

LE PLONGEMENT DE LA LITHOSPHERE OCÉANIQUE : LES ZONES DE SUBDUCTION



L'essentiel...

Les zones de subduction, siège de l'enfoncement d'une lithosphère rigide dans un manteau ductile, sont caractérisées par une sismicité intense, qui se matérialise par le plan sismique de Wadati Benioff. Ces zones de plongement de la lithosphère sont mises en évidence grâce à la tomographie sismique, où une anomalie positive de vitesse des ondes traduit l'enfoncement de la lithosphère froide dans le manteau.

Les zones de subduction sont marquées par la présence d'une fosse océanique, c'est-à-dire un creux topographique résultant de la flexure de la lithosphère plongeante. Un prisme d'accrétion, issu de l'écaillage des sédiments portés par la plaque plongeante, peut se former au niveau de la zone d'affrontement entre les deux plaques, et ainsi combler partiellement la fosse.

Deux types de subduction peuvent être distingués en fonction du régime tectonique de la plaque chevauchante :

- la subduction en compression (liée à la convergence entre les deux plaques) qui entraîne, en domaine continental, l'épaississement de la croûte et la formation de chaînes de montagnes (cordillères) ;
- la subduction avec extension, qui entraîne la formation d'un bassin extensif (bassin arrière-arc).

L'extension arrière-arc concerne uniquement les zones où le pendage du panneau plongeant est fort (supérieur à 50° au-delà de 125 km). Toutefois, le moteur précis de cette extension est à ce jour mal connu.

Les zones de subduction sont caractérisées par un intense magmatisme de nature calco-alcaline à l'origine de l'arc magmatique. Celui-ci présente toutes les caractéristiques d'un magmatisme hydraté.

Lors du plongement de la lithosphère, celle-ci subit un métamorphisme dit de haute pression-basse température, induisant sa déshydratation graduelle. Les fluides ainsi libérés hydratent le coin de manteau surplombant le panneau en subduction (slab) et le modifient chimiquement : c'est la métasomatose. Cette hydratation, abaissant la température de fusion de la péridotite, déclenche sa fusion partielle qui est à l'origine du magmatisme calco-alcalin.

Le magmatisme (plutonisme et volcanisme) participe à l'épaississement crustal au niveau de la plaque chevauchante et donc à la formation de reliefs en surface (archipel océanique, cordillère continentale).

Le plongement de la lithosphère débute lorsque les deux conditions suivantes sont réunies :

- la densité de la lithosphère est supérieure à celle de l'asthénosphère ;
- la lithosphère se rompt sous l'action des contraintes tectoniques.

En s'éloignant de la dorsale, la lithosphère océanique se refroidit et s'épaissit. Cette évolution entraîne une augmentation progressive de sa densité jusqu'à atteindre des valeurs supérieures à celle de l'asthénosphère.

Lors de la subduction, les roches de la croûte océanique sont transformées en élogites, très denses. Cette transformation accentue le contraste de densité entre la lithosphère plongeante et l'asthénosphère, et le plongement s'en trouve amplifié.

Les facteurs contrôlant le pendage du panneau plongeant sont aujourd'hui mal connus.

La subduction correspond au plongement de la lithosphère dans le manteau asthénosphérique. Ce contexte occupe une place importante dans la géodynamique actuelle puisque 85 % de l'énergie sismique globale est libérée au niveau des zones de subduction. La mise en évidence de ce plongement est possible par la localisation des foyers sismiques qui se répartissent selon un plan incliné (plan de Wadati-Benioff) jusqu'à parfois 700 km de profondeur (voir encadré p. 43). Les séismes ne pouvant se former qu'au sein de la lithosphère (rigide), le plan de Wadati-Benioff matérialise donc son plongement. La tomographie sismique (voir encadré chapitre 1, p. 21) permet également de mettre en évidence la subduction par l'identification d'une anomalie de vitesse positive des ondes sismiques attribuée à la lithosphère froide plongeante (Fig. 3.1). On distingue ainsi une plaque *plongeante* (ou *slab* en anglais) et une plaque *chevauchante*, qui peut être indifféremment océanique (ex. : Mariannes, Antilles...) ou continentale (ex. : Japon, bordure Est-Pacifique... – Fig. 3.2).

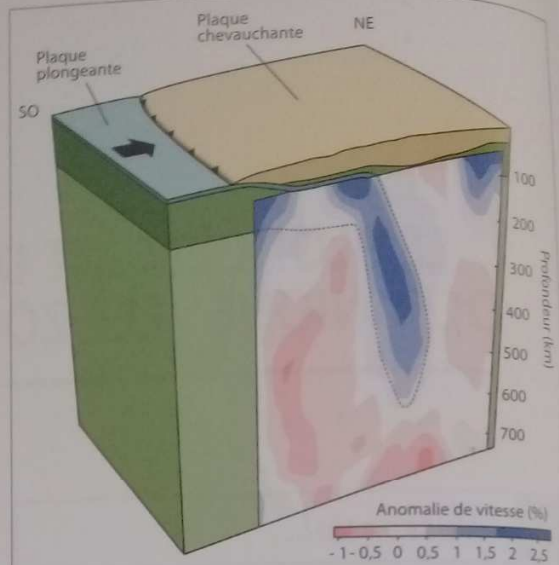


Fig. 3.1 – Coupe tomographique de la zone de subduction du Mexique (d'après Perez-Campos *et al.*, 2008).

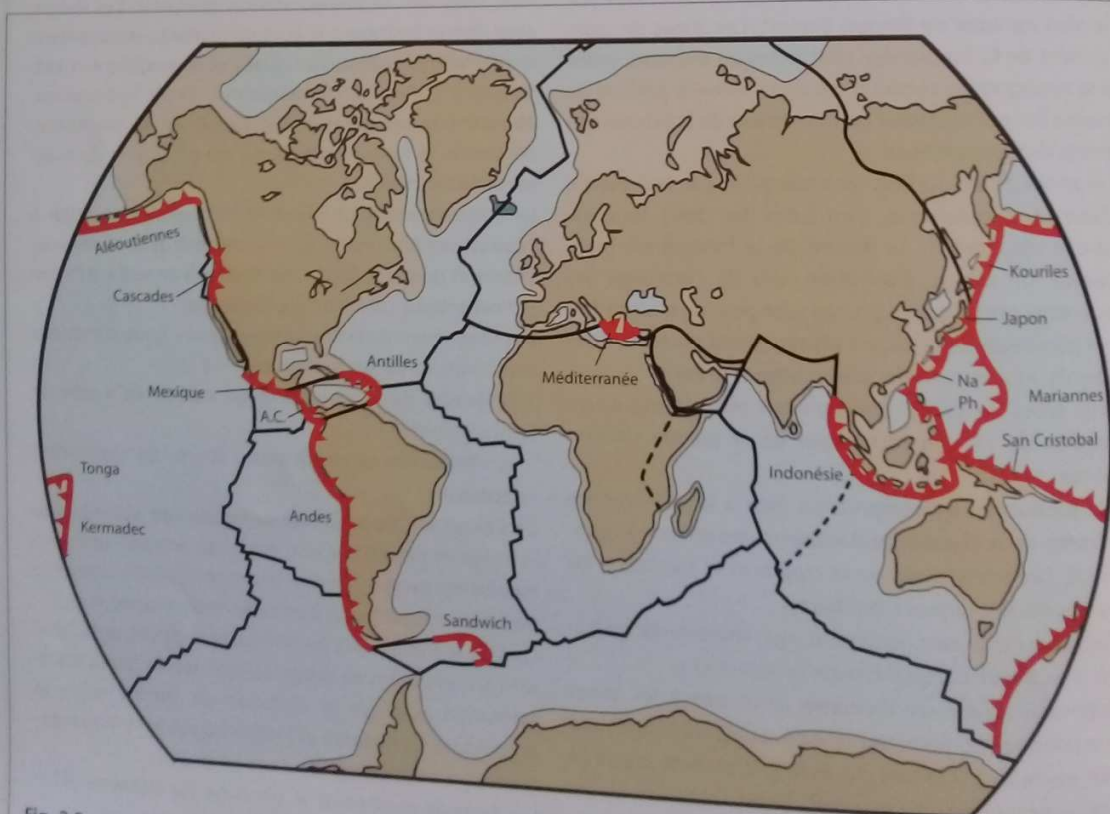


Fig. 3.2 – Localisation des principales zones de subduction sur Terre (d'après Lallemand, 2005).
Les triangles sont du côté de la plaque chevauchante. A.C. : Amérique centrale, Na : Nankai, Ph : Philippines.

Les zones de subduction, principalement rencontrées en bordure du Pacifique, correspondent donc à une anomalie thermique et mécanique au sein du manteau. Les conséquences en surface sont nombreuses (volcanisme, déformations, reliefs).

Quels sont les marqueurs géologiques de ce type de contexte ?

Quels sont les mécanismes à l'origine du plongement de la lithosphère ?

Le présent chapitre propose des réponses à ces questions en détaillant les grandes caractéristiques géologiques de la subduction et en précisant les liens qui les unissent. Les modalités de plongement de la lithosphère seront évoquées en fin de chapitre.

I. LES MARQUEURS DE LA SUBDUCTION

1. La fosse océanique

La caractéristique morphologique principale des zones de subduction est la présence d'un creux topographique appelé « fosse océanique ». Celle-ci résulte directement de la flexure de la lithosphère plongeante (Fig. 3.4) et présente une profondeur variable selon la zone considérée (de 4 km à 11 km pour la plus profonde – Fosse des Mariannes). Les profondeurs les plus faibles (ex. : sud des Antilles, sud-ouest du Japon...) sont expliquées par un comblement sédimentaire important de la fosse correspondant à un *prisme d'accrétion*.

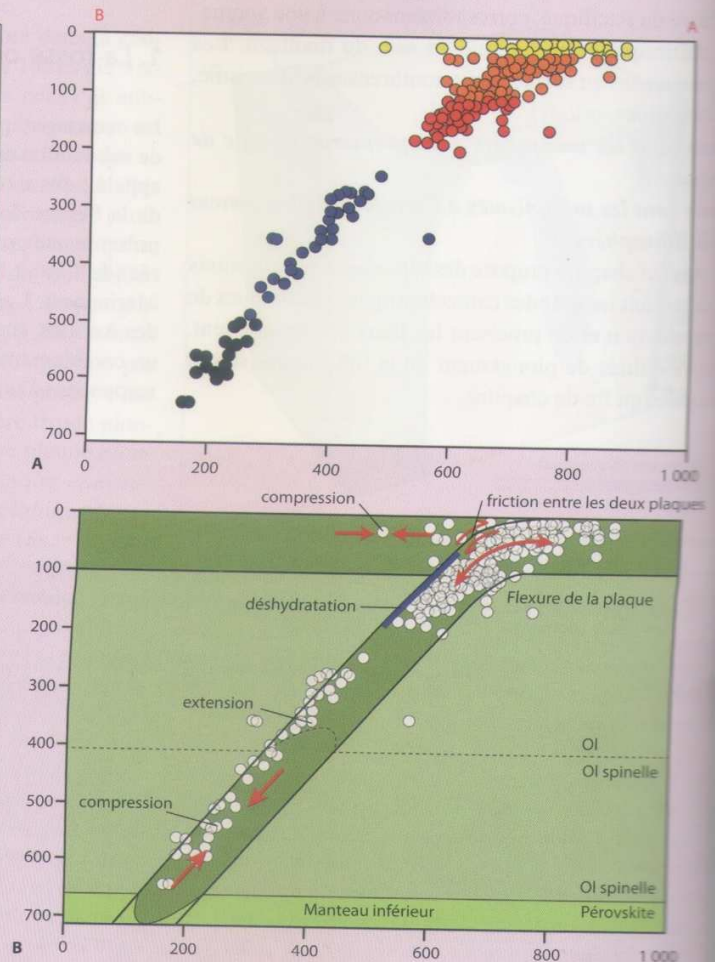
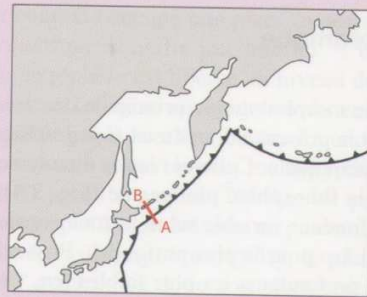


Fig. 3.3 – Répartition en profondeur des séismes de la zone de subduction des Kouriles.

A. Profondeur des foyers sismiques (d'après les données de l'USGS, 2006). Les gammes de couleur correspondent aux gammes de profondeur.

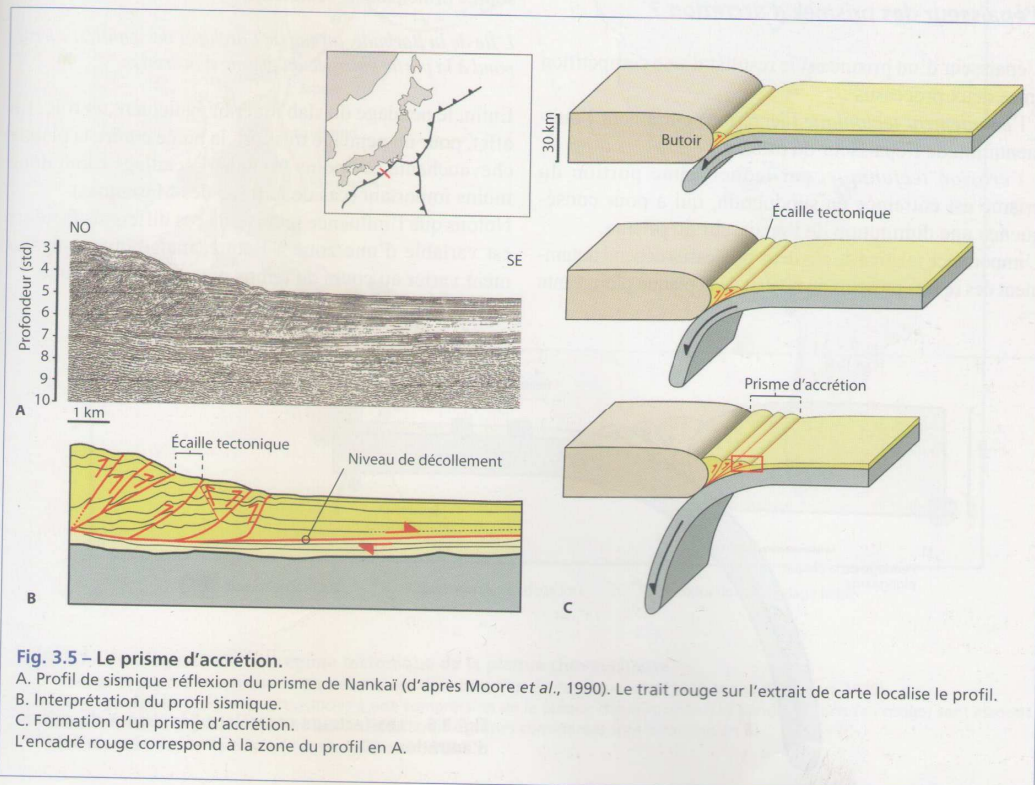
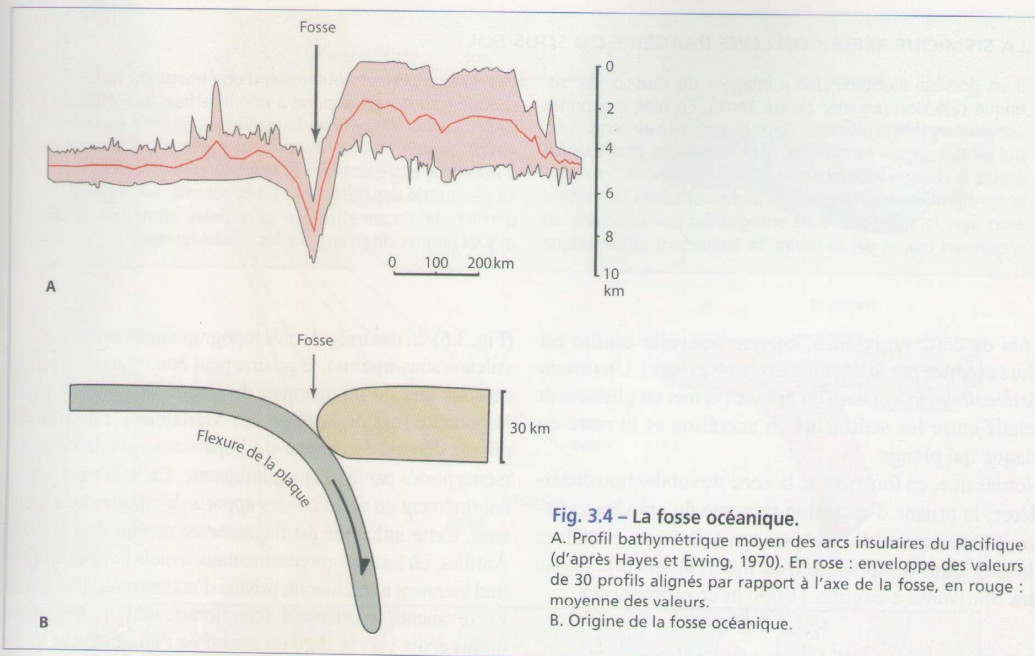
B. Origine des séismes de subduction. Ol : olivine, Ol « spinelle » : olivine à structure spinelle. On notera l'inflexion des transitions de phase de l'olivine au niveau du slab. Vers le haut pour la transition « olivine → olivine à structure spinelle ». Vers le bas pour la transition « olivine à structure spinelle → pérovskite ».

2. Le prisme d'accrétion

La géométrie d'un prisme d'accrétion peut être étudiée par sismique réflexion (voir encadré – Fig. 3.5 A et B). L'ensemble du prisme s'organise en *écailles tectoniques* superposées, limitées par des chevauchements. Les sédiments qui le constituent se révèlent intensément plissés, en particulier à proximité de la plaque chevauchante.

2.1 Comment se forme un prisme d'accrétion ?

La plaque chevauchante constitue un butoir pour les sédiments portés par la plaque plongeante. Une certaine quantité de sédiments ne plonge donc pas (ou peu) et se désolidarise du reste de la plaque qui plonge (Fig. 3.5 C). Lorsque le plongement se poursuit, d'autres sédiments s'accumulent par empilement tectonique (chevauchements) et participent ainsi à la croissance du prisme.



LA SISMIQUE RÉFLEXION : UNE IMAGERIE DU SOUS-SOL

Il est possible d'obtenir une « image » du sous-sol par sismique réflexion (en mer ou sur terre). En mer, des ondes acoustiques sont produites à l'aide de canons à air comprimé, qui pénètrent les formations géologiques les plus superficielles. À chaque interface entre deux formations, les ondes sont réfléchies et réfractées. Les ondes réfléchies remontent alors vers la surface et sont enregistrées par une série de récepteurs tractés par le navire. Le traitement informatique

des signaux permet l'obtention d'une image du sous-sol où chaque « trait » correspond à une interface (ou réflecteur). La profondeur de ce type de profil est exprimée en *seconde temps double* (std) correspondant au temps d'aller-retour d'une onde entre le navire et le réflecteur considéré. La géométrie des réflecteurs (lités, sécants, non orientés...) permet de reconnaître les principales structures géologiques (limites de strates, failles, discordances).

Lors de cette croissance, chaque nouvelle écaille est alors empilée par le dessous (sous-charriage). Un *niveau de décollement* à la base du prisme permet un glissement relatif entre les sédiments en accrétion et le reste de plaque qui plonge.

Notons que, en fonction de la zone de subduction considérée, le prisme d'accrétion présente de grandes variations d'épaisseur (de quelques km à plusieurs centaines de km). Dans certains cas, il est même absent (ex. : fosse des Mariannes à environ 11 000 m de profondeur).

2.2 Comment expliquer les variations d'épaisseur des prismes d'accrétion ?

L'épaisseur d'un prisme est le résultat d'une compétition entre deux processus :

- l'*empilement tectonique* (accrétion) entraînant l'augmentation de l'épaisseur du prisme ;
- l'*érosion tectonique*, par laquelle une portion du prisme est entraînée en subduction, qui a pour conséquence une diminution de l'épaisseur du prisme.

L'importance relative de ces deux processus dépend notamment des reliefs présents au niveau de la plaque plongeante

(Fig. 3.6). Si des irrégularités topographiques existent (ex. : volcans sous-marins), le prisme peut être « raboté » par le dessous lors du plongement du slab. L'érosion est alors importante (cas de la fosse des Mariannes). La taille du prisme dépend également de l'épaisseur initiale de sédiments portés par la plaque plongeante. Celle-ci peut varier énormément en fonction des apports détritiques continentaux. Cette influence est flagrante au niveau de l'arc des Antilles, où les apports continentaux depuis l'Amérique du Sud viennent alimenter un prisme d'accrétion épais au sud. En revanche, le prisme d'accrétion devient de moins en moins épais vers le nord en raison de l'éloignement de la source principale de sédiments.

L'île de la Barbade, au sud de l'archipel des Antilles, correspond à la partie émergée du prisme d'accrétion.

Enfin, le pendage du slab jouerait également un rôle. En effet, pour un pendage très fort, la butée contre la plaque chevauchante est moins frontale, l'écaillage serait donc moins important (cas de la fosse des Mariannes). Notons que l'influence relative de ces différents facteurs est variable d'une zone à l'autre, mais pourrait également varier au cours du temps pour une même zone.

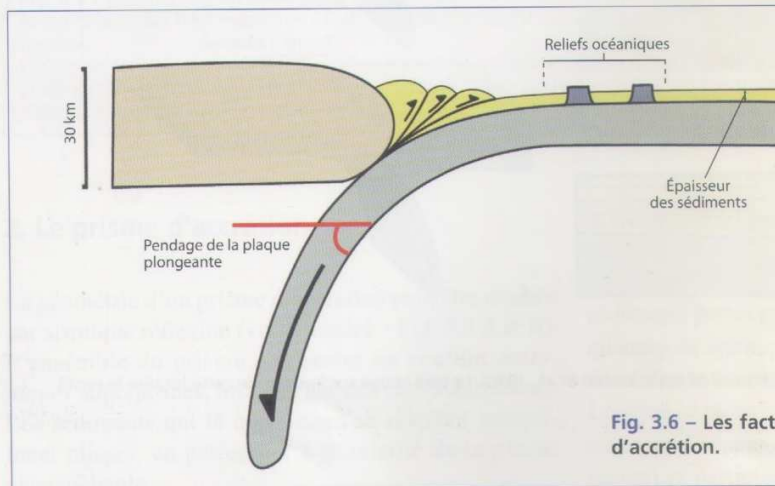


Fig. 3.6 – Les facteurs contrôlant l'épaisseur du prisme d'accrétion.

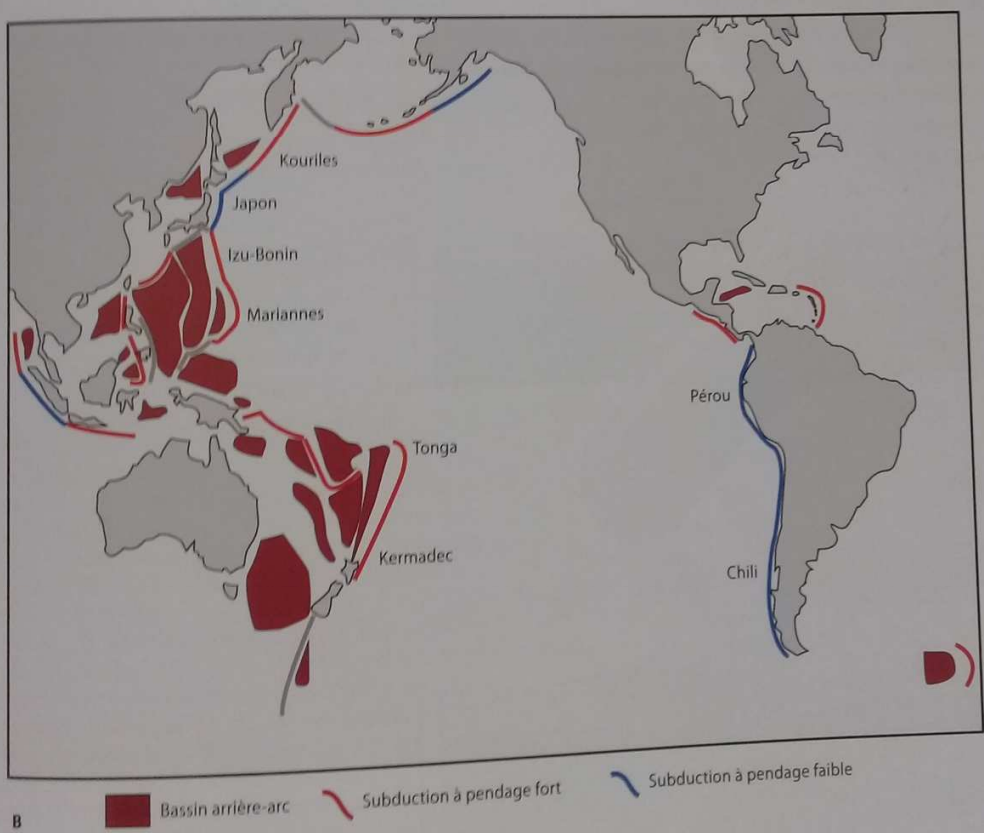
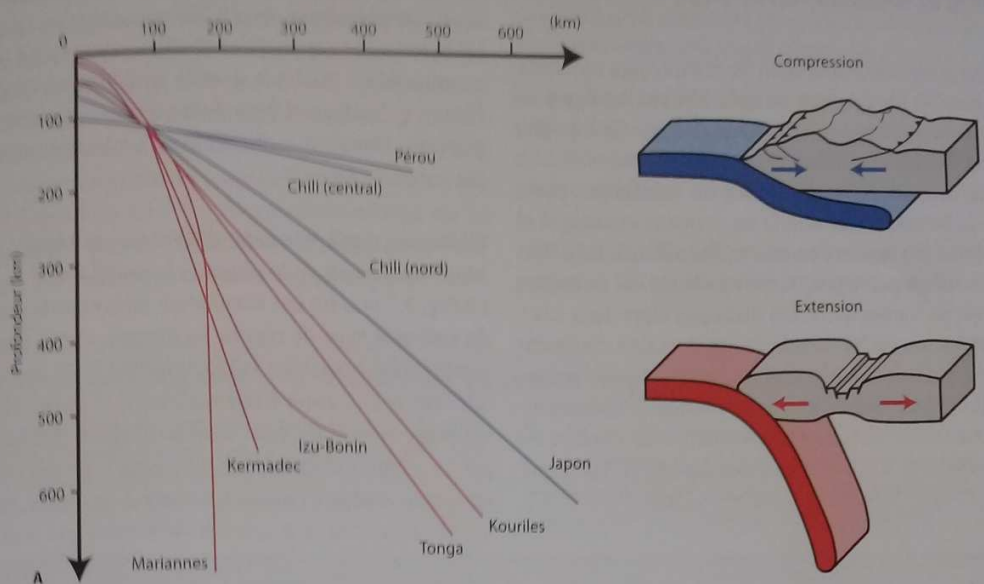


Fig. 3.7 – Pendage du slab et régime tectonique de la plaque chevauchante.
 A. Pendage et régime tectonique de plusieurs zones de subduction du Pacifique (d'après Uyeda et Kanamori, 1979). Les pendages faibles (en bleu) sont associés à une compression de la plaque chevauchante. Les pendages forts (en rouge) sont associés à une extension de la plaque chevauchante. Les différentes zones considérées sont localisées en B.
 B. Bassins arrière-arc du Pacifique (d'après Lallemand, 2005).

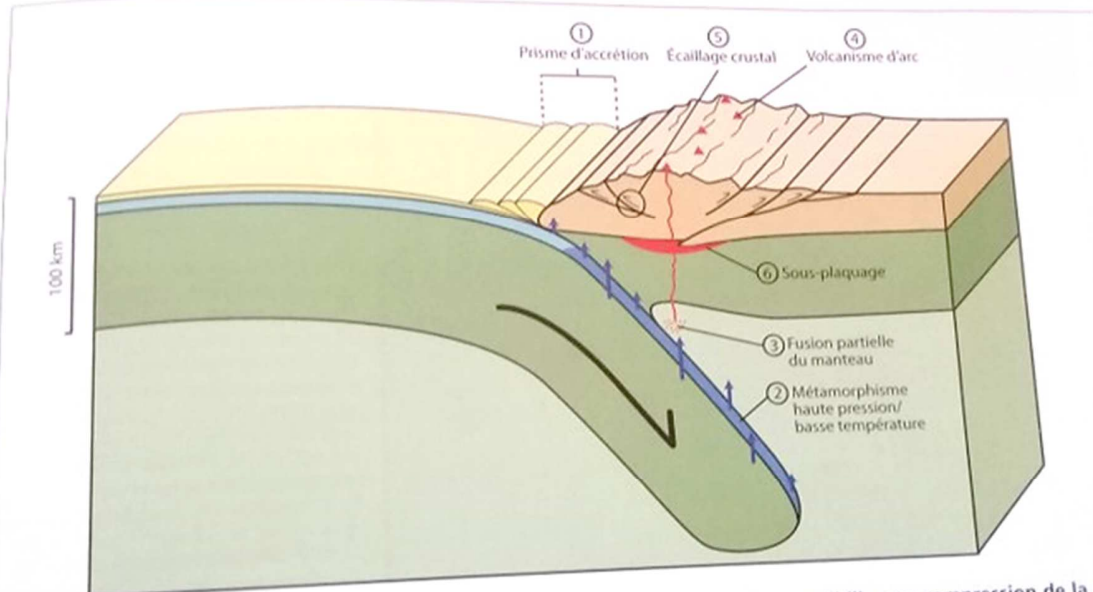


Fig. 3.17 – Les caractéristiques d'une subduction (cas d'une subduction de type Chili, avec compression de la plaque plongeante).

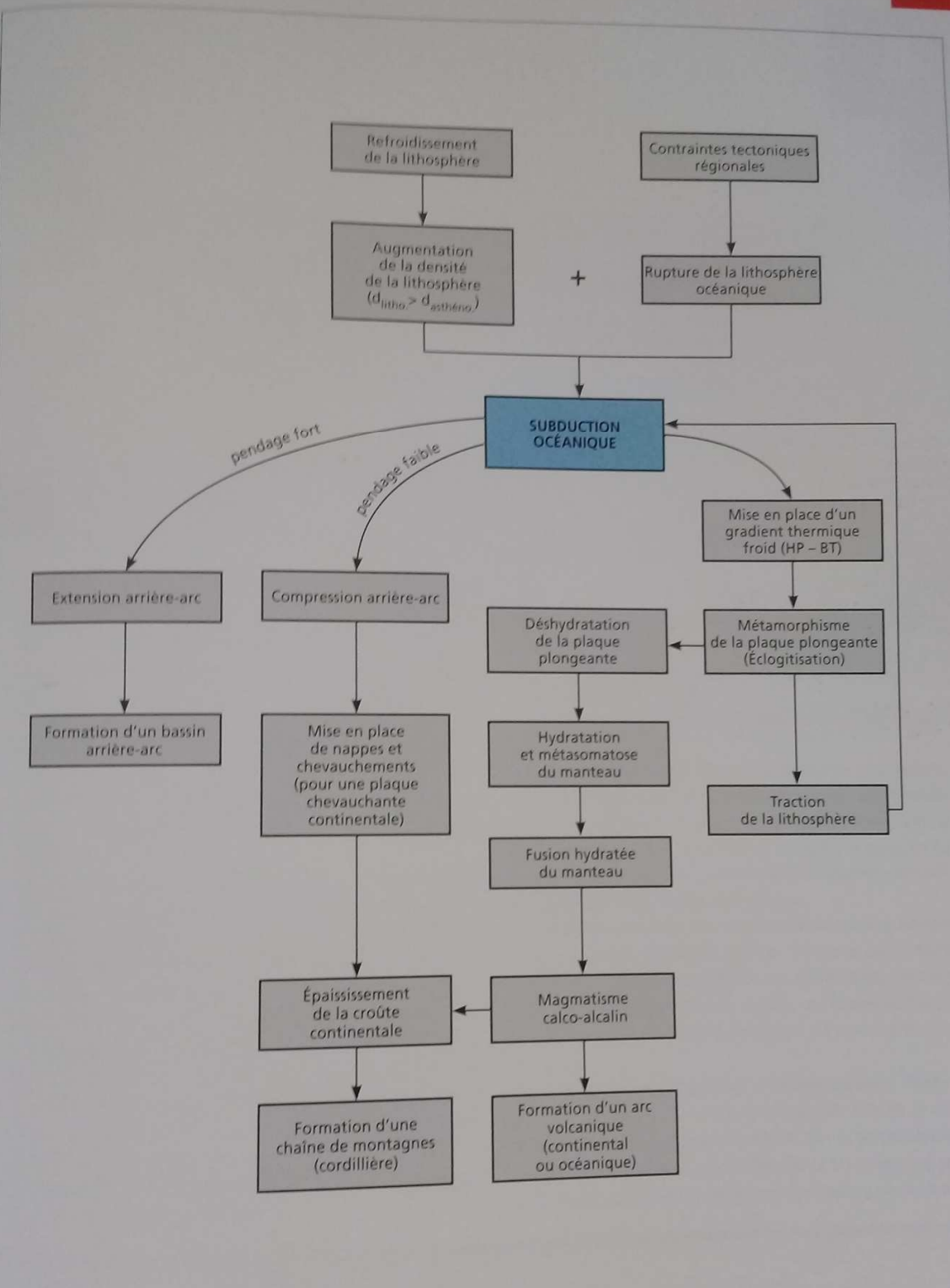


Fig. 3.20 – Origine et conséquences de la subduction océanique.
 Le sens des flèches indique les liens de causes à effets. Ainsi, pour trouver la conséquence d'un évènement il faut lire le diagramme dans le sens des flèches. Pour en comprendre l'origine, il faut remonter ce sens.