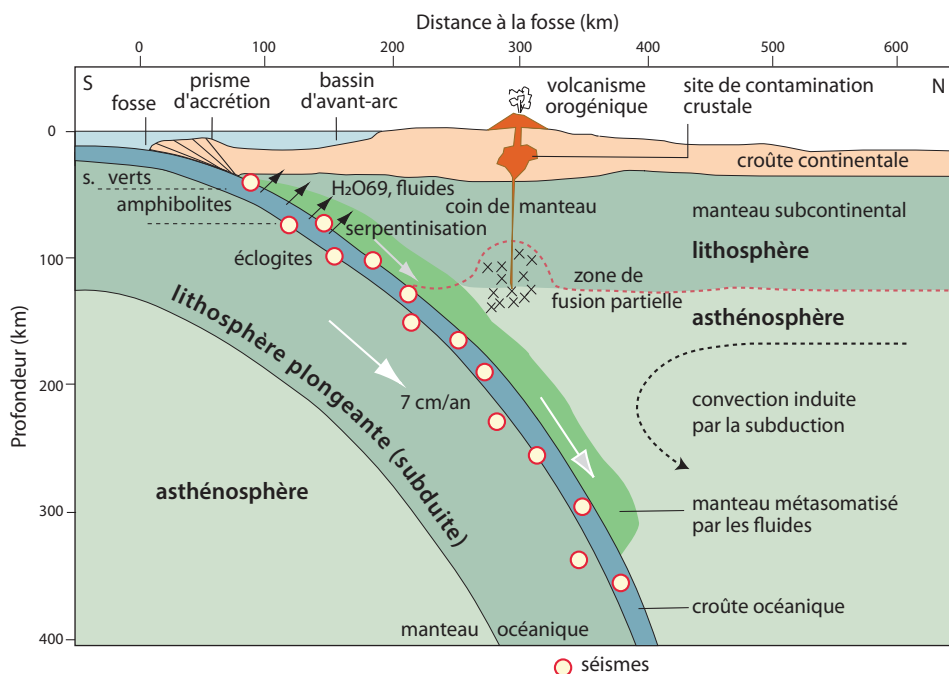


Figure 12.21 Coupe schématique théorique de la subduction au niveau de l'île de Java.

L'origine des magmas est à rechercher dans la fusion du coin de manteau à la limite lithosphère - asthénosphère sous l'arc. Celle-ci est facilitée par les apports de fluides issus du manteau fortement métasomatisé par la déshydratation de la plaque plongeante et entraîné par la convection induite sous l'arc (modifié d'après Juteau et Maury, 1999).

Les études minéralogiques récentes sur la **stabilité des serpentines** (espèce antigorite) montrent que ces minéraux (issus de l'hydratation des olivines) sont stables à assez haute température (jusqu'à 600 °C) dans un champ de pression compatible avec celui du domaine dit du « coin du manteau » (fig. 12.21 et 12.22). Il s'agit de la région du manteau de la plaque supérieure située au-dessus de la plaque plongeante qui se déshydrate.

Les serpentines apparaissent ainsi comme les minéraux clés de l'évolution magmatique des arcs insulaires. Elles sont les vecteurs de l'eau nécessaire à la fusion partielle du manteau. Ceci est valable également sous les chaînes de montagne, ce qui permet de mieux comprendre l'association serpentines-éclogites.

L'activité volcanique n'est pas une constante le long des chaînes de subduction. Au Quaternaire par exemple, la chaîne des Andes présente des lacunes de volcanisme ou « *gaps* », et les volcans se répartissent en 4 groupes : la zone volcanique nord (Equateur), la zone volcanique centrale (sud-Pérou, nord-Chili), la zone volcanique sud (sud-Chili) et la zone volcanique australe (Patagonie). Certaines lacunes sont liées clairement au passage de rides dans la subduction : ride de Nazca et dorsale active du Chili au sud, d'autres au pendage du plan de subduction (fig. 12.18). Cette zonation discontinue n'est pas constante dans le temps. Les Andes sont en effet armées par un puissant **batholite calco-alcalin, représentant les magmas émis de façon quasi continue le long de la chaîne depuis 140 Ma au moins.**

 Voir fig. 15.5 et 4.3

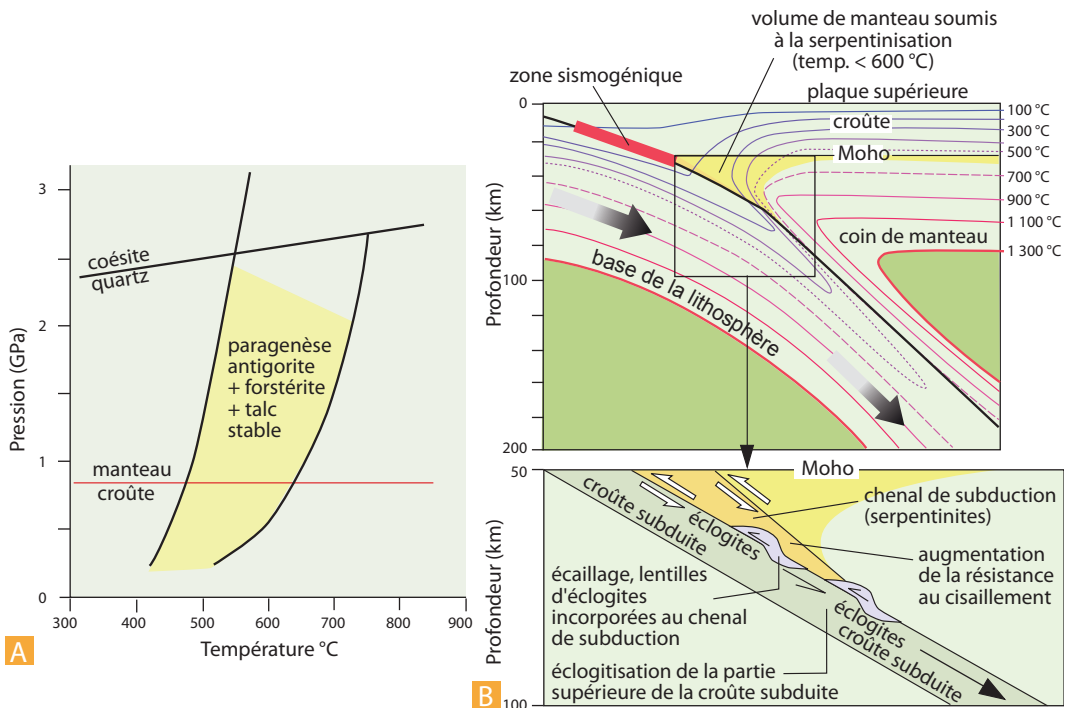


Figure 12.22 La subduction et la serpentinisation du coin de manteau (d'après S. Guillot *et al.*).

- A. Diagramme des phases de la serpentine stable à haute température (antigorite).
- B. Structure thermique d'une zone de subduction montrant que la serpentine est présente dans le manteau lithosphérique au-dessus du plan de subduction (partie haute du coin de manteau).
- C. Schéma expliquant la remontée des éclogites dans le chenal de subduction par augmentation de la résistance au cisaillement en raison de la déshydratation progressive des serpentines.

d) Signature géophysique

Les zones de subduction se traduisent par des variations importantes dans les paramètres géophysiques tels que la gravimétrie et le magnétisme. On constate **une anomalie négative de gravité à la fosse suivie d'un accident positif sur l'arc**. Les modèles de densité pour rendre compte de ces anomalies sont assez complexes, ils doivent en effet tenir compte :

- de la présence d'eau dans la fosse (peu dense) ;
- de la présence en profondeur de la lithosphère plongeante (dense) ;
- de la transformation de la croûte basaltique en éclogites à partir de 60 km de profondeur ;
- de la présence de nombreuses intrusions de magma.

La gravimétrie au-dessus des chaînes linéaires reste donc très délicate à interpréter en raison de fortes incertitudes sur la géométrie et la densité des roches en profondeur. Ainsi, la question de l'épaississement anormal de la croûte sous les Andes n'est pas réglée définitivement. On s'interroge encore sur la nature des roches profondes formant la **racine crustale** de la chaîne, très épaissie en certains endroits (70 km, soit presque le double d'une croûte standard). S'agit-il de magmas sous-plaqués ou d'écailles purement tectoniques de croûte d'arc ?

Une anomalie **magnétique très positive** est souvent due à la présence des volcans au niveau de l'arc.

Du point de vue sismique, les zones de subduction se marquent typiquement par des vitesses des ondes P et S dans le manteau, plus rapides de 5 à 10 % que pour des situations normales. Ceci



s'explique par la présence de la lithosphère plongeante en profondeur, plus dense et plus froide que le manteau asthénosphérique normal. En revanche dans les bassins arrière-arcs, on note des vitesses très lentes en moyenne, et une forte atténuation des ondes (perte d'amplitude) liée à la présence de matériel anormalement chaud.

L'étude sismologique de la zone de subduction des Tonga et du bassin de Lau à l'aide d'un réseau sismologique disposant des stations dans toute la région (Fidji, Tonga) a permis de montrer, dès 1967, l'existence de zones à très forte atténuation sous les bassins-arrière arcs et de fournir **les premières images sismiques de l'asthénosphère** (Oliver et Isacks, 1967 et 1971). Rappelons qu'on a pu montrer récemment par la tomographie sismique que dans le cas de l'Ouest-Pacifique (Mariannes, Japon, Kouriles, Tonga) la lithosphère plongeante peut être suivie au-delà de la discontinuité des 670 km, prouvant ainsi que résidus des anciennes plaques peuvent être recyclés dans le manteau inférieur (fig. 12.14 et 12.17).

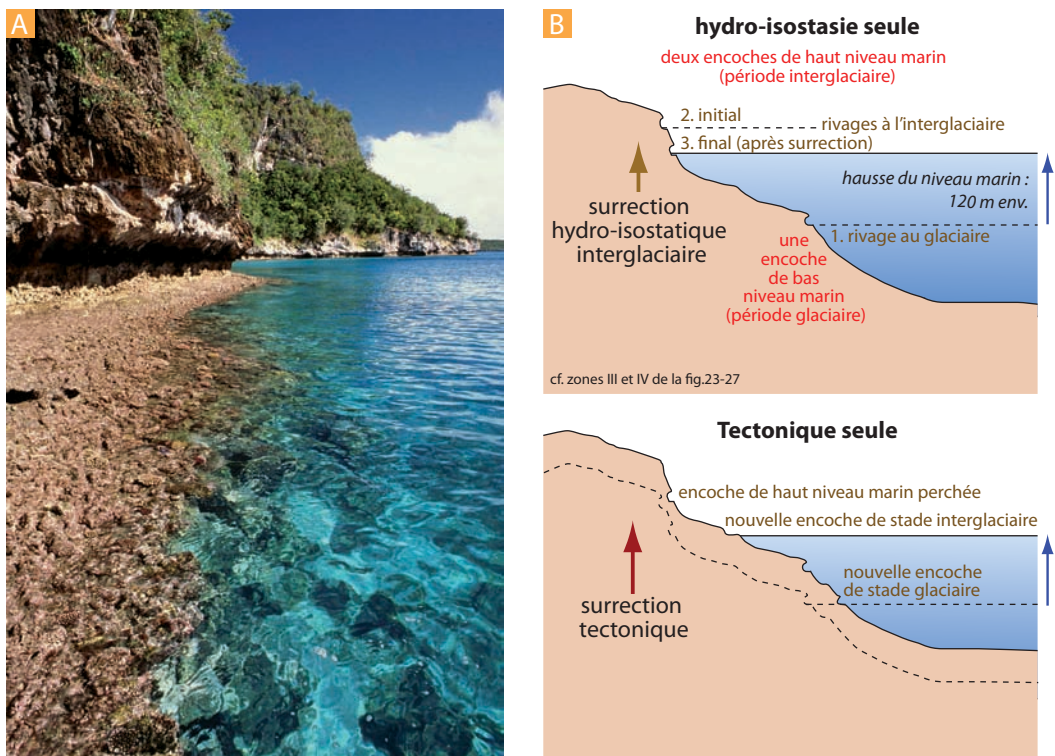


Figure 12.23 Mouvements verticaux en domaine de subduction : les encoches marines

A. Encoche marine actuelle découpant une paroi verticale de calcaires récifaux soulevés d'âge Quaternaire (îles Fidji, océan Pacifique Ouest ; voir fig. 10.2). Les coraux soulevés sont d'excellents marqueurs de la tectonique et permettent de suivre les surrections cosismiques. Toutefois, il ne s'agit que d'un marqueur du niveau marin relatif puisque des variations eustatiques à l'échelle globale s'ajoutent ou se retranchent aux effets tectoniques locaux. La partie la plus profonde de l'encoche marine, le vertex, marque le niveau marin moyen (entre les niveaux moyens des hautes et basses mers). L'encoche se forme par l'action des vagues combinée à l'activité de micro-organismes perforants (algues, champignons). On estime que pour former une encoche d'un mètre de profondeur dans une falaise carbonatée verticale, le niveau marin doit rester stable sur une période de 1 000 ans (Pirazzolli 1986).

B. Deux cas théoriques expliquant la position des encoches marines : (1) dans le cas d'un littoral stable affecté uniquement par le rebond isostatique (en haut : hydro-isostasie seule) ou (2) dans le cas d'une région affectée par la tectonique seule (en bas). Les périodes de stagnation du niveau marin sont en relation avec les alternances glaciaires-interglaciaires. Les encoches basses (ennoyées aujourd'hui vers 120 m de profondeur) sont créées en période de bas niveau marin (stade glaciaire). Il

existe deux encoches hautes dans les régions stables du monde correspondant aux zones III et IV de la fig. 23-27 et caractérisées par un stade de haut niveau marin précédant le niveau actuel. Si la région est soumise à une surrection long terme et si les séquences sismiques permettent des pauses dans la montée du niveau marin relatif, des encoches peuvent se former à différents niveaux le long du littoral. La présence d'encoches perchées est alors possible. Le même scénario peut se produire pour des plateformes d'abrasion marine. De telles plateformes, les « tablazos », parfois étagées et perchées à plusieurs centaines de mètres de hauteur sont courantes le long du littoral du Pérou et de l'Équateur et traduisent des jeux verticaux récents complexes au front de la subduction andine.

e) Mouvements verticaux et subduction

À l'échelle globale, le processus de subduction se caractérise par une grande disparité dans les mouvements verticaux de la plaque supérieure, qu'il s'agisse des déformations cosismiques ou de la totalité de la déformation cumulée. Les reliefs créés au-dessus des zones de subduction océan/continent sont soit de hautes chaînes de montagnes comme dans les Andes, soit des zones de basse altitude où les sommets sont des volcans d'arc, comme en Indonésie. Les paramètres qui contrôlent l'altitude de ces reliefs ne sont pas tous connus avec certitude. L'âge de la lithosphère océanique plongeante et les variations de la vitesse de convergence sont certainement influents. On sait par exemple qu'une accélération de la vitesse de l'ouverture de l'Atlantique sud, et donc de la vitesse à la fosse de subduction au pied des Andes, coïncide avec le début de la surrection de ces reliefs entre 30 et 20 Ma. On sait également que lorsque la lithosphère océanique plongeante est très jeune, comme dans le cas de la subduction d'une dorsale active (cas au sud du Chili, voir la fig. 4.3B), la plaque supérieure est à basse altitude car la lithosphère continentale est réchauffée et ne peut pas supporter de hauts reliefs.

Lors des mouvements cosismiques, la réponse de la plaque supérieure peut être suivie grâce aux enregistrements de marqueurs biologiques ou morphologiques situés sur le littoral. La surrection de la côte dans le cas de séisme de subduction a pu être mesurée grâce au blanchiment d'algues rouges exondées définitivement (Chili, Vanuatu, etc.). Ces marqueurs disparaissent en quelques semaines de sorte que rapidement, les déplacements verticaux ne sont plus décelables. Dans certaines régions du globe peu étudiées, les déplacements verticaux suite à des séismes de subduction sont restés longtemps ignorés pour cette raison.

La surrection long terme peut être enregistrée parfois grâce à des marqueurs plus spectaculaires comme les encoches marines formées lors de stagnations du niveau marin. Dans certains littoraux, comportant des récifs soulevés ou des falaises de carbonates, les encoches se forment en quelques milliers d'années (fig. 12.23). Des crises sismiques impliquant des déplacements métriques peuvent les soulever définitivement. La lecture de ces enregistrements est compliquée par le fait que dans certaines zones du globe, on constate une surrection des côtes par hydro-isostasie, en réponse au rebond élastique de la lithosphère suite aux déglaciations (voir le comportement du niveau de la mer dans les zones III et IV de la figure 23.27). Dans les littoraux en contexte de subduction, il existe donc souvent un mélange entre les signaux morphologiques de type tectonique, climatique et hydro-isostatique (fig. 12.23).

À retenir

- ▶ La limite **océan-continent** se rencontre au niveau des marges stables (ou **passives**) c'est-à-dire sans sismicité ou **actives** (sismiques). Les premières résultent de la déchirure des continents et de l'apparition de lithosphère océanique dans un contexte de divergence (**rifting**). Les secondes sont les lieux de la résorption de la lithosphère océanique (**subduction**) dans un contexte de convergence.
- ▶ Au niveau des marges passives, on distingue en fonction du mouvement, les marges **divergentes** et les marges **transformantes** et, en fonction de l'importance de la couverture

sédimentaire, les marges **grasses** et **maigres**. Les processus de rifting comprennent 3 stades : **pré-rift**, **syn-rift** et **post-rift**, ce dernier pouvant se décomposer en stade mer Rouge et un stade océan large. Le stade pré-rift peut être accompagné d'un **volcanisme alcalin**, un **volcanisme tholéiitique** se met en place au cours du post-rift.

- La structure des marges passives est caractérisée par un système de **blocs basculés**, subsidents, limités par des **failles listriques**. Les modèles de rifting font appel ou combinent deux types de mécanismes : **cisaillement pur** et **cisaillement simple**. Dans le cas d'un cisaillement simple, les deux marges créées sont **asymétriques** et la faille de détachement résultante peut conduire à une **exhumation (dénudation) du manteau**, comme dans le cas de la marge de Galice ou dans le cas des marges inversées dans la chaîne des Pyrénées et des Alpes.
- Certaines marges passives présentent au cours de leur formation, en relation avec l'activité d'un point chaud, une activité volcanique importante dont les coulées forment des réflecteurs sismiques pentés vers l'océan (**SDR, Seaward Dipping Reflectors**). On les qualifie de **marges passives volcaniques** (à ne pas confondre avec les marges actives).
- Au niveau des marges actives, la **subduction** peut se faire entre **océan et continent** avec développement de chaîne liminaire type Andes ou entre océan et océan avec création **d'arcs insulaires** et de **bassins arrière-arc**.
- Les marges actives présentent une **activité sismique** très importante dont les foyers se répartissent selon un plan incliné de pendage variable, le plan de **Wadati-Benioff** qui matérialise le plan de subduction. La **tomographie sismique** semble indiquer que la plaque plongeante puisse traverser la discontinuité des 670 km et garder une **certaine individualité dans le manteau inférieur** tandis que l'existence d'une **lacune de sismicité**, fréquente entre 300 et 500 km de profondeur, montre que la lithosphère plongeante peut se fragmenter.
- Il existe une assez bonne corrélation entre l'âge de la lithosphère plongeante et le pendage du plan de Benioff : en moyenne plus la lithosphère est âgée plus le pendage est fort (**subduction spontanée**) et inversement (**subduction forcée**).
- Du point de vue tectonique, on distingue deux types de marges actives : celles en **érosion tectonique** où il se produit une ablation de la plaque supérieure par rabotage à la base de l'avant-arc et celle en **accrétion tectonique** où il se développe un **prisme d'accrétion sédimentaire** avec volcans de boue, fluides riches en méthanes et faune chimio-synthétique associée.
- Les marges actives sont le siège d'un **volcanisme calco-alcalin** résultant principalement de la **fusion**, vers 100 km de profondeur, du **manteau de la plaque chevauchante**, dans la zone dénommée le « **coin de manteau** » (**mantle wedge**) fusion facilitée par les fluides provenant de la déshydratation de la lithosphère plongeante. Toutefois la présence d'adakites dans de nombreuses zones de subduction implique la présence de magmas résultant aussi de la fusion de la plaque plongeante.