

THÈME : LA DYNAMIQUE INTERNE DE LA TERRE

Chapitre : La dynamique des zones de convergence

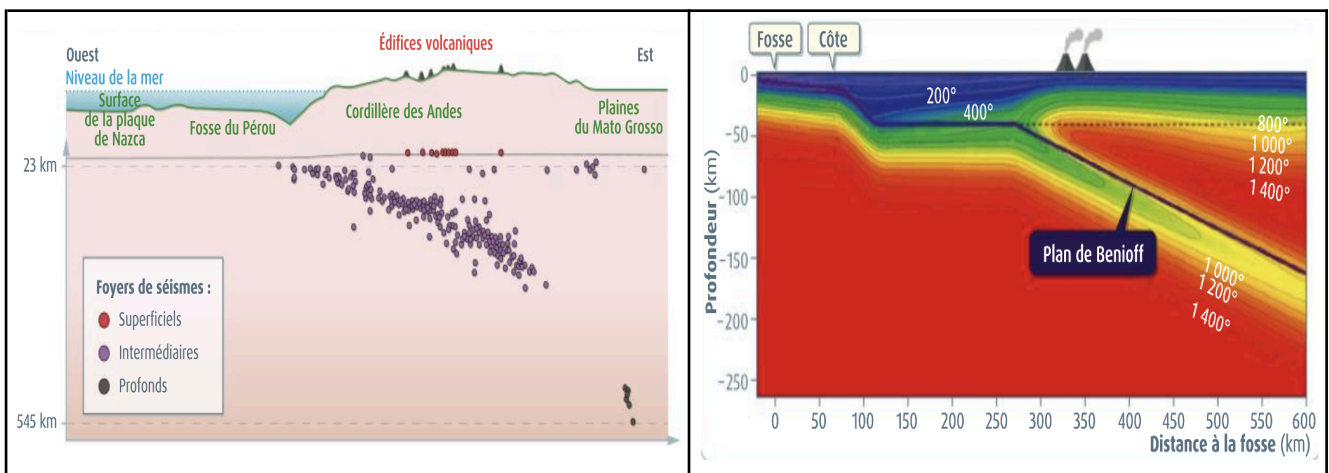
Problématiques : Quels sont les marqueurs des zones de convergence océanique et continentale ?

I. Convergence lithosphérique et subduction

A) Les caractéristiques des zones de subduction

Une zone de subduction est une frontière de plaques en convergente, au niveau de laquelle une plaque lithosphérique océanique plonge obliquement dans l'asthénosphère sous une autre plaque, océanique ou continentale. La première est qualifiée de plaque subduite, la seconde de plaque chevauchante. Le relief de ces zones est asymétrique : en partant de la plaque subduite, on trouve souvent une fosse océanique profonde de plusieurs kilomètres, puis, sur la plaque chevauchante, des reliefs positifs formant un alignement d'îles volcaniques ou une cordillère parallèle à la ligne de côte, également parsemée de volcans. Les nombreux séismes qui se produisent dans ces zones sont remarquables par la répartition de leurs foyers : les séismes superficiels, souvent violents et dévastateurs, ont leurs foyers principalement localisés dans la croûte de la plaque chevauchante. D'autres séismes dessinent un « plan incliné » qui s'enfonce jusqu'à 700 km de profondeur. L'inclinaison de ce plan, nommé plan de « Wadati-Benioff » en hommage aux 2 géologues ayant découvert ce plan, est variable selon les zones de subduction. La distribution de ces foyers sismiques caractérise le plongement de la lithosphère océanique rigide dans l'asthénosphère ductile.

Enfin, les anomalies thermique révélées par la tomographie sismique montrent des isothermes (lignes d'égale température) qui adoptent une forme remarquable : ils plongent obliquement sous la fosse océanique, confirmant la présence d'un matériau froid (la lithosphère océanique) s'enfonçant dans un matériau chaud (l'asthénosphère).

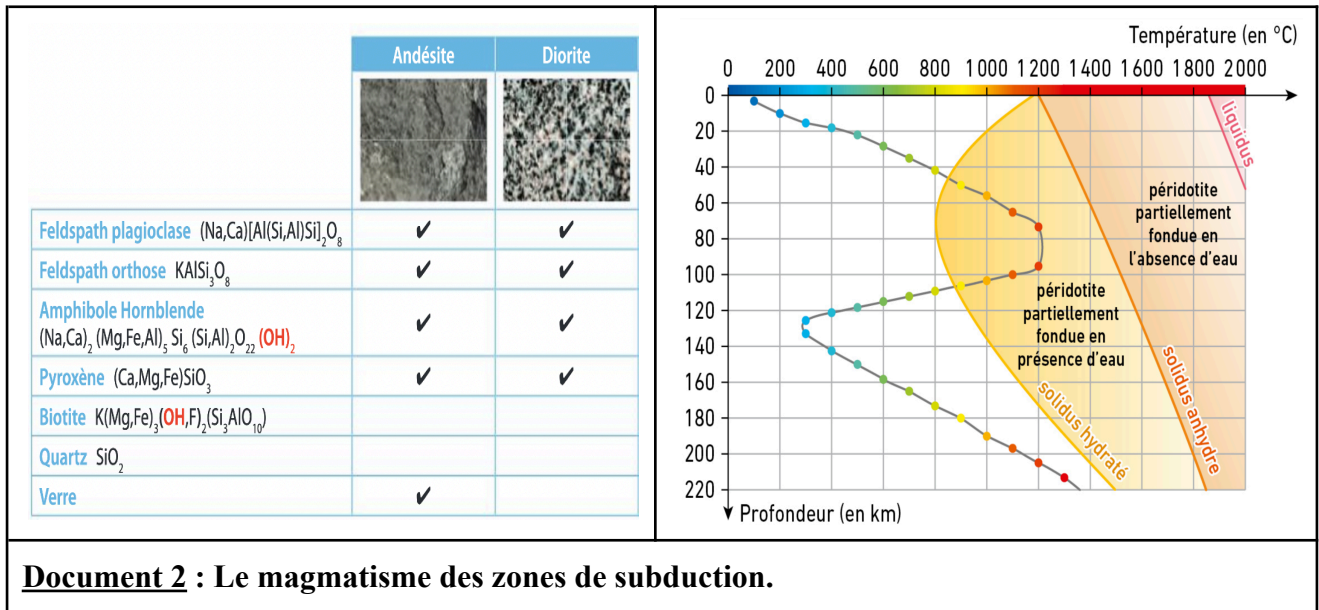


Document 1 : Localisation en coupe des foyers sismiques et du flux géothermique au niveau d'une zone de subduction (Pérou).

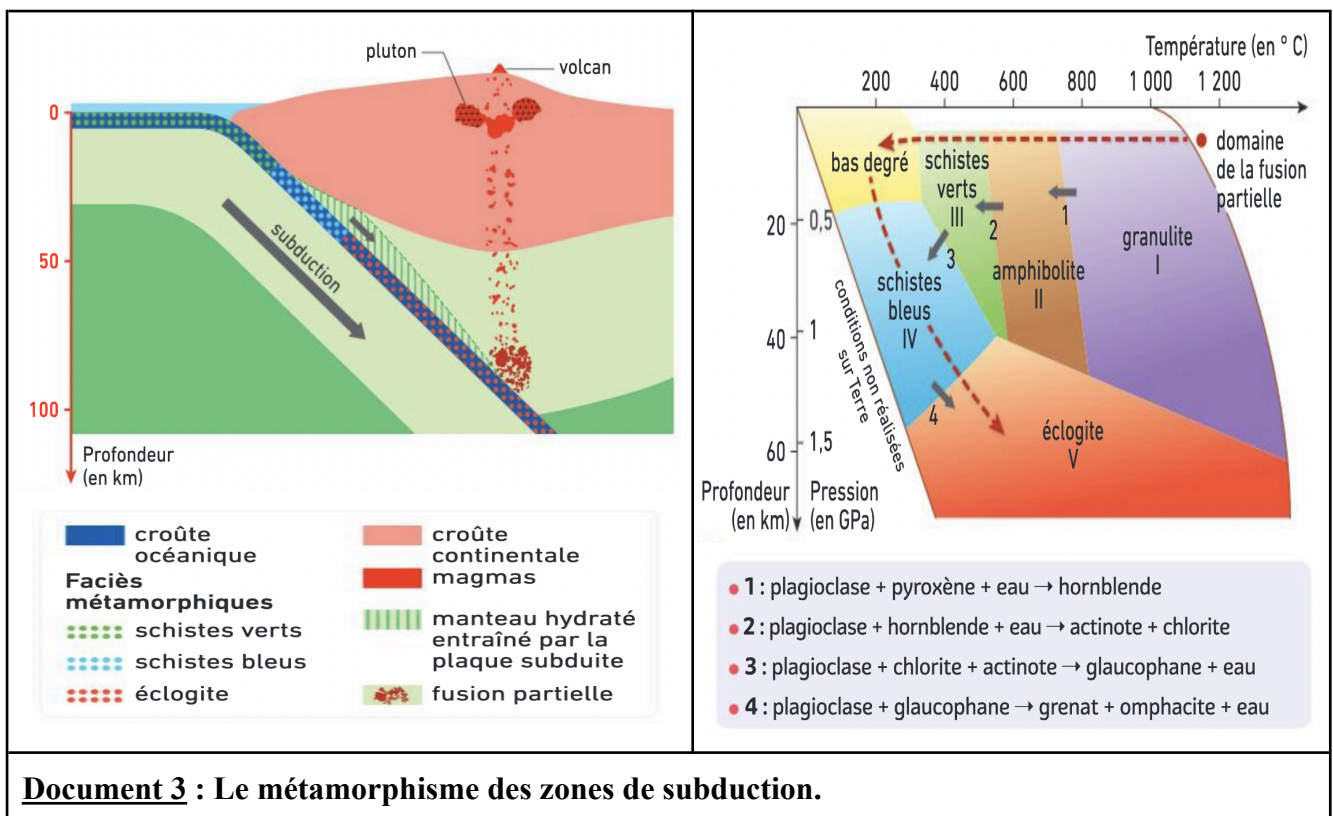
B) Le fonctionnement des zones de subduction

Les zones de subduction sont le siège d'un important volcanisme au niveau de la plaque chevauchante. Celui-ci est caractérisé en surface par un dynamisme éruptif explosif, associé à l'émission de laves visqueuses riches en gaz. Il s'accompagne de la formation de roches magmatiques volcaniques (les andésites), et en profondeur, le magmatisme aboutit à la formation de roches plutoniques (les diorites). Leur composition est diverse car le refroidissement du magma est long, et les minéraux cristallisent de façon progressive.

Malgré la diversité de ces roches, leur composition chimique indique qu'elles se forment à partir d'un magma, riche en eau. En effet, certains minéraux, comme les amphiboles et les biotites, contiennent dans leur formule chimique des groupements hydroxyles (OH) révélateurs de l'hydratation du magma. Les magmas des zones de subduction sont issus de la fusion partielle du coin du manteau situé sous la plaque chevauchante. Pourtant, les températures qui règnent dans ces péridotites ne devraient pas permettre leur fusion partielle, à moins qu'elles ne soient hydratées.



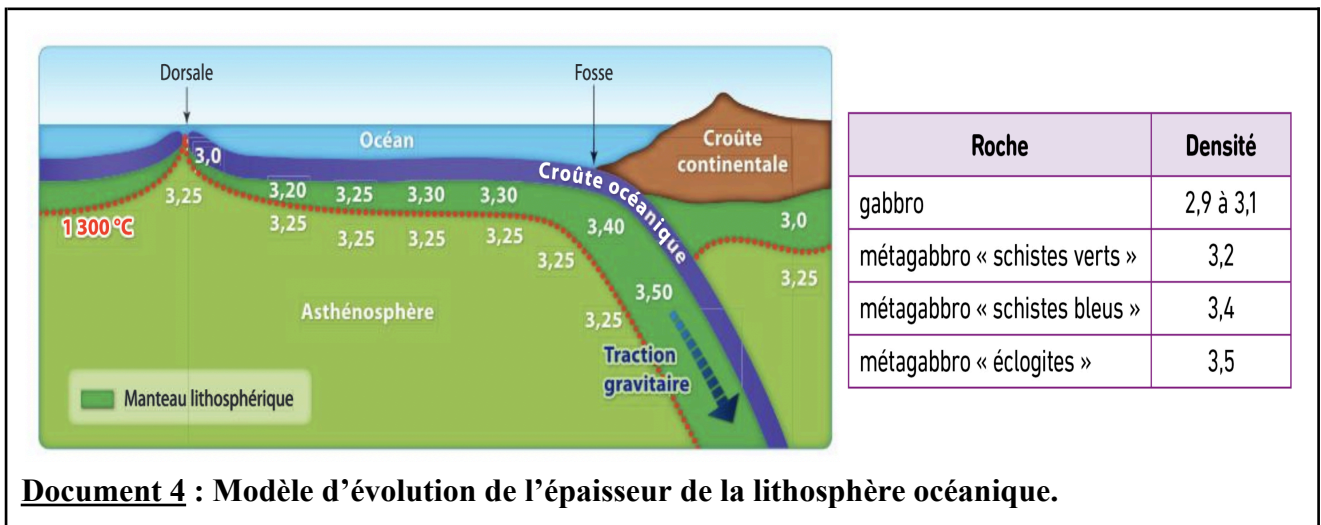
Or, la croûte océanique qui entre en subduction est très hydratée : les basaltes et les gabbros qui la composent ont été transformés par les circulations hydrothermales et sont devenus des metabasaltes et des métagabbros du faciès "schiste vert" riches en minéraux hydroxylés. En s'enfonçant dans l'asthénosphère plus chaude, la lithosphère océanique se réchauffe lentement tout en étant soumise à une température constante. Ce changement déstabilise les minéraux de la plaque plongeante : ils réagissent entre eux et de nouveaux minéraux se forment, comme le glaucophane caractéristique du faciès schiste bleu et le grenat caractéristique de l'éclogite, se forment. Ces nouveaux minéraux (glaucophane, grenat, omphacite) sont peu ou pas hydroxylés.



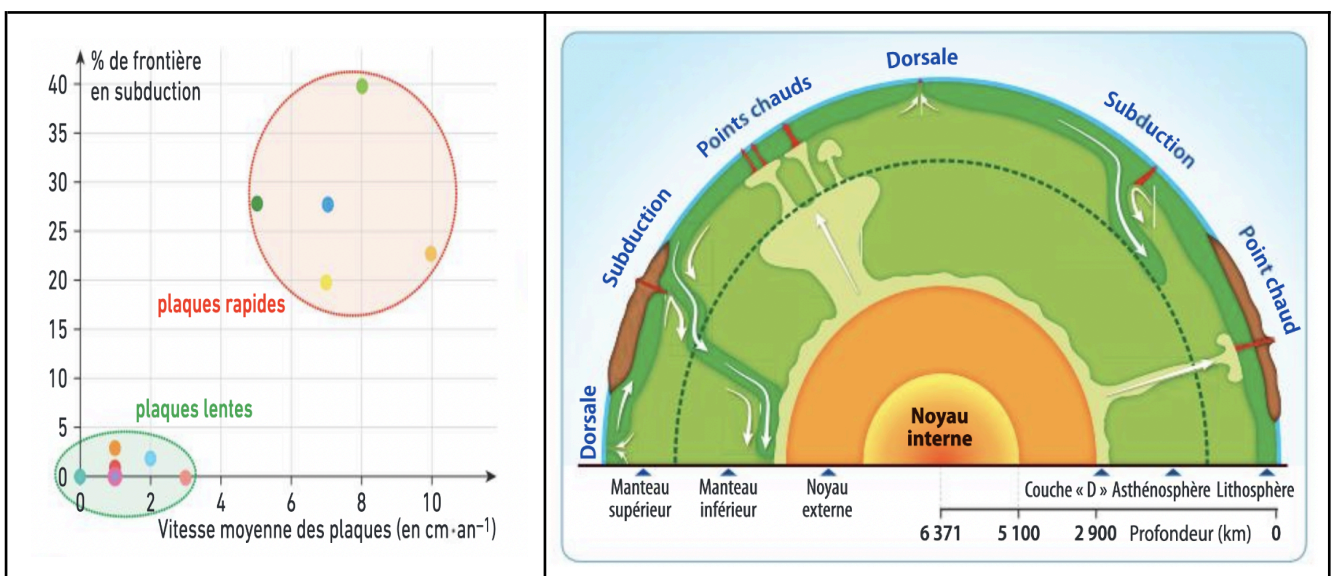
Ainsi, ces transformations métamorphiques s'accompagnent d'une déshydratation de la croûte océanique en subduction. L'eau libérée remonte et provoque l'hydratation des péridotites du coin de manteau de la plaque chevauchante. Cela rend possible leur fusion partielle, à l'origine des magmas.

C) Le moteur de la subduction et du mouvement des plaques lithosphériques

La densité moyenne de la lithosphère océanique augmente avec son âge. Après 15 à 20 millions d'années environ, elle devient plus dense que le manteau asthénosphérique. Ce déséquilibre gravitaire n'entraîne néanmoins pas une plongée immédiate dans l'asthénosphère : l'ensemble des matériaux mis en jeu sont à l'état solide, les différences de densité sont faibles, et la portion de lithosphère qui pourrait sombrer est solidaire du continent, beaucoup moins dense. L'augmentation de densité est accentuée par les transformations métamorphiques qui affectent la croûte océanique lors de la subduction. En effet, la densité d'un métagabbro augmente lorsqu'il passe du faciès « schiste vert » à celui de « schiste bleu », puis « éclogite ».



L'étude des forces qui agissent au niveau d'une plaque océanique montre que l'augmentation de densité est le principal moteur de la subduction. Ce faisant, le panneau de la lithosphère en subduction tracte toute la lithosphère située en surface, jusqu'à l'axe de la dorsale. Il provoque les mouvements descendants de la convection mantellique. Ceux-ci participent à leur tour à la mise en place des mouvements ascendants sous la dorsale. La subduction joue donc un rôle essentiel dans l'expansion océanique, et plus généralement dans le mouvement des plaques lithosphériques.



Bilan : Les zones de subduction sont des frontières de plaques convergentes, au niveau desquelles une plaque lithosphérique océanique plonge obliquement dans l'asthénosphère sous une autre plaque, océanique ou continentale. Les nombreux séismes qui se produisent dans ces zones dessinent un plan incliné qui s'enfonce jusqu'à 700 km de profondeur, et qui témoigne du plongement de la lithosphère océanique froide et rigide dans l'asthénosphère chaude et ductile.

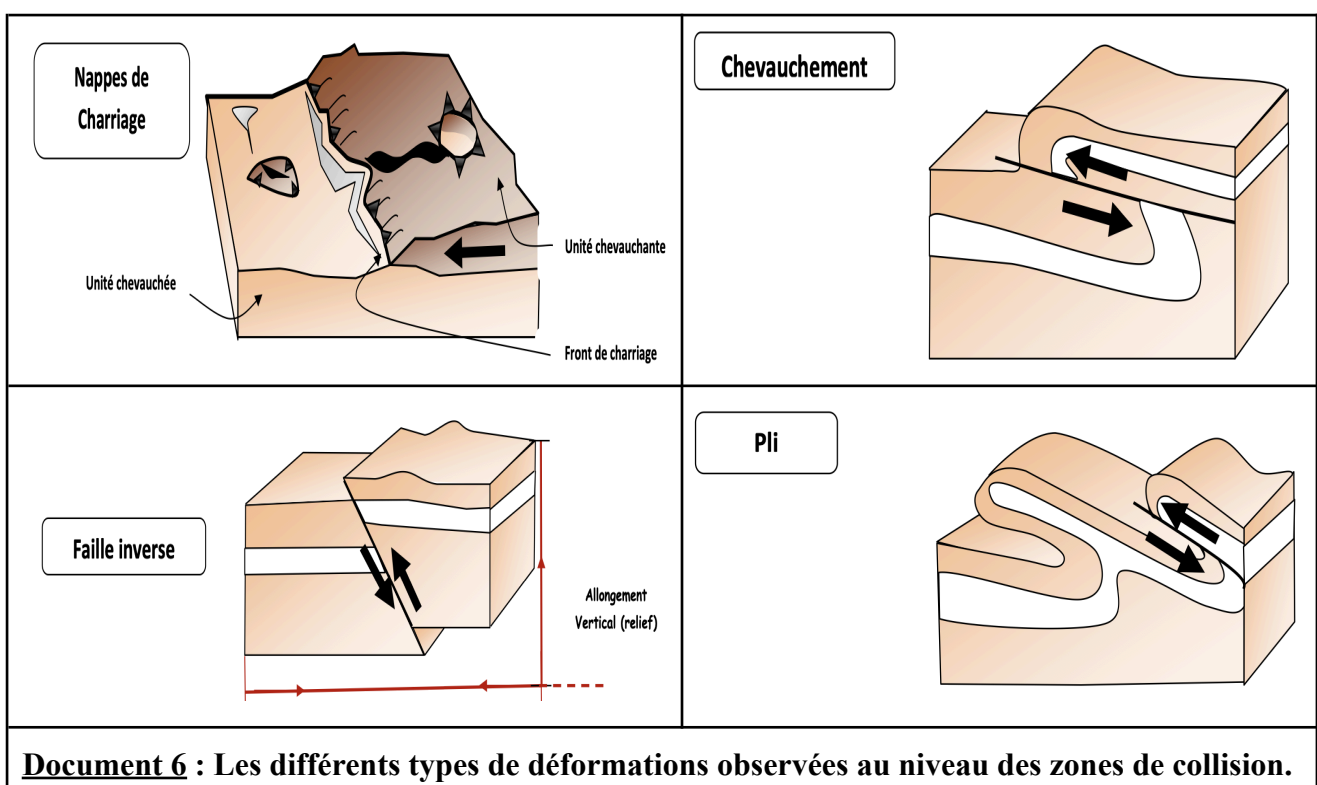
Les nombreux volcans présents sur la plaque chevauchante sont de type explosif, car leur magma est riche en silice, ce qui le rend visqueux. Ce magma permet la formation de roches volcaniques et plutoniques diversifiées. Leur composition chimique indique cependant qu'elles se forment à partir d'un même type de magma, riche en eau. Les magmas des zones de subduction sont issus de la fusion partielle du coin de manteau de la plaque chevauchante. Cette fusion partielle est possible du fait de l'hydratation des péridotites. L'eau présente dans ces péridotites provient de la déshydratation des minéraux de la croûte en subduction, sous l'effet de l'augmentation de pression et de température (réactions métamorphiques).

Le déséquilibre gravitaire dû au vieillissement de la lithosphère océanique peut déclencher l'entrée en subduction, à la faveur d'un accident tectonique de grande ampleur. L'augmentation de densité, accentuée par le métamorphisme qui se produit lors de la subduction, est le principal moteur de la subduction. Celle-ci est à l'origine des mouvements descendants de la convection mantellique, et indirectement des mouvements ascendants sous la dorsale, organisant ainsi les mouvements des plaques lithosphériques.

II. Convergence lithosphérique et collision

A) Les caractéristiques des zones de collision

La subduction peut entraîner la fermeture d'un océan et provoquer la collision des continents situés de part et d'autre. Les lithosphères continentales ayant des densités faibles par rapport à la lithosphère océanique et à l'asthénosphère, la subduction ne peut se poursuivre dans les mêmes conditions : la poursuite de la convergence modifie alors considérablement la géométrie des deux continents en collision : un raccourcissement se produit, compensé par un épaissement.

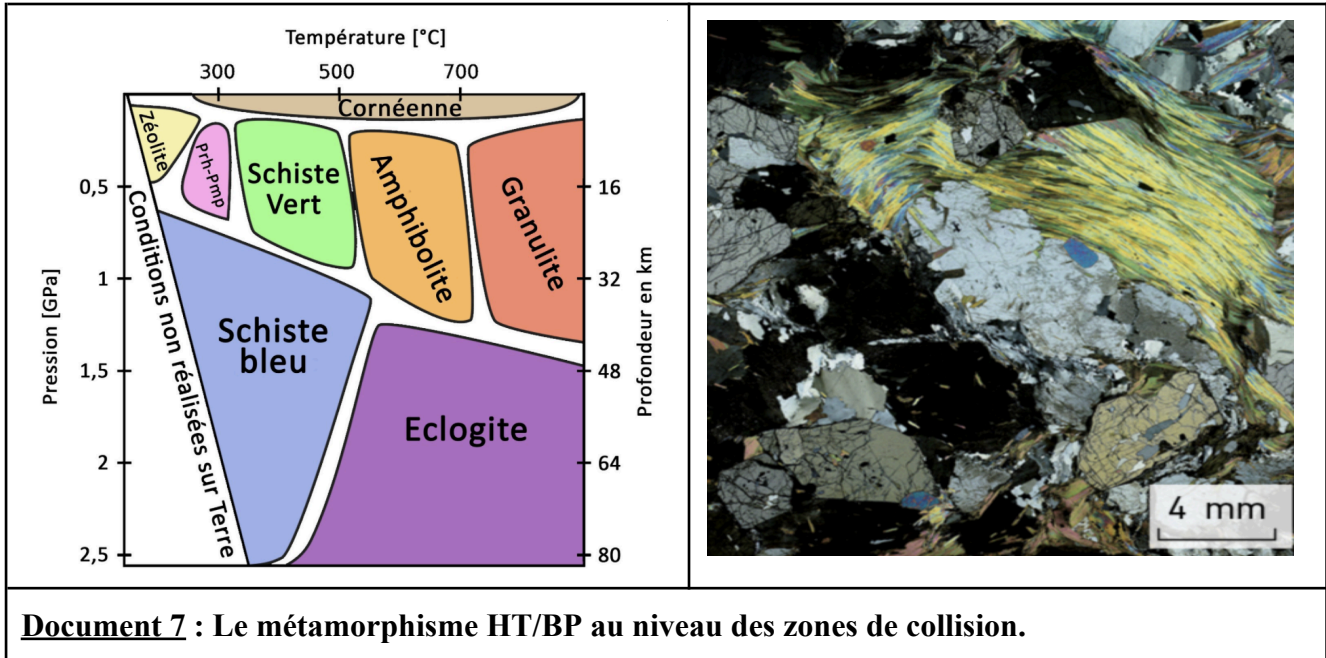


- Des déformations de grande ampleur se produisent, de l'échelle kilométrique à l'échelle régionale. Les contraintes compressives peuvent ainsi déplacer sur des dizaines de kilomètres des formations rocheuses, décollées de leur contexte originel et charriées au-dessus d'autres roches, parfois plus récentes. On parle alors de nappes de charriages. L'ensemble de la croûte continentale peut aussi être affecté par des failles majeures, qui conduiront à un empilement d'écailles crustales formant des chevauchements.
- Près de la surface, les déformations sont en général cassantes : on voit apparaître des failles inverses. Plus en profondeur, la chaleur permet des déformations plus souples, telles que les plis-failles et les plis. Ces déformations se superposent sur des kilomètres d'épaisseur, contribuant à créer des reliefs.

B) Le fonctionnement des zones de collision

Des magmas peuvent occasionnellement se former au sein de la croûte continentale dans les zones de collision. La fusion partielle est possible à cause d'une augmentation brutale de température dû au mouvements tectoniques de grandes ampleur. Il se forme principalement des roches claires, plutoniques, de la famille du granite, contenant du quartz, de la biotite et des feldspaths alcalins. De plus, au sein des écailles crustales, les roches subissent un métamorphisme lié à une augmentation de pression et de température.

De nouveaux minéraux apparaissent, souvent orientés par les contraintes compressives. On obtient des roches foliées (alternance de lits clairs et sombres), schisteuses (structurées en feuilletés parallèles), comme les micaschistes ou les gneiss. On observe des sillimanites et disthènes, minéraux du faciès MT/MP (granulites). Ces déformations se produisent pour la plupart à grande profondeur au sein de la chaîne de collision, mais le jeu de grandes failles et les phénomènes d'érosion peuvent porter ces roches à l'affleurement.

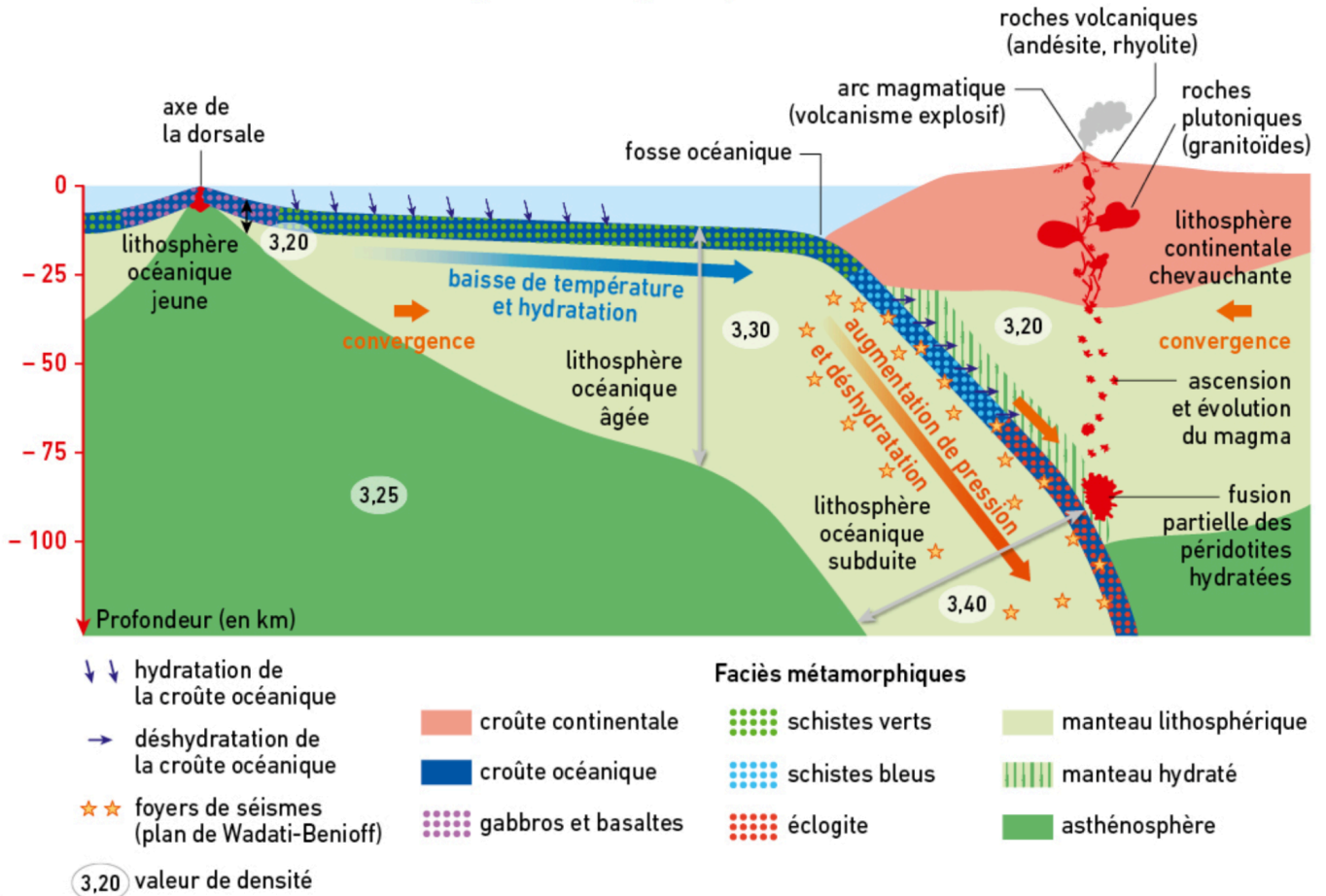


Document 7 : Le métamorphisme HT/BP au niveau des zones de collision.

Bilan : Quand la lithosphère océanique est totalement résorbée, deux blocs continentaux, de densité égale, s'affrontent. La convergence s'accompagne alors d'intenses déformations à toutes les échelles. Les roches sont plissées, fracturées (failles inverses), charriées parfois sur des dizaines de kilomètres. De grandes failles traversent la croûte continentale, séparant des blocs qui se chevauchent les uns sur les autres. C'est par cet écaillage crustal que l'on explique la création de reliefs et la présence d'une racine crustale. Des déformations affectent aussi les roches et les minéraux qui les composent.

Schéma bilan :

Convergence lithosphérique et subduction



Convergence lithosphérique et collision continentale

