

II / INITIATION DE L'ENFONCEMENT LITHOSPHERIQUE DU SLAB : LE MOTEUR DE LA SUBDUCTION

[HTTPS://WWW.YOUTUBE.COM/WATCH?V=V0PS103UB8K](https://www.youtube.com/watch?v=v0ps103ub8k)

Documents supplémentaires pour élaborer le bilan

Pour expliquer le mouvement des plaques océaniques, deux mécanismes peuvent être envisagés :

- Le fonctionnement de la dorsale « pousse » la plaque océanique, qui, à son autre extrémité, est contrainte de plonger sous la plaque voisine ;
- La subduction de la partie âgée d'une plaque océanique « tire » sur l'autre extrémité de la plaque, provoquant le mouvement horizontal de celle-ci.

Les informations présentées dans les documents donnent des arguments pour trancher entre ces deux hypothèses.

« La partie jeune de la plaque océanique repose sur l'asthénosphère comme sur un plan incliné, et tend donc à glisser, exerçant une poussée latérale de la plaque.

La partie plongeante de la plaque océanique, plus dense que l'asthénosphère, s'enfonce en exerçant une traction sur le reste de la plaque océanique. »

Des calculs simples permettent d'estimer l'ordre de grandeur de ces forces au sein de la lithosphère océanique. (Doc ci-contre)

✓ Calcul de la pression de poussée et de la traction de subduction :

Poussée = $\frac{L}{2} \times g \times 50 \times \sin a$

Traction = $H \times g \times 50$

✓ Remarques :

Les résultats sont obtenus en N·m⁻² ; g, accélération de la pesanteur, vaut 9,81 m·s⁻².
La valeur « 50 » correspond à la différence de masse volumique entre la lithosphère et l'asthénosphère : en effet, 1 m³ de lithosphère pèse 50 kg de plus que le même volume d'asthénosphère. Dans ces calculs, on néglige l'influence de la croûte.

A Des calculs pour estimer les forces exercées sur une plaque océanique.

D'après SVT Bordas programme 2019

Le schéma ci-dessus assimile la plaque à un système mécanique et d'autres forces dont celle de frottements qui s'oppose à l'enfoncement sont négligées par simplification au Lycée.

intensité (en Newton N) du « ridge push » (force de poussée à la dorsale P) : $P = L / 2 \times g \times 50 \times \sin a = 500 \times 9,81 \times 50 \times \sin(5,7) = 24358 \text{ N}$

intensité (en Newton N) du « slab pull » (force de traction T) : $T = H \times g \times 50 = 500 \times 9,81 \times 50 = 245250 \text{ N}$

On voit que le slab pull est quasi 10 fois plus élevé en valeur de force que la poussée à la dorsale : on peut donc en déduire que c'est le slab pull le moteur de la subduction qui expliquerait en grande partie la poussée à la dorsale et qui serait donc le principale moteur de la tectonique des plaques.
 $T/P = 1/\sin a = 1/\sin(5,7^\circ) = 10,1$ environ

Nous avons identifié ensemble 3 conditions pour que le slab plonge dans l'asthénosphère : - 1/ que la lithosphère

Aspects mécaniques de la subduction

→ Pour qu'il y ait subduction, il faut le poids d'une colonne lithosphérique (ou la pression exercée en A) soit plus élevé que le poids d'une colonne asthénosphérique de même hauteur (ou que la pression exercée en B).

$(\rho_C \cdot g \cdot H_C) + (\rho_{ML} \cdot g \cdot H_{ML}) > \rho_A \cdot g \cdot (H_C + H_{ML})$
 On peut simplifier en :
 $g \cdot (\rho_C \cdot H_C) + (\rho_{ML} \cdot H_{ML}) > \rho_A \cdot g \cdot (H_C + H_{ML})$
 $(\rho_C \cdot H_C) + (\rho_{ML} \cdot H_{ML}) > \rho_A \cdot (H_C + H_{ML})$
 $(\rho_C \cdot H_C) + (\rho_{ML} \cdot H_{ML}) > \rho_A \cdot H_C + \rho_A \cdot H_{ML}$
 $(\rho_{ML} \cdot H_{ML}) - \rho_A \cdot H_{ML} > (\rho_A \cdot H_C) - (\rho_C \cdot H_C)$
 $H_{ML}(\rho_{ML} - \rho_A) > H_C(\rho_A - \rho_C)$
 $H_{ML} > H_C(\rho_A - \rho_C) / (\rho_{ML} - \rho_A)$

Si $\rho_{ML} = 3,3$ $\rho_A = 3,25$ $\rho_C = 2,9$

On a $H_{ML} > 7 \cdot H_C$

- devienne plus lourde que l'asthénosphère
- 2/ que l'asthénosphère soit ductile (solide déformable malléable)
- 3/ que la lithosphère se flexure (se rompe et s'incurve), sinon pas de plongée !

Quel moteur l'AP # 3 nous permet t-elle d'identifier pour expliquer que la lithosphère devienne plus lourde que l'asthénosphère sous-jacente ?

Il faut que s'initie un déséquilibre, c'est-à-dire que le poids d'une colonne B de lithosphère PB dépasse celui d'une colonne A de volume équivalent d'asthénosphère PA, ce qui n'est possible que si :

- 1/ la masse volumique de B dépasse celle de A, ce qui implique pour une masse mA fixe une baisse de volume VA or en se refroidissant le magma qui remonte à la dorsale donne des basaltes et gabbros qui sont le produit de refroidissement d'un matériau à 1300°C dans de l'eau à 4°C environ (en se refroidissant, le matériau se contracte donc le volume diminue bien donc la densité augmente
- 2/ de plus, en s'éloignant de la dorsale, le poids des sédiments sur la croûte de la lithosphère océanique augmente (voir I / J), ce qui vient ajouter à la hausse de poids expliquée déjà par le refroidissement précédent qui augmente la densité de la lithosphère océanique
- 3/ ensuite, la lithosphère en vieillissant s'épaissit aux dépens de l'asthénosphère car l'isotherme 1300°C devient plus basse (slab froid autour, déformation des isothermes donc celle de 1300°C NB : isotherme = ligne reliant les points de même température)
- 4/ enfin, la subduction est entretenue car en s'enfonçant, la densité continue d'augmenter car avec la profondeur croissante, la pression augmente avec une influence supérieure à la température croissante, ce qui augmente la quantité de matériau dans un même volume, la densité augmente donc encore, ce qui maintient l'enfoncement. Ainsi le ridge push est aussi entretenu.

Pour quel âge la densité de la lithosphère dépasse t-elle celle de l'asthénosphère de densité 3,25 ?

Le calcul demandé dans l'atelier 1 et 2 de l'AP # 3 permet de trouver le moment où d litho > d asthéro.

Le fichier Excel une fois les calculs effectués indique 40 Ma.

Le calcul littéral donne à partir de PB > PA ce qui suit à droite.

On peut retrouver cela littéralement à partir des formules littérales de la feuille Excel. On trouve un âge de 40 Ma pour une épaisseur de lithosphère océanique

$H_{ML} > 7 H_c$ où $H_c = 6 \text{ km}$ soit = 42 km

donc quand l'épaisseur manteau du slab dépasse de 7 fois celle de sa croûte, on atteint une épaisseur de lithosphère de 42 km. C'est là que PA > PB, ce qui donne 40 Ma grâce aux calculs de la feuille Excel de l'atelier 1 de l'AP # 2.

Retrouvons-le littéralement par démonstration à partir des formules de calcul indiquées sur la feuille Excel. On a donc (voir-ci dessous pour les Matheux que vous êtes avec votre option Mathématiques !!!)

Ceci donne un âge de 40 Ma. En fait, le plus souvent, ça s'enfonce pour des âges supérieurs encore en raison d'autres facteurs négligés dans ces formules fournies de mathématiques.

DONC LE MOTEUR DE SUBDUCTION SERAIT :

- 1/ PRINCIPALEMENT $\Delta \rho > 0$, LA DIFFÉRENCE DE DENSITÉ SLAB /ASTHÉNOPHÈRE SOUS-JACENTE > 0 QUAND D LITHO $> 3,25$ À PARTIR DE 35 MA ENVIRON. Cette rupture d'équilibre de flottabilité se produit lorsque le poids de la plaque qui plonge dépasse l'asthénosphère en-dessous. Ce mécanisme est l'un des principaux moteurs responsables du mouvement des plaques à la surface de la Terre. Il explique pourquoi les plaques océaniques se déplacent toujours en direction de l'endroit où elles plongent en subduction. Plus la lithosphère s'éloigne de la dorsale, lieu de production de la lithosphère océanique), plus sa température diminue et sa densité moyenne augmente. Après > 30-40 Ma minimum, les plaques océaniques deviennent plus denses que l'asthénosphère (> 3,3) : une force de traction les entraîne vers le bas (slab pull), jusqu'à rupture de la marge passive et amorçage de la subduction. Après le début de la subduction, les transformations minéralogiques lors du métamorphisme de la plaque plongeante entraînent une augmentation de la densité des roches qui la constituent. Ainsi, un schiste vert en début de subduction gagnera en densité lors de sa transformation en schiste bleu, pour atteindre une densité encore plus importante au stade éclogite. La traction qui résulte de ce poids supplémentaire permet d'entretenir la subduction. (90 à 95% d'influence dans l'enfoncement du slab : éclogites densité supérieure à 4,5 contre 3,25 pour l'asthénosphère)

état d'équilibre pour $P_B > P_A$ ($P = mg = \rho \times V \times g = \rho \times L \times l \times h \times g = \text{masse volumique} \times \text{longueur} \times \text{largeur} \times \text{hauteur}$ (densité) de la colonne colonne colonne $\times g$)

soit $m_B > m_A$
 soit $\rho_c L \times l \times h_c + \rho_{mL} h_{mL} \times L \times l > \rho_{asth} (h_c + h_{mL}) \times L \times l$ car $V_{\text{colonne}} = L \times l \times h$
 soit $L \times l (\rho_c h_c + \rho_{mL} h_{mL}) > L \times l \times \rho_{asth} (h_c + h_{mL})$
 soit $\rho_c h_c + \rho_{mL} h_{mL} > \rho_{asth} (h_c + h_{mL})$
 soit $h_{mL} > \frac{h_c (\rho_{asth} - \rho_c)}{\rho_{mL} - \rho_{asth}}$
 d'où AN: $h_{mL} > \frac{3,25 - 2,8}{3,3 - 3,25} h_c$
 soit $h_{mL} > 2 h_c$ et pour $h_c = 27 \text{ km}$: $h_{mL} > 54 \text{ km}$

or $\rho_{Lo} = \frac{e_{co} \times \rho_{co} + e_{mL} \rho_{mL}}{e_{Lo}}$ dans Excel avec $e = 3,5 \sqrt{a}$ soit

$$\rho_{Lo} = \frac{e_{co} \rho_{co} + e_{mL} \rho_{mL}}{e_{Lo}} = \frac{e_{co} \rho_{co} + e_{mL} \rho_{mL}}{3,5 \sqrt{a}}$$

on regarde au calcul (âge) a conduit à $\rho_{Lo} > \rho_{asth}$ soit $\rho_{Lo} > 3,25$:
 c'est pour âge = a tel que: $\sqrt{a} > \frac{e_{co} \rho_{co} + e_{mL} \rho_{mL}}{3,5 \rho_{Lo}}$
 $a > \frac{(e_{co} \rho_{co} + e_{mL} \rho_{mL})^2}{3,5^2 \rho_{Lo}^2}$
 $a > \frac{3,5^2 \rho_{Lo}^2}{(e_{co} \rho_{co} + e_{mL} \rho_{mL})^2}$
 $a > \frac{6 \times 2,8 + 54 \times 3,3}{3,5^2 \times 3,25^2}$
 $a > \frac{195}{20,25 \times 10,5625}$
 $a > \frac{195}{213,26}$
 $a > \frac{38025}{253,26}$
 $a > 149,9$
 $a > 40 \text{ Ma}$

ici nous avons par démonstration "!" pour les mathématiciens.

- Les vitesses de déplacement de plaques les plus rapides correspondent à celles qui présentent un pourcentage élevé de frontières en subduction. A l'inverse, les plaques lentes ne subduisent peu ou pas => confirme bien l'importance de la subduction comme moteur du déplacement des plaques.
- 2/ SECONDAIREMMENT, LA FORCE RIDGE PUSH (POUSSÉE À LA DORSALE) : LE GLISSEMENT LITHOSPHÉRIQUE SUR LA PENTE OCÉANIQUE (CRÉÉ PAR LE GONFLEMENT THERMIQUE), ANCIENNEMENT POUSSÉE À LA DORSALE MAIS ON A DÉMONTRÉ QU'UNE DORSALE NE POUSSE PAS VRAIMENT (VOIR CONFÉRENCE DE PIERRE THOMAS, UN SPÉCIALISTE DE L'ENS LYON DE GÉOLOGIE), INFLUENCE SUPPOSÉE DE 5 À 10%
- 3/ TROISIÈMEMENT, LA CONVECTION (ENCORE DISCUTÉ, CONSIDÉRÉS NÉGLIGEABLES DANS LE MOTEUR, CES MOUVEMENTS VISUALISÉS DANS LE MONTAGE ATELIER 3 DE L'AP # 3 + P 179), MOUVEMENTS DE MATIÈRE PAR UNE REMONTÉE CHAUDE puisque pas toujours dans le même sens que le déplacement de la plaque, et on a montré l'existence d'un certain « découplage » donc indépendance entre mouvements de la lithosphère et mouvements de convection (vus dans le montage avec l'huile colorée en TP) en-dessous de l'asthénosphère. On estime que la convection serait due le plus souvent à une descente active et importante de matériel froid au niveau des zones de subduction donc sa conséquence est à une remontée passive au niveau des dorsales pour combler le trou puisque zone en décompression si on néglige les points chauds. En fonction de la distance à la dorsale, le plancher océanique s'enfonce par subsidence thermique : l'isotherme 1100° C s'enfonce au fur et à mesure du refroidissement et comme la densité dépend de la température, la lithosphère devient de plus en plus dense et épaisse (mais la croûte ne change pas d'épaisseur et le poids des sédiments ne suffit pas à expliquer cette subsidence). Lorsque la lithosphère est assez vieille, elle devient plus DENSE que le manteau sous-jacent et s'enfonce en subduction. Le phénomène de subduction n'est donc pas lié à la plaque chevauchante qui ne contrôle que les manifestations telluriques de la subduction (type et répartition des séismes, volcanisme). La plaque subductée ne s'enfonce pas dans le manteau parce qu'elle rencontre une plaque moins dense. Pour comprendre ce contresens, exemple de 2 icebergs, le numéro 1 formé de glace très pure et riche en bulles d'air, le numéro 2 formé de glace riche en poussières et plus pauvre en bulles d'air, donc plus dense que 1. La rencontre de l'iceberg 2 avec l'iceberg 1 va-t-elle faire sombrer l'iceberg 2 plus dense ? La réponse évidente à cette question s'applique au phénomène de subduction qui est lui aussi régi par la différence

entre le poids de la plaque et la poussée d'Archimède. la vitesse d'expansion dépend de la vigueur de la convection sous-jacente, plus élevée au niveau Pacifique qu'Atlantique

BILAN

↗ ÉLOIGNEMENT DORSALE => ↗ ÂGE DE LA LITHOSPHERE => ↘ TEMPÉRATURE (REFROIDISSEMENT PROGRESSIF ET ↘ FLUX THERMIQUE) => CONTRACTION THERMIQUE => ↗ DENSITÉ PAR ↘ VOLUME À MASSE ÉGALE + ↗ ÉPAISSEUR (CONTRACTION THERMIQUE + ↗ DE CELLE DES SÉDIMENTS SUS-JACENTS) + OR ↗ DENSITÉ TELLE QUE D LITHO > D ASTHÉNO => ENFONCEMENT PROGRESSIF LITHOSPHERE OCÉANIQUE FROIDE, DENSE ET ÉPAISSE DANS UNE COUCHE SOUS-JACENTE ASTHÉNOsphérique PLUS DUCTILE ET CHAUDE => ∃ LIMITE LITHOSPHERE / ASTHÉNOsphère THERMO-MÉCANIQUE (ISOTHERME 1300°C). AVEC PROFONDEUR ↗ => P ↗ (+ θ) => DENSITÉ ↗ ENCORE ENTREtenant LA SUBDUCTION
AU VOISINAGE DES FOSSES OCÉANQUES, LA DISTRIBUTION SPATIALE DES FOYERS (HYPOCENTRES) DES SÉISMES EN FONCTION DE LEUR PROFONDEUR S'ÉTABLIT SELON UN PLAN INCLINÉ APPELÉ PLAN DE WADATI-BÉNIOFF

LES DIFFÉRENCES DE VITESSE DES ONDES SISMQUES PAR RAPPORT AU MODÈLE PREM QUI SE PROPAGENT LE LONG DE CE PLAN, PAR RAPPORT À CELLES QUI S'EN ÉCARTENT, PERMETTENT DE DISTINGUER : LA LITHOSPHERE ($\Delta V > 0$) DE L'ASTHÉNOsphère ($\Delta V < 0$)

L'INTERPRÉTATION DE CES DONNÉES SISMQUES (DU PLUS RAPIDE QUE PRÉVU EST DU PLUS DENSE DONC PLUS FROID PERMET DE MONTRER QUE LA LITHOSPHERE S'ENFONCE DANS LE MANTEAU AU NIVEAU DES FOSSES DITES DE SUBDUCTION.

LA LIMITE INFÉRIEURE DE LA LITHOSPHERE CORRESPOND GÉNÉRALEMENT À L'ISOTHERME 1300°C.

LE MODÈLE DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES REPOSE SUR LA DISTINCTION LITHOSPHERE / ASTHÉNOsphère
LA LITHOSPHERE EST UNE ENVELOPPE RIGIDE REPOSANT SUR L'ASTHÉNOsphère PLUS DUCTILE, PLUS PLASTIQUE :
LA LIMITE ENTRE LES 2 N'EST PAS CHIMIQUE MAIS PHYSIQUE, THERMO-MÉCANIQUE MÊME

LA LITHOSPHERE OCÉANIQUE EST PLUS DENSE QUE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE EN RAISON D'UNE CROÛTE PLUS DENSE, LEUR ÉPAISSEUR MANTELLIQUE ÉTANT COMPARABLE

ON DISTINGUE ALORS 2 TYPES DE BORDURES DE CONTINENTS : LES MARGES PASSIVES ET LES MARGES ACTIVES

[HTTP://WWW.BIOLOGIEENFLASH.NET/ANIMATION.PHP?REF=GEO-0031-1](http://www.biologieenflash.net/animation.php?ref=GEO-0031-1)

remarque :

asthénosphère = plus « molle » que lithosphère mais solide => exerce très grande résistance mécanique ralentissant considérablement l'enfoncement de la lithosphère en subduction

NB : quand l'âge de la lithosphère océanique > 180 Ma : d litho telle que les forces de gravité l'entraînent obligatoirement dans l'asthénosphère donc aucune lithosphère océanique n'a plus de 200 Ma sur Terre.

[HTTPS://WWW.YOUTUBE.COM/WATCH?](https://www.youtube.com/watch?)

[V= YB83ZWNJUK&LIST=PLB2JIKLA1NHEPYFJULAMNBXPHD_SLIYXL&INDEX=13](https://www.youtube.com/watch?v=YB83ZWNJUK&list=PLB2JIKLA1NHEPYFJULAMNBXPHD_SLIYXL&index=13)

QUELLE CONSÉQUENCE POUR LES 2 PLAQUES : SOUS-JACENTE (SLAB, PLAQUE SUBDUITE) ET SUS-JACENTE (PLAQUE CHEVAUCHANTE) ?

QUEL RÔLE LA SUBDUCTION A-T-ELLE DANS LA DYNAMIQUE GLOBALE TERRESTRE ?

apparemment majeure vue l'importance majeure du slab pull (force de traction de plongée) (intensité 10x ridge push) dans les mouvements des plaques qui tirerait le matériau de basalte et gabro (néocroûte sortant à la dorsale par refroidissement rapide au fond du milieu des océans). Les vitesses de déplacement de plaques les plus rapides correspondent à celles qui présentent un pourcentage élevé de frontières en subduction (voir plaque Pacifique). A l'inverse, les plaques lentes ne subduisent peu ou pas => cela confirme bien l'importance de la subduction comme moteur du déplacement des plaques.

III/ MARQUEURS GÉOMORPHOLOGIQUES DES SUBDUCTIONS

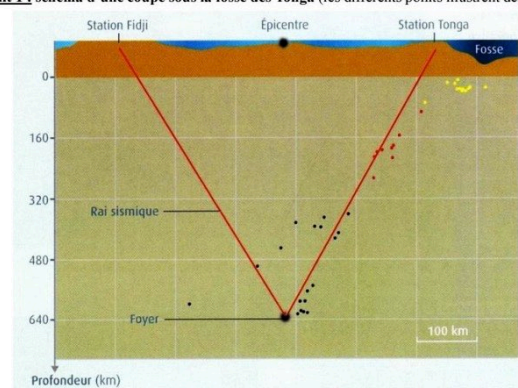
A/ un sismicité intense dont les hypocentres dessinent le plan 3D dit de Wadati-Benioff du slab

l'apport de la sismique : le plan de Bénihoff en zone de subduction (1930-1955)

rappels : 4è : <http://www.biologieenflash.net/animation.php?>

4

Document 1 : schéma d'une coupe sous la fosse des Tonga (les différents points illustrent des foyers sismiques).



ref=geo-0087-1

séisme si et seulement si : 1/ contraintes fortes accumulées en contexte rigide => 2/ seuil des contraintes franchi : rupture de roches en profondeur au niveau d'une faille souvent préexistante => 3/ lors de toute transformation, il y a conservation de l'énergie (1er principe de la thermodynamique), ce qui implique qu'une néoénergie ne peut provenir que de la conversion d'une autre forme préexistante : l'énergie des contraintes tectoniques est libérée en cette faille (hypocentre de projection en surface = épiceutre) sous forme de chaleur par frottement et de trains d'ondes sismiques élastiques dans toutes les directions

∃ 3 types de séismes :

- superficiels $p < - 100$ km
- intermédiaires : -100 km $< p < - 400$ km
- profonds - 400 km $< p < - 700$ km

POURQUOI Y A-T-IL DES SÉISMES À PLUS DE - 100 KM DE PROFONDEUR ?

attendu pour $p > - 50$ km : (pression, température) ne devraient pas permettre la rupture d'un matériau car asthénosphère = ductile (solide déformable, opposé à fragile, cassant de la lithosphère qui est la seule apte donc aux séismes qui sont des ruptures profondes de roches, jusqu'à - 700 km !! (à peu près - 670 km : limite manteau supérieur / inférieur) pas de rupture de roches en profondeur possible sauf si

=> **hypothèse interprétative I** : la lithosphère rigide plonge

raisonnement par l'absurde : si la lithosphère était statique, elle devrait se réchauffer (milieu environnant plus chaud qu'elle) et perdre son identité rigide donc gagner en ductilité ou se désagréger : si sa propriété persiste (voir tomographies + étude Δv ondes sismiques), c'est qu'elle est renouvelée en permanence or nous avons vu qu'elle est créée au niveau des dorsales donc il existe des zones où elle disparaît

AU VOISINAGE DES FOSSES OCÉANIQUES, LA DISTRIBUTION SPATIALE DES FOYERS SISMQUES S'ÉTABLIT SELON UN PLAN INCLINÉ REPÉRABLE JUSQU'À VERS - 700 KM NOMMÉ PLAN DE WADATI-BÉNIOFF, CE QUI TRADUIT UN ENFONCEMENT LITHOSPHÉRIQUE DANS DES ZONES DITES DE SUBDUCTION. IL VARIE EN VALEUR SELON LA ZONE DE SUBDUCTION CONSIDÉRÉE : ON REMARQUE UN ALIGNEMENT VOLCANIQUE EN AVANT DE LA FOSSE ET AUSSI DES SÉISMES DANS LA PLAQUE CHEVAUCHÉE.

remarques : distinguer plaque océanique plongeante = plaque subduite de la plaque chevauchante sous laquelle l'autre s'enfonce

HISTOIRE DES SCIENCES

1933 : Holmes : séismes en profondeur = déjà associés à lithosphère dans le manteau puis Wadati (1935) et plus tard Carey (1953) / manteau = homogène, constitué de péridotite, roche de $d > 3,3$ à olivines (ferromagnésiennes) et pyroxènes

<http://www.edumedia-sciences.com/fr/a89-les-3-types-d-ondes-sismiques>

Histoire des Sciences :

C : 1935 : Wadati : en Asie, disposition des séismes profonds = près des fosses et particulière

1949 : Hugo Bénéioff : idem en Amérique du Sud => hypocentres selon un plan incliné remarquable « fosse => continent » d'où le nom de plan de Wadati-Bénéioff

hyp interprétative (I) : **1955 : Bénéioff** : le fond océanique doit être entraîné dans les profondeurs sous les océans

exemple : fosse du Chili = frontière entre une plaque océanique de Nazca, et celle d'Amérique du Sud, continentale . Au niveau de la fosse, les séismes ne sont que superficiels, les foyers intermédiaires et profonds sont nettement décalés vers le continent et d'autant plus qu'ils sont profonds

constat : plan incliné d'inclinaison (= **pendage**) variable suivant les zones de subduction, matérialisé par les hypocentres intermédiaires ou profonds de - 100 à - 700 km max !!

Les séismes plus profonds augmentant avec l'éloignement de l'arc magmatique.

On a la même disposition des foyers pour toutes les fosses océaniques péri-Pacifique (Du Pacifique Ouest, comme celles des Mariannes)

1964 : Jack Oliver, Bryan Isacks, et Lynn Sykes :

constat : étude d'un enregistrement d'un séisme profond (ondes P) ayant accusé un retard d'ondes : les ondes P directes parvenant 2 secondes plus tôt d'un côté à la station Tonga (Vava'u) qu'à la station Fidji pourtant équidistantes ! Comment expliquer cela ?

interprétations : 1967 : comme v ondes ↗ quand θ ↘ alors :

-1/ la répartition des séismes se fait le long d'un plan incliné appelé plan de Wadati-Bénéioff de 100 km d'épaisseur vues les données sismiques disponibles or la croûte = 2 à 10 fois épaisse que litho donc la litho, froide et rigide, plonge dans une couche plus ductile (- rigide) et plus chaude nommée asthénosphère : notre hypothèse précédente est validée

-2/ en plongeant, cette unité froide et cassante se fracture, ce qui occasionne les séismes

Jack Oliver et son étudiant **Bryan Isacks** parviennent à expliquer la sismicité sur tout le globe terrestre par le modèle de la tectonique des plaques, ce qui finit de convaincre la majorité des scientifiques à rejeter le paradigme fixiste et embrasser la toute nouvelle théorie.

carte de la répartition mondiale des séismes (2000-2008)

constats :

3 zones principales d'activité sismique terrestre :

- les dorsales océaniques, où séismes superficiels (> 20 km)

- la zone péri-Pacifique, surtout le long des fosses océaniques où séismes superficiels, intermédiaires ou profonds

- au sein des continents : des Alpes aux chaînes asiatiques, avec séismes superficiels ou intermédiaires

1967 : Jack Oliver et Bryan Isacks interprètent ces plans comme la trace de la lithosphère océanique retournant dans le manteau. Ces lieux de disparition de la lithosphère océanique (on dira plus tard « zones de subduction ») sont nécessaires dans la logique du « sea floor spreading » si on ne veut pas supposer l'expansion de la Terre ; ils sont désormais démontrés.

B/ un volcanisme explosif (relief > 0) : voir IV/

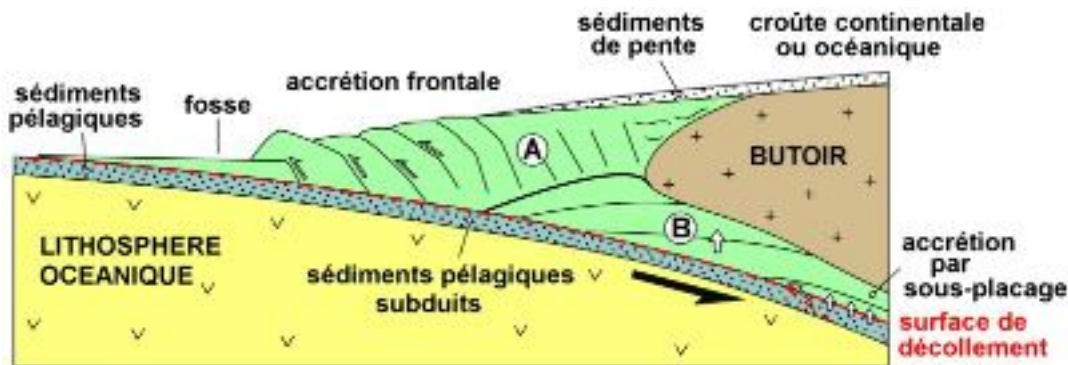
existence de 30 000 km de volcans mondiaux associés à la subduction

C/ une fosse océanique (relief < 0)

D/ un prisme d'accrétion

Que faut-il entendre par prisme d'accrétion ?

La notion de prisme d'accrétion provient initialement de la géologie marine et désigne l'« accumulation de matériel sédimentaire à l'avant d'une zone de subduction », on parle alors plus précisément de « prisme d'accrétion océanique ». Il s'agit d'une structure tectonique générée par l'imbrication d'écaillés sédimentaires. Cet écaillage est lié à l'existence d'un butoir rigide qui racle sur les sédiments pélagiques plus meubles de la croûte océanique en cours de subduction. Ce butoir localisé au-dessus de la croûte océanique subduite correspond soit à de la marge, soit à de la croûte océanique, soit à un ancien prisme.



Source - © 1991 von Huene et al., modifié

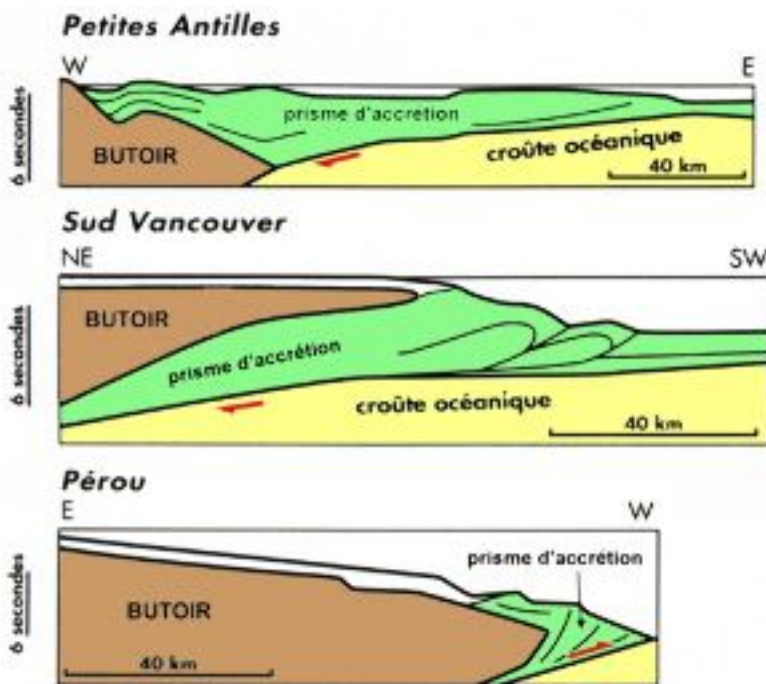
Figure 1. [Coupe schématique d'une zone de subduction au niveau d'une marge active présentant un prisme d'accrétion océanique.](#)

Le prisme se forme par accumulation de sédiments pélagiques qui sont racleés par l'intermédiaire d'un butoir rigide

On peut observer deux ensembles au sein du prisme d'accrétion : (A)- partie superficielle du prisme formée par accrétion frontale, (B)- partie profonde du prisme formée par sous-placage de matériel pélagique.

Au cours de la subduction le stockage de matériel sédimentaire peut se faire à différentes profondeurs. Dans les conditions de sub-surface (milliers de mètres), l'accumulation de matériel se fait par accrétion frontale d'écaillés sédimentaires aboutissant à la formation d'un prisme superficiel (prisme d'accrétion océanique au sens strict). Des sédiments encore solidaires de la croûte océanique sont entraînés à plus grande profondeur (dizaine de kilomètres) et viennent progressivement alimenter par sous-placage la partie profonde du prisme (figure 1).

Il existe différentes géométries de prisme d'accrétion océanique. Ces géométries sont contrôlées par différents facteurs comme la forme du butoir rigide, la quantité de matériel sédimentaire, ou l'angle du plan de subduction (figure 2).



Source - © 1993 Byrne et al., modifié

Figure 2. [Coupes schématiques de trois marges présentant différentes géométries de prisme d'accrétion océanique.](#)

La forme générale du prisme est contrôlée par différents facteurs comme la géométrie du butoir, la quantité de matériel sédimentaire et l'angle de la subduction.

Dans certains cas le prisme d'accrétion peut atteindre des dimensions respectables, c'est-à-dire d'échelle crustale (20-40 km d'épaisseur) comme pour le prisme d'accrétion observé actuellement au sud de l'île de Vancouver (figure 3). Ce prisme est lié à la subduction vers l'Est de la plaque océanique Juan de Fuca sous la plaque Amérique du Nord (fosse des Cascades). Les conditions thermiques modélisées dans le prisme se révèlent être faibles avec des températures inférieures à 450°C en base de prisme. De telles conditions P-T sont symptomatiques des conditions du faciès des schistes bleus, voire des éclogites pour des édifices plus importants. Les sédiments ainsi que des fragments de croûte océanique entraînés par la subduction, vont être progressivement métamorphisés au cours de l'enfouissement, puis vont venir alimenter par sous-placage la partie basale du prisme.

E/ des anomalies thermiques négatives (déformation des isothermes autour du slab)