

IV / COUPLAGE MAGMATISME & MÉTAMORPHISME EN SUBDUCTION (VOIR AP # 4 ET SCHEMA-BILAN À LA FIN)

Comment, dans le contexte géodynamique de subduction, se met en place du magmatisme et en quoi intervient-il dans la production de néo matériaux géologiques continentaux ?

Formée à 25% environ à la fin de l'Archéen (-2,5 Ga) et à > 85% 1 Ga après, la croûte continentale a aujourd'hui un volume stable, ce qui suppose une compensation création / recyclage (érosion ...).

Après avoir montré en quoi la subduction est le contexte approprié sur le globe pour créer cette croûte continentale (plongée d'une lithosphère dans l'asthénosphère avec du volcanisme de type explosif sur la plaque chevauchante) car elle génère du **magmatisme en profondeur par déshydratation**, voyons comment le refroidissement de ce fluide en mouvement ascensionnel par décompression peut conduire à de **néomatériaux continentaux (granitoïdes, rhyolites, dacites et andésites pour l'essentiel)**.

Le volcanisme consiste en l'émission de laves, gaz et projections importantes à la surface terrestre, cendres, nuées ardentes et laves visqueuses témoignant de la remontée de magmas formés en profondeur. Ceux-ci peuvent interrompre leur remontée et s'immobiliser en profondeur pour y subir un **refroidissement lent, plus progressif** et alimenter un autre processus magmatique nommé **plutonisme**. Volcanisme et plutonisme participent à la **création des matériaux de la croûte continentale**. Les zones de subduction sont le siège d'un volcanisme brutal, souvent explosif, à forte sismicité (cf «ceinture de feu» du Pacifique). Le volcanisme explosif des zones de subduction s'accompagne d'émission de gaz, cendres, **nuées ardentes (= laves visqueuses + gaz + cendres + blocs de taille variable dévalant les pentes d'un volcan)** et de **laves visqueuses**. Les éboulements et les explosions décapitent le volcan et ouvrent un grand cratère. Cette phase majeure est caractérisée par la formation de nuées ardentes, projections solides accompagnées de gaz en combustion à très haute température, émises souvent à l'horizontale, à la vitesse initiale de 500 km/h et précédées d'une onde de choc meurtrière. **La teneur en silice SiO₂** des magmas est le plus fréquemment comprise entre 45% (pauvres) et 65% (riches) : c'est cette teneur en silice qui **détermine la viscosité du magma**, c'est-à-dire la résistance à l'écoulement : plus elle est élevée, plus le magma est visqueux, « acide ». Les laves du volcanisme de subduction sont visqueuses (> 54%).

A / LES TRANSFORMATIONS MINÉRALOGIQUES DE LA LITHOSPHERE SUBDUITE SONT LIÉES AU FLUIDE H₂O

1/ Caractéristiques de la lithosphère subduite et métamorphisme HTBP hydrothermal à la dorsale

Après sa formation à l'axe (rift) d'une dorsale, la lithosphère océanique fracturée et peu épaisse est le siège d'une circulation d'eau de mer, lui faisant subir un **métamorphisme dit BPHT (Basse Pression Haute Température)** :

- la **croûte océanique debasaltes et gabbros** entrant en subduction au bout d'environ 40 Ma en théorie (voir AP # 3 et II/ du chapitre qui précède) est **donc riche en minéraux hydroxylés** (à radicaux hydroxyles OH provenant de H₂O de l'eau de mer) : formation de **hornblende (amphibole verte), actinote, chlorite, épidote**

- la **péridotite** du manteau lithosphérique de la plaque plongeante est au moins dans sa partie supérieure, métamorphisée (hydratée en serpentinite (roche serpentinisée, ressemblant à une peau de serpent, où l'**olivine s'est hydroxylée en un minéral verdâtre, la serpentine**). Tous ces minéraux appartiennent à des roches placées dans ce que l'on appelle le faciès schistes verts (SV).

réactions chimiques : (ne pas apprendre les formules détaillées, mais savoir les réactions et qui est hydroxylé et qui ne l'est pas ou moins, en lien avec son faciès (schiste vert SV, bleu SB ou éclogite)

AU NIVEAU DE LA CROÛTE (BASALTES ET METAGABBROS CRUSTAUX)	AU NIVEAU DU MANTEAU PÉRIDOTITIQUE
pyroxène + plagioclase + H₂O => amphibole verte hornblende $\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Si}_6\text{Al}_3\text{O}_{22}\text{Al}(\text{OH})_2$	olivine $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ + H₂O => serpentines $(\text{Mg,Fe,Ni})_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ Olivine + eau → Serpentine
amphibole hornblende $\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Si}_6\text{Al}_3\text{O}_{22}\text{Al}(\text{OH})_2$ + plagioclase + H₂O => chlorite $(\text{Fe,Mg,Al})_6(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ + actinote $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5(\text{OH,F})_2(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2$	

épidote = $\text{Ca}_2(\text{Fe}^{3+},\text{Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$, albite

2/ le métamorphisme de cette lithosphère en subduction HPBT

Au cours de son trajet, la lithosphère change en raison de changements de conditions de pression, température et apport d'eau : elle plonge car elle subit dans l'ordre chronologique une **contraction thermique par refroidissement** avec l'éloignement de la dorsale (divergence lithosphérique), un **épaississement aux dépens de l'asthénosphère** ductile sous-jacente **par sa partie basse de manteau supérieur** due à l'abaissement de l'isotherme 1300°C et à la subsidence thermique (**enfouissement selon le poids**, la gravité sous effet de la température). Cette lithosphère est devenue plus dense encore que l'asthénosphère (> 3,25 après > 40 Ma à >2000 km de la dorsale). La croûte océanique de la lithosphère en plongée se réchauffe lentement (inertie thermique forte : elle refroidit plus ce dans quoi elle s'enfonce qu'elle ne s'y réchauffe à son contact) et est surtout soumise à des **pressions de plus en plus importantes avec la profondeur croissante** : **dans ces conditions, les minéraux qui la constituent deviennent instables** : à de profondeurs supérieures à - 30 à -40 km, la croûte devient siège de réactions à l'état solide conduisant à la formation avec perte d'eau de nouvelles associations minéralogiques, marquées en particulier par l'apparition de la glaucophane et de la lawsonite par exemple à partir de minéraux initiaux = métamorphisme Haute Pression Basse Température HPBT. Pour des profondeurs supérieures encore le métagabbro devient une roche anhydre écolitique (à minéraux non hydroxylés : grenats et jadéite) : ainsi, ce n'est pas à partir de minéraux de la lithosphère océanique subduite que prend naissance le magma : sa subduction a comme conséquence unique une **déshydratation libérant des hydroxyles percolant dans la péridotite chevauchante (le roche du manteau de la plaque sous laquelle elle plonge)**

roches métagabbros à minéraux du faciès schistes bleus SB : glaucophane $\text{Na}_2(\text{Mg,Fe})_3\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, épidote $\text{Ca}_2(\text{Fe}^{3+},\text{Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$, lawsonite $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})$ (formules non-exigibles !!)
feldspath plagioclase + chlorite + actinote => glaucophane + H₂O
glaucophane => jadéite (pyroxène vert sodique) + H₂O + grenat omphacite
faciès écolites : grenat rouge $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, jadéite, clinopyroxène vert sodique $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$
Plagioclase + Actinote + Chlorite → Amphibole bleue (Glaucophane) + eau
Plagioclase → Pyroxène (Jadéite) + Quartz et Plagioclase + Amphibole bleue → Grenat + Jadéite + eau

B / GENÈSE MAGMATIQUE

1/ matériel d'origine

Il n'existe pas de formation de magma continue, il se forme toujours en des endroits particuliers dans des conditions particulières (décompression adiabatique, c'est-à-dire sans échange de chaleur pratiquement lors de la remontée rapide, au rift d'une dorsale, apport de chaleur au niveau des points chauds ou d'eau pour les subductions). **Un magma provient toujours de la fusion partielle d'une roche préexistante**. En dépit des variations de valeur du pendage (angle de plongée par rapport à l'horizontale) de la plaque

au niveau de la croûte (basaltes et métagabbros crustaux)

au niveau du manteau péridotitique :

pyroxène + plagioclase + H₂O => amphibole verte

hornblende $\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Si}_6\text{Al}_3\text{O}_{22}3\text{Al}(\text{OH})_2$ olivine $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ + H₂O => serpentines

$(\text{Mg,Fe,Ni})_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$

Olivine + eau → Serpentine

amphibole hornblende $\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Si}_6\text{Al}_3\text{O}_{22}3\text{Al}(\text{OH})_2$ +

plagioclase + H₂O => chlorite $(\text{Fe,Mg,Al})_6(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$

+ actinote $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5(\text{OH,F})_2(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2$

A la verticale de la lithosphère plongeante, les volcans se situent à l'aplomb d'une zone où le toit de la lithosphère en subduction est à une profondeur de - 100 km au plus. La péridotite de la plaque chevauchante située à ces profondeurs subit une fusion partielle à l'origine d'un magma.

2/ eau et genèse magmatique

Les données thermiques indiquent que la température de la péridotite de la plaque chevauchante vers - 100 km est d'environ 1000°C, température insuffisante pour une fusion partielle de péridotite anhydre, là où expérimentalement on peut observer que les conditions de P/T rencontrées en subduction actuelle sont incompatibles avec une fusion partielle d'un basalte anhydre, hydraté ou même d'une péridotite anhydre (sans eau). Les fluides comme l'eau peuvent expérimentalement abaisser la température de fusion partielle d'environ 300°C : ainsi, seule une péridotite hydratée à cette température sous la pression de cette profondeur peut entrer en fusion partielle (d'environ 10-15%, ce qui est

faible) : certains minéraux gagnent alors le liquide magmatique en formation (éléments chimiques les plus hygromagmatophiles, encore appelés incompatibles comme K par exemple) quand d'autres demeurent dans la roche résiduelle (une péridotite appauvrie, l'harzburgite). Ainsi, l'hydratation de la péridotite chevauchante montre un **couplage métamorphisme de subduction /magmatisme**.

L'introduction d'eau caractérise toutes les régions qui, en surface, correspondent au plongement d'une plaque océanique (chapelet d'îles comme le Japon, "marges" continentales actives comme la cordillère des Andes...). La tomographie sismique du manteau dans les zones de subduction montre qu'il existe un coin de manteau entre la croûte de l'arc et la plaque plongeante. La morphologie du solidus humide est très incurvée vers les basses pressions, recoupant largement les géothermes continentaux anciens ou récents, et plus encore le géotherme (évolution de la courbe de température en profondeur) océanique au niveau des dorsales. Il y a fusion partielle.

C / DU MAGMA AUX ROCHES CONTINENTALES

Ce magma est injecté dans les couches sus-jacentes, le manteau lithosphérique chevauchant puis la croûte continentale plus en surface où il est stocké dans des chambres magmatiques où ce magma provoque la fusion partielle des roches continentales encaissantes : il y a mélange des 2 magmas mantelliques et granitique d'origine crustale

1/ cristallisation fractionnée, remontée et refroidissement rapide : andésites et rhyolites

L'analyse des roches volcaniques des zones de subduction ainsi que l'expérimentation montrent qu'on obtient des andésites et des diorites, qui contiennent 50 à 60% de SiO₂. Le magma résultant génère par refroidissement des **roches effusives microlithiques, andésites et rhyolites**, arrivant en surface au cours d'éruptions volcaniques explosives, plutôt imprévisibles, dangereuses, à nuées ardentes, laves visqueuses et gaz tels que la vapeur d'eau, engendrées par des surpressions rares faisant sauter un bouchon d'accumulation dans la chambre magmatique sous-jacente au point de sortie. Le fractionnement des éléments légers comme Si, Na, K ou lourds comme U, Th, est alors maximum. Ces produits sont en outre de faible densité (d=2,8 au lieu de 3 pour les basaltes). Ils ne peuvent plus être recyclés dans le manteau et donnent naissance à de la croûte continentale, dont la composition chimique moyenne peut être assimilée à celle des diorites, roches intermédiaire entre les basaltes, liquides quasi indifférenciés, et les granites, qui constituent le terme le plus évolué de ce fractionnement.

La rhyolite, issue de laves acides (richesse en Silice Si dans l'espèce chimique SiO₂ dite intermédiaire), a une composition chimique proche du granite avec de minéraux essentiels qui sont le quartz et les feldspaths et où on trouve également des minéraux ferromagnésiens hydroxylés (riches en OH) comme la biotite et l'amphibole. L'andésite, issue de laves intermédiaires (richesse en silice entre 53 et 66%) de couleur gris clair, ne contient pas de quartz et contient essentiellement feldspaths et minéraux ferromagnésiens type amphiboles et biotite. Ces minéraux hydroxylés résiduels sont à corrélérer avec l'hydratation de la péridotite dont ils proviennent.

NB : la remontée rapide du magma à l'origine de ses roches ne doit pas faire oublier une première cristallisation fractionnée préalable dans une autre chambre plus en profondeur avant cette remontée dite rapide reliée à la structure minéralogique microlithique qui leur est propre.

2/ cristallisation fractionnée, remontée et refroidissement lents : plutons et granitoïdes

La majeure partie du magma se refroidit en profondeur et donne des roches plutoniques grenues de type granitoïdes, à composition

minéralogique proche du granite. Les roches de composition granitique étant caractéristiques de la croûte continentale, celles issues du magma (rhyolites, andésites, granitoïdes) contribuent à produire un néomatériau continental. Si le magmatisme des dorsales engendre la croûte océanique (basaltes et gabbros), le magmatisme des zones de subduction donne naissance à des roches de composition proche de celle de la croûte continentale et du granite (les **granitoïdes**).

	Andésite	Diorite	Rhyolite	Granite
Feldspath plagioclase (Na,Ca)[Al(Si,Al)Si] ₂ O ₈				
Feldspath orthose KAlSi ₃ O ₈	✓	✓	✓	✓
Amphibole Hornblende (Na,Ca) ₂ (Mg,Fe,Al) ₅ Si ₆ (Si,Al) ₂ O ₂₂ (OH) ₂	✓	✓	✓	✓
Pyroxene (Ca,Mg,Fe)SiO ₃	✓	✓		
Biotite K(Mg,Fe) ₃ (OH,F) ₂ (Si ₃ AlO ₁₀)			✓	✓
Quartz SiO ₂			✓	✓
Verre	✓		✓	✓

C'est l'hydratation de la croûte océanique au niveau de la dorsale et la subduction qui par des mécanismes à visualiser sur le schéma-bilan ci-dessous permettent la genèse de la croûte continentale (roches volcaniques et plutoniques : andésites et granitoïdes entre autres) par fusion partielle des péridotites du coin du manteau chevauchant, hydratées par les OH de la déshydratation des métagabbros du faciès schiste vert et bleus en raison de la hausse de la pression (et secondairement de la température) accompagnant l'enfoncement de la croûte océanique de la lithosphère plongeant dans l'asthénosphère avec les profondeurs croissantes, désormais plus dense qu'elle à 2000 km environ de la dorsale, de densité > 3,25 et d'âge > 30 à 40 Ma, à minéraux hydroxylés (à OH) : amphiboles $\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Si}_6\text{Al}_3\text{O}_{22}\text{Al}(\text{OH})_2$ comme la hornblende, phlogopite $\text{KMg}_3(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{F,OH})_2$ et des micas $\text{K}(\text{Fe,Mg})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ comme la biotite $\text{K}(\text{Mg,Fe})_3(\text{OH,F})_2(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})$ des granodiorites, granites, dacites, rhyolites, andésites

hypothèse émise aux vues des acquis de cycle 4 : « la lithosphère de plus de 200 Ma a disparu par enfoncement dans l'asthénosphère »

Vérifions cette hypothèse par des arguments scientifiques, recherchons des indices explicatifs.

Comment une densité d'un matériau peut s'élever en se déplaçant ?

hypothèses :

-H1 : un épaississement engendre une prise de masse et son poids en N peut dépasser en valeur les forces opposées (résistances diverses, poussée d'Archimède)

-H2 : un refroidissement progressif en s'éloignant de la dorsale contracte le matériau qui devient plus dense

3/ une limite thermo-mécanique en zone de subduction

a/ une limite inférieure thermique

- au niveau de la zone volcanique : anomalie positive du flux thermique très élevé (jusqu'à $\times 15$ la valeur moyenne des autres régions du globe)

- au niveau de la fosse océanique : anomalie négative du flux (plus faible que la moyenne) : flux thermique faible (en W.m^{-2})

- au fur et à mesure que l'on s'éloigne de ces 2 zones : il redevient moyen, environ 80mW.m^{-2}

La modélisation des isothermes (variations de température en profondeur) dans une zone de subduction montre des anomalies thermiques négatives : elles sont déformées, comme si une zone froide locale plongeait sans avoir le temps de s'équilibrer en température avec la zone plus chaude dans laquelle elle s'enfonce : elle refroidirait son environnement plus vite qu'elle ne se réchauffe en s'y enfonçant.

géotherme : sur un graphique, courbe représentant la température en fonction de la profondeur (ou de la pression)

isotherme : sur une carte ou sur une coupe, courbe joignant les points d'une surface qui sont à la même température

b/ mécanique

La capacité de déformation d'une roche est liée au rapport T/T_f où T est la température de la roche et T_f sa température de fusion. Plus ce rapport est proche de 1, et plus la roche est déformable.

< - 100km : $R < 0,5 \Rightarrow$ roche à comportement cassant = lithosphère. > - 100 km : $0,5 < R < 1 \Rightarrow$ roche à comportement ductile = asthénosphère.

Dans les conditions (P,T) de la lithosphère, les roches ont un comportement cassant et la chaleur se propage par conduction (sans mouvement de transfert) .

À partir de la LVZ (isotherme 1300 °C) les conditions (P,T) sont voisines de celles nécessaires au début de fusion partielle de la péridotite mantellique : les ondes sismiques y sont légèrement ralenties (LVZ), les roches à comportement ductile et la chaleur transmise par **conduction** mais aussi **convection (transfert thermique avec mouvement de matière marcoscopique, avec cellules de transfert)** La structure pétrographique résulte d'une composition chimique entre croûtes (de composition basaltique OU granitique), manteau (formé de péridotites) et noyau. La structure géophysique repose, elle, sur une différence de comportement mécanique des roches. Les croûtes océanique et continentale et la partie supérieure du manteau supérieur (jusqu'à la LVZ), sont solidaires sur le plan mécanique et forment ensemble la lithosphère rigide et cassante.

L'asthénosphère sous-jacente est constituée du reste du manteau supérieur et, bien que solide, se caractérise par sa ductilité. La convection est un transfert de chaleur par mouvement de matière. Les mouvements au sein du manteau sont lents (quelques cm.an^{-1}) et affectent un SOLIDE (déformable). Les matériaux terrestres chauds et peu denses montent

puis s'étalent à la surface de la Terre alors que les matériaux froids et denses s'enfoncent dans le manteau. C'est la gravité qui attire les masses les plus denses vers le bas. Ces dernières, en prenant la place des masses les moins denses, repoussent celles-ci vers le haut. A composition chimique, minéralogique et pétrologique homogènes, le manteau inférieur (-670 à -2900 km) ne présente de différence que de température. Les zones mantelliques rouges sont des masses de péridotite SOLIDES et CHAUDES, qui montent donc, alors que les zones lithosphériques bleues sont des masses de péridotite SOLIDES et FROIDES (avec un peu de croûte) qui descendent. Il ne s'agit en aucun cas de magma.

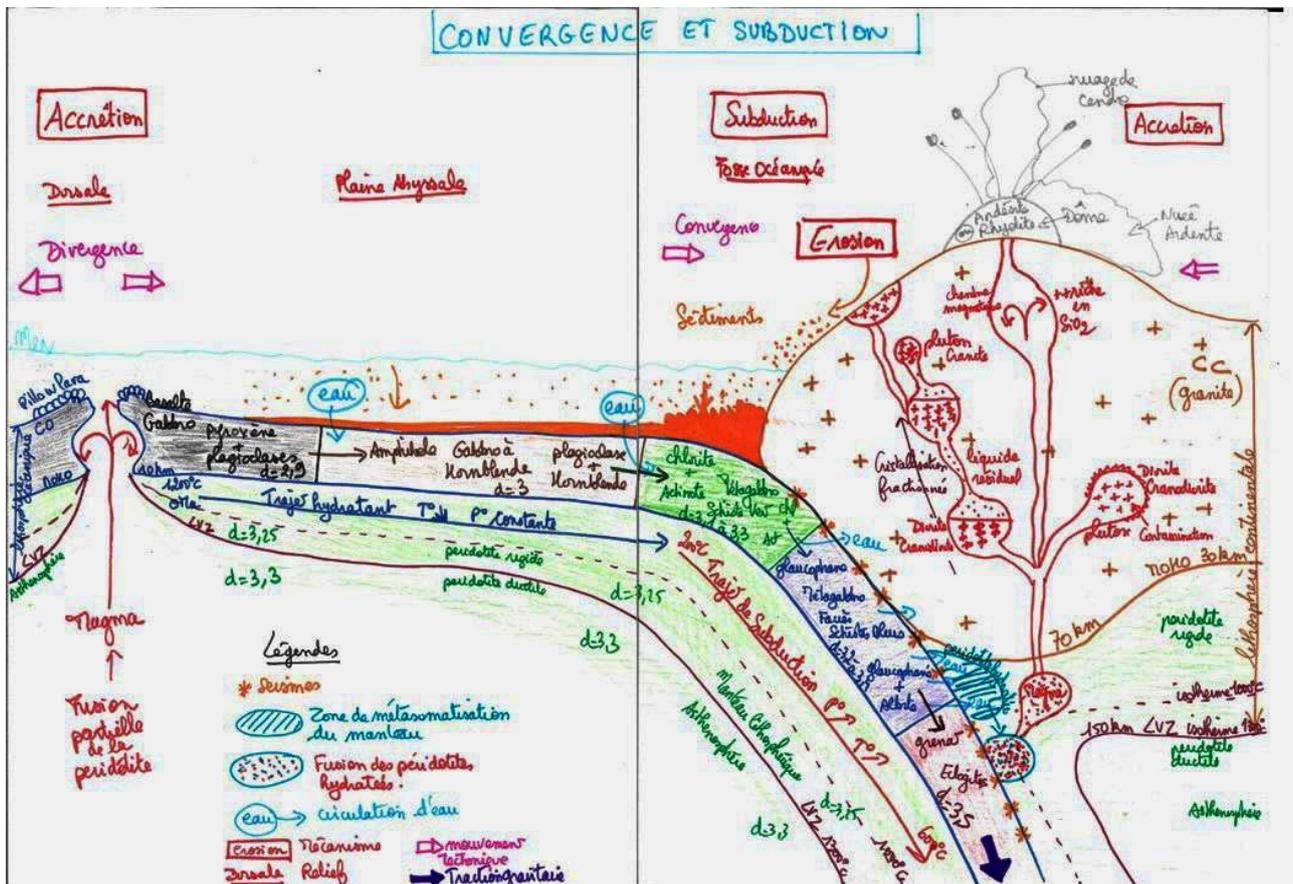
CONCLUSION

DÉFINITION : LES SUBDUCTIONS SONT DES ENFONCEMENTS LITHOSPHÉRIQUES DANS L'ASTHÉNSPHERE QUAND LEUR DENSITÉ DÉPASSE CELLE DE L'ASTHÉNSPHERE DUCTILE ($> 3,25$), QU'ELLE S'INCRIVE ET SE FRACTURE ELLES IMPLIQUENT TOUJOURS 2 PLAQUES EN CONVERGENCE : LA PLUS LOURDE ENTRE ALORS EN SUBDUCTION PAR SIMPLE EFFET DE DIFFÉRENCE DE MASSE VOLUMIQUE (ET DE POIDS AVEC LA DISTANCE À LA DORSALE ET L'ÂGE SUPÉRIEUR À 35 MA). LA LITHOSPHÈRE CONTINENTALE NE S'ÉPAISSIT PAS AVEC LE TEMPS CONTRAIREMENT À LA LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE, C'EST LE PLUS SOUVENT LA LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE QUI SUBDUCTE SOUS UNE AUTRE LITHOSPHÈRE. IL EXISTE QUELQUES RARES CAS DE SUBDUCTION CONTINENTALE QUI SE PRODUISENT DANS LES ZONES DE COLLISION TRÈS AVANCÉES.

CONSÉQUENCES DE LA SUBDUCTION : TRÈS IMPORTANTES SUR LA SÉDIMENTATION PAR LA FORMATION D'UN PRISME D'ACCRETION, PAR LA MISE EN PLACE DE RELIEF POSITIFS PARTICULIERS ACCOMPAGNÉS SOUVENT DE VOLCANISME EXPLOSIF ANDÉSITIQUE ET RHYOLITIQUE SURTOUT AVEC FORMATION DE GRANITOÏDES AUX ALENTOURS ET MÉTAMORPHISME INTENSE HPBT (EFFET PRESSION CROISSANTE DOMINANT AVEC LA PROFONDEUR CROISSANTE) AU NIVEAU DU SLAB (Panneau de lithosphère plongeant).

AU NIVEAU GÉODYNAMIQUE, LA SUBDUCTION PEUT ÊTRE INTERPRÉTÉE COMME LA BRANCHE DESCENDANTE DE LA CONVECTION MANTELLIQUE. MAIS CE N'EST PAS VRAIMENT LE MOTEUR PRINCIPAL DE LA SUBDUCTION QUI EST LE RIDGE PUSH À LA DORSALE QUI CONDITIONNE LE SLAB PULL À L'AUTRE BOUT. LE MATÉRIEL AINSI ENFOUÏ SERA RECYCLÉ (ET PARFOIS TRÈS PROFONDÉMENT JUSQU'AU NOYAU EXTERNE VERS -2900 km À LA ZONE D''). COMME L'INDIQUE LA TOMOGRAPHIE SISMIQUE) COMME ON PEUT LE VOIR AU NIVEAU DE CERTAINS POINTS CHAUDS. ENFIN, IL EST IMPORTANT DE NOTER QUE LA SUBDUCTION A PARTICIPÉ ET CONTINUE DANS UNE MOINDRE MESURE À FORMER LA CROÛTE CONTINENTALE. TOUTE SUBDUCTION SE TERMINE INÉLUCTABLEMENT PAR UNE COLLISION QUI PERMET DE FORMER DES CHAÎNES DE MONTAGNES (VOIR CHAPITRE 2 SUIVANT).

CEPENDANT, SI ON REGARDE LES AUTRES PLANÈTES DU SYSTÈME SOLAIRE, PEU ONT CERTAINEMENT DE LA SUBDUCTION MAIS PEUVENT POUR AUTANT MONTRER DES CHAÎNES DE MONTAGNES.



- MARQUEURS GÉOLOGIQUES : VOLCANS + SÉISMES
- THERMO-SISMICIQUES : SISMICITÉ LITHOSPHÉRIQUE DU SLAB DU PLAN DE BENIOFF ET DE LA PLAQUE CHEVAUCHANTE TOME ANOMALIES POSITIVE DU SLAB (DU PLUS DENSE QUE PRÉVU INTERPRÉTÉ COMME PLUS FROID (ANNÉES 60))

- **THERMIQUES** : POSITIF À L'ARC, NÉGATIF À LA FOSSE, ANOMALIES NÉGATIVE DES ISOTHERMES DONT LA DÉFORMATION SUIT LE SLAB (LOGICIEL TOMOGRAPHIE SISMIQUE ET TECTOglob) : L'INERTIE THERMIQUE FAIBLE DES ROCHES LITHOSPHÉRIQUES FAIT QUE DU FROID QUI S'ENFONCE DANS DU PLUS CHAUD SE RÉCHAUFFE PEU ET REFROIDIT L'ENCAISSANT PLUS QU'IL NE SE RÉCHAUFFE DONC
 - **GÉODÉSINIQUES** : ANOMALIES NÉGATIVE DE g À LA FOSSE, POSITIVE AU NIVEAU DE L'ARC
 - **VOLCANO-MAGMATIQUES** : VOLCANISME EXPLOSIF (LIÉ AU GAZ, VISQUEUX), HYDRATÉ AVEC NÉOCROÛTE CONTINENTALE (GRANODIORITES, GRANITES, DIORITES, ANDÉSITES, DACITES ET RHYOLITHES EN FONCTION DU TEMPS DE REFROIDISSEMENT DU MAGMA ET DE LA POSITION, CE QUI AFFECTE LA COMPOSITION NET LA STRUCTURE DES ROCHES MICROLITHIQUES OU MICROLITHIQUES : PLUS UN MINÉRAL A LE TEMPS DE CRISTALLISER, PLUS IL EST GROS ET INVERSEMENT OÙ IL FORME DES BAGUES ET PARFOIS NE CRISTALLISE PAS (PÂTE AMORPHE, VERRE, VOIR BASALTES)
- ↗ ÉLOIGNEMENT DORSALE ⇒ ↗ ÂGE DE LA LITHOSPHÈRE ⇒ ↘ 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 LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE FROIDE, DENSE ET ÉPAISSE DANS UNE COUCHE SOUS-JACENTE ASTHÉNOsphérique PLUS DUCTILE ET CHAUDE ⇒ ∃ LIMITE LITHOSPHÈRE / ASTHÉNOsphère THERMO-MÉCANIQUE (ISOTHERME 1300°C). AVEC PROFONDEUR ↗ ⇒ P ↗ (+ θ) ⇒ DENSITÉ ↗ ENCORE ENTRETIENANT LA SUBDUCTION

AU VOISINAGE DES FOSSES OCÉANQUES, LA DISTRIBUTION SPATIALE DES FOYERS (HYPOCENTRES) DES SÉISMES EN FONCTION DE LEUR PROFONDEUR S'ÉTABLI SELON UN PLAN INCLINÉ APPELÉ PLAN DE WADATI-BÉNIOFF. LES DIFFÉRENCES DE VITESSE DES ONDES SISMICIQUES 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 LITHOSPHÈRE ($\Delta v > 0$) DE L'ASTHÉNOsphère ($\Delta v < 0$)

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

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

LE MODÈLE DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES REPOSE SUR LA DISTINCTION LITHOSPHÈRE / ASTHÉNOsphère

LA LITHOSPHÈRE 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 LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE EST PLUS DENSE QUE LA LITHOSPHÈRE CONTINENTALE EN RAISON D'UNE CRÔTE PLUS DENSE, LEUR ÉPAISSEUR MANTELLIQUE ÉTANT COMPARABLE. ON DISTINGUE ALORS 2 TYPES DE BORDURES DE CONTINENTS : LES MARGES PASSIVES ET LES MARGES ACTIVES

