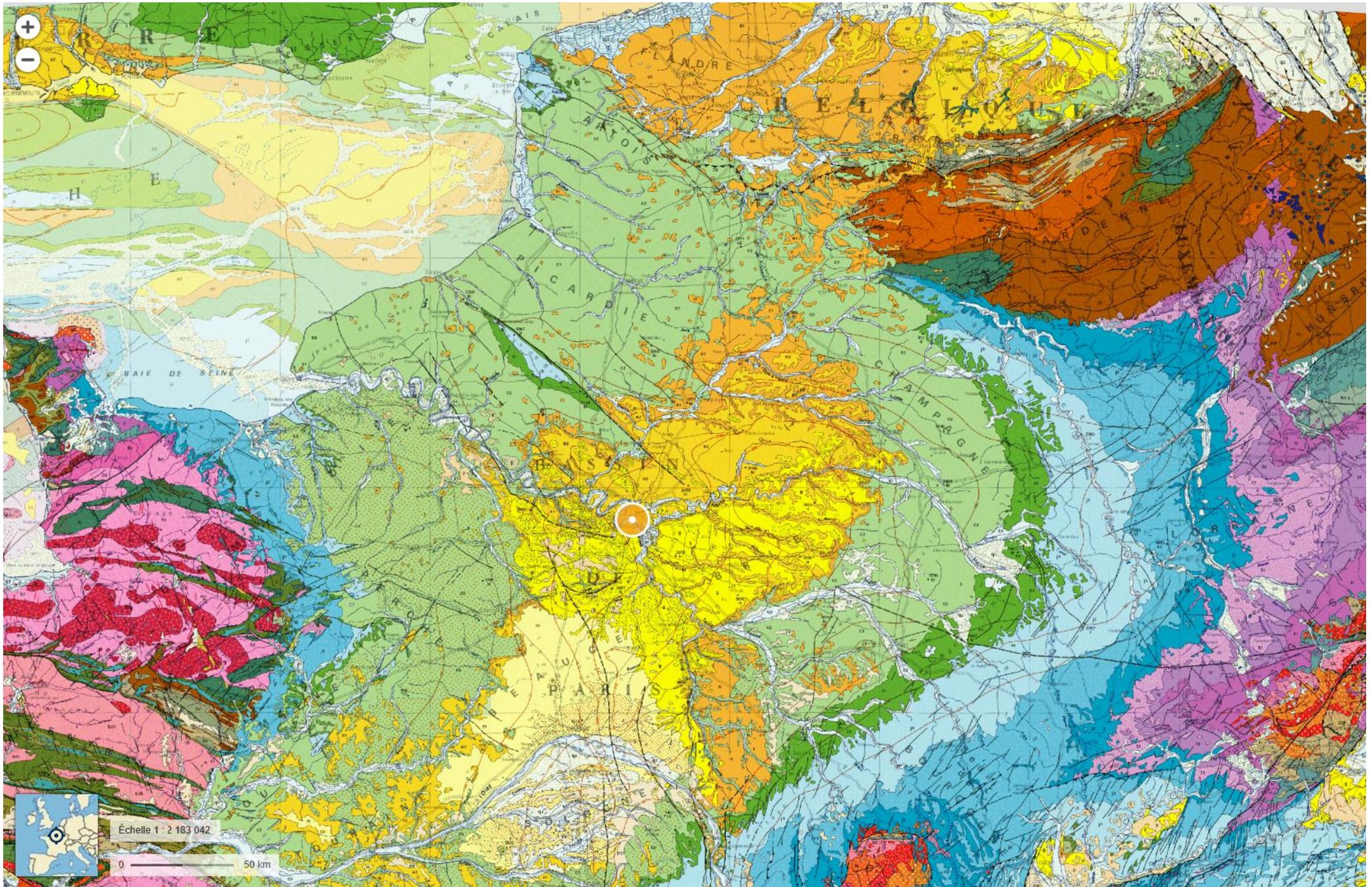


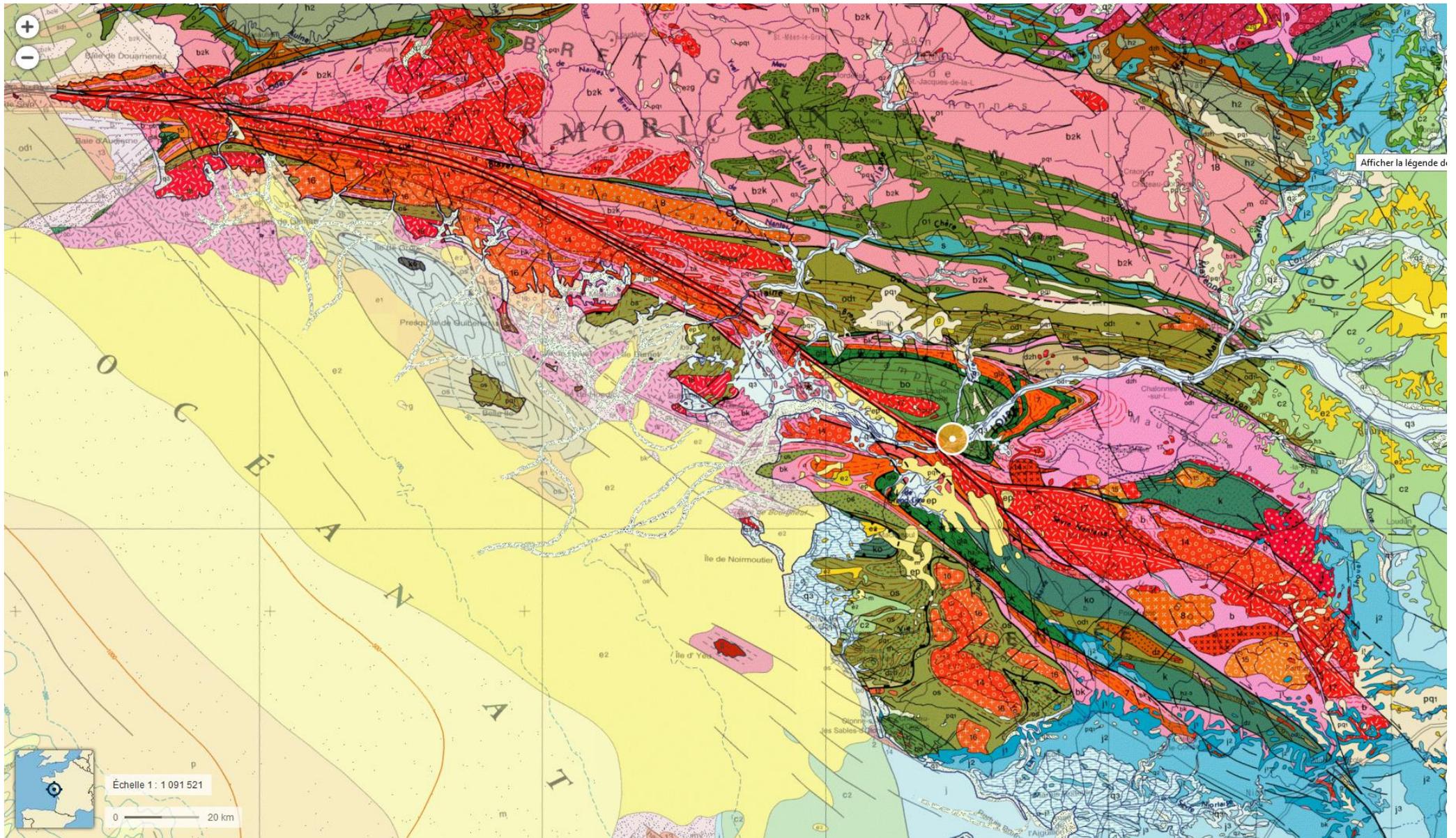


Cours - TP du Samedi 18 novembre 2017

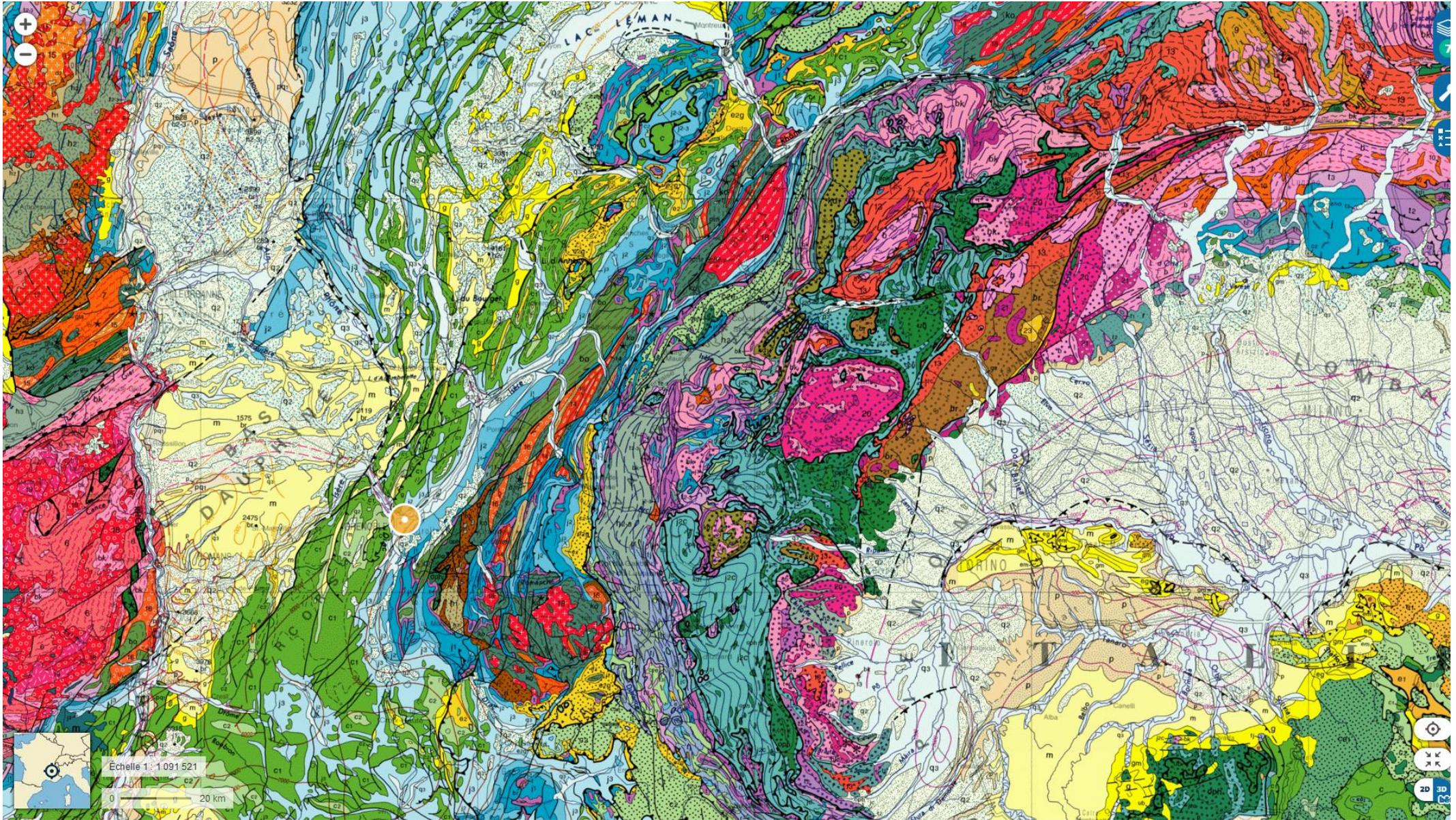
Thème : Les granitoïdes – Contextes tectoniques de formation

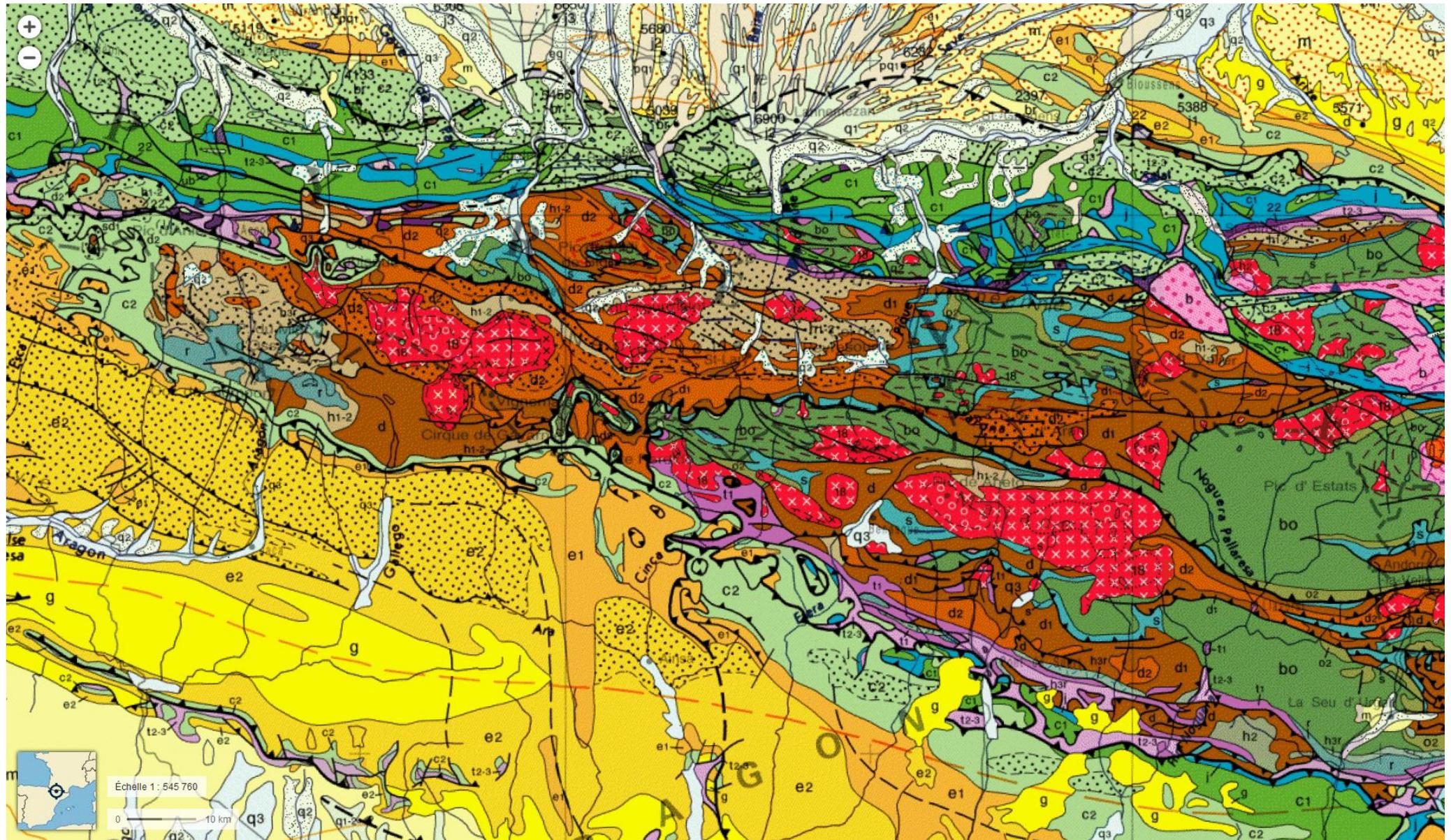
Le granite,
roche de profondeur











En examinant la carte géologique de la France au 1/10⁶, on peut faire deux constatations importantes :

1. Le granite n'affleure pas dans les bassins sédimentaires : Bassin Parisien, Bassin Aquitain, Bassin du Sud-Est (Provençal). En revanche, il affleure dans les **massifs anciens** et les **chaînes récentes**.
2. Les affleurements de granite sont plus importants dans les massifs anciens (Massif armoricain, Massif Central, Vosges) que dans les chaînes récentes (Alpes, Pyrénées).

Utilisons cette deuxième observation qui introduit le **facteur « temps »**, si essentiel en géologie : les **massifs anciens se sont formés il y a environ 300 Ma**, les chaînes **récentes (de 100 à 30 Ma environ)** ! Et comment peut agir ce facteur « temps » sur des reliefs ? Il est responsable de leur érosion.

Et on peut alors faire le raisonnement suivant :

Avec le temps, un relief jeune, vigoureux (une chaîne avec des pics, des aiguilles...) s'érode et va se transformer à la longue en un massif aux formes mollassonnes (avec des collines, des plateaux...). Et parallèlement, selon la deuxième observation, les affleurements de granite vont y devenir de plus en plus importants.

Alors, appliquons ce raisonnement à une coupe transversale Ouest-Est de la France (de la Vendée à Briançon) passant à la fois par des massifs anciens : Massif Armoricain et Massif Central et se terminant dans une chaîne récente : les Alpes.



Échelle 1 : 2 000 000

0 50 km

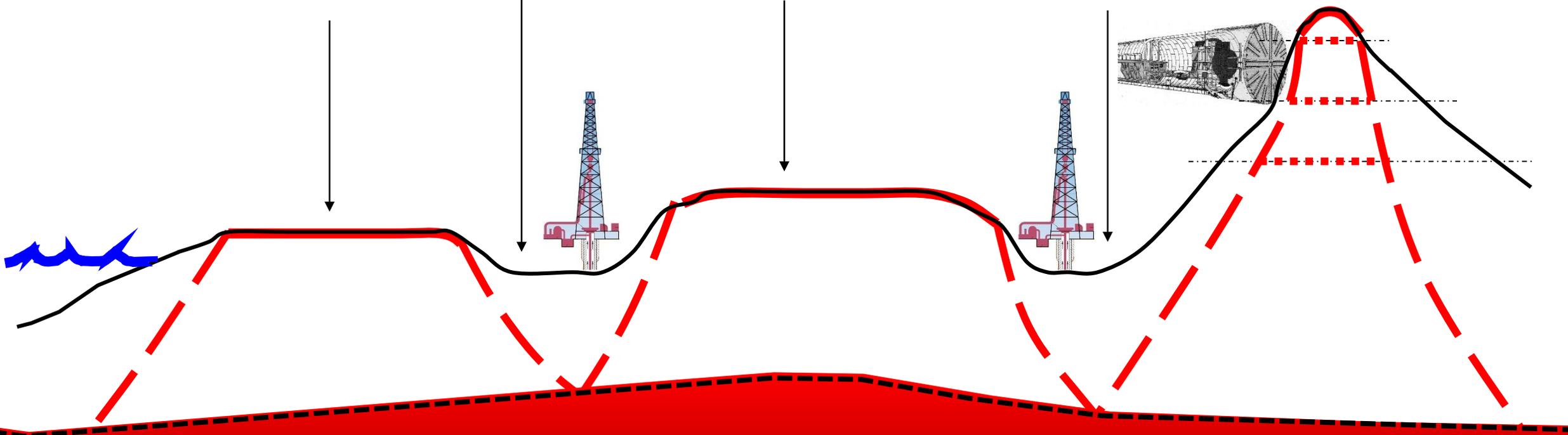
Massif
Armoricain

Seuil du Poitou

Massif Central

Sillon rhodanien

Alpes



« Socle granitique ? »

Avec le temps, les Alpes vont s'éroder et l'on peut supposer que l'altitude baissant, les affleurements de granite vont devenir de plus en plus importants.

Ce raisonnement conduit à imaginer qu'à l'intérieur de la chaîne alpine, le granite doit s'élargir, avoir plus ou moins la forme d'un cône, d'un chapeau pointu !

Et si on prolonge par la pensée ce cône en profondeur et si l'on fait de même pour le Massif Central et le Massif Armoricaïn, les 3 troncs de cône se croisent en profondeur.

Le granite, à une certaine profondeur, serait présent partout ! Et la diapositive précédente le montre, même sous les bassins !

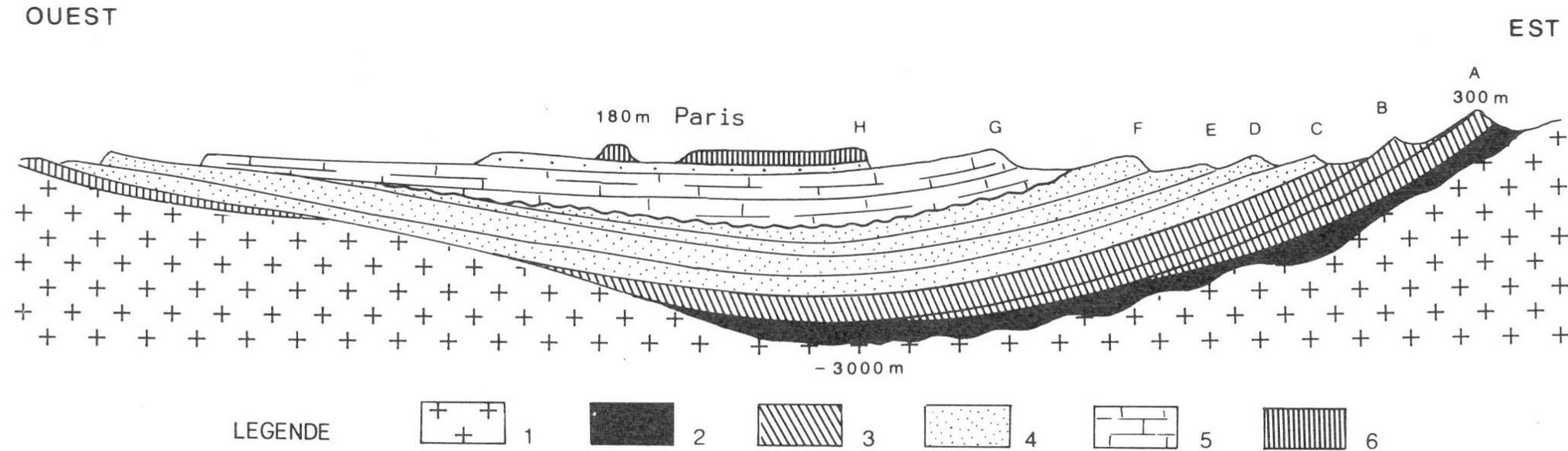
Comment vérifier cette hypothèse ?

Il n'y a pas 36 solutions :

1. forer dans les Alpes pour voir si le cœur de la chaîne est bien constitué de granite,
2. forer dans les bassins qui séparent les reliefs pour voir si, sous le sédimentaire, en profondeur, il y a bien aussi du granite.

Allons-y !!!!!

Coupe schématique des formations sédimentaires dans le bassin de Paris



A - Vosges gréseuses ; B - Côte du Muschelkalk ; C - Côte du Lias ; D - Côte de Moselle : Dogger ;
E - Côte de Meuse : Callovien-Oxfordien ; F - Côte des Bars : Jurassique sup. ; G - Côte de
Champagne : Crétacé ; H - Côte de l'Ile-de-France : Paléogène.

1. Socle granitique ; 2. Permien ; 3. Trias ; 4. Jurassique ; 5. Crétacé ; 6. Tertiaire

Le tunnel routier du Mont-Blanc

Réalisé de 1959 à 1963, long de 12 km environ, le tunnel routier du Mont-Blanc réunit presque en ligne droite Chamonix (La Creusaz) à Courmayeur.

Le tracé recoupe, sous 2490 m de roche à l'Aiguille du Midi et 2145 m à l'Aiguille de Toule (frontière), les formations suivantes :

- sur les trois premiers kilomètres, une série de micaschistes et de gneiss,

- **sur les sept kilomètres suivants, une variété de granite appelé « protogine »,**

- sur les deux derniers kilomètres, des sédiments du Jurassique inférieur (Lias) constitués de calcaires et de marnes.

Conclusion : Notre hypothèse est vérifiée !

Le granite est bien une roche de profondeur.

Le granite forme le cœur des montagnes ; il se prolonge sous les bassins sédimentaires : Bassin Parisien, Aquitain...

Il constitue donc en quelque sorte la base, le soubassement du territoire français : en un mot, son « socle ».

Les mêmes observations pouvant être faites ailleurs sous tous les continents, on peut généraliser !

Les continents ont un socle granitique ! Et la Terre est entourée par une croûte continentale de nature granitique.

La sismologie a permis de montrer qu'elle a en moyenne une épaisseur de 30 km, profondeur de la discontinuité de Mohovicic ou « Moho ».

Le granite, roche magmatique

La diapositive suivante représente un affleurement de granite à Mallièvre (Massif de Mortagne-sur-Sèvre - Clisson – âge : 313 Ma).

On remarque que dans ce granite, tous les gros cristaux ou phénocristaux de feldspath orthose sont orientés parallèlement les uns aux autres.

Cela indique que lorsqu'ils ont cristallisé, ils se trouvaient dans un fluide : le magma « animé » par un courant bien rectiligne.

Conclusion : Le granite est passé par un stade fondu. Le granite est également une roche magmatique.

Des expériences analogiques faites avec la vanilline, on peut également ajouter que le granite, entièrement grenu, de structure holocristalline s'est formé par refroidissement lent du magma donc en profondeur. Le granite est une roche magmatique de profondeur.



A partir de cette observation, on peut alors supposer que sous le socle granitique solide existe une enveloppe de magma granitique. Ce serait lui qui, en refroidissant, serait à l'origine du socle granitique, de la croûte granitique solide.

C'est ce que supposait James Hutton au XVIIIème siècle !

James Hutton (1726-1797) publie en 1795 « **Theory of the Earth** ». Il y attribue une origine magmatique au granite.

En cela, il s'opposait à la doctrine du moment, le « **Neptunisme** » de Abraham Werner (1749-1817) qui attribuait une origine sédimentaire à toutes les roches dont le granite.

La nouvelle théorie de Hutton prendra le nom de Plutonisme.

La représentation de la croûte terrestre (diapositive suivante) figure au frontispice de l'ouvrage de Charles Lyell (1797-1875) : « **Elements of Geology** ». Mais elle est due à J. Hutton.

On voit bien sous la couche rosé clair qui représente le granite solide une couche magmatique rosé foncé de nature granitique susceptible d'alimenter du volcanisme. **L'origine magmatique du granite est clairement exprimée.**

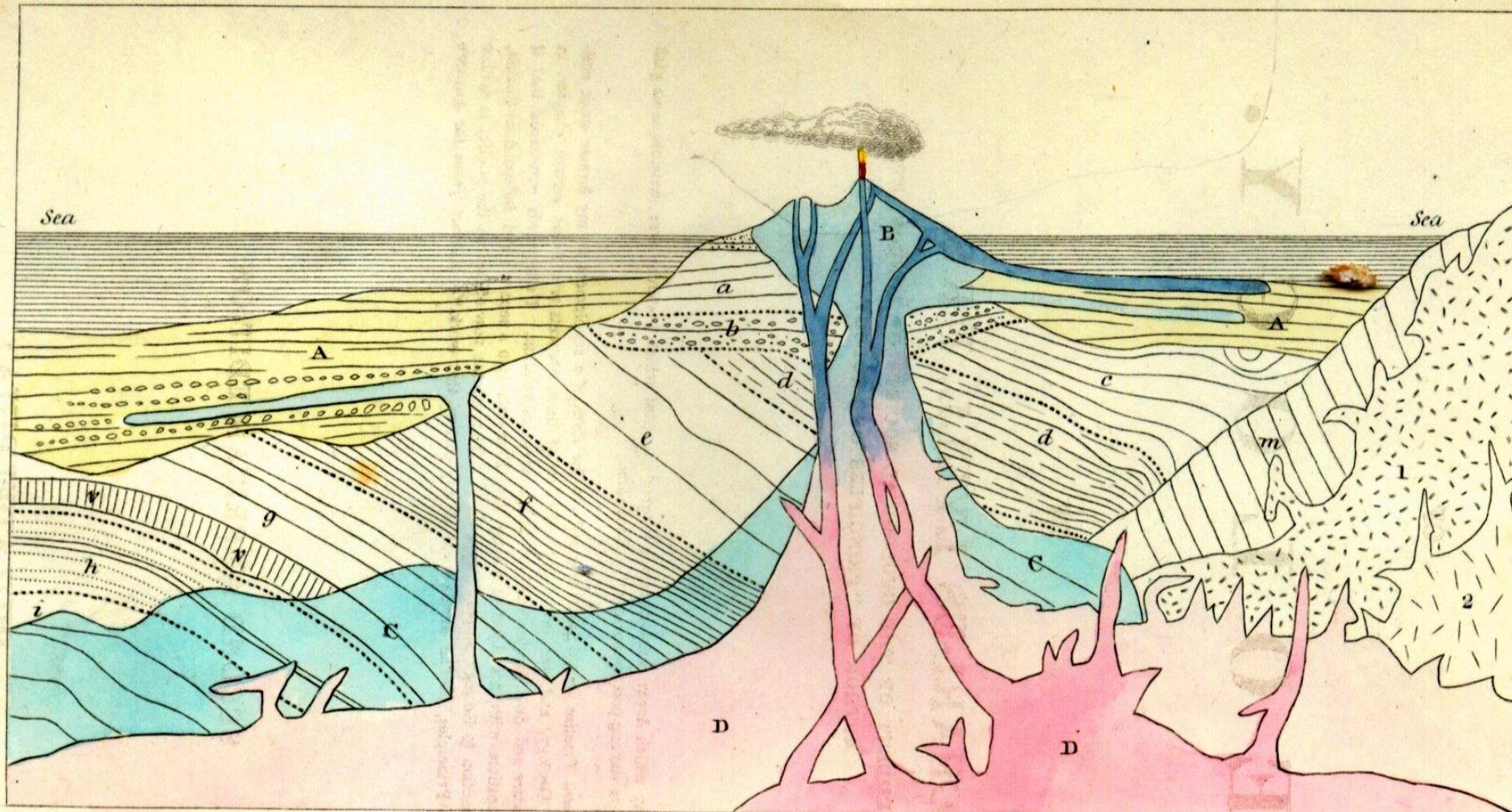
En revanche, si J. Hutton représente bien les sédiments déposés au fond des mers en couches horizontales (en jaune) puis leur plissement (zone blanche) et leur transformation en roches métamorphiques (zone bleue), on ne remarque aucune continuité avec le granite, Plutonisme oblige !

Mais on peut s'interroger sur la zone bleue qui semble aussi alimenter du volcanisme ! J. Hutton imaginait-il donc une deuxième source de magma : cette fois-ci sédimentaire et plus superficielle, on dirait aujourd'hui paradérivée ?

Elève de J. Hutton, C. Lyell reprend les idées de son maître. Mais il l'enrichit. Il évoque deux origines possibles pour le granite : une origine magmatique, interne, endogène et une origine sédimentaire, superficielle, exogène.

Aujourd'hui, on sait que ces deux origines sont possibles.

Mais l'existence d'une couche magmatique granitique correspondant au « SiAl » des anciens auteurs et reposant sur un « SiMa » également magmatique mais de nature basaltique n'a bien évidemment plus cours !



IDEAL SECTION of part of the Earth's crust explaining the theory of the contemporaneous origin of the four great classes of rocks:— see Chap.1.

A Aqueous

B Volcanic.

C Metamorphic.
(Gneiss, mica-schist, &c.)

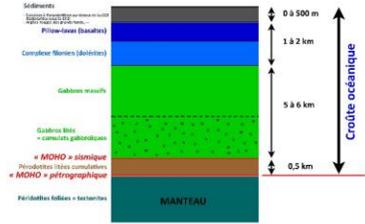
D Plutonic.
(Granite, &c.)

All the rocks older than A.B.C.D. are left uncoloured.

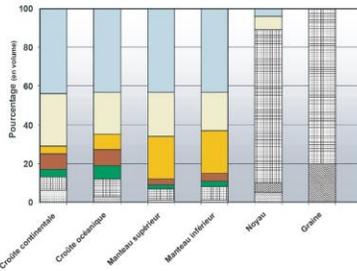
d'après « Elements of Geology », Charles Lyell, 1838

On sait aujourd'hui que cette vision de la structure de la Terre est fausse ! La Terre est entièrement solide à l'exception du noyau externe.

Composition chimique, minéralogique et pétrographique



Croûte océanique de composition basaltique et gabbroïque (épaisseur : 8 à 10 km)



Croûte = « SiAl »

Si : 26,7%
Al : 8,4%
Fe : 7%
Ca : 5,3%
Mg : 3,2%

Manteau = « SiMa »

Si : 21%
Mg : 22,8%
Fe : 6,26%
Ca : 2,53%
Al : 2,35%

Noyau = « NiFe »

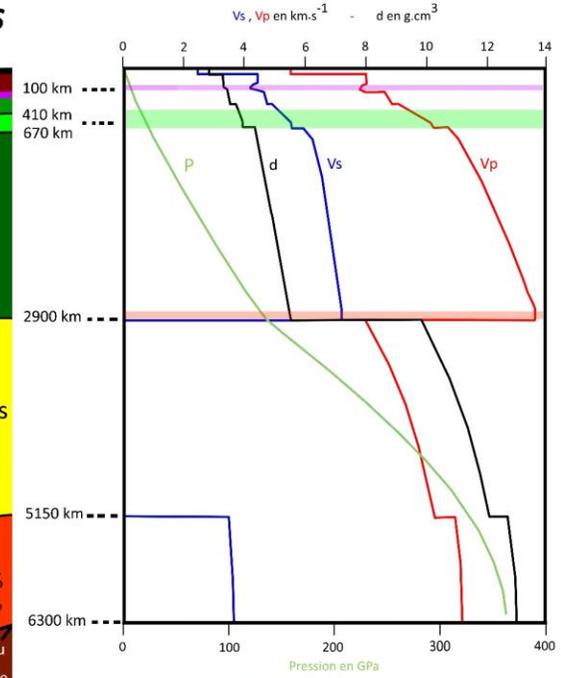
Fe : 86%
Ni : 5,2%
S : 1,9%
C, O ?

Noyau interne solide

Fe : 80%
Ni : 20%

Modèle PREM de la Terre (1981)

Données sismologiques



100 km
410 km
670 km
2900 km
5150 km
6300 km

LZ
Zone de transition
Couche D'

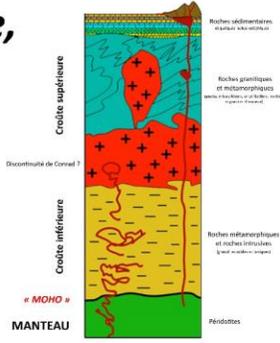
Principales discontinuités

Discontinuité de Lehmann (5150 km)
 P = 330 GPa
 T* = 5400°C
 Discontinuité physique (changement d'état d'un alliage Fe-Ni)
 Inge Lehmann (1936)

Discontinuité majeure de Gutenberg (2900 km)
 P = 140 GPa
 T* = 3800°C
 Discontinuité majeure de la Terre
 - changement d'état : noyau liquide / manteau solide
 - changement de composition chimique : alliage Fe-Ni / manteau silicaté
 - saut énorme de T* et de densité
 Beno Gutenberg (1912)

Discontinuité physique de Mohorovicic (30 km)
 P = 23 GPa
 T* = 1600°C
 Discontinuité physique (minéralogique)
 Andrija Mohorovicic (1909)

Apports des météorites



Croûte continentale de composition moyenne granitique et granodioritique (épaisseur : 30 à 35 km)

Manteau supérieur à péridotite à olivine

Manteau inférieur à péridotite à pérovskite

Manteau = « SiMa »

Noyau = « NiFe »

Noyau interne solide

Noyau externe liquide

Manteau inférieur solide

Lithosphère solide rigide (à comportement cassant) (épaisseur moyenne : 100 km soit les dimensions d'un département français)

LZ = Asthénosphère supérieure solide (à comportement très ductile, déformable) (épaisseur moyenne : 100 km)

Asthénosphère inférieure solide et ductile (mais moins que la LZ)

Comportement physique et mécanique des enveloppes de la Terre

D'ailleurs, on peut démontrer expérimentalement qu'il ne peut y avoir formation de magma granitique, de fusion partielle dans une croûte granitique stable c'est-à-dire d'épaisseur normale (30-35 km) et soumise à un gradient géothermique normal, de l'ordre de 20°/km.

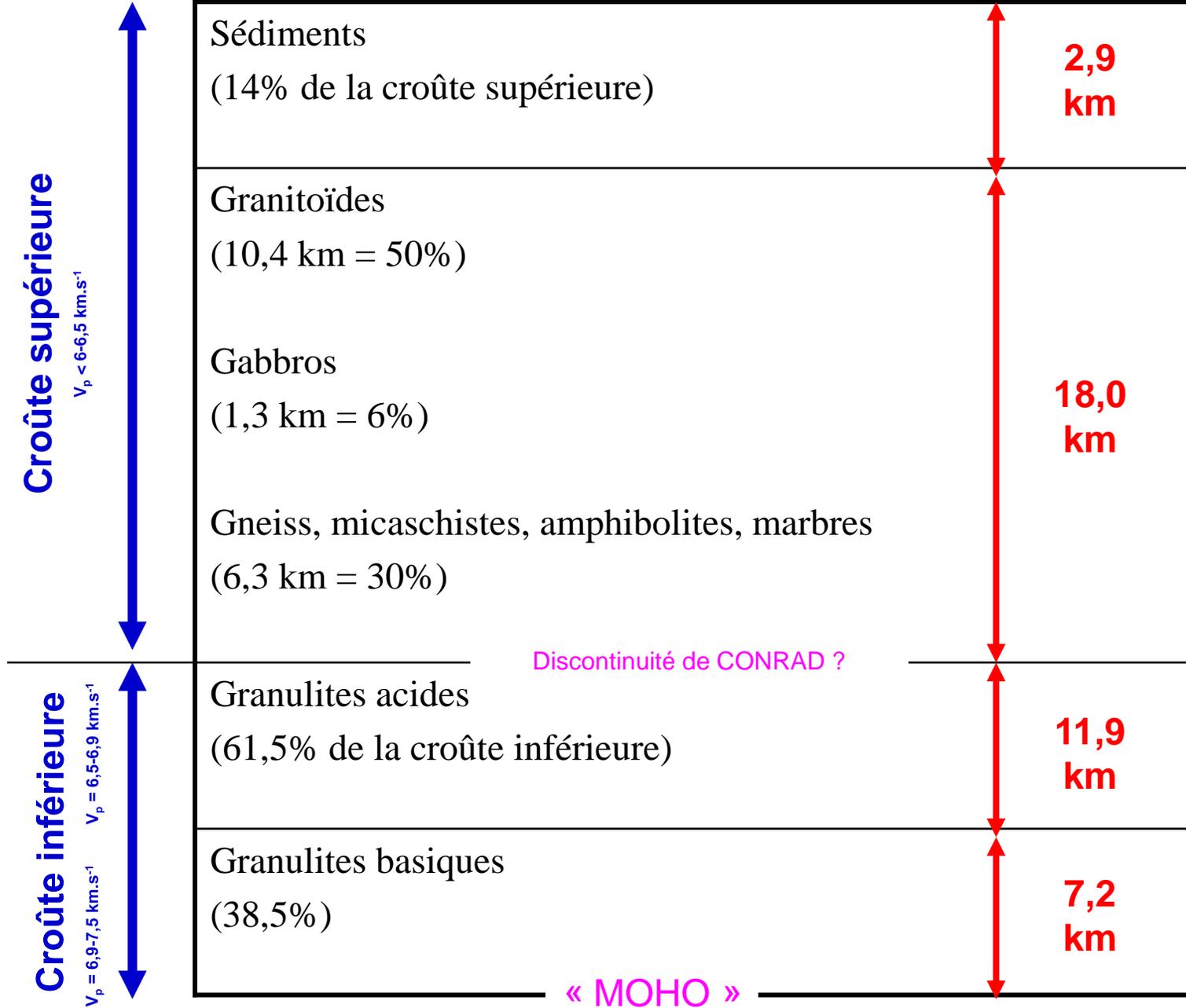
Démonstration

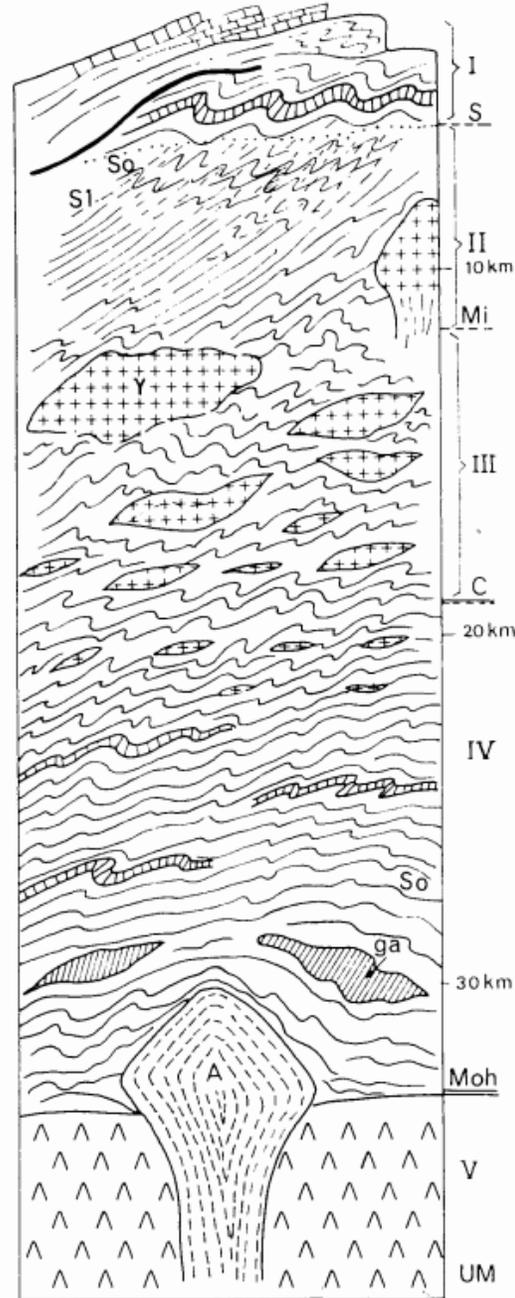
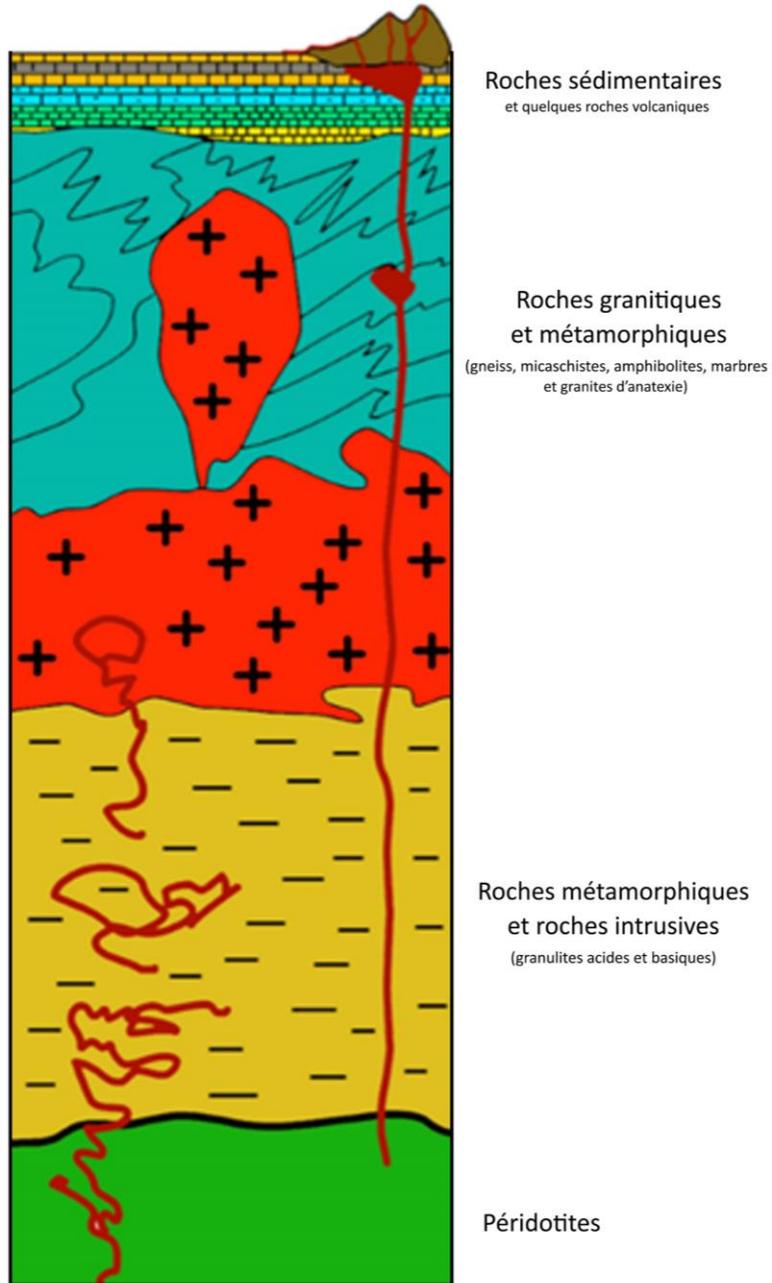
Rappelons la composition et la structure de la croûte continentale.

On constate (diapositive suivante) qu'elle est surtout constituée de granites au sens large (ou granitoïdes) et de roches de composition voisine de celle du granite (gneiss, micaschistes, schistes et granulites acides). Il en est de même de l'essentiel des roches sédimentaires détritiques de surface qui dérivent de l'altération des granites (arkoses, grauwackes, argiles...).

Seules font exception les gabbros, les amphibolites et les granulites à chimisme basique.

Reconstitution de la composition moyenne
de la croûte continentale européenne d'après le profil EGT
(European GeoTraverse) - WEDEPOHL, 1995



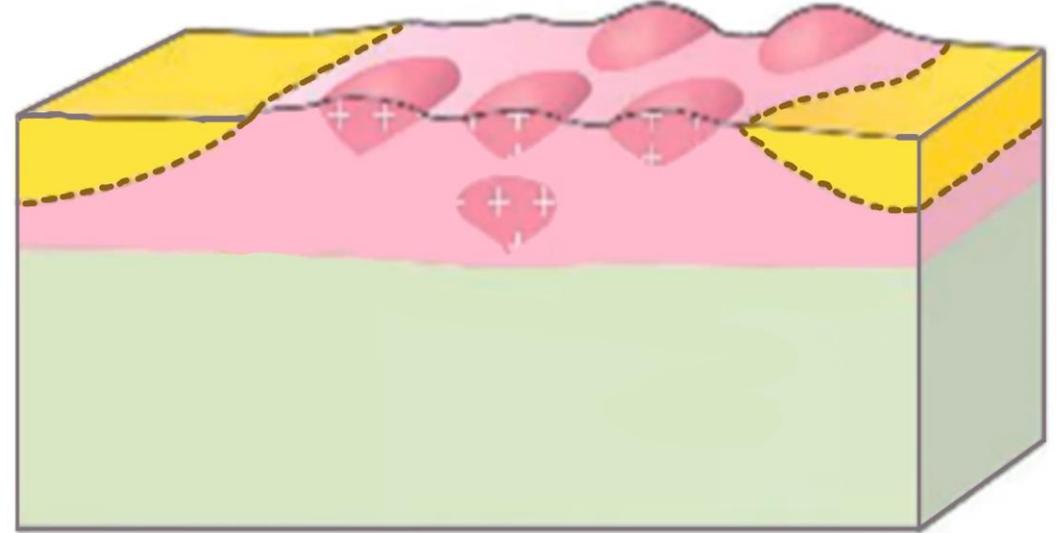
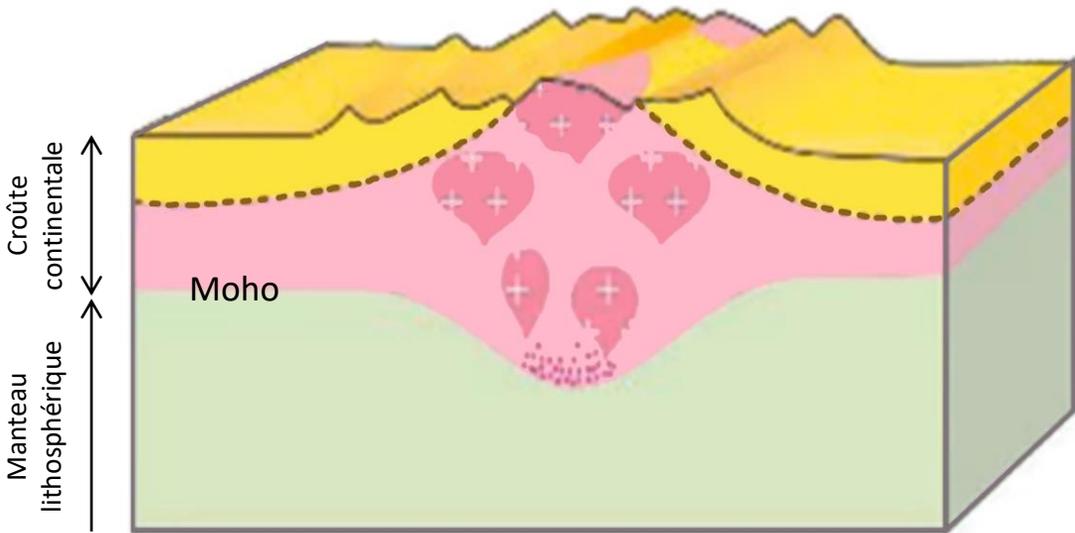


Modèle de la structure de la croûte continentale inspiré de Mattauer (1973) et Belousov (1966)

- I- Sédiments
- II- Epizone (Faciès Schiste vert)
- III- Mésozone et Catazone (Faciès Amphibolite) : domaine des migmatites granitiques
 γ = granites – Mi = limite supérieure du domaine de l'anatexie
- IV- Catazone profonde (Faciès Granulite)
 C = Discontinuité de Conrad
 ga = gabbros et intrusions basiques profondes
 A = asthénolithe
- Moh = Discontinuité de Mohorovicic
- V- Manteau lithosphérique (UM)

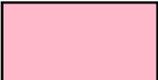
Chaîne récente

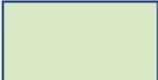
Massif ancien ou chaîne ancienne



Les roches sédimentaires sont en quantité importante.
Les roches de profondeur comme les granites ou les gneiss commencent à affleurer, le plus souvent uniquement localisées au niveau des plus hauts reliefs.
La racine crustale est profonde. Le Moho se trouve à 60 km de profondeur environ.

Les roches sédimentaires sont érodées.
Les roches de profondeur comme les roches métamorphiques (schistes, micaschistes et gneiss) et les granites affleurent en abondance.
La racine crustale a disparu. Le Moho est à 35 km de profondeur. La croûte continentale a retrouvé son épaisseur « normale ».

	Roches métamorphiques		Roches sédimentaires
--	-----------------------	---	----------------------

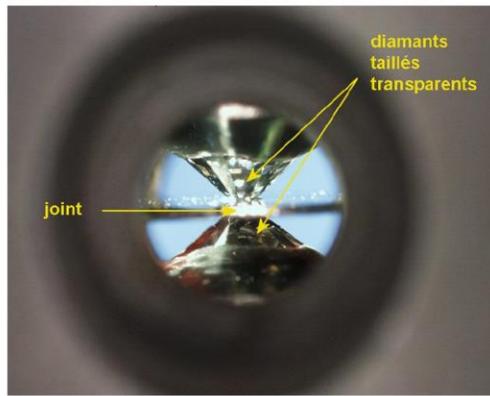
	Roches granitiques		Manteau lithosphérique
---	--------------------	---	------------------------

En laboratoire, on peut porter n'importe quelle roche de la croûte continentale à différentes pressions et températures jusqu'à obtenir sa fusion.

Dans une cellule à enclumes de diamant, on peut fondre par exemple du granite réduit en poudre grâce à un rayon laser tout en le comprimant entre deux diamants taillés en pointe, le diamant étant le minéral le plus dur qui soit.

Ces diamants sont parfaitement transparents ce qui permet d'observer les cristaux de la poudre de granite et d'apprécier en particulier leur début de fusion.

La température est mesurée grâce au spectre thermique émis par l'échantillon sous l'action du laser et la pression avec un cristal de rubis présent dans la chambre ; le rubis est fluorescent sous l'effet du laser et la longueur d'onde de cette fluorescence augmente avec la pression.



La cellule à enclumes de diamant observée de profil

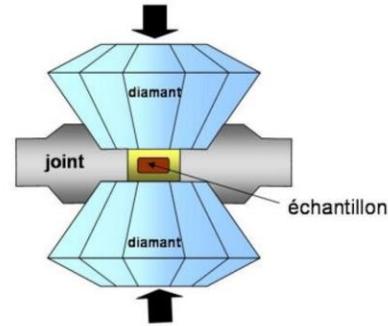


Schéma de la cellule à enclumes de diamant

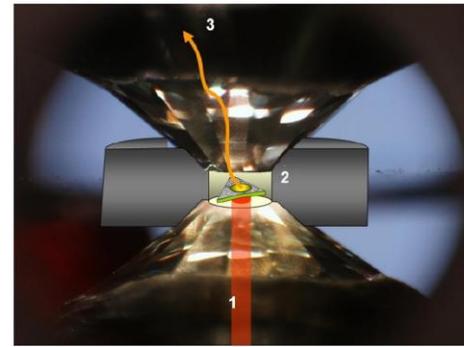
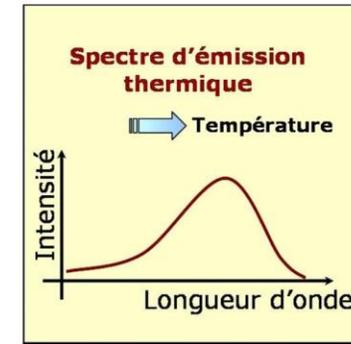
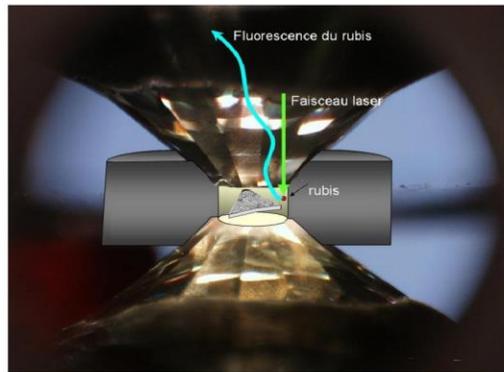


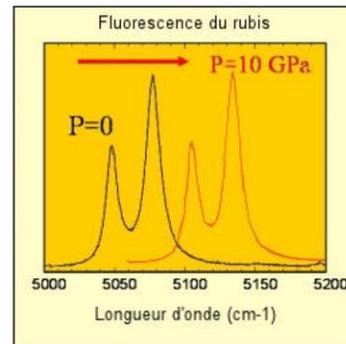
Schéma de principe du chauffage d'un échantillon comprimé en cellule à enclumes de diamant



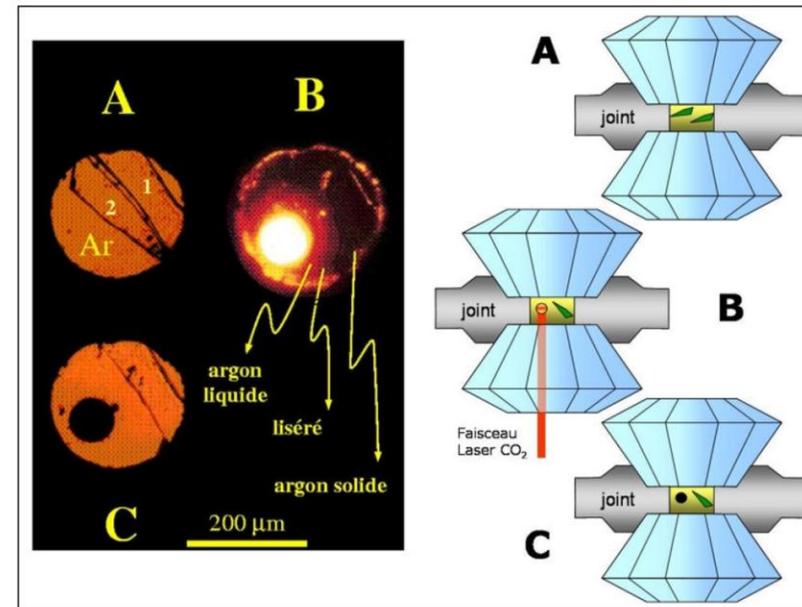
Analyse par spectromètre du rayonnement émis par la partie chauffée de l'échantillon



Coupe schématique d'une cellule à enclumes de diamant et fluorescence du rubis



Décalage des raies de fluorescence du rubis avec la pression



Expérience de fusion à haute pression de l'olivine en cellule à enclumes de diamant

- Les images de gauche sont prises au travers des diamants
- L'argon est utilisé comme milieu de transmission de la pression

En A, 1 et 2 sont deux cristaux d'olivine.
 En B, le pinceau laser fait fondre le cristal d'olivine n°2.
 En C, le cristal n°2 fondu est devenu une gouttelette ronde et noire de magma, le cristal d'olivine n°1 non fondu est resté transparent.

On peut aussi utiliser des presses hydrauliques de type « **piston-cylindre** ».

Ces presses d'une charge de 400 tonnes permettent d'atteindre, en routine, des pressions de 3,5 GPa pour des températures de 1600°C et plus.

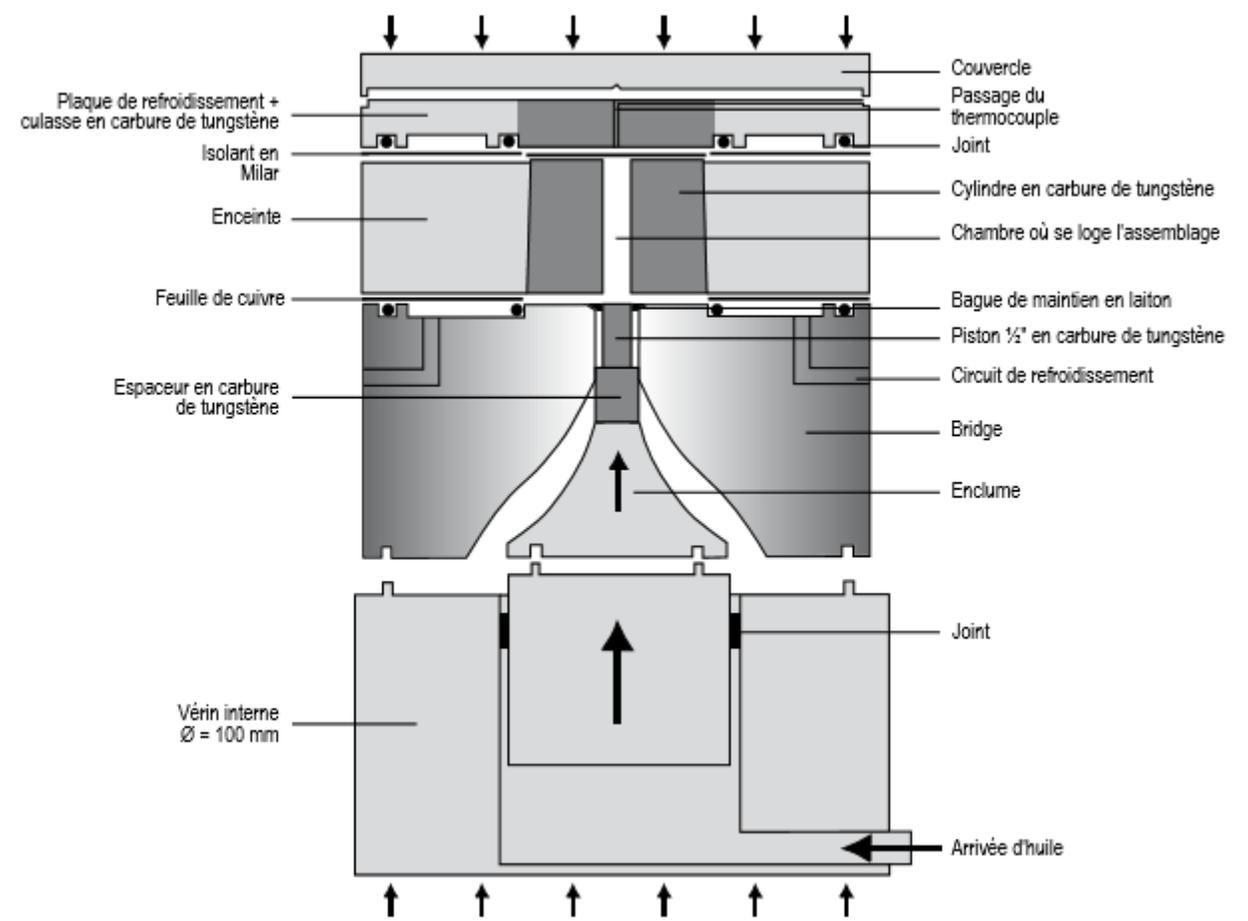


Schéma d'un piston-cylindre

En travaillant avec une poudre constituée de métapélites de même composition chimique globale que le granite et en conditions hydratées (10% d'eau = saturation en eau), on peut donc déterminer pour chaque pression la température de fusion débutante c'est-à-dire celle de l'**anatexie**.

En reportant toutes les valeurs obtenues expérimentalement dans un diagramme P-T, on obtient alors une courbe : la courbe du **Solidus hydraté** (voir diapositive suivante).

Que signifie cette courbe ?

Elle divise le diagramme P-T en deux domaines :

- à sa gauche, un domaine solide où les conditions de P et de T° ne permettent pas la fusion de la poudre de métapélites (ou de n'importe quelle autre roche de la croûte continentale, à condition bien sûr que sa composition chimique soit globalement granitique - on travaille sur des systèmes Quartz- Albite-Orthose)
- et à sa droite, un domaine liquide où toute la poudre a fondu.

Remarque :

Solidus et liquidus sont confondus ici parce que la poudre qui a été utilisée avait la composition de l'eutectique.

Composition de l'eutectique :

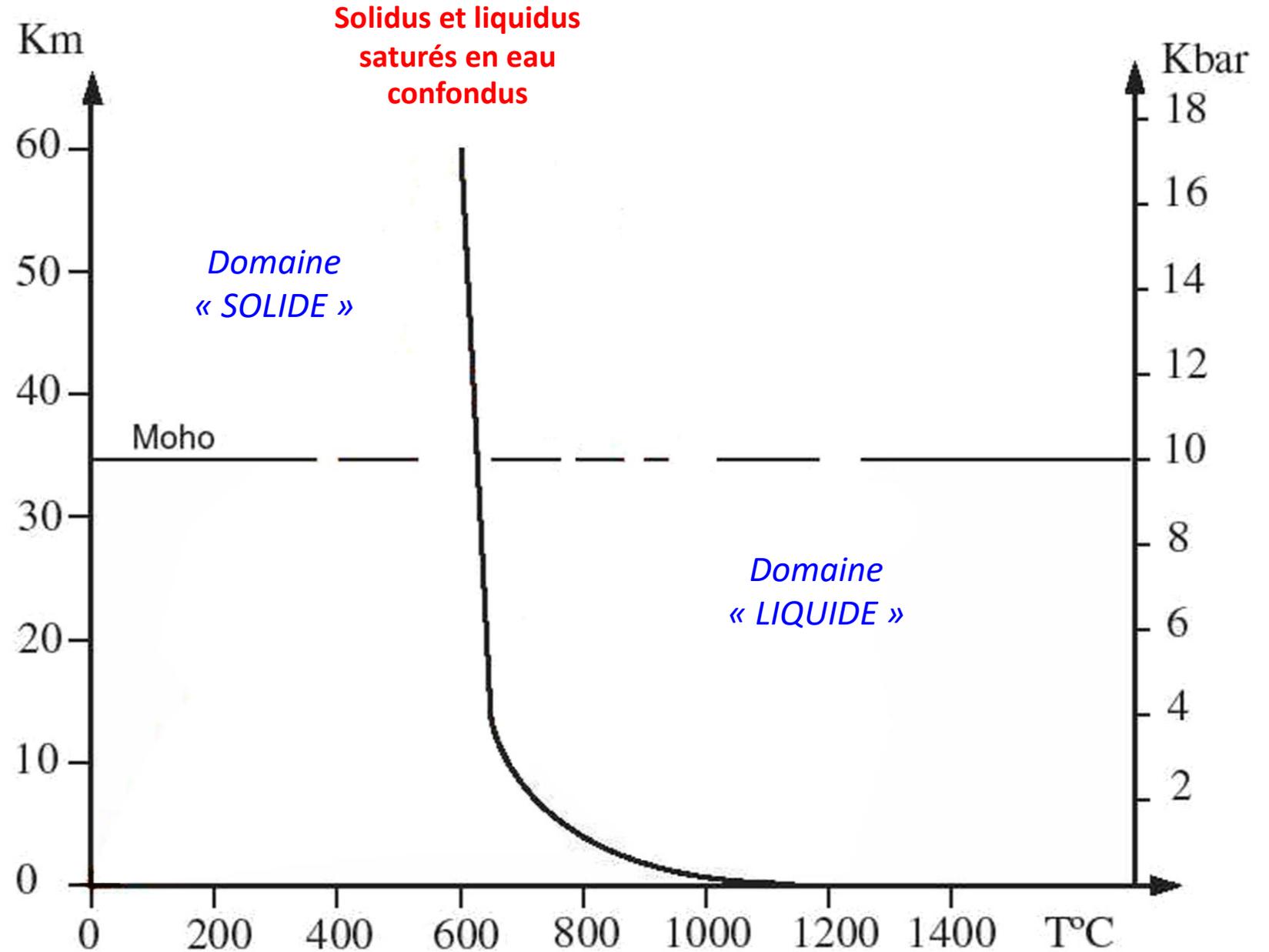
Quartz = 35%

Albite = 40%

Orthose = 25%

Et un mélange de composition eutectique se comporte toujours comme un corps pur.

Pour un tel mélange, à la pression de 2 Kbar et en milieu saturé en eau, la fusion totale (= congruente) a lieu vers 680-685°C.



Remarque :

Si le mélange eutectique n'est pas saturé en eau (5% d'eau, 2% d'eau...), la présence de petites quantités d'eau libre va faire qu'une fusion partielle (incongruente) va commencer à la température du solidus hydraté pour une pression imposée.

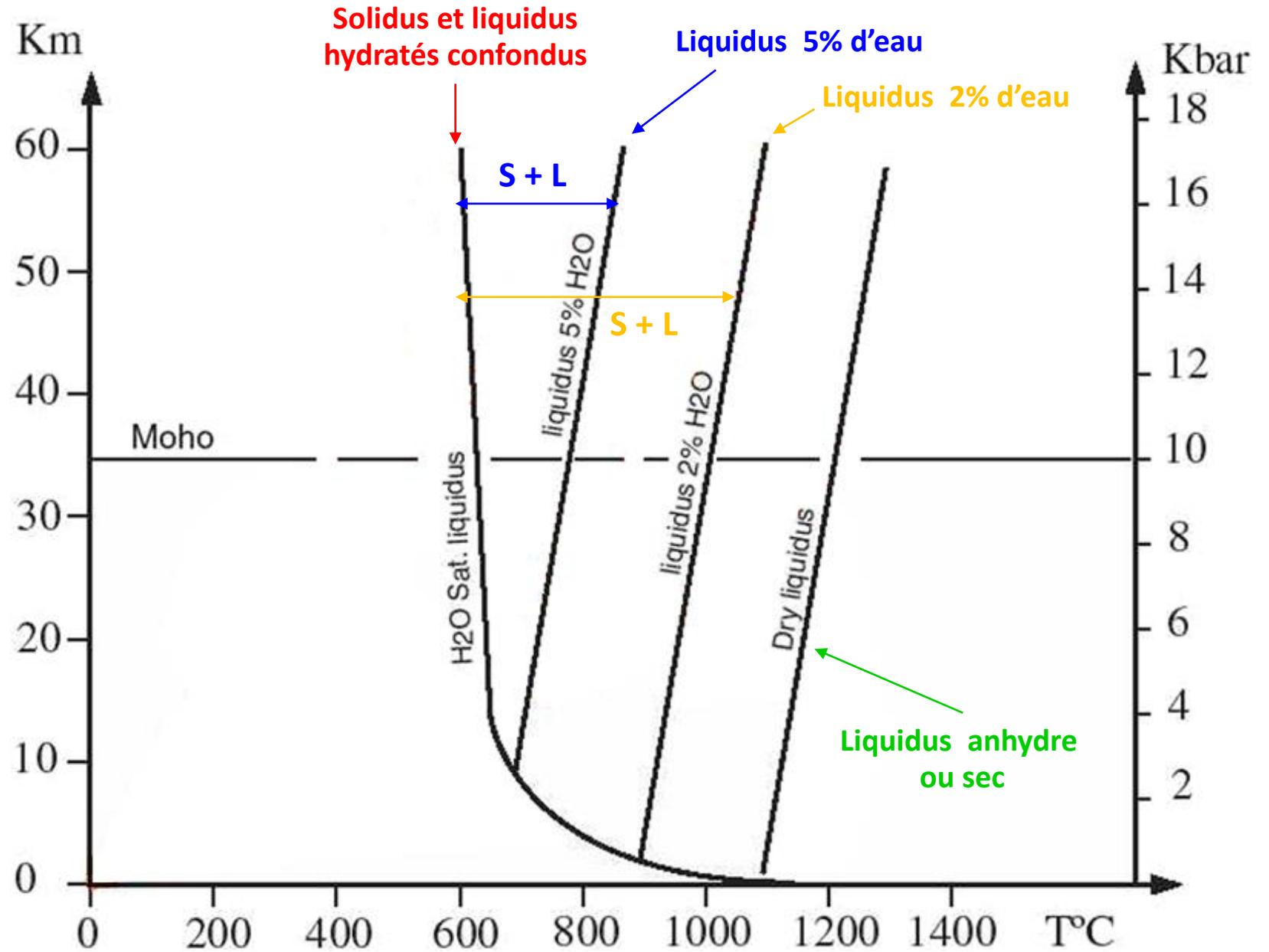
Mais la quantité de magma produit sera faible à cette température ou à quelques degrés au-dessus.

Des températures plus élevées donc plus proches du solidus sec devront être requises pour augmenter le taux de fusion et atteindre le liquidus.

Remarque : On constate également graphiquement que l'écart de température entre le solidus hydraté et les liquidus partiellement hydratés à 5 puis 2% augmente.

Cela signifie qu'un même pourcentage de fusion, par exemple de 50%, sera plus facilement atteint avec un mélange plus hydraté.

Plus un mélange eutectique est pauvre en eau et moins il est fusible, plus il a de mal à fondre.



Les expériences historiques de Winkler et von Platen et de Wyart et Sabatier avaient montré la même chose (voir diapositive suivante).

A une pression de saturation en eau de 0,2 Gpa (= 2 Kbar), un mélange M de composition eutectique fond toujours totalement vers 700°C, la température la plus basse qui soit (graphe de gauche). On parle **de fusion congruente** : le liquide qui se forme aura la même composition chimique que le solide de départ puisque tout fond d'emblée ! Un mélange de composition eutectique se comporte comme un corps pur.

Remarque :

- Sur le diagramme P-T de la diapositive précédente, on peut d'ailleurs vérifier qu'à la pression de 2 Kbar, le solidus hydraté est atteint aux environs de 700°C.

Si maintenant le mélange utilisé est différent de celui de l'eutectique (Il faut bien évidemment que son chimisme s'y prête, qu'il soit voisin de celui d'un granite... et c'est pourquoi on expérimente sur des paragneiss ou des orthogneiss ou même des schistes, des mélanges d'argiles, des arkoses, des grauwackes), la fusion débutera toujours à 700°C, température de l'eutectique, mais elle sera partielle au solidus hydraté (on parle de **fusion incongruente**) puis totale au liquidus par augmentation de la température.

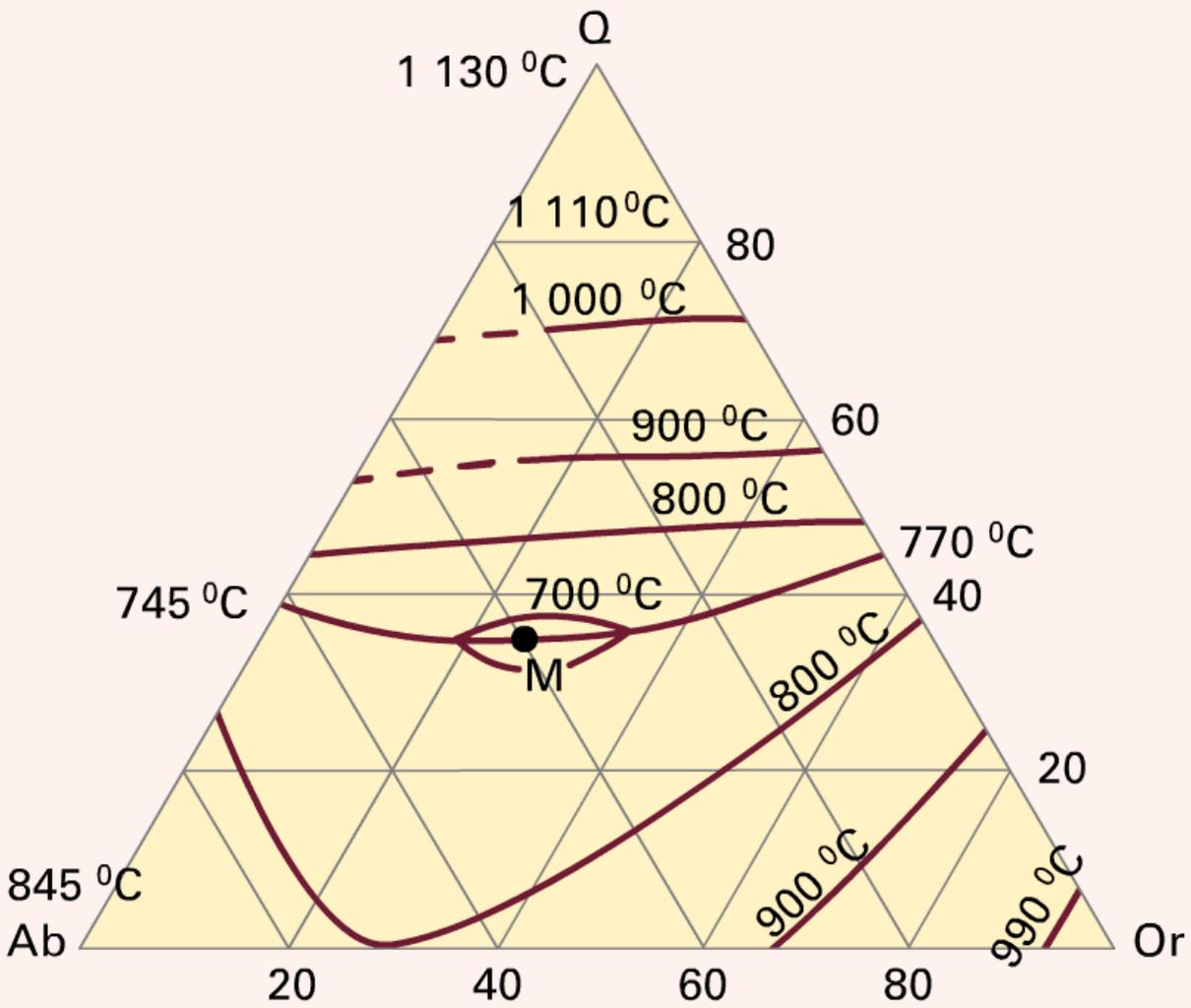
Sur un diagramme P-T, on aura un solidus et un liquidus distincts et entre les deux, un domaine Solide + Liquide.

Mais, dans tous les cas, les premiers liquides obtenus « tomberont » toujours dans le champ des granites et des rhyolites (graphe de droite) ; ils auront la composition de l'eutectique c'est-à-dire celle d'un jus granitique. Leur composition évoluera ensuite par fusion des minéraux les plus réfractaires.

Une fusion débutante donc obligatoirement partielle de la croûte continentale, une anatexie crustale peut donc avoir lieu vers 700°C à une pression de 2 Kbar en conditions hydratées et elle produit toujours un jus de composition granitique.

Expérience de fusion de gneiss, de schistes ou de mélanges d'argiles
 (kaolinite+illite (70%)+ quartz (20%)+ rutile+pyrite)
 à une pression de saturation en eau de 0,2 Gpa = 2 Kbar

a

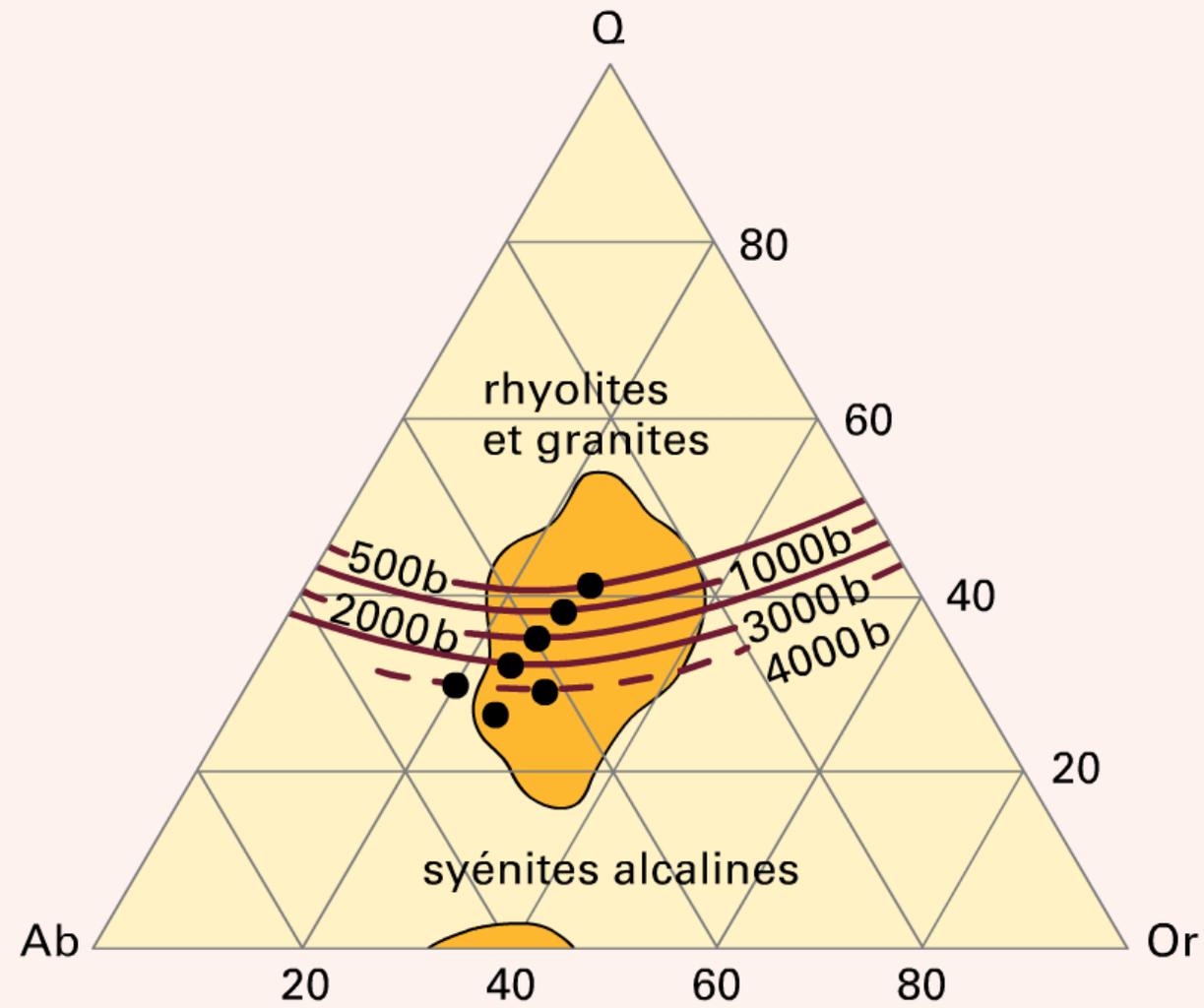


Résultats : On remarque que les températures de fusion les plus basses sont voisines de 700°C (minimum thermique M) qui est la température de fusion d'un mélange de composition eutectique (~ granite à feldspath alcalin).

Mêmes expériences à des pressions différentes

Les pressions sont exprimées en bar.
 1000 b = 1 Kb = 100 MPa = 0,1 GPa

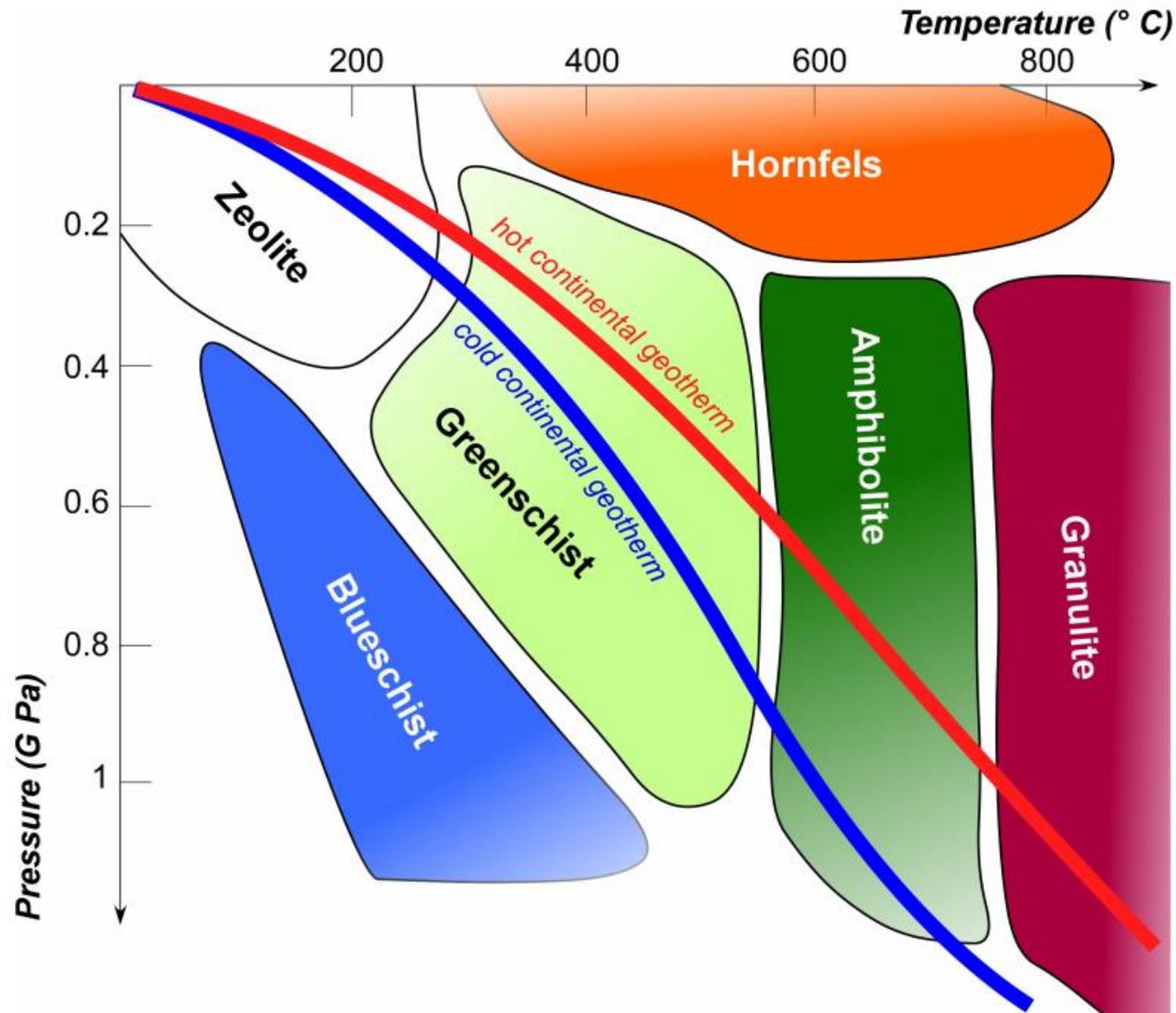
b



Résultats : Les liquides obtenus pour des pressions comprises entre 500 et 4000 bars ont la composition de rhyolites et de granites naturels.

De telles conditions de P et de T° sont-elles réalisées dans la croûte continentale ?

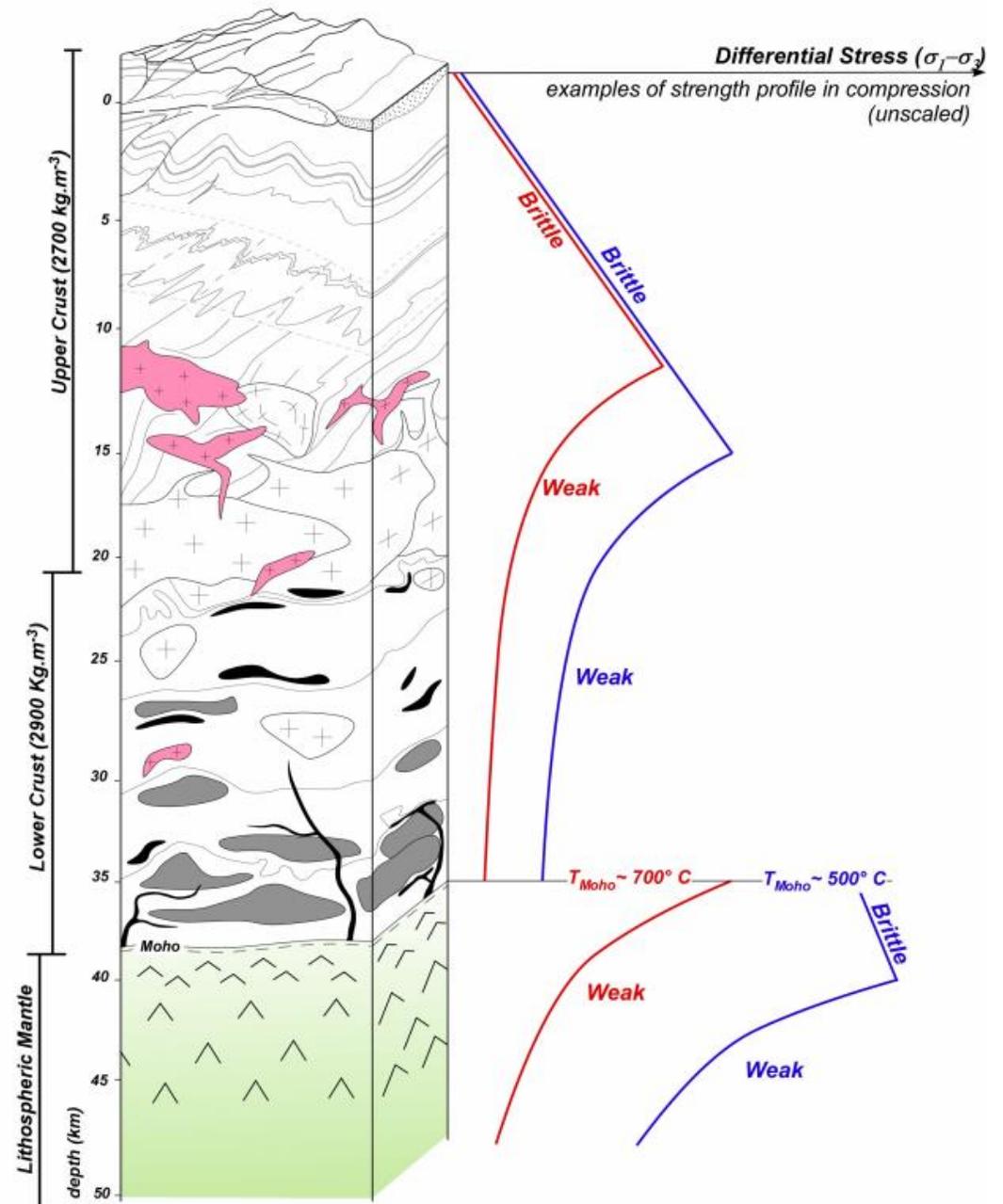
La diapositive suivante montre que les températures au Moho seraient proches de 550°C pour une lithosphère continentale « actuelle » stable.



« Le géotherme actuel, au sein d'une lithosphère continentale stable, est estimé entre 15 et 30°C/km pour le domaine crustal puis diminue rapidement dans la partie mantellique de la lithosphère.

Les températures au Moho suggérées par ce gradient géothermique seraient proches de 550°C pour une lithosphère continentale « actuelle » stable. »

D'après G. Duclaux – Thèse (2008)



Reportons cette valeur de 550°C sur le diagramme P-T suivant.

Le diagramme indique d'autre part qu'au Moho, on a une pression lithostatique de 10 kbar ou 1 Gpa.

Remarque : La pression lithostatique est le poids exercé par les 35 km de terrains situés au-dessus sur une surface de 1 m².

On peut vérifier cette valeur de 1 Gpa par le calcul.

Calcul de la pression lithostatique au Moho

Pression = Poids / Surface

Pression = V (volume de la colonne de roches située au-dessus du Moho) x d (masse volumique du granite puisque la croûte continentale a une composition granitique) x g (accélération de la pesanteur) / S (surface d'appui de la colonne de roches sur le Moho)

avec $V = S$ (surface d'appui de la colonne sur le Moho) x H (hauteur de la colonne)

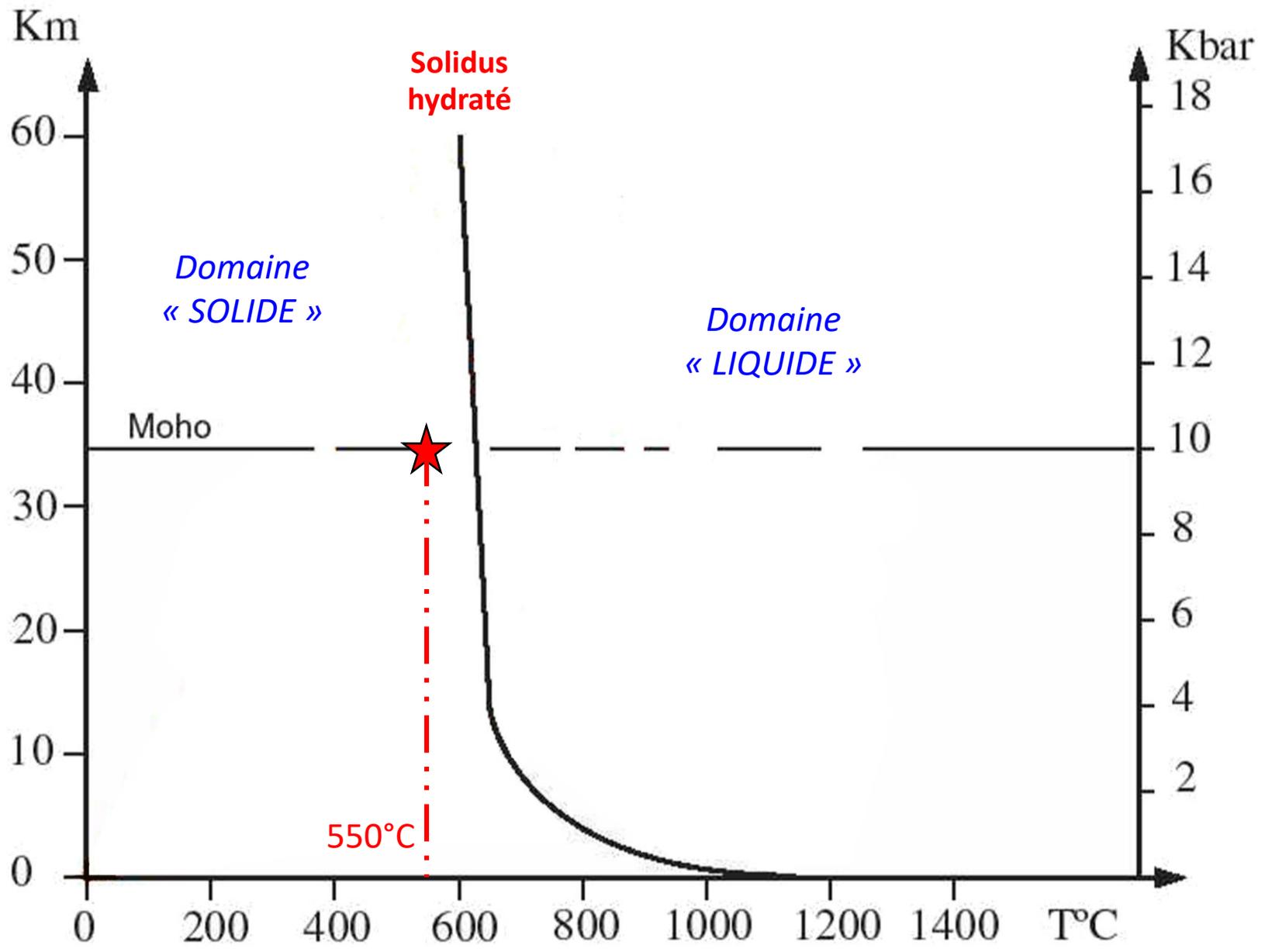
Comme $V = S \times H$, il vient : $P = H \times g \times d$

Application numérique

P est exprimé en Pascal (Pa), H en mètre (m) et d en kg/m³ g = constante = 9,81 m.s⁻¹

$P = 35 \times 10^3 \times 9,81 \times (2,7 \times 10^3) = 927 \times 10^6 \text{ Pa} = 0,927 \text{ GPa} \sim 1 \text{ GPa}$

Au Moho, on a donc bien une pression de 1 GPa environ.



Dans ce diagramme P-T, on remarque donc que pour une croûte continentale stable d'épaisseur égale à 35 km, la température au Moho étant de 550°C, le solidus hydraté, c'est-à-dire la courbe de fusion commençante, n'est jamais atteint.

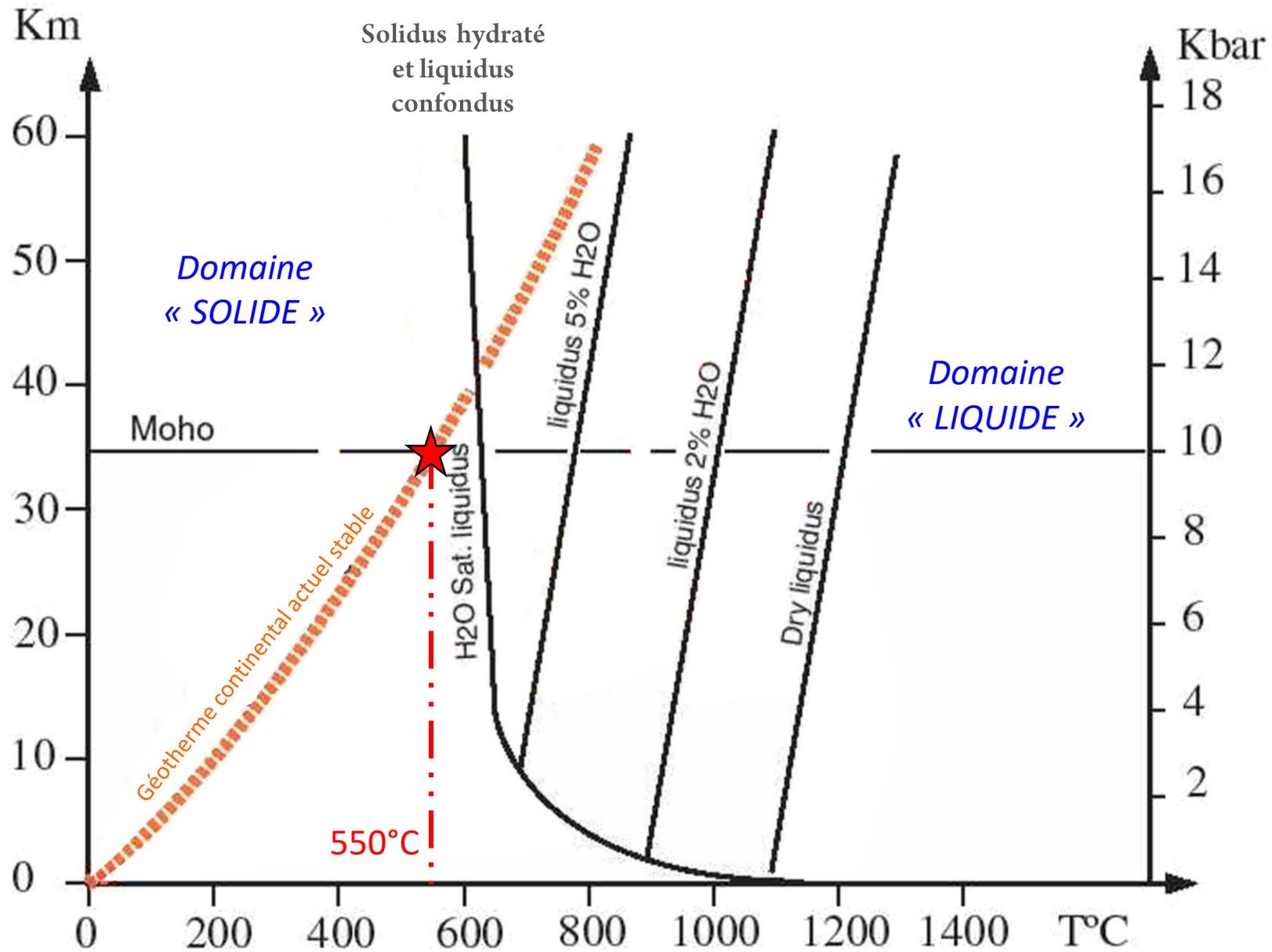
On est dans le domaine « SOLIDE » du granite ou des roches voisines du granite (gneiss, micaschistes, pélites...).

Qu'est-ce que cela signifie ?

Cela signifie que dans une croûte continentale stable actuelle, du granite ou des roches métamorphiques (gneiss, schistes) ou des roches sédimentaires détritiques (argiles, arkoses, grauwackes) ou des mélanges de ces roches, dans n'importe quelles proportions, ne peuvent pas subir de fusion partielle et donner un jus granitique même s'ils sont saturés en eau.

« *A fortiori* », s'ils sont complètement anhydres et c'est le cas des roches de la croûte inférieure, la fusion n'est possible juste au-dessus du Moho que pour des températures de l'ordre de 1200°C.

En un mot, une croûte continentale d'épaisseur normale (35 km) ne peut pas fondre !



**Pour que des roches de la croûte continentale commencent à fondre,
il faut donc des conditions exceptionnelles.**

La roche représentée sur les diapositives suivantes est une **migmatite** d'un panneau du Complexe anatectique des Sables d'Olonne (CSO).

On distingue très nettement :

- un **paléosome** constitué par des alternances régulières de feuillets clairs quartzo-feldspathiques (feuillets felsiques) et de feuillets sombres riches en minéraux ferro-magnésiens (biotite essentiellement). C'est un paragneiss.
- et un **néosome**, clair, en enclaves ou en filons microplissés, souvent diffus.



paléosome

néosome

mélanosome

léusosome

On voit aussi très bien sur les diapositives suivantes que ce néosome s'accumule dans les charnières des plis puis se rassemble en filonnets plus gros qui finalement se raccordent à des filons d'aplite ou de pegmatite à gros cristaux de quartz, de feldspath et de muscovite aux épontes. Filons d'aplite et coupes pegmatitiques abondent au Sud de l'Anse de Chaillé.

Conclusions :

- Aplite et pegmatite ont donc la composition de granite puisqu'on y reconnaît quartz, feldspath et muscovite.
- Et il en est obligatoirement de même du néosome puisqu'il est en continuité avec ces deux roches.

Et là où le paléosome et le néosome se côtoient, on constate que la belle foliation du paragneiss (paléosome) s'est désagrégée ce qui suggère qu'il a atteint l'anatexie.

Mais tout n'a pas fondu.

Autour de certains filonnets issus du néosome, on voit nettement un liserai noir de biotite qui a « résisté » à cette fusion, sinon ce minéral aurait été présent lui aussi dans le néosome.

La fusion du paléosome est donc une fusion partielle. Cette fusion a intéressé uniquement les minéraux felsiques c'est-à-dire les minéraux clairs qui sont les plus fusibles comme le quartz et le feldspath. Ce sont eux qui ont formé un jus granitique : le leucosome ou mobilisat.

En revanche, la biotite et les autres minéraux ferro-magnésiens n'ont pas fondu : ils se sont rassemblés dans le mélanosome ou restite.

Le leucosome, chaud, riche en eau, moins dense que l'encaissant a ensuite migré vers le haut pour former les filons où il a cristallisé.















Les migmatites ou anatexites, mélange de parties gneissiques et de parties granitiques, sont donc la preuve sur le terrain que des gneiss (ici des paragneiss) de la croûte continentale ont pu atteindre la fusion partielle. Elles signent la fusion commençante ou anatexie.

Où et comment de telles conditions exceptionnelles sont-elles réalisées dans la nature ?

Les migmatites observées à La Chaume ont été datées de 310 Ma environ.

Or, à cette époque, que s'est-il formé dans notre région ? La chaîne hercynienne (ou varisque) !

Et cela rejoint nos observations initiales : à savoir beaucoup de granite dans les massifs anciens et les chaînes de montagnes.

C'est donc au cours de la formation des chaînes de montagnes que les conditions de la fusion partielle des roches de la croûte continentale vont être réalisées.

Comment, par quels mécanismes des roches de la croûte continentale vont-elles atteindre la fusion partielle, c'est-à-dire franchir le solidus ?

(Voir diapositive suivante).

Prenons un échantillon de roche de la croûte continentale au Moho. Il a une température de 550°C et par conséquent il se situe dans le domaine solide.

On veut qu'il fonde !

Il n'y a pas 36 solutions !

Il faut pour une croûte hydratée :

- soit augmenter sa température (mécanisme ①) ,
- soit augmenter sa température **et** sa pression (mécanisme ②).

Augmenter ou baisser la pression ne mène à rien !

Si l'on est en conditions anhydres, et c'est souvent le cas en base de croûte, près du Moho, deux autres solutions sont possibles :

- soit une forte hydratation qui va déplacer le liquidus anhydre vers la gauche de telle sorte que la roche crustale va se retrouver à droite du nouveau liquidus et donc dans le domaine liquide,
- soit baisser la pression sans perte de chaleur notable donc par décompression adiabatique.

L'anatexie crustale, c'est-à-dire la fusion partielle des roches de la croûte continentale peut se produire :

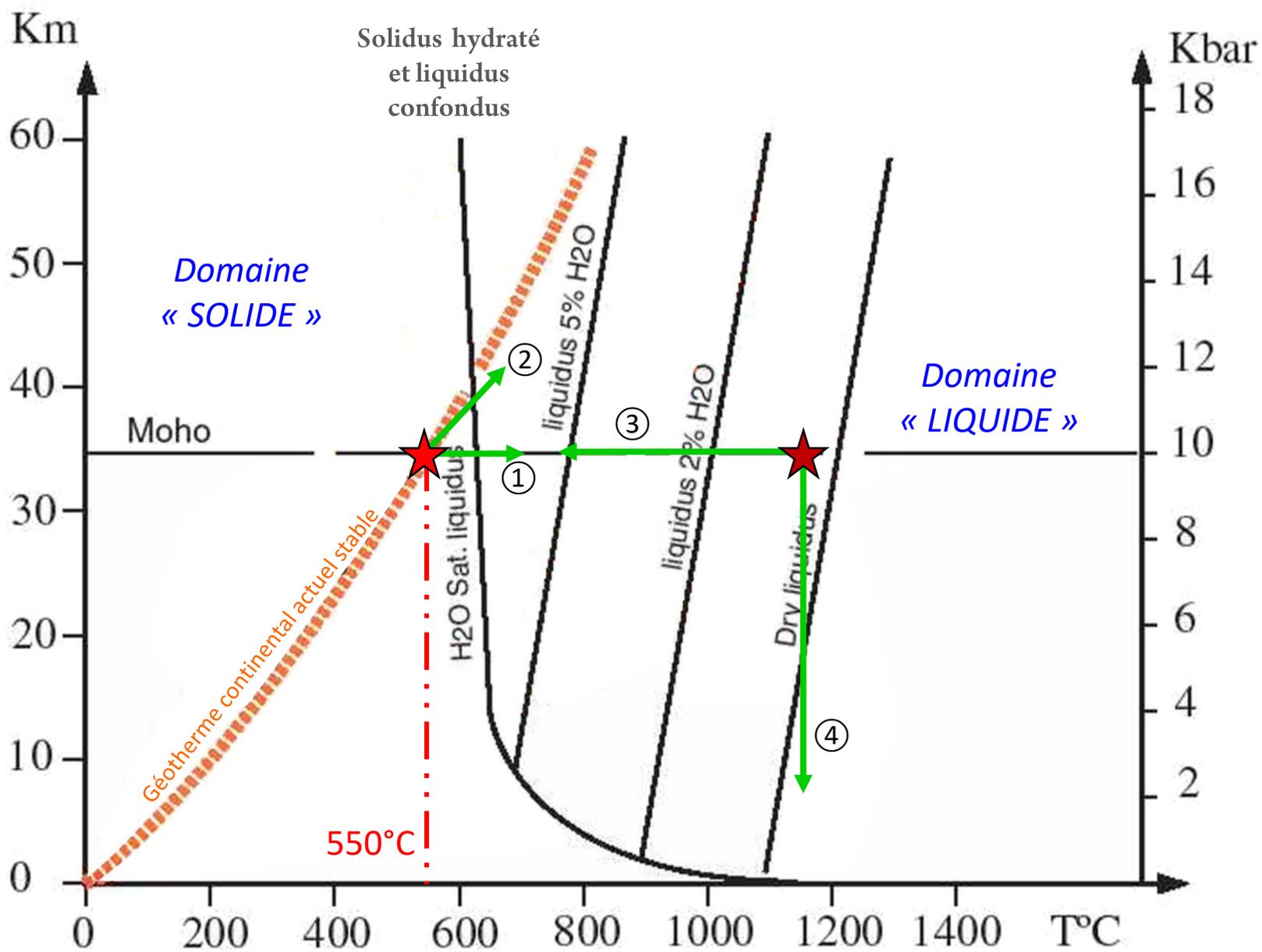
① par augmentation de la température
ou

② par augmentation de la température et de la pression **pour une croûte hydratée**

soit

③ par un enrichissement en eau qui va déplacer le liquidus anhydre vers la gauche
ou

④ par décompression adiabatique **pour une croûte anhydre.**



A quels moments de la formation d'une chaîne de montagnes un ou plusieurs de ces mécanismes vont-ils être mis en jeu ?

Commentaire du Cycle de Wilson (diapositive suivante)

La formation d'une chaîne de montagnes démarre en fait dès que la subduction s'amorce.

Les Andes (Aconcagua - 6962 mètres d'altitude) sont par exemple une **chaîne typique de subduction**.

La subduction y a démarré il y a environ 130 Ma (Crétacé moyen).

Elle se poursuit ensuite et durera jusqu'à disparition complète du domaine océanique.

Elle atteint son paroxysme au cours de la collision quand les deux croûtes continentales étant au contact, l'une finit par passer sous l'autre. La croûte qui subducte est toujours celle entraînée par la lithosphère océanique qui a plongé. Les Alpes en sont à ce stade.

Après formation des reliefs, la chaîne est la proie de l'érosion et de réajustements thermiques, isostatiques. Son histoire se terminera par son « effondrement » puis sa pénéplanation totale. Tels se présentent aujourd'hui le Massif Armoricain et le Massif Central.

Cycle de Wilson

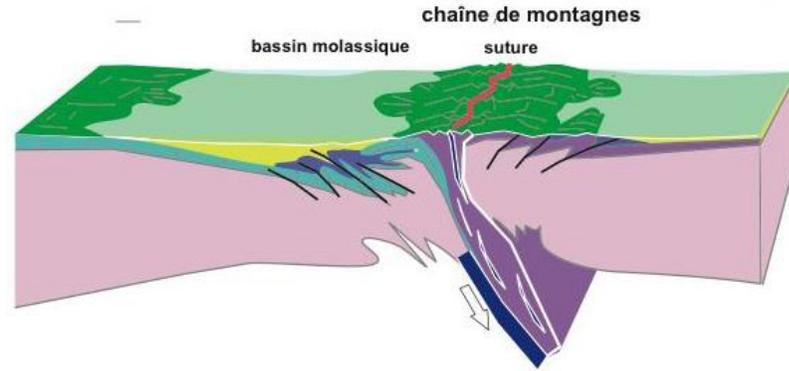


Illustration du stade 6

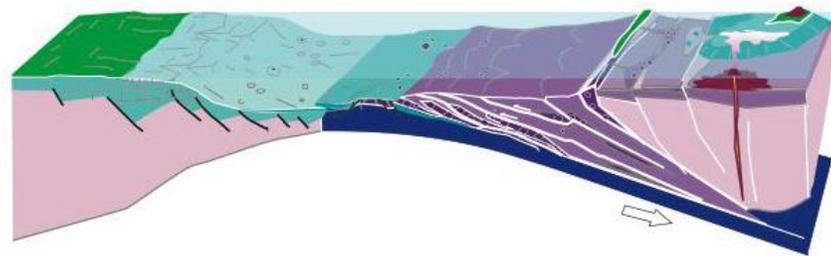


Illustration du stade 5

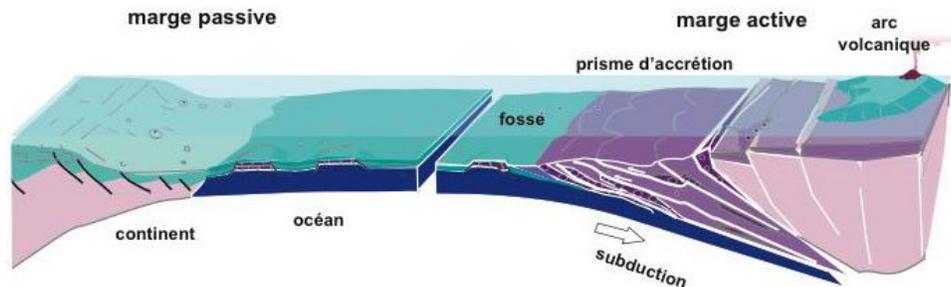
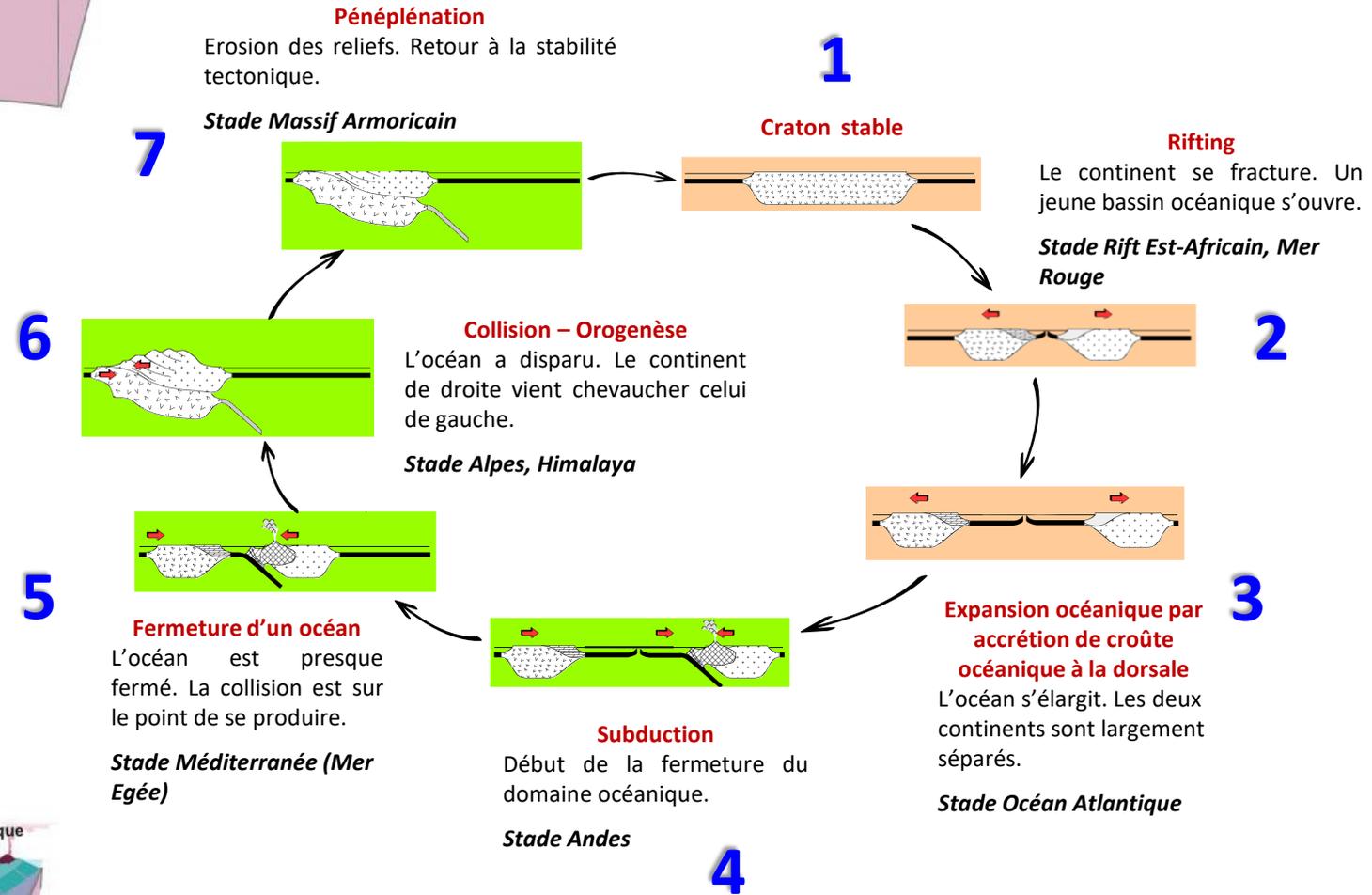


Illustration du stade 4

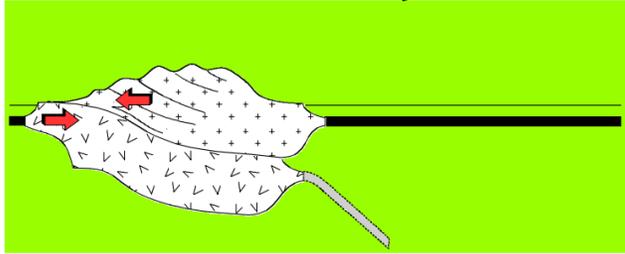
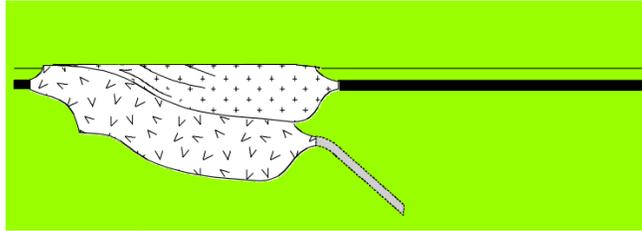


Cycle de Wilson

Pénépléation

Erosion des reliefs. Retour à la stabilité tectonique.

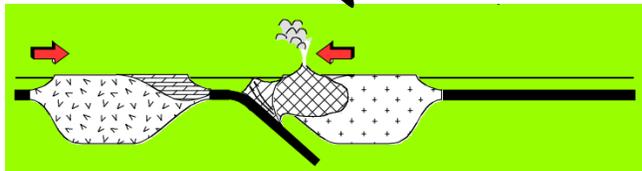
Stade Massif Armoricain



Collision – Orogenèse

L'océan a disparu. Le continent de droite vient chevaucher celui de gauche.

Stade Alpes, Himalaya



Expansion océanique par accrétion de croûte océanique à la dorsale

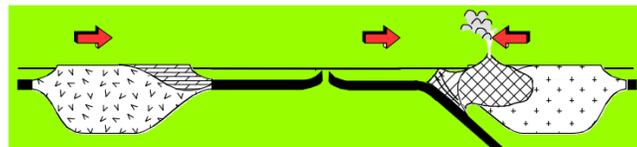
L'océan s'élargit. Les deux continents sont largement séparés.

Stade Océan Atlantique

Fermeture d'un océan

L'océan est presque fermé. La collision est sur le point de se produire.

Stade Méditerranée (Mer Egée)



Subduction

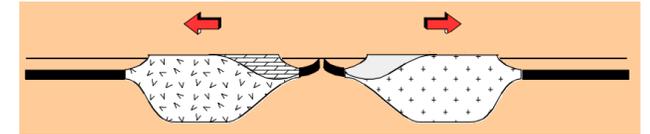
Début de la fermeture du domaine océanique.

Stade Andes

Rifting

Le continent se fracture. Un jeune bassin océanique s'ouvre.

Stade Rift Est-Africain, Mer Rouge



Craton stable

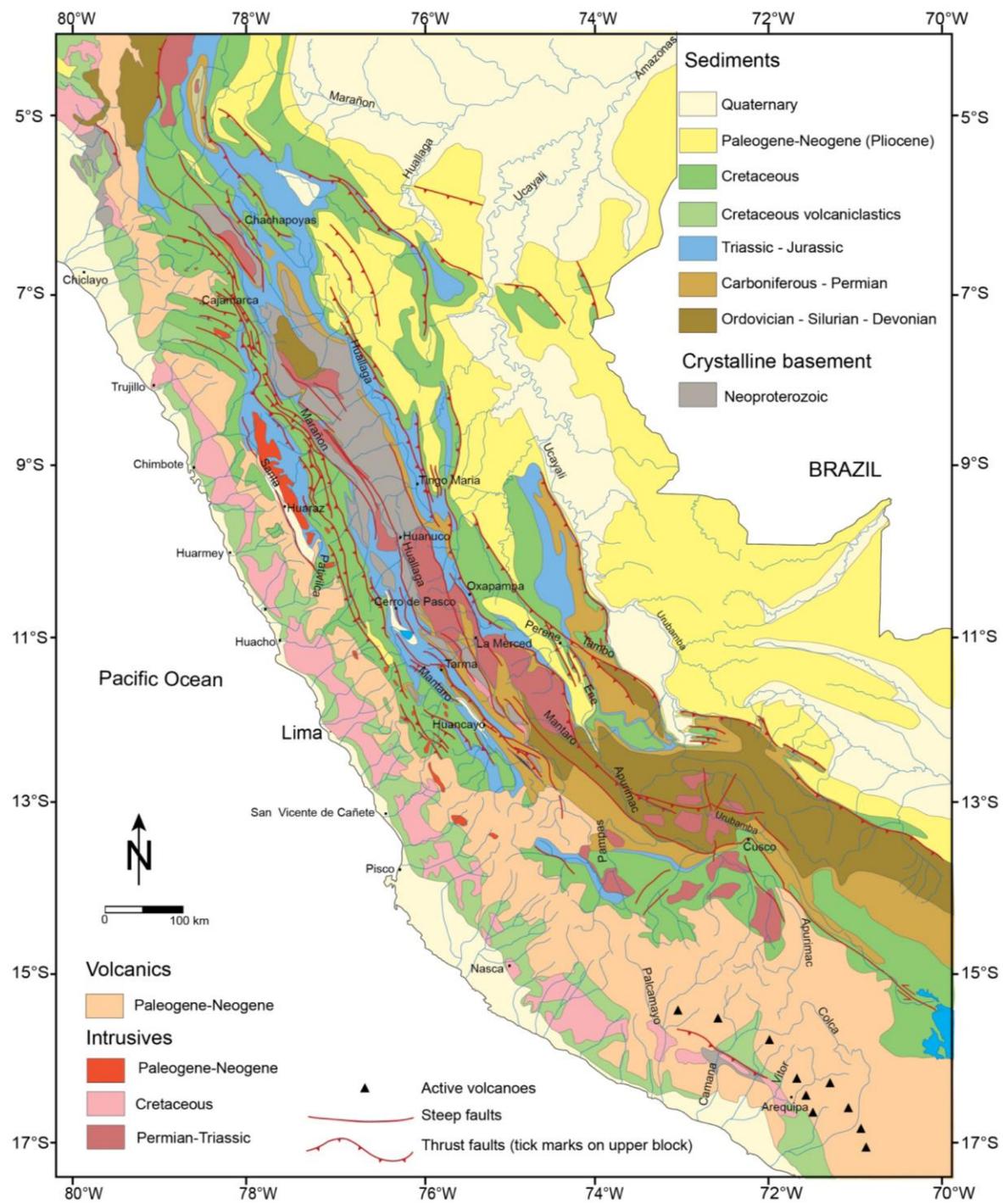
La formation des granitoïdes en contexte de subduction - Le stade pré-collision

Quand on regarde la bande côtière du Pérou par exemple (diapositive suivante), on peut y observer de très nombreux plutons de granitoïdes d'âge Crétacé moyen à Néogène.

C'est bien la preuve que du granite, des granodiorites ou des roches voisines, en un mot des granitoïdes, ont pu se mettre en place dans ce contexte de subduction.

Carte structurale des Andes centrales

« Mesozoic–Cenozoic Evolution of the Western Margin of South America : Case Study of the Peruvian Andes » - O. Pfiffner et L. Gonzalez (2013)



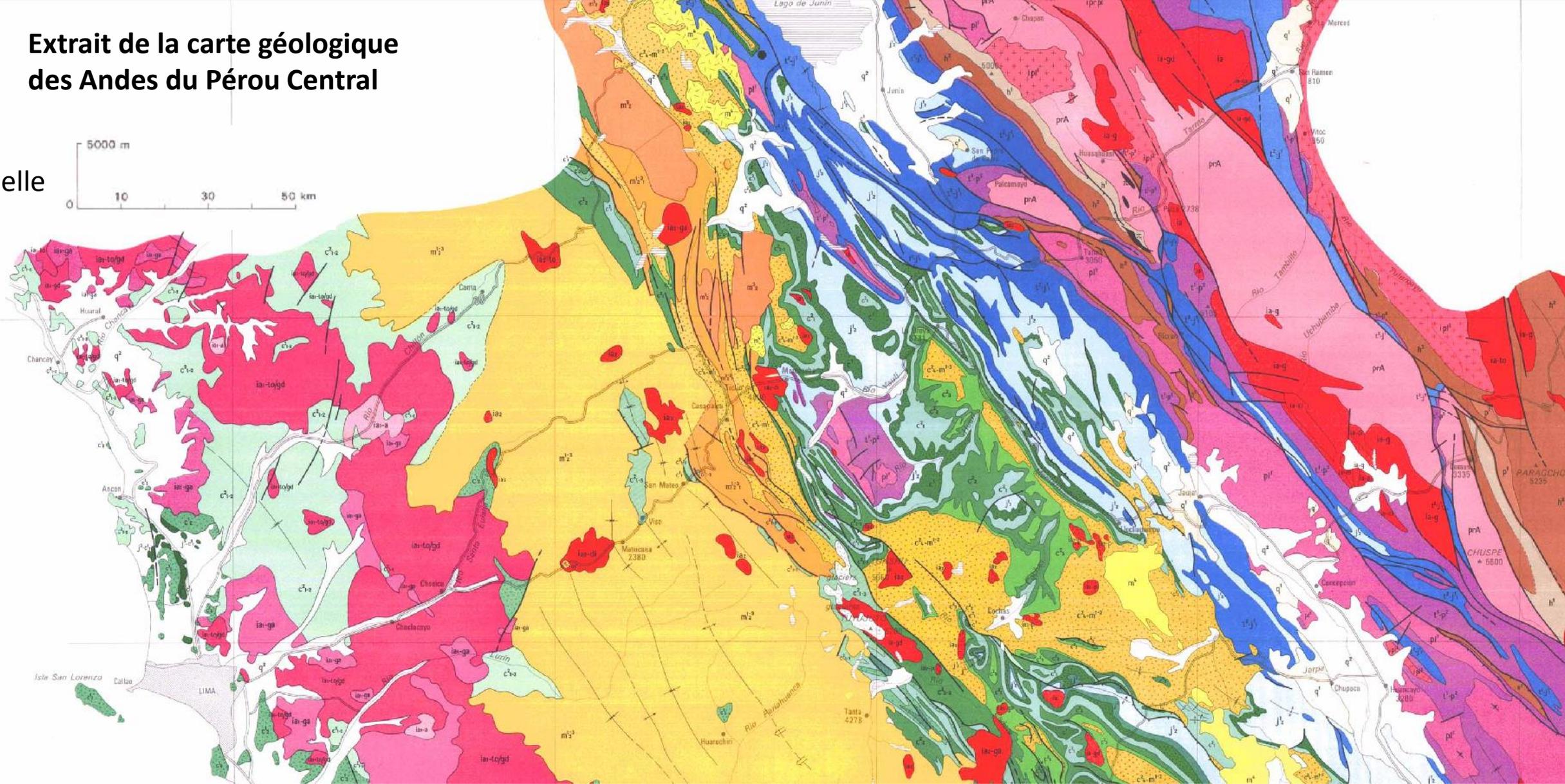
Dimensions du batholite côtier du Pérou

Longueur : 1600 km
Largeur : 50 km

Plusieurs milliers de plutons de gabbro, tonalite, diorite, granodiorite et granite dont les âges s'échelonnent entre 100 et 35 Ma (du Crétacé moyen au Néogène).

Extrait de la carte géologique des Andes du Pérou Central

Échelle



Roches plutoniques andines (Crétacé à Néogène)

ia	ia2	ga-di-to-g
	ia1	ga
		ga-to
		to-gd-di
		g-a

- ia2 Roches plutoniques andines tardives intrusives dans les unités volcaniques éocènes et néogènes
- ia1 Roches plutoniques andines précoces, albiennes à paléocènes pour l'essentiel
- ia Roches plutoniques andines indifférenciées

Légende

Composition pétrographique

- ga : Gabbro et méladiorite (diorite sombre)
- di : Diorite
- gd : Granodiorite
- to : Tonalite
- to/gd : tonalite et/ou granodiorite indivisés
- g : Granite
- a : Adamellite

Coupe schématique des Andes du Pérou Central

S-O

N-E

Océan Pacifique

Bande côtière

Cordillère occidentale

Cordillère orientale

Lima

La Oroya

La Merced

5000 m

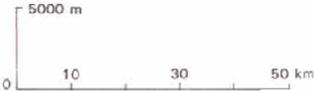
5500 m

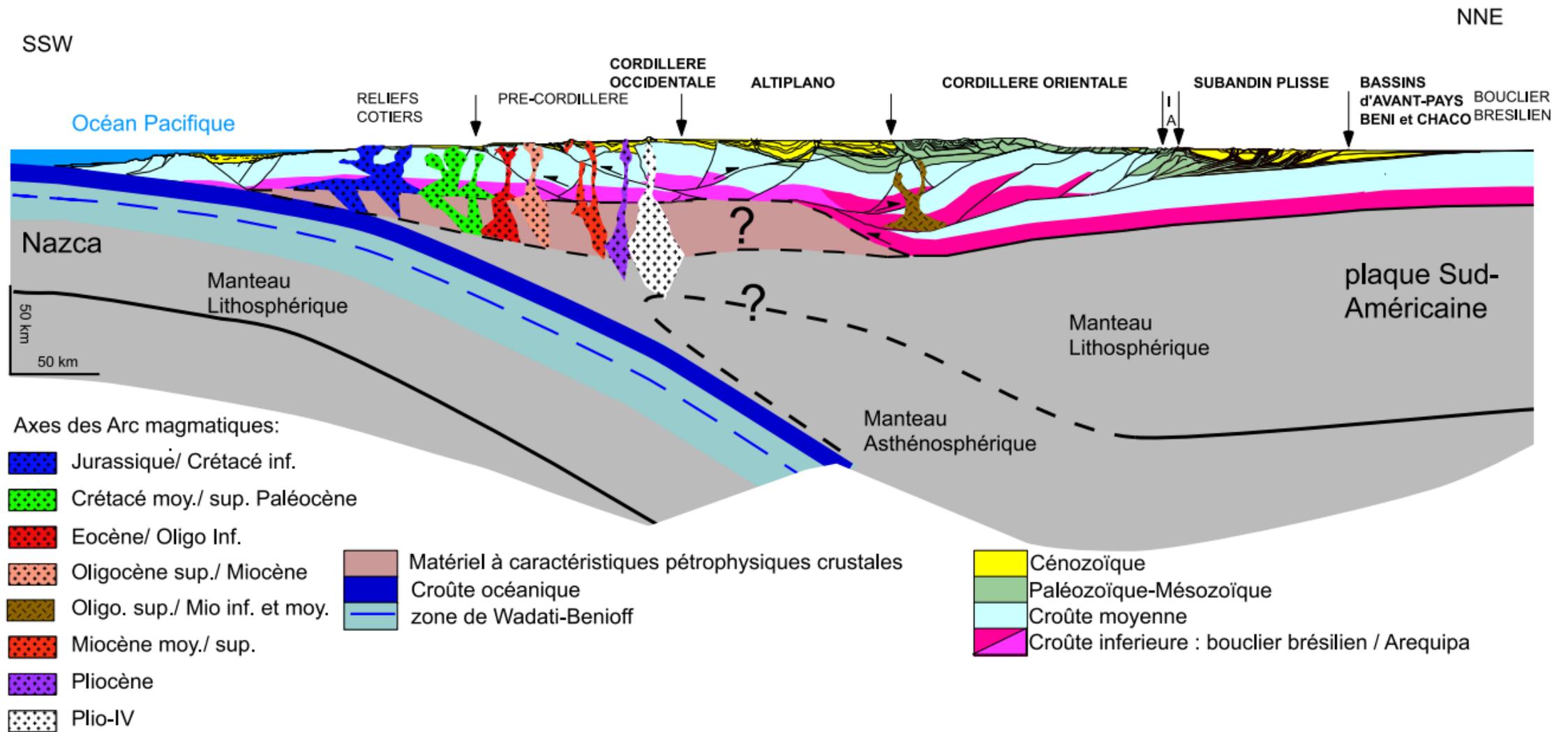
4800 m

800 m

Fosse du Pérou
- 5000 m

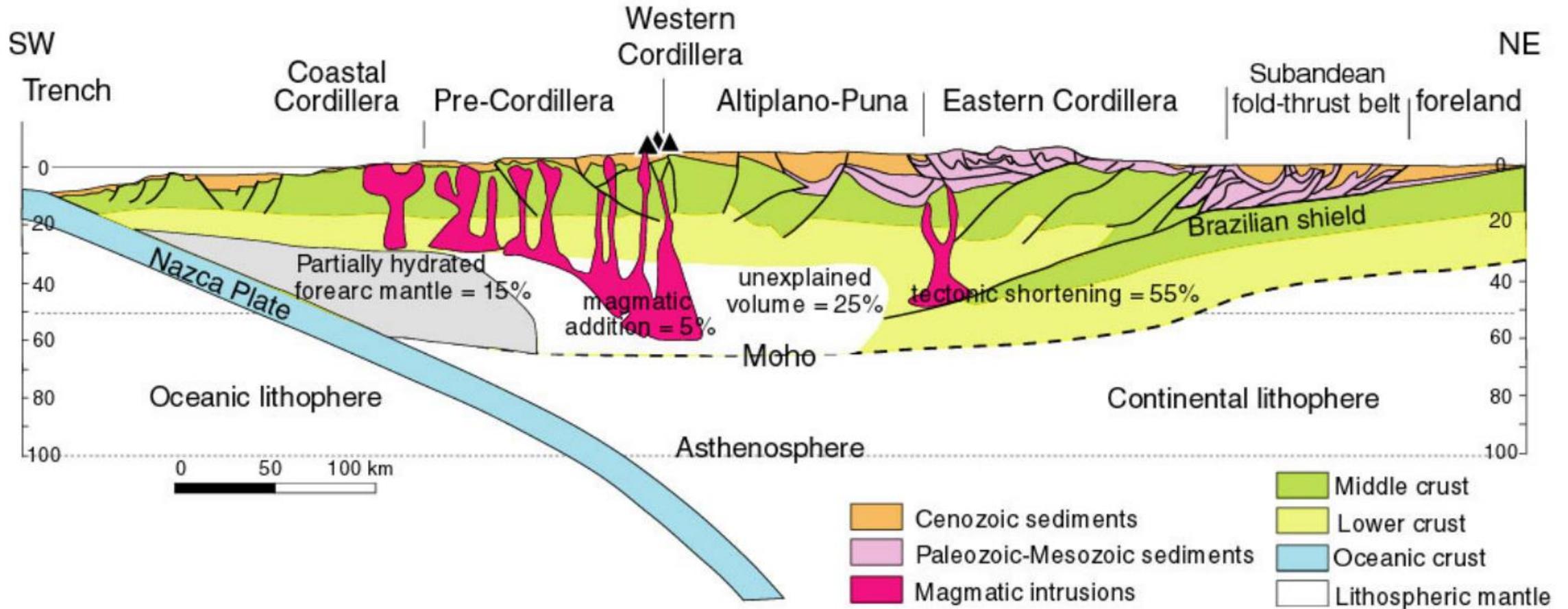
échelle





Coupe générale des Andes Centrales entre 18°S et 21°S (d'après Rochat, 2000)

Peru-Chile-Bolivia aprox. 16° - 22°S



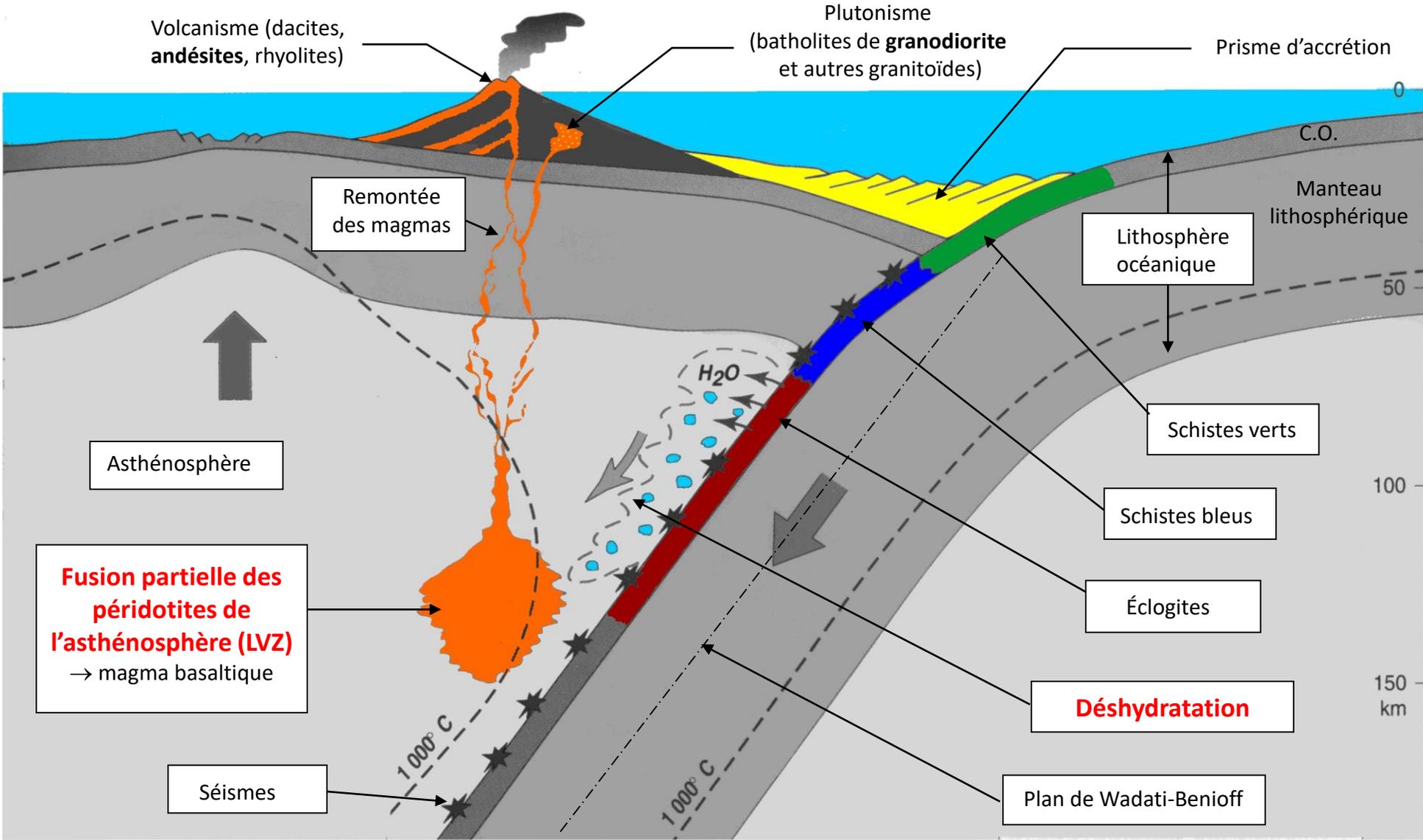
Coupe générale des Andes Centrales entre 16°S et 22°S (compilation de Allmendinger et al., 1997 ; Giese, 1999)

Si les manifestations volcaniques sont nombreuses et spectaculaires (volcanisme explosif de la « Ceinture de Feu » du Pacifique), les manifestations plutoniques, bien que plus discrètes, sont encore plus importantes en volume de magmas.

De nombreux granitoïdes sont ainsi produits à l'aplomb des zones de subduction qui sont considérées comme le lieu par excellence de production de croûte continentale juvénile (accrétion continentale).

Comment les granitoïdes se mettent-ils en place dans les zones de subduction ?

BASSIN D'ARRIERE-ARC ARC INSULAIRE FOSSE OCEANIQUE OCEAN



Première étape : La déshydratation de la croûte océanique

La croûte océanique qui aborde la fosse s'est fortement hydratée par altération et métamorphisme hydrothermal (BP-BT) depuis sa formation à la dorsale. Elle renferme localement des paragenèses de faciès Schistes verts caractérisées par des minéraux hydroxylés comme la chlorite qui renferme 14% d'eau en poids et la hornblende.

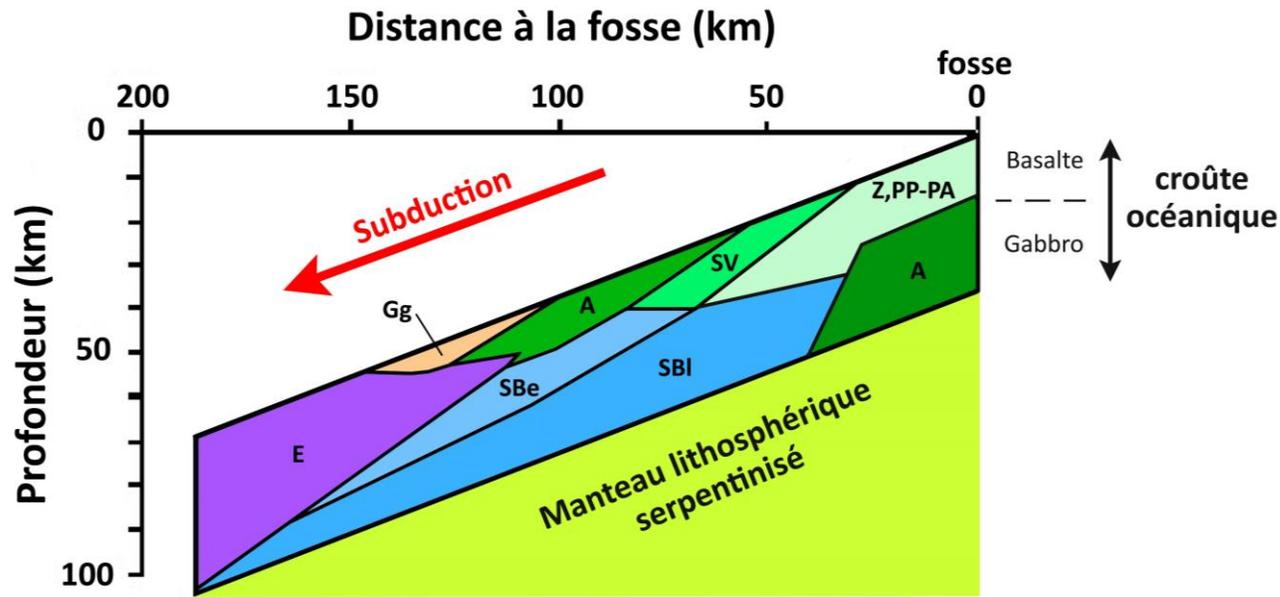
Quand ensuite elle subducte à partir de la fosse, **elle se déshydrate progressivement tout le long du plan de Bénéioff-Wadati jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 100 - 150 km.**

En effet, en s'enfonçant, elle va se métamorphiser de nouveau (métamorphisme prograde de BT-HP) et passer successivement par les faciès Schistes verts, Schistes bleus (ou Amphibolites) puis Éclogites.

Or, les minéraux du faciès Schistes verts (chlorite, actinote, phengite, hornblende...) sont riches en eau alors que le grenat et la jadéite du faciès Éclogites sont totalement anhydres (voir diapositive suivante).

- Une première déshydratation importante se fait vers 50 km de profondeur et peut-être moins, par déstabilisation de la chlorite, de la phengite et autres phyllosilicates hydratés quand le slab passe du faciès Schistes verts au faciès Schistes bleus. Mais cette déshydratation est incomplète car les amphiboles comme la glaucophane contiennent encore 4% d'eau en poids.
- Puis vers 80 - 100 km de profondeur, ce sont les amphiboles (glaucophane) qui vont à leur tour se déshydrater. La déshydratation est alors complète lors de la transition faciès Schistes bleus - Éclogites puisque les éclogites sont caractérisées par des paragenèses anhydres.

Remarque : Cette déshydratation va intéresser non seulement la croûte océanique mais aussi la partie superficielle du manteau lithosphérique déjà plus ou moins serpentinisée et les sédiments du prisme d'accrétion entraînés dans la subduction.



Légende

Z, PP, PA = faciès sub-Schistes verts
 avec Z = faciès Zéolites, PP = faciès Préhnite-Pumpellyite, PA = faciès Préhnite-Actinolite
 SV = faciès Schistes verts
 A = faciès Amphibolite
 SBI = faciès Schistes bleus à lawsonite
 SBe = faciès Schistes bleus à épidote
 Gg = faciès Granulite à grenat
 E = faciès Éclogites

Du fait de l'augmentation de la pression et de la température au cours de la subduction, la croûte océanique se métamorphise (métamorphisme prograde de BT-HP). Les gabbros, basaltes et sédiments passent successivement dans le faciès Schistes verts (à chlorite, épidote) puis dans le faciès Schistes bleus (à lawsonite, jadéite, épidote, glaucophane) et enfin dans le faciès Éclogites (à grenat).

Remarque : Le métamorphisme dans le faciès Schistes verts a déjà débuté au niveau de la dorsale par altération hydrothermale.

De la même façon, la partie superficielle du manteau lithosphérique située immédiatement sous la croûte océanique est constituée de péridotites largement serpentinisées, surtout dans le cas d'une dorsale lente.

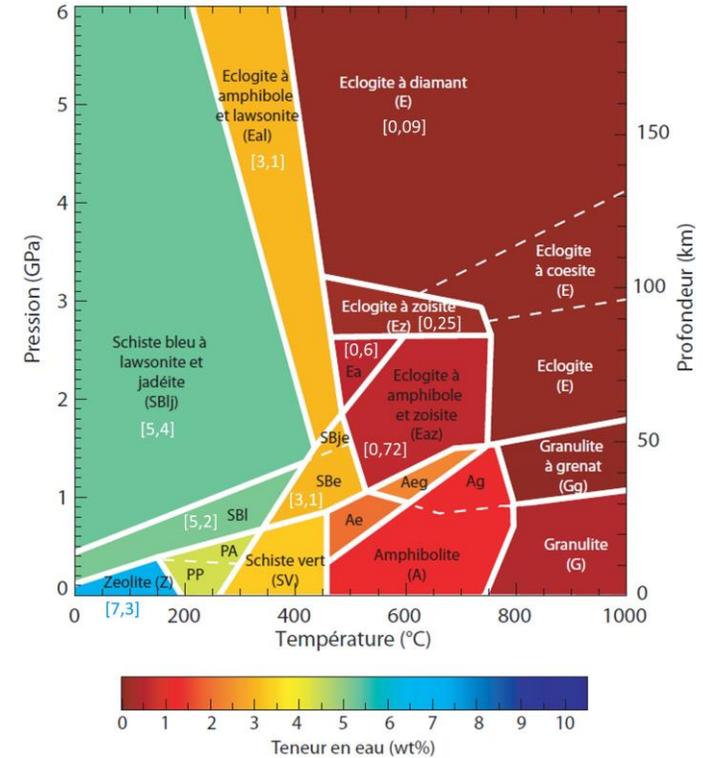


Diagramme de phase et teneur en eau maximale d'un MORB

Les minéraux qui peuvent accepter le plus d'eau sont ceux de basses pressions et de basses températures, à savoir les minéraux des faciès Zéolites (Z), Schistes verts (SV) ou bien Schistes bleus à lawsonite (SBI)

Inversement, les minéraux qui acceptent le moins d'eau dans leur structure sont ceux des faciès de hautes pressions et de hautes températures comme ceux du faciès Éclogites (E).

Au cours des transformations métamorphiques qui s'opèrent pendant la subduction, la croûte océanique va par conséquent se déshydrater.

Il en est de même de la serpentinite du manteau lithosphérique superficiel qui peut contenir jusqu'à 10% de son poids en eau.

Deuxième étape : Le devenir de l'eau - La fusion partielle de la péridotite du « coin » mantellique

L'eau expulsée des minéraux hydratés lors des réactions métamorphiques de la plaque subductée va ensuite percoler dans le manteau sus-jacent (= « coin mantellique »).

- Là, l'eau peut s'accumuler sous forme liquide dans les pores de la péridotite et du fait de la pression exercée, être responsable de ruptures sismiques.
- Elle peut aussi circuler librement dans des réseaux interconnectés de pores puis entrer dans la composition des minéraux de la péridotite (olivine, pyroxènes). La péridotite peut être ainsi serpentinisée.
- L'eau peut également migrer avec des diapirs de serpentinite, la serpentinite ayant une densité nettement plus faible que celle du manteau environnant (2,5 contre 3,3).

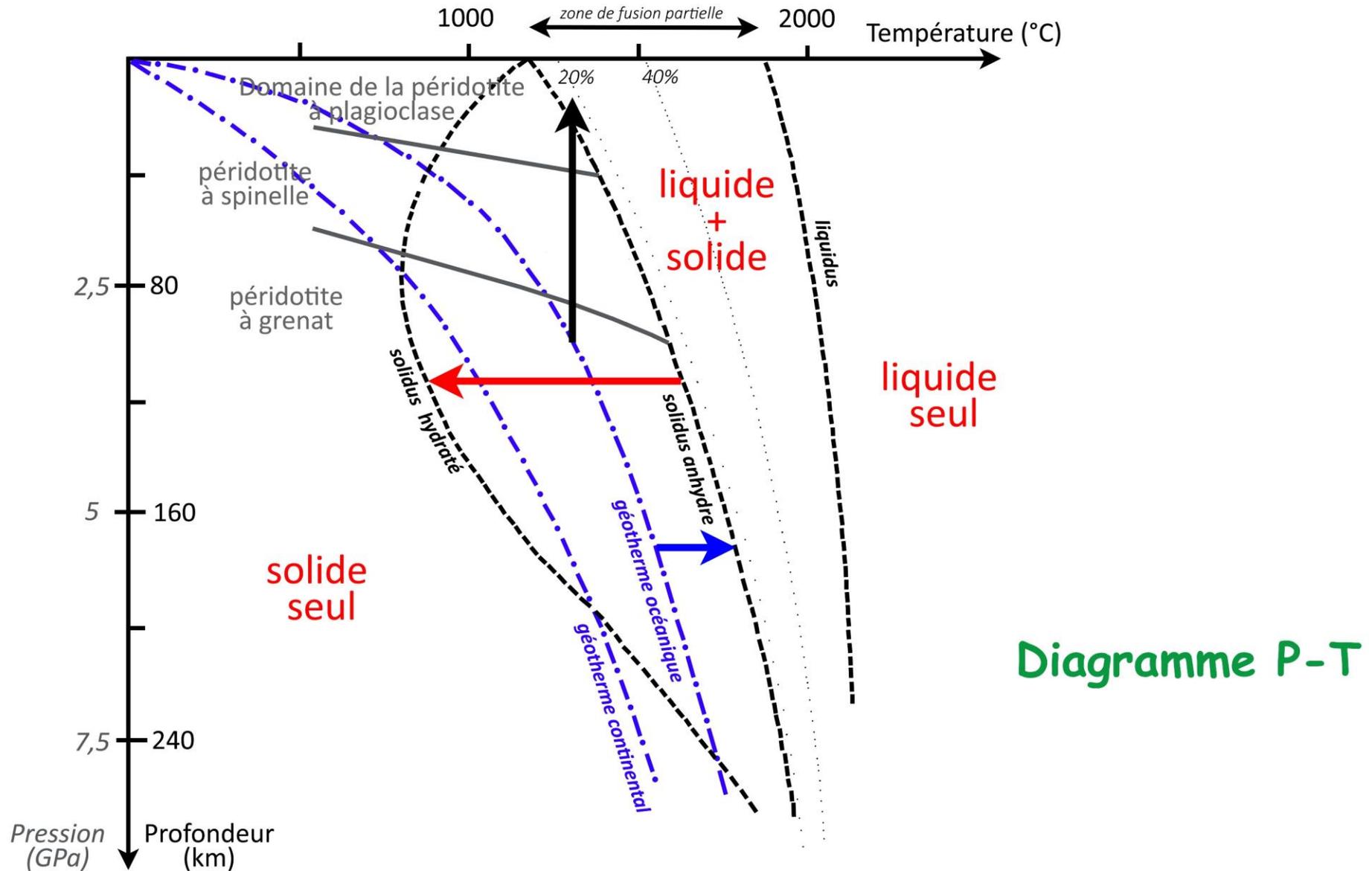
Le résultat essentiel à retenir (voir diapositive suivante) est que la péridotite gagnant de l'eau, son solidus sec, anhydre, est déplacé vers la gauche du diagramme P-T.

Conséquence : Une péridotite, solide à 100 km de profondeur dans les conditions du géotherme de subduction, passe alors dans le domaine Liquide + Solide. Elle fond partiellement et donne naissance à un magma de composition basique.

C'est ce magma qui va ensuite « monter » par différence de gravité et s'accumuler sous la croûte continentale de la plaque chevauchante, en quelque sorte piégé à l'interface croûte-manteau avant d'alimenter le volcanisme de la marge active.

NB : Les études sismologiques montrent en effet que les volcans de zones de subduction sont toujours situés 100 km au-dessus du slab (plaque plongeante).

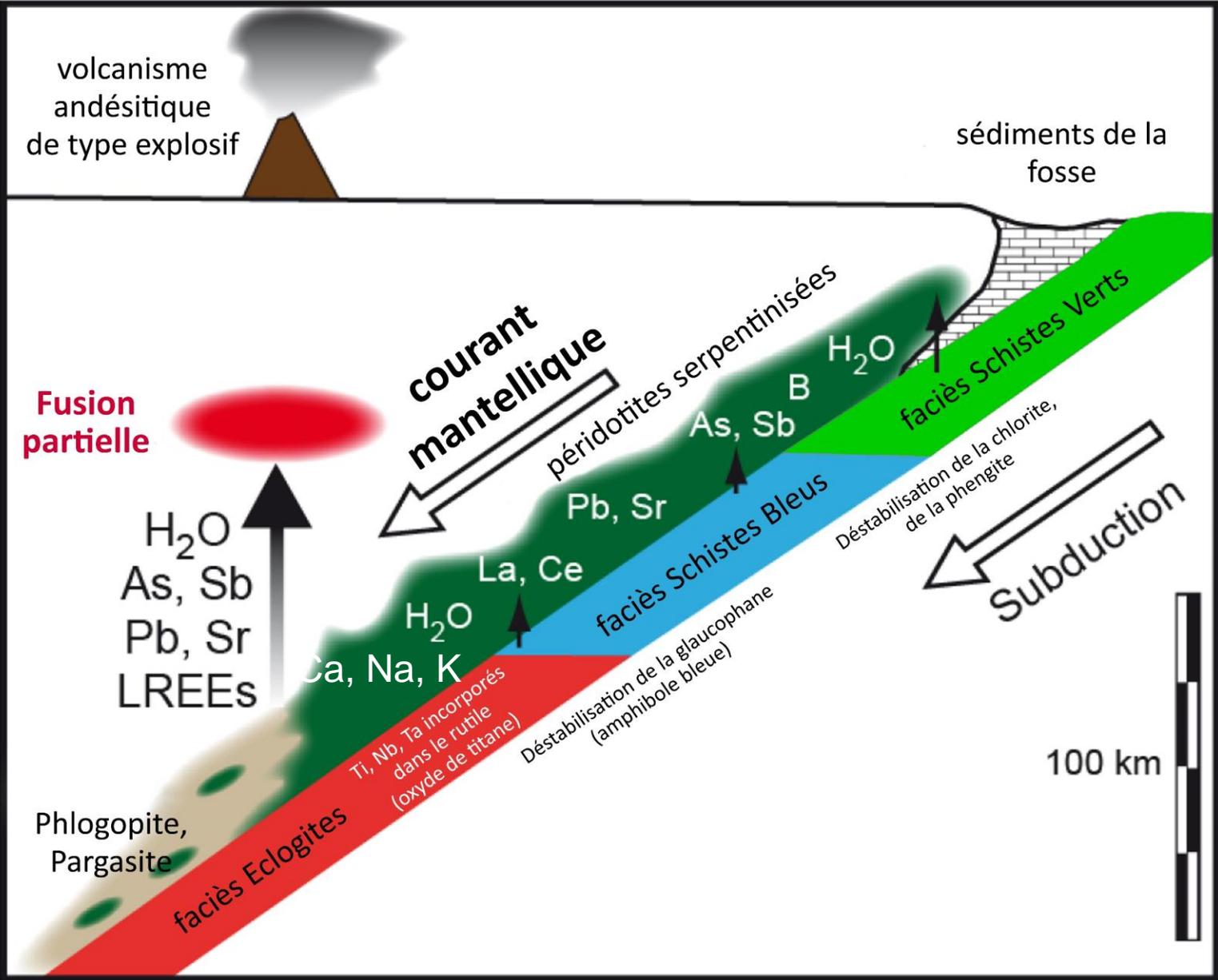
Expériences de fusion partielle de la péridotite



Remarque : Le manteau du « coin » ne gagne pas uniquement de l'eau.

L'eau qui migre en effet dans le « coin » mantellique emporte avec elle des ions dissous : en particulier, des ions à grand rayon ionique ou LILE (pour **L**arge **I**on **L**ithophile **E**lements) comme les alcalins et alcalino-terreux (Cs, Rb, K, Ba...) et des terres rares légères ou LREE (pour **L**ight **R**are **E**arth **E**lements).

La péridotite du « coin » mantellique est ainsi enrichie non seulement en eau mais aussi en ces ions. Elle est **métasomatisée**.



volcanisme andésitique de type explosif

sédiments de la fosse

Fusion partielle

courant mantellique

péridotites serpentinisées

As, Sb B H₂O

Pb, Sr

La, Ce H₂O

Ca, Na, K

faciès Schistes Bleus

Déstabilisation de la chlorite, de la phengite

Subduction

100 km

Phlogopite, Pargasite

faciès Eclogites

Ti, Nb, Ta incorporés dans le rutile (oxyde de titane)

Déstabilisation de la glaucophane (amphibole bleue)

Troisième étape : Devenir d'une partie de la péridotite qui ne fond pas

La péridotite qui n'a pas fondu va voir sa composition varier, la **métasomatose** formant des phases minérales secondaires hydratées, en particulier la **pargasite** et le **phlogopite** aux dépens de l'olivine.

Pargasite (amphibole) : $\text{NaCa}_2(\text{Mg}_4\text{Al})(\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}) (\text{OH})_2$

Phlogopite (mica plutôt brun) : $\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10} (\text{OH},\text{F},\text{Cl})_2$

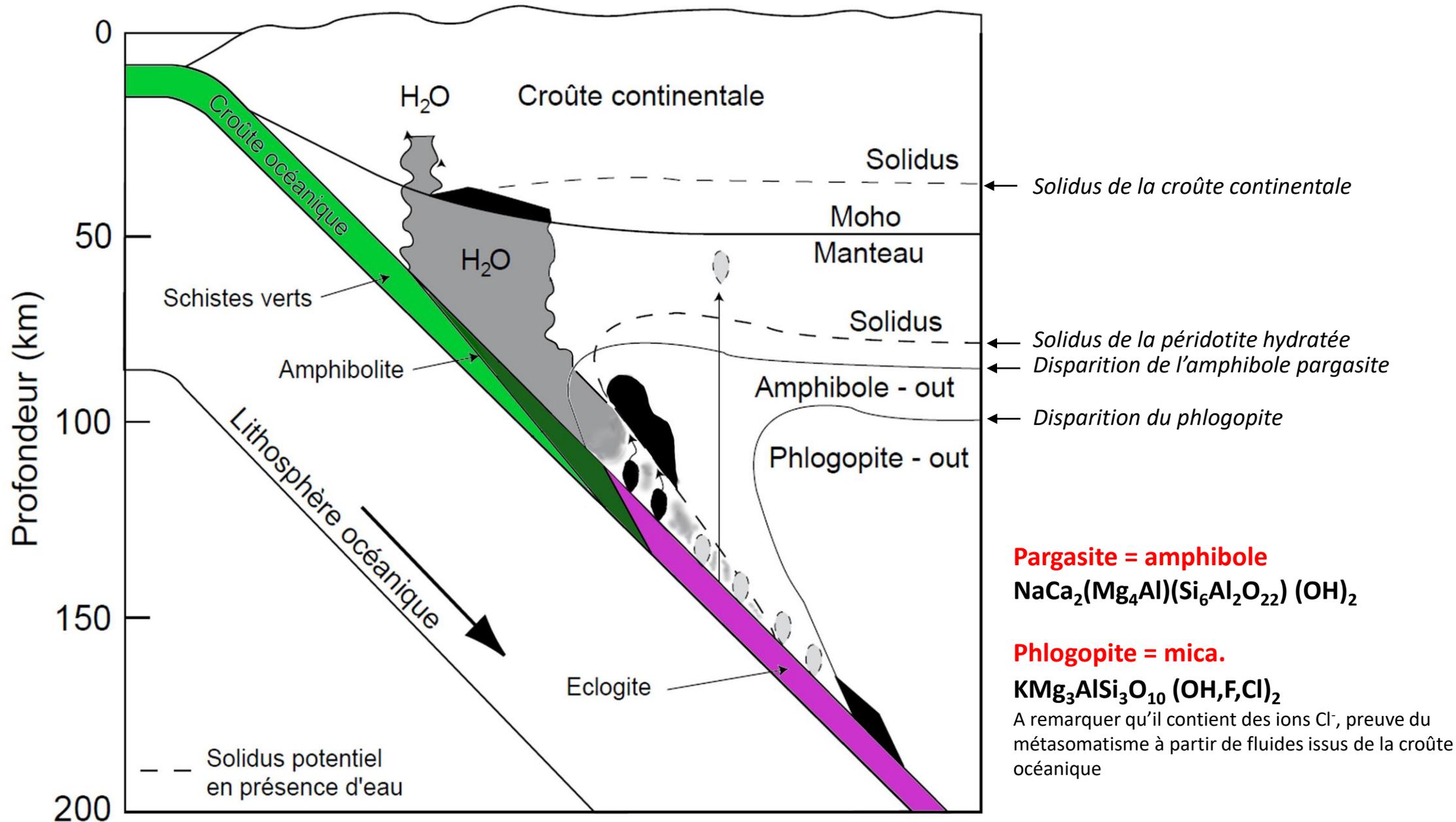
A remarquer que le phlogopite renferme des ions F⁻ et Cl⁻, preuve de la participation à la métasomatose de fluides issus de la croûte océanique altérée et des sédiments océaniques du prisme d'accrétion.

Que va devenir une partie de cette péridotite métasomatisée réfractaire à la fusion?

La plaque océanique qui subducte entraîne avec elle, en profondeur et par frottement, la péridotite hydratée et métasomatisée du « coin » mantellique se trouvant directement à son contact. Une convection s'établirait ainsi au-dessus du slab.

Portée à de plus grandes profondeurs et donc à des températures plus élevées, de l'ordre de 1000°C, ses deux phases hydratées : phlogopite et pargasite sont déstabilisées.

La déshydratation de ces deux minéraux entre 100 km et 200 km va permettre la fusion d'un manteau plus profond qui sera à l'origine de magmas plus riches en K⁺ de chimisme shoshonitique.



Au cours de la subduction, des magmas basaltiques s'accumulent sous la croûte continentale des Andes ou de toute autre marge continentale active.

Trois sources possibles de matériel peuvent alimenter ce magmatisme sous-crustal :

- **la croûte océanique** qui libère de l'eau et des ions (métasomatose). Certains géologues pensent même qu'elle est susceptible de fondre pour donner des liquides silicatés (liquides adakitiques) qui vont contaminer le « coin » mantellique.

- **les sédiments du prisme d'accrétion** qui peuvent être « pris » dans la subduction.

La contribution de la couverture sédimentaire dans la genèse de ces magmas peut être déterminée par l'analyse de certains éléments et isotopes (B et ^{10}Be) qui se concentrent préférentiellement dans les sédiments océaniques. Les sédiments possèdent ainsi des teneurs élevées en B (50-150 ppm) qui reflètent la forte concentration de l'eau de mer en cet élément ($\sim 4,5$ ppm). Pour comparaison, les MORB et les OIB présentent des concentrations en B nettement inférieures, respectivement de 1 ppm et de 2-3 ppm. Quant au ^{10}Be , c'est un nucléide cosmogénique radioactif (temps de demi-vie = 1,5 Ma), formé par la spallation de l'oxygène et de l' H_2 dans l'atmosphère, qui se concentre très rapidement dans les sédiments océaniques riches en argile. Contrairement au B et au ^{10}Be , le ^9Be se concentre de la même manière dans tous les environnements et est par conséquent utilisé comme dénominateur de normalisation. Par rapport aux MORB et aux OIB, les laves d'arc présentent ainsi des rapports B/ ^9Be et $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ élevés. Ces rapports diminuent à travers les arcs, au fur et à mesure que la profondeur de la croûte subductée augmente.

En plus des éléments légers décrits ci-dessus, les isotopes du plomb ou ceux de l'oxygène permettent également de tracer la participation de la couverture sédimentaire lors de la genèse des magmas d'arcs, ainsi que de différencier la nature des sédiments impliqués (argiles pour les isotopes du plomb et carbonates pour ceux de l'oxygène).

- enfin, **le « coin » mantellique** qui constitue de loin la source principale !

Rappel : C'est le même manteau dit « appauvri » qui fond à la dorsale pour donner naissance à la croûte océanique.

En conséquence, les magmas de marges continentales actives comme au niveau des Andes (AIB pour Arc Island Basalt) et les magmas de dorsales (MORB) vont avoir des compositions très voisines.

Mais il y aura quand même une différence de taille pour les géologues avertis !

C'est que le manteau sous les Andes a été enrichi en eau : il a été hydraté et « oxydé », l'eau apportant de l'oxygène.

Il a été également enrichi en certains éléments chimiques par métasomatose : en ions à grand rayon ionique (K, Cs, Rb, Ca, Sr, Ba, U, Th...) et terres rares légères (LREE) provenant de la croûte océanique mais aussi en B, Be, Pb... provenant des sédiments du prisme.

En revanche, il a été appauvri en éléments à fort potentiel ionique ou HFSE (pour **H**igh **F**ield **S**trength **E**lements) comme Nb, Ta et Zr, éléments moins compatibles et à un degré moindre en Ti.

Et cela va se traduire particulièrement sur les diagrammes multi-élémentaires des éléments en traces de ces deux magmatismes (voir diapositive suivante).

[Lien à la thèse de Hoffer Géraldine](#)

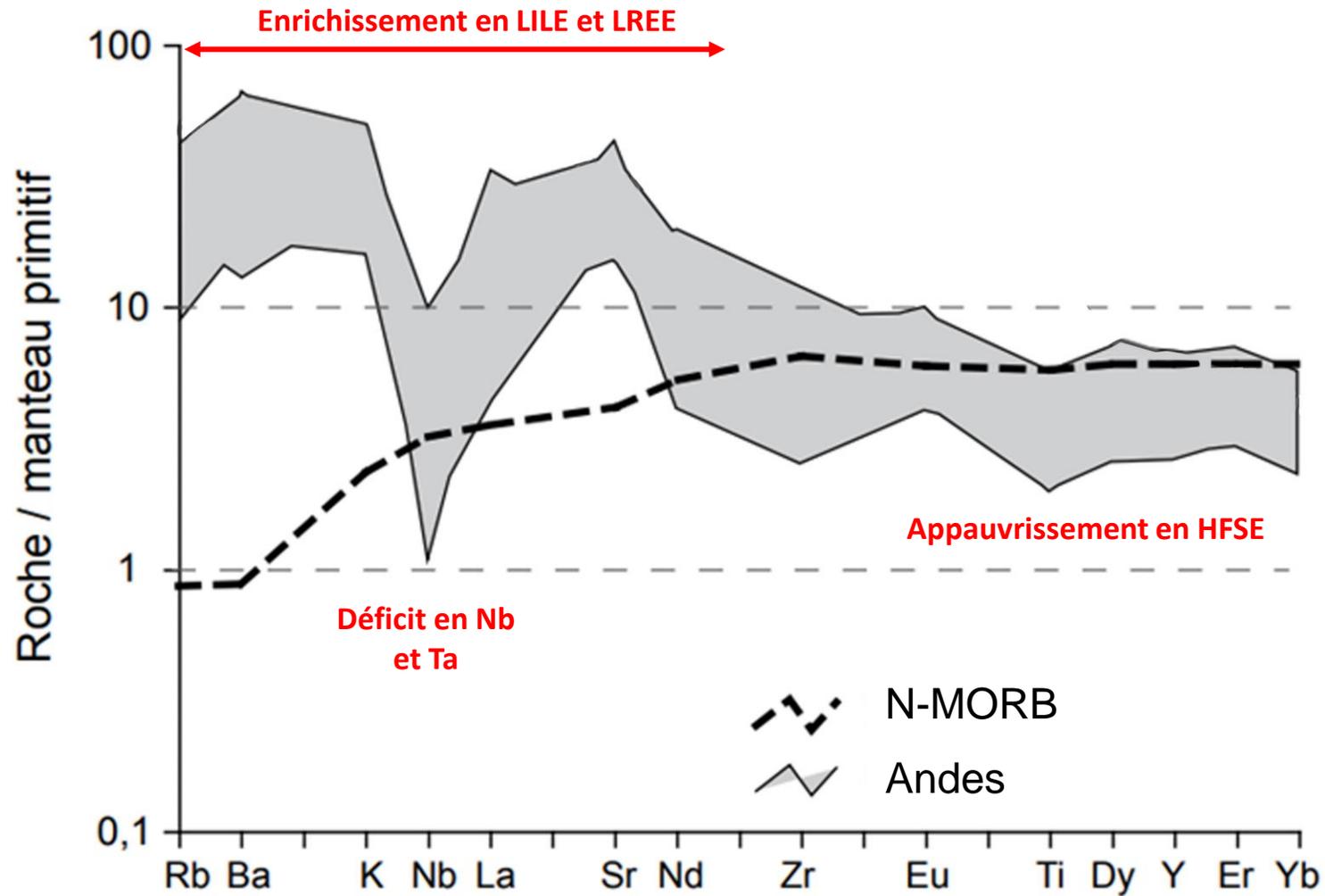
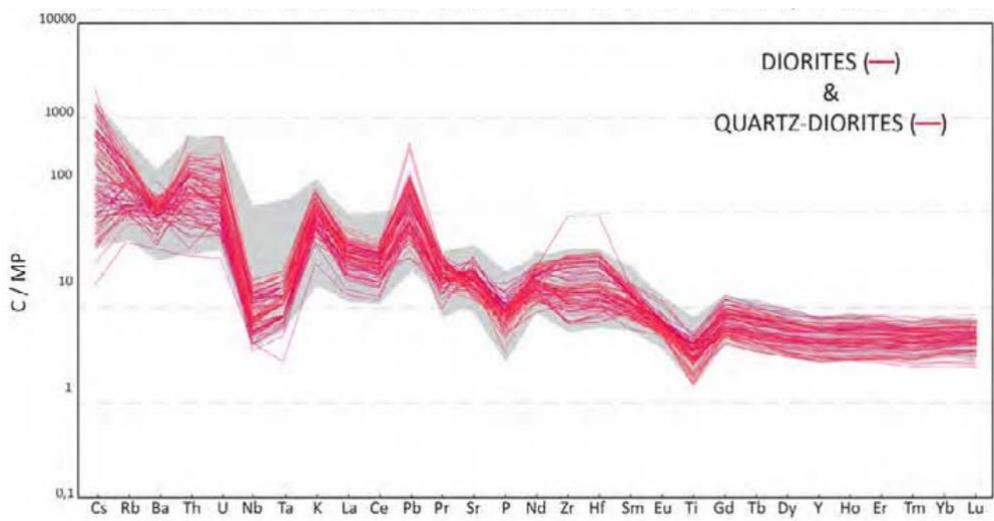
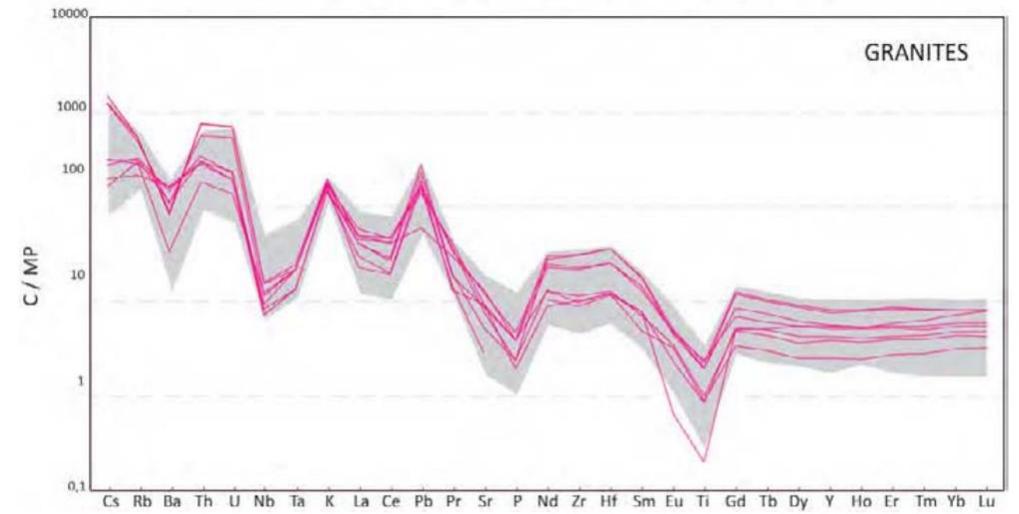
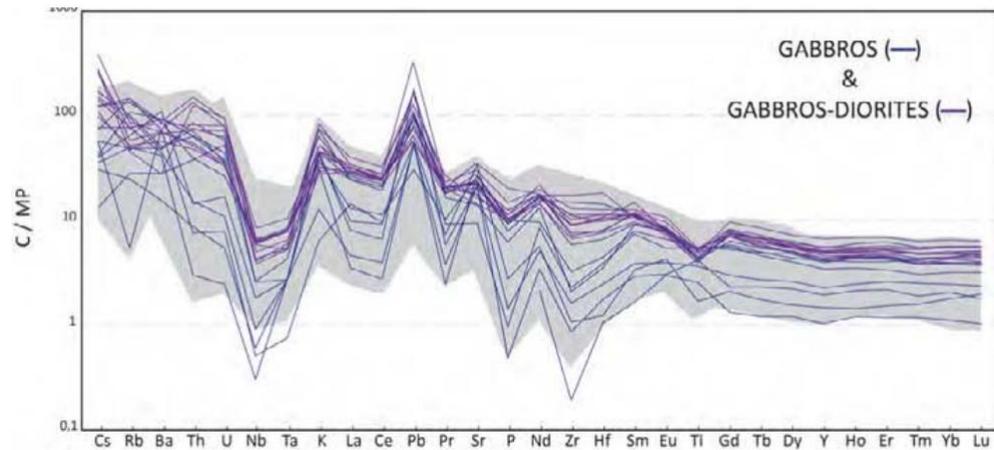


Diagramme multi-élémentaire présentant les caractéristiques en éléments en traces des magmas de dorsale (N-MORB) et d'arcs (Andes)



Quartz-diorite = Granodiorite

Figure 6.5 – Spectres étendu d'éléments trace - Les teneurs en traces ont été normalisées au manteau primitif (PM, McDonough and Sun 1995) et sont présentées sous forme de spectres avec en fond gris une compilation des données de la littérature disponibles sur des faciès similaires d'arc Andin (Argentine, Chili, Pérou)

Spectres étendus des teneurs en éléments traces normalisés au Manteau Primitif (MP) de granitoïdes andins de différents faciès (Gabbros, Gabbros-diorites, diorites, granodiorites et granites)

Fond gris = compilation de nombreuses données (Argentine, Chili et Pérou) pour un même faciès

Au cours de la subduction, les magmas basaltiques fabriqués dans le « coin » mantellique s'accumulent sous la croûte continentale de la marge continentale active.

Ces magmas peuvent stagner plus ou moins longtemps au niveau du Moho : soit sous le Moho et on parle d'**underplating** soit dans la croûte continentale inférieure et on parle dans ce cas d'**intraplating**.

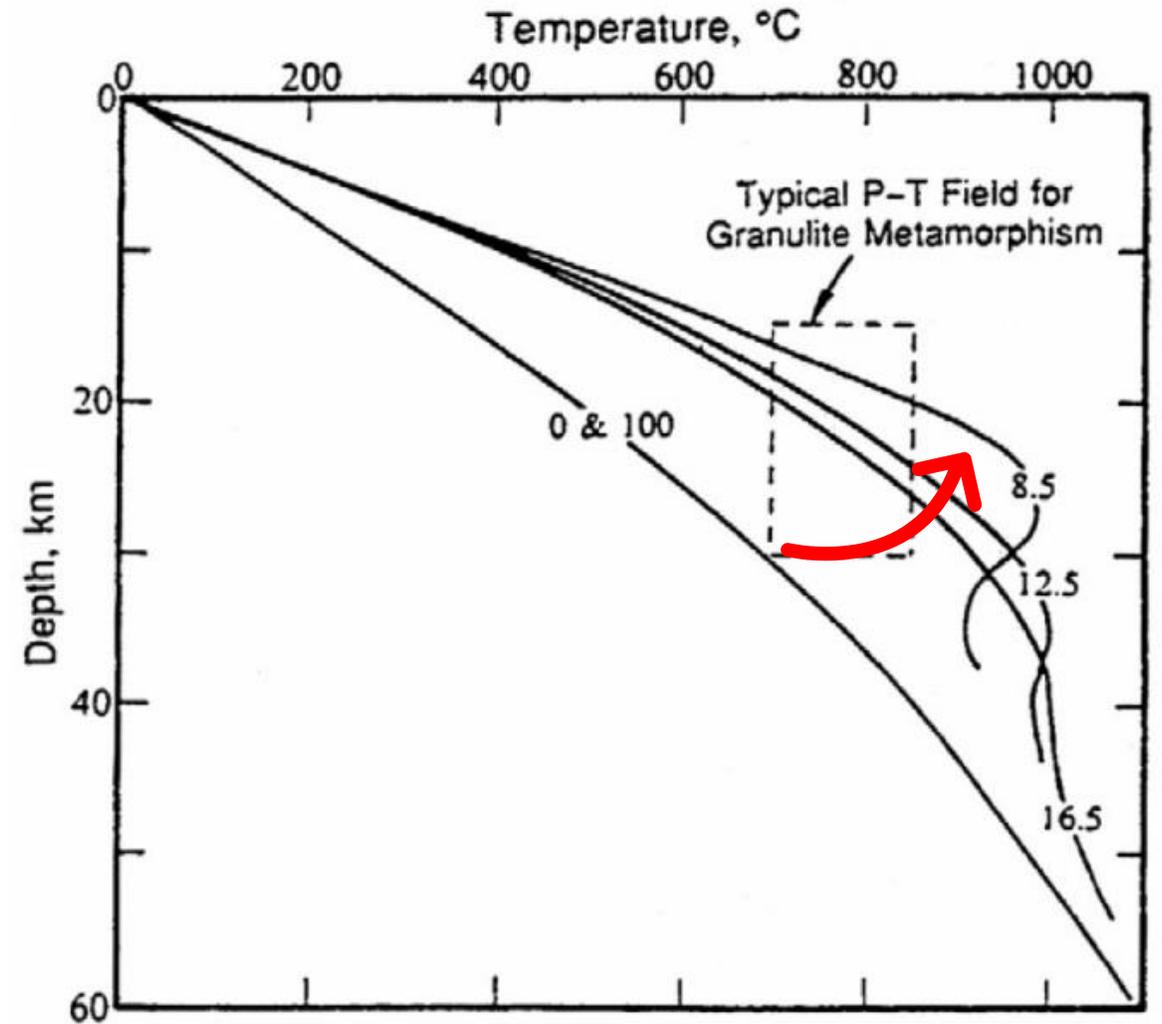
Ils peuvent alors commencer à se différencier par cristallisation fractionnée.

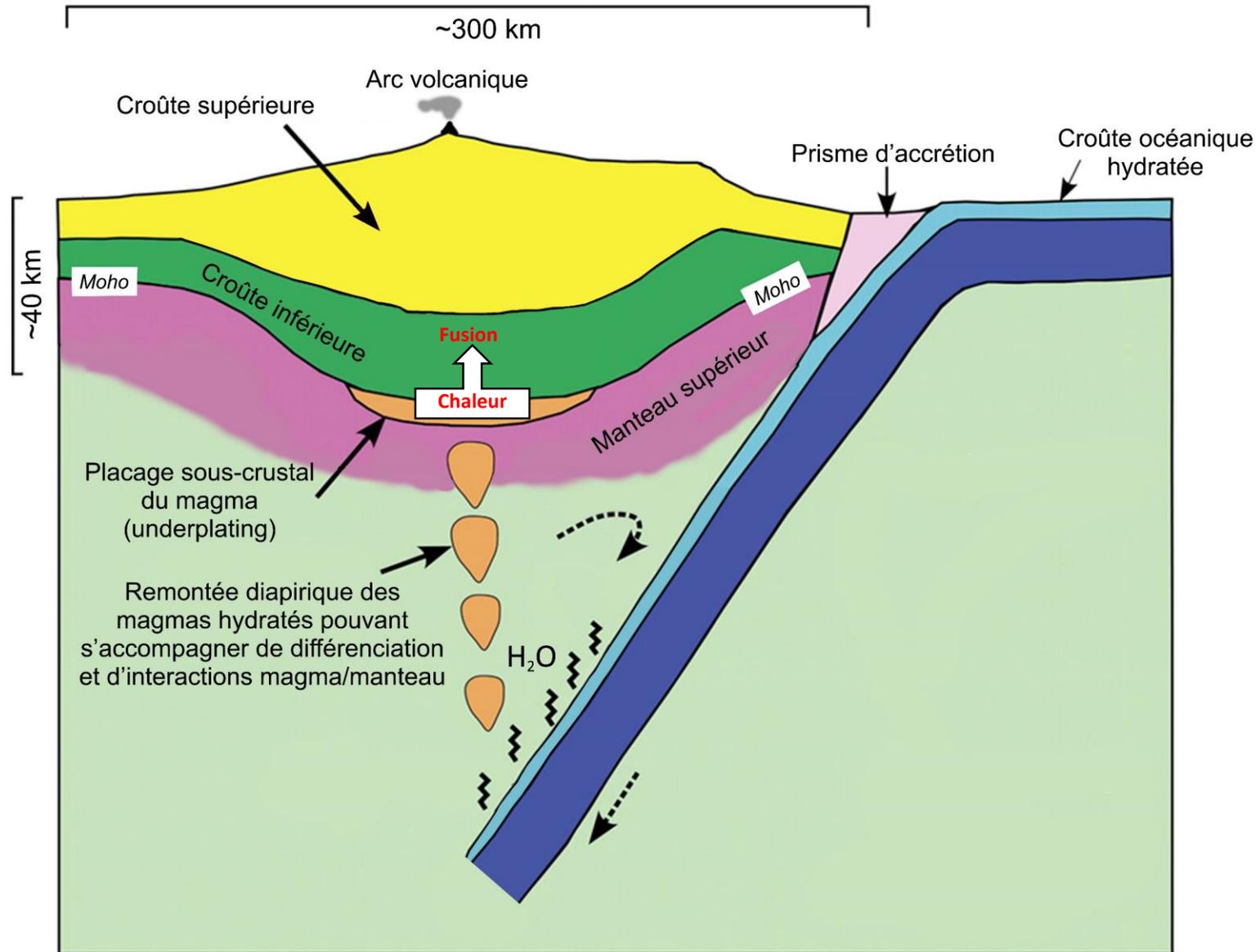
Mais surtout, très chauds (T° voisines de 1000 - 1200°C), leur accumulation sous ou dans la croûte continentale inférieure pendant une dizaine de millions d'années va provoquer un déplacement du géotherme continental vers les hautes températures et finalement initier la fusion partielle de la croûte basale (anatexie).

Effet thermique dû à de l'accrétion magmatique par placage de magmas basiques sous la croûte continentale

L'accrétion dure 20 Ma et correspond à une épaisseur de 8 km de magmas ($T^{\circ} = 1000^{\circ}\text{C}$) à la base d'une croûte de 25 km d'épaisseur.

Les géothermes dessinés représentent les géothermes à 0 – 8,5 – 12,5 – 16,5 et 100 Ma après le début de l'accrétion magmatique sous-crustale.





Les mécanismes d'évolution des magmas

Processus MASH à la transition Croûte - Manteau

Par **accrétion de magma basaltique d'origine mantellique** par « **underplating** » ou « **intraplating** » sous une croûte épaisse, la base de la croûte continentale entre en fusion ; il se forme alors un volume important de magma granitique par anatexie.

Le concept de **MASH Zone** considère que sous chaque large centre magmatique (à la transition croûte/manteau) se trouve une zone de mélange, d'assimilation, de stockage et d'homogénéisation.

M : Mixing - mélange de magma basaltique d'origine mantellique et de magma granitique issu de l'anatexie de la croûte,

A : Assimilation - contamination du magma hybride par l'encaissant,

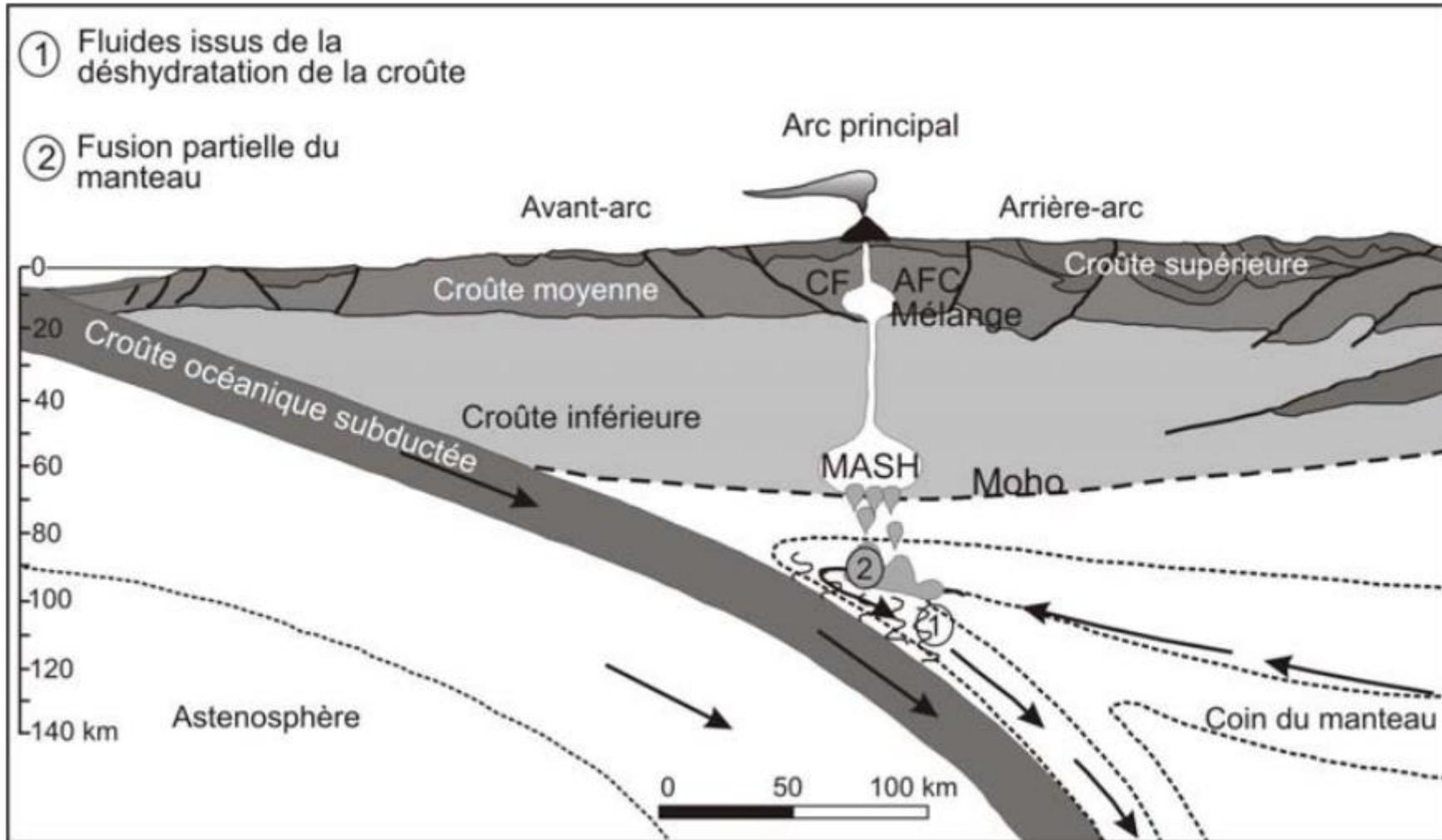
S : Storage - stockage du magma dans un (ou plusieurs) réservoir(s) magmatique(s),

H : Hybridization - Homogénéisation et (ou) Hybridation de magmas issus de réservoirs voisins.

Cette large gamme de processus permet de produire une grande diversité de magmas ; aussi bien des magmas très juvéniles, mantelliques, que des magmas contenant une proportion variable de matériel dérivé de la fusion partielle de la croûte inférieure. Physiquement, la MASH Zone est un amalgame de dykes, sills, masses cristallisées allongées, et d'intrusions encore ductiles.

C'est donc dans cette zone de base de croûte réchauffée par les magmas mantelliques qu'est produite une partie de la diversité pétrologique des magmas d'arc.

D'après des simulations numériques de transferts de chaleur et plusieurs études expérimentales de haute température, **une fabrication de magmas riches en silice** par le biais de la cristallisation incomplète de basalte hydraté au niveau du manteau supérieur et/ou de la croûte inférieure **est également possible.**



Processus de mélange et ACF (Assimilation + Cristallisation Fractionnée)

Puis les magmas quittent la MASH Zone pour gagner la surface.

La plomberie magmatique étant compliquée avec de nombreuses chambres magmatiques à tous les étages de la croûte, les magmas peuvent encore s'hybrider (**processus de mélange**), se différencier par cristallisation fractionnée tout en étant simultanément contaminés par la croûte (**processus ACF ou AFC en anglais**) au cours de leur ascension dans la croûte moyenne. Globalement, ils vont s'enrichir en composants de la croûte continentale, surtout en SiO_2 , en Ca, en K et en Na. **Voilà pourquoi on parle de magmatisme calco-alkalin.**

- **En surface, il se manifestera par un volcanisme andésitique et à dynamisme explosif du fait de la richesse du magma en eau.**
- Si le magma cristallise en profondeur, il y aura formation de batholites granodioritiques, la granodiorite étant l'équivalent holocristallin (= grenu) de l'andésite. **Ces granitoïdes sont de type « I » dans la classification de Chappell et White - 1974 (I pour Igné pour souligner l'importance de la chaleur dans leur formation ; pour certains auteurs, le « I » est l'initiale de « Intermédiaire » du fait de leur origine mixte, à la fois mantellique et crustale ou celle de « Infra-crustal » puisque c'est surtout la croûte inférieure qui fond).**

Remarque : L'existence de chambres magmatiques peu profondes à l'aplomb des édifices volcaniques est avérée, sur la base de données géophysiques, pétrologiques et d'observations géologiques. Cependant le volume de ces chambres et les caractéristiques des magmas qu'elles contiennent (proportion liquide-cristaux) semblent montrer que la plus grande partie de la différenciation des magmas n'a pas lieu dans des chambres magmatiques peu profondes. En effet, de tels systèmes ne sont pas viables thermiquement.

Dans les arcs continentaux, les magmas qui s'extraient de la base de croûte auraient donc déjà subi un important taux de cristallisation fractionnée.

La cristallisation fractionnée resterait un phénomène local au niveau de la mise en place des batholites, et n'affecterait pas les magmas à l'échelle d'un pluton entier.

Remarque : Près de la fosse, là où la croûte est mince, le magma basaltique d'origine mantellique peut gagner la surface et engendrer un volcanisme tholéiitique. Les volcans basaltiques à dynamisme effusif sont rares dans les Andes ! Mais si ce magma est stoppé dans son ascension, il peut cristalliser en profondeur pour former des plutons de gabbros, de tonalites ou de diorites **sans aucune intervention de matériel de croûte continentale**.

Ces granitoïdes sont appelés **granites « M » (M pour Manteau)** dans la classification de **Chappell et White - 1974**. Ils sont également appelés **ATG** (pour **Arc Tholeiite Granite**) et différents des **RTG** (pour **Ridge Tholeiite Granite**) de dorsales.



Éruption du Copahue
(frontière Argentine-Chili - décembre 2012)

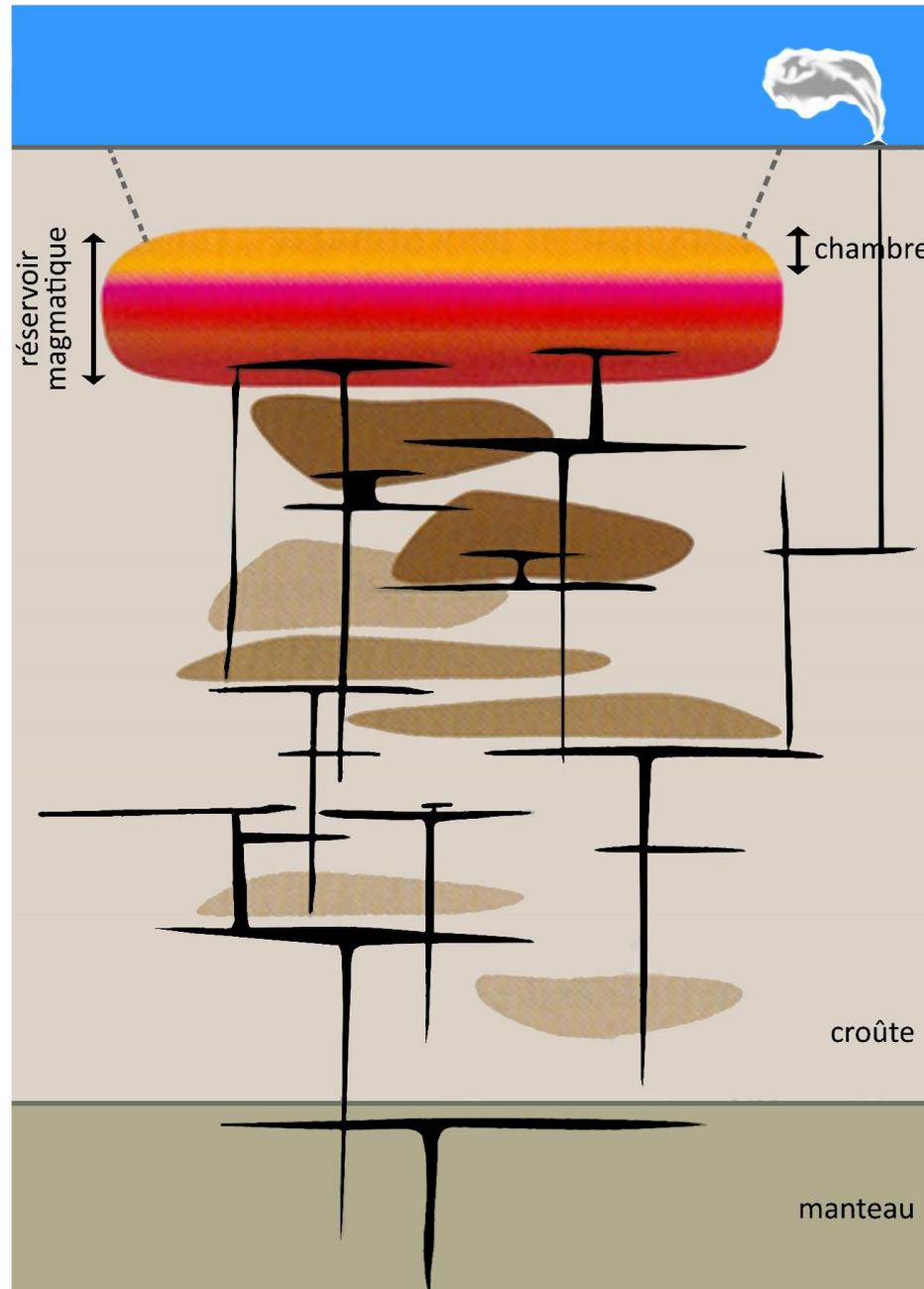


Eruption du Guagua pichincha
(Equateur - 2002)

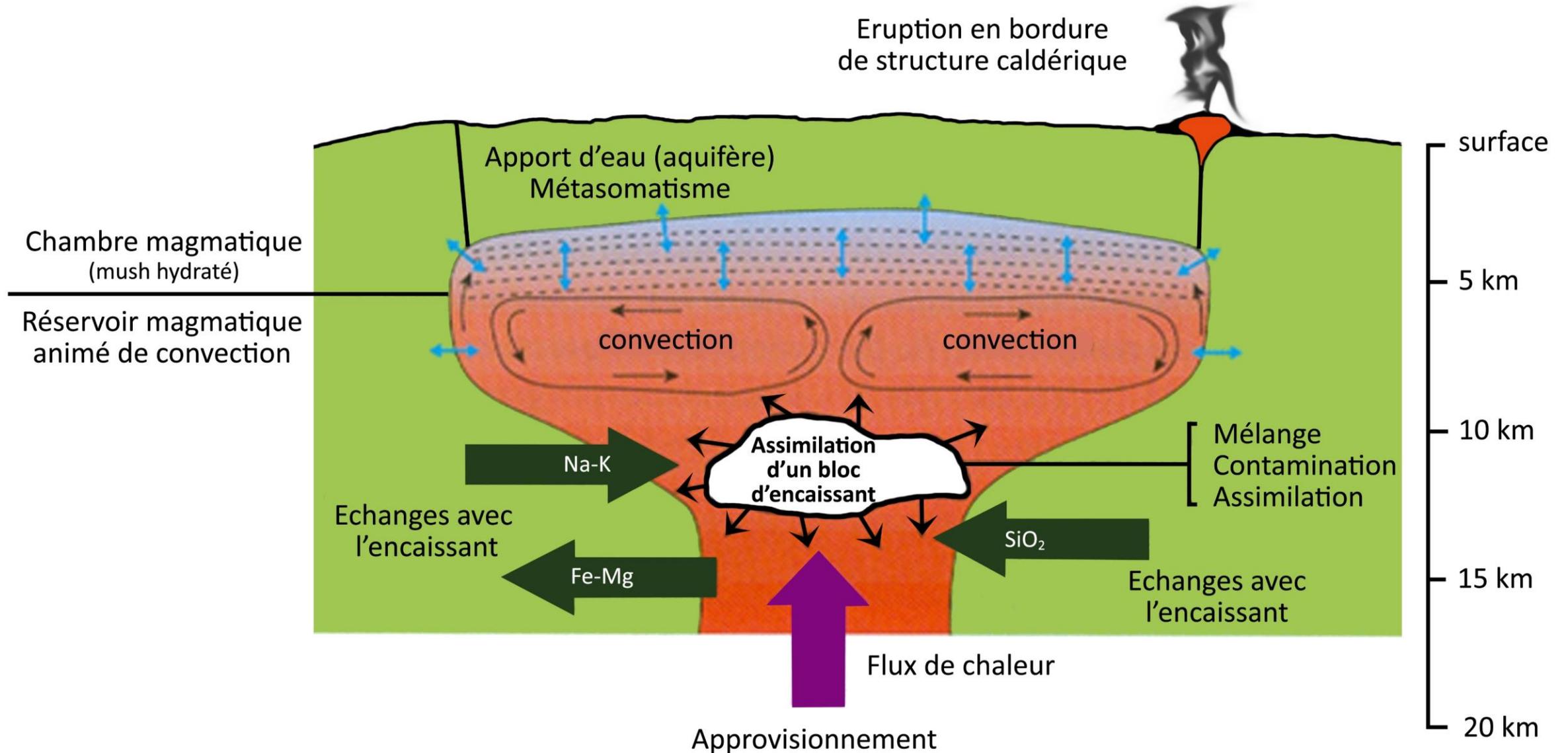
Aspect de la racine andine
(Représentation schématique de la plomberie magmatique dans la croûte continentale)

Remarquer que la plupart des intrusions sont tabulaires et non pas sous la forme de diapir, de ballon.

Cette structure tabulaire des intrusifs évoque un mille feuilles.



Représentation schématique des différentes formes de contamination magmatique dans une chambre magmatique intracrustale



Les deux séries réactionnelles de Bowen

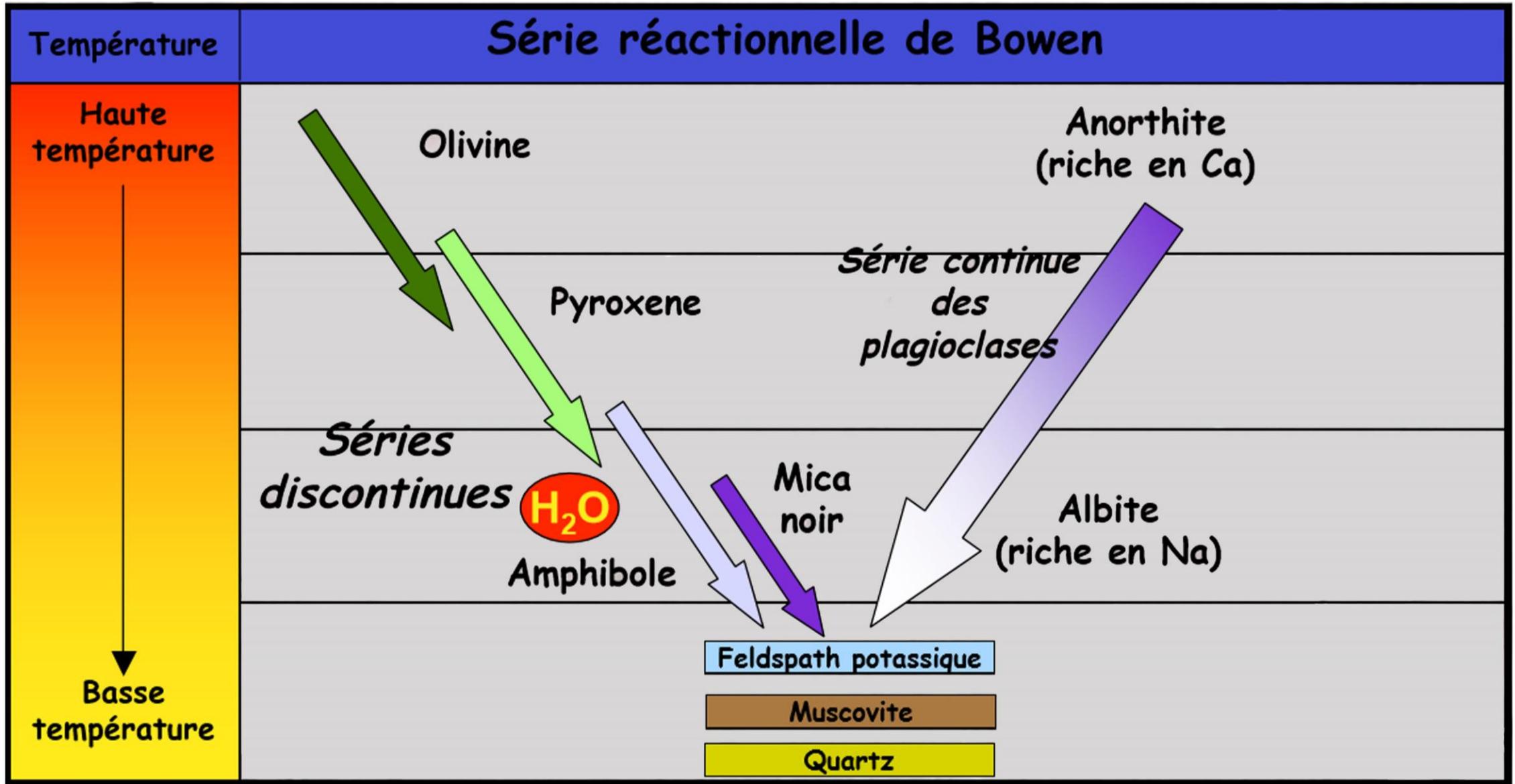
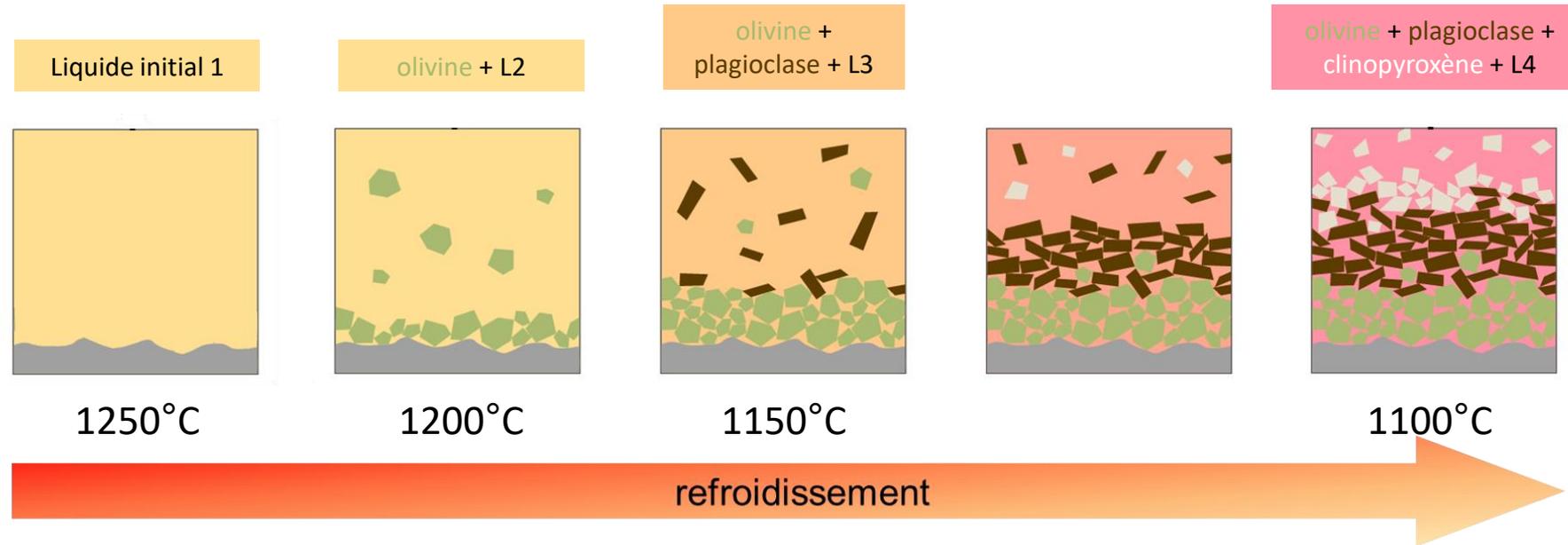
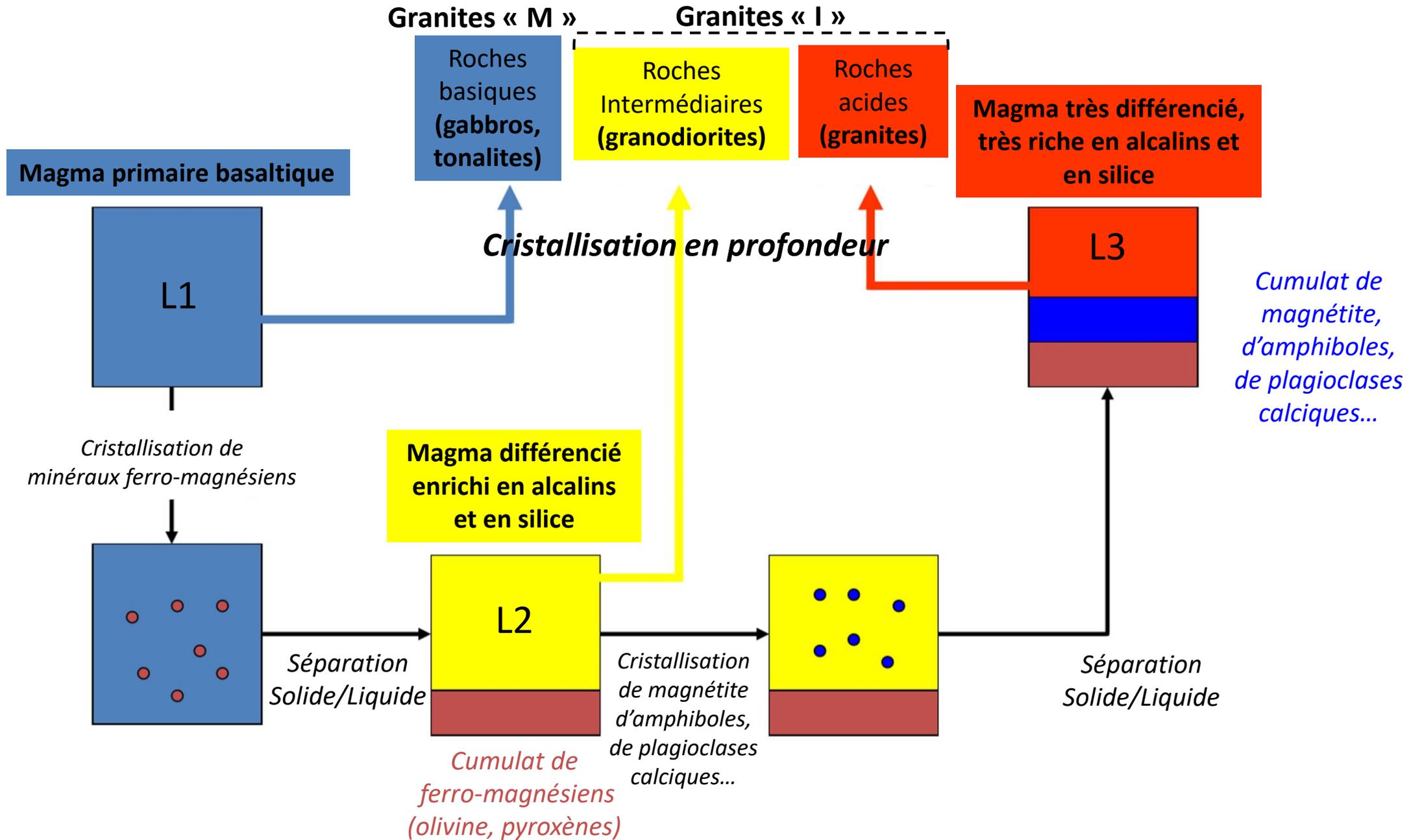


Schéma simplifié de la cristallisation fractionnée d'un magma basaltique dans une chambre magmatique



Si un processus physique sépare les cristaux solides du liquide (sédimentation) et si une petite fraction (supposée constante) de ce liquide est extraite et émise en surface, ils formeront une série volcanique comportant des quantités décroissantes de liquides de L1 à Ln, de moins en moins magnésiens et calciques et de plus en plus riches en silice, en eau et en éléments incompatibles (Na^+ et surtout K^+) non intégrés par l'olivine, les plagioclases et les pyroxènes.

Série magmatique calco-alcaline



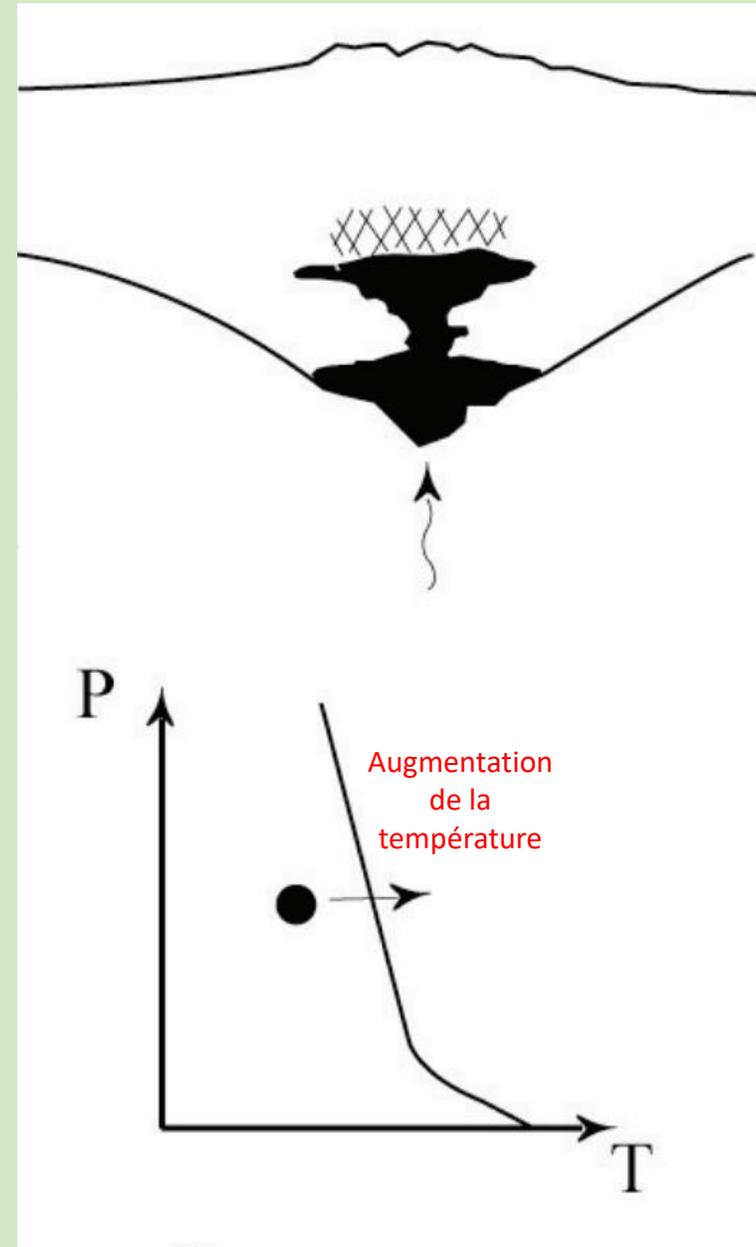
Synthèse

Echauffement de la croûte continentale par le manteau

Dans le cas de tous les grands batholites granitiques de marges continentales actives, l'accumulation de magma mantellique sous le « Moho » (sous-placage crustal ou « underplating ») provoque l'échauffement et l'anatexie de la croûte inférieure.

Les magmas crustaux produits se mélangent aux magmas mantelliques qui sont la cause de leur genèse pour donner des magmas hybrides dont la cristallisation lente, dans la croûte supérieure, produiront essentiellement des granodiorites calco-alcalines.

Ce type d'anatexie crustale par augmentation de la température peut également se produire lorsque d'importants volumes de magmas mantelliques sont injectés à l'intérieur même de la croûte continentale inférieure (« intraplating »).



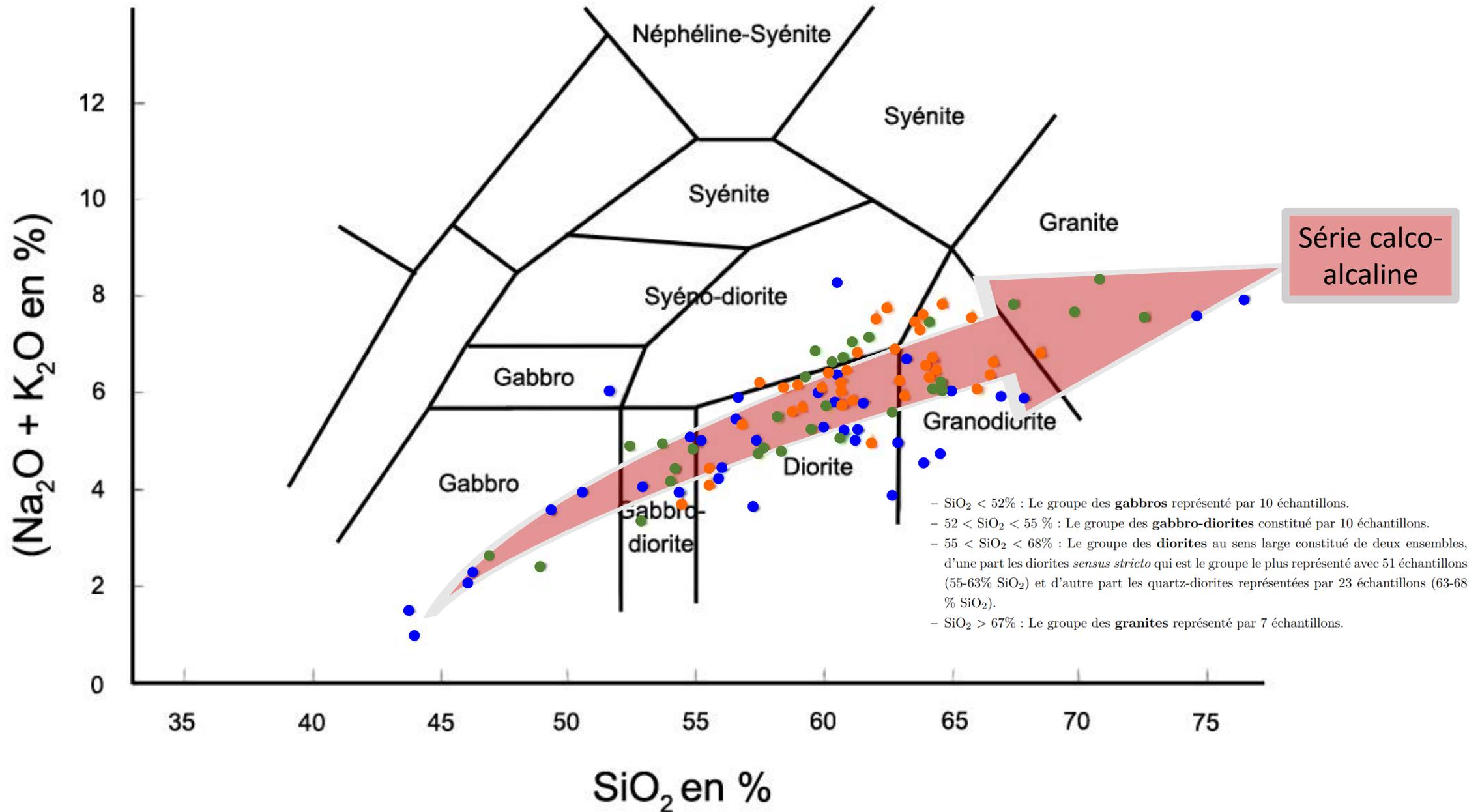
Géochimie des granitoïdes des zones de subduction

**Composition chimique en éléments majeurs
des principales roches plutoniques de marges actives (Région d' Arequipa - Pérou)**

	Gabbro	Gabbro- diorite	Diorite	Granodiorite	Granite
SiO₂	46,1	55,2	57,4	64	76,5
Al₂O₃	18,7	17,05	16,65	16	13
Fe₂O₃	11,75	9,16	8,25	4,1	1,52
CaO	11,25	6,8	6,78	4,91	0,89
MgO	7,22	3,61	3,59	1,48	0,26
Na₂O	1,18	3,1	3,05	2,93	3,13
K₂O	1,3	2,24	2,35	1,98	5,05
Cr₂O₃	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
TiO₂	0,74	0,98	0,8	0,38	0,17
MnO	0,32	0,16	0,18	0,08	0,04
P₂O₅	0,03	0,24	0,14	0,13	0,05
SrO	0,05	0,04	0,04	0,05	0,01
BaO	0,03	0,07	0,06	0,09	0,12
Perte au feu	1,4	0,7	1,2	1,4	0,6
Total	100	99,4	100,5	97,5	101,5

On peut noter l'enrichissement en K₂O et en silice depuis les gabbros vers les granodiorites et les granites. L'enrichissement en potassium (élément incompatible qui reste le plus longtemps possible dans le liquide silicaté) met en évidence un processus de différenciation des magmas (les moins différenciés étant les magmas basaltiques et les plus différenciés ceux qui donnent les granites).

Diagramme TAS de granitoïdes du Massif d'Arequipa (en bleu, roches du Jurassique ; en vert, roches du Crétacé et en orange, roches du Miocène-Paléocène)



Sur le plan chimique, les granitoïdes de zones de subduction sont majoritairement des granites « I » dans la classification de **Chappell et White - 1974**.

Biotite et magnétite sont constantes, l'amphibole très fréquente.

Les granites « I » sont équivalents aux granites métalumineux et faiblement alumineux de la classification de Shand (1943).

Une autre preuve de l'origine mixte des granitoïdes « I »

On peut démontrer autrement l'origine mixte des magmas calco-alcalins.

Formule de la désintégration du Rubidium radioactif en Strontium.

$${}^{87}\text{Sr}(t) / {}^{86}\text{Sr}(t) = [{}^{87}\text{Rb}(t) / {}^{86}\text{Sr}(t)] \cdot (e^{\lambda t} - 1) + {}^{87}\text{Sr}_0 / {}^{86}\text{Sr}(t)$$

C'est l'équation d'une droite donc de la forme : $y = ax + b$. Cette droite est appelée « **droite isochrone** ».

$$\underbrace{{}^{87}\text{Sr}(t) / {}^{86}\text{Sr}(t)}_y = \underbrace{[{}^{87}\text{Rb}(t) / {}^{86}\text{Sr}(t)]}_x \cdot \underbrace{(e^{\lambda t} - 1)}_a + \underbrace{{}^{87}\text{Sr}_0 / {}^{86}\text{Sr}(t)}_b$$

Son coefficient directeur « a » est égal à :

$$a = e^{\lambda t} - 1$$

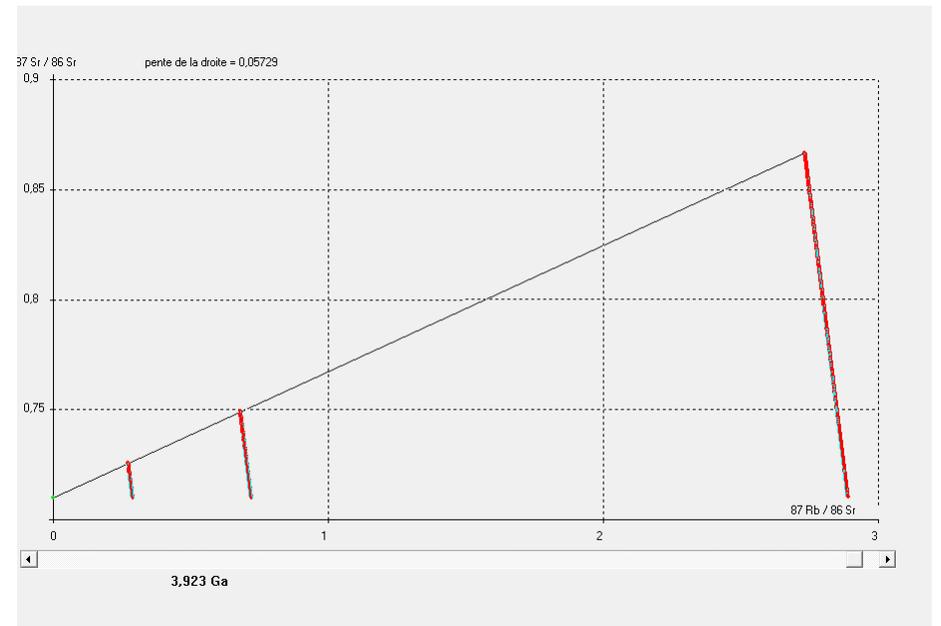
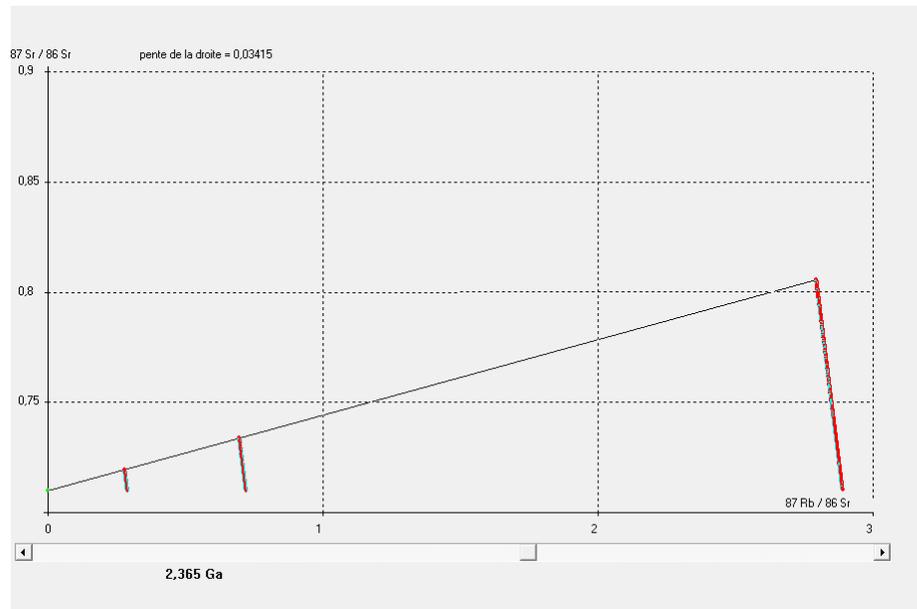
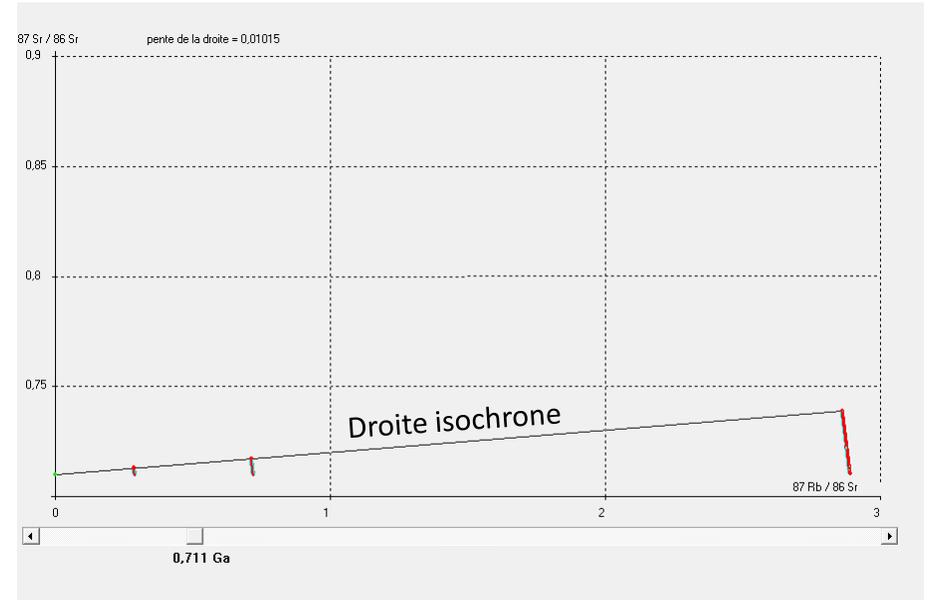
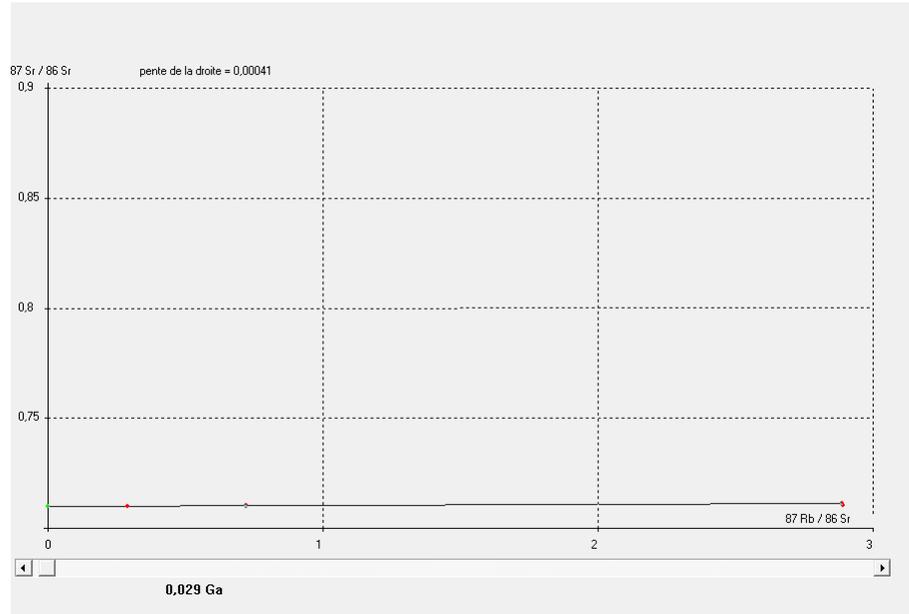
Il est proportionnel à t.

La détermination graphique de la pente donne alors accès à la valeur de t, date de la cristallisation de la roche, de la fermeture du système.

$$a + 1 = e^{\lambda t}$$

puis $\ln(a + 1) = \lambda t$ et $t = 1/\lambda \cdot \ln(a + 1)$ avec $\lambda = 14,2 \cdot 10^{-10} \cdot \text{an}^{-1}$

En d'autres termes, plus le coefficient directeur « a » de la droite isochrone est important et plus la roche est vieille.



Explication de la droite isochrone à $t = 0$

Rappel : Tous les minéraux d'une même roche ont le même rapport $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ à $t = 0$. La droite est par conséquent horizontale, parallèle à l'axe des abscisses.

En revanche, la quantité de ^{87}Rb incorporé varie d'un minéral à un autre : le rubidium entre plus facilement dans la structure des micas (biotite et muscovite) que dans celle des feldspaths (orthose et plagioclases). Les minéraux constitutifs d'une même roche ont donc au moment de leur formation un rapport initial $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$ différent .

Explication de la droite isochrone à un instant t

Ensuite, au cours du temps, le ^{87}Rb se désintègre en ^{87}Sr . Il en résulte que le rapport $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$ va diminuer pour tous les minéraux de la roche alors que le rapport $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ inversement, lui, va augmenter puisque du ^{87}Sr provient de la désintégration du ^{87}Rb . Les points représentatifs se déplacent donc vers la gauche et vers le haut comme le montrent les vecteurs AA' et BB'.

Pourquoi ces deux vecteurs sont-ils parallèles et n'ont-ils pas la même longueur ?

C'est une conséquence de la loi de désintégration radioactive qui, rappel, stipule que le taux de désintégration d'un élément radioactif est proportionnel à sa quantité initiale : une espèce minérale possédant plus de ^{87}Rb qu'une autre se désintégrera proportionnellement en plus grande quantité sur la même durée t .

Avec le temps donc, « x » varie et « y » varie aussi en conséquence ! Mais il y a une grandeur qui ne change pas. C'est « b » ! « b » est une constante.

« b » porte au numérateur la valeur $^{87}\text{Sr}_0$ c'est-à-dire la quantité de Sr initial, le Sr présent au temps 0 au moment de la cristallisation du magma. « b » reflète donc la composition du magma initial dont est issue la roche. « b » signe l'origine magmatique de la roche.

Or, et c'est une donnée de l'évolution géochimique de la Terre, la valeur de « b » est faible dans le manteau asthénosphérique donc dans les magmas d'origine mantellique : valeurs voisines de 0,704 ; en revanche, elle est plus élevée dans la croûte continentale donc dans les magmas granitiques : valeurs voisines de 0,707 voire beaucoup plus (0,730 !).

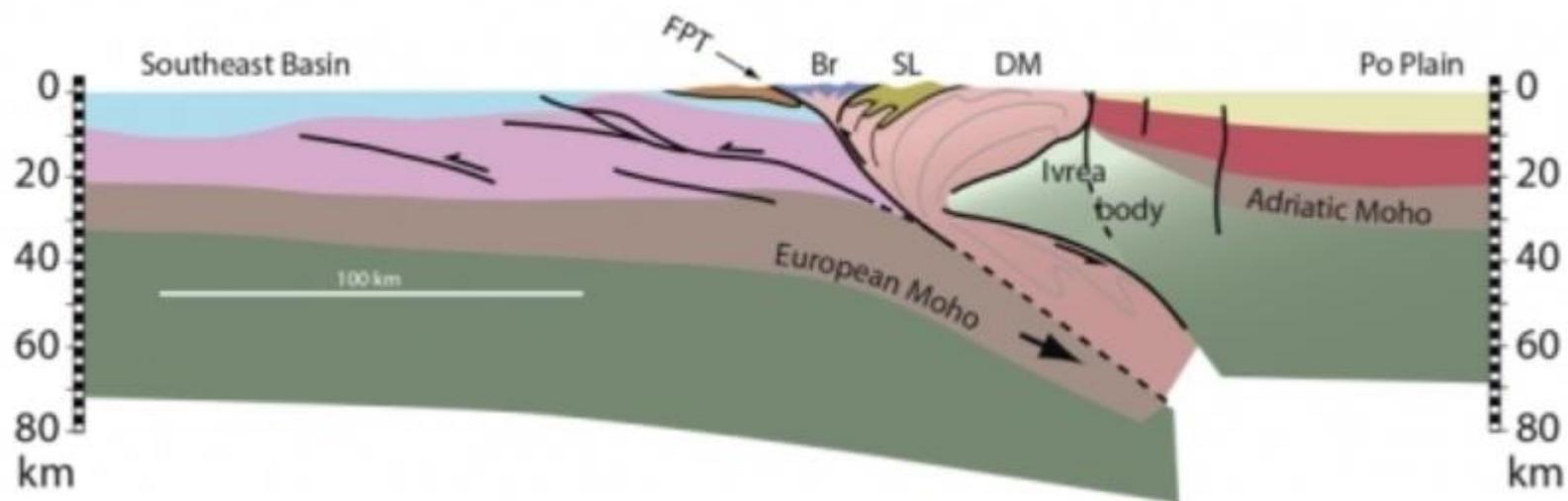
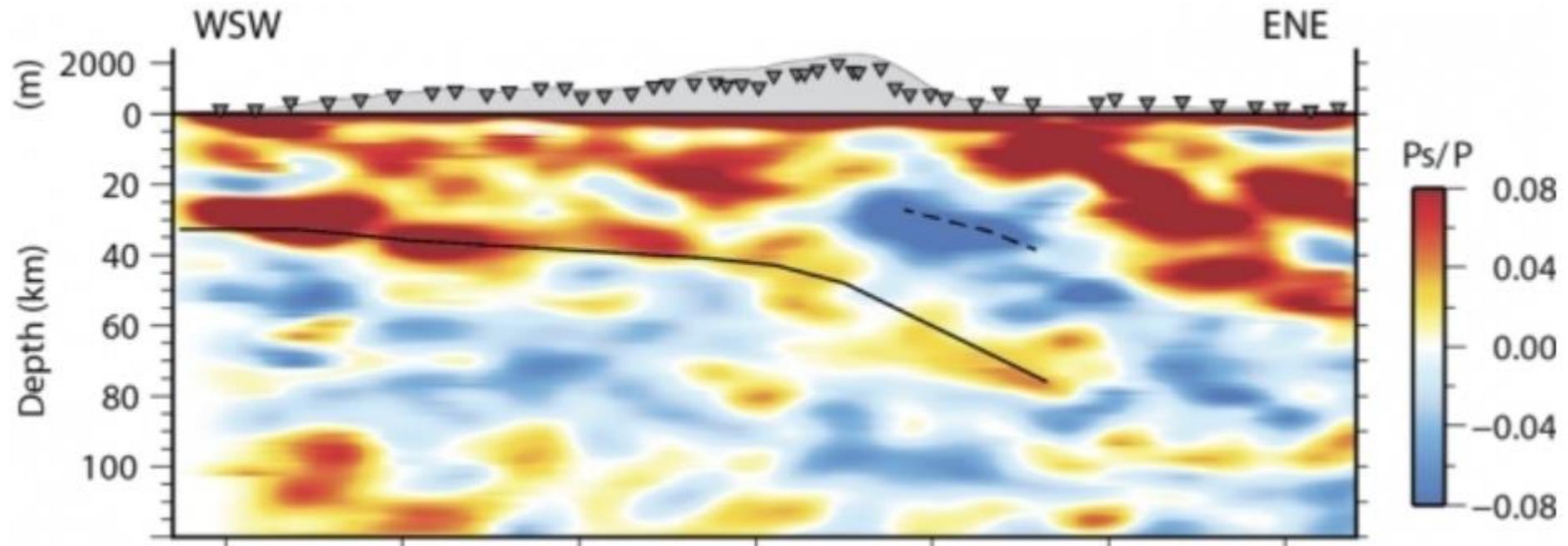
Les magmas calco-alkalins présentent toujours des valeurs intermédiaires entre les deux, signe qu'ils ont bien une origine mixte : à la fois mantellique et crustale.

Valeurs du $^{87}\text{Sr}_0 / ^{86}\text{Sr}(i)$ dans les granitoïdes de la région d'Arequipa : entre 0,705 et 0,711

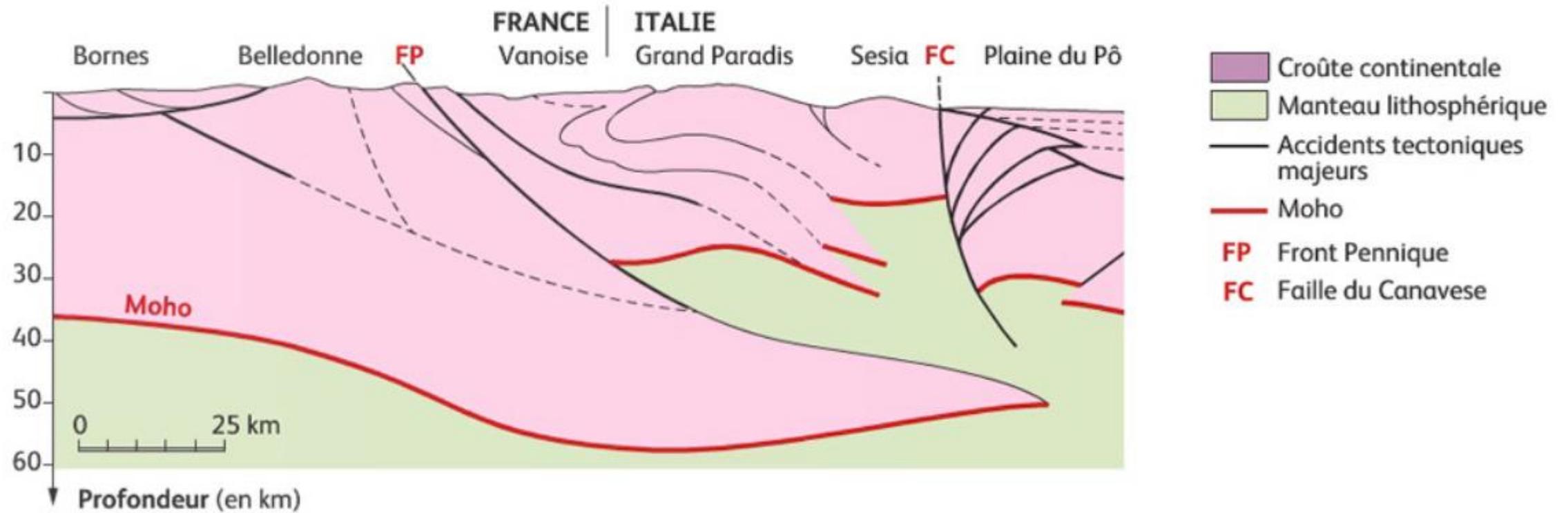
La formation des granitoïdes en contexte de collision

Suite à la collision, la croûte continentale est débitée en lames, en feuillets, en nappes de grandes dimensions, de 5 à 10 km d'épaisseur et qui se chevauchent. Les études sismiques mettent bien en évidence ces réflecteurs horizontaux profonds (diapositives suivantes).

Profil sismique des Alpes



Coupe schématique de la chaîne alpine



La conséquence de tous ces chevauchements est un épaississement crustal important tout simplement par empilement des feuillets. Il se forme ainsi une racine crustale de 60 km d'épaisseur environ ; on a pratiquement l'épaisseur de 2 croûtes continentales ! C'est un peu comme si les deux croûtes : la croûte européenne et la croûte apulienne (africaine) dans le cas des Alpes étaient venues en superposition.

Des feuillets, initialement superficiels, vont s'enfoncer tectoniquement. Ce sont d'autre part des feuillets riches en eau puisqu'ils ont été au contact pendant des millions d'années avec l'atmosphère et l'hydrosphère.

Cet enfouissement tectonique ou sous-charriage va se traduire par une augmentation progressive à la fois de la pression et de la température. Le feuillet va donc subir un métamorphisme le plus souvent de MP et MT. Si le trajet P-T° du feuillet crustal sous-charrié recoupe le solidus hydraté du granite, alors des roches (sédiments et métasédiments) vont fondre partiellement. **C'est l'anatexie.**

Et de grandes masses de granites sont ainsi produites comme le granite de Guéret ou le granite de la Margeride dans le Massif Central.

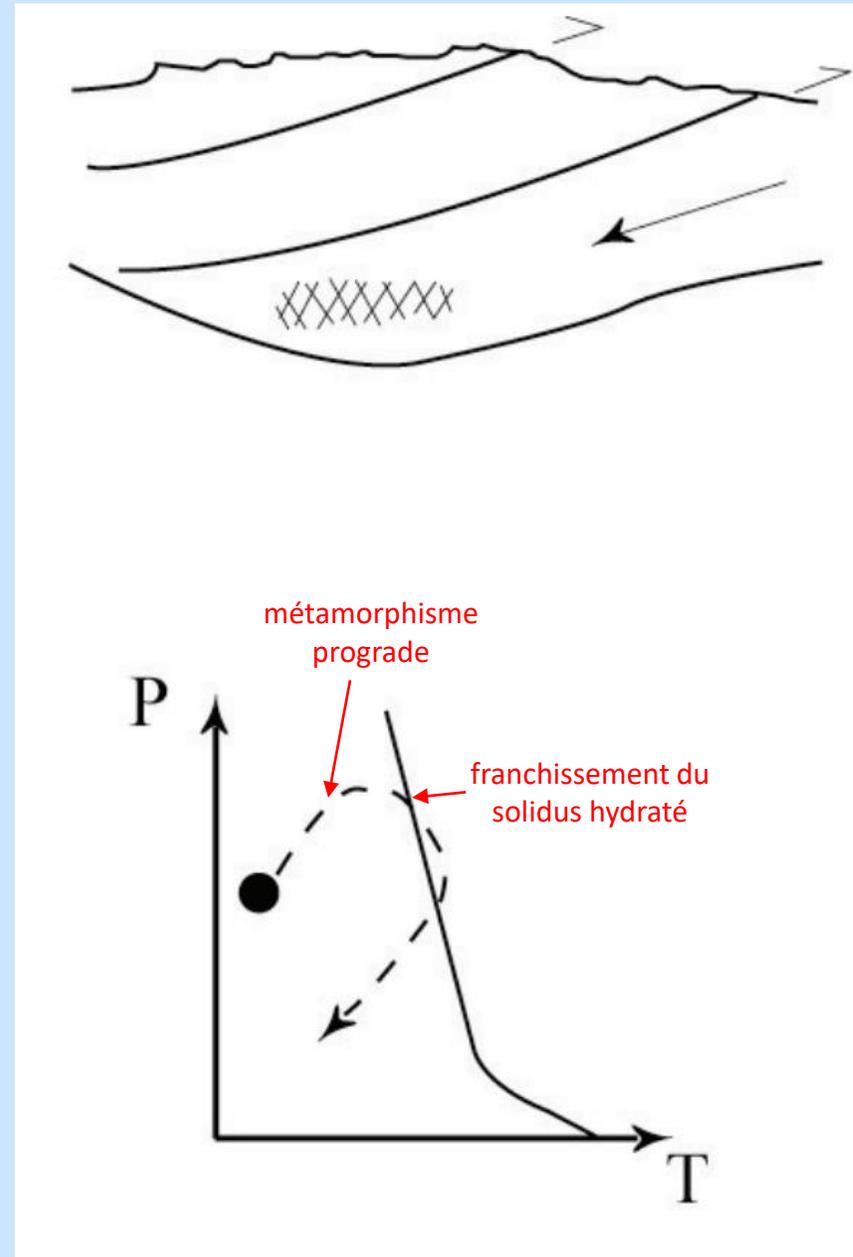
Ce sont des **granites de type « S »** dans la classification de **Chappell et White - 1974 - (« S » pour Sédiments car ce qui va fondre avant tout, ce sont des sédiments de la croûte continentale** qui sont passés auparavant, en s'enfonçant, par toutes les étapes du métamorphisme prograde de MP-MT).

On les qualifie aussi de granites syn-collision ou syn-épaississement.

Synthèse

Enfouissement tectonique ou sous-charriage d'un « feuillet » de croûte continentale ($\nearrow P$ et $\nearrow T^\circ$)

Dans le cas de la chaîne hercynienne (ou varisque) ou de chaînes de montagnes plus récentes (Alpes, Himalaya), l'enfouissement tectonique ou sous-charriage suite à une collision continentale se traduit par une augmentation à la fois de la pression et de la température (métamorphisme de pression et de température intermédiaires). Si le trajet P-T° de la roche crustale recoupe le solidus hydraté, l'anatexie crustale intervient et de grandes masses de granites alumineux sont produites (comme le granite de Guéret ou le granite de la Margeride).



En même temps, cet empilement de « feuillets » de croûte continentale va contribuer à la création **d'anomalies thermiques**.

En effet, lorsqu'il y a sous-charriage d'un feuillet sous un autre, non seulement il y a augmentation de la pression et de la température dans le feuillet sous-charrié comme on vient de le voir, mais il y a en même temps mise en contact le long du plan de chevauchement de la base chaude et plutôt anhydre du feuillet de dessus avec la surface plus froide et plutôt hydratée du feuillet sous-charrié.

Les géologues parlent d'**inversion thermique**.

A une certaine profondeur, au niveau de ces grands plans de chevauchement, toutes les conditions vont ainsi être réunies pour que de l'eau gagne la base du feuillet supérieur, chaude et anhydre. **Par apport d'eau, cette base va pouvoir fondre par déplacement vers les plus basses températures de la courbe du solidus (le solidus anhydre est déplacé vers le solidus hydraté).**

Origines de l'eau :

- L'eau qui va favoriser voire initier la fusion peut se trouver confinée sous forme libre dans des inclusions ou en films à la frontière des grains.

- Cependant, la porosité des roches diminuant de façon drastique sous l'effet de la compaction, la fraction de fluide libre présente dans les roches de la croûte inférieure est très faible. Dans ce cas, l'eau pourra provenir de minéraux hydratés ou hydroxylés comme la biotite, la muscovite et l'amphibole mais aussi de minéraux accessoires comme l'épidote ou l'apatite. Les minéraux hydratés commencent tout d'abord par se désagréger en libérant leur eau pour former un liquide silicaté. Le quartz, les feldspaths et les autres minéraux anhydres sont ensuite dissous dans le liquide.

Ce mécanisme va permettre la production, là aussi, de grands volumes de granites également riches en silice et très alumineux comme ceux du Haut Himalaya ou du Limousin dans le Massif Central.

Ce sont toujours des **granites de type « S »** dans la classification de **Chappell et White (1974)** et **syn-collision et syn-épaississement**.

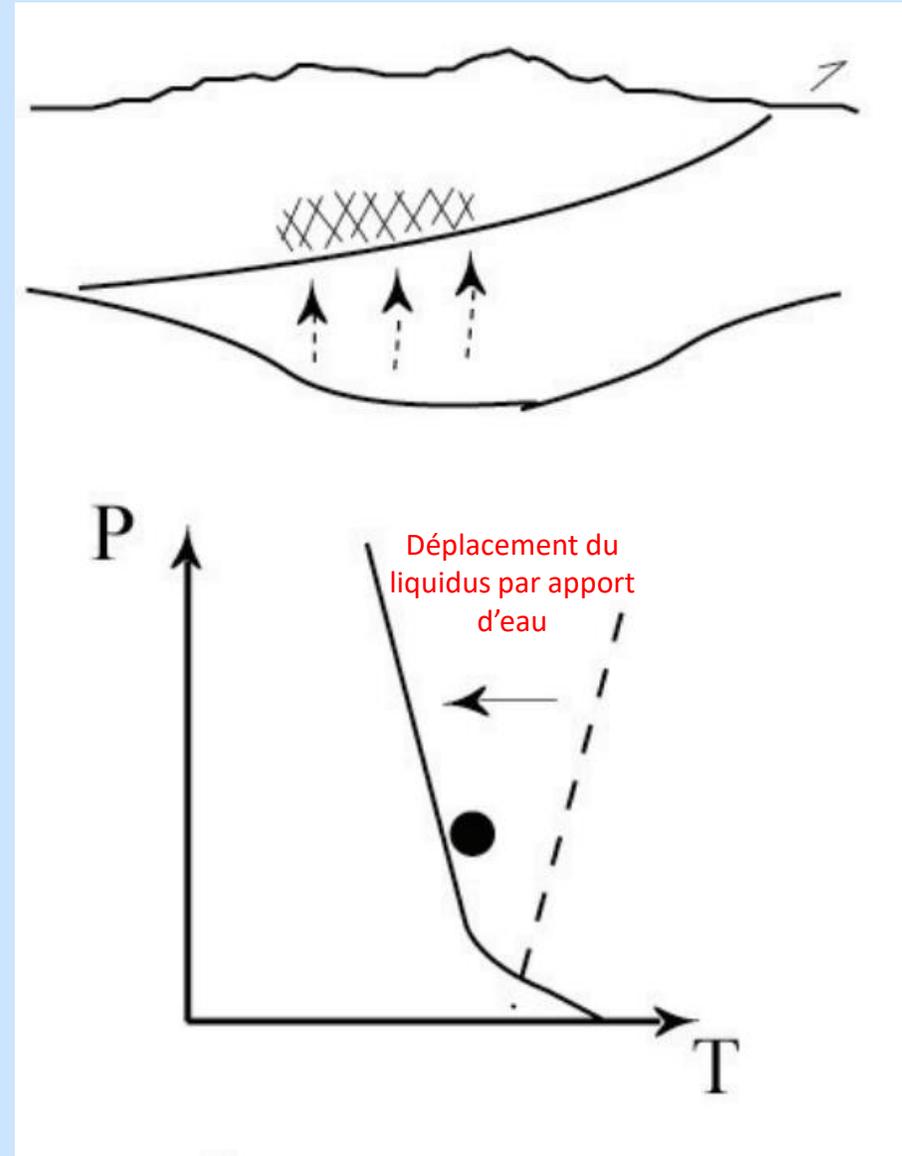
Remarques importantes :

- 1- Certaines réactions du métamorphisme prograde de MP-MT subies par le feuillet sous-charrié peuvent libérer de l'eau.
- 2- L'enfouissement tectonique à la base d'une pile de nappes induit une remontée des géothermes notamment à cause de l'accroissement de la concentration en éléments radioactifs comme l'uranium et le thorium. Dans ce contexte, l'apport de température devient optimal pour induire une fusion après quelques dizaines de millions d'années.

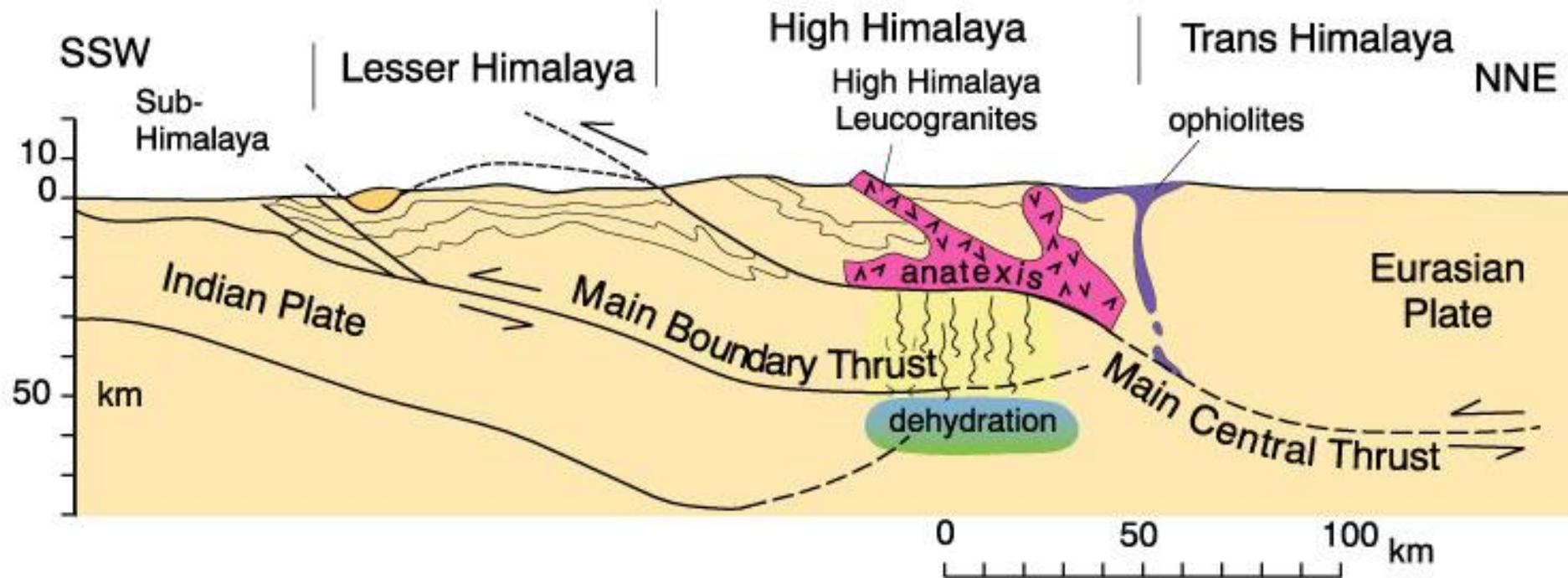
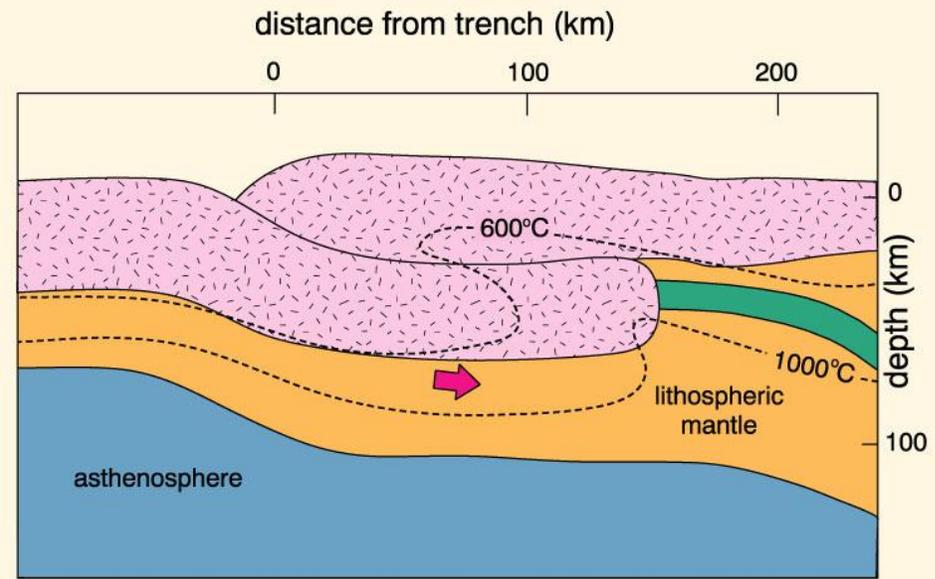
Synthèse

Superposition et hydratation de la base du feuillet supérieur par transfert d'eau depuis le feuillet sous-charrié

Dans le cas de la chaîne hercynienne (ou varisque) du Massif Central, et de façon beaucoup plus spectaculaire dans le Haut Himalaya, le charriage et l'empilement de plusieurs portions de croûte continentale se traduit par la mise en contact de la base chaude d'une portion de croûte continentale avec la surface hydratée d'une autre portion de croûte continentale au niveau des grands plans de chevauchement. Toutes les conditions sont ainsi réunies pour provoquer une anatexie crustale et produire de grands volumes de granites alumineux à deux micas (leucogranites) comme ceux du Haut Himalaya ou ceux du Limousin dans le Massif Central.



Effet « fer à repasser »



Quelques mots sur les granites de type « S »

Ce sont les granites les plus typiques des zones de collision.

Etant issus de la fusion de sédiments, riches en argiles, ils ont conservé certaines des caractéristiques de leur source, à savoir une grande richesse en aluminium.

Ce sont donc des granites (hy)peralumineux dans la classification de Shand - 1943 - (à corindon normatif), l'excès d'alumine leur permettant de renfermer des minéraux alumineux comme la muscovite, la cordiérite, le grenat, la biotite ou la tourmaline.

Ils sont également riches en silice : entre 70 et 75% , pauvres en Ca (<1%) ce qui se traduit par une pauvreté en plagioclases.

De nombreux filons d'aplite, de pegmatite et de quartz leur sont associés ce qui est un signe de l'intervention de l'eau dans leur formation, remarque corroborée par un $\delta^{18}\text{O}$ élevé (> 9‰).

Un autre marqueur géochimique important de ces granites « S » : un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevé (en moyenne 0,710), preuve qu'ils se sont formés à partir de la croûte continentale.

Il convient aussi de distinguer dans ce groupe de granites :

- les granites à muscovite (**MPG** pour **Muscovite Peraluminous Granite**) : ce sont les leucogranites (granites leucocrates à moins de 5% de minéraux ferro-magnésiens) à deux micas (biotite et muscovite). Ils forment en général de petits massifs de qq km . Ce sont des magmas de relativement basse température formés par fusion de roches sédimentaires en présence d'eau.

- et les granites à cordiérite (**CPG** pour **Cordierite Peraluminous Granite**) : ils sont plus riches en ferro-magnésiens et peuvent facilement être des granodiorites. Ils forment de plus grands massifs (plusieurs dizaines de km) et sont formés par fusion à plus haute température par déstabilisation de la biotite.

Il est possible que tout ou partie du magma produit reste mélangé avec le résidu non fondu de la croûte continentale (**formation de migmatites**) et que cette zone de mélange affleure après refroidissement, exhumation par érosion et rééquilibrage isostatique.

Le magma peut aussi se séparer du résidu non fondu, migrer un peu et s'accumuler juste au-dessus de la zone de fusion. **Le granite est alors dit « concordant »** car en équilibre minéralogique et géométrique avec son voisinage.

Si le magma quitte sa zone de genèse et migre haut, il donnera **un granite intrusif et discordant** dans son encaissant.

Bloc diagramme schématique, modélisant les différents types d'intrusions

Plutons allochtones :

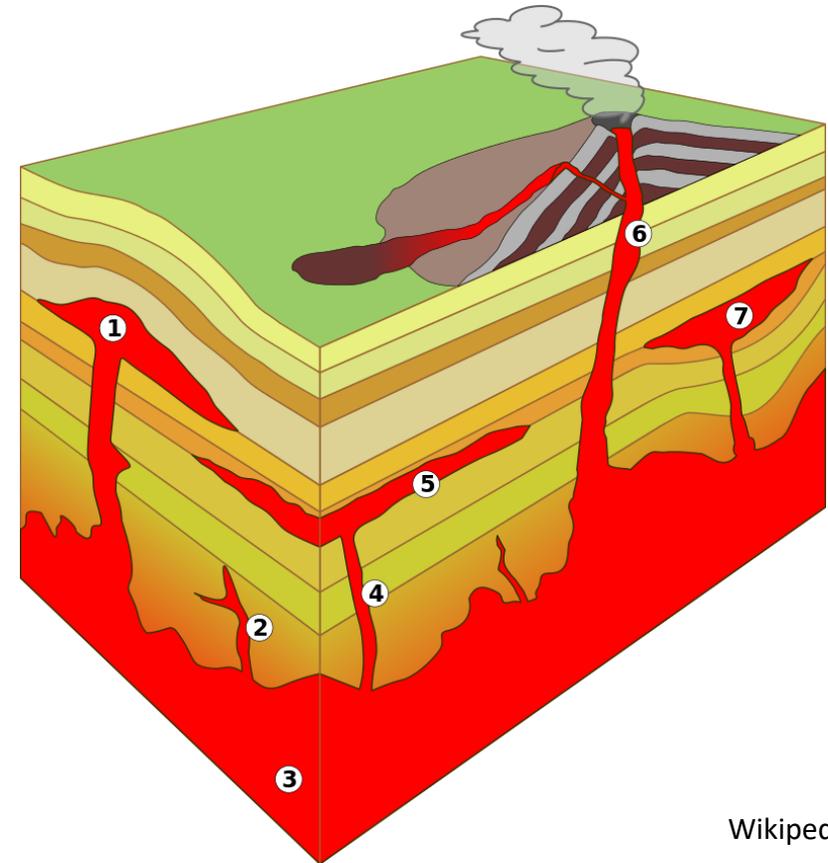
1. Intrusion respectant les lignes de forces de l'encaissant mais en déformant la couche supérieure : **laccolite**.
2. et 4. Intrusion traversant les couches géologiques : **dyke**.
5. Intrusion respectant les lignes de forces de l'encaissant sans déformation : **sill**.
7. Intrusion respectant les lignes de forces de l'encaissant mais en déformant la couche inférieure : **lopolite**.

Plutons autochtones :

3. Domaine des anatexites
Anatexie crustale avec piégeage du liquide in situ, conduisant à une morphologie de **batholite**.

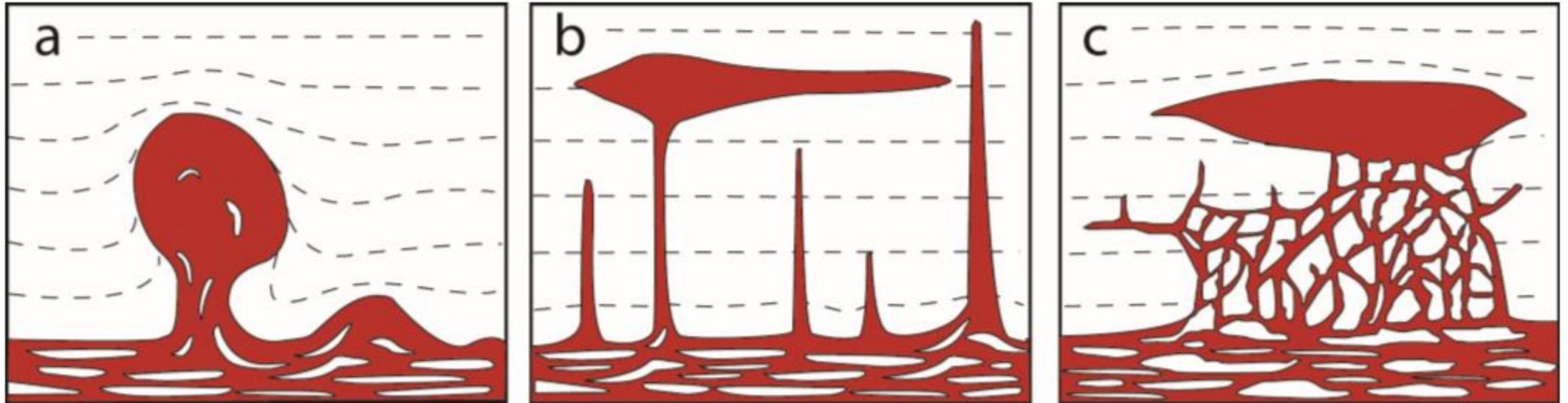
Volcanisme :

6. Cheminée volcanique.



Les mécanismes de remontée et de mise en place des magmas granitiques sont encore très controversés. Cependant, trois hypothèses coexistent :

- les contrastes de viscosité et de densité entre le magma et son encaissant permettent la remontée de magma sous la forme d'un diapir (*figure a*). La vitesse d'ascension est dans ce cas contrôlée par la déformation de l'encaissant. Des morceaux d'encaissant ou des restites peuvent être entraînés lors du transfert.
- l'ascension du magma s'effectue au travers de fractures présentes dans l'encaissant qui servent de drain au liquide : système de dykes (*figure b*).
- le magma peut aussi remonter à travers un espace poreux ou grâce à un réseau de fractures tectoniques ou hydrauliques (*figure c*).



Le batholite de Flamanville et son auréole de métamorphisme de contact



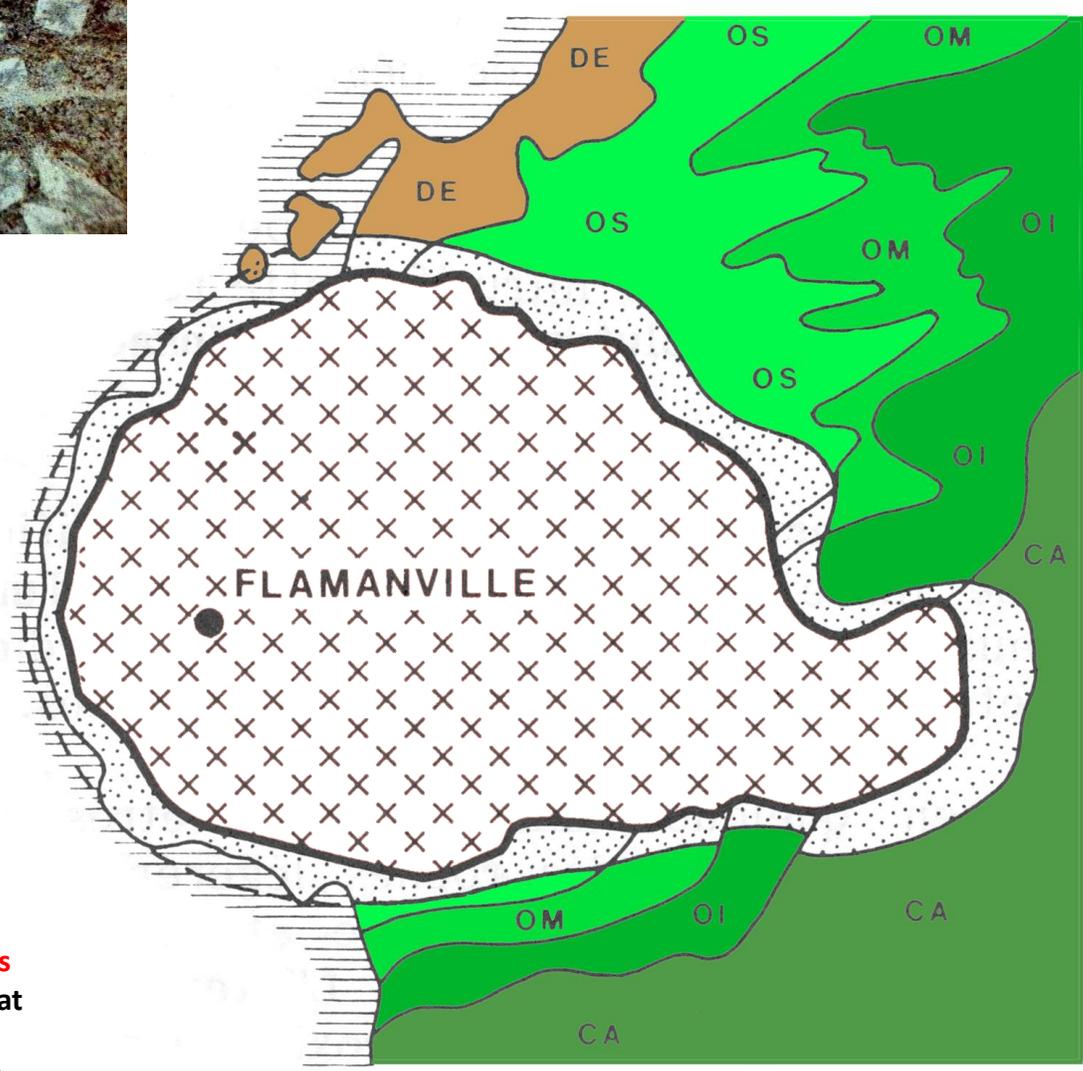
Schistes tachetés à andalousite



« Skarns »
dans les
niveaux
calcaires



Niveaux vert pâle =
cornéennes pyroxéniques
Niveaux vert-foncé =
cornéennes amphiboliques
Niveaux bruns = **lits à grenat
ferrifère** qui vont jusqu'à
former de vraies grenatites.



Le pluton recoupe « à l'emporte-pièce » les séries de grès et de schistes du Cambrien (CA) et de l'Ordovicien (OI,OM,OS) et les schistes et calcaires du Dévonien (DE). **Il est donc post-Dévonien.**

Au contact du granite et sur une largeur d'environ 200 m tout autour de sa limite (zone blanche en pointillés), les roches sédimentaires du Primaire sont affectées de transformations texturales et minéralogiques ± importantes. La zone des roches modifiées a la forme d'une **auréole** qui épouse le contour du granite intrusif et recoupe les limites lithologiques stratigraphiques.

**La formation des granitoïdes en contexte
de distension post-collision
(extension post-orogénique)**

50 à 60 Ma environ après la collision, la croûte supérieure, fragile, se fragmente en panneaux (horsts et grabens) limités par des failles nouvelles ou bien reprenant en extension des discontinuités antérieures.

Des **bassins limniques intra-montagneux** s'individualisent, jalonnant les failles principales, où vont se déposer, en discordance, les produits résultant de l'érosion des reliefs résiduels : pour la chaîne hercynienne (ou varisque), les **bassins houillers carbonifères** (bassin de Chantonnay, Saint-Laurs, Graissessac, Alès, du Sillon Houiller du Massif Central,...) et les **bassins permien**s (Lodève, Saint-Affrique,...), en discordance sur les précédents.

La formation de ces bassins sédimentaires au cœur des chaînes de collision est liée à un désépaississement crustal post-collision.

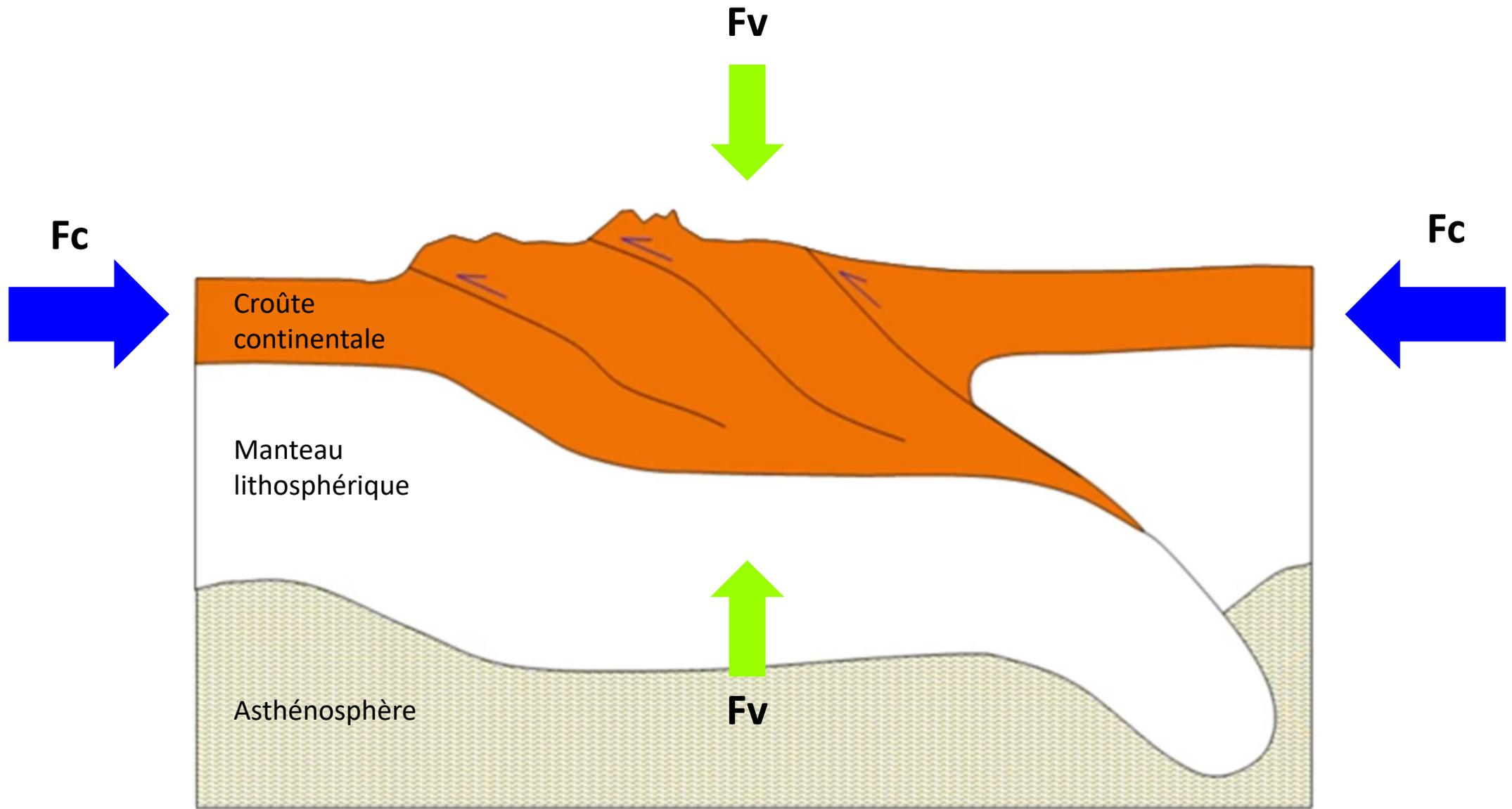
Quel en est le mécanisme ?

Le mouvement de convergence des plaques engendre des forces compressives horizontales F_c sur les roches qui créent un relief et une racine crustale.

Dans le même temps, les roches sont soumises à des forces verticales (forces de volume F_v) liées au poids des reliefs (force dirigée de haut en bas) et à la poussée d'Archimède (force dirigée de bas en haut) s'exerçant sur la racine.

Au début de la collision, les forces de compression F_c l'emportent sur les forces de volume F_v .

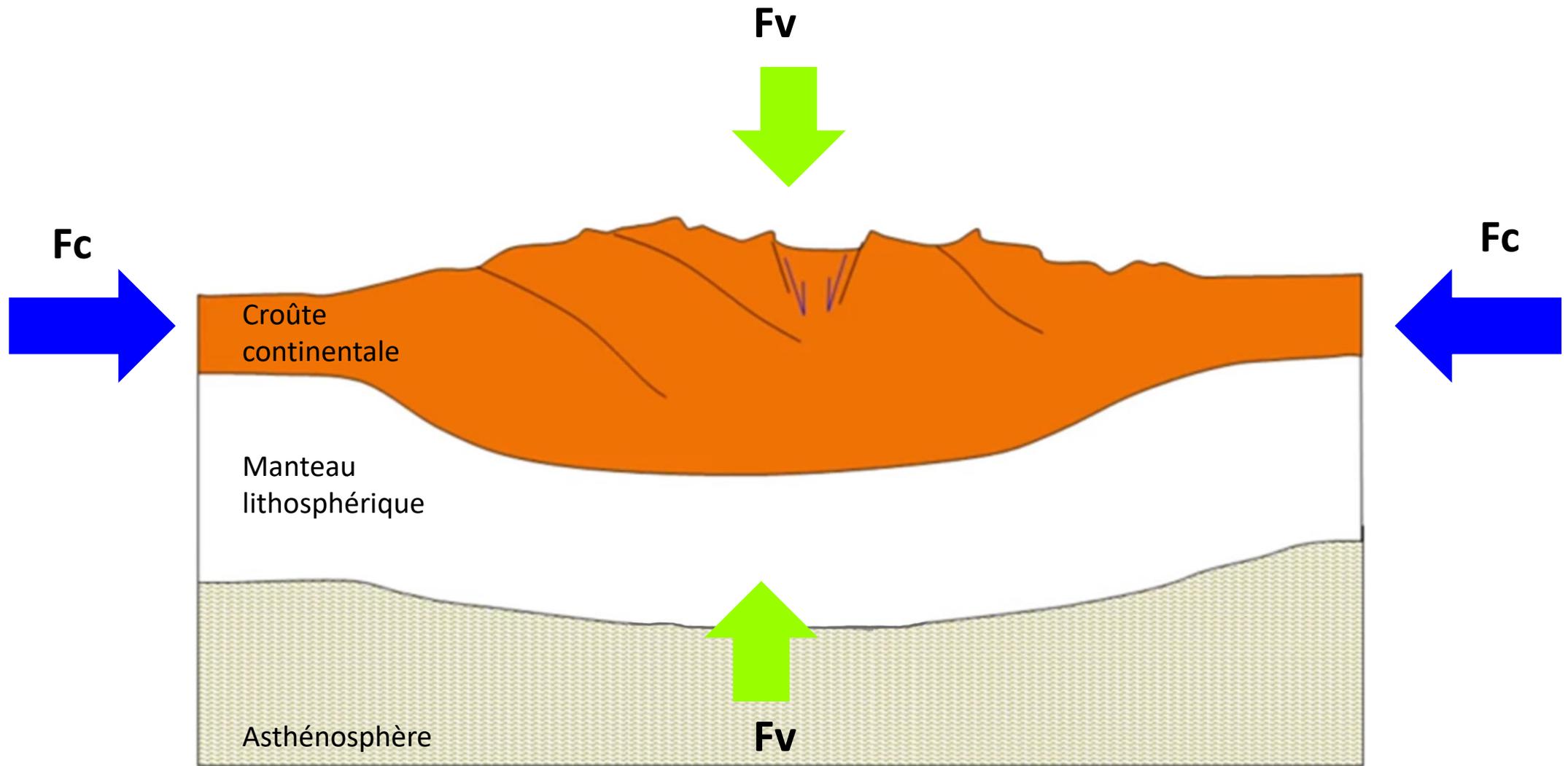
$$F_c > F_v$$



$F_c > F_v$

Puis la collision avançant, les reliefs devenant de plus en plus importants, les forces de volume F_v augmentent et finissent par égaler les forces de compression F_c au maximum de l'épaississement crustal.

$$F_c = F_v$$



$$F_c = F_v$$

Épaississement crustal maximal

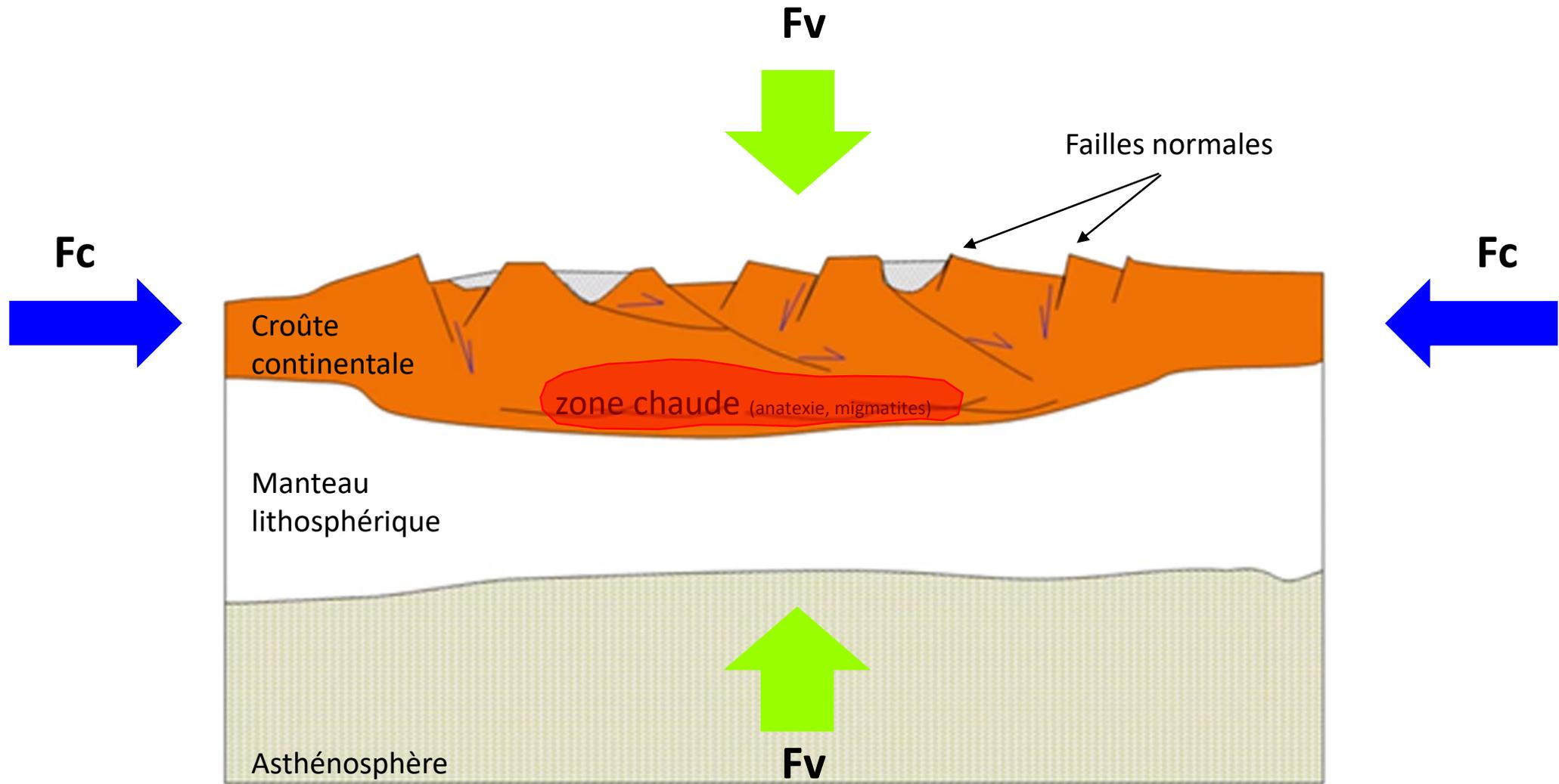
La croûte, devenue très épaisse, se réchauffe, en particulier sa racine, riche en éléments radioactifs.

L'épaississement crustal engendré par la collision continentale induit donc un déséquilibre du géotherme. La base de la croûte épaissie atteint alors des températures supérieures au solidus de la plupart des roches crustales. Elle devient le domaine des migmatites et de l'anatexie et des plutons s'y forment par fusion partielle.

En contexte de collision continentale, les manifestations magmatiques résultent essentiellement de l'anatexie crustale ; les migmatites ou les granites sont ubiquistes dans les systèmes orogéniques nés de la convergence lithosphérique et en constituent un des marqueurs majeurs.

Devenue très chaude, la racine finit par perdre de sa résistance, devient plus plastique, plus ductile et comme elle est soumise à une forte compression verticale (le poids de la chaîne), elle s'étire latéralement, elle flue.

Instable, la chaîne « s'effondre » littéralement sous l'effet de sa propre masse.



$$F_c < F_v$$

L'extension se propage vers la périphérie de la chaîne qui s'effondre

Un régime extensif s'installe dans la partie interne de la chaîne dès que les forces de volume F_v deviennent supérieures aux forces de compression qui s'exercent en limites de plaques.

Cet étirement entraîne une distension de la croûte inférieure.

La croûte supérieure, froide et fragile, réagit en se cassant. Cela va se traduire par la formation de grabens ou demi-grabens et l'ouverture des bassins.

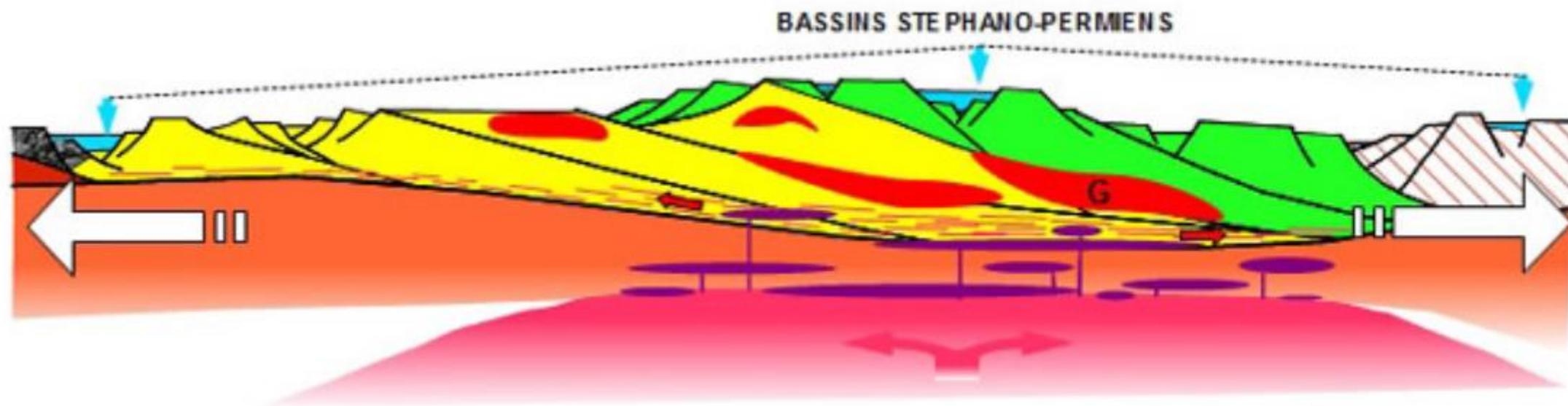
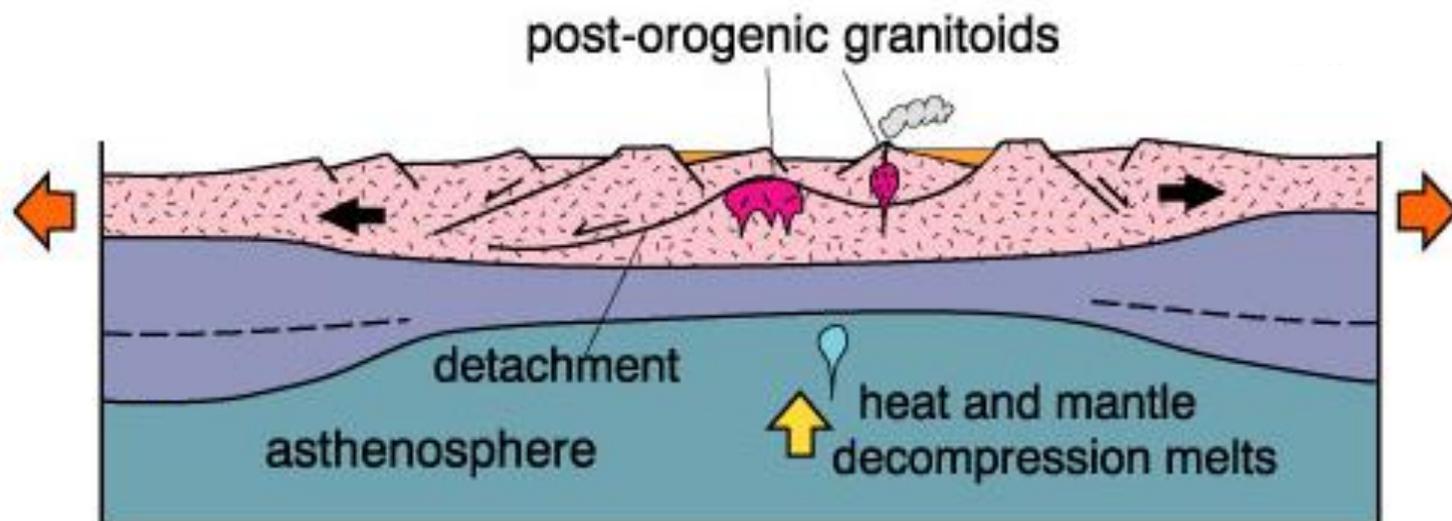
Et L'érosion se poursuit en surface.

En un mot, toute la croûte s'amincit progressivement : **on parle d'extension tardi-orogénique** ce qui conduit à une remontée du manteau sous-jacent pour rétablir, mais avec retard, l'équilibre isostatique.

La remontée adiabatique du manteau fait qu'il peut fondre partiellement. L'abondant magma produit entraîne une augmentation de température de toute la partie inférieure de la croûte continentale et sa fusion partielle. Le magma mantellique peut éventuellement, au cours de son ascension, se différencier et/ou être contaminé par la traversée de la croûte continentale. Il peut aussi se mélanger au magma provenant de la fusion de la croûte continentale.

Les magmas remonteront sous la forme de diapirs ou de « **dômes migmatitiques** ».

Remarque : Le désépaississement crustal peut concerner des surfaces très importantes et le fluage de la racine s'avère être le moyen le plus efficace et le plus rapide pour ramener la croûte à son épaisseur normale (30 km, profondeur du Moho).



Deux autres mécanismes sont évoqués pour expliquer l'extension post-collision : la délamination crustale et le slab break-off qui font intervenir tous deux le manteau asthénosphérique.

- La délamination crustale

A la suite de l'épaississement crustal lié à la convergence puis à la collision continentale, la croûte inférieure subit une éclogitisation et donc une augmentation de densité qui amène son enfoncement dans le manteau. On parle donc de délamination crustale.

La racine froide est alors remplacée par du manteau asthénosphérique relativement chaud et susceptible de subir une fusion partielle par décompression adiabatique lors de sa remontée.

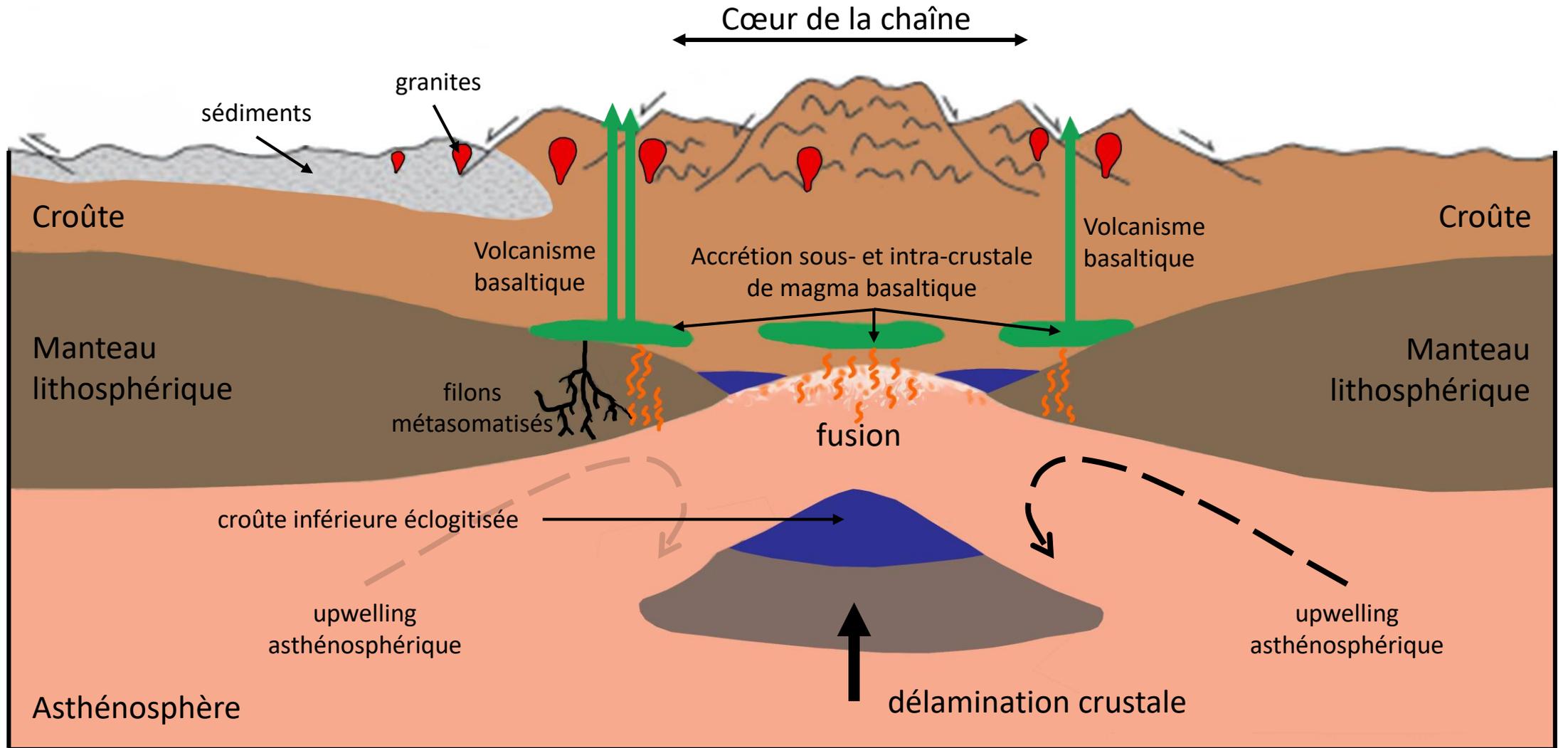
A la suite de délamination crustale, interviendrait une phase extensive de la croûte continentale sus-jacente ainsi que des épisodes magmatiques conséquents.

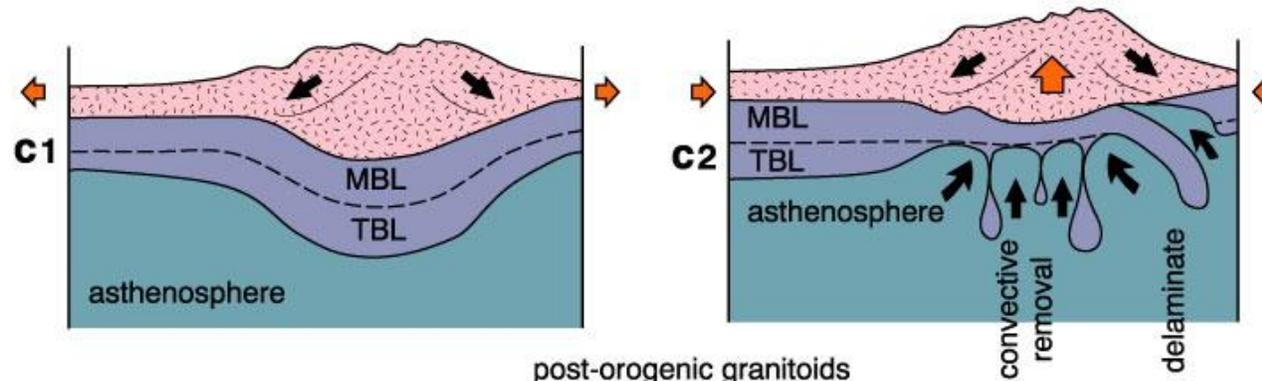
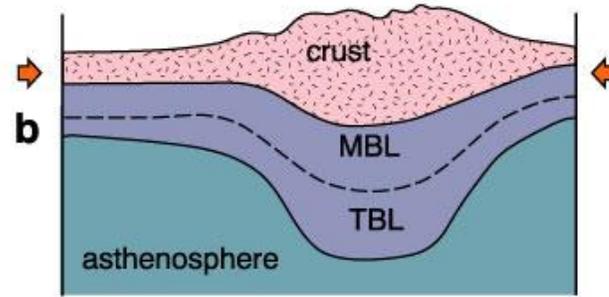
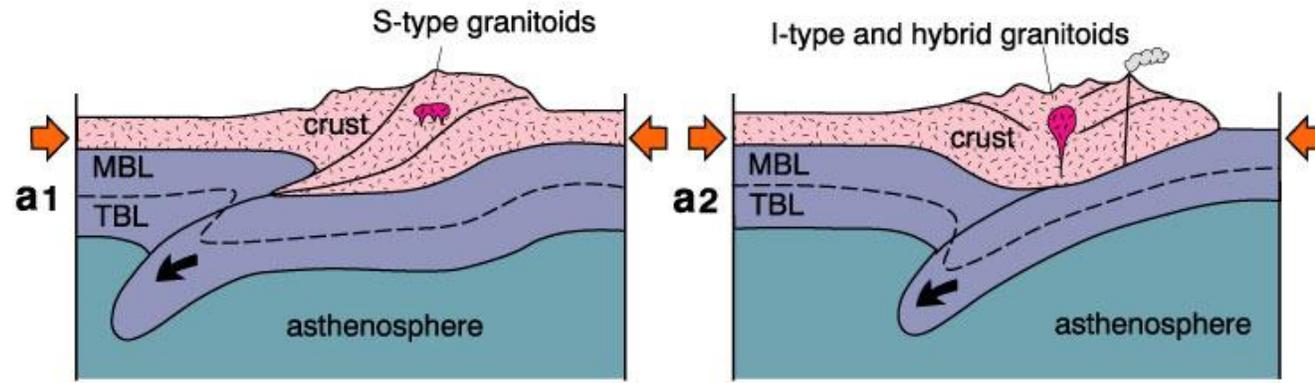
Une partie du matériel crustal qui a sombré dans le manteau serait ensuite dispersée par la convection mantellique et susceptible d'être « réinjectée » dans la croûte lors d'épisodes magmatiques.

- Le détachement du slab ou « slab break-off »

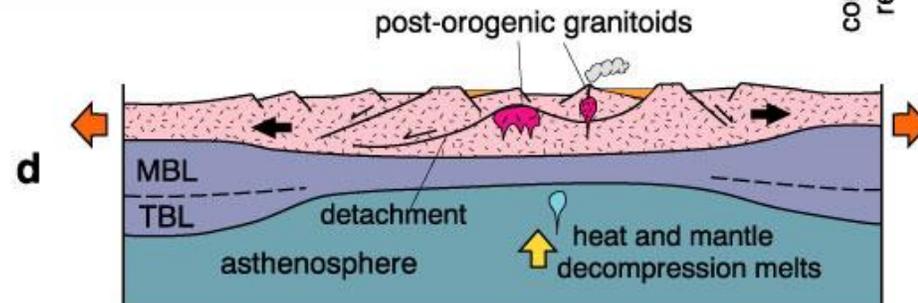
La remontée du manteau asthénosphérique sous la plaque chevauchante serait ici la conséquence d'une rupture de la lithosphère plongeante en fin de collision.

La délamination crustale

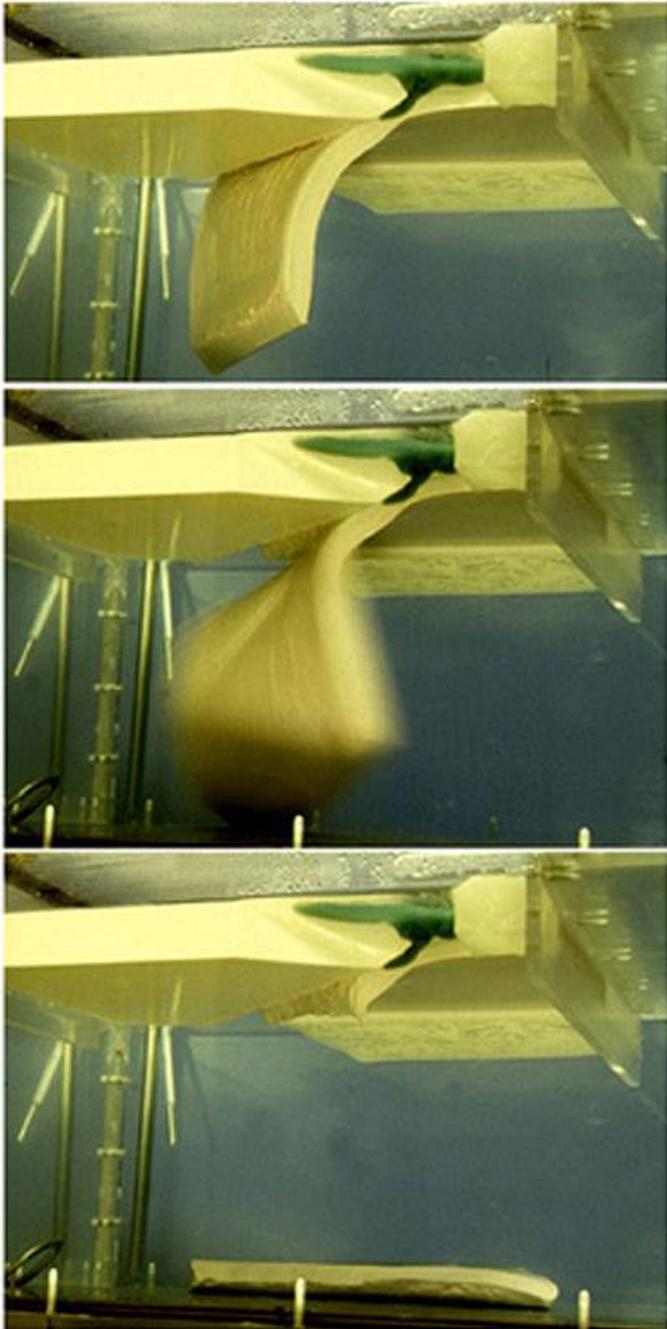




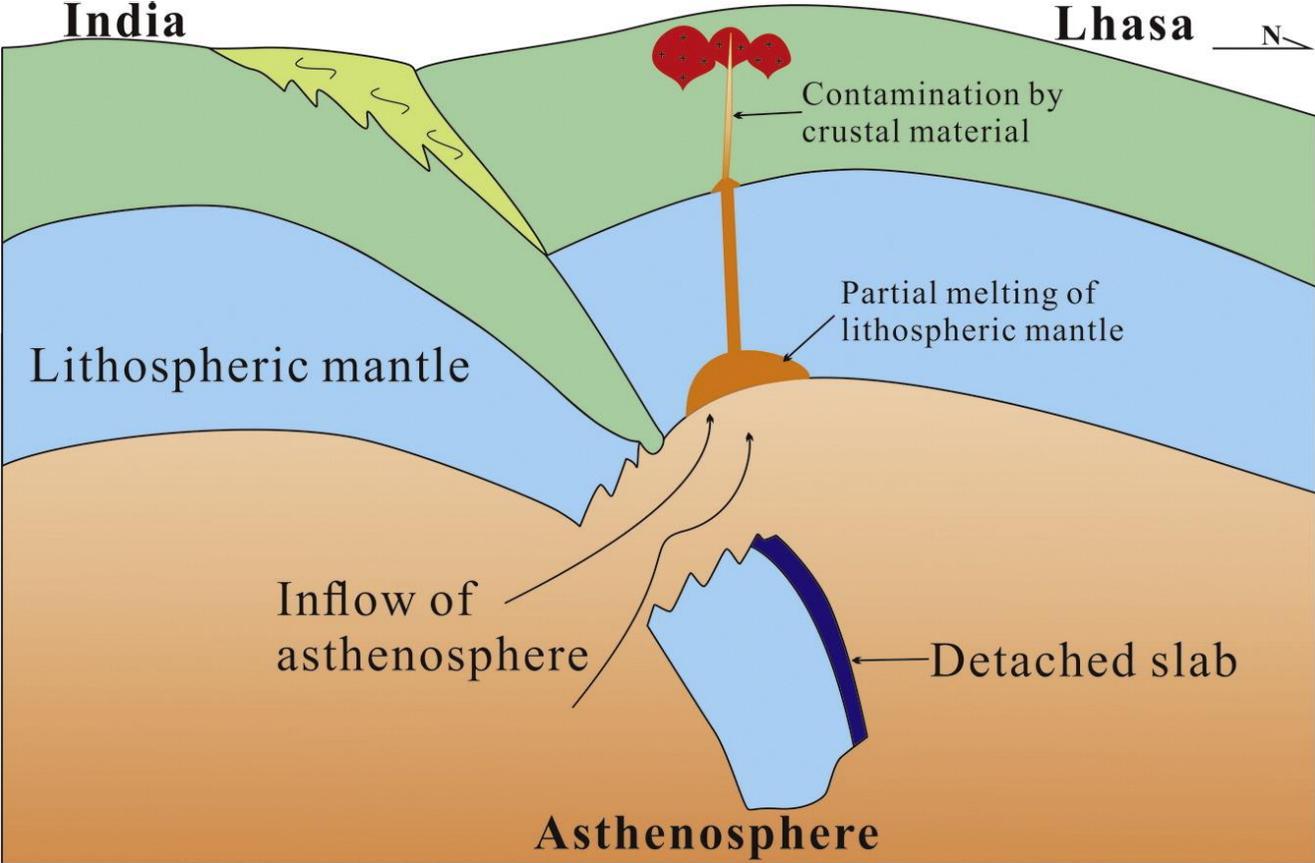
Stade illustrant la délamination
crustale et la remontée (= upwelling)
du manteau asthénosphérique



Le détachement du Slab ou « Slab break-off »



Slab break-off (Chemenda et al., 2000)



D'après X. Ma, Z. Xu et J. Meert - 2016

Les granites formés dans ce contexte de distension post-collision sont très variés : surtout de type « I » et « S » dans la classification de **Chappell et White - 1974** - et métalumineux ou peralumineux dans la classification de **Shand - 1943** .

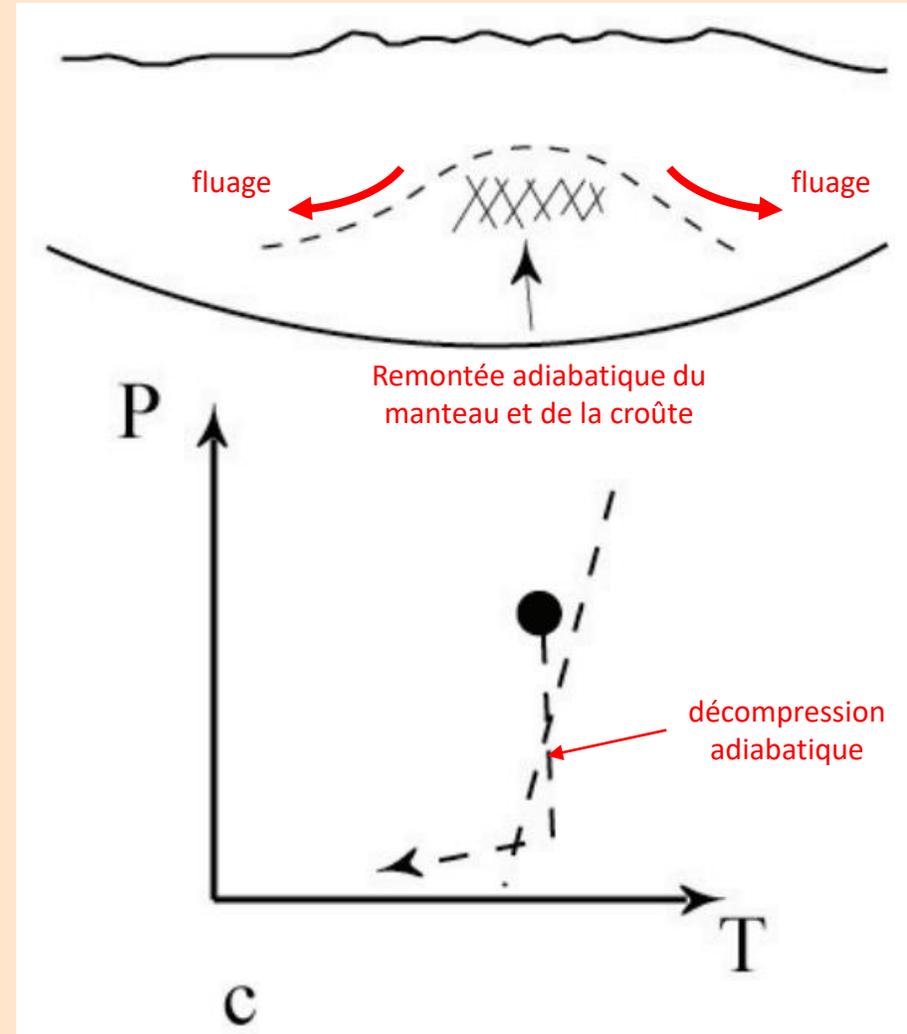
Synthèse

Fusion par décompression adiabatique de la racine crustale en contexte de désépaississement post-collision

Dans le cas de la chaîne hercynienne ou varisque, postérieurement à l'épaississement crustal, la racine solide et anhydre est portée à des températures supérieures à 800°C en fin d'histoire orogénique. Dans ces conditions thermiques extrêmes, la racine perd de sa résistance, devient ductile et s'étale.

La chaîne « s'effondre » : dans la croûte supérieure, des bassins intra-continentaux (par exemple des bassins houillers du Carbonifère) s'ouvrent sur des failles normales, alors que la croûte inférieure flue latéralement et fond. Par rééquilibrage isostatique, le manteau asthénosphérique remonte et pousse la croûte vers le haut.

La décompression adiabatique de la croûte profonde génère une anatexie crustale produisant des dômes granitiques et migmatitiques (cas du Dôme du Velay ou de la zone axiale de la Montagne Noire au Sud du Massif Central).



Les granitoïdes de dorsales océaniques
(RTG pour Ridge Tholeiite Granite)

Ils sont très voisins des granites « M » de marge active (Andes) encore appelés **ATG** (pour **Arc Tholeiite Granite**).

Les granites tholeiitiques de dorsale ou **RTG** (pour **Ridge Tholeiite Granite**) forment de toutes petites poches dans la croûte océanique, n'excédant que rarement quelques dizaines de mètres de diamètre.

Les roches sont dominées par un plagioclase. Ce sont les tonalites, les plagiogranites et les trondjhémities dans la classification de Streckeisen.

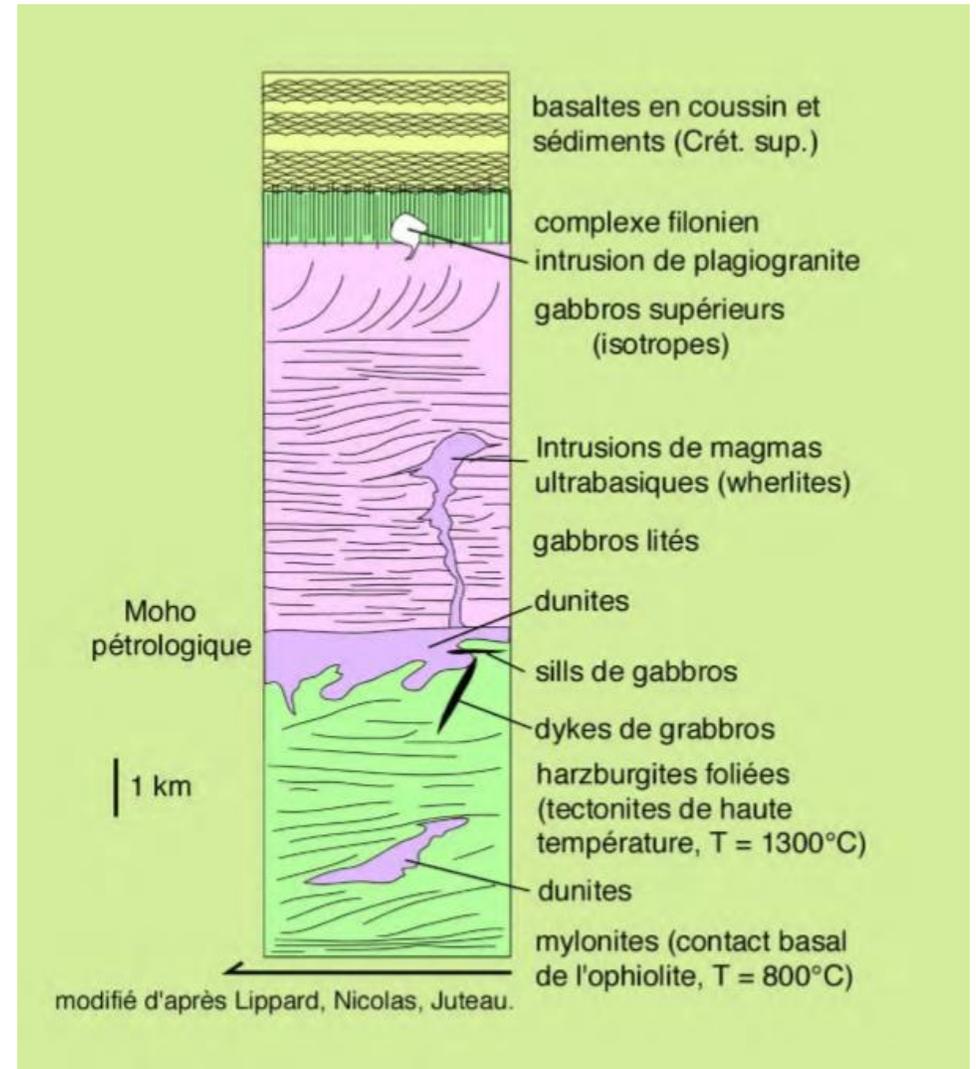
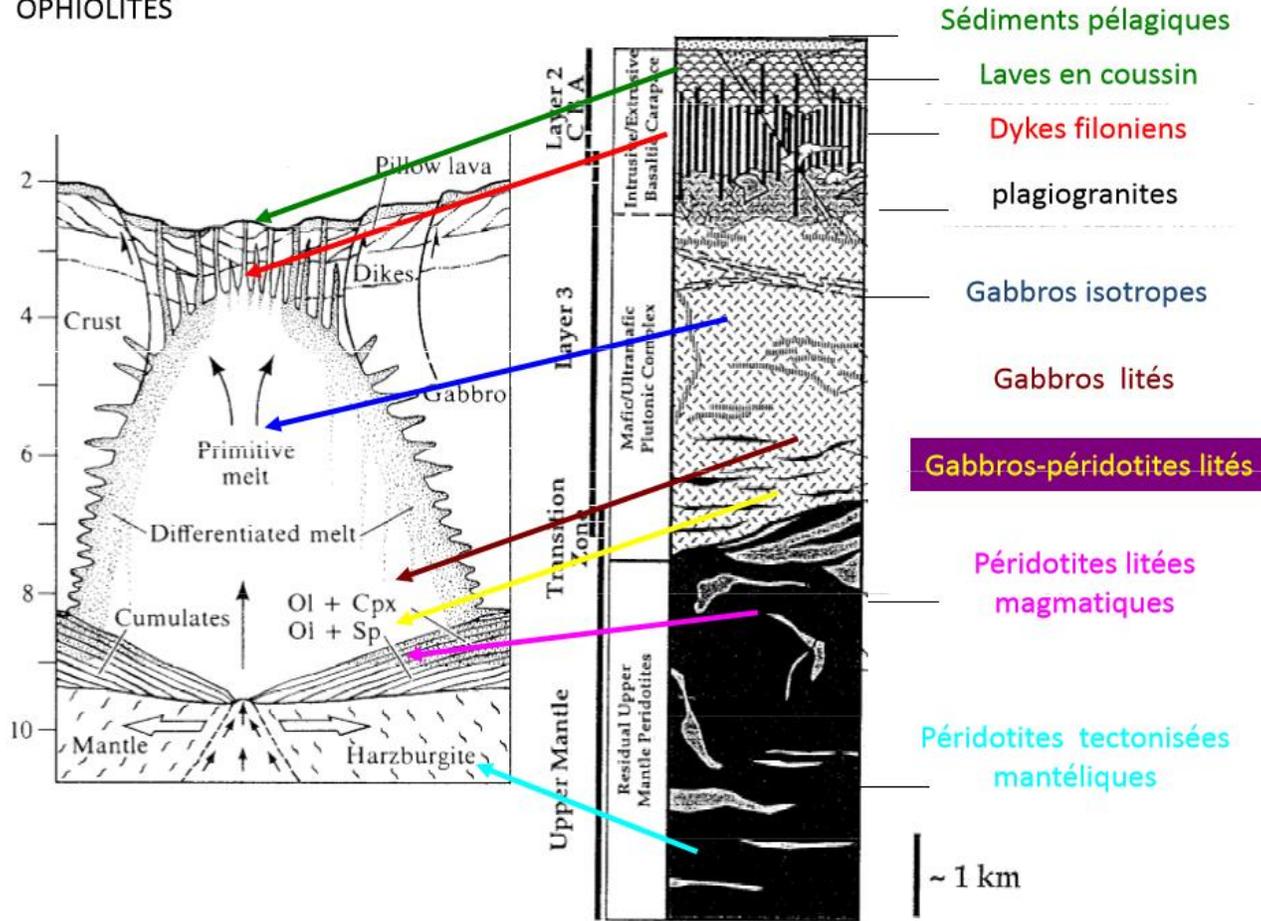
En dehors de cette singularité, ces granites ne présentent pas de minéraux particuliers.

Ils se forment par ultra-différenciation des magmas basaltiques dans les chambres magmatiques des dorsales.

L'exemple le plus célèbre en France est le plagiogranite du **Complexe ophiolitique du Chenaillet** dans les Hautes-Alpes.

Un exemple vendéen non moins célèbre ! **le plagiogranite du Logis de la Chabotterie**.

OPHIOLITES



Le Complexe ophiolitique du Chenaillet



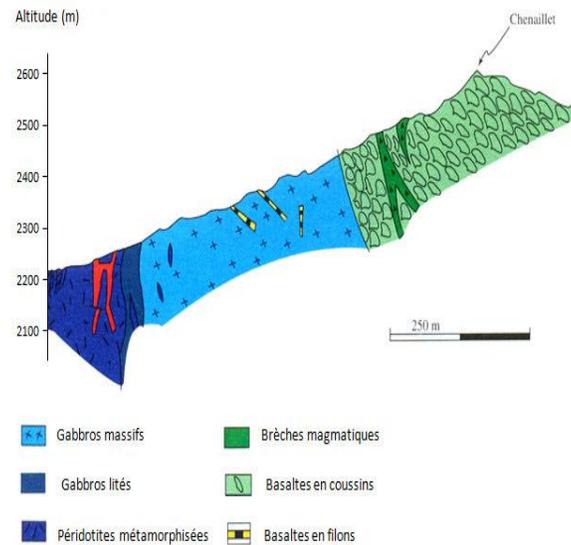
Contact Péridotite - Gabbros



Pillows au sommet du Chenaillet

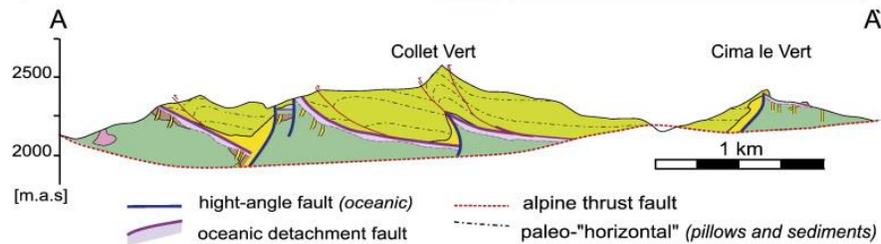
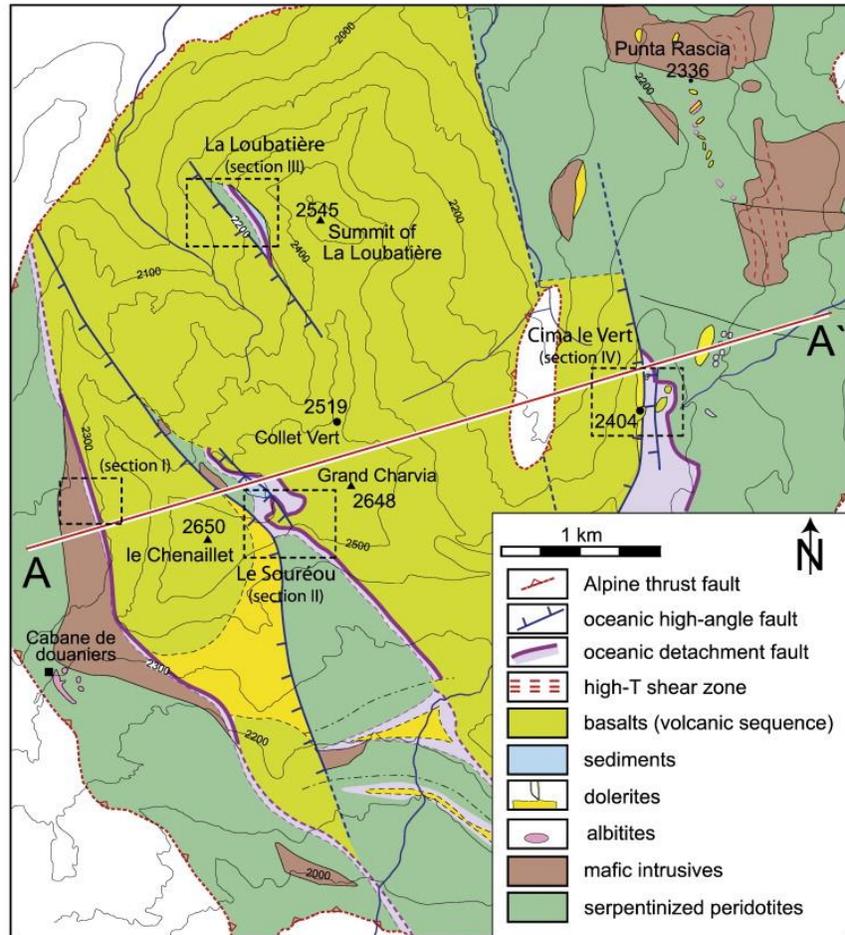


Gabbros



Filons de dolérite

Le Complexe ophiolitique du Chenaillet



Plagiogranite ou albitite du Chenaillet

Photo Christian Nicollet

La Chabotterie

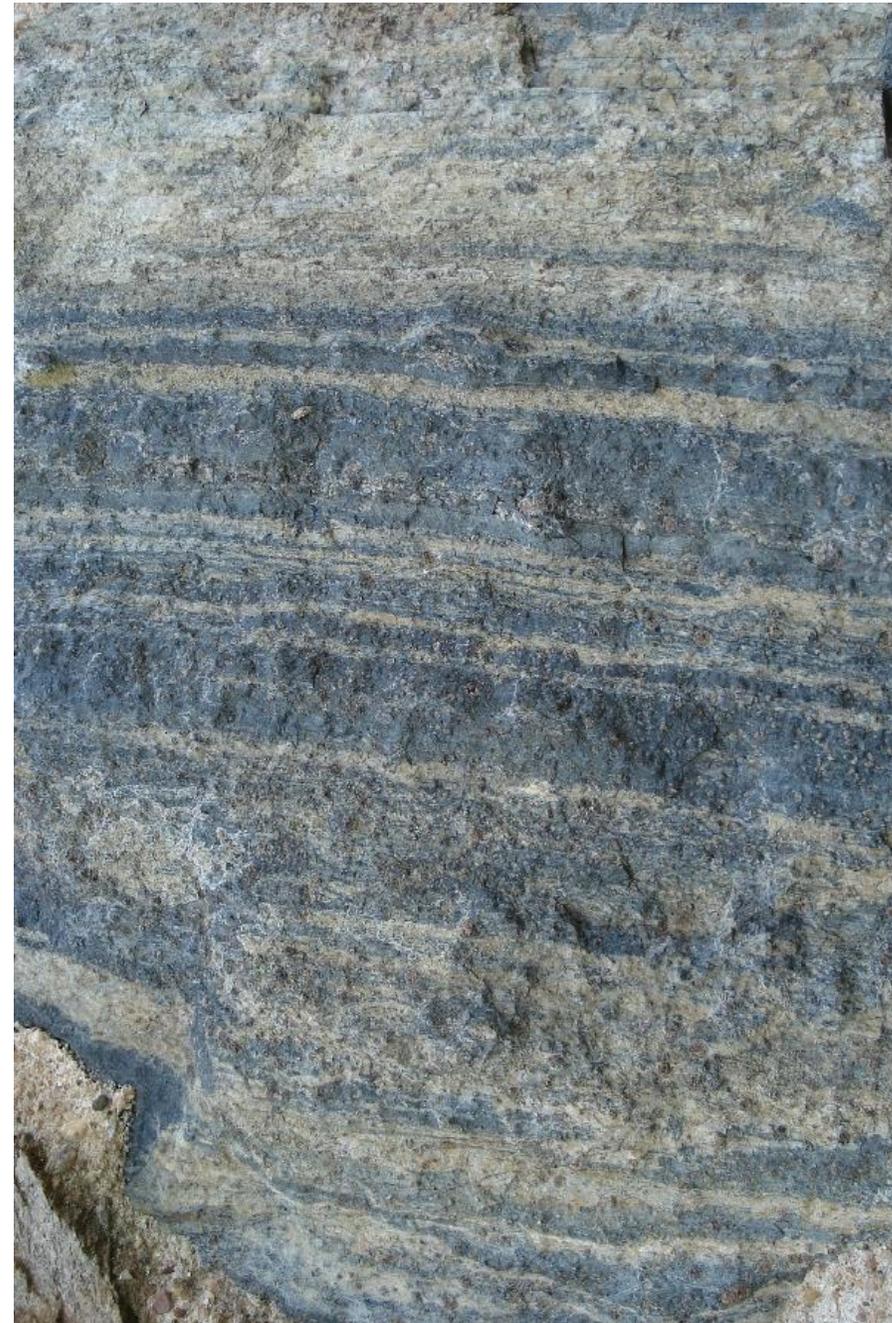


Aux environs immédiats de la Chabotterie, existent des lentilles d'éclogites ferro-titanées qui ont été utilisées pour construire le logis du restaurant. On peut reconnaître ces éclogites à la couleur verte très foncée de l'omphacite.

Sur la façade arrière du restaurant, certains échantillons de roches présentent des alternances de bandes sombres à grenats et amphibole (ex ferro-gabbros) et de bandes claires qui ont la composition de plagiogranite (présence de quartz et de plagioclase).

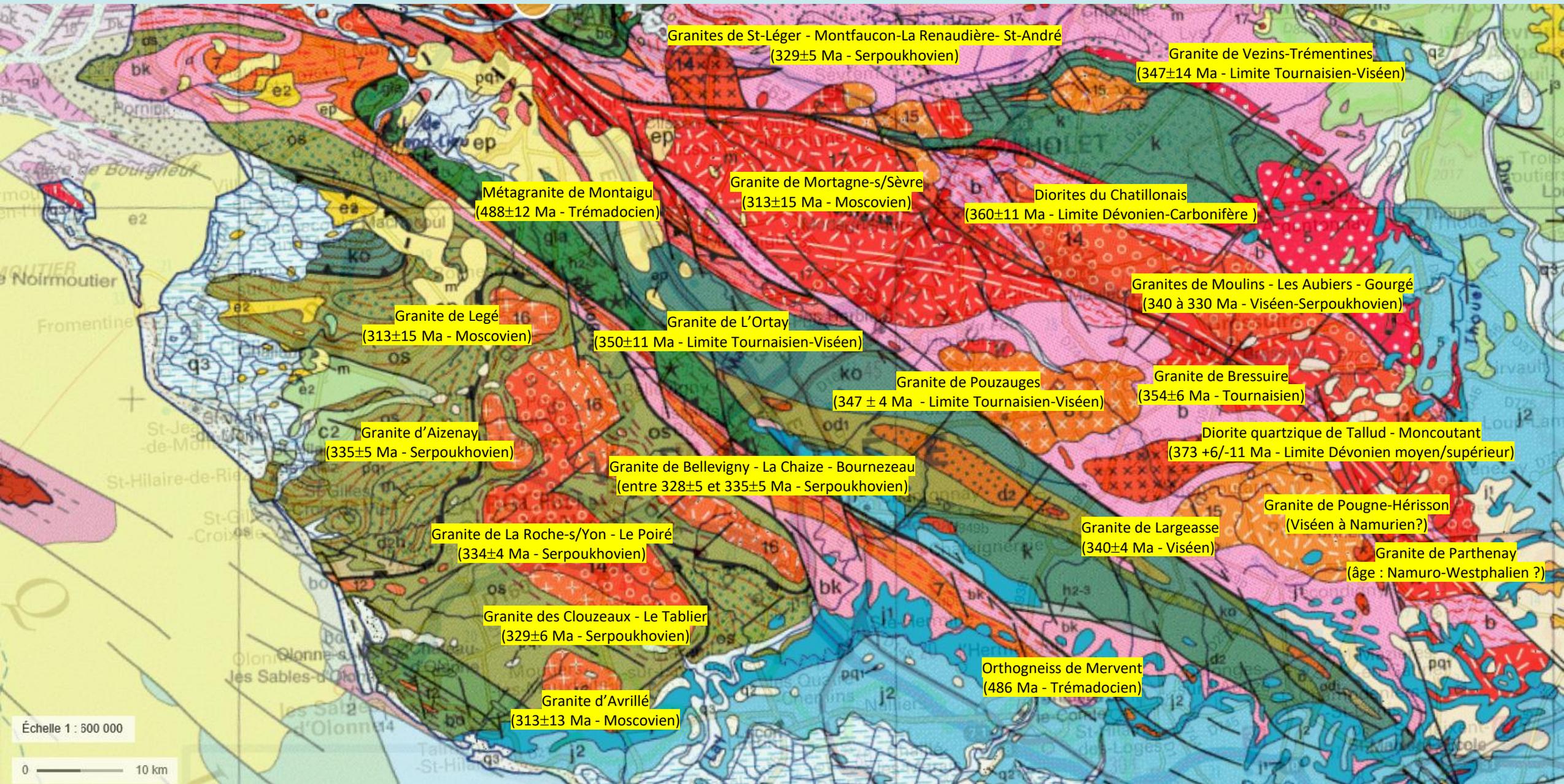
Ces plagiogranites, en réalité des méta-plagiogranites, pourraient alors représenter le terme ultime de la différenciation tholéiitique d'un magma basaltique dans une chambre magmatique de dorsale.

On a là un argument de plus en faveur d'une origine océanique des éclogites vendéennes.



Les granitoïdes de Vendée

Age des granitoïdes vendéens



Granites de St-Léger - Montfaucon-La Renaudière- St-André
(329±5 Ma - Serpoukhovien)

Granite de Vezins-Trémentines
(347±14 Ma - Limite Tournaisien-Viséen)

Métagranite de Montaigu
(488±12 Ma - Trémadocien)

Granite de Mortagne-s/Sèvre
(313±15 Ma - Moscovien)

Diorites du Chatillonnais
(360±11 Ma - Limite Dévonien-Carbonifère)

Granites de Moulins - Les Aubiers - Gourgé
(340 à 330 Ma - Viséen-Serpoukhovien)

Granite de Legé
(313±15 Ma - Moscovien)

Granite de L'Ortay
(350±11 Ma - Limite Tournaisien-Viséen)

Granite de Pouzauges
(347 ± 4 Ma - Limite Tournaisien-Viséen)

Granite de Bressuire
(354±6 Ma - Tournaisien)

Diorite quartzique de Tallud - Moncutant
(373 +6/-11 Ma - Limite Dévonien moyen/supérieur)

Granite d'Aizenay
(335±5 Ma - Serpoukhovien)

Granite de Bellevigny - La Chaize - Bournezeau
(entre 328±5 et 335±5 Ma - Serpoukhovien)

Granite de Pougne-Hérisson
(Viséen à Namurien?)

Granite de La Roche-s/Yon - Le Poiré
(334±4 Ma - Serpoukhovien)

Granite de Largeasse
(340±4 Ma - Viséen)

Granite de Parthenay
(âge : Namuro-Westphalien ?)

Granite des Clouzeaux - Le Tablier
(329±6 Ma - Serpoukhovien)

Orthogneiss de Mervent
(486 Ma - Trémadocien)

Granite d'Avrillé
(313±13 Ma - Moscovien)

Échelle 1 : 500 000
0 — 10 km

Chimisme des granitoïdes vendéens

**Granitoïdes
peralumineux
(type « S »)**



Leucogranites

Granites de Mortagne, l'Ortay, Pougne-Hérisson, Bressuire, Parthenay, Bellevigny-La Chaize-le-Vicomte-Bournezeau



Granites et granodiorites

Granites de La Roche-sur-Yon - Le Poiré-sur-Vie, Moulins-Les Aubiers-Gourgé



Sub-alkalins potassiques

Granites d'Avrillé, Les Clouzeaux-Le Tablier, Aizenay, Legé, Saint-Léger-sous-Cholet, Montfaucon-sur-Moine, La Renaudière



Calco-alkalins au sens strict

Diorites de Moncoutant-Le Tallud et du Chatillonnais
Granites de Pouzauges, Vezins, Trémentines, Saint-Christophe-du-Bois, Saint-André-de-la Marche
Gabbros du Pallet

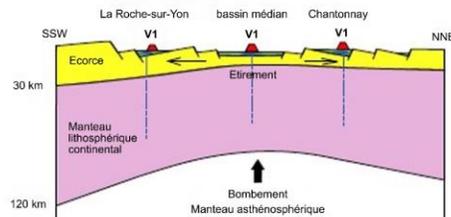
**Granitoïdes
calco-alkalins
(type « I »)**

**Granitoïdes tholéitiques
(type M)**

Plagiogranite de la Chabotterie

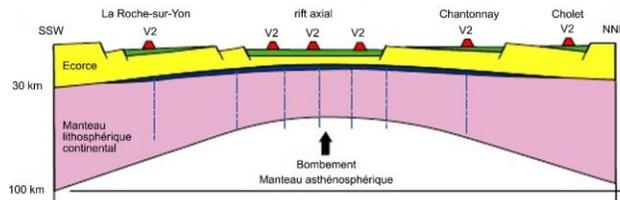
Histoire géologique de la Vendée

Histoire géologique de la Vendée au Paléozoïque



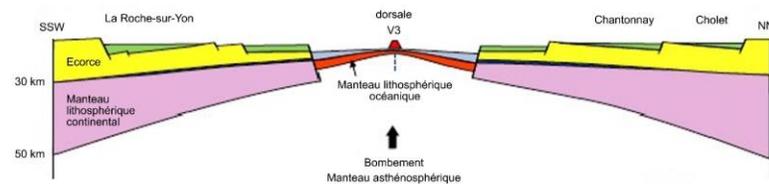
Cambrien (vers -500 Ma)

Étirement de la lithosphère et formation de bassins -
Volcanisme V1 basaltique conséquence du bombement
du manteau asthénosphérique



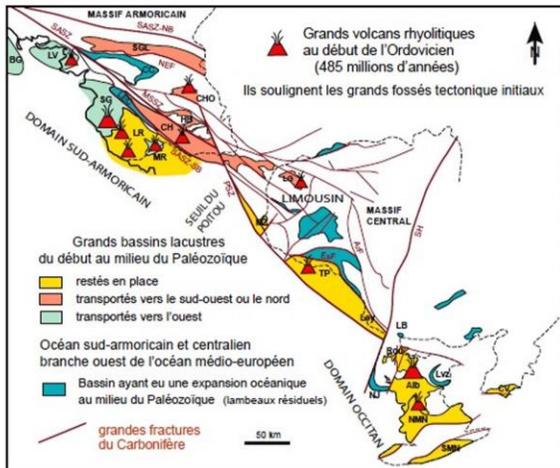
Ordovicien inférieur (vers -485 Ma)

Rifting - Sous-placage magmatique (en bleu) -
Fusion crustale à l'origine du volcanisme acide V2
L'étirement de la lithosphère entraîne sa décompression. Le bombement
apporte de la chaleur. Ces deux phénomènes se combinent pour fondre le
manteau et donner du magma basaltique. Ce magma s'accumule à la limite
du manteau et de l'écorce à laquelle il transmet sa chaleur. L'écorce va
fondre à son tour en générant des magmas rhyolitiques à l'origine des vol-
cans de Brétignolles, Vairé et La Châtaigneraie.



Silurien (vers -430 Ma)

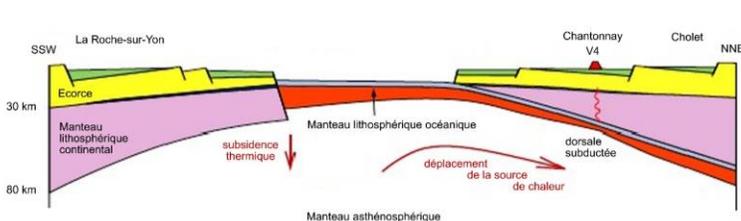
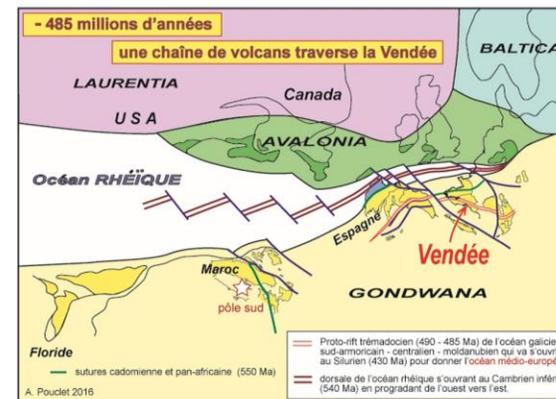
Ouverture de l'Océan Galicien - Sud-armoricain dans le rift axial -
Volcanisme V3 à l'origine de la création (ou accréction) du plancher océanique de nature gabbroïque -
Détachement de la microplaque Armorica de Gondwana



**Extension du volcanisme
acide ordovicien dans
l'Ouest de la France**

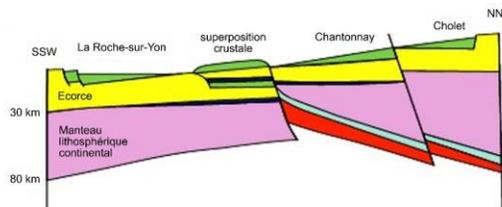
Paléo-géographie à l'Ordovicien

La microplaque Avalonia qui s'était détachée
auparavant de Gondwana s'est soudée à la
Laurentia-Baltica par fermeture de l'Océan
Iapetus.
L'Océan Rhéique qui sépare la microplaque
Avalonia de la microplaque Armorica est en
pleine expansion.
Le proto-rift à l'origine de l'Océan Galicien -
Sud-armoricain et qui va couper la Vendée en
deux est en train de se former et de s'élargir
mais il est encore établi sur de la croûte
continentale.



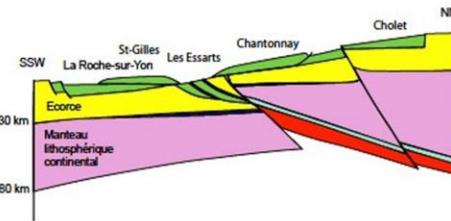
Dévonien moyen (vers -390 Ma)

Subduction - Océan Galicien - Sud-armoricain en cours de fer-
meture - Subduction de sa dorsale à l'origine du volcanisme V4



Dévonien supérieur (vers -370 Ma)

Collision

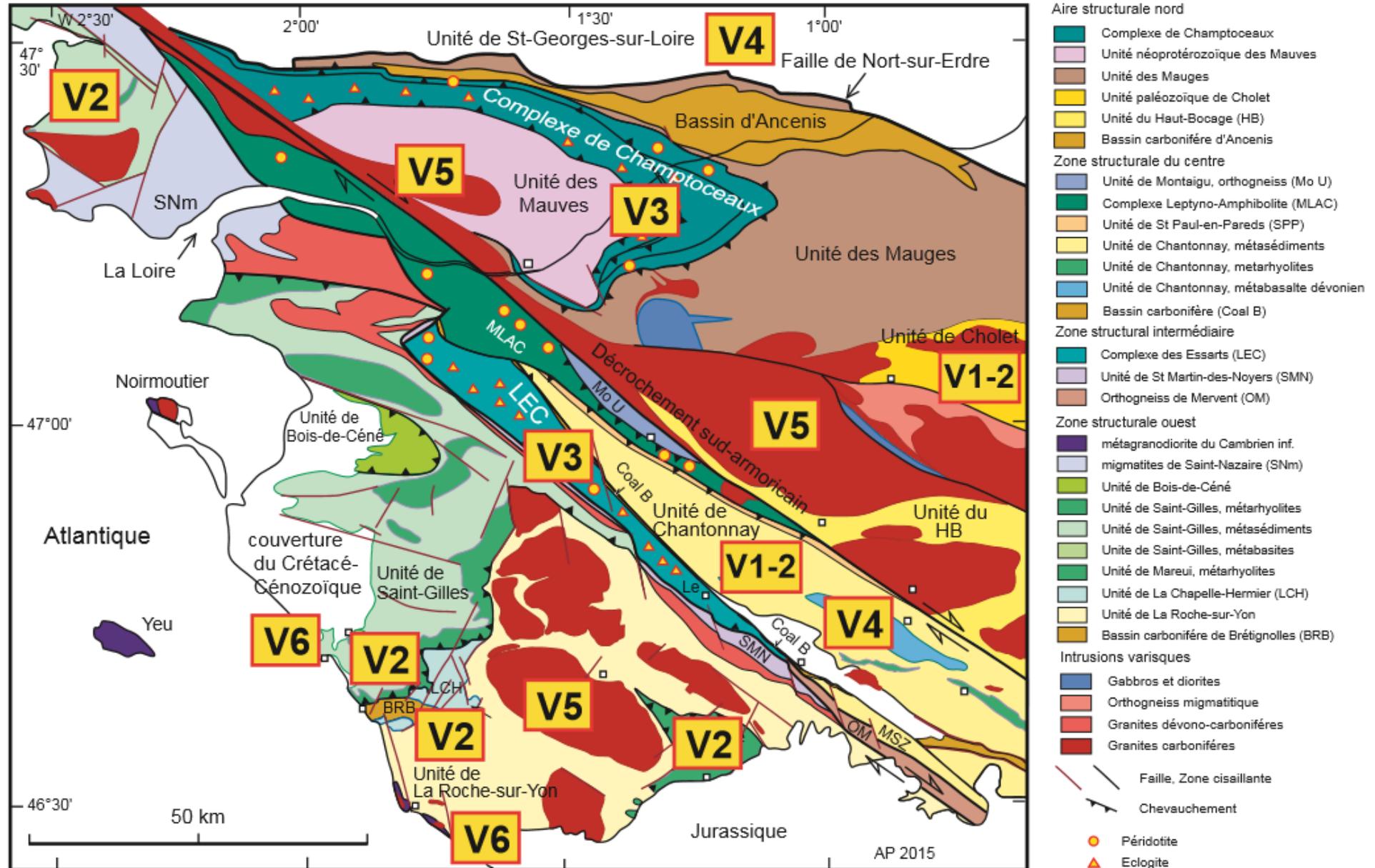


Viséen supérieur (vers -330 Ma)

Exhumation

Le volcanisme ancien en Vendée et région de Loire

André Pouclet - 2015



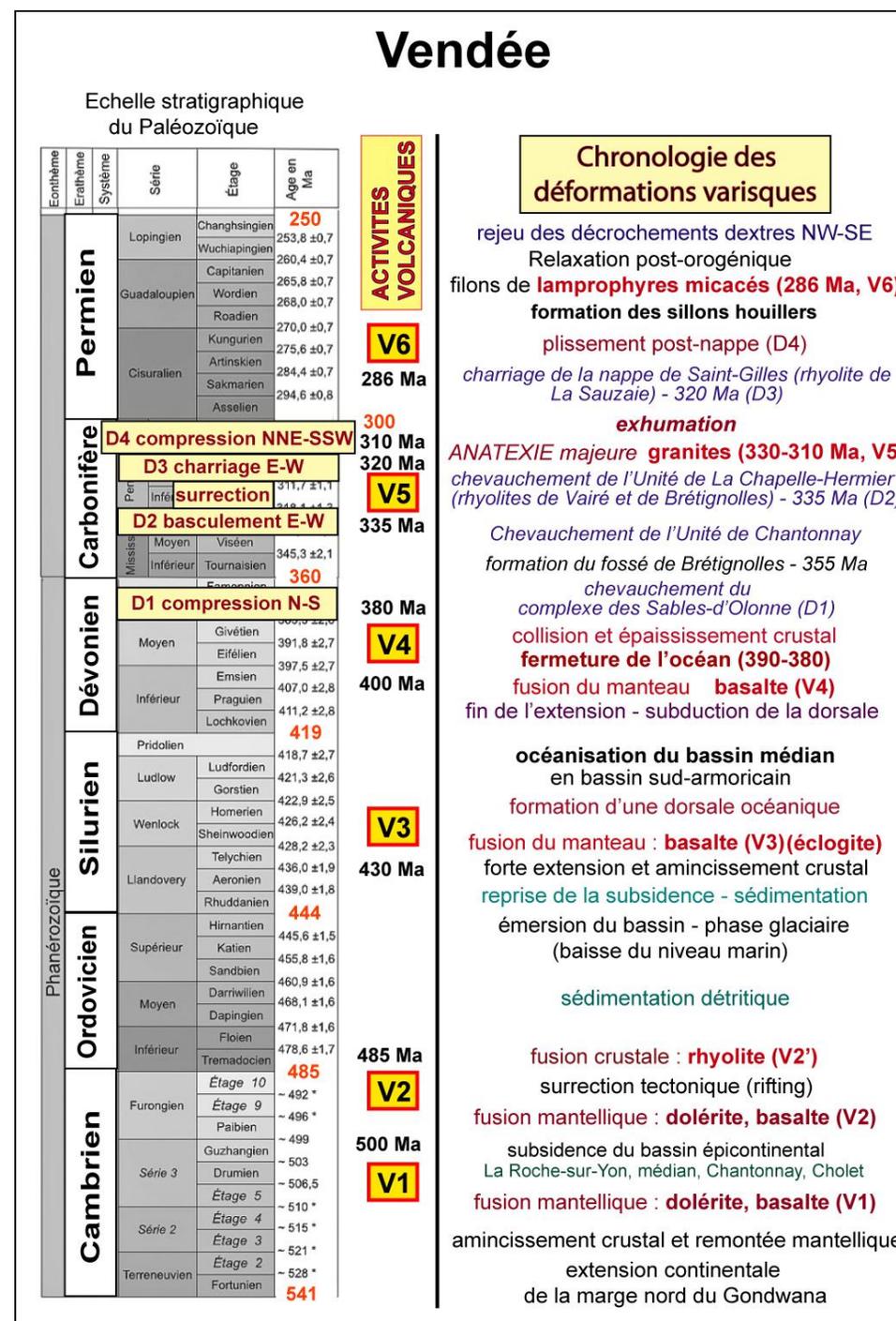
Granites du Bas-Bocage et de Mortagne contemporains de l'extension post-collision

Granites de Pouzauges, Largeasse, Vezins, Trémentines, Saint-Christophe-du-Bois, Saint-André-de-la Marche contemporains de la collision ?

Diorites de Moncoutant-Le Tallud et du Chatillonnais, Granite de Bressuire et Gabbros du Pallet contemporains de la subduction ?

Méta-plagiogranite de La Chabotterie contemporain de l'accrétion océanique

Protolithes des orthogneiss de Mervent et des orthogneiss migmatisés de Montaigu contemporains du rifting



Vendée

Echelle stratigraphique
du Paléozoïque

Éonothème	Eratthème	Système	Série	Étage	Age en Ma			
Phanérozoïque	Permien		Lopingien	Changhsingien	250			
				Wuchiapingien	253,8 ± 0,7			
			Guadaloupien	Capitanien	260,4 ± 0,7			
				Wordien	265,8 ± 0,7			
				Roadien	268,0 ± 0,7			
			Cisuralien	Kungurien	270,0 ± 0,7			
				Artinskien	275,6 ± 0,7			
				Sakmarien	284,4 ± 0,7			
				Assélien	294,6 ± 0,8			
				D4 compression NNE-SSW				
				Carbonifère				D3 charriage E-W
			surrection					
			D2 basculement E-W					
			300					
310 Ma								
Dévonien				320 Ma				
				V5				
				335 Ma				
				Moyen	Viséen	345,3 ± 2,1		
					Tournaisien	360		
				Inférieur	D1 compression N-S			
					380 Ma			
					V4			
					400 Ma			
					419			
Silurien				418,7 ± 2,7				
				421,3 ± 2,6				
				422,9 ± 2,5				
				426,2 ± 2,4				
				428,2 ± 2,3				
				436,0 ± 1,9				
				439,0 ± 1,8				
				444				
				445,6 ± 1,5				
				455,8 ± 1,6				
OrdoVICIEN				460,9 ± 1,6				
				468,1 ± 1,6				
				471,8 ± 1,6				
				478,6 ± 1,7				
				485 Ma				
				V2				
Cambrien				492 *				
				496 *				
				499				
				503				
				506,5				
				510 *				
				515 *				
				521 *				
				528 *				
				541				

ACTIVITES VOLCANIQUES

V6

286 Ma

300

310 Ma

320 Ma

V5

335 Ma

380 Ma

V4

400 Ma

V3

430 Ma

485 Ma

V2

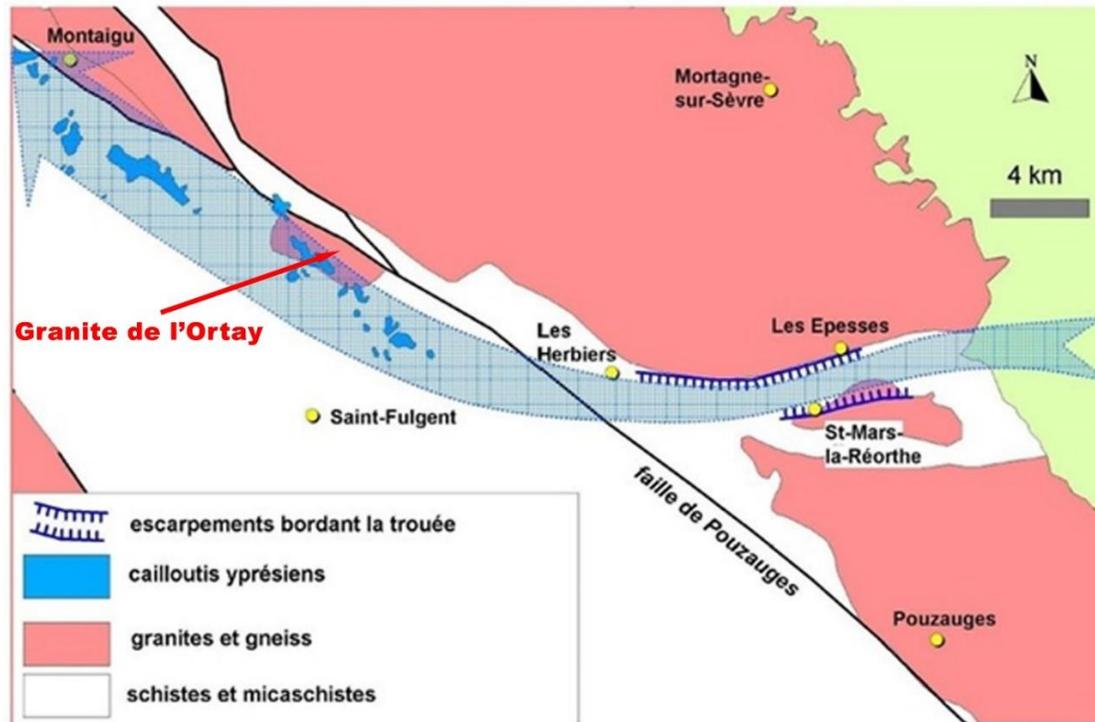
500 Ma

V1

Chronologie des déformations varisques

- rejeu des décrochements dextres NW-SE
- Relaxation post-orogénique
- filons de **lamprophyres micacés (286 Ma, V6)**
- formation des sillons houillers**
- plissement post-nappe (D4)
- charriage de la nappe de Saint-Gilles (rhyolite de La Sauzaie) - 320 Ma (D3)
- exhumation**
- ANATEXIE majeure granites (330-310 Ma, V5)**
- chevauchement de l'Unité de La Chapelle-Hermier (rhyolites de Vairé et de Brétignolles) - 335 Ma (D2)
- Chevauchement de l'Unité de Chantonnay
- formation du fossé de Brétignolles - 355 Ma
- chevauchement du complexe des Sables-d'Olonne (D1)
- collision et épaissement crustal
- fermeture de l'océan (390-380)**
- fusion du manteau **basalte (V4)**
- fin de l'extension - subduction de la dorsale
- océanisation du bassin médian**
- en bassin sud-armoricain
- formation d'une dorsale océanique
- fusion du manteau : **basalte (V3)(éclogite)**
- forte extension et amincissement crustal
- reprise de la subsidence - sédimentation
- émersion du bassin - phase glaciaire (baisse du niveau marin)
- sédimentation détritique
- fusion crustale : **rhyolite (V2')**
- surrection tectonique (rifting)
- fusion mantellique : **dolérite, basalte (V2)**
- subsidence du bassin épicontinental
- La Roche-sur-Yon, médian, Chantonnay, Cholet
- fusion mantellique : **dolérite, basalte (V1)**
- amincissement crustal et remontée mantellique
- extension continentale
- de la marge nord du Gondwana

Le massif de leucogranite de l'Ortay



Le massif granitique de l'Ortay, entre Les Herbiers et Montaigu, longe la faille de Pouzauges.

Il présente une forme caractéristique en cornue très nette sur la carte géologique suivante.

La direction du col de la cornue indique que la faille a joué dans le sens d'un décrochement dextre. Le compartiment possédant le granite de l'Ortay s'est déplacé vers le NO ; relativement, le compartiment possédant le granite de Pouzauges a lui coulissé vers le SE.

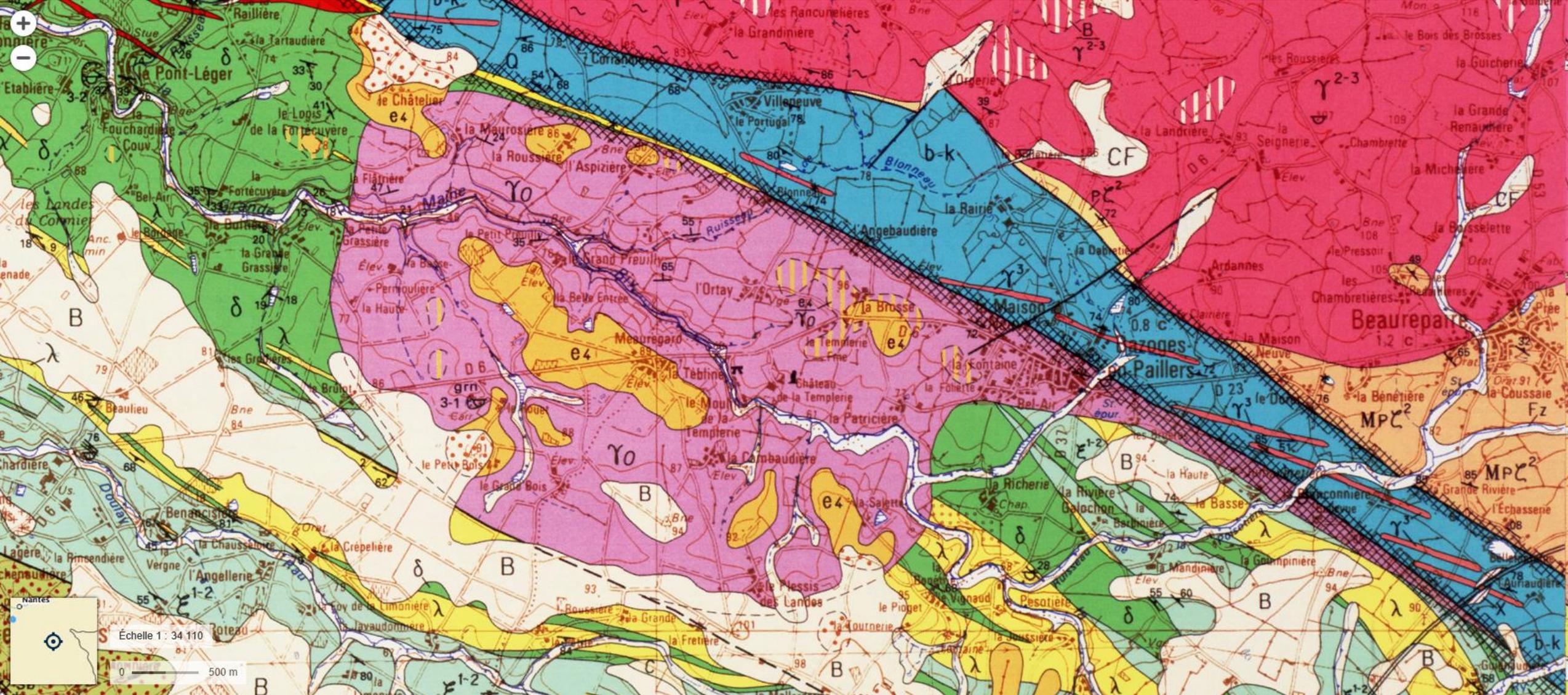
Le fait que ce jeu de la faille de Pouzauges ait pu déformer autant le granite de l'Ortay implique que celui-ci était à l'état ductile, chaud tout en étant entièrement cristallisé lorsqu'il a pris sa forme en cornue.

Mais comme ce granite est mylonitisé le long de la faille, cela implique aussi que cette dernière a rejoué quand il était complètement refroidi.

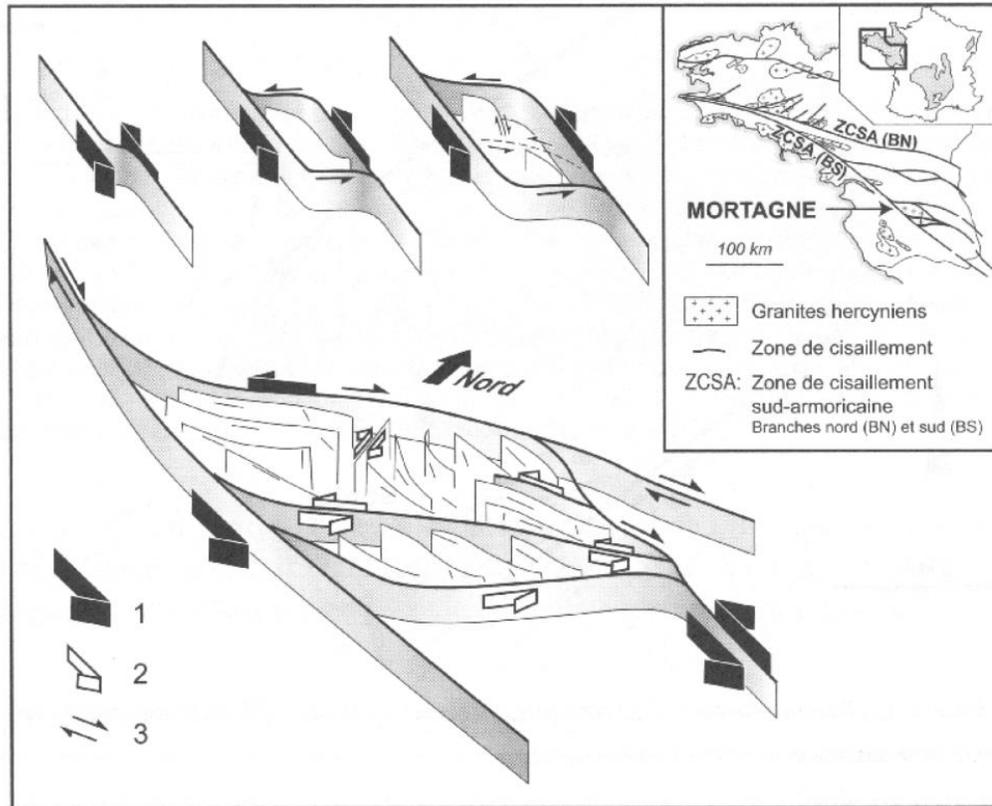
La faille de Pouzauges (= de Secondigny) a joué plusieurs fois !

Le granite de l'Ortay a été daté de la Limite Tournaisien-Viséen (350 ± 11 Ma) soit en pleine collision. Des décrochements dextres se manifestaient déjà, conséquences du poinçonnement d'un promontoire de Gondwana dans le bloc Ibéro-Armoricain.

Le massif de leucogranite de l'Ortay



Le massif de leucogranite de Mortagne



Un relais extensif, senestre ici, de la Branche Sud du Cisaillement Armoricaire a ménagé un site dilatant, un pull apart dans lequel le granite de Mortagne s'est installé. La zone de cisaillement (flèches 1) et ses relais (flèches 2) avaient un sens senestre avant d'être reprise par le cisaillement dextre (flèches 3) général dans tout le Massif Armoricaire.

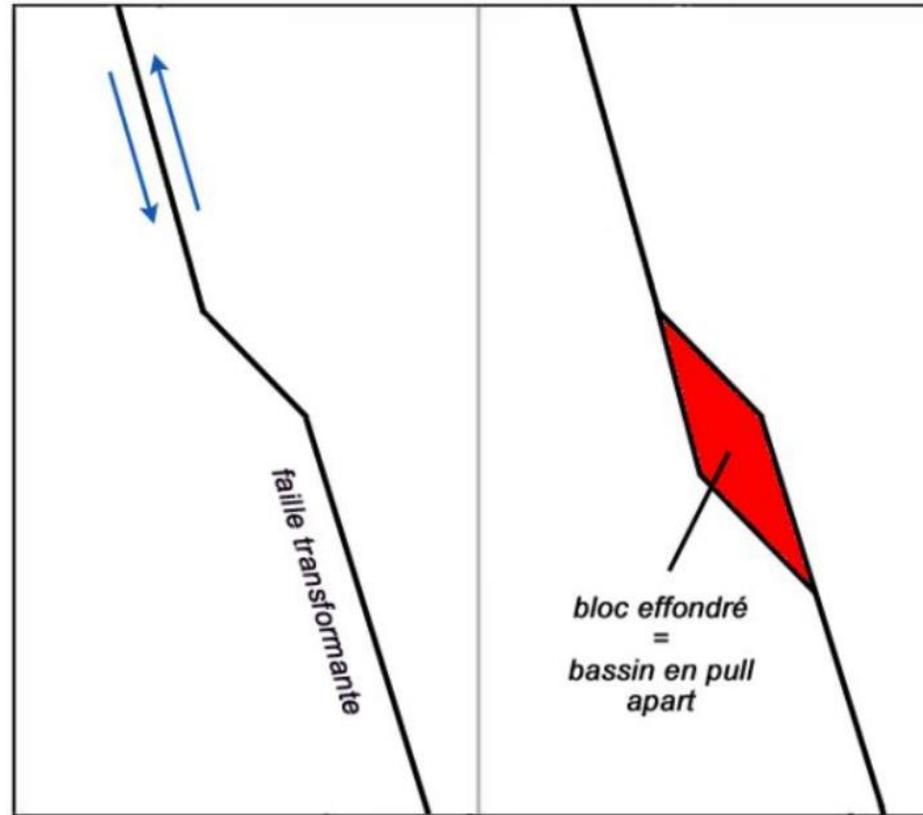
d'après B. Guineberteau et al. - 1987
dans "Pétrologie des granites" de A. Nédélec et J.L Bouchez

La collision continentale entre Armorica et la marge Nord du Gondwana a engendré, là où l'affrontement s'est fait de face, là où la compression a été maximale (au niveau du Finistère actuel), de grandes déchirures, fractures intéressant toute l'épaisseur de la croûte.

Mais de chaque côté, là où l'affrontement a été plus tangentiel, il y a eu possibilité de fuite, d'échappement latéral de la matière et du côté du Massif armoricain, vers le SE. La collision se poursuivant, les grandes fractures précédentes se sont prolongées, ont progressé dans cette direction SE (direction Sud-Armoricaine). C'est ainsi que s'est formée la zone de cisaillement Sud-Armoricain avec ses branches Nord et Sud.

- Branche Nord avec la faille de Nord-sur-Erdre,
- Branche Sud avec :
 - les failles de la Romagne, de Cholet au Nord de l'Unité Nord du Haut Bocage,
 - les failles du Châtillonnais, de Mauléon-Bressuire entre les Unités Nord et Sud du Haut Bocage,
 - la faille de Secondigny (ou de Pouzauges) entre l'Unité Sud du Haut Bocage et les Unités de Montaigu-Saint-Paul-en-Pareds et de Chantonay,
 - et des relais transversaux : failles de la Verrie et des Épesses entre les failles de Secondigny et de Mauléon-Bressuire.

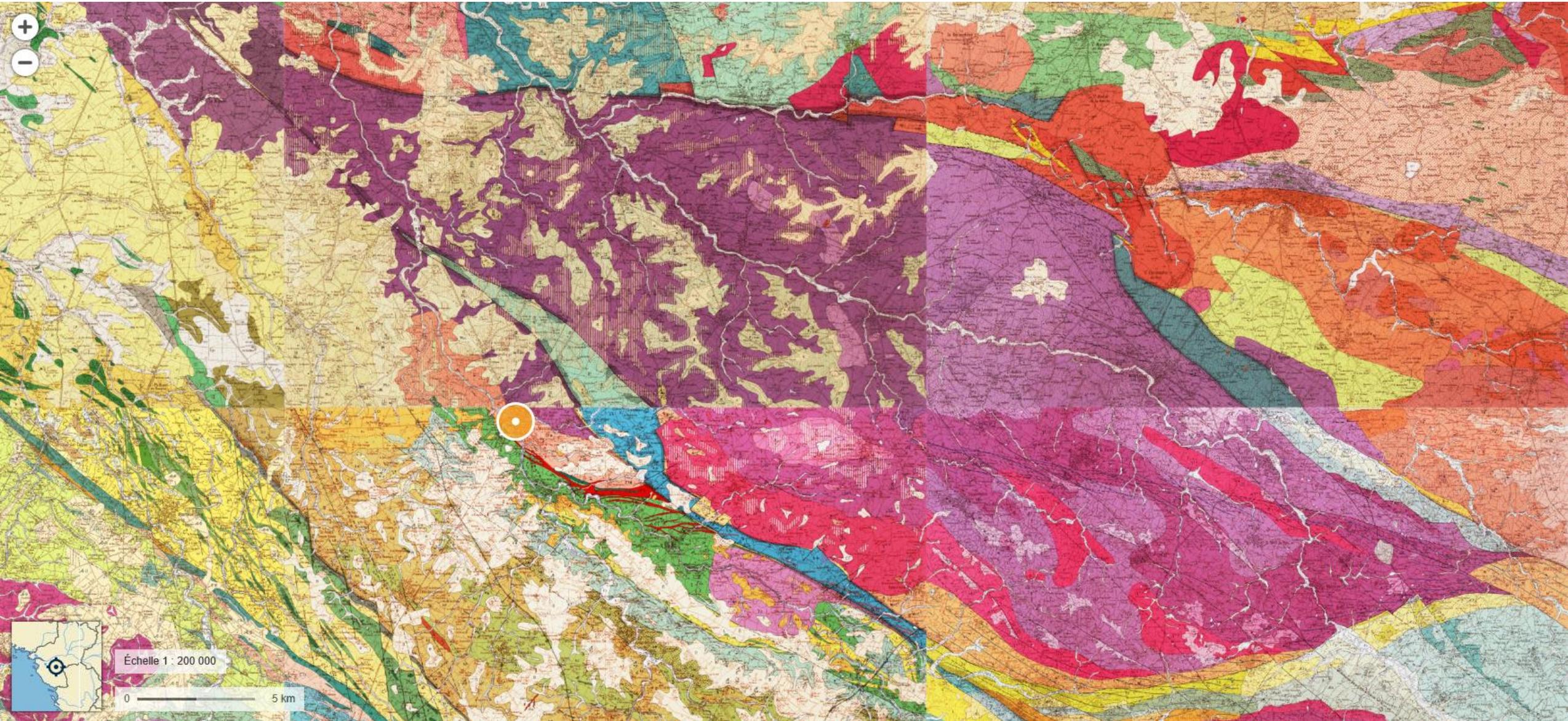
Des **sites dilatants** ou « **pull apart** » ont pu ainsi se créer (voir figure ci-contre et diapositive suivante).



Dans des sites dilatants en extension et de grande importance, plusieurs blocs crustaux peuvent même être impliqués.

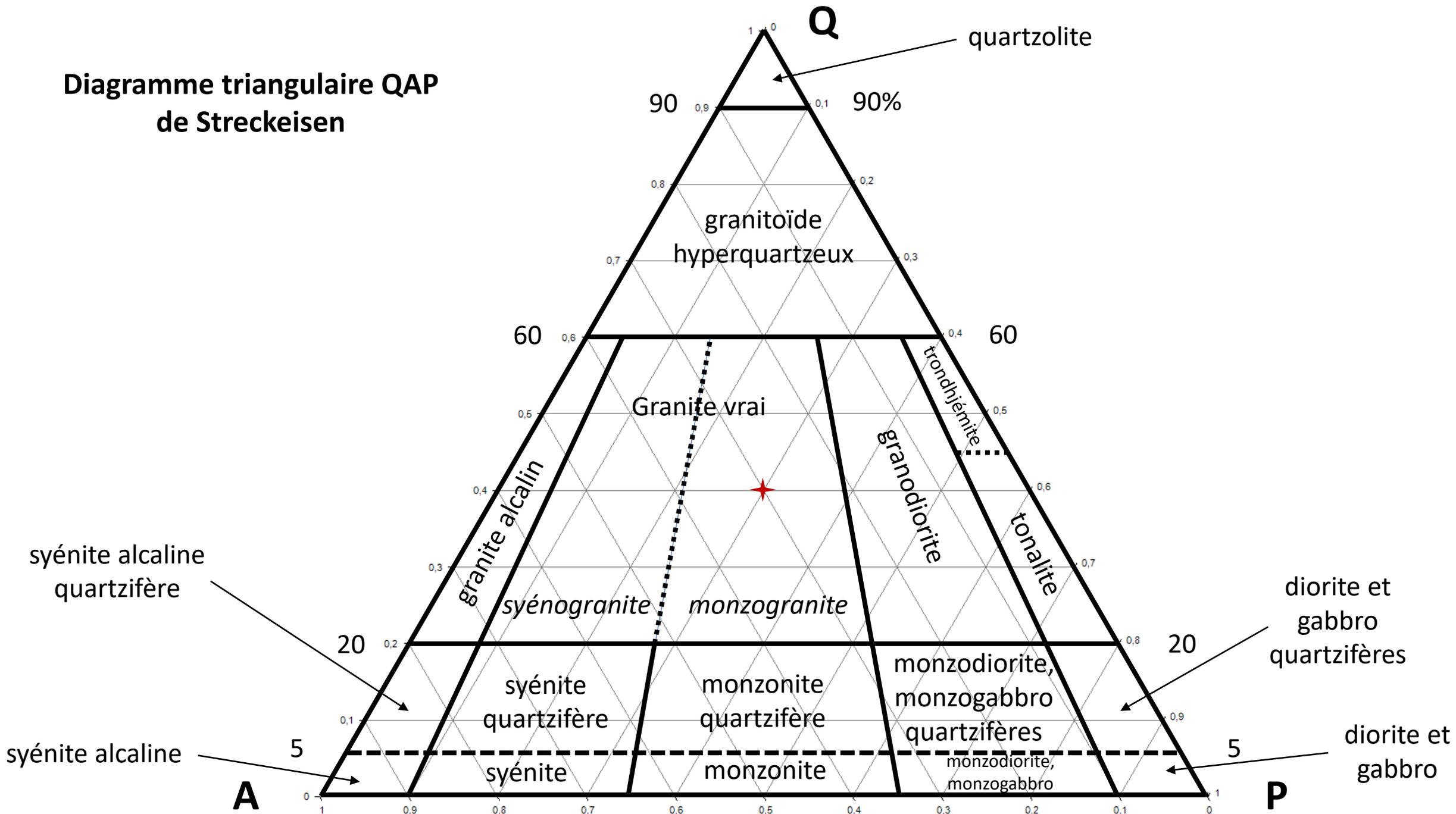
Principe d'ouverture d'un bassin simple en pull apart avec décrochement senestre

Le massif de granite de Mortagne



Classification de Streckeisen (1976)

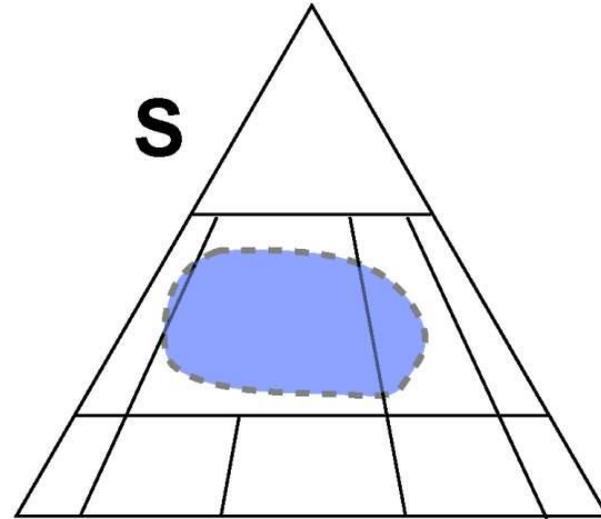
Diagramme triangulaire QAP de Streckeisen



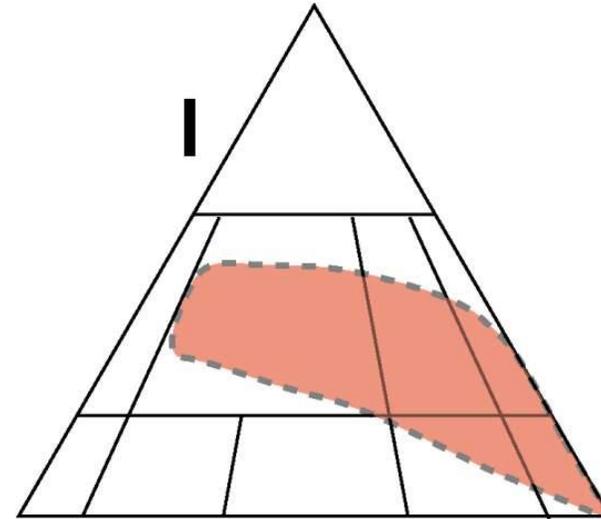
Classification alphabétique des granitoïdes

(Chappell et White pour I et S, 1974 - Loiselle et Wones pour A, 1979 - Pitcher pour M, 1987)

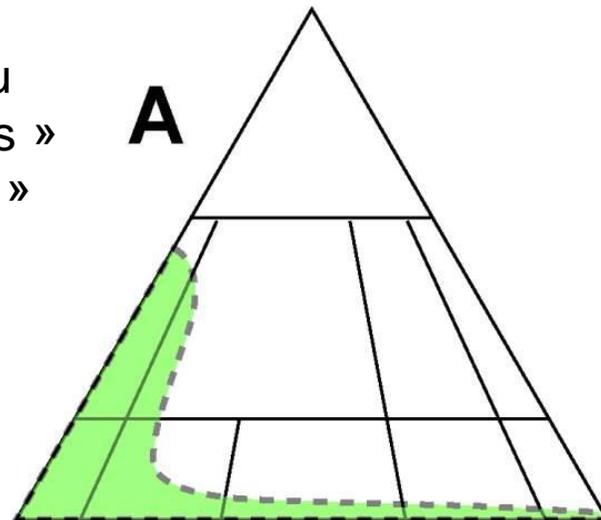
Source sédimentaire



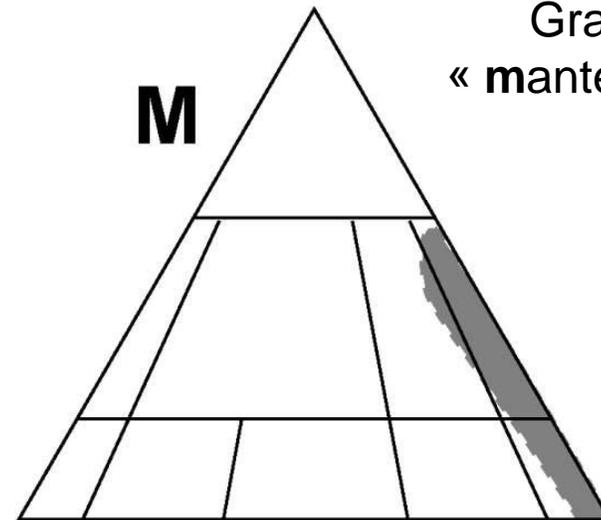
Source ignée = orthodérivée



Granites
« alcalins » ou
« anarogéniques »
ou « anhydres »



Granites
« mantelliques »



Classification de Shand (1943)

La classification chimique de Shand repose sur la saturation en alumine.

Un des éléments clefs de toute classification des granites est la nature « peralumineuse », « métalumineuse » ou « peralcaline » des magmas. C'est une notion essentielle qui permet de lier la composition chimique en éléments majeurs des granites avec leur minéralogie.

La méthode est basée sur l'observation centrale que les feldspaths sont les composants majeurs des granitoïdes (60%).

Le raisonnement est le suivant :

L'orthose (feldspath alcalin) et l'albite (plagioclase sodique) ont respectivement pour formule chimique KAlSi_3O_8 et $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ soit pour les deux la formule $(\text{K},\text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$ avec $\text{K} = 1$ et $\text{Na} = 0$ pour l'orthose et $\text{K} = 0$ et $\text{Na} = 1$ pour l'albite. L'anorthite (plagioclase calcique) a elle pour formule chimique $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$.

On a donc, **en nombre d'atomes**, une relation simple entre le nombre d'atomes d'Al, de Na, de K et de Ca pour chacune de ces deux familles de feldspaths (feldspath alcalin et plagioclases) :

Al = Na + K pour un feldspath alcalin ou le plagioclase sodique albite.

Al = 2 Ca pour un plagioclase calcique.

Et d'une façon générale, pour tous les feldspaths, une relation en nombre d'atomes du type :

Al = 2 Ca + Na + K

Pour le feldspath potassique : Ca = 0, Na = 0, K = 1 et Al = 1 \Rightarrow on a bien $1 = (2 \cdot 0) + 0 + 1$

Pour l'albite : Ca = 0, Na = 1, K = 0 et Al = 1 \Rightarrow on a bien aussi $1 = (2 \cdot 0) + 1 + 0$

Pour l'anorthite : Ca = 1, Na = 0, K = 0 et Al = 2 \Rightarrow on a bien aussi $2 = (2 \cdot 1) + 0 + 0$

Dans un magma riche en aluminium, **de type peralumineux (ou hyperalumineux)**, l'égalité précédente devient :

$$\text{Al} > 2 \text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$$

Autrement dit, après avoir formé tous les feldspaths à partir des éléments Al, Ca, Na et K disponibles dans le magma, il reste de l'aluminium « en excès » dans le magma qui va pouvoir être utilisé pour former des minéraux riches en aluminium comme la muscovite le plus souvent, mais aussi parfois la cordiérite, la tourmaline ou le grenat.

À l'inverse, s'il y a un « déficit » en aluminium, l'égalité précédente devient :

$$\text{Al} < 2 \text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$$

et on peut alors se trouver dans l'un des deux cas suivants.

- Premier cas : $\text{Al} < 2 \text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$ mais $\text{Al} > \text{Na} + \text{K}$.

Le magma est alors **de type métalumineux**. On peut alors former avec l'aluminium des feldspaths alcalins (orthose et albite) pour utiliser tout le Na et le K ; mais il reste après tout le Ca et seulement un petit reste d'aluminium. Et tout ce Ca ne peut pas être neutralisable, c'est-à-dire intégré dans des plagioclases calciques du fait justement de la faible quantité d'aluminium ; il va alors être utilisé pour former des minéraux calciques comme par exemple de la hornblende (amphibole) ou des clinopyroxènes.

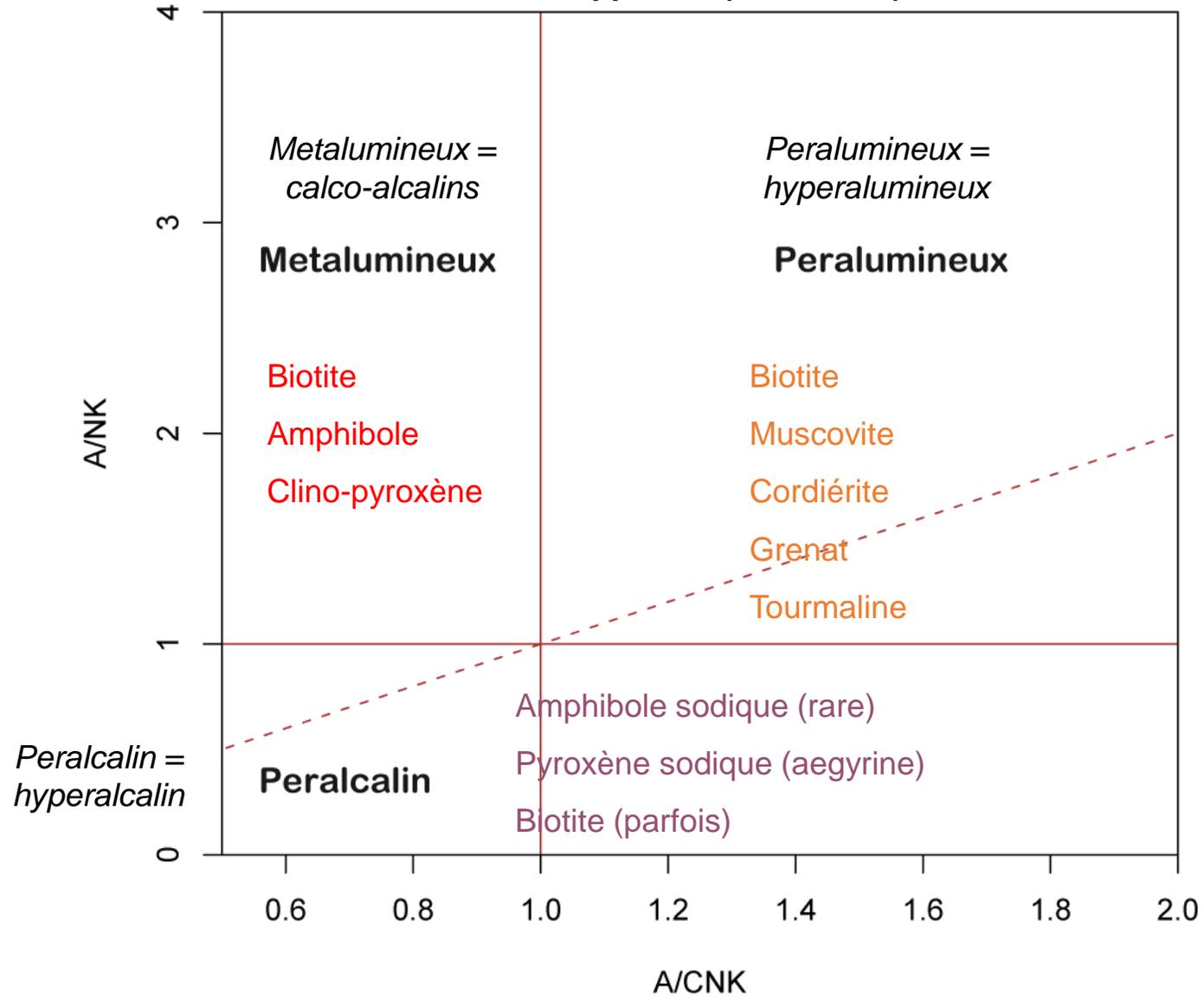
- Second cas : $\text{Al} < 2 \text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$ mais $\text{Al} < \text{Na} + \text{K}$.

Le magma est **de type peralcalin (ou hyperalcalin)**. Il n'y a même pas assez d'aluminium pour neutraliser tous les alcalins (Na et K) dans la formation de feldspaths alcalins. Et comme on est « obligé » de les utiliser tous, ces alcalins seront intégrés pour former des minéraux riches en Na et K : ces minéraux seront par exemple un pyroxène sodique comme l'aegyrine $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$ ou une amphibole sodique comme la riébeckite $\text{Na}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$.

Diagramme de Shand

A/NK est le rapport atomique Al/(Na+K), et

A/CNK le rapport Al/(2Ca+Na+K).



Les pétrologues résumant ces observations en calculant deux rapports : A/CNK et A/NK.

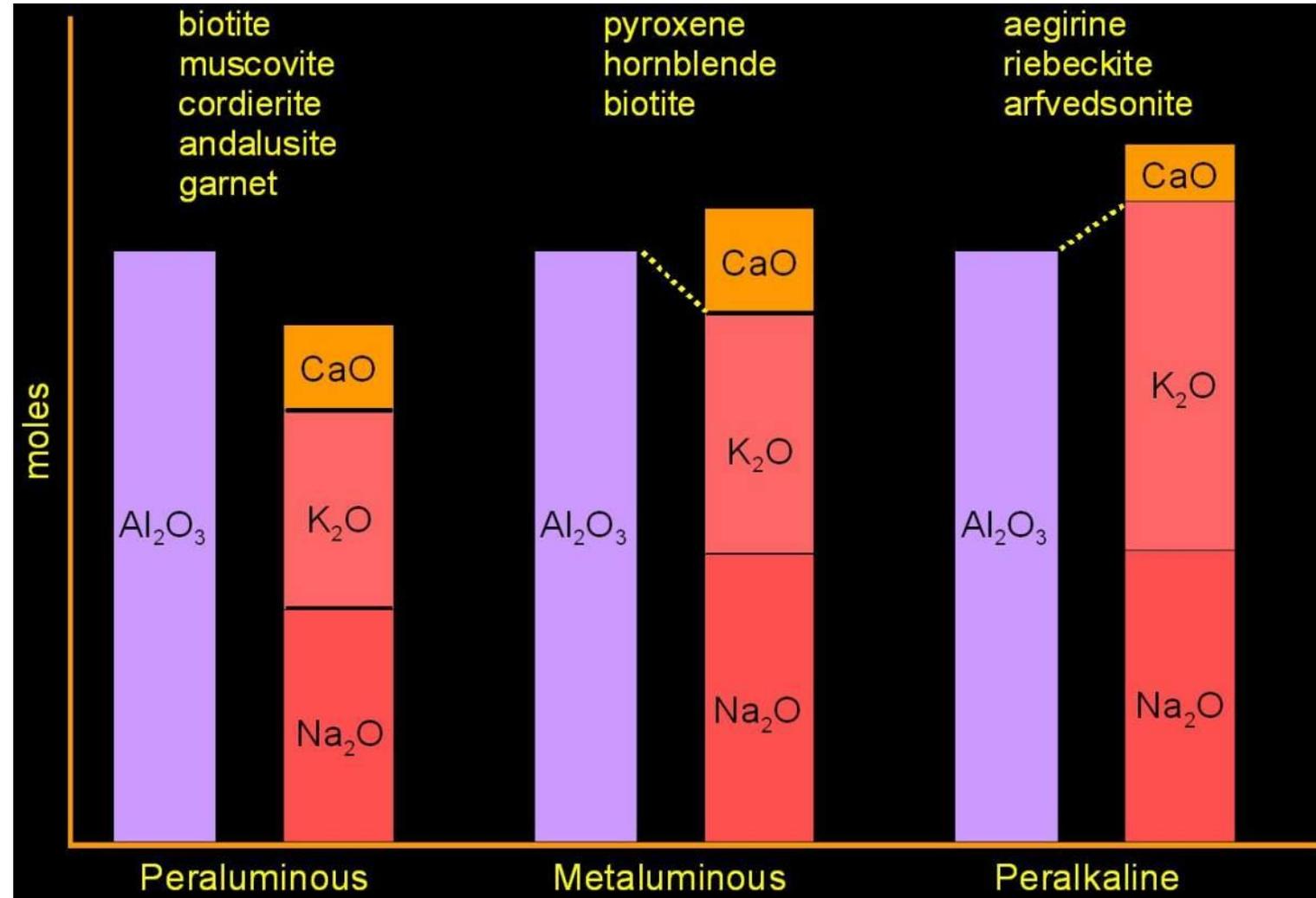
Ce sont les rapports, en nombre de moles, entre la quantité d'aluminium (A) et de Calcium (C), Sodium (N) et Potassium (K).

Un rapport A/CNK supérieur à 1 correspond à un excès d'aluminium (**type peralumineux**) ; un rapport A/CNK inférieur à 1 à un déficit d'aluminium.

Si ce déficit en A est tel que A/NK est supérieur à 1 (**type métalumineux**), il y aura formation de feldspaths alcalins et de minéraux calciques ;

S'il est inférieur à 1 (**type peralcalin**), on ne peut même plus former de feldspaths alcalins (et encore moins de plagioclases) ; se formeront des minéraux sodiques.

Ces différences chimiques sont elles-mêmes le reflet de sources et de conditions de fusions différentes.



Classification de Barbarin (1999)

Carte au 1/1.000.000		Caractéristiques principales		Barbarin (1999)	Alphabet des granites	Géodynamique
Magmatisme d'extension continentale		Peralcalins Granites alcalins À amphibole et pyroxène sodique Associés à gabbros, monzonites, etc. de la série alcaline		PAG	A	Rift continental, intraplaque
<i>(pas représentés, cachés dans les ophiolites)</i>		Métalumineux Plagiogranites Associés à basaltes de la série tholéitique		RTG	M	Dorsale océanique
Magmatisme de marge active		Métalumineux Tonalites et trondhjémites (= plagiogranites) Associés à gabbros de la série tholéitique		ATG		Subduction (arc océanique)
Granitoïdes des orogénènes de collision	Indifférenciés		-	MPG, CPG, KCG ou ACG	S ou I	-
	Peralumineux	Leucogranites	Peralumineux Granites s.s. À muscovite, parfois tourmaline, grenat Pas de roches associées	MPG	S	Collision et effondrement
		Granites et granodiorites	Peralumineux Granodiorites et granites À cordiérite, parfois grenat Pas de roches associées	CPG		
	Calco-alcalins	Sub-alcalins potassiques	Métalumineux Granodiorites surtout Généralement porphyriques Parfois à hornblende, sphène, épidote Associés à des diorites potassiques	KCG	I	Effondrement, post-collision
		Calco-alcalins sens strict	Métalumineux Granodiorites À hornblende, parfois clino-pyroxène Associés à gabbros, diorites de la série calco-alcaline	ACG		Subduction (arc continental)
			Métalumineux Granites et granodiorites Hornblende rare Pas de roches associées			Collision

Les 7 types de granites de la classification de Barbarin (1999) :

ACG : Amphibole Calc-alkaline Granites

ATG : Arc Tholeitic Granites

CPG : Cordierite Peraluminous Granites

KCG : (K)potassic Calc-alkaline Granites

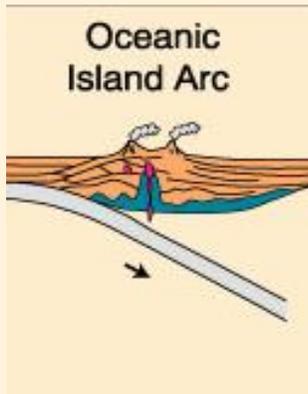
MPG : Muscovite Peraluminous Granites

PAG : Peralkaline and Alkaline Granites

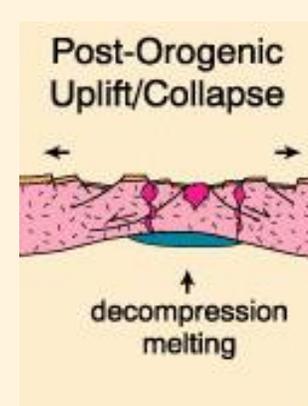
RTG : Ridge Tholeitic Granites

Classification de Pitcher (1983-1993) et Barbarin (1990)

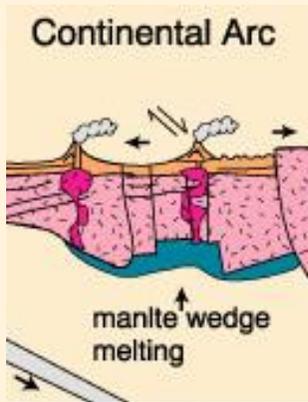
	OROGENIC			TRANSITIONAL	ANOROGENIC	
	Oceanic Island Arc	Continental Arc	Continental Collision	Post-Orogenic Uplift/Collapse	Continental Rifting, Hot Spot	Mid-Ocean Ridge, Ocean Islands
<p>= granitoid magma</p> <p>underplated mantle melts</p>		<p>mantle wedge melting</p>	<p>batch melting</p> <p>local anatexis</p>	<p>decompression melting</p>	<p>hot spot plume</p> <p>decompression melting</p>	<p>hot spot plume</p>
Examples	Bougainville, Solomon Islands, Papua New Guinea	Mesozoic Cordilleran batholiths of west Americas Gander Terrane	Manaslu and Lhotse of Nepal, American Massif of Brittany	Late Caledonian Plutons of Britain, Basin and Range, late Variscan, early Northern Proterozoic	Nigerian ring complexes, Oslo rift, British Tertiary Igneous Province, Yellowstone hotspot	Oman and Troodos ophiolites; Iceland, Ascension, and Reunion Island intrusives
Geo-chemistry	Calc-alkaline > thol. M-type & I-M hybrid Metaluminous	Calc-alkaline I-type > S-type Met-Al to sl. Per-Al	Calc-alkaline S-type Peraluminous	Calc-alkaline I-type S-type (A-type) Metalum. to Peralum	Alkaline A-type Peralkaline	Tholeiitic M-type Metaluminous
Rock types	qtz-diorite in mature arcs	tonalite & granodior. > granite or gabbro	migmatites & leucogranite	bimodal granodiorite + diorite-gabbro	Granite, syenite + diorite-gabbro.	Plagiogranite
Associated Minerals	Hbl > Bt	Hbl, Bt	Bt, Ms, Hbl, Grt, Als, Crd	Hbl > Bt	Hbl, Bt, aegirine fayalite, Rbk, arfved.	Hbl
Associated Volcanism	Island-arc basalt to andesite	Andesite and dacite in great volume	often lacking	basalt and rhyolite	alkali lavas, tuffs, and caldera infill	MORB and ocean island basalt
Classification	T_{IA} tholeiite island arc	H_{CA} hybrid calc-alkaline	C_{ST} C_{CA} C_{CI} continental types	H_{LO} hybrid late orogenic	A alkaline	T_{OR} tholeiite ocean ridge
Pearce <i>et al.</i> (1984)	VAG (volcanic arc granites)		COLG (collision granites)		WPG and ORG (within plate and ocean ridge granites)	
Maniar & Piccoli (1989)	IAG island arc granite	CAG contin. arc granite	CCG cont. collision gran.	POG post-orogenic gran.	RRG CEUG rift & aborted/hotspot	OP ocean plagiogranite
Origin	Partial melting of mantle-derived mafic underplate	PM of mantle-derived mafic underplate + crustal contribution	Partial melting of recycled crustal material	Partial melting of lower crust+ mantle and mid-crust contrib	Partial melting of mantle and/or lower crust (anhydrous)	Partial melting of mantle and fractional crystallization
Melting Mechanism	Subduction energy: transfer of fluids and dissolved species from slab to wedge. Melting of wedge, transfer of heat upward		Tectonic thickening plus radiogenic crustal heat	Crustal heat plus mantle heat (rising asthen. + magmas)	Hot spot and/or adiabatic mantle rise	



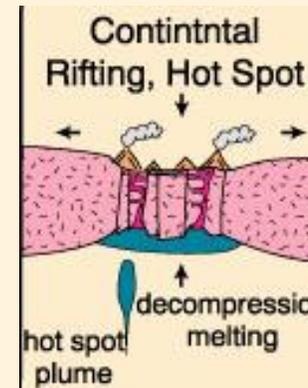
Calco-alcalin
 Métalumineux
 Type M (I-M hybride)
 Hornblende > Biotite



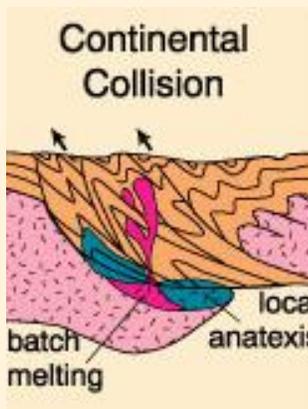
Calco-alcalin
 Métalumineux à peralumineux
 Type I, S et A
 Hornblende > Biotite



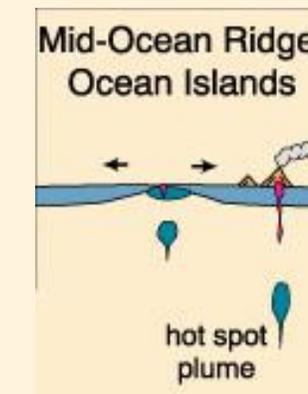
Calco-alcalin
 Métalumineux à légèrement peralumineux
 Type I et S
 Hornblende, Biotite



Alcalin
 Peralcalin
 Type A
 Hornblende, Biotite, Aegirine, Fayalite



Calco-alcalin
 Peralumineux
 Type S
 Biotite, Muscovite, Hornblende, Grenat, Cordiérite, Silicate d'alumine (And, Ky, Sill)



Tholéitique
 Métalumineux
 Type M
 Hornblende