

2.3 Subduction

On a vu §2.1.1.1 la morphologie des marges continentales, avec une plate-forme, un talus et un glacis. Sur certaines marges, en particulier autour de l'océan Pacifique, il existe en plus une **fosse** au pied de la pente, à peu près parallèle à la côte (Fig. 2.3.1 et 2). La profondeur y est plus importante que dans la plaine abyssale, et peut atteindre plus de 11 km dans la fosse des Mariannes.

Ces marges sont également caractérisées par un **arc volcanique**, alignement (souvent arqué) de volcans (Fig. 2.3.2), voire par une chaîne de montagne comme les Andes.

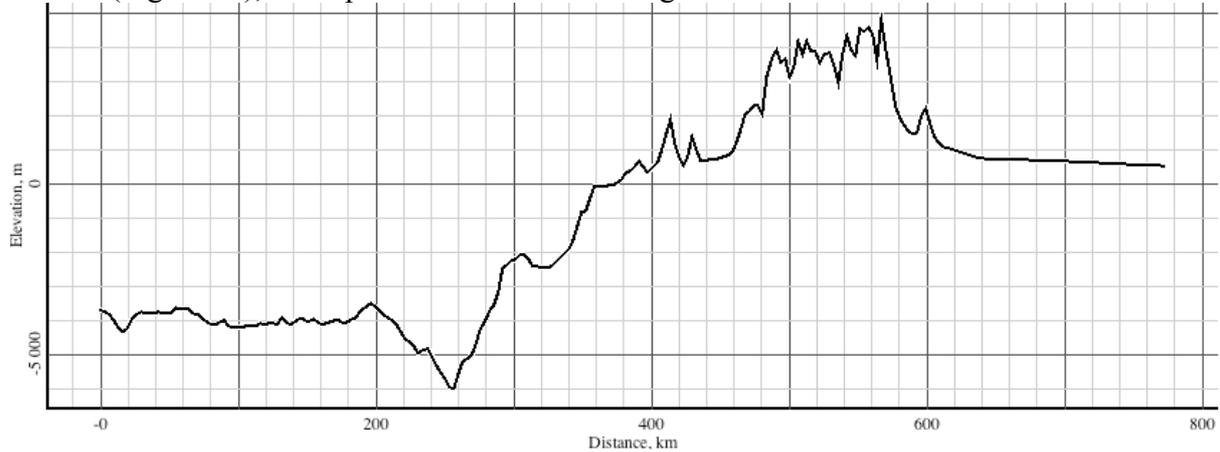


Fig. 2.3.1 : Coupe topographique de la marge du Chili (Ouest à gauche). Exagération verticale 25. (GeoMapApp).

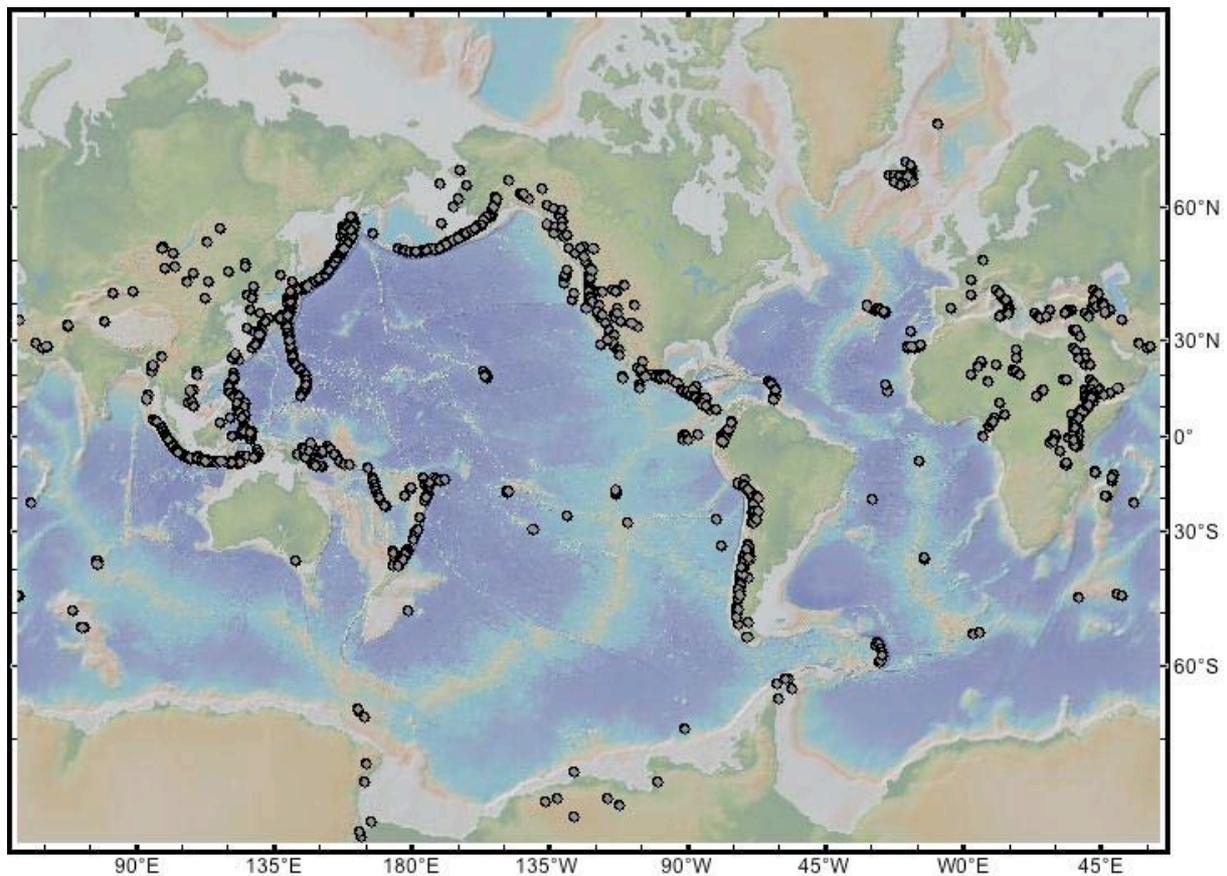


Fig. 2.3.2 : Carte bathymétrique et volcanisme aérien (cercles) (GeoMapApp)

La fosse et l'arc volcanique peuvent également s'observer en domaine **intra-océanique**, comme dans l'arc des Mariannes ou celui de Tonga-Kermadec dans la partie occidentale du Pacifique.

Cette association fosse-arc volcanique se rencontre essentiellement dans l'océan Pacifique et le Nord de l'océan Indien (Fig. 2.3.3), mais deux zones existent aussi dans l'océan Atlantique (petites Antilles et îles Sandwich du Sud) et deux autres en mer Méditerranée (Sud de l'Italie et Sud de la Crète).

A cette association fosse-arc volcanique se superpose également une sismicité importante et fréquente, dont les épacentres s'étalent dans une large bande (Fig. 2.1.7). Quand ces zones correspondent à des marges continentales, elles sont qualifiées de **marges actives**. La sismicité définit des limites de plaques lithosphériques (Fig. 2.1.9), la cinématique globale (Fig. 2.1.16) comme les mesures GPS montrent qu'il s'agit de limites convergentes, où les plaques se rapprochent. Cette convergence compense l'accrétion océanique, et maintient la surface du globe constante.

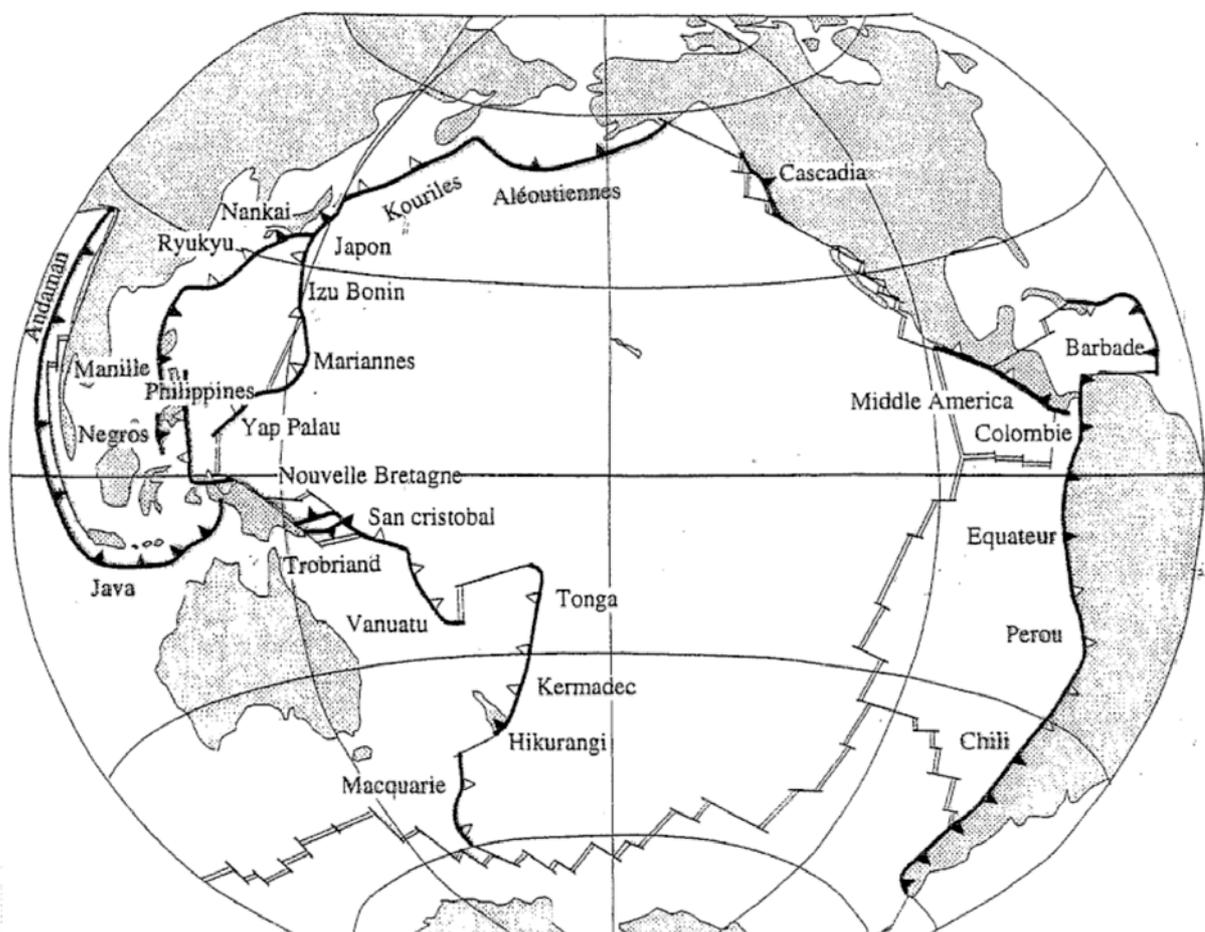


Fig. 2.3.3 : Les zones de subduction océanique. Il manque la subduction des îles Sandwich du Sud, au Sud de l'Océan Atlantique, et les subductions méditerranéennes. Les triangles sont sur la plaque chevauchante, les triangles noirs indiquant un prisme d'accrétion.

2.3.1 Limite de plaques convergentes

2.3.1.1 Plongement de la lithosphère océanique

En coupe, les foyers des séismes sont répartis selon deux ensembles (Fig. 2.3.4). Une partie des séismes est localisée à faible profondeur, dans la croûte supérieure. Une autre partie définit une zone plongeant depuis la fosse sous l'axe volcanique, appelée **zone de Wadati-Benioff**. Cette zone a une cinquantaine de km d'épaisseur, et ne devrait donc pas être appelée

un plan. Elle correspond au sommet de la lithosphère océanique (croûte et sommet du manteau lithosphérique) à comportement cassant. La base de la lithosphère a un comportement ductile et sa déformation n'y produit pas de séismes.

La **tomographie sismique** permet d'obtenir une image plus complète de la lithosphère plongeante. Le principe de la tomographie est de comparer le temps d'arrivée des ondes sismiques mesurées avec le temps calculé pour un modèle de la Terre sphérique (modèle PREM). La différence entre les deux correspond à une anomalie de vitesse, et la modélisation de la trajectoire des ondes sismiques permet de localiser cette anomalie. On obtient ainsi des cartes ou coupes représentant les anomalies de vitesses sismiques. Ces coupes peuvent être interprétées en terme de densité : une anomalie de vitesse positive correspond à un matériel plus dense que ce qu'on trouve dans le modèle PREM à la même profondeur. Les variations de densité peuvent être corrélées à des changements de composition chimique ou minéralogiques, mais aussi à la température.

Les foyers des séismes de la zone de Wadati-Benioff se superposent au sommet d'une zone plus épaisse, de vitesse anormalement rapide, interprétée comme la plaque lithosphérique plongeante, d'une centaine de km d'épaisseur dans le cas de la Fig. 2.3.4). A noter aussi l'anomalie de vitesse négative (matériel chaud, ou partiellement fondu) qui se trouve dans le manteau de la plaque chevauchante en dessous de l'arc volcanique.

La subduction correspond donc à l'enfoncement d'une plaque lithosphérique océanique dans le manteau et à son chevauchement par une plaque supérieure (continentale ou océanique) portant l'arc volcanique.

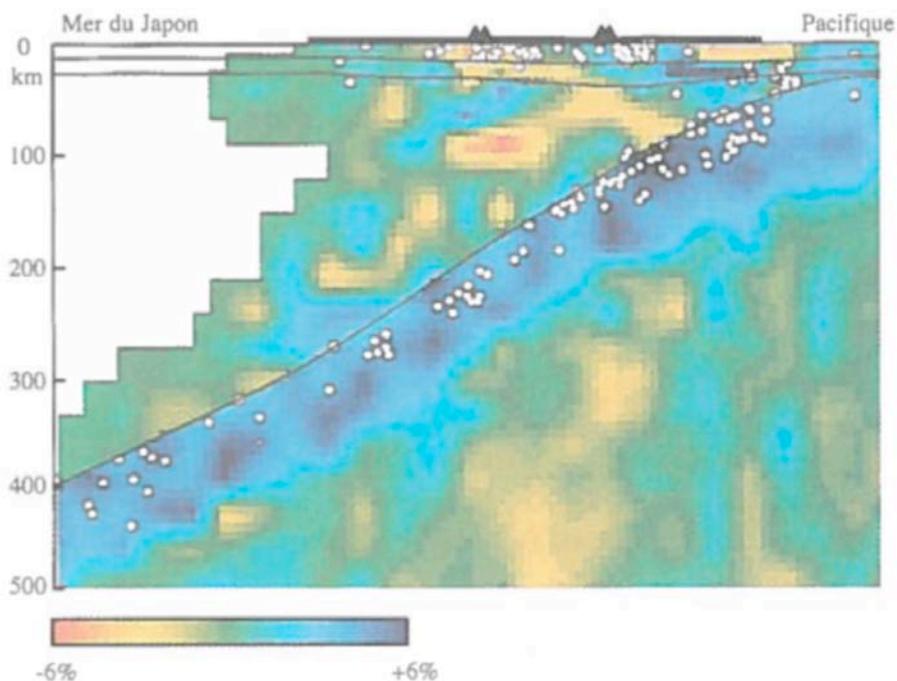


Fig. 2.3.4 : Coupe tomographique de la zone de subduction du Japon (Pomerol). Les points blancs indiquent les foyers des séismes, les triangles noirs les volcans, le trait noir épais la partie émergée du Japon. Les traits minces limitent la croûte et la croûte supérieure de la plaque chevauchante, et le sommet de la plaque plongeante. La fosse est située à droite du cadre. Les % sont par rapport au modèle de référence à une profondeur donnée.

Les foyers des séismes sont localisés jusqu'à 700 km de profondeur dans les zones de subduction : la plaque plongeante traverse tout le manteau supérieur. La tomographie sismique permet d'observer le devenir des plaques plongeantes à l'échelle de l'ensemble du manteau (Fig. 2.3.5). Dans certains cas, la plaque plongeante paraît s'enfoncer directement

dans le manteau inférieur, dans d'autre cas, elle présente un palier plus horizontal dans la zone de transition entre manteau supérieur et inférieur. L'absence de séismes dans le manteau inférieur indique un comportement mécanique ductile suite à un réchauffement de la lithosphère océanique, avant son recyclage total dans le manteau inférieur.

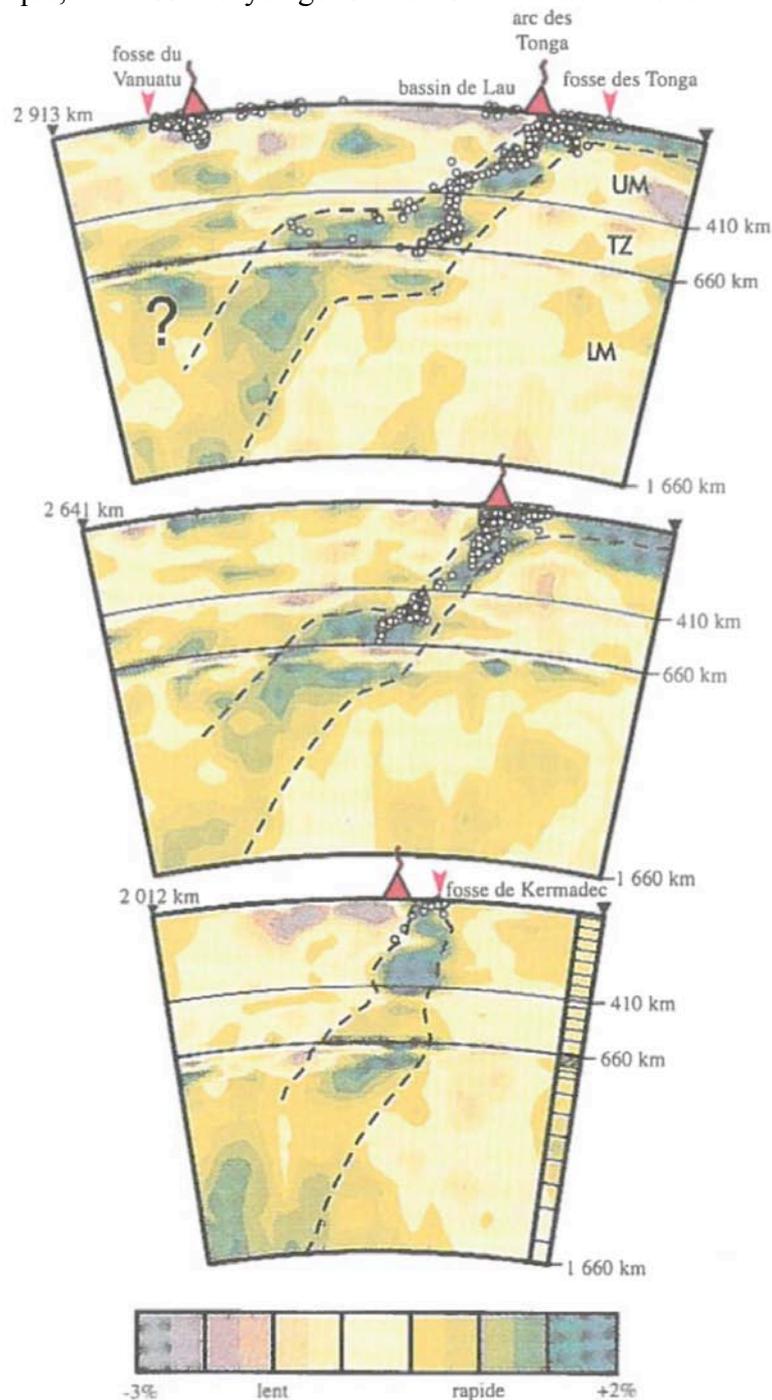


Fig. 2.3.5 : Coupes tomographiques à travers l'arc des Tonga-Kermadec (Pomerol). UM : manteau supérieur, LM : manteau inférieur, TZ : zone de transition. Les points blancs indiquent les foyers des séismes, les pointillés l'enveloppe de la lithosphère plongeante.

Les mécanismes produisant les séismes des zones de subduction sont de différentes natures. Le type de faille en jeu est également très variable (Fig. 2.3.6). Dans la plaque supérieure, les failles peuvent être inverses ou décrochantes (cf. § 2.3.1.2), et sont souvent localisées dans les zones magmatiques (Fig. 2.3.4). Ces failles dépendent du **couplage** entre les deux plaques (cf.

§ 2.3.2.4). A la limite entre les deux plaques, (séismes **interplaques** le long du sommet de la plaque plongeante), les failles sont chevauchantes et correspondent au glissement des deux plaques l'une sur l'autre. Ces séismes interplaques se produisent depuis la fosse jusqu'à 100 à 150 km de profondeur (Fig. 2.3.4). La sismicité à l'intérieur la plaque plongeante est due dans sa partie supérieure à sa **flexure** lors du passage entre une position horizontale à la surface et inclinée dans le manteau. La flexure génère des séismes en extension (failles normales) dans la partie supérieure de la plaque (**extrados**), et en compression (failles inverses) dans la partie inférieure (**intrados**). Enfin, les séismes profonds sont systématiquement en failles inverses, et correspondraient à la compression de la plaque plongeante venant buter contre un manteau inférieur plus dense.

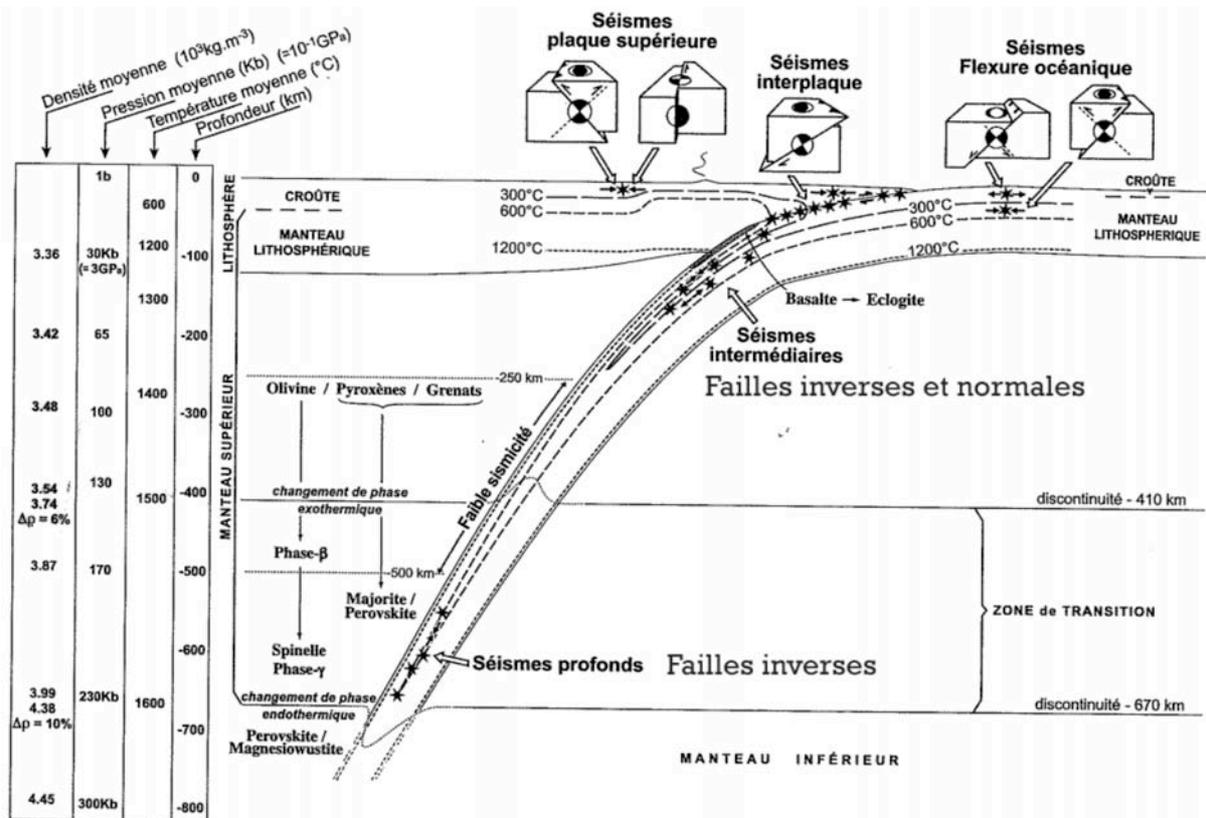


Fig. 2.3.6 : Mécanismes produisant les séismes des zones de subduction.

Le plongement de la lithosphère océanique se fait suivant des angles variables (Fig. 2.3.7), depuis des subductions dites plates (en fait peu pentées : Pérou, Nord du Chili), jusqu'à des lithosphères plongeant presque à la verticale (Nouvelles Hébrides, Mariannes).

2.3.1.2 Partitionnement de la déformation

A l'échelle d'un arc volcanique, le déplacement des plaques est à peu près constant, mais la convergence n'est pas forcément frontale. Certains segments des zones de subductions sont perpendiculaires à la direction de convergence, d'autres sont obliques (Fig. 2.3.8). Quand la convergence est oblique, on observe un partitionnement de la déformation : à la fois les mécanismes au foyer et le GPS montrent que la déformation à l'interface entre les deux plaques reste perpendiculaire à la limite de plaque (vecteurs glissement des séismes Fig. 2.3.8) ; et en arrière de la fosse apparaît un décrochement, définissant une micro-plaque entre les plaques asiatique et australienne. Le décrochement (faille de Sumatra Fig. 2.3.8) est superposé à l'arc volcanique qui correspond à une zone lithosphérique affaiblie par le réchauffement du manteau par les magmas de la zone de subduction.

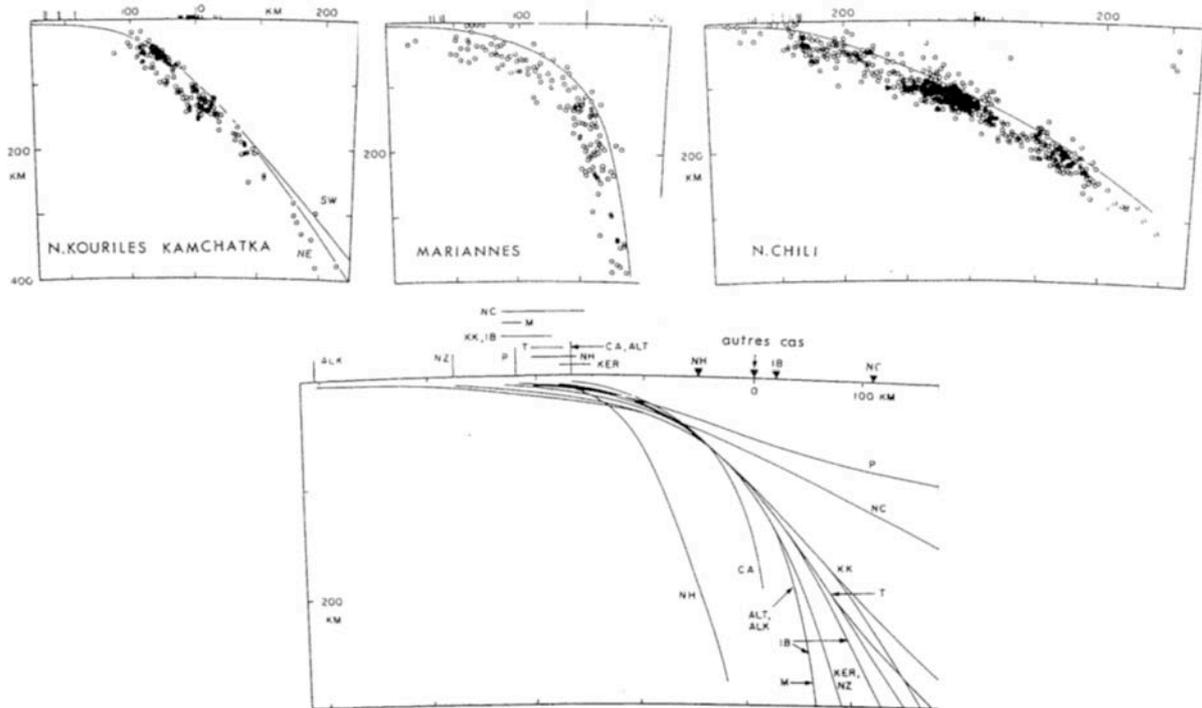


Fig. 2.3.7 : La zone de Wadati-Benioff sous les marges et les arcs insulaires actifs (Juteau). La partie supérieure de cette zone est représentée par une ligne continue reportée sur la figure inférieure pour différentes sections. NH : Nouvelles Hébrides, CA : Amérique centrale, ALT : Aléoutiennes, ALK : Alaska, M : Mariannes, IB : Izu-Bonin, KE : Kermadec, NZ : Nouvelle Zélande, T : Tonga, KK : Kourile-Kamchatka, NC : Nord Chili, P : Pérou. Sur l'échelle horizontale, les distances sont données par rapport à l'arc volcanique (0) (sauf NH, IB, NC sur la figure inférieure). Les traits verticaux (et horizontaux sur la figure inférieure) indiquent la position de la fosse par rapport à l'arc. Pas d'exagération verticale.

Par rapport à l'Asie, cette micro-plaque est entraînée vers le Nord Ouest par la subduction de la plaque Australienne. Par rapport à l'Australie, cette micro-plaque est chevauchante perpendiculairement à la limite de plaque. Le mouvement de l'Asie par rapport à l'Australie est la somme de ces deux déplacements relatifs, et correspond à la convergence calculée globalement.

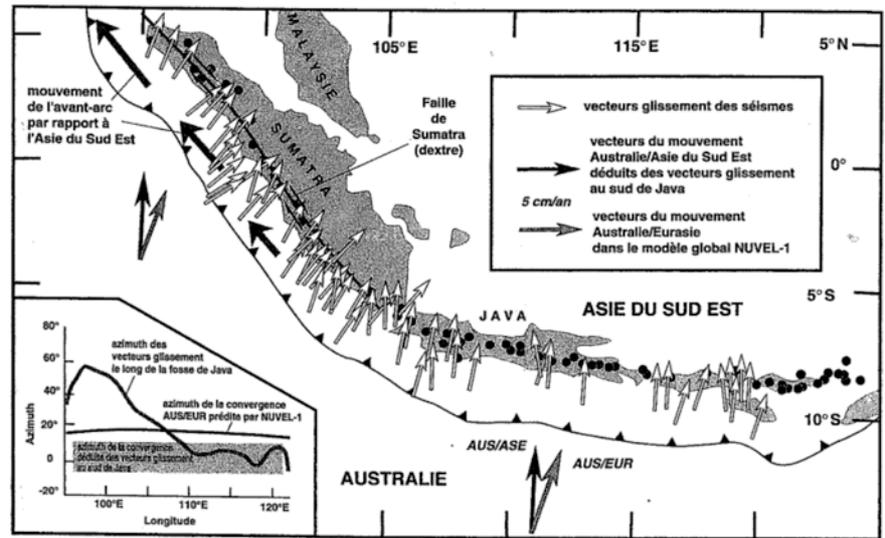


Fig. 2.3.8 : Partitionnement de la déformation le long de la zone de subduction indonésienne (Jolivet).

2.3.2 Morphologie et mécanismes associés

2.3.2.1 Fosse océanique

La caractéristique morphologique principale des zones de subduction est la fosse océanique (Fig. 2.3.1 et 9). L'axe de la fosse correspond à la limite entre les deux plaques : la partie interne de la fosse (vers l'arc volcanique) appartient à la plaque chevauchante, la partie externe (en s'écartant de l'arc volcanique) appartient à la plaque océanique plongeante.

Cette asymétrie s'exprime également dans la morphologie, la partie externe de la fosse ayant en général une pente plus faible que la partie interne (Fig. 2.3.9). Son fond est souvent plat, la fosse constituant un piège pour les sédiments (en particulier les turbidites) provenant du domaine émergé (continent ou arc insulaire volcanique).

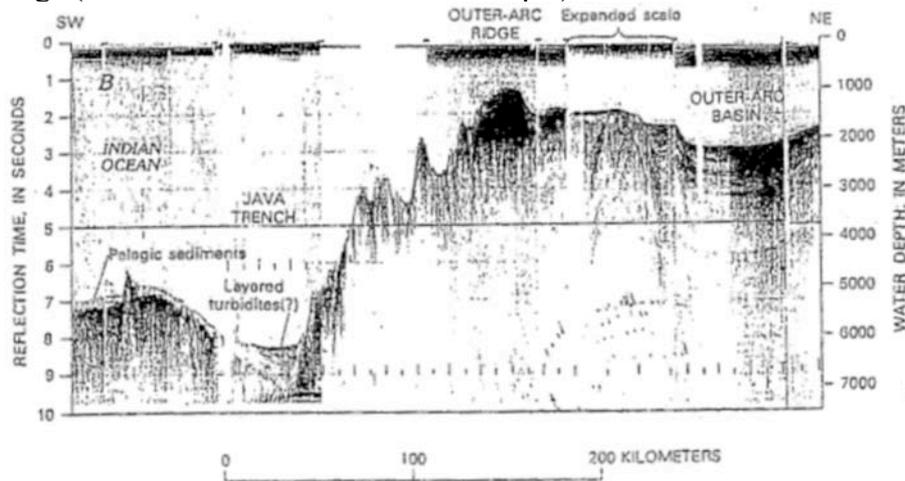


Fig. 2.3.9 : Profil sismique à travers la marge sud-indonésienne.

2.3.2.2 Plaque océanique plongeante

La pente externe de la fosse se trouve dans le prolongement du sommet de la zone de Wadati-Benioff. La pente diminue en s'écartant de l'axe de la fosse, dessinant une flexure qui accommode le changement de pente de la lithosphère océanique entre le fond de l'océan et la subduction dans le manteau. Il existe parfois un bombement avant-fosse (Fig. 2.3.9), qui est associé à des séismes avec des mécanismes au foyer en extension (Fig. 2.3.6), parfois des failles normales en position d'extrados. Ce bombement et la fracturation associée sont un effet de la flexure élastique de la plaque lithosphérique.

Le blocage de la sédimentation détritique dans la fosse ne laisse subsister que la sédimentation pélagique sur la plaque plongeante, en général très peu épaisse (Fig. 2.3.9), d'autant plus que la plaque océanique se trouve souvent sous la surface de compensation des carbonates.

2.3.2.3 Plaque chevauchante

Au contraire de la plaque plongeante, la plaque chevauchante présente beaucoup de variabilité morphologique :

- La pente interne de la fosse peut être raide (Java : Fig. 2.3.9) ou peu pentée (Barbades : Fig. 2.3.10). Elle peut être découpée par des failles normales (Guatemala : Fig. 2.3.11) ou inverses (Barbades : Fig. 2.3.10).
- Il peut exister dans certains cas un bassin avant-arc (Java : Fig. 2.3.9)
- Il peut exister (plus souvent) un bassin arrière-arc (Mariannes : Fig. 2.3.12 ; Fig. 2.3.13)
- L'arc volcanique n'est pas toujours présent (Pérou, Nord du Chili : Fig. 2.3.2). L'arc volcanique se trouve au dessus de la plaque plongeante quand son sommet atteint une profondeur d'environ 110 km (Fig. 2.3.14). A cette profondeur se produit un début de fusion du manteau de la plaque chevauchante, qui a été précédemment hydraté par les fluides issus

de la plaque plongeante. Les segments sans arc volcaniques correspondent aux subductions peu pentées où la plaque plongeante atteint à peine cette profondeur.

- Une chaîne de montagne (Andes, cf. § 2.3.3) peut se superposer à l'arc volcanique.

L'origine de cette variabilité est à rechercher dans la dynamique de la zone de contact entre les deux lithosphères.

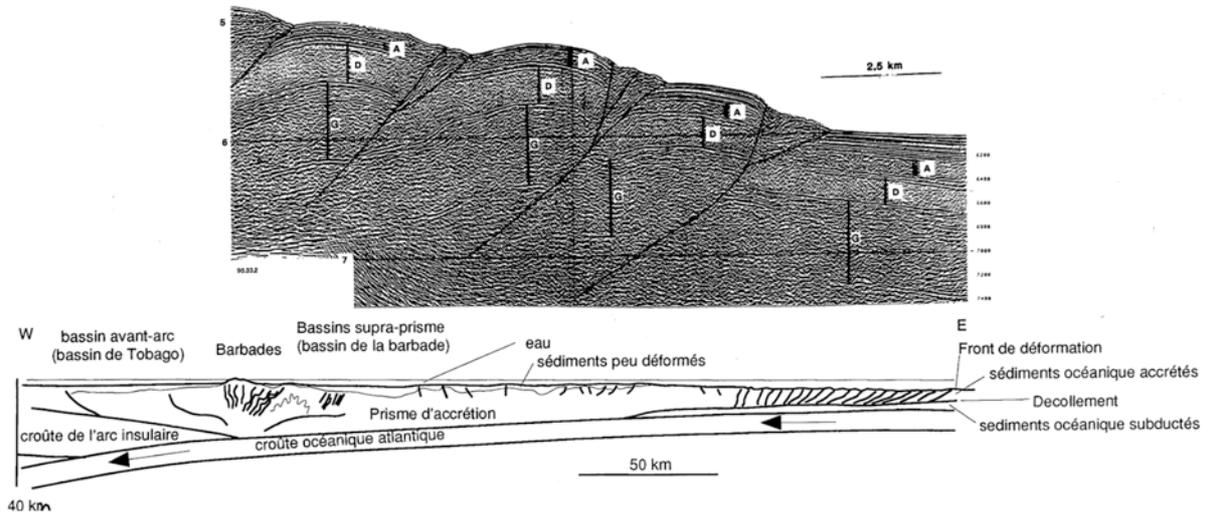


Fig. 2.3.10 : Profil sismique au front de déformation et coupe générale du prisme d'accrétion de la Barbade (petites Antilles).

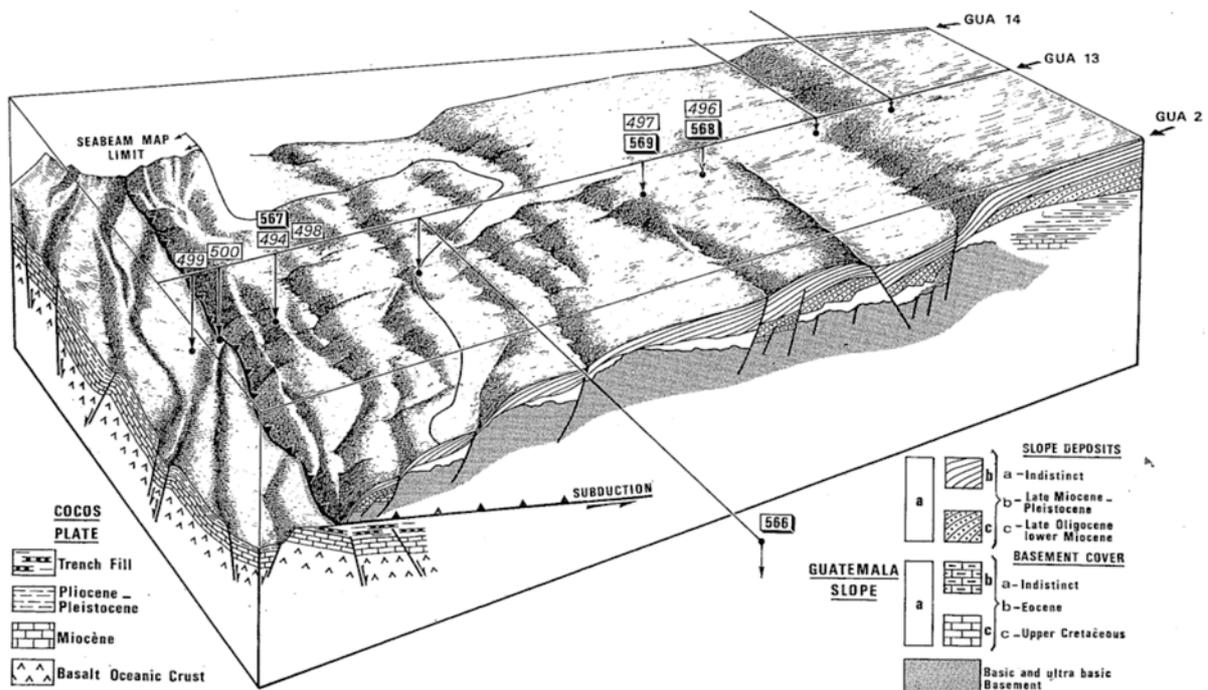


Fig. 2.3.11 : Bloc diagramme synthétique de la fosse d'Amérique centrale au large du Guatemala (Auboin). Les numéros correspondent à des forages scientifiques.

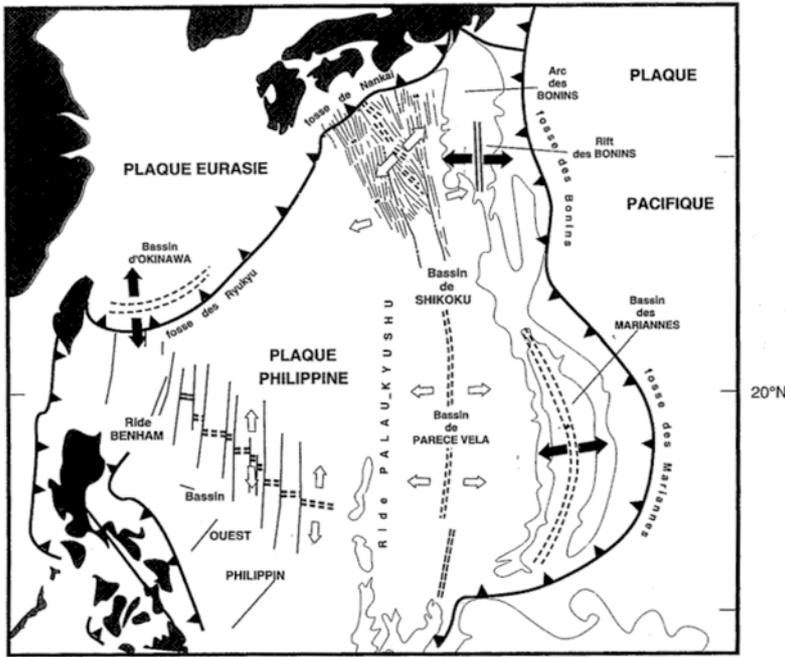


Fig. 2.3.12 : Géodynamique de la plaque Philippine (Jolivet).

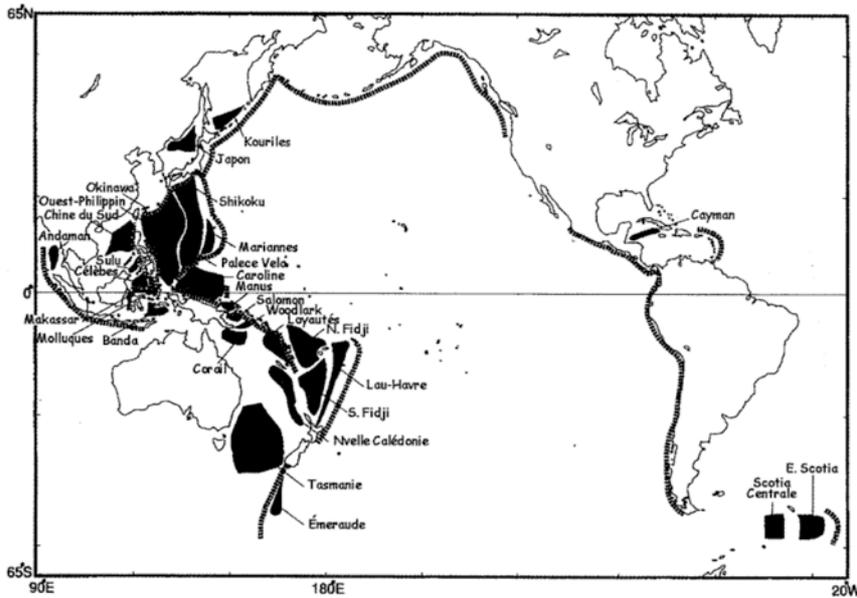


Fig. 2.3.13 : Bassins arrière-arc (aussi appelés bassins marginaux).

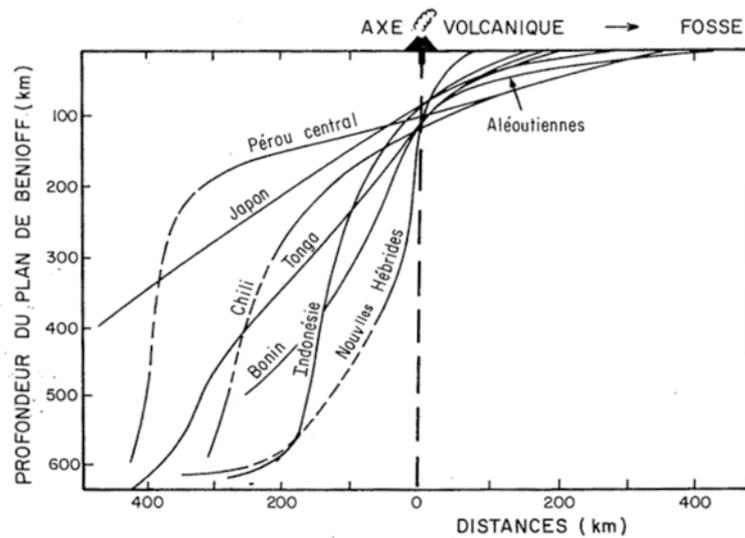


Fig. 2.3.14 : Profondeurs du plan de subduction sous les axes volcaniques de quelques marges actives (Maury).

2.3.2.4 Types Andes et Mariannes

A partir de la grande variabilité des structures des plaques chevauchantes, deux types extrêmes ont été définis, associés à des pentages différents de la plaque plongeante mais aussi du couplage entre les deux plaques (Fig. 2.3.15).

Le type andin correspond à une plaque plongeant avec une pente faible, présentant une courbure faible dans la fosse, et ne glissant pas facilement sous la plaque chevauchante : les deux plaques sont couplées, le glissement produisant des séismes de forte magnitude, et une partie de la convergence étant accommodée à l'intérieur de la plaque chevauchante, créant un épaissement crustal et une chaîne de montagne. Le pendage faible de la plaque plongeante serait contrôlé par son âge (cf. Fig. 1.2.15) : une lithosphère océanique jeune et donc peu épaisse et peu dense s'enfoncerait plus difficilement dans le manteau.

Au contraire, le type Mariannes est caractérisé par une plaque plongeant avec une pente forte, une forte courbure dans la fosse et un bombement externe, un faible couplage avec la plaque chevauchante, et un bassin arrière arc. La lithosphère qui subducte sous l'arc des Mariannes est une lithosphère d'âge Jurassique) (Fig. 1.2.15), épaisse et dense.

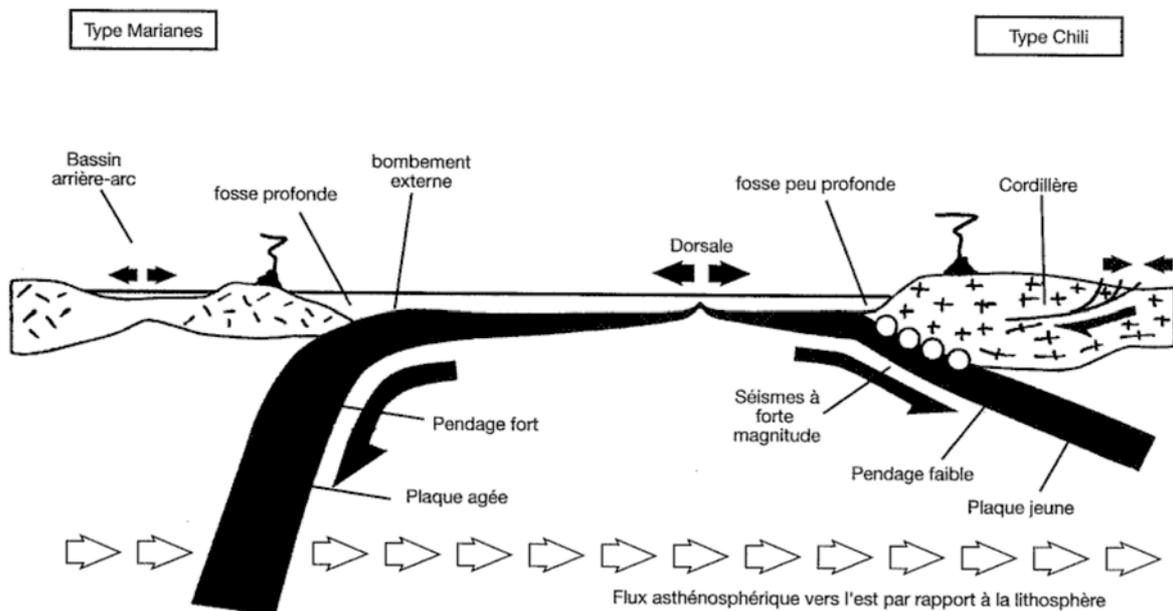


Fig. 2.3.15 : Deux types de subductions de part et d'autre de l'océan Pacifique (Daniel).

Cette catégorisation suggère que c'est l'âge, et donc la pente de la plaque plongeante qui contrôle la structure de la plaque chevauchante. Cependant, une compilation exhaustive des zones de subductions montre qu'il n'existe pas de relation systématique entre âge de la lithosphère océanique et pendage de la plaque plongeante (Fig. 2.3.16) : les lithosphères les moins pentées sont d'âge Crétacé inférieur, alors que des lithosphères formées pendant le tertiaire sont presque verticales.

D'autres facteurs que l'âge interviennent dans la densité de la plaque plongeante. La densité est aussi liée aux variations d'épaisseurs crustales, qui dépendent de la vitesse d'accrétion océanique (croûte plus mince pour les dorsales lentes), mais surtout à l'interaction des points chauds avec l'accrétion océanique : la croûte océanique mise en place à proximité d'un point chaud a une épaisseur de l'ordre de 20 km (rides aismiques comme celles du Rio Grande et de Walvis dans l'Atlantique Sud), et elle peut dépasser 30 km quand elle s'est formée au dessus d'un panache mantellique (plateaux océaniques : Ontong Java dans le Pacifique). Cette épaissement de la croûte océanique entraîne une diminution de la densité moyenne de la lithosphère, la proportion de croûte étant plus importante à âge constant.

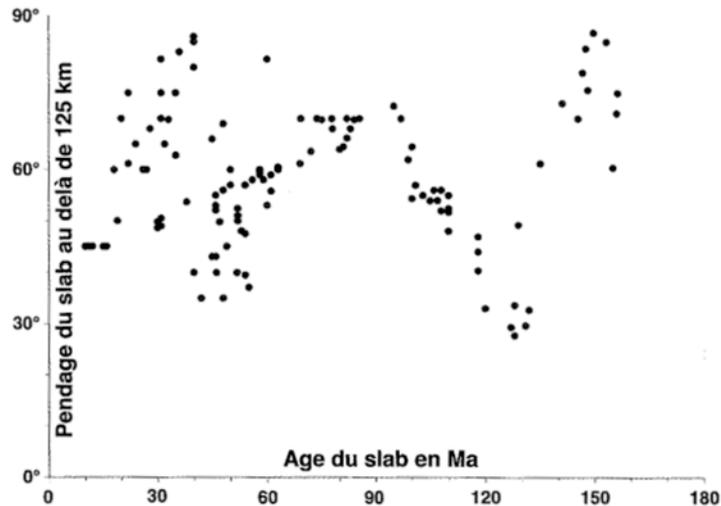


Fig. 2.3.16 : Age et pendage de la lithosphère océanique dans les zones de subduction (Lallemand). Les mesures sont réalisées tous les 200 km

Un deuxième facteur influant la pente de la plaque plongeante est l'éclogitisation de la croûte océanique, qui constitue le moteur principal de la subduction. La transformation des basaltes et gabbros en éclogite augmente considérablement leur densité : la croûte océanique éclogitisée a une densité de l'ordre de 3,3, comparable à celle du manteau. Elle ne joue plus son rôle de flotteur pour la lithosphère, dont la densité moyenne devient supérieure à celle de l'asthénosphère. L'éclogitisation se produit à partir d'une cinquantaine de kilomètres de profondeur, en dessous de cette profondeur, les lithosphères océaniques plongeantes ont des densités comparables quel que soit leur âge.

Enfin, il existe aussi une variation en fonction de l'orientation de la subduction. L'anisotropie des vitesses sismiques (le fait que la vitesse de propagation d'une onde ne soit pas exactement la même dans un sens et dans l'autre) montre qu'il existe une rotation globale de l'asthénosphère vers l'Est par rapport à la lithosphère (Fig. 2.3.15). Les plaques océaniques qui plongent vers l'Est (Est Pacifique) sont portées par ce courant, et vont s'enfoncer plus difficilement. Au contraire, les plaques plongeant vers l'Ouest (Ouest Pacifique) s'opposent au courant asthénosphérique, qui va les verticaliser.

Il y a donc une variabilité forte des facteurs de contrôle en jeu dans la plaque plongeante, mais aussi un contrôle par la zone de contact entre les deux lithosphères. Ce contrôle peut être discuté à partir de deux cas extrêmes, les prismes d'accrétion et l'érosion tectonique.

2.3.2.5 Prisme d'accrétion

Le prisme de la Barbade, au large de l'arc des petites Antilles, est un exemple typique de prisme d'accrétion (Fig. 2.3.10). La plaque océanique qui y rentre en subduction est couverte de plusieurs kilomètres de sédiments, déposés sous forme de turbidites à partir du cône sous marin profond de l'Orénoque, qui draine la partie Nord des Andes. Un profil sismique (Fig. 2.3.10) au front de déformation montre qu'une partie supérieure de cette couverture sédimentaire est affectée par des failles inverses et des plis, qui la décolent de la plaque océanique et l'accrètent à un prisme déformé. La partie inférieure est entraînée dans la subduction (on parle de série sous-charriée). La surface entre les deux est un plan de décollement sur lequel s'enracinent les failles inverses.

Dans le détail, on peut corréliser plusieurs ensemble sédimentaires entre les différentes parties du profil : l'unité G présente une épaisseur constante, l'unité D une épaisseur qui augmente vers l'Ouest, alors que l'épaisseur de l'unité la plus récente (A et au dessus) augmente vers l'Est. Ces sédiments se sont déposés dans la plaine abyssale mais surtout dans la fosse où

s'étalent les turbidites, le taux de sédimentation étant beaucoup plus faible sur le prisme qui se trouve en relief. On peut interpréter les variations d'épaisseur des différentes unités en fonction de leur localisation par rapport à la fosse :

L'unité G a du se déposer loin de la fosse, dans une zone plate (plaine abyssale) où la sédimentation était homogène.

L'unité D a du se déposer dans la fosse, l'épaisseur étant plus importante à l'axe de la fosse, dépression où s'accumulent préférentiellement les turbidites, par rapport à la pente externe située plus à l'Est.

L'unité supérieure (A et au dessus) s'est aussi déposée dans la fosse, mais dès que cette unité est affectée par une faille inverse, elle est soulevée et la sédimentation turbiditique s'arrête. La variation d'épaisseur de l'unité supérieure peut alors être corrélée avec l'âge des failles inverses, qui décroît d'Ouest en Est. La faille qui limite la fosse correspond à la faille la plus récente. Dans le futur, une nouvelle faille inverse apparaîtra plus à l'Est et incorporera un nouveau bloc de sédiments au front du prisme d'accrétion. Cette chronologie dans l'ordre d'apparition des chevauchements est une caractéristique commune à tous les systèmes en convergence (subduction, conduction, obduction). On parle de séquence de chevauchement, les chevauchements les plus récents étant les plus externes.

A une échelle différente, on retrouve le même type de structure en forage (Fig. 2.3.17). L'âge des sédiments est donné par la zonation des radiolaires (R8 à R12). On observe localement une série inverse (R10 à R8, de 150 à 200 m de profondeur) et plusieurs inversions stratigraphiques (des sédiments plus anciens sur des sédiments plus récents) interprétées comme des chevauchements (thrust en anglais).

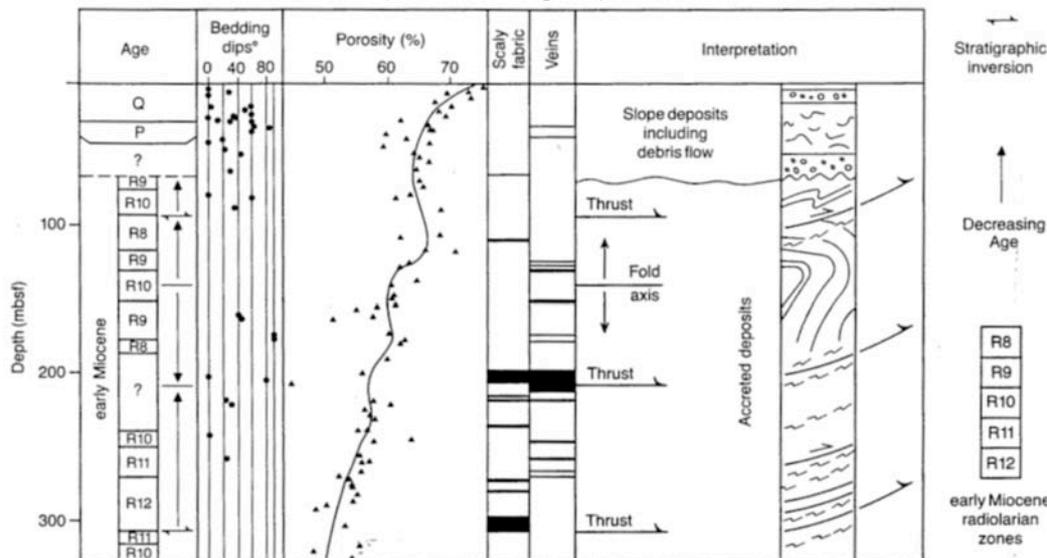


Fig. 2.3.17 : Forage dans le prisme d'accrétion des petites Antilles (ODP).

A l'intérieur du prisme d'accrétion, les chevauchements apparaissent de plus en plus redressés (Fig. 2.3.18). Cela marque une déformation interne au prisme, qui est raccourci horizontalement dans sa partie externe. Cette déformation interne compense la propagation de nouveaux chevauchements au front de déformation, permettant au prisme de conserver une largeur à peu près constante.

La position du niveau de décollement sur lequel s'enracinent les chevauchements contrôle le fonctionnement du prisme d'accrétion et peut induire des mouvements verticaux. En forage (Fig. 2.3.19), le niveau de décollement correspond à une couche poreuse et perméable, où les

fluides sont peu salés et riches en méthane. Ces fluides proviennent d'une partie plus profonde de la plaque plongeante, où la diagenèse des sédiments libère de l'eau, et où la matière organique enfouie produit du méthane. Ces fluides ont un rôle essentiel dans le fonctionnement du prisme d'accrétion, en supportant le poids des sédiments chevauchants, et donc en permettant aux deux plaques de glisser l'une sur l'autre. Un chevauchement ou plus généralement une faille plate ne peut glisser qu'avec des fluides sous pression.

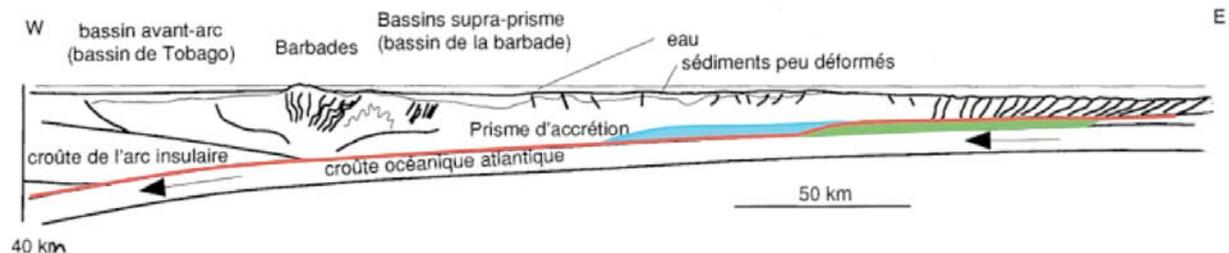


Fig. 2.3.18 : Niveau de décollement (en rouge) et modifications de sa position.

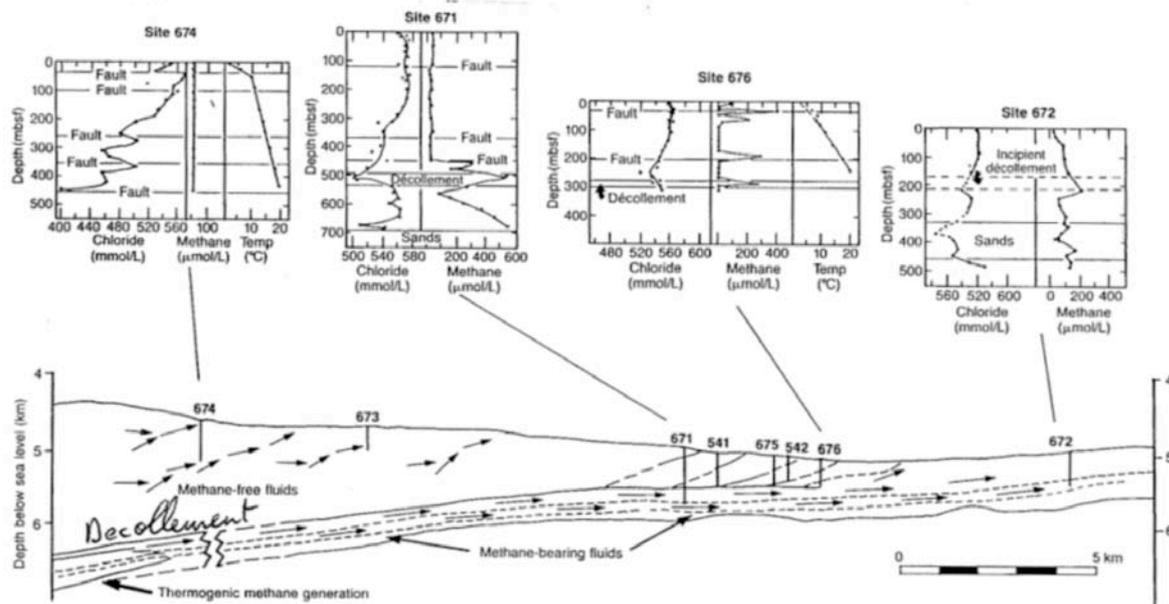


Fig. 2.3.19 : Circulation de fluides dans le prisme d'accrétion des petites Antilles (ODP).

La modification de la position du niveau de décollement va affecter le prisme. La position actuelle est indiquée en rouge Fig. 2.3.18. Si le niveau de décollement se repositionne plus superficiellement (en bleu), la partie du prisme soulignée en bleu va être incorporée à la plaque plongeante, et va disparaître en subduction. Cela va entraîner une diminution d'épaisseur du prisme, et donc sa subsidence. Ce phénomène est appelé 'érosion tectonique'. Au contraire, si le niveau de décollement se positionne plus profondément (en vert), il va incorporer une partie de la plaque plongeante sous le prisme d'accrétion, l'épaississant et le soulevant. Ce phénomène correspond à du sous-placage.

La position du niveau de décollement est contrôlée par la structure de la plaque plongeante. Dans le cas des petites Antilles, il correspond à des sédiments dans lesquels les fluides peuvent circuler (sables). La position du décollement va donc dépendre de la lithologie des couches sédimentaires, mais aussi des irrégularités du fond océanique (volcans sous-marins, zones de fractures) où les séries sédimentaires s'interrompent.

2.3.2.6 Erosion tectonique

La marge convergente du Japon présente une surface d'érosion marquée, qui s'est formée au niveau de la mer, et qui se trouve actuellement jusqu'à 6 km de profondeur (Fig. 2.3.20). Une partie de cette subsidence a été compensée par de la sédimentation, mais la profondeur de la marge reste importante. D'autre part, en profondeur, la plaque plongeante tronque des structures de la plaque chevauchante. La subsidence est interprétée comme le résultat de l'érosion tectonique de la marge, la plaque plongeante ayant incorporé du matériel de la base de la croûte chevauchante, et l'ayant entraîné dans la subduction.

Un mécanisme de ce type peut être proposé pour d'autres marges qui présentent une subsidence importante, mais aussi pour les marges actives caractérisées par des failles normales (Guatemala - Fig. 2.3.11-, certains bassins avant-arc comme au Sud de l'Indonésie - Fig. 2.3.9).

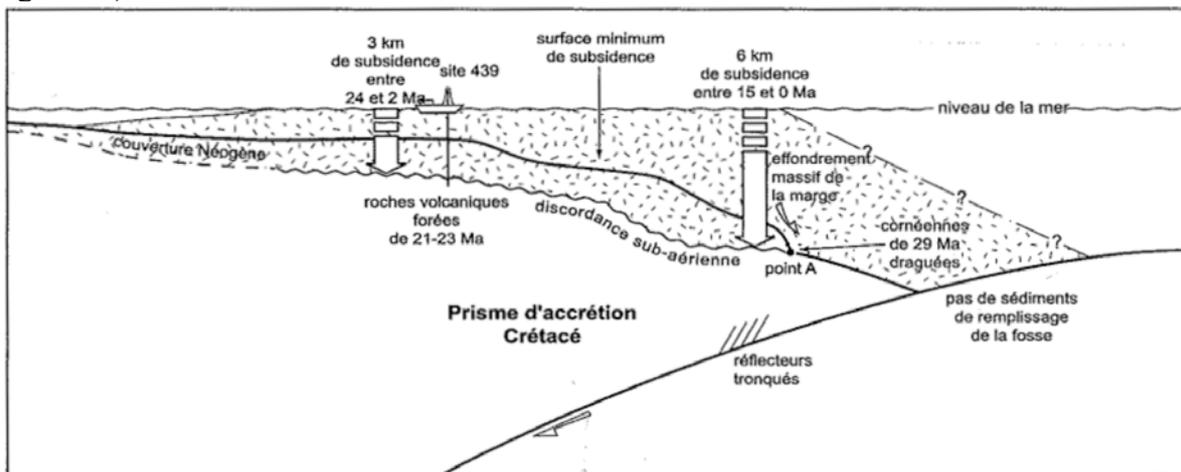


Fig. 2.3.20 : Coupe schématique de la marge Nord-Est du Japon (Lallemand).

2.3.2.7 Bassins arrière-arc

La formation de bassins arrière-arc peut être interprétée comme le résultat d'une augmentation du pendage de la plaque plongeante et/ou de la position de la fosse (c'est à dire du début du plongement) (Fig. 2.3.31). Ces deux mécanismes étirent la plaque chevauchante, et cet étirement va se localiser dans la zone où la lithosphère est la moins résistante, c'est à dire le long de l'arc volcanique où la croûte est épaissie par l'apport de magma, mais où le manteau lithosphérique est aminci par l'augmentation de température. Il va alors se former un

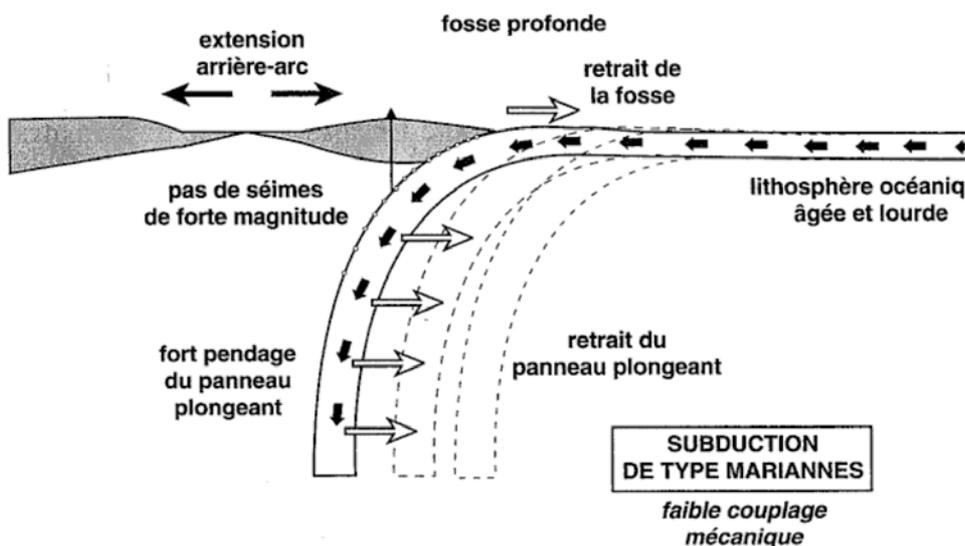


Fig. 2.3.21 : Retrait du panneau plongeant et ouverture de bassin arrière-arc (Daniel).

rift soit intracontinental soit intraocéanique en fonction de la nature de la plaque supérieure, suivi d'une accréation océanique qui ne dure en général que quelques millions d'années. Dans le même temps, le déplacement de la plaque plongeante va induire un nouvel arc volcanique. Ce mécanisme est temporaire : les bassins d'arrière-arc ne se forment que pendant la période de modification de la géométrie de la plaque plongeante. C'est aussi un mécanisme limité dans l'espace, et qui va produire une courbure de l'arc insulaire (ex. Mariannes, Fig. 2.3.12).

2.3.2.8 Evolution au cours du temps

La subduction est un phénomène globalement constant, mais qui implique une évolution au cours du temps. Par exemple, la plaque océanique plongeante va successivement se plier quand elle rentre dans la fosse, puis se déplier quand elle plonge dans le manteau (flexure élastique). Le sommet de la plaque océanique va se soulever quand il va passer le bombement d'avant-fosse, puis s'enfoncer de plus en plus vite jusqu'à atteindre le fond de la fosse.

A une échelle différente, les hétérogénéités de la plaque plongeante vont entraîner des modifications du fonctionnement de la zone de subduction : la présence d'une couverture sédimentaire épaisse va favoriser le développement d'un prisme d'accréation ; inversement une plaque océanique rugueuse, présentant beaucoup de reliefs (volcans, zones de fracture) va favoriser de l'érosion tectonique. L'épaisseur de la croûte océanique plongeante et l'âge de la lithosphère vont modifier le pendage de la plaque plongeante, et favoriser un raccourcissement de la plaque chevauchante ou au contraire son étirement avec la formation d'un bassin arrière-arc.

En définitive, l'évolution d'une zone de subduction va dépendre des modifications de la plaque océanique qui rentre dans la zone de subduction, mais aussi à long terme des modifications cinématiques globales, qui peuvent modifier la direction et la vitesse de convergence.

à savoir

Subduction

La subduction est imagée par la répartition des séismes en profondeur qui définissent une plaque plongeante (zone de Wadati-Benioff). La lithosphère océanique s'enfonce dans le manteau, tractée vers le bas par l'éclogitisation de la croûte océanique qui augmente la densité de la plaque ; puis elle est recyclée dans le manteau inférieur.

Le métamorphisme de la croûte océanique libère de l'eau qui hydrate le manteau sus-jacent, favorisant sa fusion partielle et la construction d'un arc volcanique au dessus du plan de Wadati-Benioff atteignant une profondeur d'une centaine de kilomètre.

La plaque subduite subit une flexure élastique dans la partie externe de la fosse. Les déformations de la plaque chevauchante varient avec l'angle de convergence (partitionnement de la déformation dans les zones en subduction oblique), la géométrie de la plaque plongeante (bassin arrière-arc associé au retrait de la plaque plongeante), la géométrie de la zone de contact entre les deux plaques (prisme d'accréation tectonique ou érosion tectonique), et le couplage entre les deux plaques (convergence accommodée en totalité dans la zone de subduction ou en partie à la bordure de la plaque chevauchante).

2.3.3 Chaînes de montagnes associées à la subduction : Andes et Rocheuses

La chaîne andine suit la zone de subduction des plaques Nazca et Cocos sur toute la bordure occidentale de l'Amérique du Sud. Cette zone de convergence présente des variations d'obliquité (Fig. 2.3.22) : certains segments (Nord du Chili, Nord du Pérou) sont en convergence frontale (direction de convergence perpendiculaire à la limite de plaque), et la déformation dans la plaque chevauchante est coaxiale (de même direction que) avec la direction de convergence. Mais la plupart présentent une convergence oblique. Dans ce cas il y a un partitionnement de la déformation, la partie convergente (perpendiculaire à la limite de plaque) étant accommodée à la frontière de plaque, et une partie décrochante à l'intérieur de la plaque chevauchante. Il faut aussi remarquer dans la partie Sud du Pérou qu'une partie faible de la convergence (à peu près 10%) est accommodée sur la bordure orientale de la chaîne.

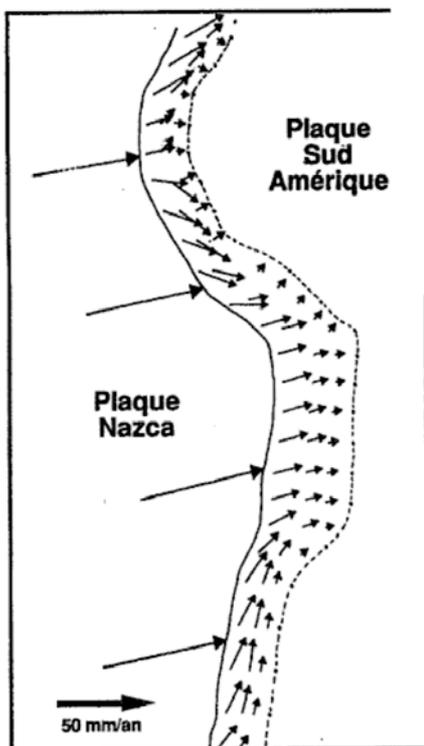


Fig. 2.3.22 : Déplacements dans la plaque chevauchante déduits des mécanismes au foyers (Jolivet). Les déplacements au contact entre les deux plaques ne sont pas représentés.

Dans le détail des Andes du Pérou et de Bolivie (Fig. 2.3.23 et 24), on observe un arc volcanique actuel, interrompu sur 500 km au Nord du Pérou. La ride de Nazca se trouve au large de l'extrémité de l'arc volcanique, et le déplacement de la plaque Nazca (Fig. 2.3.22) implique que cette ride a balayé la zone de subduction d'Ouest en Est. L'absence de volcanisme peut être due à une plaque plongeante localement moins pentée (Fig. 2.3.7) en raison de l'épaisseur crustale plus importante.

Plus près de la côte, un alignement de plutons grano-dioritiques correspond à la partie profonde d'un ancien arc volcanique d'âge Crétacé-Tertiaire, dont la partie superficielle a été érodée. Le déplacement de la position de l'arc peut s'interpréter comme le résultat d'une diminution récente du pendage de la plaque plongeante.

Les arcs volcaniques sont construits sur une croûte continentale présentant des séries sédimentaires paléozoïques et mésozoïques épaisses et pour l'essentiel marines : il s'agit d'une ancienne marge continentale qui a subi une subsidence pendant une longue période de temps avant son soulèvement. Cette série sédimentaire est déformée par des plis et chevauchements, soit anciens (recouverts par l'arc volcanique actuel), soit actuels (sismicité) sur la bordure orientale de la chaîne (Sud Est de la carte Fig. 2.3.23, zone sub-andine Fig. 2.3.24). Cette zone sub-andine présente une structure et une dynamique comparable à celle

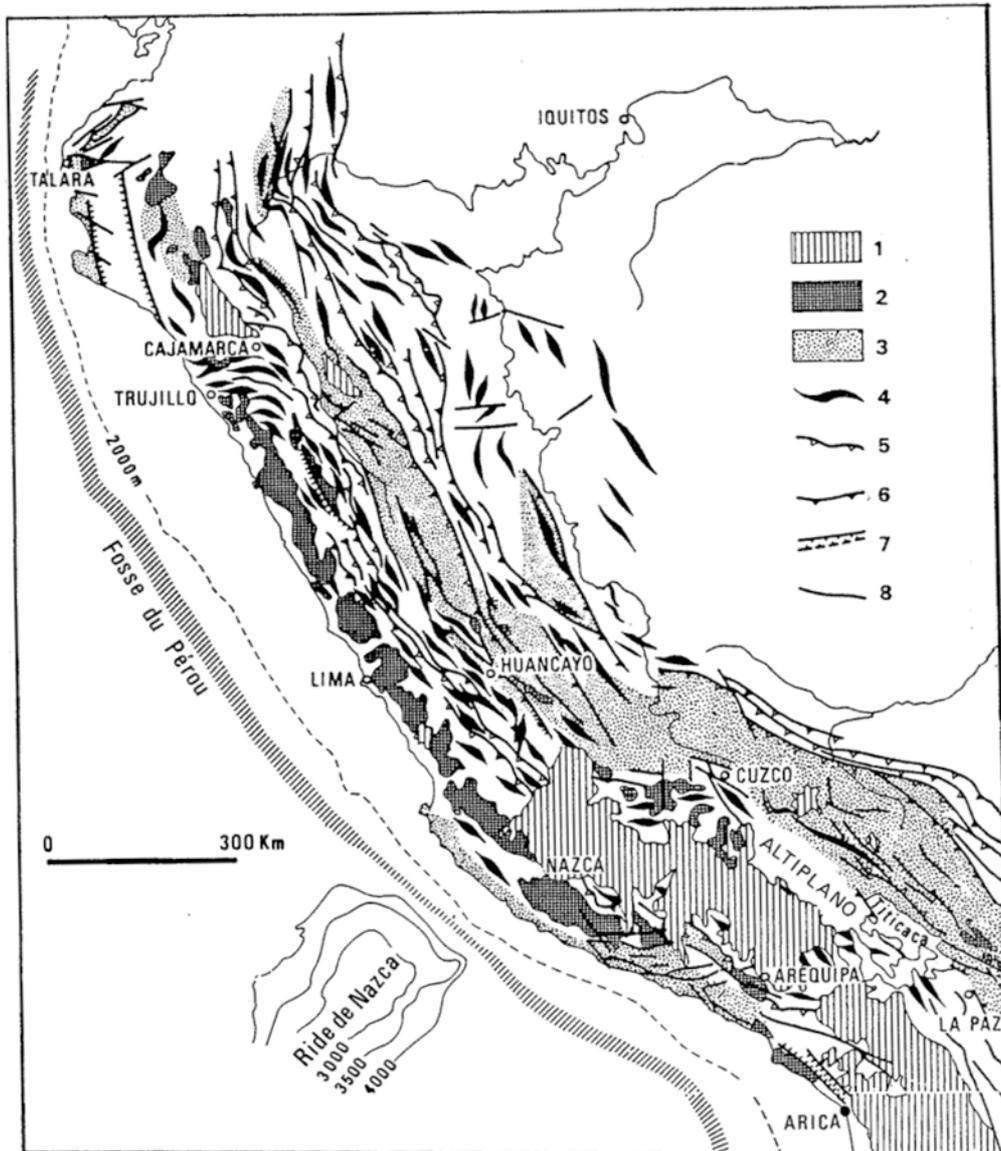


Fig. 2.3.23 : Schéma structural des Andes du Pérou et du N de la Bolivie (Debelmas). 1 Volcanisme plio-quaternaire. 2 batholithes granodioritiques. 3 socle pré-mésozoïque. 4 principaux plis. 5 chevauchements. 6 failles inverses. 7 failles normales. 8 décrochements.

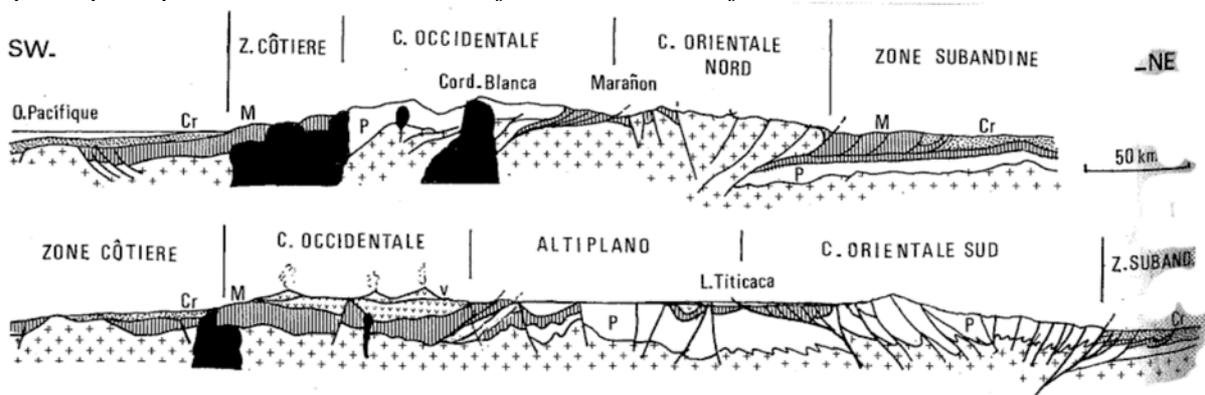


Fig. 2.3.24 : Coupes à travers les Andes du Pérou (au Nord en haut, au Sud en bas) (Debelmas). C. cordillère. v volcanisme plio-quaternaire. Cr couches rouges du Crétacé supérieur-Paléocène. M. Mésozoïque. P Paléozoïque. En noir, batholites granodioritiques âgés de 100 à 32 Ma.

d'un prisme d'accrétion océanique : il s'agit un empilement d'écailles sédimentaires décollées de la couverture du craton brésilien qui s'enfonce sous la chaîne andine, les chevauchements les plus externes étant les plus récents. De la même manière, la plaque chevauchée présente une flexure qui va créer un bassin à l'avant de la chaîne (bassin d'avant-chaîne), équivalent à la partie externe d'une fosse de subduction. Le bassin d'avant-chaîne étant intra-continental, il reçoit de grandes quantités de sédiments, et la subsidence est en permanence compensée par la sédimentation, produisant un bassin à fond plat. Comme pour la flexure d'une plaque océanique en subduction, la flexure de la plaque continentale peut produire un bombement externe parallèle au bassin d'avant-chaîne. Par contre, la lithosphère continentale étant plus épaisse et rigide que la lithosphère océanique, la longueur d'onde de la flexure est plus grande et son amplitude (comparativement) plus faible.

La partie centrale de la chaîne a localement été érodée puis soulevée à plus de 4000 mètres d'altitude, où elle constitue l'altiplano, graben (limité par des failles normales) encadré par les cordillères orientale et occidentale, au dessus d'une croûte atteignant 70 km d'épaisseur. L'épaisseur crustale et l'altitude de la chaîne indiquent un équilibre isostatique.

Plusieurs mécanismes peuvent expliquer cette structure régionale. L'épaississement crustal peut être réalisé par la déformation, qui en particulier empile des chevauchements comme dans la zone sub-andine. Il n'y a cependant pas d'indications de chevauchement qui affecte la chaîne sur toute sa largeur. Le magmatisme constitue un second mécanisme d'épaississement crustal, la plus grande partie (de l'ordre de 2/3) des magmas formant des plutons en profondeur plutôt que des volcans en surface. Ce mécanisme est cependant restreint à la partie occidentale de la chaîne où se trouve les arcs actuels ou fossiles, il ne peut concerner la partie orientale. Enfin, la croûte peut également s'épaissir par sous-placage : dans une zone de subduction à pendage faible, la partie superficielle de la plaque plongeante peut s'en détacher sous la chaîne et se plaquer à la base de la croûte chevauchante, ce qui peut expliquer la surrection de l'altiplano sans qu'il soit déformé. Cette surrection est contemporaine d'une modification de la subduction : au Crétacé, le pendage de la plaque plongeante est fort, et un bassin arrière-arc se forme. Depuis le Crétacé, le pendage de la plaque est faible, produisant du raccourcissement dans la plaque chevauchante, du sous-placage et une surrection de la chaîne.

Les failles normales bordant l'altiplano peuvent trouver leur origine dans un étalement tardi-orogénique d'une chaîne trop épaisse et dont la croûte n'est pas assez résistante. Ce pourrait être un premier stade d'une future région comparable au Basin & Range (cf. aussi § 2.5).

Cette partie Sud de la chaîne andine ne montre aucune suture ophiolitique (cf. § 2.5) ou indication d'une collision entre deux croûtes qui n'appartenaient pas initialement à la même plaque lithosphérique. Une partie de la convergence des plaques est accommodée à l'intérieur de la plaque supérieure, ce qui explique une partie de l'épaississement crustal, l'essentiel étant assuré par l'accrétion magmatique mais probablement surtout par du sous-placage.

Par contre, plus au Nord (Equateur, Mexique), on retrouve à terre des domaines présentant des caractères de lithosphère océanique (ophiolites : croûte océanique et manteau sous-jacent). Cette croûte présente des caractéristiques (épaisseur, géochimie) d'une croûte océanique épaissie soit par un point chaud (plateau océanique), soit par un magmatisme d'arc (arc insulaire intra-océanique). Cette croûte épaisse n'est pas rentrée en subduction et est rentrée en collision avec la croûte de la plaque chevauchante, suivant des modalités comparables à celles des collisions inter-continetales (cf. § 2.5). Cette collision implique l'existence initiale d'une zone de subduction entre la marge et l'arc (ou le plateau), dans laquelle la lithosphère océanique disparaît. La collision entraîne la formation d'une nouvelle subduction, qui est restée jusqu'à actuellement en bordure du continent américain.

2.4 Obduction

La subduction correspond au sous-charriage d'une lithosphère océanique sous une autre lithosphère chevauchante, suivie de son enfouissement dans le manteau. L'obduction correspond au sous-charriage d'une lithosphère continentale sous une lithosphère océanique. Cette superposition de deux lithosphères provoque l'émergence de la lithosphère océanique, qui est directement observable sous forme de nappes de charriage ophiolitiques, fragments de lithosphère océanique (croûte (basaltes et gabbros) et péridotites du sommet du manteau supérieur).

Deux régions présentent des exemples caractéristiques d'obduction : l'Oman, et la Nouvelle Calédonie, avec des nappes ophiolitiques de très grande étendue (600 km de long en Oman, Fig. 2.4.1) et constituées très majoritairement de péridotites de manteau.

En Nouvelle Calédonie, l'altération sous un climat tropical des ophiolites provoque la formation de latérites où se concentre en particulier le Nickel, à l'origine de gisements parmi les plus importants au monde.

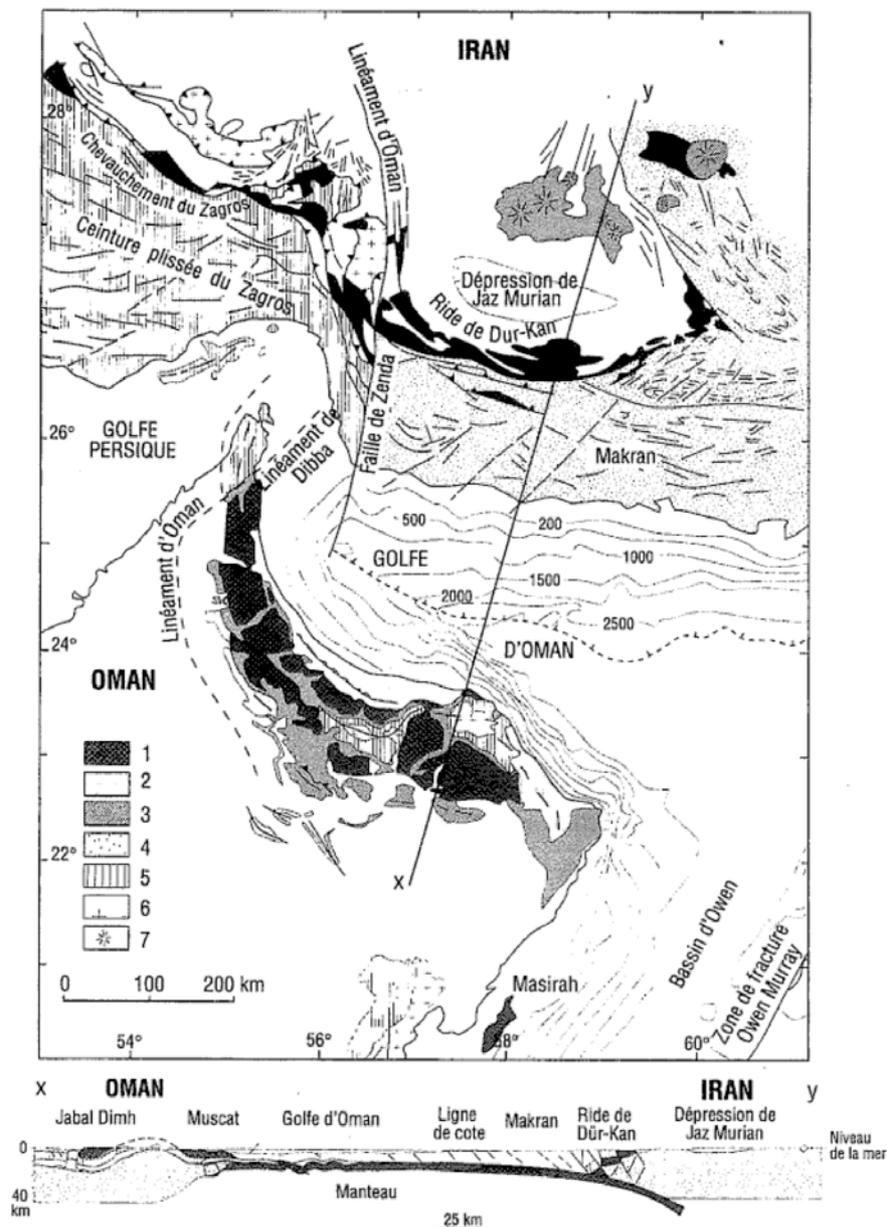


Fig. 2.4.1 : Carte et coupe des ophiolites d'Oman et d'Iran (Debelmas). 1 : ophiolites ; 2 : calcaires de plate-forme ; 3 : sédiments marins profonds ; 4 : flyschs ; 5 : dépôts de plate-forme ; 6 socle continental ; 7 volcanisme d'arc (Iran).

Actuellement, le golfe d'Oman correspond à un bassin océanique qui passe en subduction vers le Nord sous l'Iran (Fig. 2.4.1). Cette zone de subduction présente un volcanisme d'arc, un bassin d'avant arc, et un prisme d'accrétion dont une partie est émergée (Makran). Entre le prisme d'accrétion et le bassin d'avant arc se trouvent des lambeaux déformés d'ophiolites. Plus à l'Ouest, cette lithosphère océanique a complètement disparu en subduction, aboutissant à une collision continentale entre les plaques Arabie et Eurasie qui forme la chaîne du Zagros en Iran. Plus au Sud, la lithosphère océanique du golfe d'Oman est en continuité avec les nappes ophiolitiques qui émergent en Oman.

L'ophiolite d'Oman est peu déformée, sans métamorphisme, à part à sa base (semelle métamorphique) qui correspond à la surface de chevauchement au dessus de la lithosphère continentale. La croûte océanique qui en constitue la partie supérieure s'est formée il y a 95 Ma (datation absolue sur zircons dans des plagiogranites, coïncidant avec l'âge des premiers sédiments qui la recouvre) à l'axe d'une dorsale ultra-rapide.

D'une manière générale, il faut distinguer les ophiolites d'obduction, qui forment des nappes d'une grande superficie, ne présentent pas de métamorphisme, et sont en connexion avec une lithosphère océanique en place (type Oman) ; des ophiolites des zones de subduction, qui peuvent être des fragments de lithosphère océanique décollés de la plaque plongeante et accrétés à la plaque chevauchante (type Iran, Fig. 2.4.1), ou celles des zones de collision qui présentent souvent un métamorphisme de haute pression qui indiquent qu'elles sont passées en subduction avant d'être détachées de la plaque plongeante (type Queyras dans les Alpes).

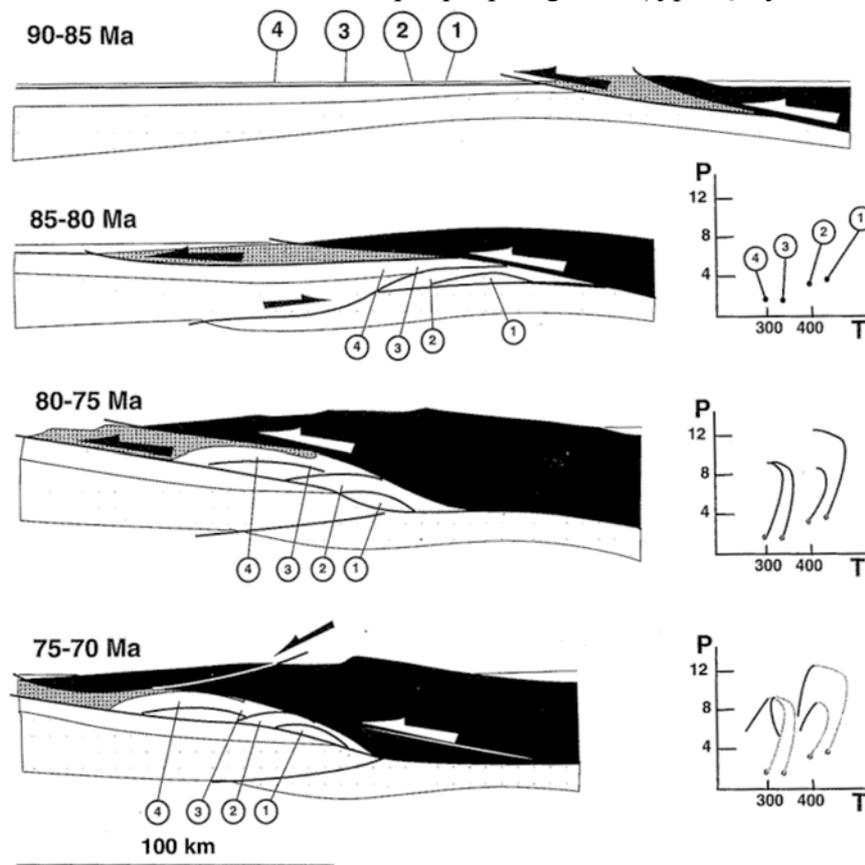


Fig. 2.4.2 : Chemins Pression (en kbar) - Température (°) et reconstitution de l'évolution pendant l'obduction en Oman (Jolivet).

La lithosphère continentale chevauchée par l'ophiolite correspond à une ancienne marge divergente, dont certaines unités présentent un métamorphisme de type HP-BT (Haute

Pression-Basse Température) (Fig. 2.4.2). L'augmentation de profondeur commence vers 90 Ma, ce qui correspond également à l'âge des derniers sédiments déposés sur la marge avant qu'elle ne soit recouverte par les nappes ophiolitiques (Fig. 2.4.3). Le pic de métamorphisme est daté du Crétacé supérieur (80-75 Ma) (Fig. 2.4.2), avec des pressions de plus de 12 kbar (une quarantaine de km de profondeur), suivi d'une dénudation qui fait remonter les unités vers 70 Ma.

Pendant le pic de métamorphisme, les premiers sédiments se déposent sur l'ophiolite obductée dans l'équivalent de la fosse, alors qu'un bombement externe soulève et permet l'érosion d'une partie de la marge (Fig. 2.4.3). Les sédiments ultérieurs recouvrent l'ensemble de la structure, montrant que la convergence cesse sur cette marge à peu près en même temps que le pic de métamorphisme.

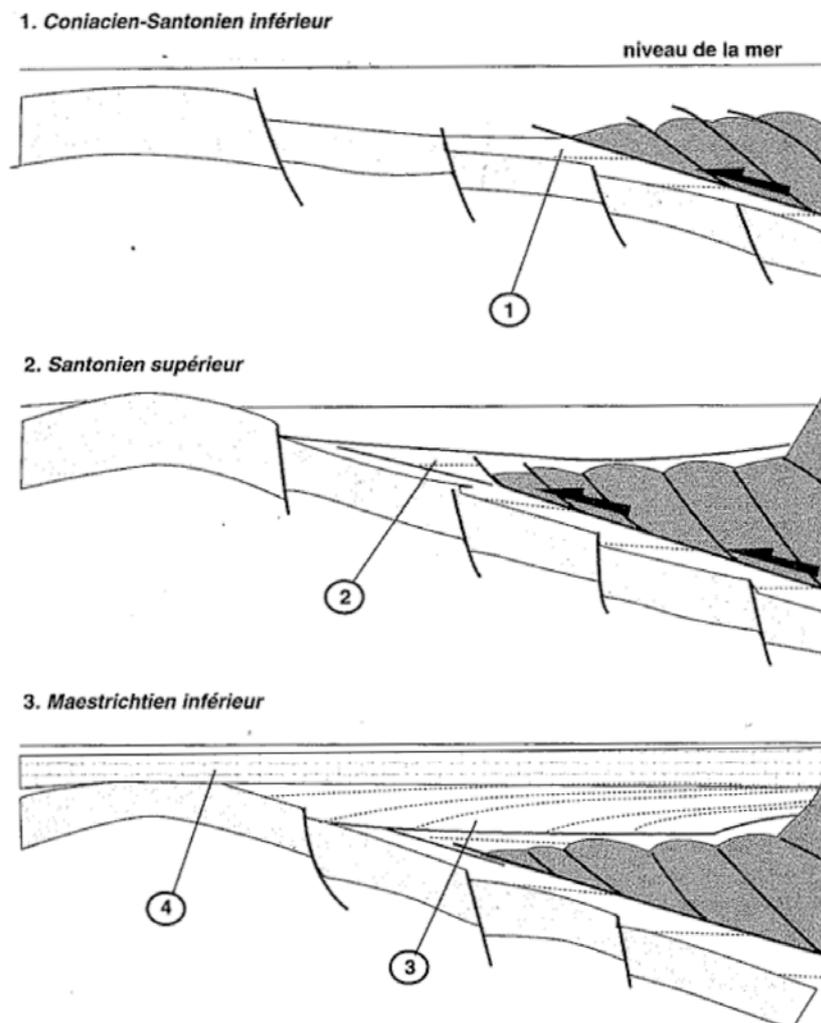


Fig. 2.4.3 : Reconstitution de la mise en place de la nappe ophiolitique à la fin du Crétacé (Jolivet). 1 : 86 Ma ; 2 : 83 Ma ; 3 : 72 Ma.

A partir de ces quelques informations, on peut proposer un modèle simple quoique discutable (fig. 2.4.4). Ce modèle propose une obduction qui commence à l'axe d'accrétion d'un ancien océan (stade 100 Ma). Un premier problème se pose : l'accrétion est très rapide, ce qui est classiquement associé à une subduction proche, absente ici. Cette dorsale présente également des caractéristiques de bassin arrière-arc, mais on ne trouve pas d'arc volcanique qui puisse lui être associée.

La déformation dans la semelle métamorphique à la base des ophiolites est pratiquement synchrone de l'accrétion océanique, montrant que la subduction doit s'initier à l'axe d'accrétion vers 95 Ma, mais le mécanisme qui enclenche cette subduction n'est pas expliqué. Une fois que la subduction est initiée, elle fait disparaître la partie sud du domaine océanique, jusqu'à ce que la marge continentale rentre elle-même en subduction. L'enfoncement de la lithosphère océanique est rendu possible d'une part par la faible épaisseur de la croûte océanique par rapport à l'épaisseur de manteau lithosphérique ; d'autre part par l'éclogitisation de cette croûte basique en profondeur, qui lui confère une densité comparable à celle du manteau. Par contre la lithosphère continentale présente une croûte mince sur la marge, mais qui devient rapidement plus épaisse, et dont la composition acide ne produit pas d'éclogite sous haute pression. La subduction de cette lithosphère continentale ne peut se poursuivre parce qu'elle reste trop légère pour s'enfoncer. Une nouvelle subduction se forme alors au Sud de l'Iran, qui reste encore active actuellement.

initiation d'une nouvelle subduction sous le Makran

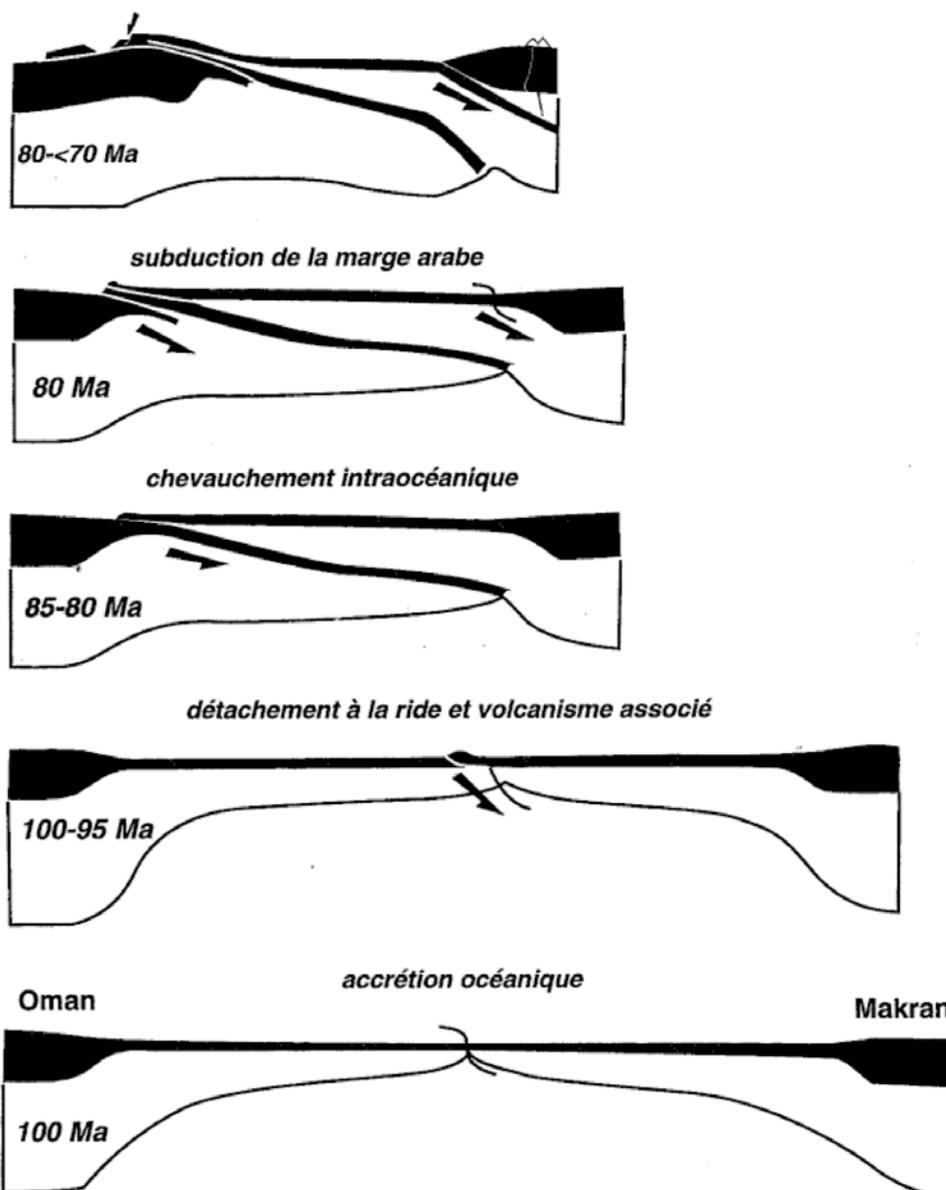


Fig. 2.4.4 : Reconstitution de l'obduction en Oman (Jolivet). En noir la croûte, en blanc la lithosphère. Les mouvements verticaux dans la croûte sont exagérés par rapport à l'(absence d')échelle verticale.

2.5 Collision : l'exemple de l'Himalaya

L'Himalaya est une chaîne de montagne de près de 2000 km de long qui sépare l'Inde du Tibet. Elle fait partie d'une succession de chaînes qui traversent toute la partie Sud de l'Eurasie depuis la façade atlantique de l'Europe jusqu'aux zones de subduction de l'Indonésie (Pyrénées, Alpes, Dinarides, **Taurides**, **Zagros**, **Himalaya**). Ces chaînes résultent de la fermeture d'un même océan, la Téthys (cf. 2.5.3) au cours de l'ère Tertiaire.

L'**Himalaya** en tant que chaîne de montagne est célèbre pour la présence des plus hauts sommets terrestres (Everest), mais elle ne représente topographiquement que la bordure Sud d'un très grand plateau (**Tibet**) de 5000 m d'altitude (Fig. 2.5.1 et 2). Vu du Tibet, les sommets himalayens ne sont pas plus hauts que la Croix de Belledonne ou le Mont Blanc vus du Grésivaudan.

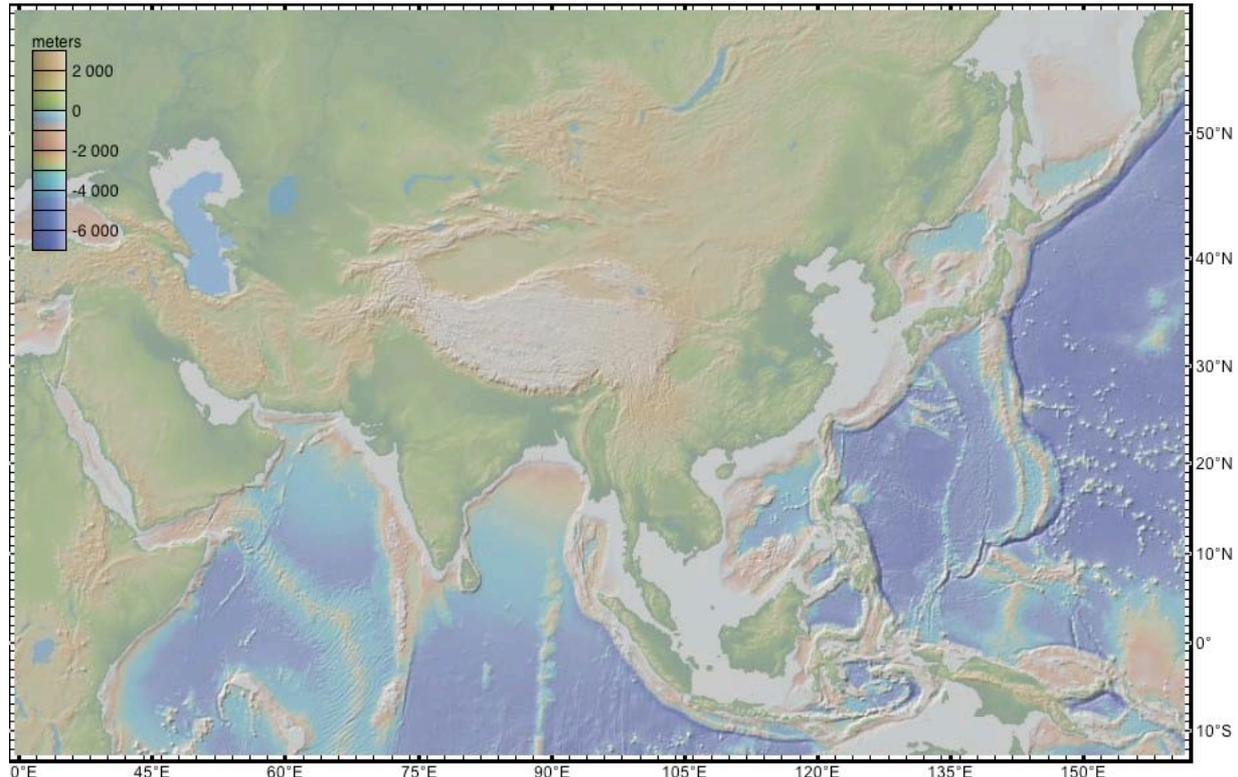


Fig. 2.5.1 : Topographie de l'Asie du Sud Est (Geomapapp).

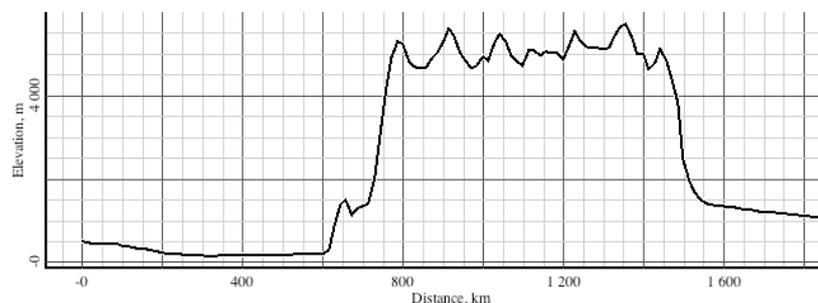


Fig. 2.5.2 : Coupe topographique de l'Inde (Sud, à gauche) au bassin du Tarim (exagération verticale 100) (Geomapapp). La chaîne himalayenne correspond au pic le plus au Sud du plateau du Tibet. Au Sud de l'Himalaya se trouve la plaine du Gange (plate et peu élevée).

La sismicité de cette région est importante (Fig. 2.5.3) : les séismes sont concentrés le long de la chaîne himalayenne, mais aussi répartis dans le plateau du Tibet, le long de ses bords, et le long d'autres reliefs (chaînes de montagnes : **Pamir**, **Tien Shan**, **Altai** ; ou bassins : **Baikal**, **Shanxi**) présents plus au Nord (Fig. 2.5.4).

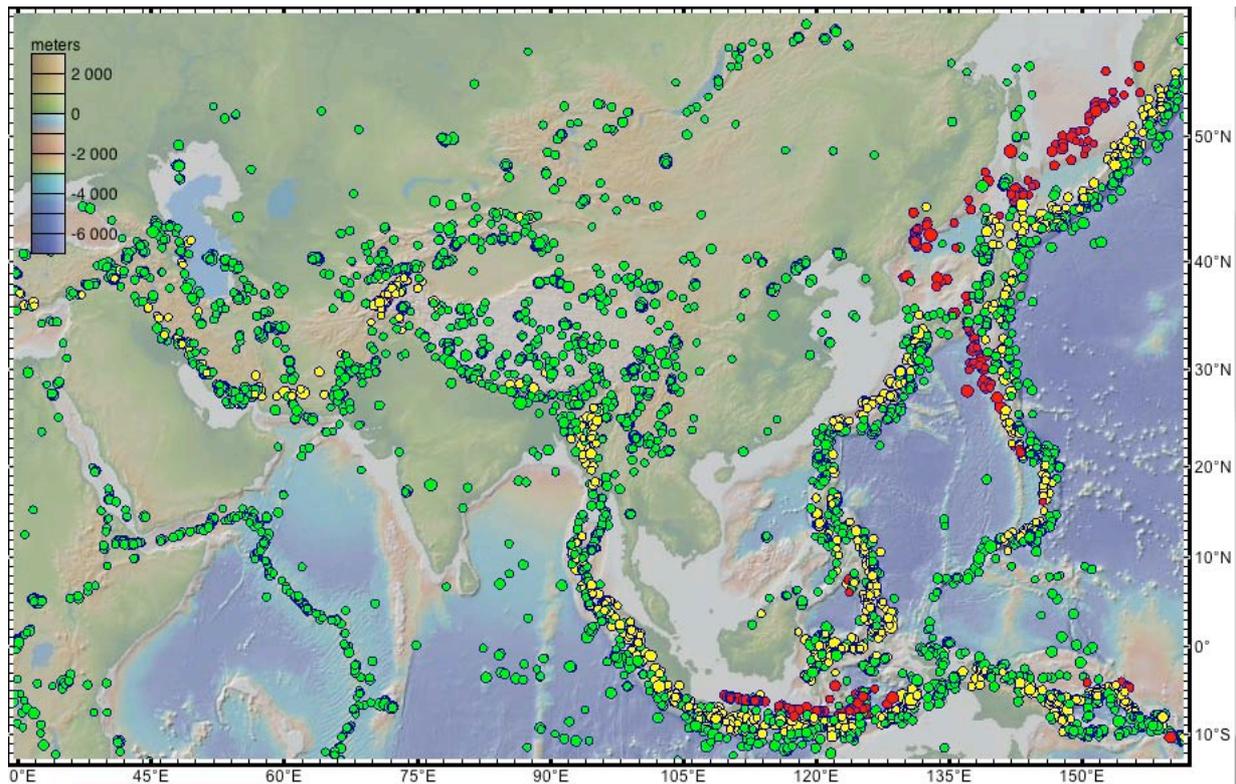


Fig. 2.5.3 : Sismicité de l'Asie du Sud Est (Geomapapp). Les points indiquent les épicentres des séismes, la couleur dépend de la profondeur du foyer (vert < 50 km ; jaune entre 50 et 250 km ; rouge > 250 km).

La répartition de la sismicité permet de définir une limite de plaque le long de l'Himalaya, accompagnée d'une déformation importante à l'intérieur de la plaque eurasiatique. Par contraste, la déformation de la plaque indienne est peu importante.

2.5.1 Structure actuelle de l'Himalaya

2.5.1.1 Unités structurales

La chaîne a une forme générale arquée. On retrouve (à une exception près) les principales unités structurales tout le long de la chaîne, qui présente donc une symétrie cylindrique. En carte comme en coupe (Fig. 2.5.5 et 6), on trouve du **Sud vers le Nord** :

- Une **plaine alluviale** (plaine du Gange à l'Ouest, du Bramhapoutre à l'Est, les deux se déversant dans un delta commun du Golfe du Bengale), correspondant à un bassin d'avant-chaîne rempli de sédiments détritiques provenant de l'érosion de la chaîne. L'érosion est d'autant plus importante que la chaîne bloque la mousson, provoquant des précipitations très importantes sur sa bordure Sud. Par contre, le Tibet est un désert peu arrosé.
- Des collines constituant l'unité des **Siwaliks**. Le contact avec la plaine du Gange est un chevauchement vers le Sud appelé **MFT (Main Frontal Thrust)**. Les Siwaliks sont constitués de sédiments continentaux détritiques (appelés **molasse**) lithologiquement semblable à ceux qui se déposent dans la plaine du Gange, mais plus âgés (**Néogène à Quaternaire**), déformés et soulevés.
- Des montagnes un peu plus élevées formant le **Bas Himalaya**, séparés des Siwaliks par un chevauchement vers le sud (**MBT : Main Boundary Thrust**). Le Bas Himalaya est constitué de séries sédimentaires déposées du Précambrien jusqu'à l'Eocène, déformées et métamorphisées, avec un métamorphisme croissant vers le Nord et l'unité supérieure.
- Les sommets de la chaîne appartiennent au **Haut Himalaya**. Ils sont localisés à proximité de la bordure Sud de cette unité, bordure qui correspond toujours un chevauchement vers le Sud

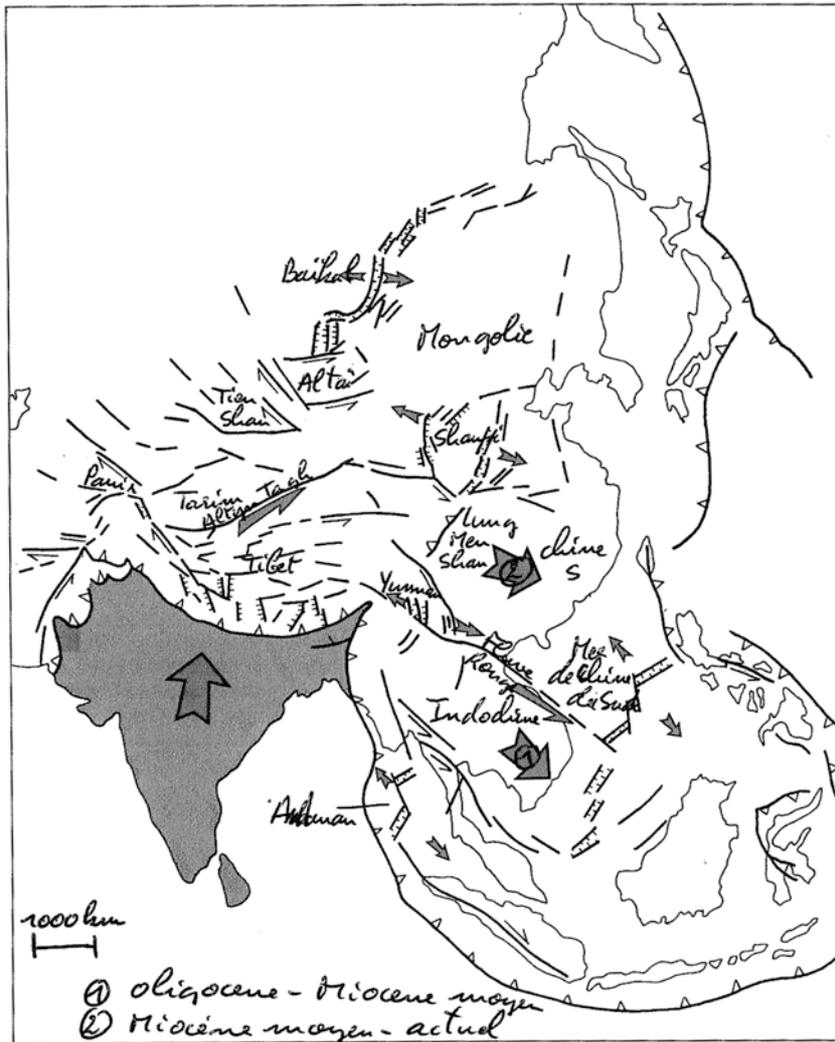


Fig. 2.5.4 : Schéma structural de l'Asie du Sud Est (principales failles) (Caron). Les flèches datent le déplacement des différents blocs (Indochine, Chine du Sud).

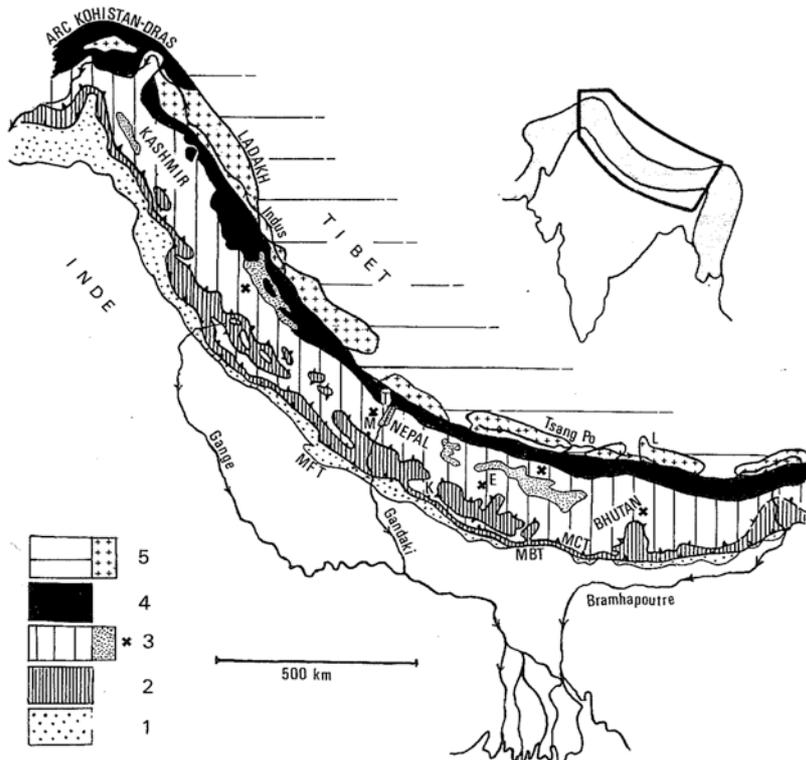


Fig. 2.5.5 : Carte structurale de l'Himalaya (Debelmas).
 1 : Siwaliks ; 2 Bas Himalaya ; 3 Haut Himalaya (croix : leucogranites récents ; pointillés : bassins plio-quadernaires) ; 4 Suture ophiolitique de l'Indus – Tsang Po ; 5 Transhimalaya (petites croix, batholithes). E : Everest ; K : Kathmandou ; L Lhasa ; M Manaslu ; T Thakkola. MCT, MBT et MFT : Main Central, Boundary et Frontal Thrust (chevauchements principaux).

(Main Central Thrust : MCT). La base de cette unité correspond à une série sédimentaire de 5 km d'épaisseur, d'âge Précambrien à Cambrien (appelée la dalle du Tibet), qui présente un métamorphisme croissant vers le Sud et des intrusions de leucogranites récents (Miocène). Le sommet de l'unité correspond à la suite de la série sédimentaire, d'une dizaine de km d'épaisseur, d'âge Ordovicien à Eocène inférieur. Les sédiments d'âge Primaire correspondent à une ancienne plate-forme continentale subsidente, fortement plissée. Ils forment les sommets de la chaîne, dont l'Everest, qui sont séparés de la dalle du Tibet par une faille normale (Fig. 2.5.7). Le plateau du Tibet commence dans la partie Nord du Haut Himalaya.

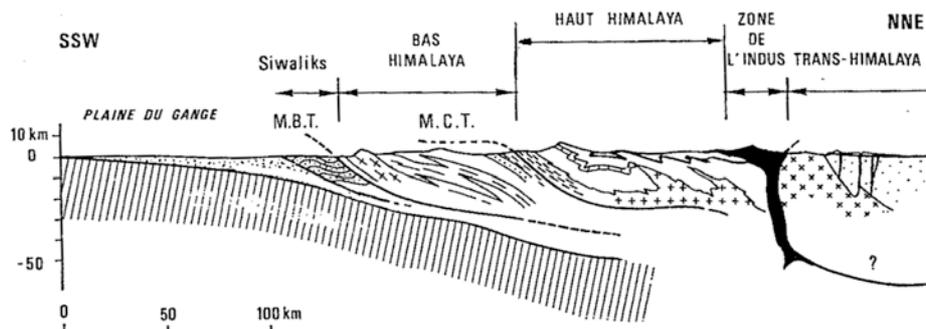


Fig. 2.5.6 : Coupe simplifiée de l'Himalaya (Debelmas).

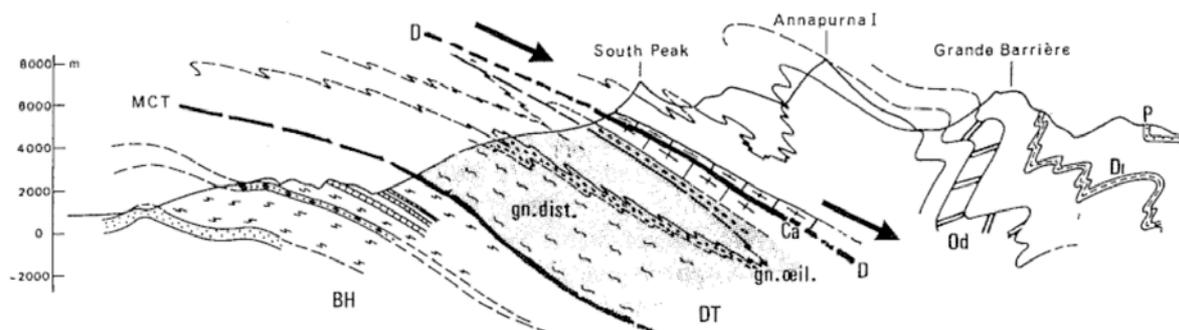


Fig. 2.5.7 : Coupe géologique de l'Anapurna (Debelmas). Les sommets sont constitués d'unités sédimentaires (Ca Cambrien, Od Ordovicien, Di Dévonien inférieur, P Permien) qui glissent vers le Nord sur une surface de décollement (faille normale DD) au dessus de la Dalle du Tibet (DT, constituée de gneiss (gn) à disthène ou œillés), elle même séparée du Bas Himalaya (BH) par le chevauchement central (MCT).

- La zone de suture de l'Indus-Tsang Po, séparée du Haut Himalaya par un chevauchement vers le Sud. Elle est constituée de l'ophiolite de Xigaze, lithosphère océanique formée vers 120 Ma et recouverte de sa couverture sédimentaire : radiolarites, turbidites et molasse tertiaire discordante. On retrouve également cette ophiolite en klippe sur le Haut Himalaya. Son obduction est probablement d'âge Crétacé.

- L'arc du Kohistan, qui ne se trouve qu'à la terminaison (aussi appelée syntaxe) Nord Ouest de la chaîne. Il s'agit d'un ancien arc intra-océanique, constitué d'appareils volcaniques et plutoniques formés au dessus d'une zone de subduction.

- Le Trans-Himalaya, constitué d'un socle continental métamorphique, surmonté de séries sédimentaires déposées à faible profondeur, émergées au début du Crétacé supérieur. Cet ensemble est intrudé et recouvert par des plutons et des volcans calco-alcalins (batholithe du Ladakh) d'âge Crétacé supérieur à Eocène.

L'arc du Kohistan et le Trans-Himalaya sont aussi chevauchants vers le Sud, même si les failles inverses sont très redressées.

2.5.1.2 Métamorphisme

La zone métamorphique se trouve de part et d'autre du MCT, au sommet du Bas Himalaya et à la base du Haut Himalaya (Fig. 2.5.8). Elle présente un gradient inverse à la base du Haut Himalaya, la température enregistrée par les minéraux du métamorphisme diminuant vers la base de l'unité. Ce gradient inverse est le résultat du sous-charriage du Bas Himalaya, initialement froid parce que superficiel, sous la base du Haut Himalaya plus chaud car plus profond. La base de l'unité supérieure réchauffe et est refroidie par le sommet de l'unité inférieure. Le métamorphisme de l'unité inférieure libère de l'eau qui hydrate l'unité supérieure et provoque sa fusion partielle en abaissant le point de fusion. Les magmas produits migrent pour former les leucogranites, comme le granite du Manaslu.

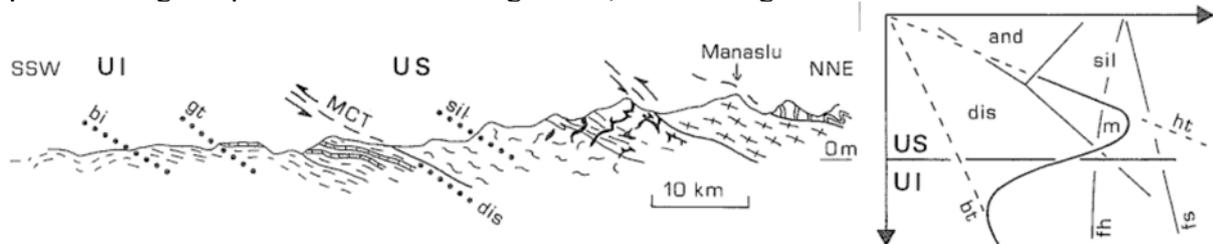


Fig. 2.5.8 : Gradient inverse de métamorphisme sous la dalle du Tibet (Kornprobst). UI et US : unités inférieure et supérieure. Les isogrades du métamorphisme sont indiqués (biotite bi, grenat gt, disthène dis, sillimanite si). Sur le diagramme Pression Température, bt et ht correspondent aux gradients thermique de basse et haute température, fh et fs fusion partielle hydratée et à sec, m métagrauwackes produisant des magmas granitiques.

Ce type de métamorphisme, et son effet sur la fusion partielle, peut être comparé au comportement d'une zone de subduction, où le sommet froid de la lithosphère plongeante va être au contact avec la base chaude de la lithosphère chevauchante, et où la déshydratation métamorphique de la plaque plongeante va hydrater le manteau de la plaque chevauchante et abaisser son point de fusion.

2.5.1.3 Déformation

Les failles actuellement actives correspondent aux chevauchements du front de la chaîne (MBT ou MFT), mais aussi à des failles normales radiales qui limitent des grabens dans le Sud du plateau du Tibet, et pour certains d'entre eux jusqu'au MCT (Fig. 2.5.3 et 9). Ces grabens recoupent les chevauchements, et sont donc postérieurs aux nappes.

La sismicité est essentiellement superficielle, jusqu'à 70 km de profondeur, sauf au Kohistan et en Birmanie où elle atteint 200 km de profondeur, indiquant une subduction de la lithosphère continentale ou d'une de ses parties (manteau lithosphérique qui peut se séparer de la croûte : délamination lithosphérique).

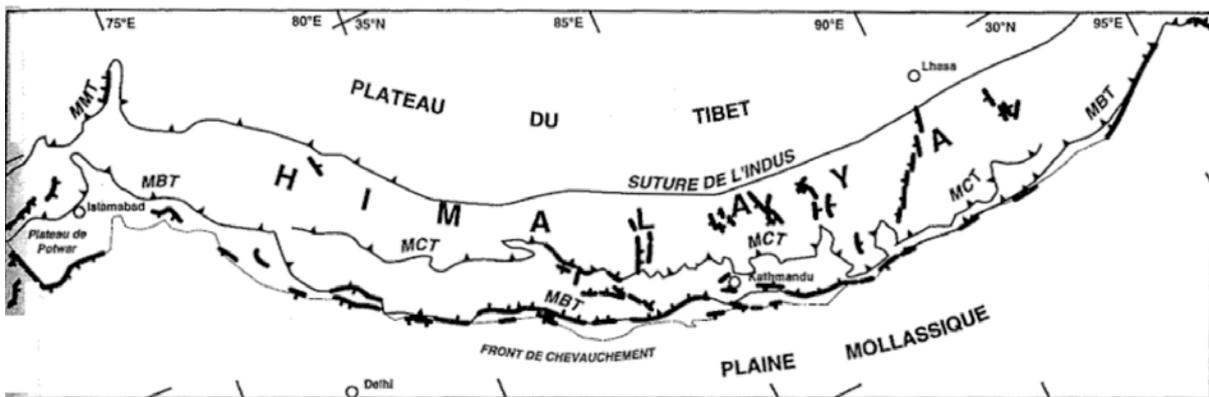


Fig. 2.5.9 : Failles actives en Himalaya (en gras) (Jolivet)

Certains chevauchements émergent loin du front topographique de la chaîne, comme pour le plateau de Potwar à l'Ouest de la chaîne (Fig. 2.5.9 et 10). Dans ce cas, la présence d'une couche de sel dans la série sédimentaire va permettre la propagation du chevauchement à l'avant et le décollement de la couverture. Un dispositif comparable se retrouve au Sud des Pyrénées ou au Nord des Alpes (Jura).

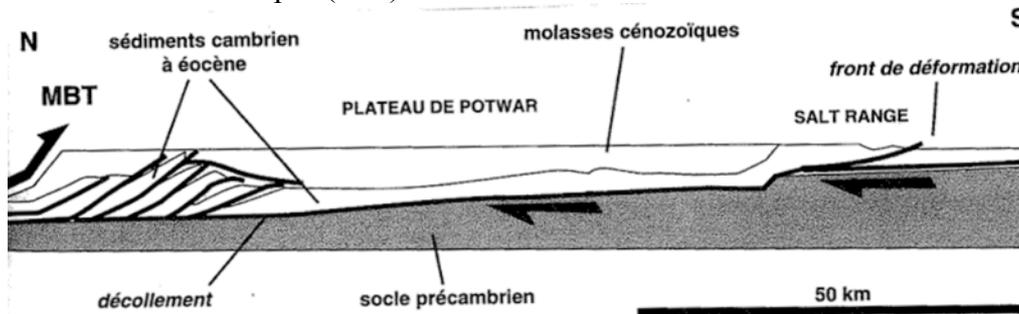


Fig. 2.5.10 : Coupe du plateau de Potwar (Pakistan) (Jolivet)

Le MFT et le MBT sont actuellement actifs. Le MCT a fonctionné entre 25 et 10 Ma (fin Oligocène à fin Miocène, âge des minéraux recristallisés pendant la déformation), pour un déplacement estimé à 100 à 200 km. Dans l'ensemble de la chaîne, la formation des reliefs ne se produit pas avant l'Eocène inférieur (50 Ma) où la sédimentation est encore généralisée.

L'érosion importante en Himalaya a mis à l'affleurement des roches qui se déforment en profondeur. La déformation est alors marquée par une schistosité (plan d'aplatissement) et une linéation d'étirement qui indique la direction de déplacement (Fig. 2.5.11). Mis à part quelques directions parallèles à la chaîne, qui sont liées à la mise en place de plutons magmatiques, la très grande majorité des linéations mesurées sont radiales, et restent perpendiculaires à l'arc orogénique. Les déformations ductiles et les déformations cassantes (chevauchements) indiquent les mêmes directions de déplacement.

Un modèle dit de 'channel flow' (écoulement dans un chenal) propose de mettre en relation la déformation ductile de la zone métamorphique (sommet du Bas Himalaya et Dalle du Tibet) avec la faille normale (détachement sud tibétain). Dans ce modèle, le métamorphisme et la fusion partielle rendent cette zone très ductile, et le poids des nappes supérieures va l'expulser (comme un fluide dans un chenal) vers la zone où la pression est moindre, c'est à dire la surface de la chaîne où l'érosion est très importante. Le mouvement en faille normale serait alors contemporain du mouvement chevauchant du MCT, l'inversion du sens correspondant à l'expulsion de la Dalle du Tibet.

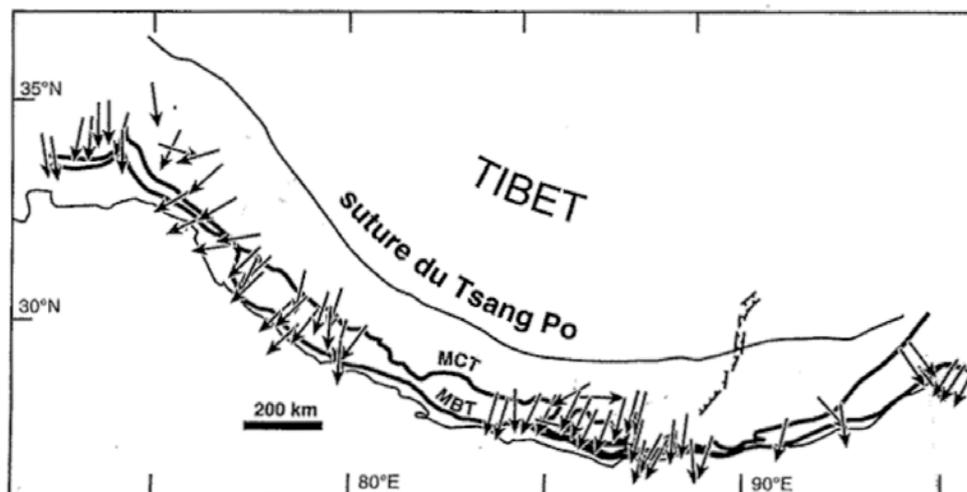


Fig. 2.5.11 : Carte des linéations d'étirement (Jolivet)

La structure crustale a été imagée par un profil sismique tiré dans la partie Sud du plateau tibétain (Fig. 2.5.12). On y voit un réflecteur majeur penté vers le Nord, interprété comme le contact entre la croûte indienne plongeante et la croûte tibétaine chevauchante. A l'échelle de la chaîne, cette surface émerge à la bordure de la plaine du Gange, et les chevauchements majeurs viennent s'y connecter. Plus en profondeur, le Moho de la plaque indienne présente une même pente vers le Nord. La chaîne himalayenne peut être interprétée comme un prisme d'accrétion où l'épaisse série sédimentaire de la plaque indienne est écaillée et empilée alors que le socle indien s'enfonce sous le Sud du Tibet. On retrouve une séquence de chevauchements vers le front de la chaîne, le MCT étant plus ancien que le MBT, lui même plus ancien que le MFT. Pendant le dépôt de leurs sédiments, les Siwaliks constituaient une partie du bassin d'avant chaîne à l'avant du MBT qui correspondait au front de la chaîne. Depuis, un nouveau chevauchement est apparu (MFT) qui a incorporé à la chaîne une partie de l'ancien bassin d'avant chaîne.

Le devenir de la croûte indienne plus au Nord est plus hypothétique. La Figure 2.5.12 propose qu'elle plonge en subduction, ce qui n'est pas montré par la sismicité. D'autres modèles proposent que la croûte indienne se sépare de son manteau lithosphérique (délamination), la croûte épaississant le plateau du Tibet et le manteau lithosphérique s'enfonçant en profondeur.

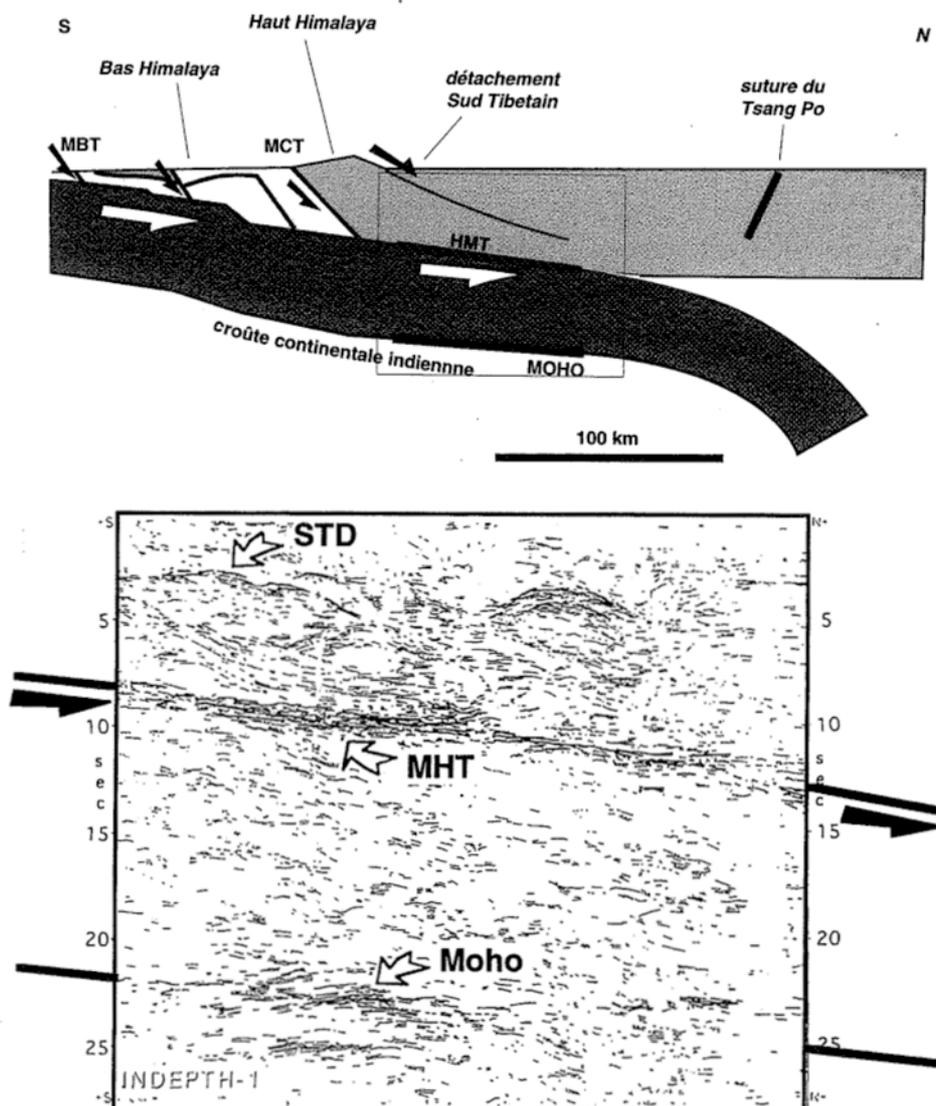


Fig. 2.5.12 : Coupe schématique de l'Himalaya et profil sismique au sud du Tibet (encadré sur la coupe schématique) (Jolivet). MBT, MCT : Main Boundary et Central Thrusts ; HMT et MHT Main Himalayan Thrust ; STD South Tibet Detachement.

L'épaisseur de la croûte est relativement constante sous la plaine du Gange (45 km, ce qui est classique pour une croûte archéenne) et sous le Tibet (80 km, Moho à 75 km de profondeur) (Fig. 2.5.13). L'approfondissement se fait sous l'Himalaya, et correspond à la courbure de la plaque indienne qui s'enfonce sous le Tibet. Cette courbure provoque la flexion de la lithosphère à l'avant de la chaîne, qui forme le bassin d'avant chaîne de la plaine du Gange, bassin totalement rempli par les sédiments provenant de l'érosion de la chaîne. Contrairement à la fosse d'une zone de subduction, le bassin flexural est comblé, ce qui augmente sa subsidence.

Le caractère flexural est aussi montré par l'anomalie de Bouguer (Fig. 2.5.13). Au Sud de la plaine du Gange et sur le plateau Tibétain, l'anomalie de Bouguer correspond à une compensation locale (isostasie). Par contre, elle est trop faible par rapport à l'épaisseur crustale dans le nord de la plaine du Gange (bassin flexural enfoncé sans compensation isostatique par le poids des chevauchements) et trop forte dans l'Himalaya (unités chevauchantes supportées par la rigidité de la plaque plongeante).

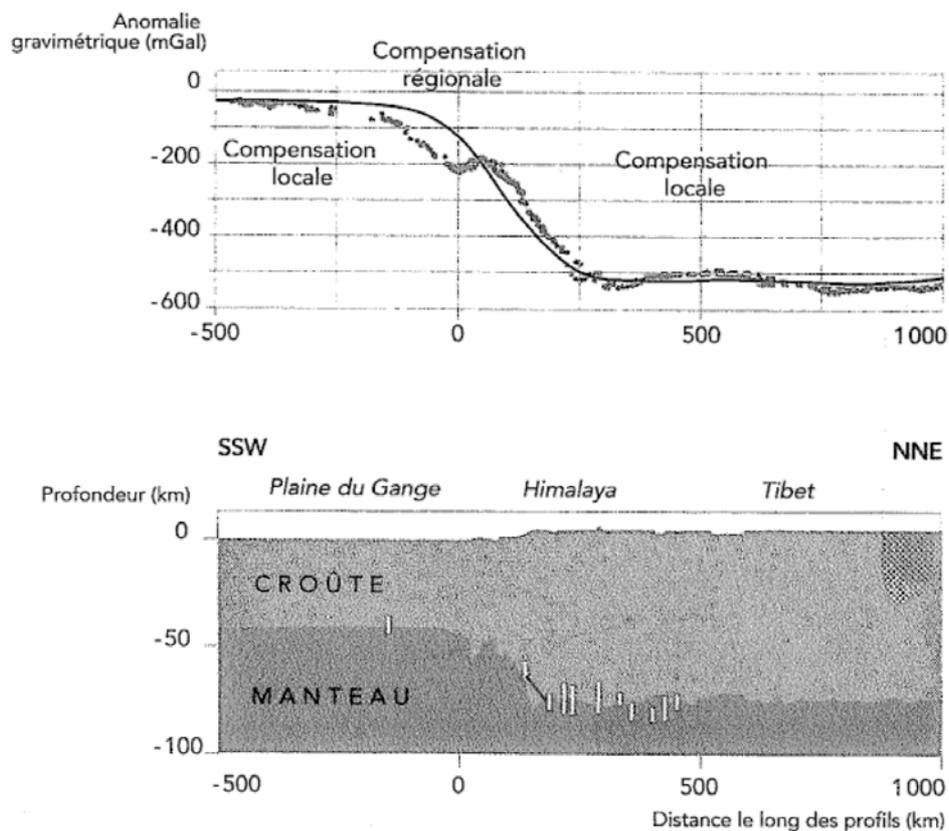


Fig. 2.5.13 : Anomalie gravimétrique et épaisseur crustale (Tapponier). En haut, anomalie de Bouguer mesurée (points) et calculée à partir des mesures d'épaisseurs crustales dans un modèle d'isostasie d'Airy (en bas, les barres blanches indiquant la position observée du Moho). Le 0 correspond au front de déformation (MFT).

2.5.2 Déformation à l'échelle de l'Asie

2.5.2.1 Tibet

Si le Tibet présente une altitude et une épaisseur crustale à peu près constante, sa structure géologique est hétérogène. Il est formé de blocs continentaux (micro-plaques) accrétés au Sud de l'Eurasie au cours du Paléozoïque et du Mésozoïque. Ces blocs vont successivement être remobilisés et soulevés au cours de la collision Inde-Asie du Sud vers le Nord (Fig. 2.5.14). Cette déformation est accommodée à l'intérieur des blocs par des chevauchements, mais surtout en bordure des blocs par de grands décrochements, comme actuellement la faille

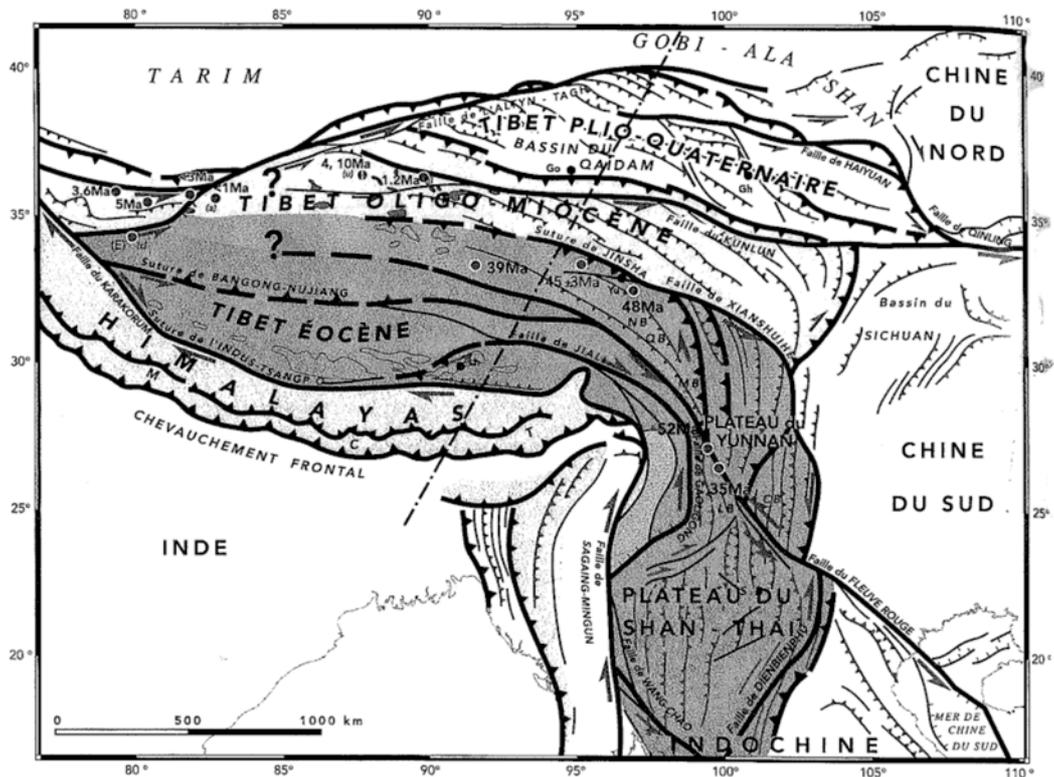


Fig. 2.5.14 : Structure schématique du plateau du Tibet (Tapponier). Les chiffres indiquent l'âge du magmatisme.

senestre de l'Altyn-Tagh qui sépare le Nord Ouest du Tibet du bassin du Tarim. Elle est accompagnée d'un volcanisme calco-alcalin.

Toute la partie Sud du plateau du Tibet (mais aussi l'Himalaya, cf. § 2.5.1.3) est recoupée par des grabens globalement Nord-Sud (Fig. 2.5.15). Cette évolution tardive (extension tardi-orogénique) est observée dans toutes les chaînes de montagne. Deux mécanismes peuvent expliquer cette évolution :

- Permutation des composantes principales de la contrainte : au fur et à mesure de la convergence des plaques, la croûte s'épaissit. Cela a pour conséquence d'augmenter le poids,

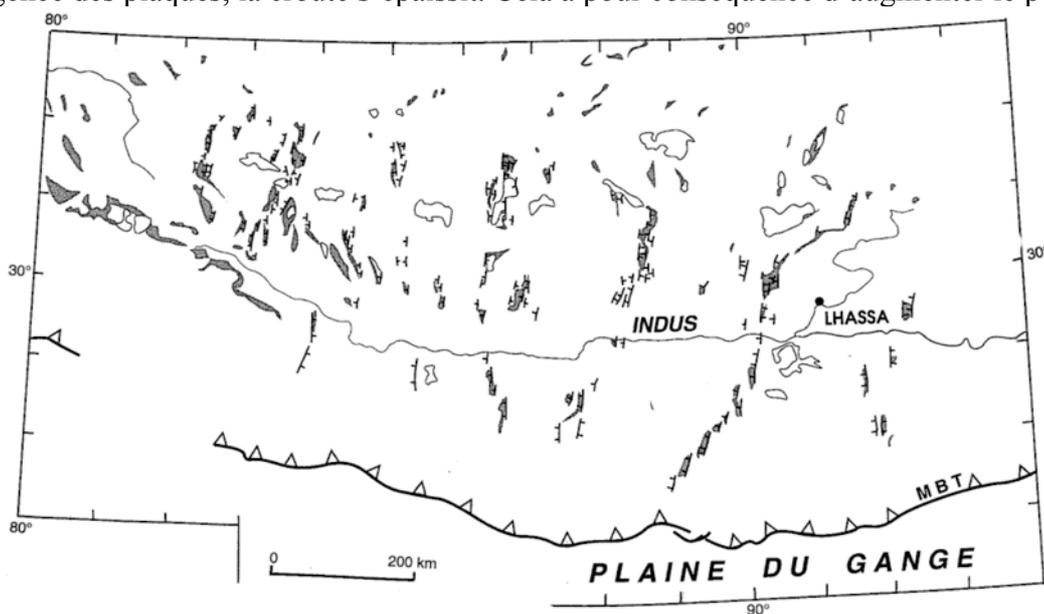


Fig. 2.5.15 : Les grabens du Tibet et de l'Himalaya (Jolivet).

c'est à dire la composante verticale de la contrainte. En début de convergence, la croûte est peu épaisse, et la composante verticale de la contrainte est minimale (σ_3 vertical et σ_1 horizontal : régime en compression). Quand la croûte devient plus épaisse, la composante verticale devient plus importante (σ_2 vertical et σ_1 horizontal : régime en décrochement), puis maximale (σ_1 verticale et σ_3 horizontal : régime en extension). Comme la convergence se poursuit, la direction d'extension est perpendiculaire, et correspond à un échappement vers la bordure de la zone épaissie.

- La délamination du manteau lithosphérique : le manteau lithosphérique plongeant serait remplacé par une remontée de l'asthénosphère, d'où un magmatisme par décompression du manteau, et un réchauffement important de la base de la croûte, provoquant sa fusion partielle. Cette modification de la croûte faciliterait son étalement gravitaire, et son désépaississement, comme cela peut être observé dans la province du Basin & Range.

2.5.2.2 Echappement latéral

La déformation actuelle (séismes) de l'Asie n'est pas limitée à l'Himalaya et au Tibet (Fig. 2.5.3). La répartition des déplacements mesurés sur les failles (Fig. 2.5.16) ou par GPS (Fig. 2.5.17) montrent trois types de structures accommodant les 5 cm/an de convergence : à peu près 40% de la convergence est accommodé dans la chaîne himalayenne, essentiellement dans sa partie frontale ; une quantité équivalente est transmise à travers le Tibet et correspond à de la convergence sur sa bordure Nord ou dans la chaîne du Tian Shan ; le reste (20%) correspond à une expulsion latérale vers l'Est le long de grands décrochements comme la faille du Fleuve rouge. Cet échappement latéral est possible par l'absence de résistance qu'exercent les zones de subduction peri-Pacifique. Il concerne actuellement essentiellement le bloc de la Chine du Sud, limitée au Nord par un décrochement senestre, au Sud par un décrochement dextre (faille du fleuve rouge). A l'Eocène, c'est le bloc indo-chinois qui a été expulsé vers le Sud Est. Cette expulsion peut être modélisée simplement par l'indentation d'un piston rigide (la lithosphère indienne, très ancienne) dans une lithosphère plus facilement déformable et surtout résultant du collage de plusieurs blocs continentaux (l'Asie du Sud Est) (Fig. 2.5.18).

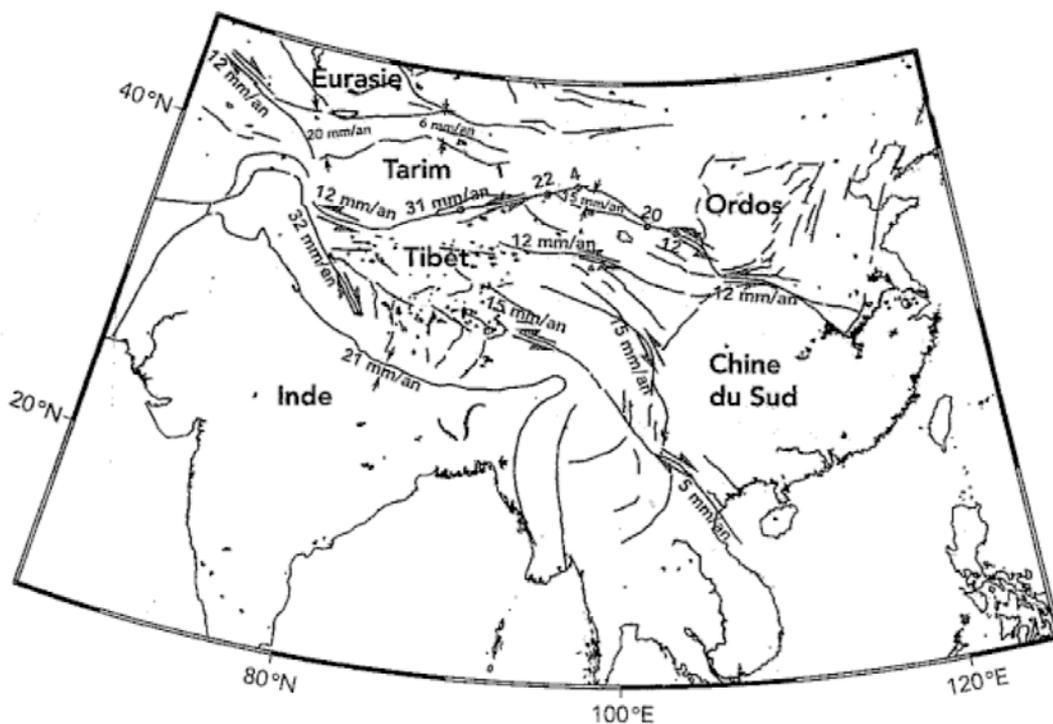


Fig. 2.5.16 : Vitesses de glissement sur les principales failles d'Asie (Tapponier).

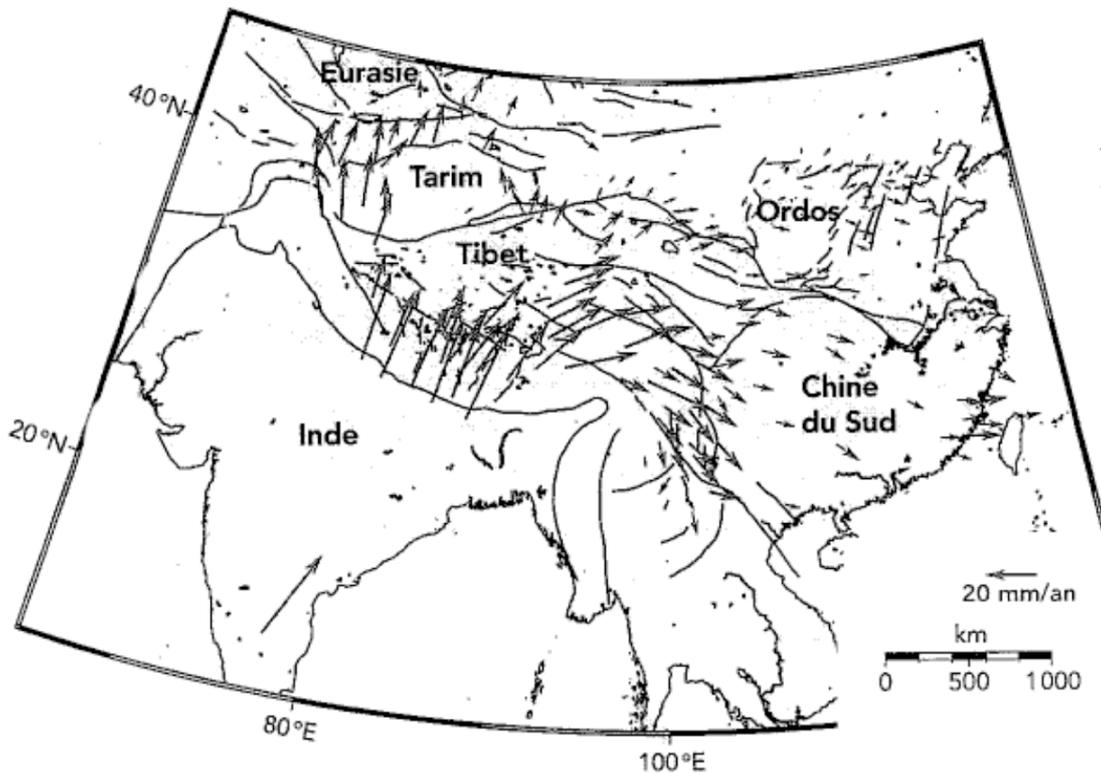


Fig. 2.5.17 : Vitesses de déplacement mesurées par GPS par rapport à la Sibérie (Tapponier)

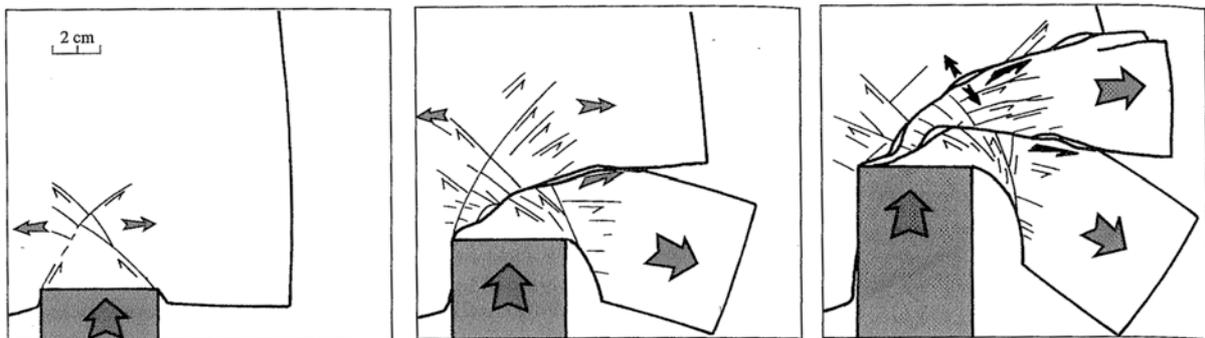


Fig. 2.5.18 : Expérience de déformation d'une couche de plastiline par un piston rigide (en gris) avec un bord libre à droite (Caron)

2.5.3 Reconstitution

La collision continentale est l'aboutissement d'une subduction dans laquelle toute la lithosphère océanique a disparu, et où une marge continentale passive est entraînée sous une marge active. La collision résulte de l'incapacité de la lithosphère continentale à s'enfoncer en subduction, du fait de sa densité trop faible liée à l'épaisseur importante de la croûte continentale.

Dans le cas de la chaîne himalayenne, la disparition de la lithosphère océanique n'empêche pas d'utiliser les anomalies magnétiques des fonds océaniques pour reconstituer le déplacement des plaques via les océans Indien et Atlantique (Fig. 2.5.19). La convergence était rapide (14 cm/an) à la fin du Crétacé et début du Tertiaire. Elle est accommodée par la subduction de la Téthys, océan qui s'est ouvert à partir du Trias par migration de blocs continentaux au détriment d'un océan plus ancien, la paléo-Téthys (Fig. 2.5.20). Du Trias à l'Eocène, le Nord de l'Inde correspondait à une marge continentale divergente. La migration de l'Inde qui referme la Téthys résulte de l'ouverture de l'océan Indien au Crétacé.

La convergence Inde-Asie diminue jusqu'à 5 cm/an de 50 à 35 Ma, c'est à dire pendant l'Eocène, quand la totalité de la lithosphère océanique a disparu au Nord de l'Inde et quand la

marge indienne commence à rentrer en subduction. A 35 Ma, la collision continentale a commencé et un prisme d'accrétion continental commence à se former. Tout le domaine himalayen est alors soulevé, et la sédimentation s'y est arrêtée, sauf dans le bassin d'avant chaîne. La convergence est alors accommodée pour partie par l'empilement de nappes décollées de la couverture de la marge indienne, mais aussi à l'intérieur de la plaque Asie au front du Tibet et par l'extrusion vers le Pacifique de l'Asie du Sud Est.

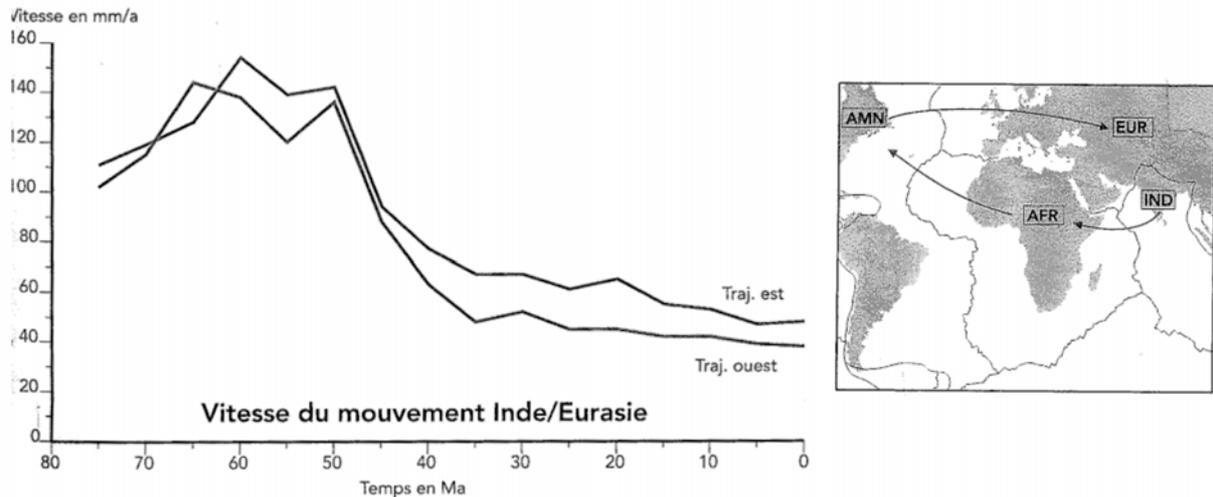


Fig. 2.5.19 : Vitesse de l'Inde par rapport à l'Eurasie, calculée, en fonction des déplacements relatifs de l'Inde par rapport à l'Afrique, l'Amérique du Nord, l'Eurasie. Les deux courbes correspondent aux extrémités nord-est et nord-ouest de l'Inde.

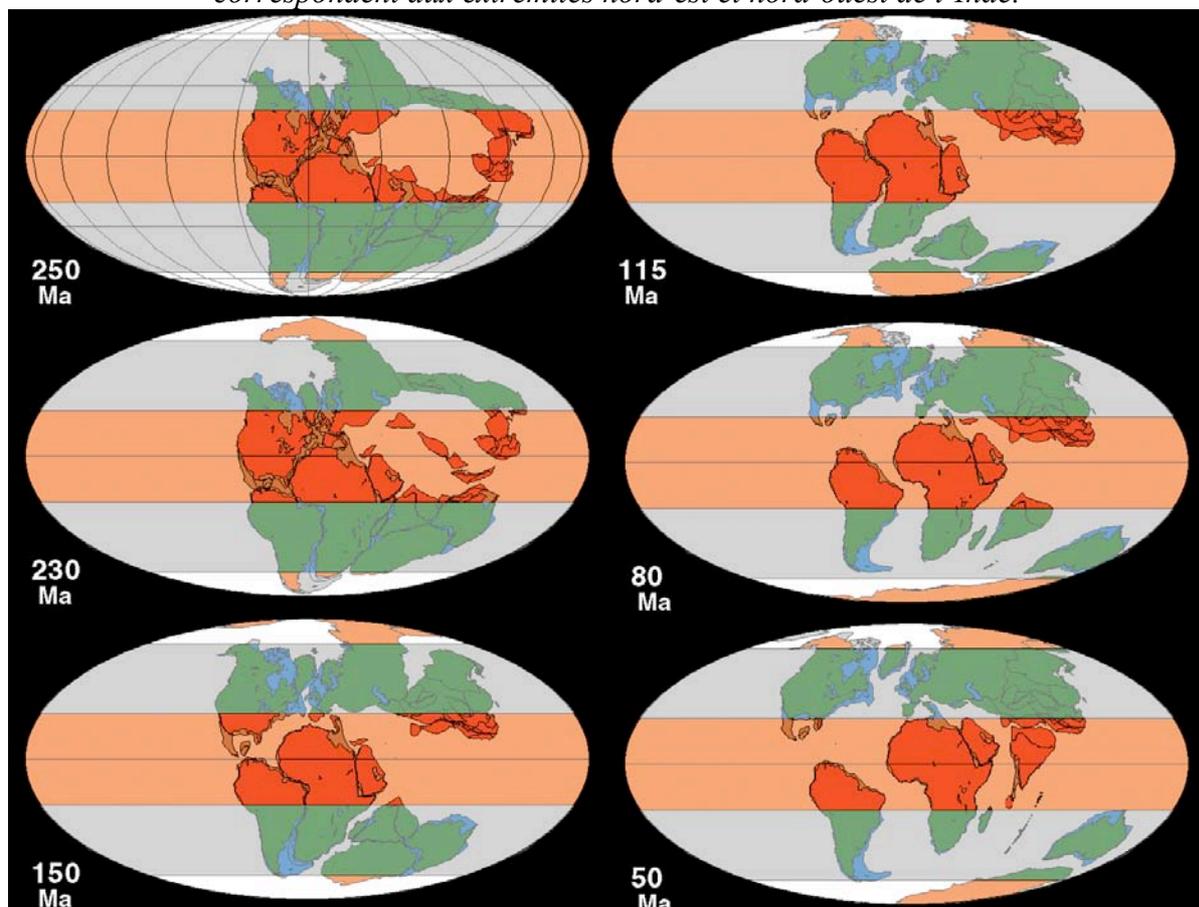


Fig. 2.5.20 : Reconstitution des positions des continents (Besse). 250 Ma : Permien/Trias ; 230 Ma Trias moyen/supérieur ; 150 Ma Jurassique supérieur ; 115 Ma Crétacé inférieur ; 80 Ma Crétacé supérieur ; 50 Ma Eocène inférieur.

Collision continentale

La collision continentale fait suite à la disparition par subduction d'une lithosphère océanique séparant deux marges continentales. La collision résulte de l'impossibilité de la lithosphère continentale trop légère de s'enfoncer profondément dans le manteau.

Le relief résulte d'un épaissement crustal suite à un empilement de chevauchements de même sens que la subduction, suivant un mécanisme de formation identique à celui d'un prisme d'accrétion. A l'avant de la chaîne se développe un bassin flexural (ou bassin d'avant-chaîne) dont le remplissage sédimentaire va être progressivement intégré à la chaîne par de nouveaux chevauchements.

L'épaississement crustal modifie les conditions de pression et température, induisant un métamorphisme qui peut atteindre l'anatexie en particulier par hydratation. En l'absence d'érosion (climat sec), l'épaississement crustal aboutit à la formation d'un plateau.

2.6 Géodynamique interne : une synthèse

2.6.1 Déplacements de la lithosphère

2.6.1.1 Mouvements horizontaux

Le déplacement horizontal de la lithosphère est mis en évidence par plusieurs méthodes concernant plusieurs échelles temporelles: le GPS et la sismicité à l'échelle de quelques années, les anomalies magnétiques des fonds océaniques et les paléo-pôles magnétiques à l'échelle de quelques millions d'années.

L'ordre de grandeur des vitesses horizontales est du **cm à 15 cm/an (10 à 150 km/Ma)** le maximum observé étant de 20 cm/an. Pour des mouvements inférieurs au cm/an, les limites de plaques ne sont pas bien définies.

2.6.1.2 Mouvements verticaux

Les mouvements verticaux, qu'ils soient vers le haut (surrection) ou vers le bas (subsidence) peuvent être interprétés comme résultant de deux types de mécanismes :

- **L'équilibre isostatique** : la répartition des masses en surface (reliefs ou dépressions) est équilibrée par la répartition des masses en profondeur. L'équilibre isostatique peut être atteint de deux manières, soit en variant **l'épaisseur crustale** (racine crustale sous les montagnes avec racine crustale ; remontée du Moho sous les bassins), soit en variant la densité de la lithosphère (**subsidence thermique** pendant laquelle l'épaisseur du manteau lithosphérique augmente à épaisseur crustale constante).

- La **flexure élastique** de la lithosphère : la réponse à une force verticale (poids) n'est pas limitée au point d'application mais est répartie autour de ce point. Une charge (volcan (ex. Hawaï), lithosphère chevauchante) provoque une dépression périphérique (fosse de subduction, bassin d'avant-chaîne) ; une décharge provoque une épaule de rift. La flexure s'amortissant de manière sinusoïdale, elle provoque également des mouvements verticaux plus externes mais beaucoup plus faibles : bombement avant-fosse ou avant-chaîne, bassin extérieur à l'épaule de rift. La longueur d'onde de la flexure est fonction de l'élasticité de la lithosphère, en général contrôlée par son âge et son épaisseur. Une lithosphère plus ancienne (continentale par rapport à océanique) est plus rigide, et se plie avec une plus grande longueur d'onde.

Les mouvements verticaux sont une conséquence des mouvements horizontaux, soit directement (flexure, amincissement ou épaissement crustal), soit indirectement (volcanisme d'arc qui épaisse la croûte). Les vitesses moyennes des déplacements verticaux sont de l'ordre de **10 à 200 m/Ma, de 1 à 5 km/an** aux limites de plaques (rift, bassins flexuraux), elles atteignent au maximum **10 km/Ma** (bassins pull-apart, flexure dans les fosses de subduction). En Scandinavie, le rebond post-glaciaire correspond à la réponse de la lithosphère à la fonte (quasi instantanée aux échelles de temps géologique) de la calotte glaciaire scandinave. Le soulèvement atteint 200 m/10 000 ans, soit 20 km/Ma, il se poursuit toujours actuellement mais en s'amortissant.

Ces deux mécanismes (isostasie, flexure) correspondent à des mouvements verticaux de premier ordre, contrôlés par la lithosphère. D'autres mouvements verticaux plus faibles sont contrôlés par le manteau plus profond. On appelle **topographie dynamique** ces mouvements verticaux (et leur conséquence topographique) induits par les déplacements dans le manteau. Une remontée de matériel de relativement faible densité dans le manteau (soit en raison de sa température (convection) soit en raison de sa nature chimique) provoque une surrection en surface. Inversement, une descente de matériel relativement dense provoque une subsidence en surface.

La topographie résiduelle représente pour les grandes longueurs d'ondes les anomalies d'altitudes par rapport à un modèle isostatique (Fig. 2.6.1). On y retrouve des reliefs associés

aux points chauds de l'Islande ou de l'Afar, mais aussi des dépressions à l'Est de la bordure occidentale des deux Amériques. Ces zones où le manteau descend correspondent aux parties profondes des zones de subduction des Andes et des Rocheuses. La grande dépression de l'Eurasie correspondrait aux traces des anciennes subductions de la Téthys.

Ces mouvements dans le manteau sont relativement lents et stables au cours du temps. Ils peuvent expliquer certaines anomalies topographiques, comme le mouvement de bascule que l'Australie a enregistré au cours du Tertiaire (surrection puis subsidence au Nord, inversement au Sud), qui serait dû à son passage au dessus de la zone de descente du manteau actuellement située entre l'Australie et l'Antarctique. La mise en évidence de ces mouvements est cependant difficile en raison de leur amplitude réduite et de la difficulté de reconstitution des mouvements du manteau actuels et encore plus dans le passé.

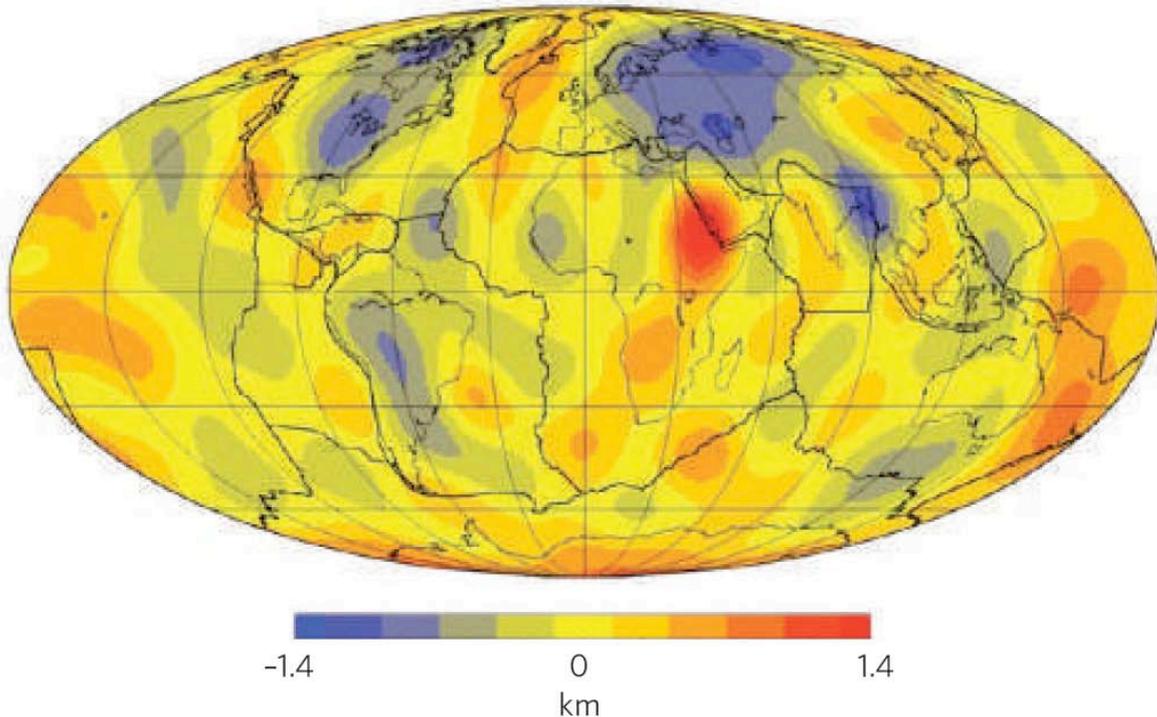


Fig. 2.6.1 : Topographie résiduelle

2.6.1.3 Moteurs des déplacements lithosphériques

Trois mécanismes sont invoqués pour expliquer les déplacements lithosphériques :

- le **flux asthénosphérique**, qui correspond à l'entraînement de la lithosphère par les mouvements du manteau sous-jacent. Mais l'anisotropie sismique ne montre pas de corrélation entre les mouvements de l'asthénosphère et de la lithosphère : ces deux ensembles se déplacent indépendamment, et il n'y a pas d'entraînement de la lithosphère par le manteau.
- Le **glissement à la ride** : la lithosphère océanique qui se forme à l'axe d'une dorsale présente une pente topographique, mais surtout une pente à la base du manteau lithosphérique. Par gravité, elle va glisser sur cette pente et s'écarter de l'axe d'accrétion.
- La **traction de la plaque plongeante** : dans les zones de subduction, l'éclogitisation de la croûte océanique augmente considérablement le poids de la lithosphère, et provoque son plongement.

On estime que le glissement à la ride représente de l'ordre de **10 à 20%** du mouvement total, la traction dans les zones de subduction de **80 à 90%**. Mais ces mécanismes ne sont qu'une expression superficielle de la dynamique plus profonde du manteau.

2.6.2 Dynamique du manteau, bilan thermique, conduction et convection

La tomographie sismique montre que les plaques en subduction pénètrent dans le manteau inférieur, même si la limite manteau supérieur/inférieur constitue une barrière difficile à franchir. A l'inverse les panaches/points chauds traversent tout le manteau à partir de la couche D'' à l'interface noyau-manteau jusqu'à la base de la lithosphère. La dynamique du manteau est contrôlée dans son ensemble (sans distinction entre manteau supérieur et inférieur) par ces mouvements verticaux qui évacuent la chaleur interne de la Terre par convection.

On peut distinguer deux catégories dans les sources de chaleur : la chaleur qui est héritée, et celle qui est actuellement produite.

La chaleur héritée l'est de l'accrétion de la Terre (chaleur d'accrétion, libérée à partir de l'énergie gravitationnelle lors des impacts de météorites sur la proto-Terre), mais provient aussi de la différenciation des différentes enveloppes terrestres, essentiellement le noyau par rapport au manteau. Cette chaleur héritée est difficilement quantifiable.

La chaleur produite l'est d'une part par cristallisation de la graine au détriment du noyau externe (estimée 1 à $2,8 \cdot 10^{12}$ W), d'autre part provient de la désintégration des éléments chimiques radioactifs, qui sont concentrés dans la croûte, mais qui produisent aussi beaucoup dans le manteau compte tenu de son volume très important. La radioactivité produit dans le noyau 0 à $7 \cdot 10^{12}$ W, $3,8$ à $11,6 \cdot 10^{12}$ W dans le manteau inférieur, $1,3 \cdot 10^{12}$ W dans le manteau supérieur et $4,2$ - $5,6 \cdot 10^{12}$ W dans la croûte continentale ($1 \mu\text{W m}^{-3}$, $0,5 \mu\text{W m}^{-3}$ pour l'océanique, $0,02 \mu\text{W m}^{-3}$ pour le manteau).

5 à $18 \cdot 10^{12}$ W sont transmis du noyau au manteau, 13 à $14 \cdot 10^{12}$ W du manteau à la croûte.

L'énergie est dissipée en surface par les déformations (séismes $3 \cdot 10^{10}$ W, autres déformations $3 \cdot 10^{11}$), mais surtout par la chaleur ($42 \cdot 10^{12}$ W dont $11,6 \cdot 10^{12}$ W sur les continents, le reste dans les océans dont $20,7 \cdot 10^{12}$ par conduction et $9,7 \cdot 10^{12}$ par l'hydrothermalisme).

Pour la croûte continentale, $2/3$ du flux géothermique est produit par la radioactivité crustale, $1/3$ transmis par conduction depuis le manteau. La croûte conduit mal la chaleur ($1,4 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$), et se comporte comme un couvercle qui empêche la chaleur interne de se dissiper. Elle maintient un gradient de température élevé à la surface supérieure du manteau.

Ce gradient élevé permet de développer de la convection dans le manteau. La convection est une instabilité gravitaire d'origine thermique (mais qui peut aussi être due à des différences de densité d'origine chimique) qui se développe quand le **nombre de Rayleigh** (rapport entre le temps de diffusion de la chaleur et le temps de déplacement de la matière) est **supérieur à 1000** (le déplacement est 1000 fois plus rapide que la conduction pour transférer la chaleur).

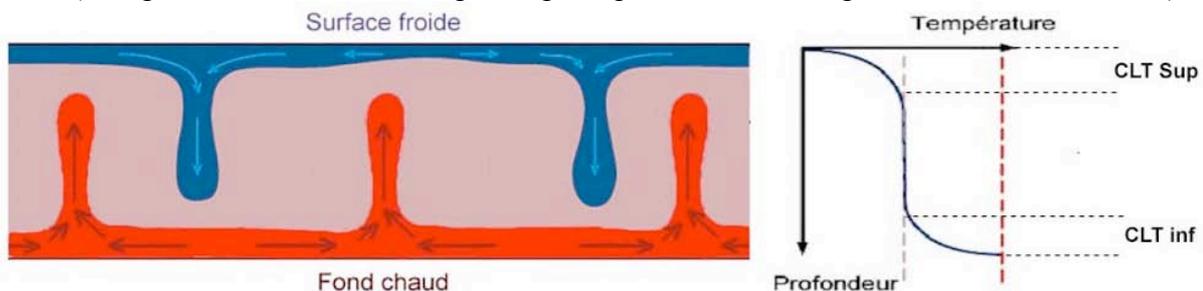


Fig. 2.6.2 : Modèle de convection entre deux couches limites thermiques (CLT) (planet-terre.ens-lyon.fr)

Dans une cellule de convection, le gradient de température en fonction de la profondeur est important au sommet et à la base (couches limites), mais la température moyenne de la partie

médiane est homogène (Fig. 2.6.2). La chaleur est transférée par remontée de matériel chaud et descente de matériel froid.

Pour la Terre, la lithosphère correspond à la couche limite supérieure, la couche D'' à la couche limite inférieure, et la convection correspond au cycle de la lithosphère océanique. A cette convection d'échelle mondiale se superposent d'autres instabilités gravitaires ponctuelles comme les points chauds et peut être des points froids sous les cratons.

La forme des cellules de convection est contrôlée par la croûte continentale, qui représentent l'écran le plus efficace à la dissipation de la chaleur. Quand les continents sont tous réunis (par exemple la Pangée, Fig. 2.5.20), ils bloquent l'évacuation de la chaleur, jusqu'à ce que de nouvelles instabilités se développent, créant de nouvelles accrétions océaniques qui vont démanteler le domaine continental. Ces domaines océaniques disparaîtront plus tard en subduction, aboutissant à des collisions et à la réunion des surfaces continentales. Cette alternance d'accrétion océanique démantelant les continents et de collision les réunissant correspond au [cycle de Wilson](#), bien illustré par le démantèlement de la Pangée et la fermeture de la Téthys, plus hypothétique pour les périodes plus anciennes.