

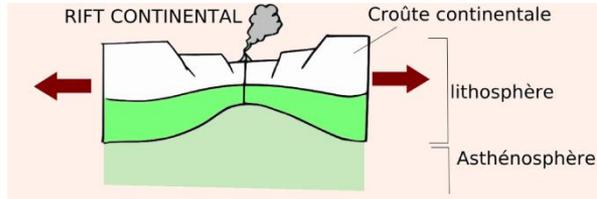
A satellite photograph of the African continent, showing the Great Rift Valley running through the center. The image captures the curvature of the Earth, with the blue atmosphere and black space of the sky visible at the top. The landmass is colored in shades of green, brown, and tan, representing different vegetation and terrain types. The Great Rift Valley is a prominent feature, appearing as a deep, linear depression that extends from the east coast of Africa towards the interior. The Nile River is visible on the right side, flowing northwards. The Red Sea is visible at the bottom right. The overall scene illustrates a continental rift, a type of divergent plate boundary.

Divergence lithosphérique

Aperçu des différents type de frontières des plaques lithosphériques

FRONTIERES EN DIVERGENCE

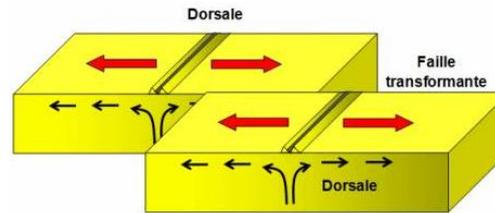
Rift continental



Exemple : Rift Africain

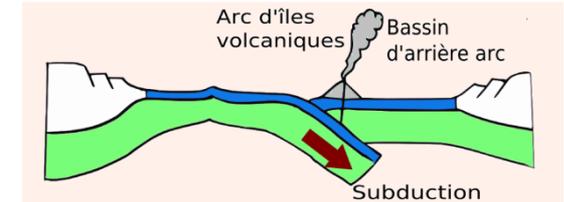
FRONTIERES EN DECROCHEMENT

Failles transformantes océaniques



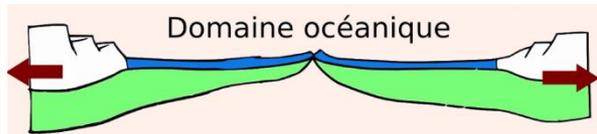
FRONTIERES EN CONVERGENCE

Subduction entre 2 lithosphères océaniques



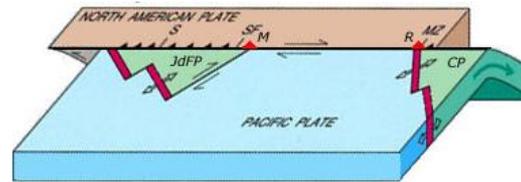
Exemple : Antilles

Accrétion océanique



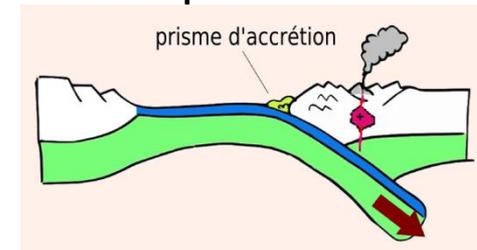
Exemple : Dorsale Atlantique

Failles transformantes continentales



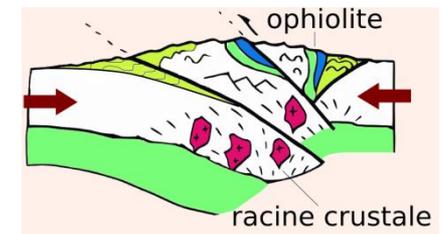
Exemple : Faille de San Andrés

Subduction entre lithosphère océanique et continentale



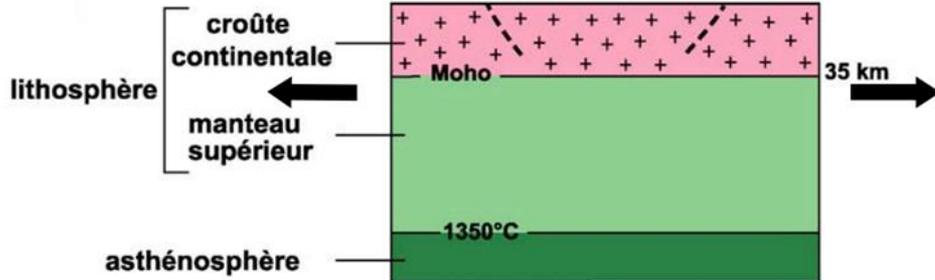
Exemple : Côte Ouest Amérique

Collision continentale

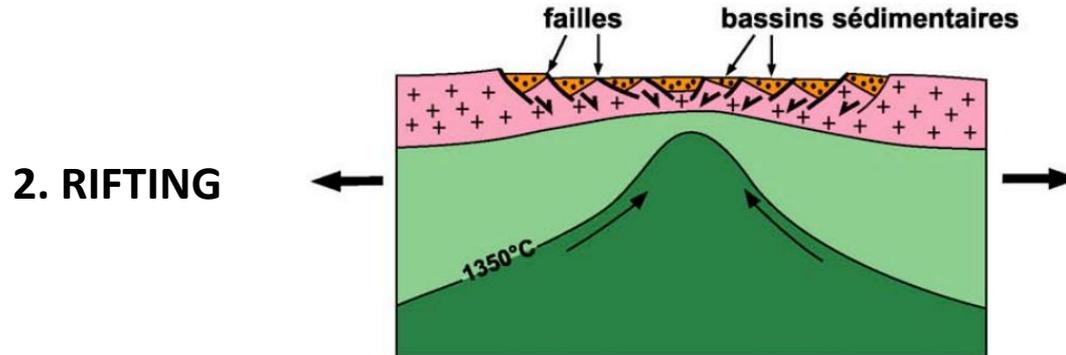


Exemple : Alpes

Etapes de l'océanisation

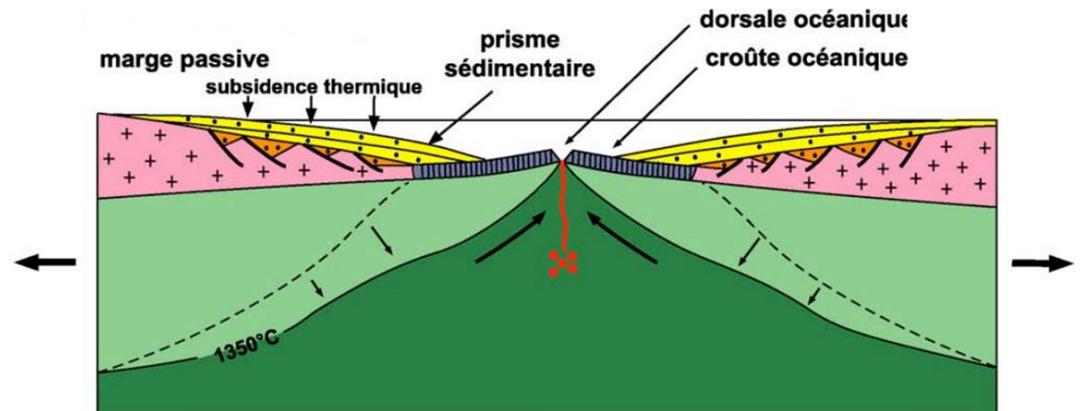


1. DEBUT EXTENSION



2. RIFTING

3. ACCRETION OCEANIQUE



Les frontières en divergence

I – Rifting continental

Exemple du Rift Est Africain et du Fossé Rhénan

Marqueurs tectoniques, sédimentaires, géophysiques

La magmatisme alcalin

II – L'accrétion océanique

La déchirure continentale

Les marges passives

Les dorsales et l'expansion océanique

Le magmatisme des dorsales

Le métamorphisme hydrothermal

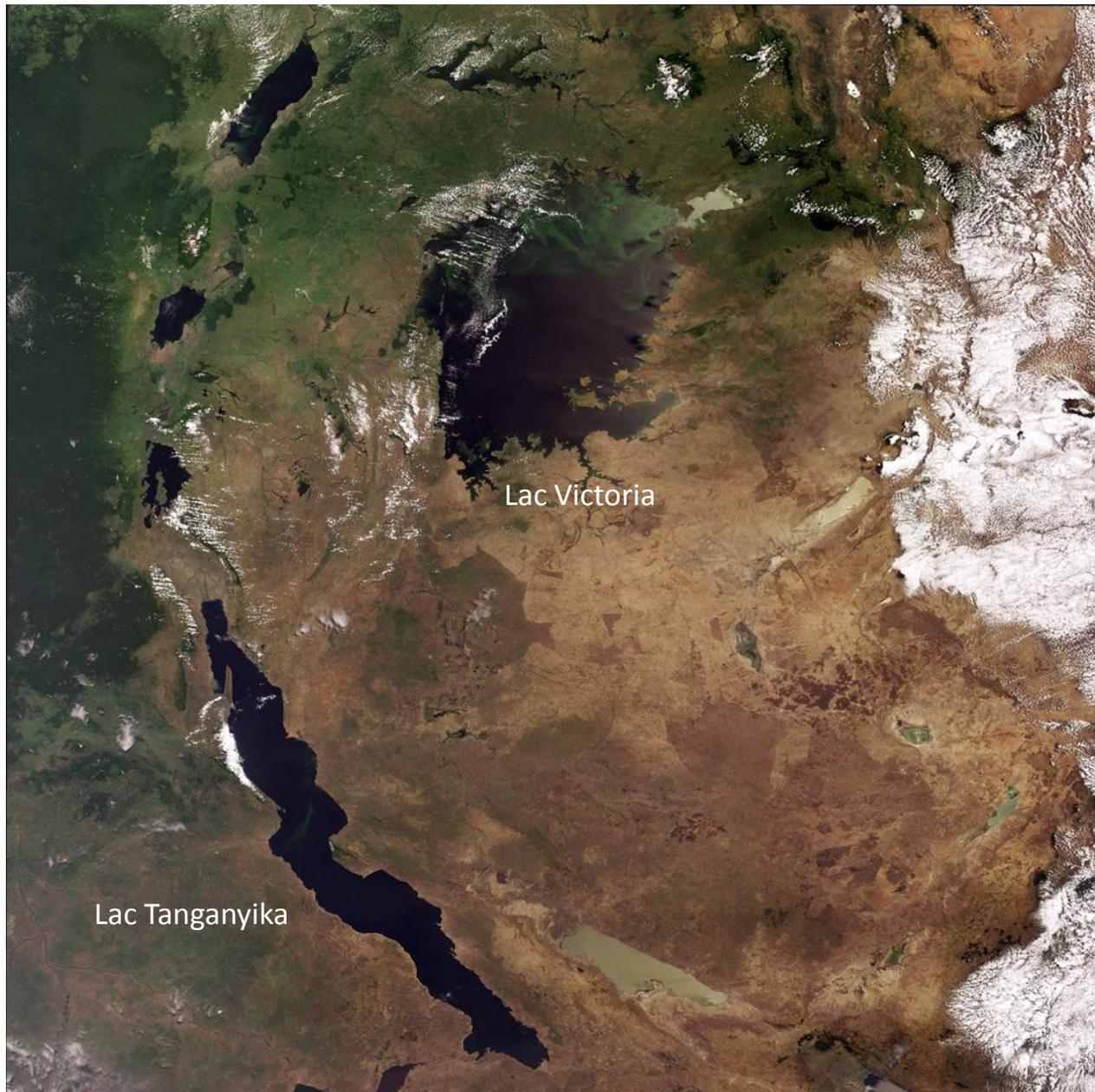
III – Bassins d'arrière-arc

Exemple des Mariannes

Exemple de l'ouverture du bassin Algéro-Provençal

Exemple : Grand Rift Africain

Alignement des grands lacs dans la vallée du Rift



Exemple : Grand Rift Africain



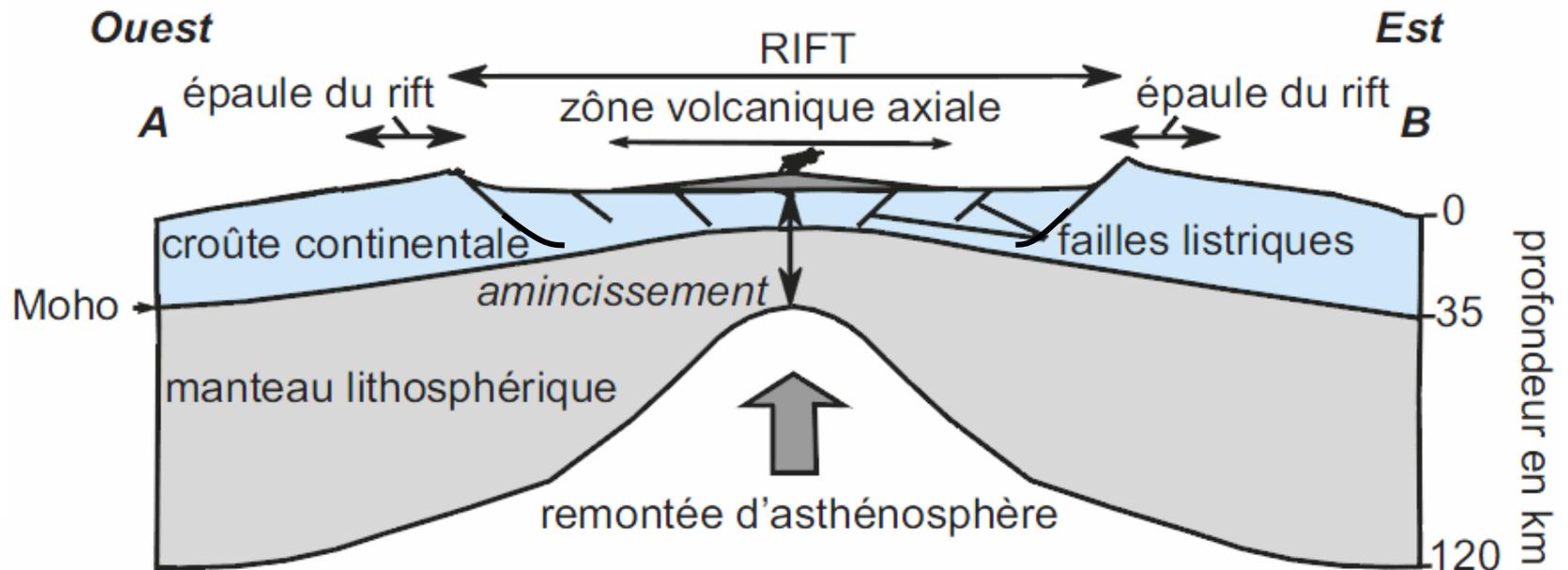
Exemple : Grand Rift Africain

Grand Rift vu de du sommet de l'Ol Doinyo Lengai

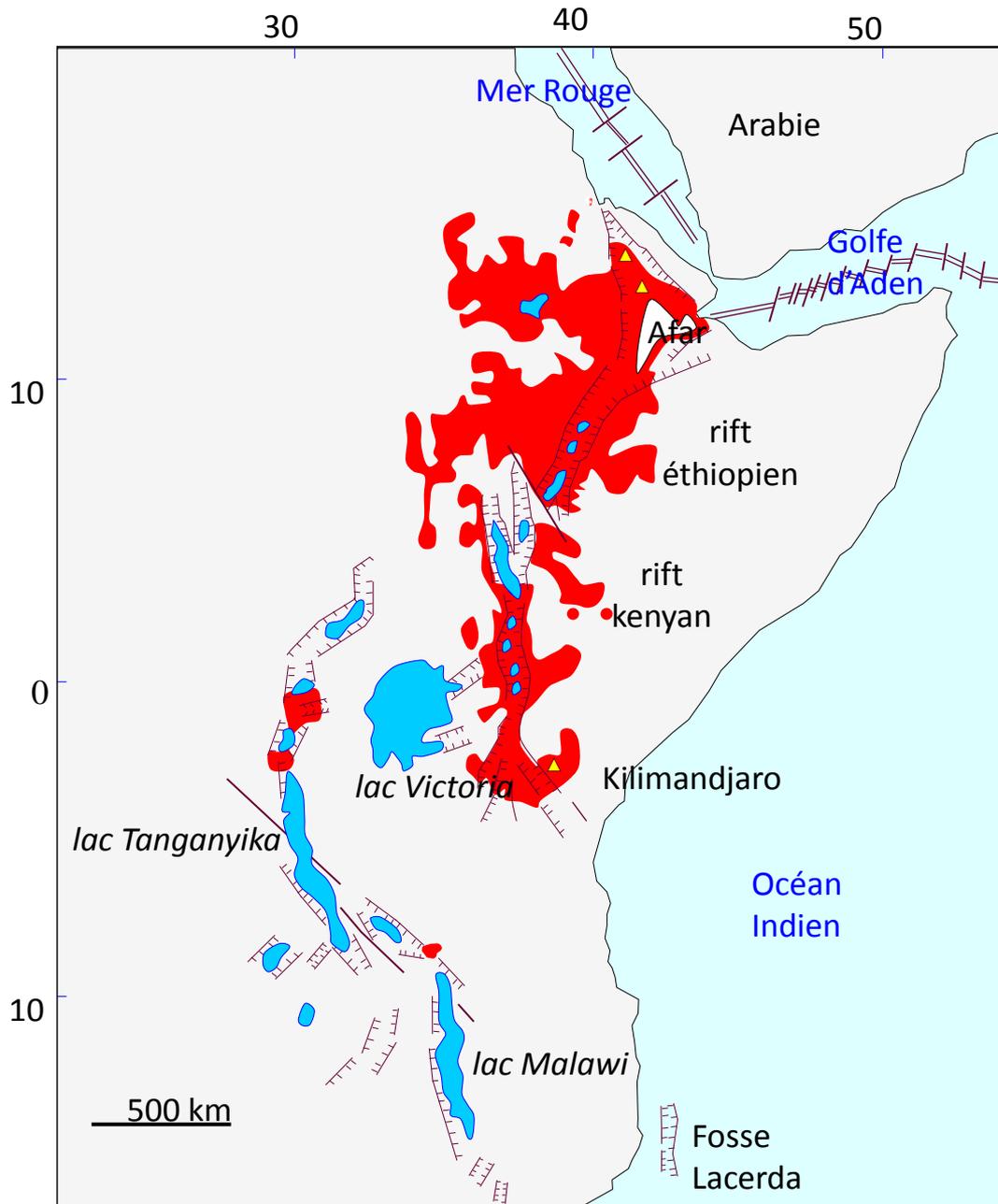


Exemple : Grand Rift Africain

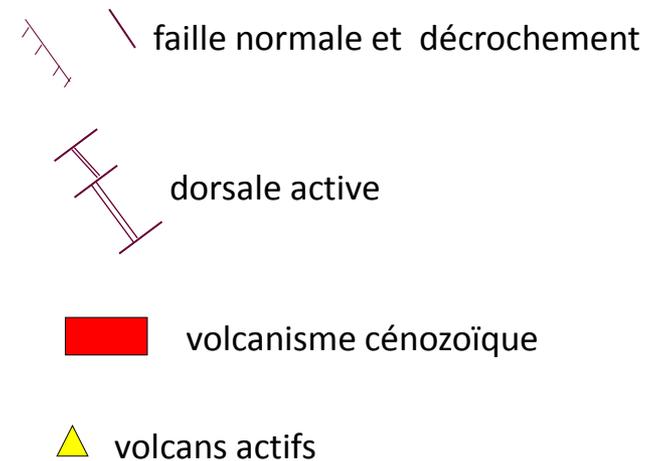
Ethiopie, vallée du Rift



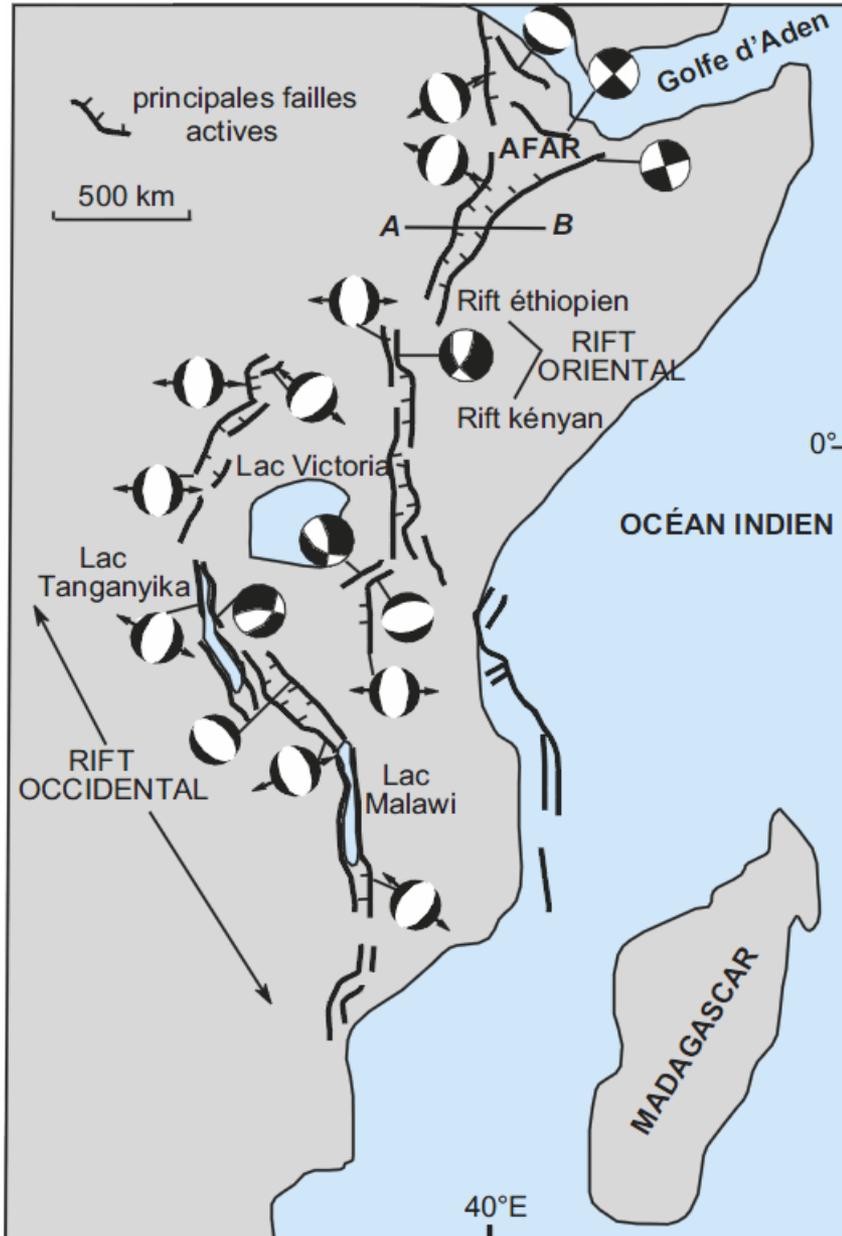
Exemple : Grand Rift Africain



Le rift Est-Africain s'étend sur 3 000 km du nord au sud et est large de 50 à 150 km ; il s'organise en une succession de **couloirs affaissés ou grabens**, bordés de nombreuses **failles normales**, et décalés les uns des autres par de nombreux accidents décrochants.



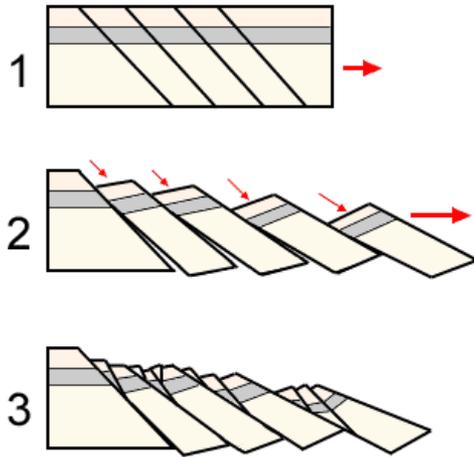
Exemple : Grand Rift Africain



La plupart de ces failles sont **sismiquement actives** et la majorité des **foyers** des séismes sont localisés à moins de 20 km de profondeur, dans la croûte continentale supérieure cassante.

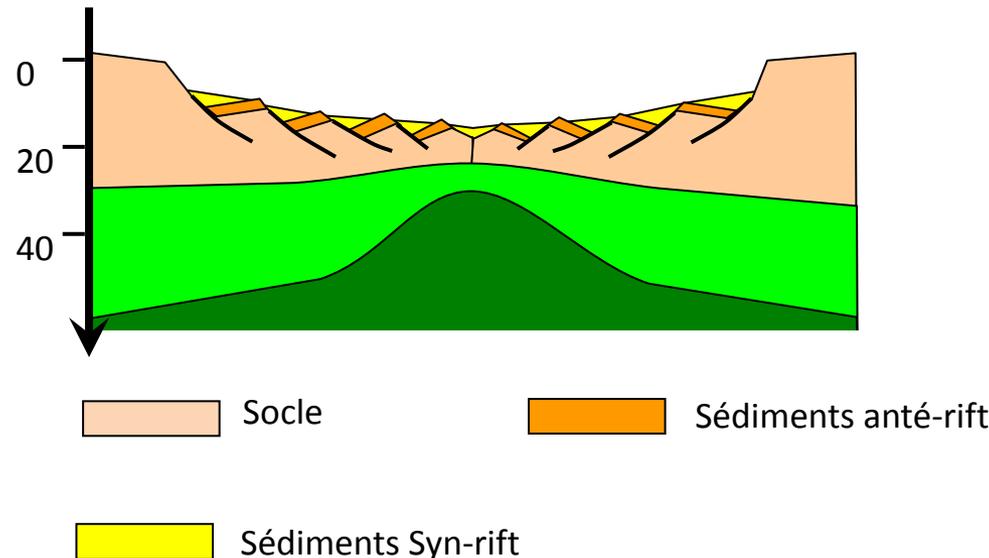
Marqueurs tectoniques et sédimentologiques

- Blocs « basculés », séparés par failles normales



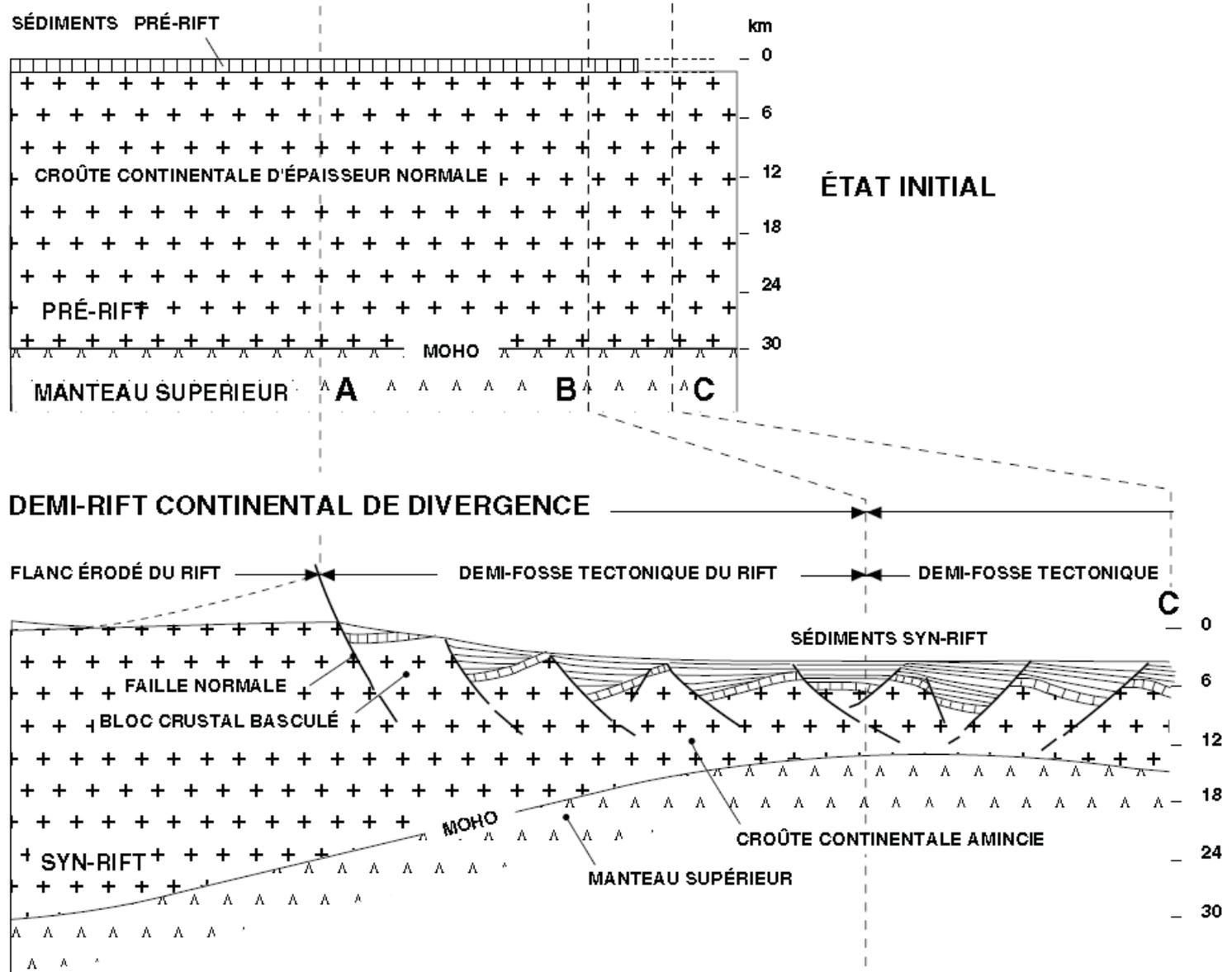
Modèle en dominos ou du paquet de cartes: les vides provoqués par le basculement des blocs lors de la distension sont remplis par le jeu de failles normales superficielles (d'après G. Boillot et C. Coulon in "La déchirure continentale et l'ouverture océanique" Gordon and Breach Science Publishers 1998).

- Remplissages sédimentaires (que l'on retrouve aussi au niveau d'une marge passive)



Marqueurs tectoniques et sédimentologiques

Evolution d'un rift continental



REMARQUE:

Pour le Rift Africain:

-L'ampleur cumulée de l'extension lithosphérique cours des 25 derniers millions d'années = 30 km.

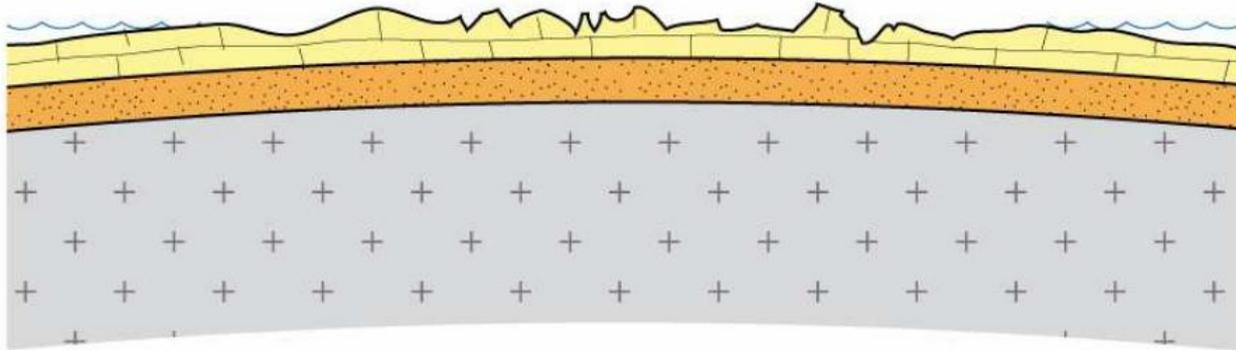
En faisant l'hypothèse de régularité du processus géodynamique, ceci conduit à une vitesse de divergence de 1,2 mm/an ; c'est relativement peu (5 à 10 fois moins que les vitesses de divergence déduites des données géodésiques)

→ On peut supposer une **évolution irrégulière de la divergence**, des périodes de divergence plus soutenue alternant avec des périodes de moindre mobilité.

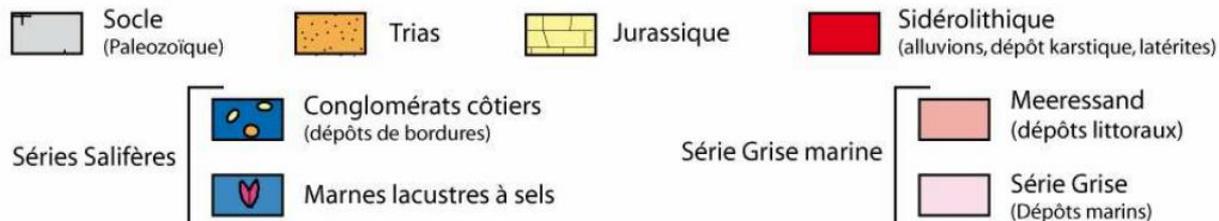
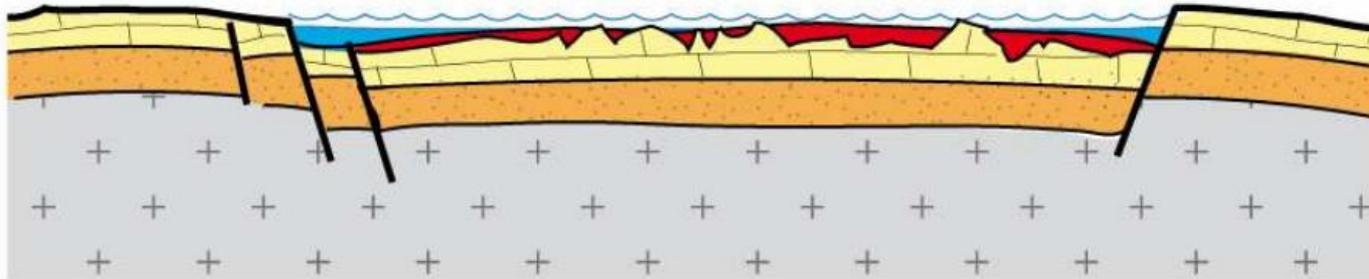
Marqueurs tectoniques et sédimentologiques

Evolution d'un rift continental : Exemple du Fossé Rhénan

Jurassique Supérieur - Crétacé Supérieur : Phase continentale et volcanisme pré-rift.
EMERSION - BOMBEMENT - EROSION - HIATUS - VOLCANISME



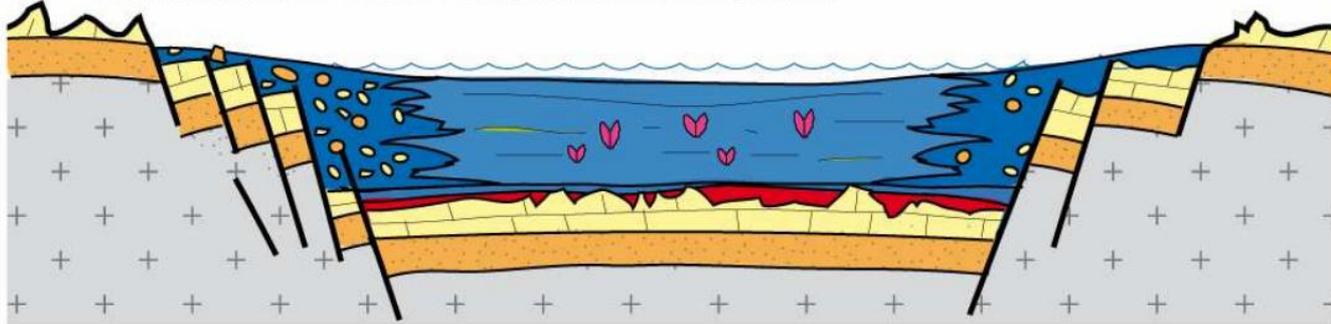
Eocène Moyen : Fin de la phase continentale
AFFAISSEMENT PUIS DISTENSION ET EFFONDREMENT DU FOSSE RHENAN



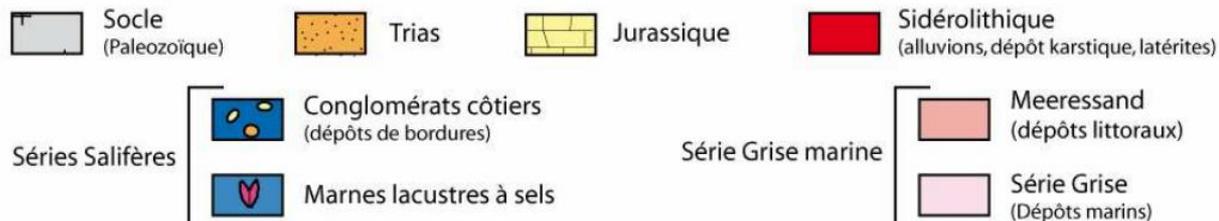
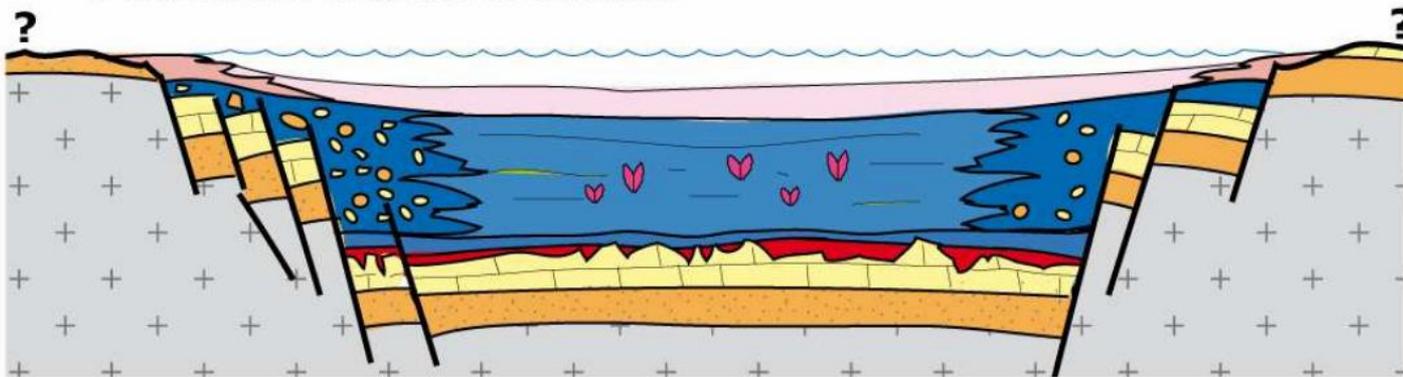
Marqueurs tectoniques et sédimentologiques

Evolution d'un rift continental : Exemple du Fossé Rhénan

Eocène Supérieur - Oligocène Inférieur : Phase évaporitique du rift
SUBSIDENCE DU FOSSE ET REMONTEE DES BORDURES



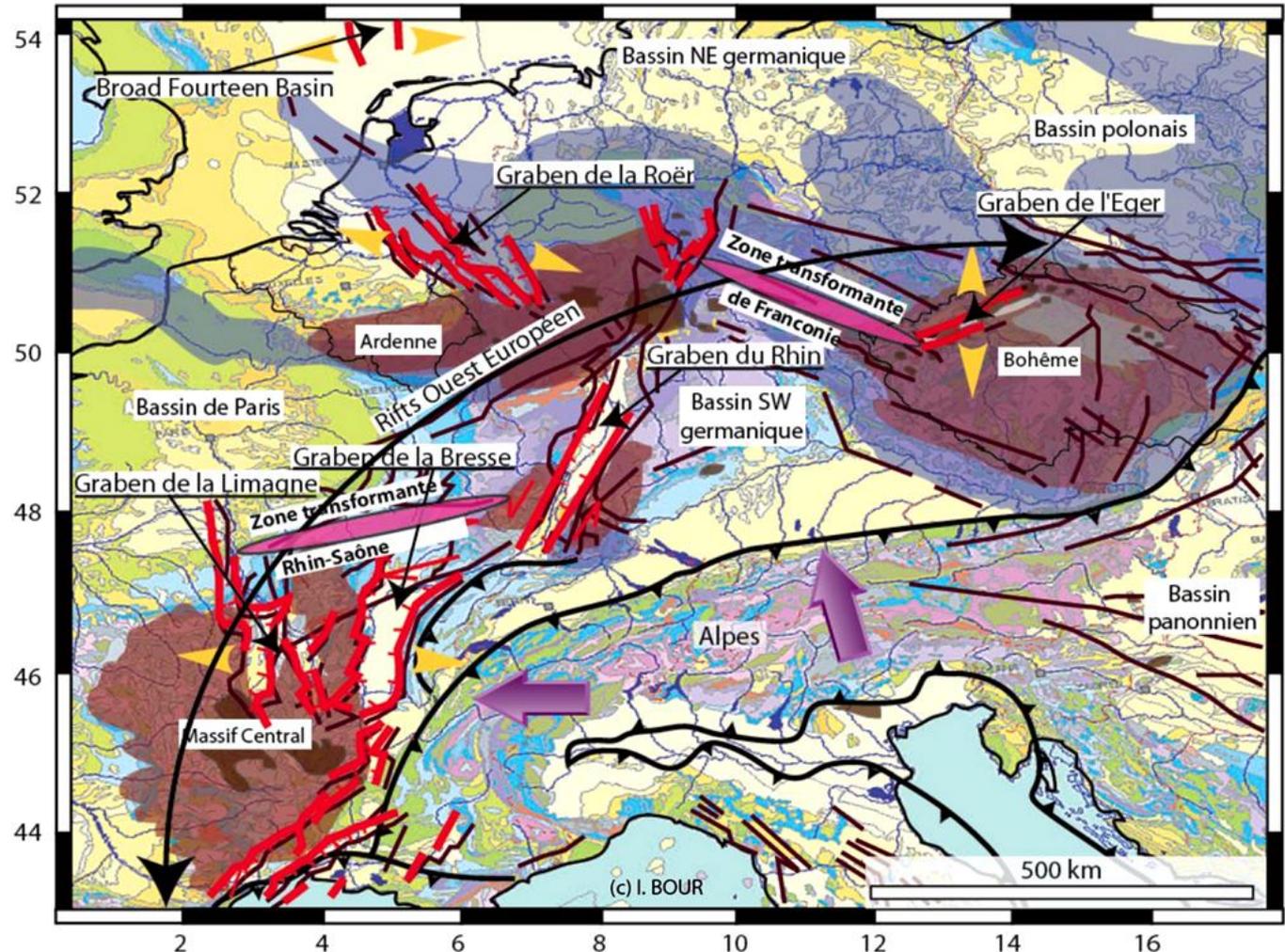
Oligocène Inférieur - Oligocène Moyen : Invasion marine par la mer du Nord
SUBSIDENCE ET REMPLISSAGE DU FOSSE



Marqueurs tectoniques et sédimentologiques

Contexte géodynamique expliquant la formation du Fossé Rhénan

Début Tertiaire



- | | |
|------------------------------------|------------------------------------------|
| Province volcanique | Front alpin |
| Socle varisque | Système de faille cénozoïque (Oligocène) |
| Aire d'inversion Crétacé-Tertiaire | Contrainte alpine |
| Rifts cénozoïques: | |
| Failles de détachement | Rifts |
| | Distension |

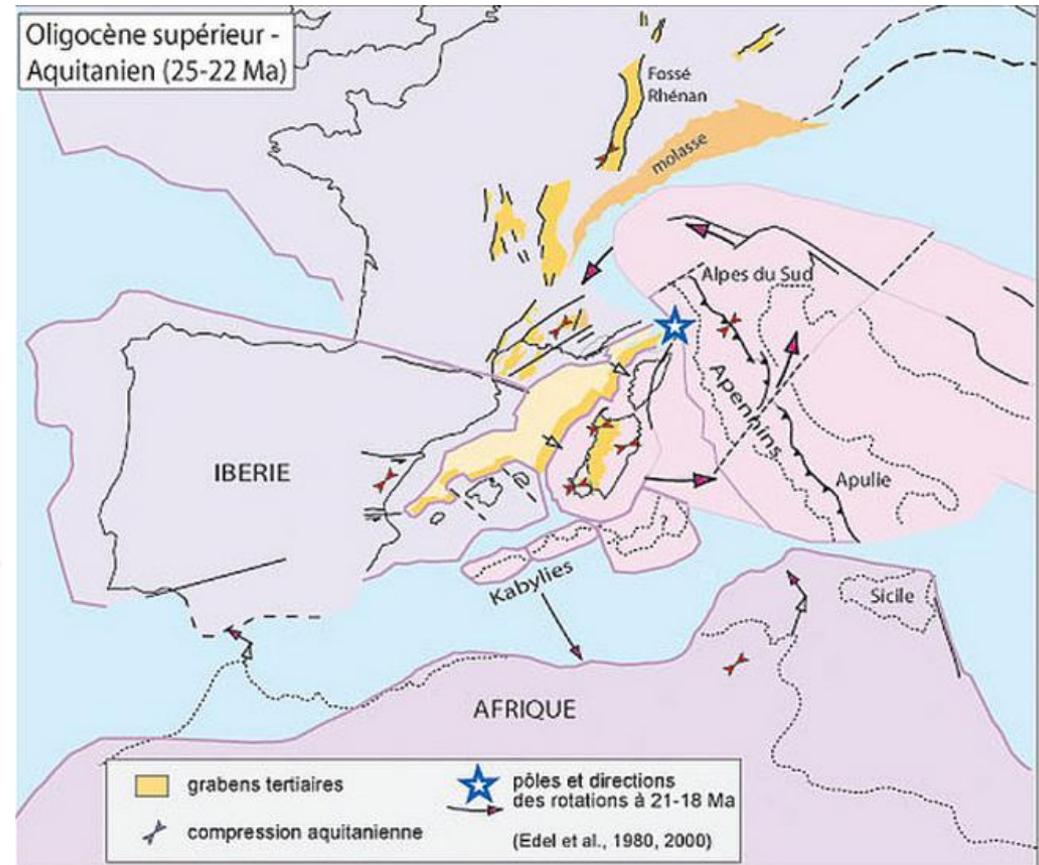
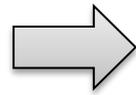
Marqueurs tectoniques et sédimentologiques

Contexte géodynamique expliquant la formation du Fossé Rhénan

- 1) Au début du **Tertiaire**, traction de la lithosphère européenne qui entre en subduction en périphérie des Alpes
→ Extension passive de la croûte (avant pays) qui s'étire et s'amincit
→ La création de fossés d'effondrements (grabens disposés concentriquement autour de l'arc alpin)

- 2) De l'**Oligocène jusqu'au Miocène** (25-20 Ma), **deuxième phase** d'effondrement.

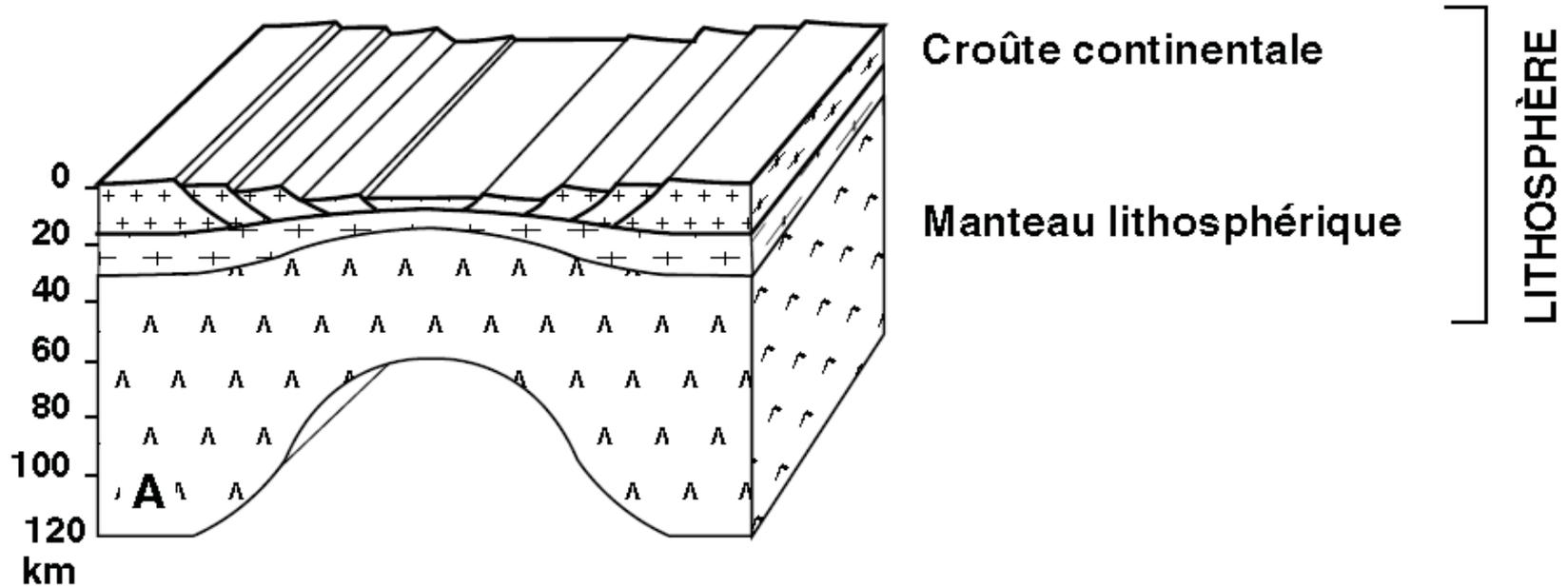
L'effondrement du Fossé Rhénan Supérieur – (Strasbourg / Bâle) s'arrêterait au début du Miocène en relation avec une **rotation anti-horaire** apulienne et/ou d'un soulèvement des Vosges et de la Forêt Noire au Miocène moyen .



Mécanisme de l'extension

Modèle de l'extension symétrique (Dan McKenzie, 1978)

L'extension est uniforme: fracturation cassante en surface et fluage plastique en profondeur mais extension lithosphérique et asthénosphériques sont identiques.

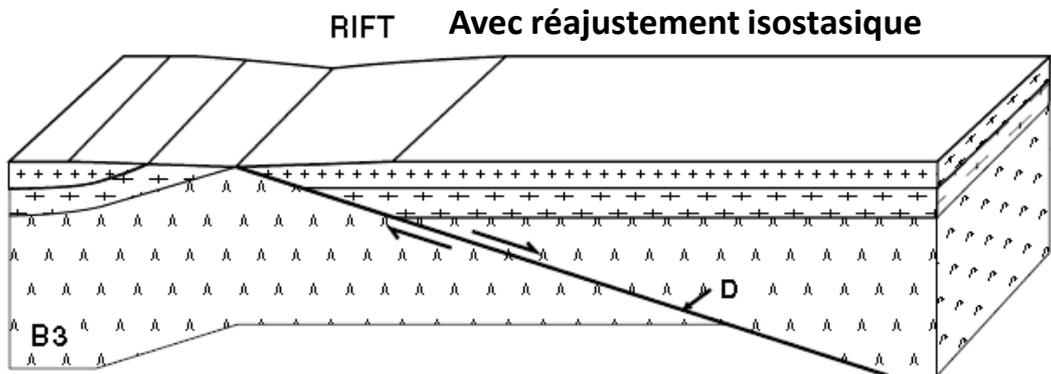
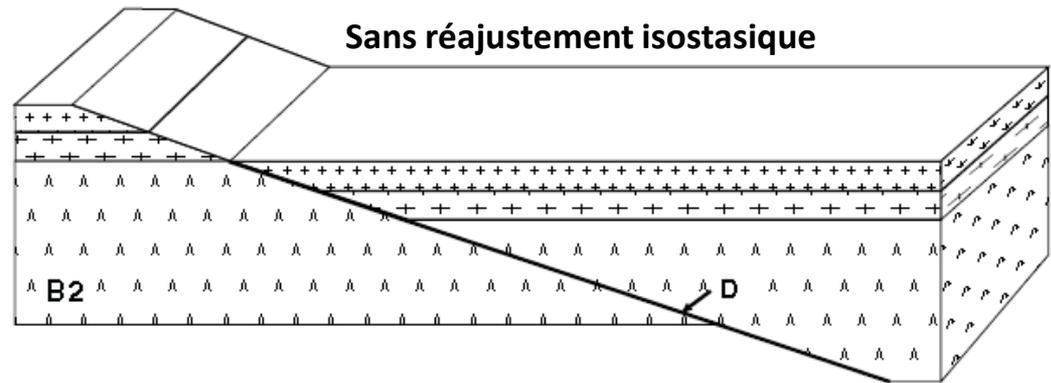
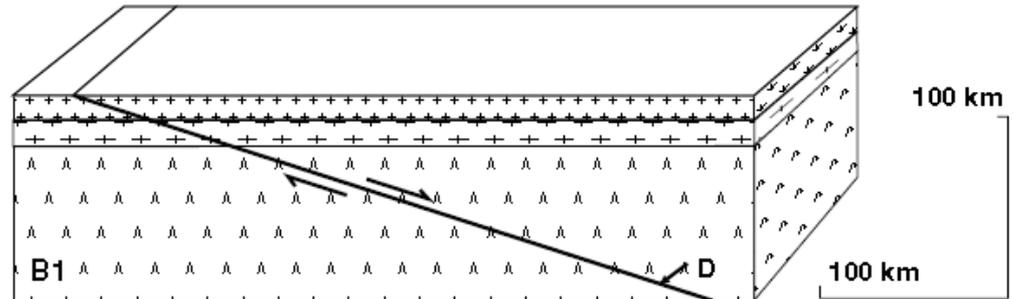


Mécanisme de l'extension

Modèle de l'extension non uniforme (Brian Wernicke (1981))

Dû à l'existence de **grandes failles de détachement** trans-lithosphérique à faible pendage (D). La lithosphère s'étire de manière **asymétrique** dans les conditions d'un cisaillement simple.

Dans ce cas, le site d'amincissement est décalé. Le dôme asthénosphérique et les volcans qui lui sont associés sont situés sous un des flancs du rift, et non plus à son axe comme dans le modèle précédent



Mécanisme de l'extension

REMARQUE:

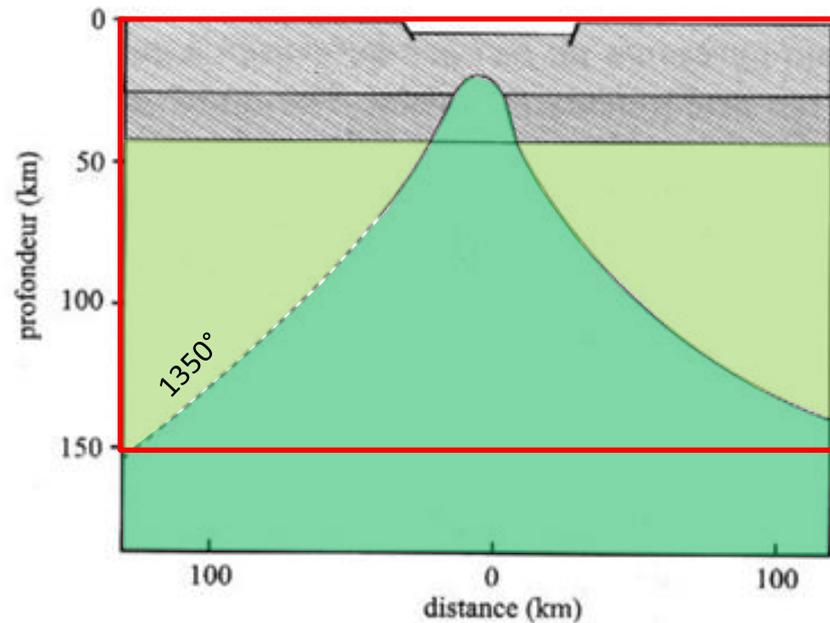
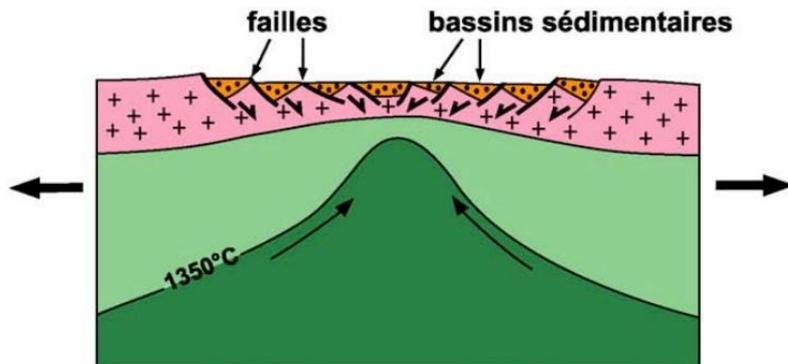
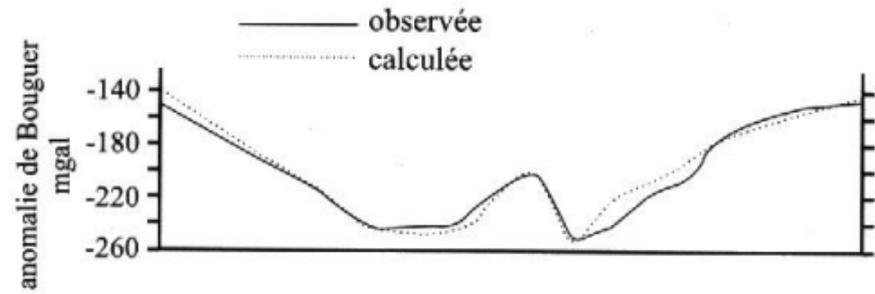
Les géologues s'accordent aujourd'hui pour attribuer un **rôle important aux «failles de détachement»** et au cisaillement simple dans l'amincissement et la rupture de la lithosphère continentale, parce que ce mécanisme rend mieux compte de la **dénudation tectonique** (l'exhumation) des terrains profonds que le modèle d'étirement de la lithosphère par aplatissement (cisaillement pur) selon lequel ces terrains restent toujours enfouis

Signatures géophysiques

Anomalies gravimétriques

A grande échelle:

Anomalie de Bouguer négative à cause de l'**amincissement de la lithosphère** (remplacement du manteau lithosphérique froid et dense par de l'asthénosphère chaude moins dense).

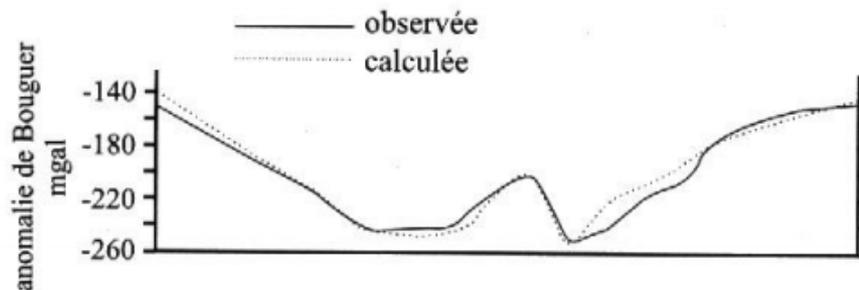


Signatures géophysiques

Anomalies gravimétriques

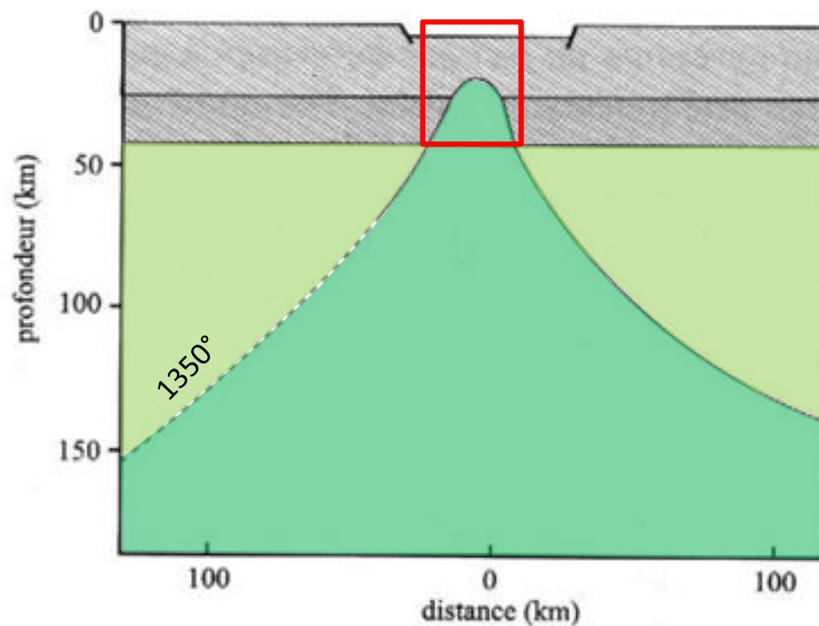
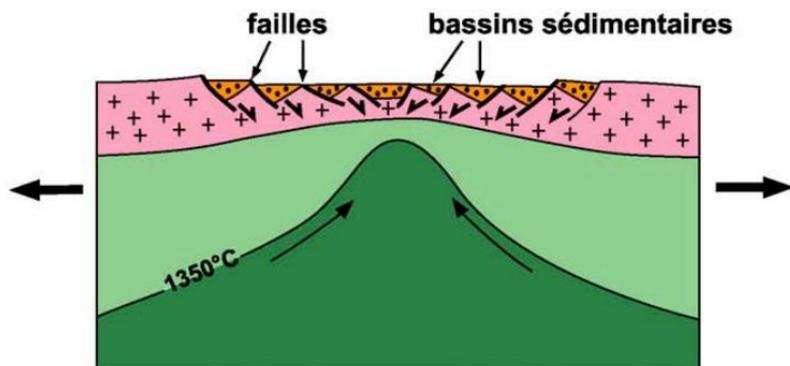
A grande échelle:

Anomalie de Bouguer négative à cause de l'**amincissement de la lithosphère** (remplacement du manteau lithosphérique froid et dense par de l'asthénosphère chaude moins dense).



A petite échelle:

Petite augmentation à cause de l'excès de masse dans la partie centrale du rift (remontée du manteau au dépend de la croûte amincie).

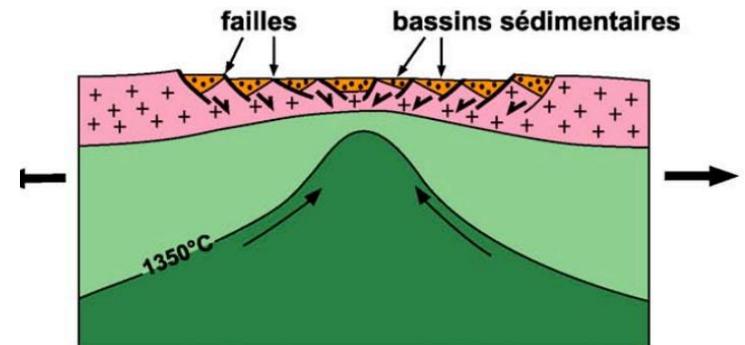
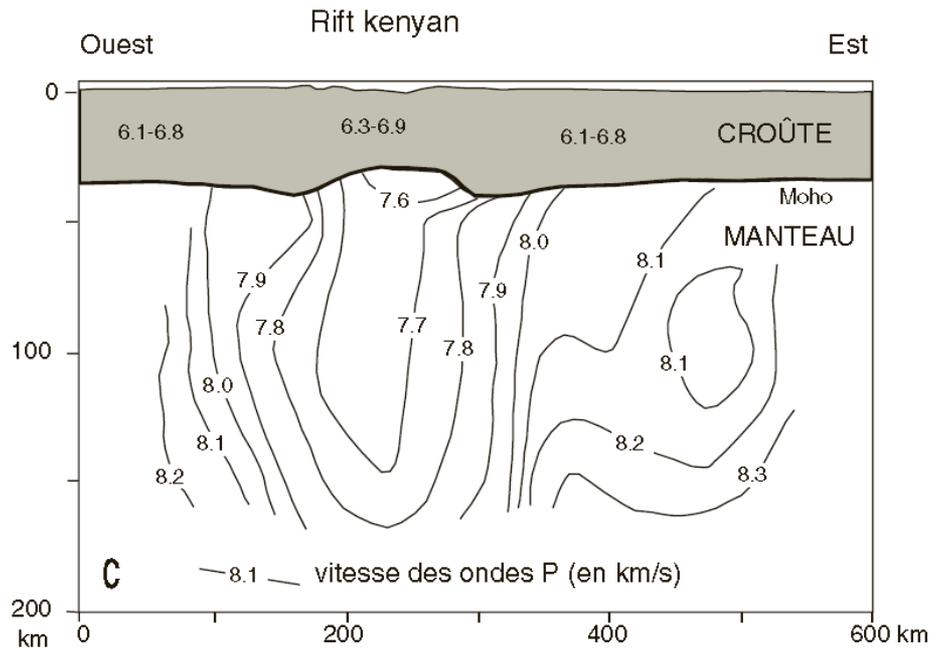


Signatures géophysiques

Signature thermique

Le **flux thermique élevé** (moyenne de 100 mW.m^{-2}) dans le fossé alors que la moyenne continentale s'établit plutôt au voisinage de $50 \text{ à } 70 \text{ mW.m}^{-2}$.

Ceci doit être mis en rapport avec la **remontée de l'asthénosphère** responsable d'une élévation du gradient géothermique dans cette région. Les données sismiques mettent bien en évidence ce phénomène.



Distribution de la vitesse des ondes P sur une coupe perpendiculaire au rift kenyan (d'après Braile et al., 1994).

Signatures géophysiques

Signature thermique

Cas du Rift Africain:

Le **flux thermique élevé** (moyenne de 100 mW.m^{-2}) dans le fossé alors que la moyenne continentale s'établit plutôt au voisinage de 50 à 70 mW.m^{-2} .

Ceci doit être mis en rapport avec la **remontée de l'asthénosphère** responsable d'une élévation du gradient géothermique dans cette région. Les données sismiques mettent bien en évidence ce phénomène.

La BAD (Banque africaine de développement) prépare un programme de développement de la géothermie pour l'Afrique.

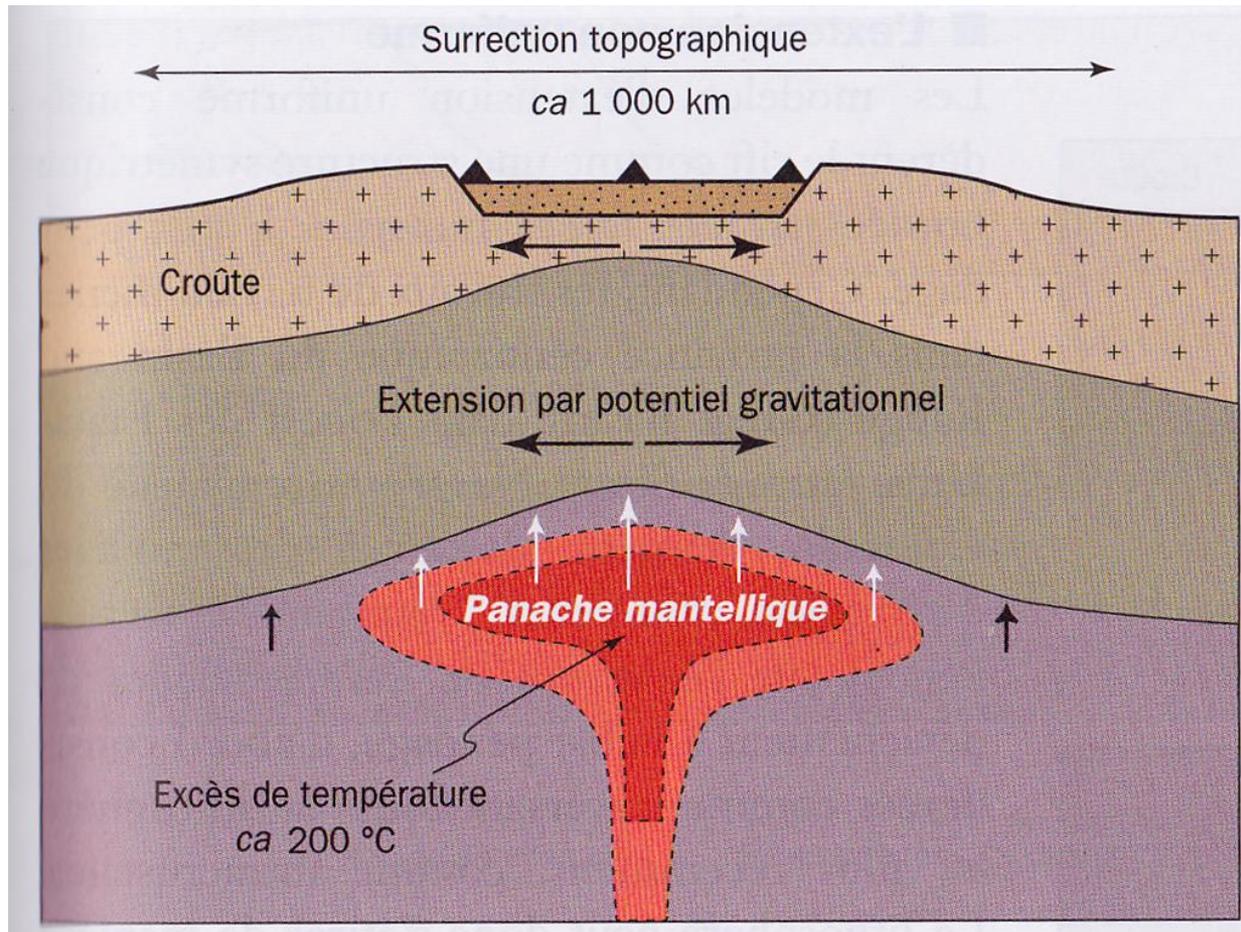


Zone géothermique d'Olkaria, dans la vallée du Rift, près du lac Naivasha

Rifting passif, rifting actif

Rifting actif

Dans ce cas, c'est un **phénomène thermique** (remontée d'asthénosphère) qui entraîne l'extension (réponse de la lithosphère à son échauffement basal)

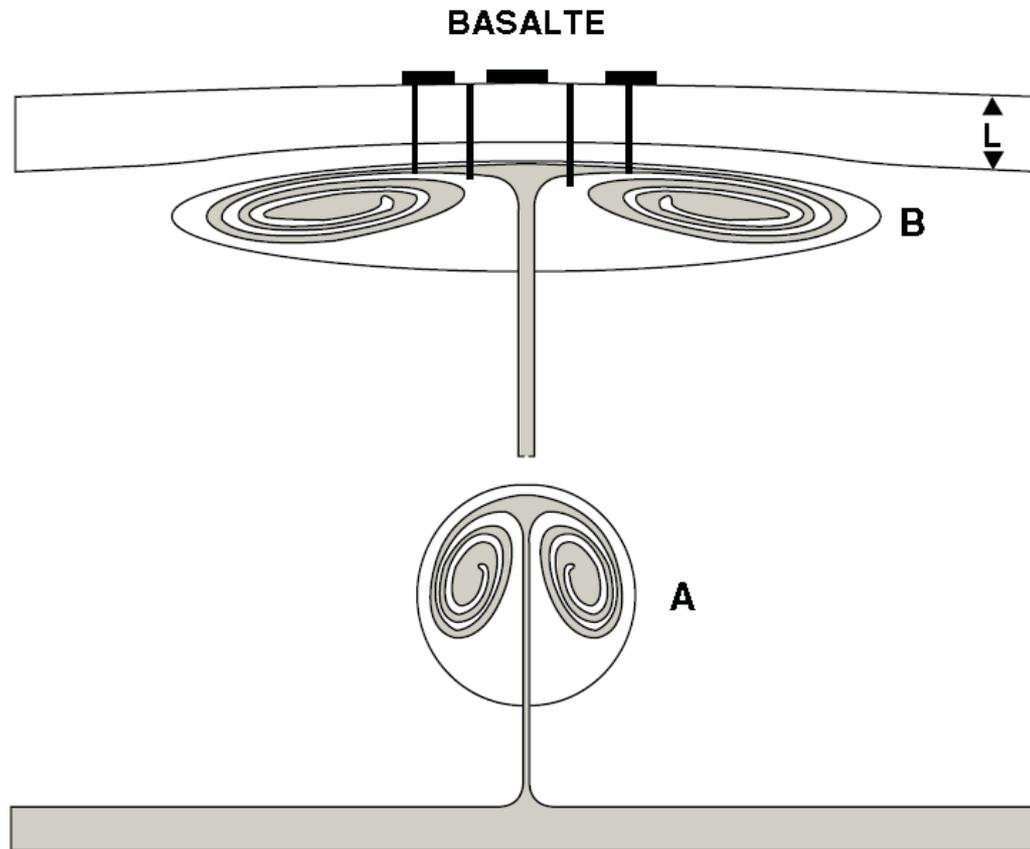


Le rift Est Africain correspond à un modèle rifting actif.

Rifting passif, rifting actif

Rifting actif

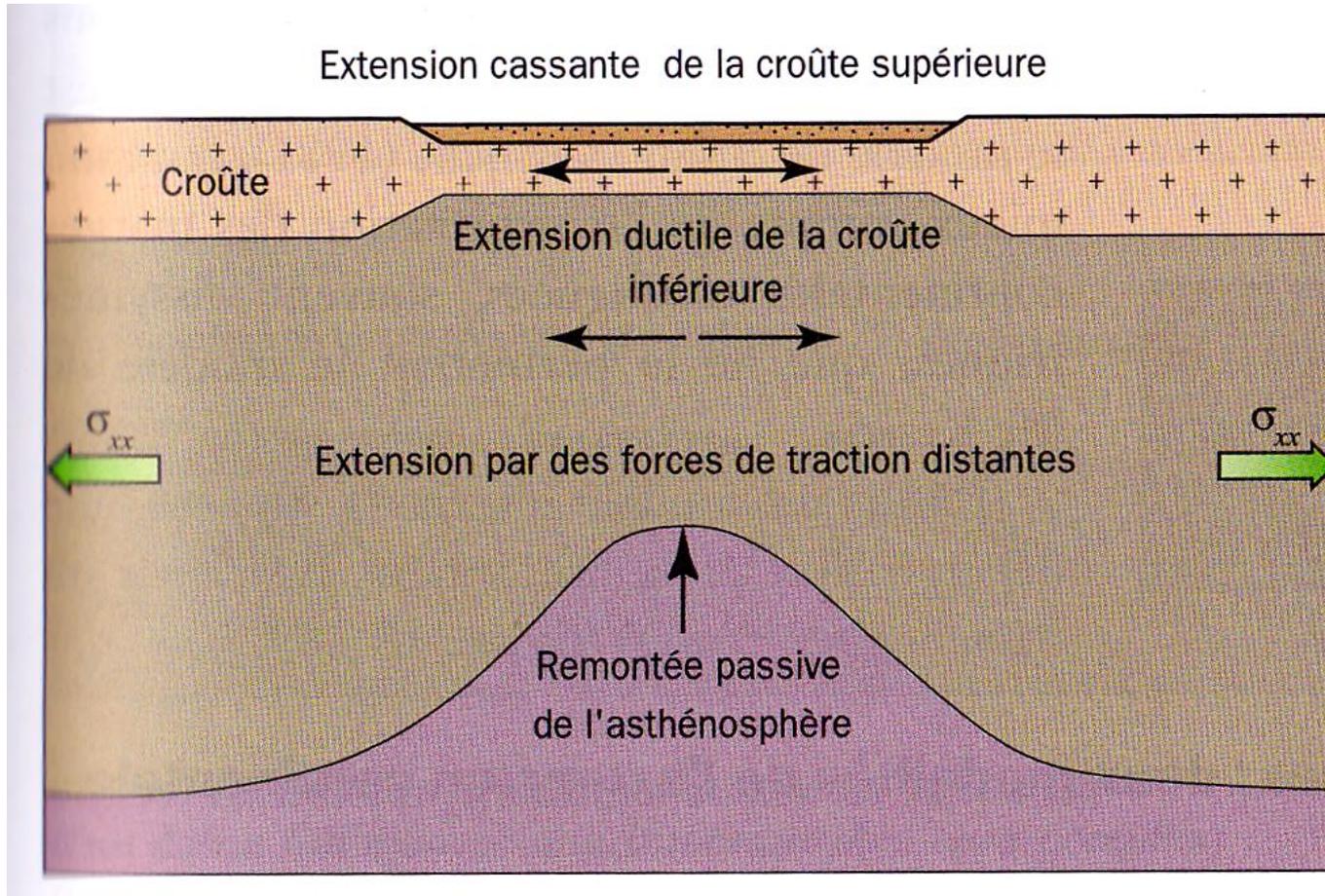
C'est la **remontée d'un panache mantellique** (souvent d'origine profonde, à la base du manteau) entraîne un bombement topographique de quelques 100aines de Km (doming), suivi d'un étirement et d'une rupture de la croûte.



Rifting passif, rifting actif

Rifting passif

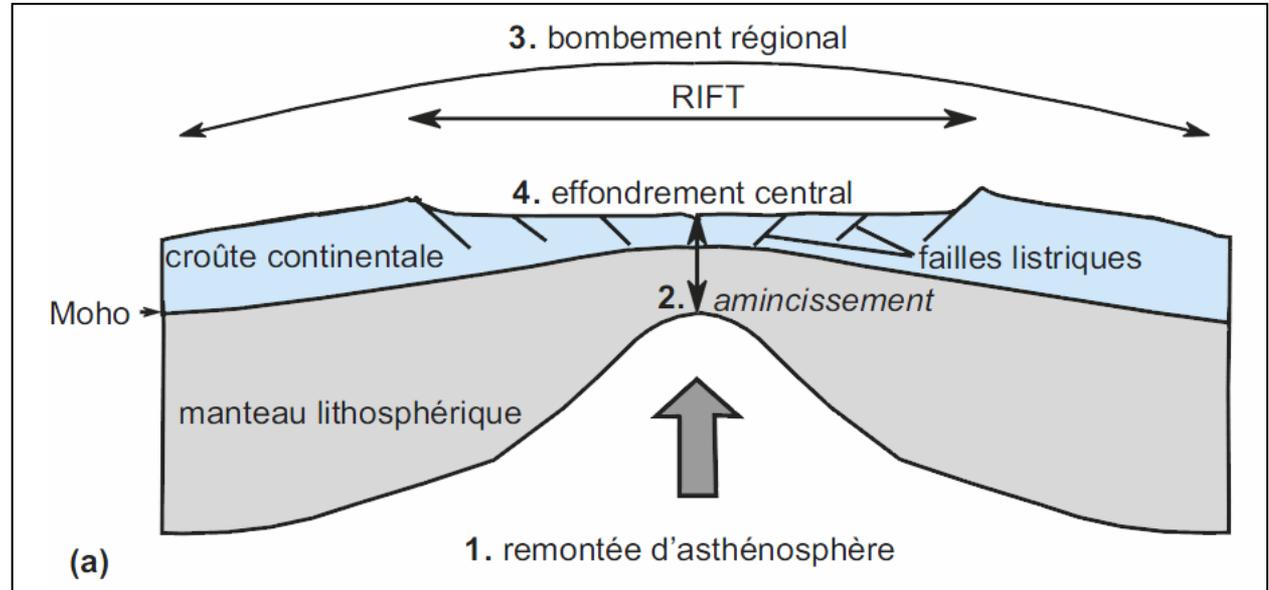
Dans ce cas, c'est la **divergence** qui provoque l'**amincissement crustal** et la remontée adiabatique du manteau lithosphérique → fusion partielle possible. Le bombement et l'activité volcanique sont des processus secondaires, postérieurs au rifting



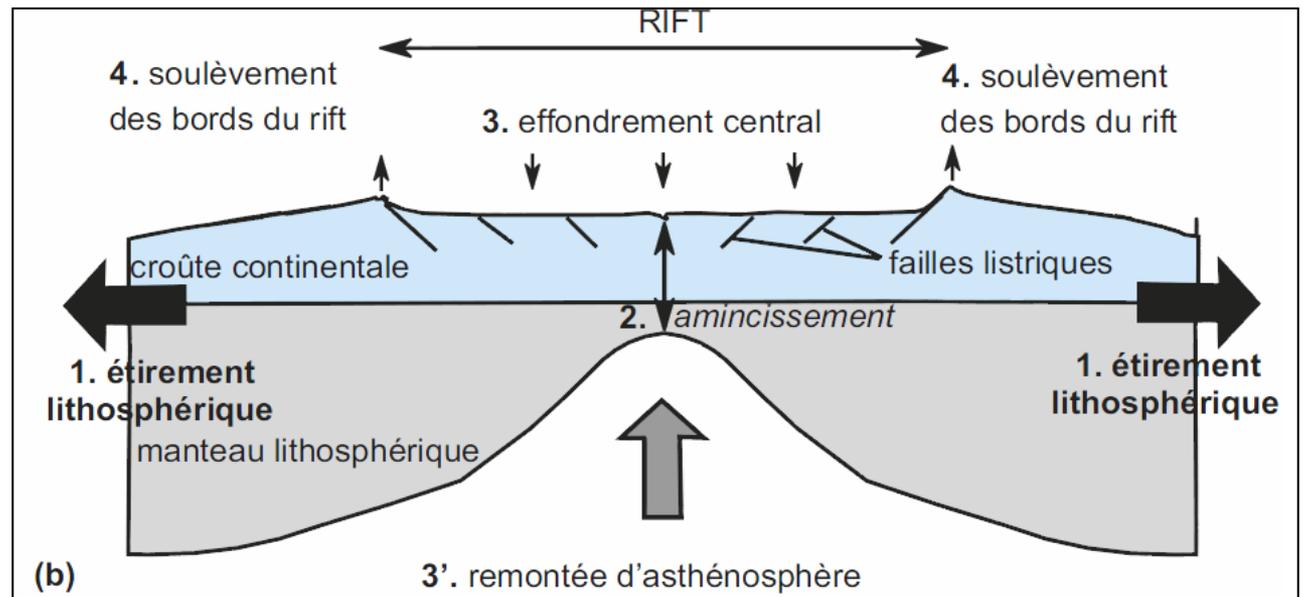
Rifting passif, rifting actif

Comparaison rifting actif / passif

R. ACTIF



R. PASSIF



Rifting passif, rifting actif

REMARQUES:

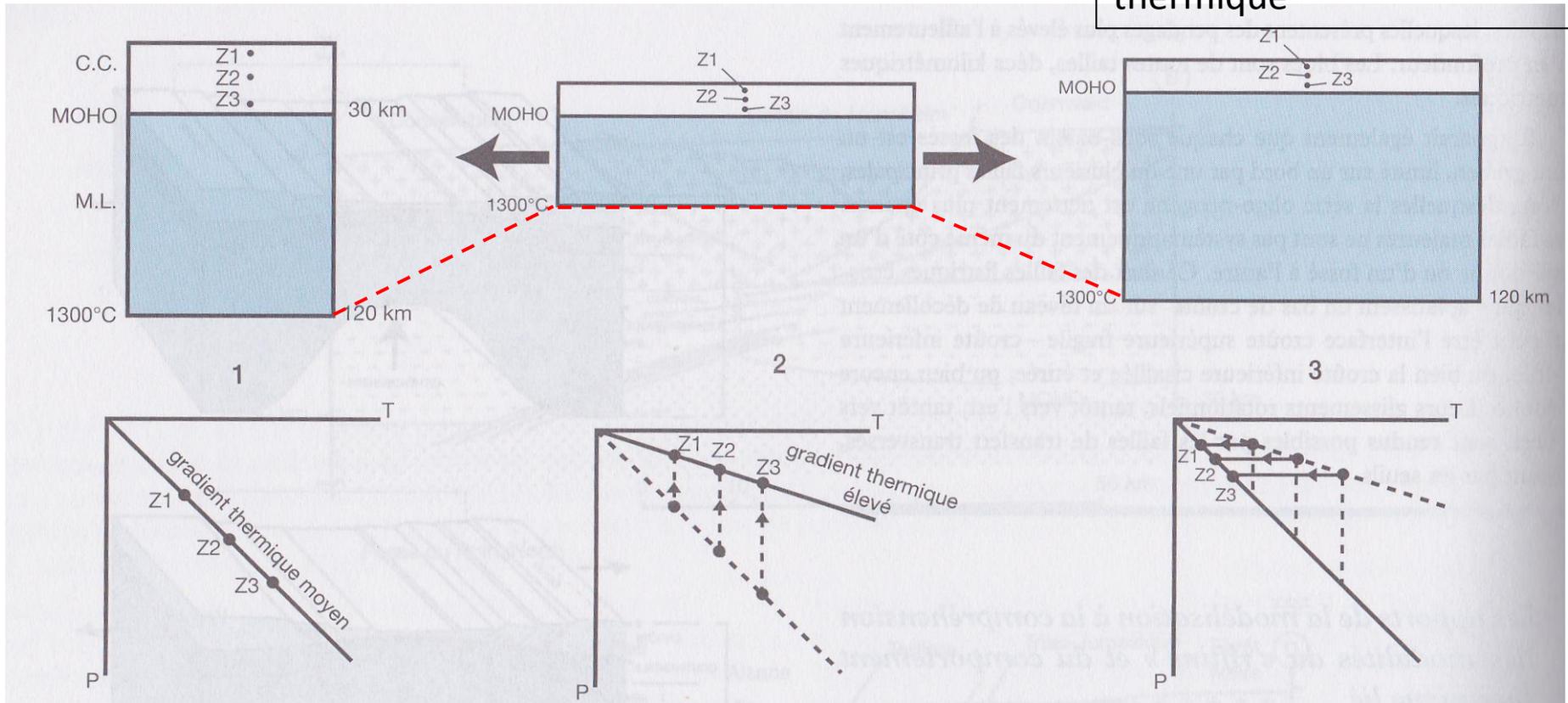
- Rifting actif et passif ne sont que des modèles idéaux (on peut avoir des systèmes intermédiaires)
- Le **rifting actif** est contrôlé par l'asthénosphère. Le **rifting passif** est contrôlé par la lithosphère.

Evolution thermique de la lithosphère

1. Etat initial

2. Rifting instantané

3. Retour à l'équilibre thermique



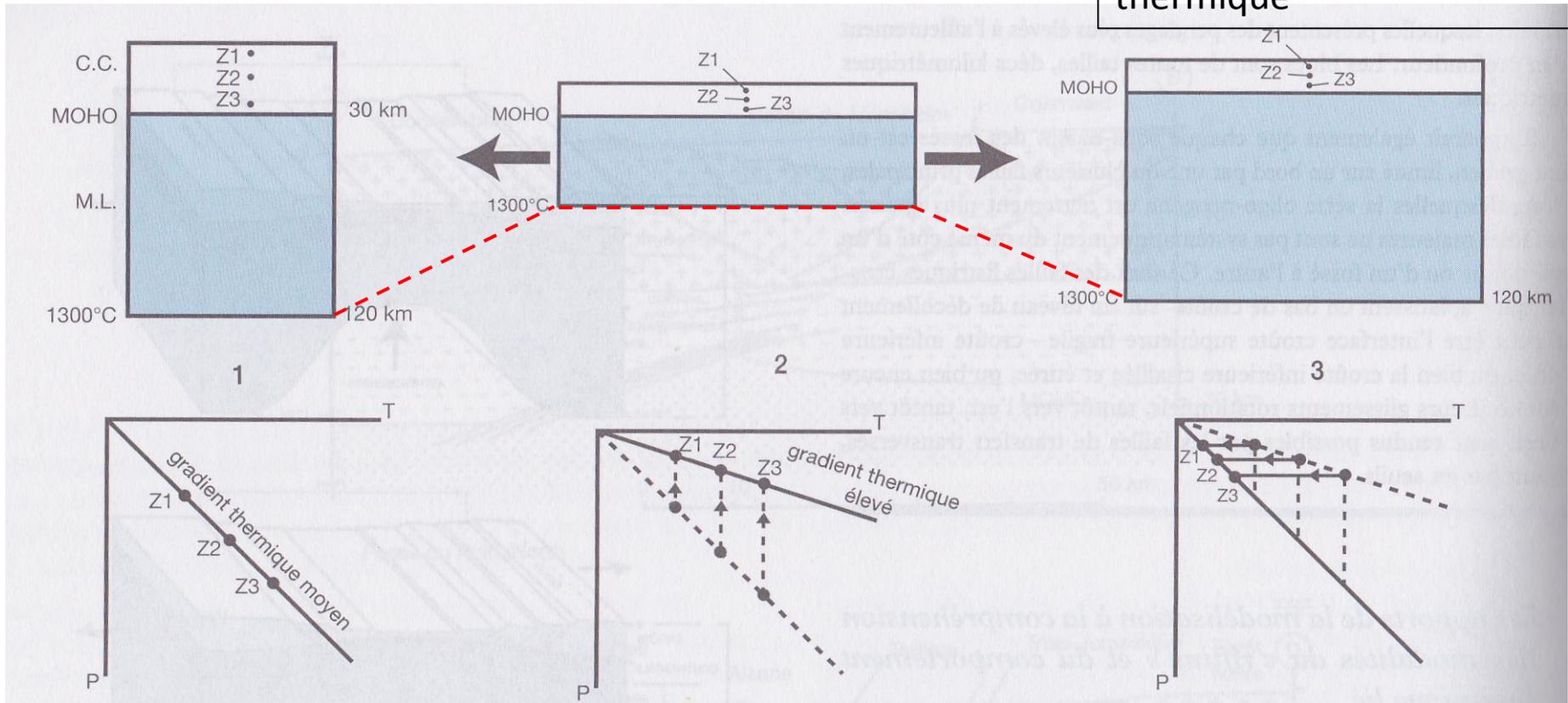
1. Lithosphère à l'équilibre thermique. Gradient géothermique moyen.

Evolution thermique de la lithosphère

1. Etat initial

2. Rifting instantané

3. Retour à l'équilibre thermique



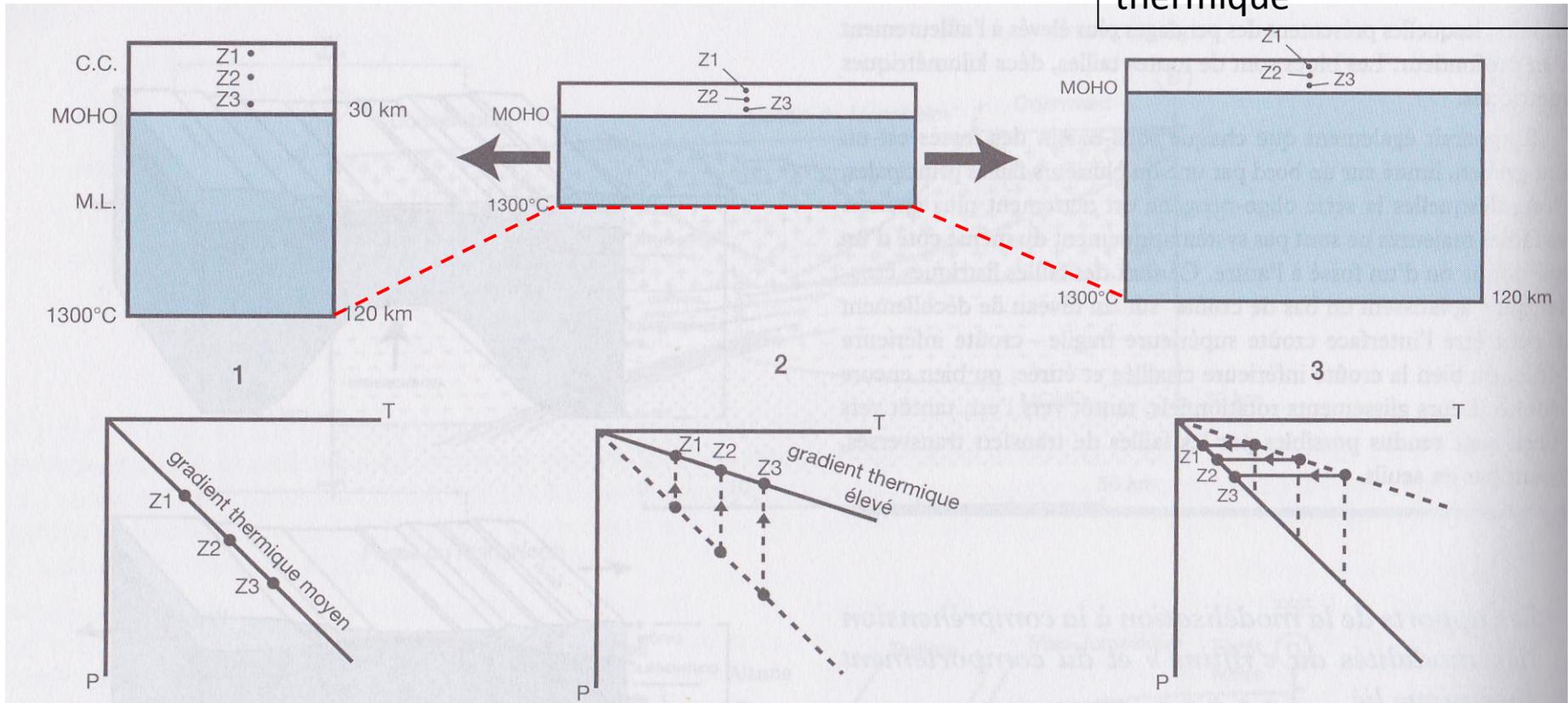
2. Amincissement homogène de la lithosphère. Les isothermes remontent → gradient géothermique plus fort.

Evolution thermique de la lithosphère

1. Etat initial

2. Rifting instantané

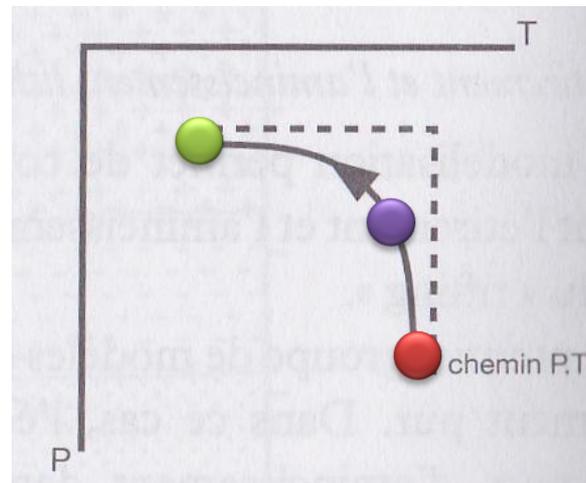
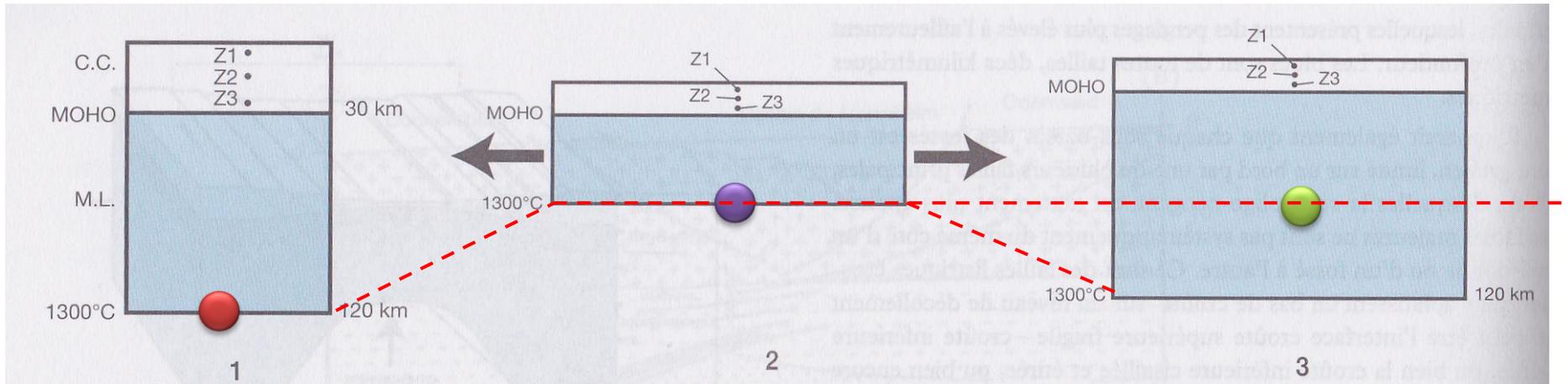
3. Retour à l'équilibre thermique



3. Refroidissement isobare de la lithosphère (retour à l'équilibre thermique). Ré-épaississement de la lithosphère (par le manteau) → augmentation de la densité de la lithosphère (puisque gain de manteau) → Explique la **subsidence** (enfouissement) thermique.

Evolution thermique de la lithosphère

Il en résulte, pour un point donné, l'évolution P, T suivante:

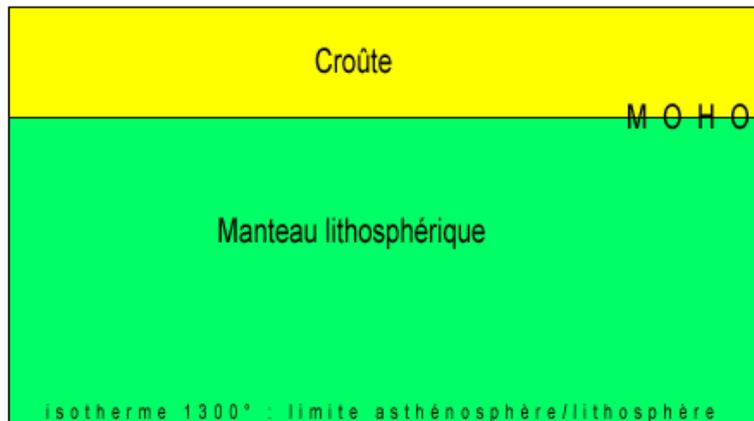


Subsidence initiale, subsidence thermique

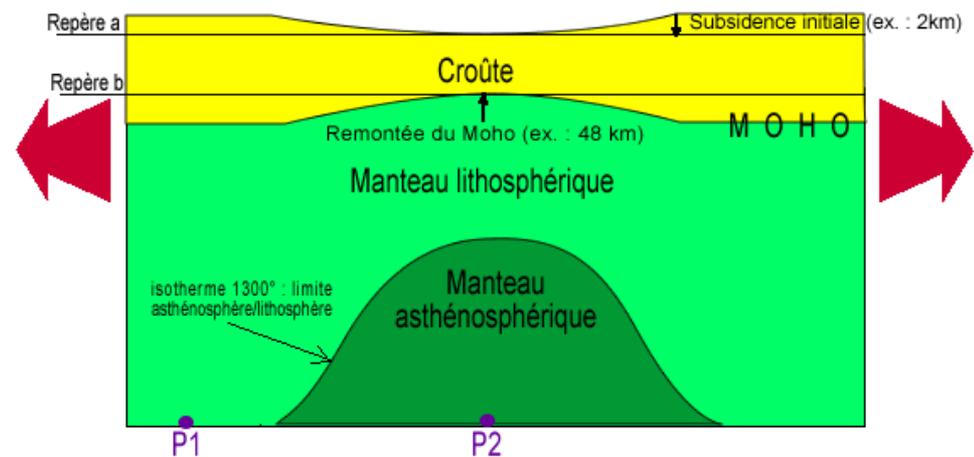
La dénomination de **subsidence initiale** (= subsidence tectonique) suivie de **subsidence thermique** dérive des idées de **Mc Kenzie (1978)**, qui a proposé un « *modèle thermique d'amincissement uniforme de la lithosphère* »

1. La lithosphère, soumise à un étirement, s'amincit. Le déficit de masses en surface doit être compensé, par **réajustement isostatique** (de manière à maintenir l'égalité des pressions P_1 et P_2) à une remontée du manteau. Ainsi cette « **subsidence initiale** » est pratiquement contemporaine de l'étirement.

1- Stade initial avant l'étirement mécanique et l'amincissement



2- Phase de subsidence initiale quasi simultanée de l'étirement

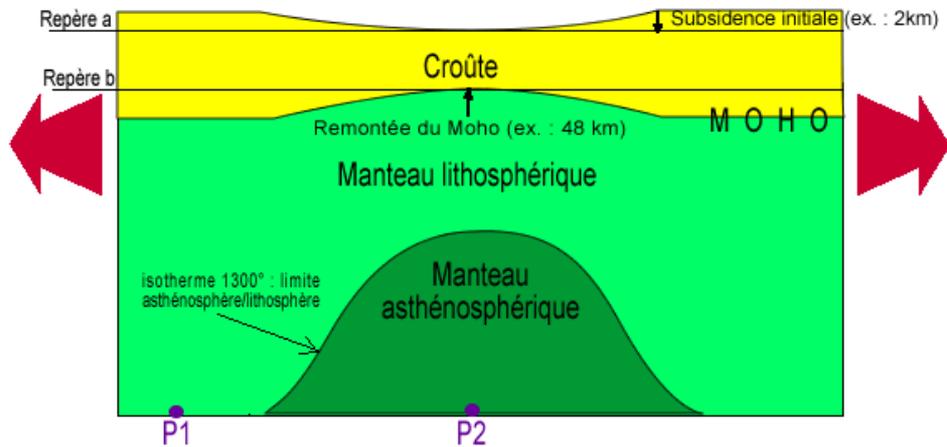


Echelles non respectées

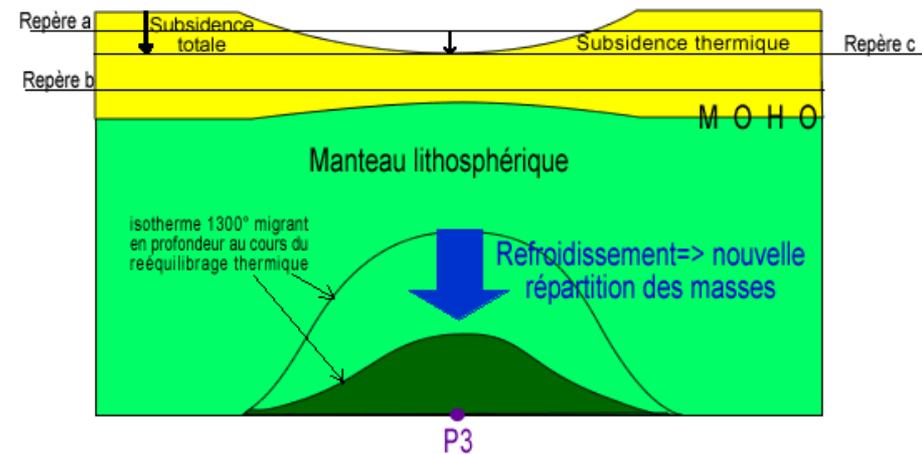
Subsidence initiale, subsidence thermique

2. Au fil du temps, l'asthénosphère qui était remontée **se refroidit** et devient donc de la lithosphère, **plus dense**. Ce rééquilibrage thermique qui induit un excès de masse en profondeur doit être compensé, par réajustement isostatique, à un déficit de masse en surface: il correspond à la « **subsidence thermique** » (on doit retrouver $P1 = P2 = P3$)

2- Phase de subsidence initiale quasi simultanée de l'étirement



3- Phase de subsidence thermique après rééquilibrage thermique



Echelles non respectées

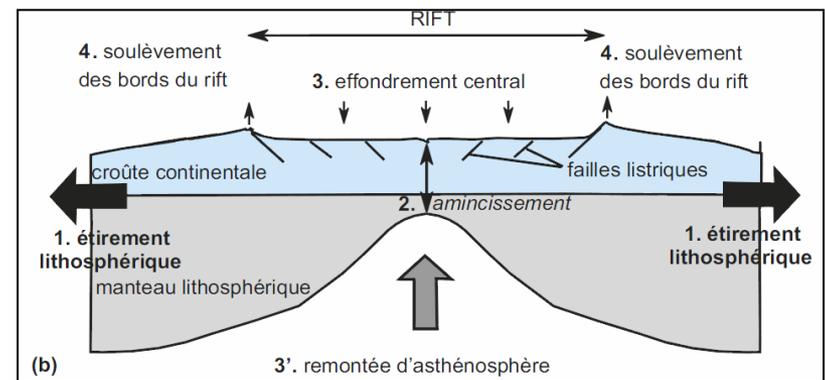
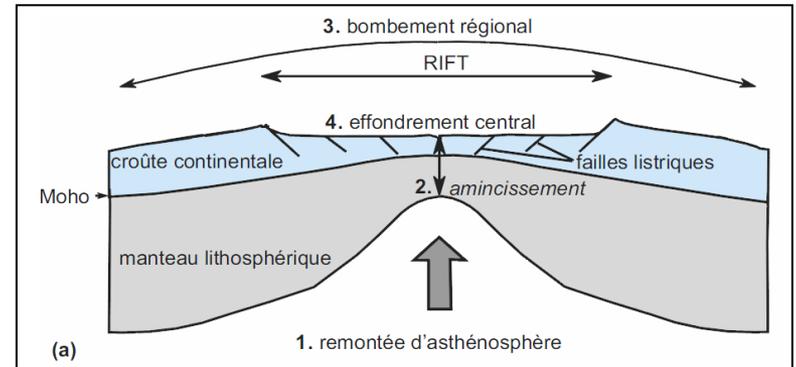
Le magmatisme de rifting continental

Deux situations possibles:

- le magmatisme peut être exprimé **précocement** au cours du rifting ; c'est le cas du schéma « **rifting actif** ».

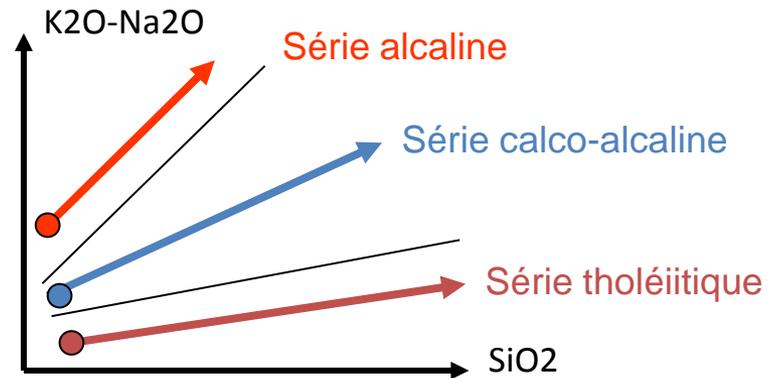
La remontée mantellique → décompression adiabatique de la péridotite → fusion partielle (Nord du Rift est-africain)

- il peut être **plus tardif** dans le cadre d'un « **rifting passif** » : C'est l'extension qui amincit la lithosphère et qui provoquant la remontée asthénosphérique au cours de laquelle le magmatisme prend place. (Rift ouest-européen au début du Tertiaire).



Le magmatisme de rifting continental

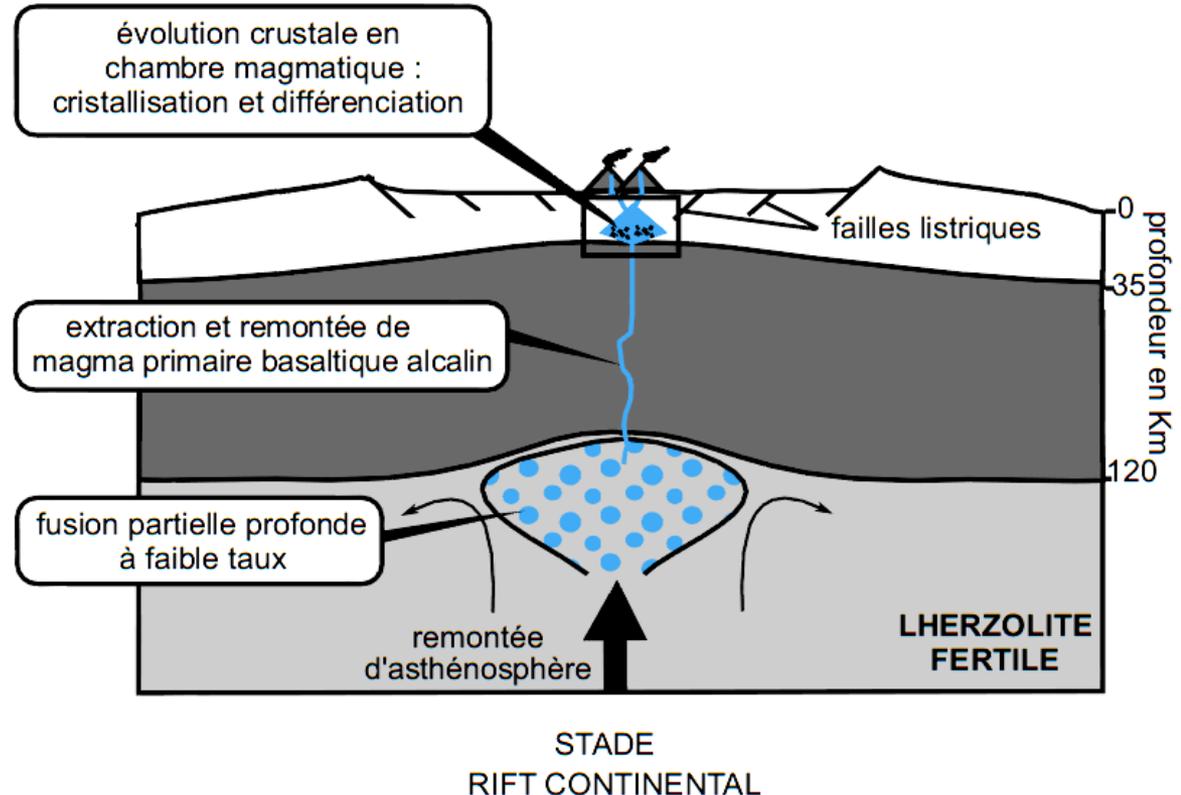
- Généralement, il s'agit de **basaltes alcalins** **témoignant d'un faible taux de fusion (inférieur à 5 %)** donc d'une **fusion asthénosphérique profonde** (– 50 à – 70 km), ce qui rend compte de leur faible teneur en SiO₂ (SiO₂ < 48 %) et de leur teneur élevée en alcalins (Na₂O + K₂O) proche de 3 à 4 %.



%	● B. alcalin	● B. calco-alcalin	● B. tholéiitique
<u>SiO₂</u>	48.24	49.80	50.55
Al ₂ O ₃	16.33	15.22	16.38
Fe ₂ O ₃	11.70	8.55	1.27
FeO	-	-	7.76
MgO	5.10	9.60	7.80
MnO	0.19	0.14	0.16
CaO	8.37	8.55	11.62
<u>Na₂O</u>	4.01	3.09	2.79
<u>K₂O</u>	1.86	1.30	0.09
TiO ₂	3.15	1.07	1.31
P ₂ O ₅	1.02	0.3	0.13

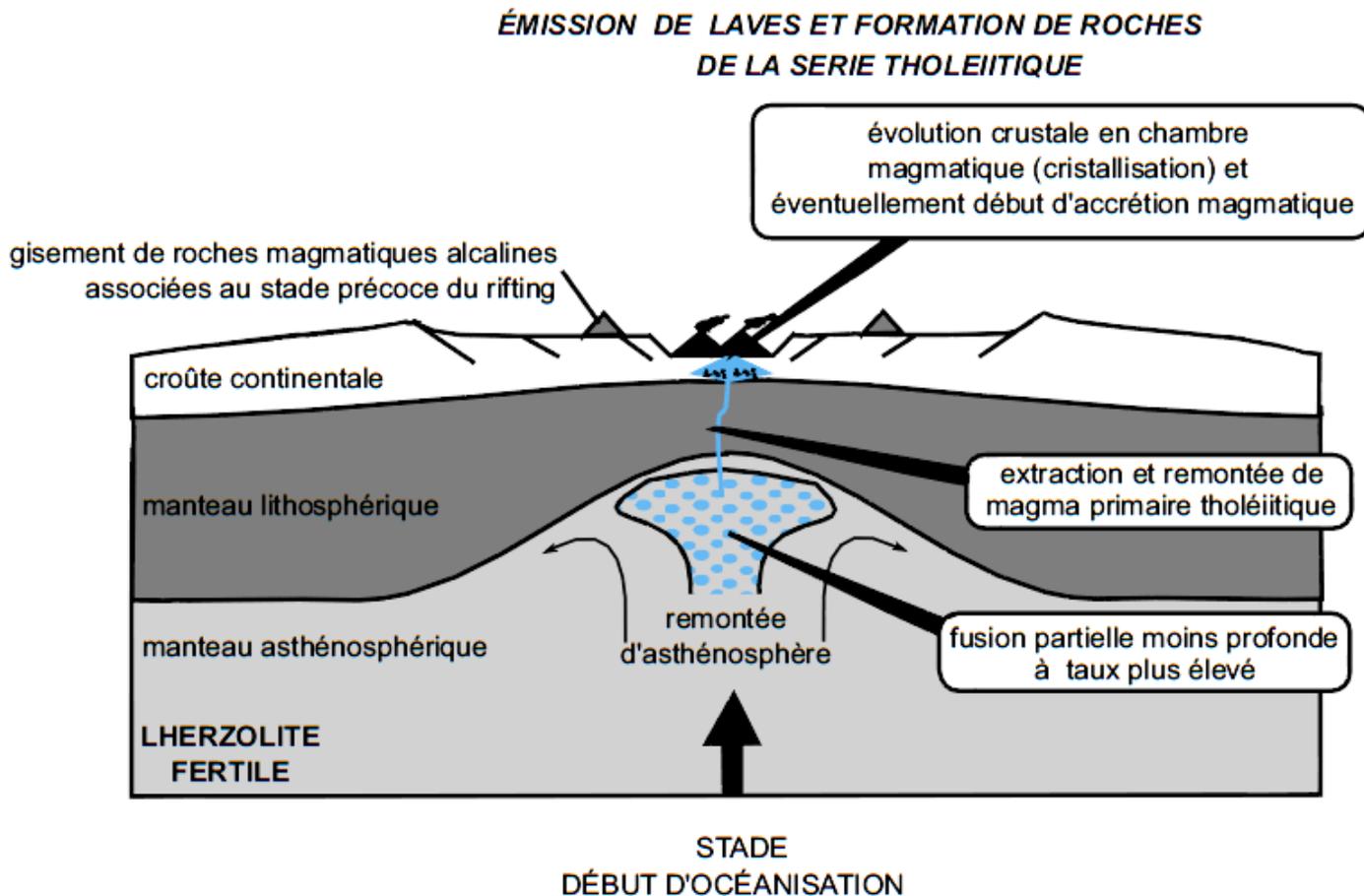
Le magmatisme de rifting continental

- Généralement, il s'agit de **basaltes alcalins** **témoignant d'un faible taux de fusion (inférieur à 5 %)** donc d'une **fusion asthénosphérique profonde** (– 50 à – 70 km), ce qui rend compte de leur faible teneur en SiO₂ (SiO₂ < 48 %) et de leur teneur élevée en alcalins (Na₂O + K₂O) proche de 3 à 4 %.

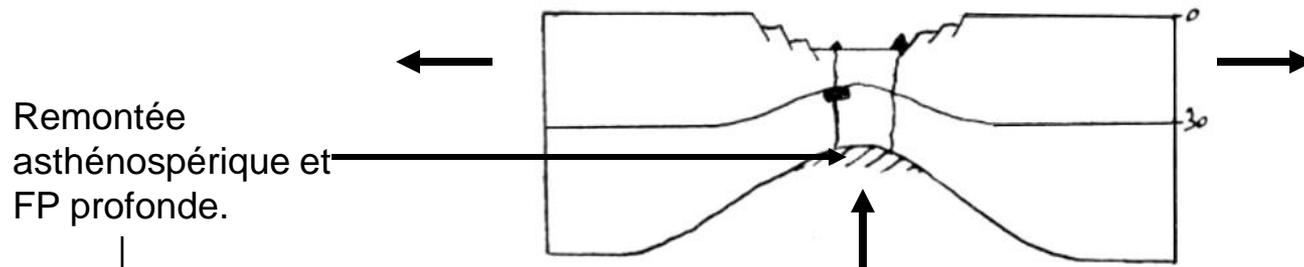


Le magmatisme de rifting continental

-Mais ce sont parfois des **basaltes tholéiitiques** témoignant de fusion moins profonde **avec** des taux plus élevés ; ce dernier cas s'observe lors d'une évolution vers un **stade d'océanisation**.



Le magmatisme de rifting continental

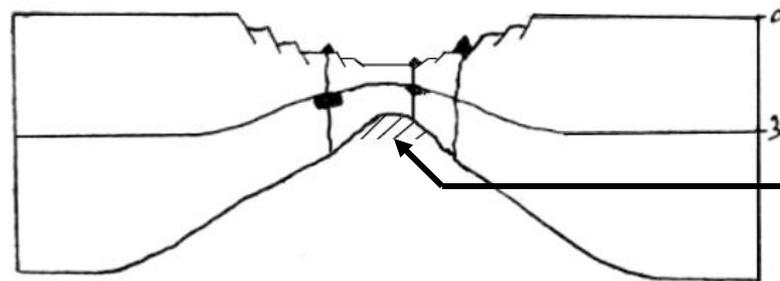


Remontée
asthénospérique et
FP profonde.

Pression élevée

FP faible

B.alcalin voir hyper alcalin puis B. tholéiitique



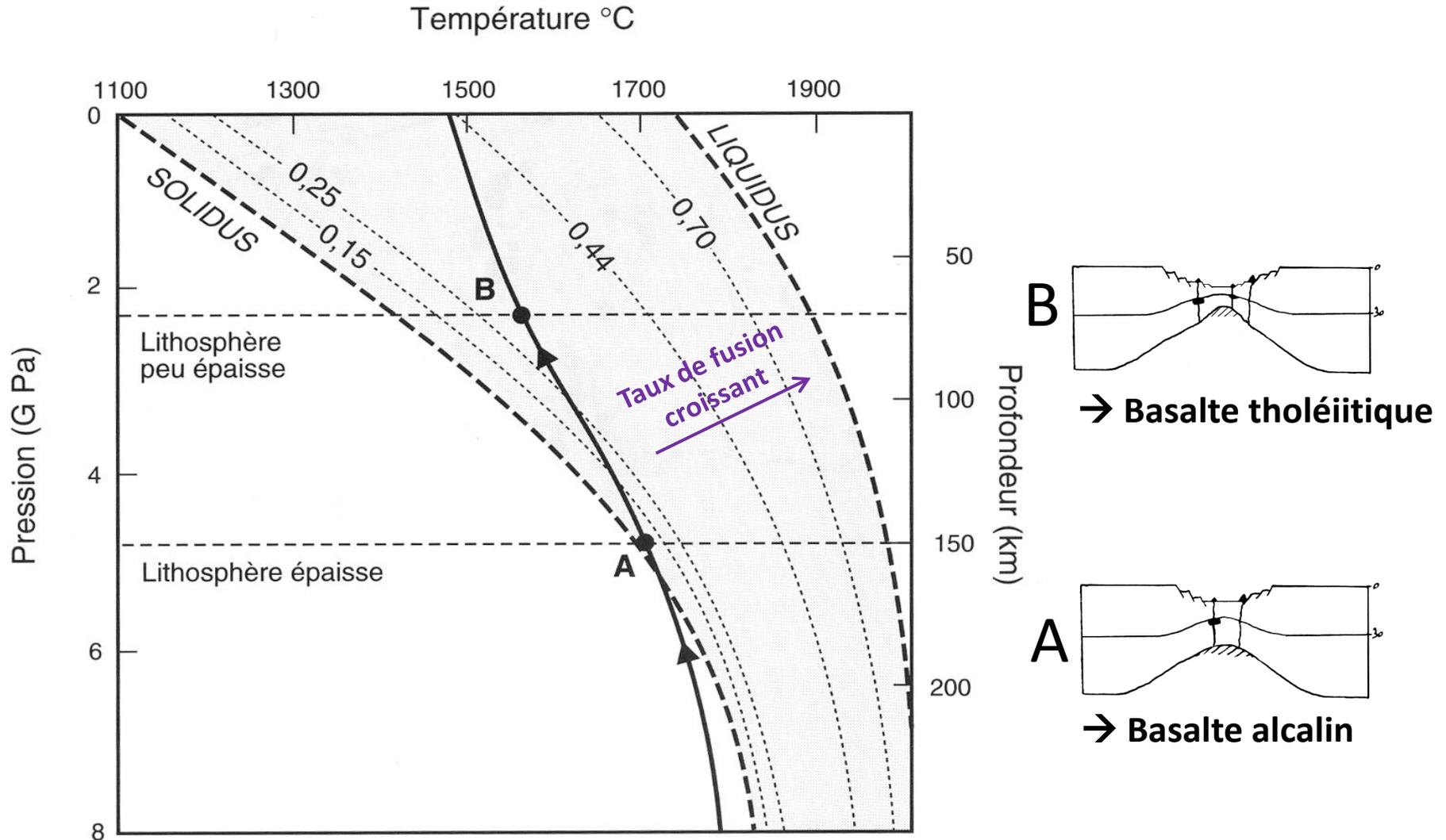
FP forte

Pression plus faible

FP moins profonde

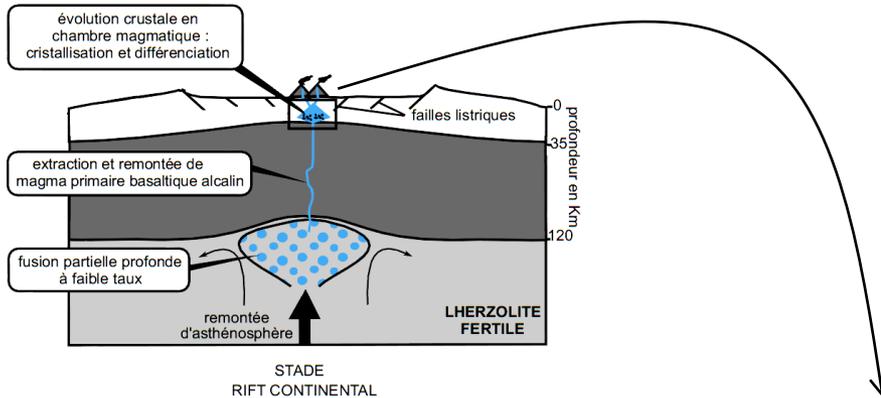
Le magmatisme de rifting continental

Effet de l'épaisseur de la lithosphère sur le type de basalte



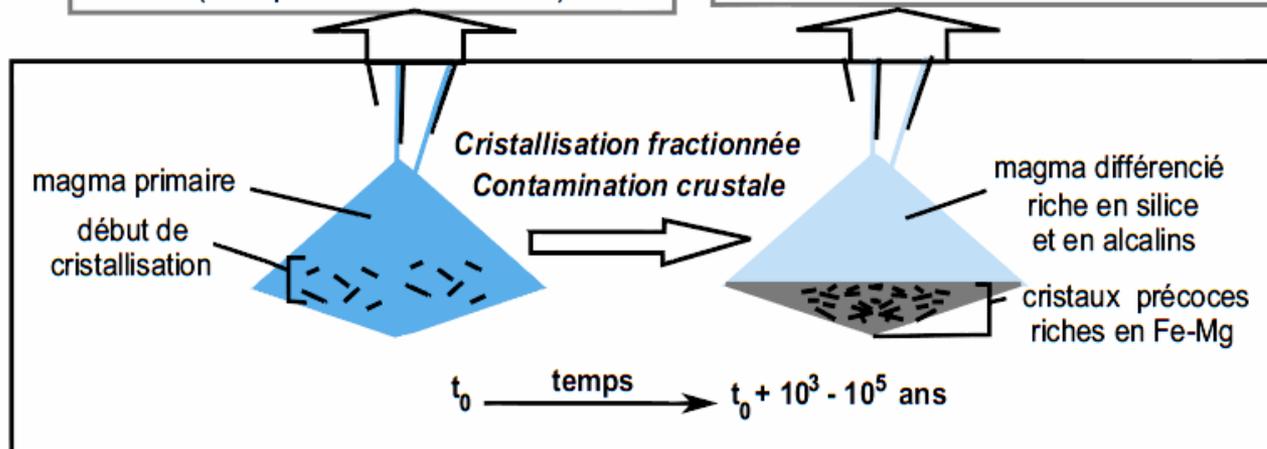
Le magmatisme de rifting continental

- Les différents magmas primaires peuvent évoluer par **différenciation** plus ou moins poussés par le biais de la **crystallisation fractionnée**, **contamination par l'encaissant**...etc



roches volcaniques pauvres en silice, riches en minéraux ferromagnésiens et en feldspaths plagioclases plutôt calciques (exemples : basaltes alcalins)

roches volcaniques différenciées plus riches en silice et en alcalins, plus pauvres en minéraux ferromagnésiens (exemples : trachytes)



Le magmatisme de rifting continental

Volcan bouclier Ethioipien Erta Ale (Rift Africain)



Le magmatisme de rifting continental

Volcan bouclier Ethioipien Erta Ale (Rift Africain)

L'Erta Alé est l'un des rares volcans en activité avoir un **lac de lave en fusion**. Le cratère Sud a un diamètre de 140 m, avec une profondeur de 90 m environ, avec au fond le lac de lave, dont la profondeur varie.

Parfois, le lac de lave monte du pit crater et déborde : des coulées de lave s'épanchent alors sur le plancher de la caldeira.

Dans cette région, du fait du stade très avancé de l'expansion (rifting), la lave possède une **composition tholéiithique**.



Le magmatisme de rifting continental

Volcan bouclier Ethioipien Erta Ale (Rift Africain)



Les lacs de lave montrent une intense activité : il se forme une croûte de lave refroidie mais celle-ci est percée par des fontaines de lave entretenues par des remontées régulières de gaz volcaniques. De plus, des courants de convection existent dans la lave du lac, ce qui anime la croûte de mouvements. On peut alors observer en quelque sorte des zones d'accrétion et de subduction miniatures telle que dans les dorsales et les fosses de subduction.

Le magmatisme de rifting continental

Volcan Dallol (Rift Africain)



Le volcan se situe dans une zone vaste zone saline. Nombreuses sources chaudes soufrées, geysers, fumerolles, dépôts de sel et de soufre, concrétions, terrasses et coulées. Le sel de la dépression se mélange aux minéraux volcaniques, comme le soufre, pour créer des terrasses et des concrétions uniques.

Le magmatisme de rifting continental

La magmatisme du **Rift Africain** se caractérise par une coexistence de la **série alcaline / tholéiitique**.

L'histoire magmatique peut être résumée:

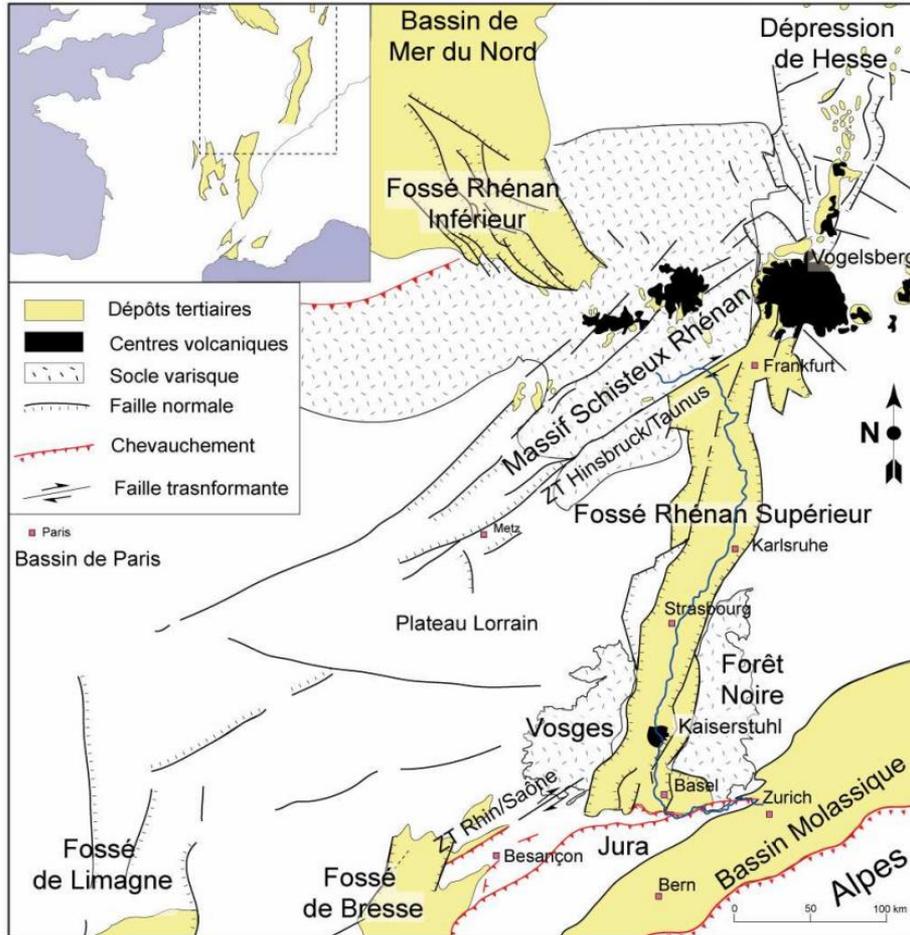
- Stade pré-rift** : Trapps d'Ethiopie, constituées de basaltes tholéiitiques (fusion partielle conséquence, provoquée par la tête d'un panache mantellique)
- Stade syn-rift** : Séries alcalines associées aux fossés d'effondrement (panache moins actif)
- **Evolution en série tholéiitique** par poursuite du rifting et fusion plus superficielle.



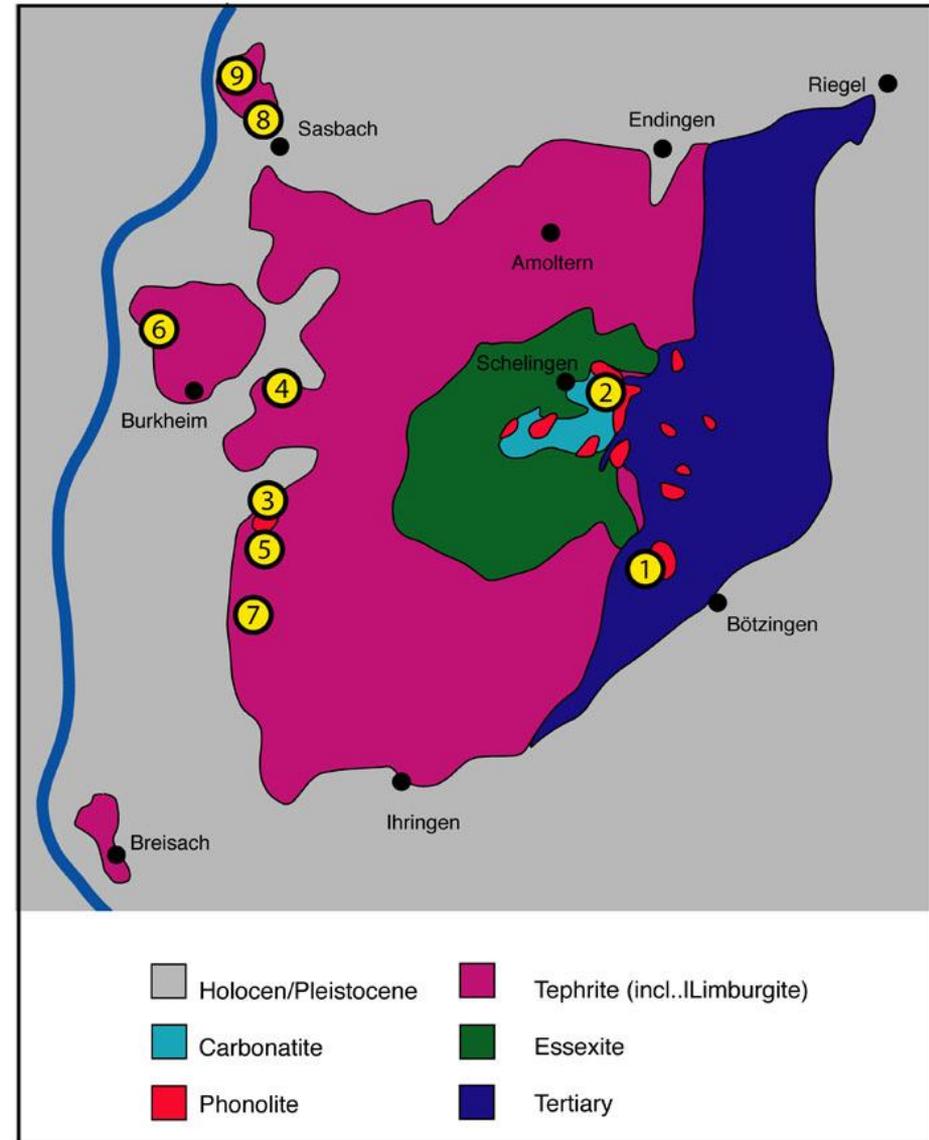
Le magmatisme de rifting continental

Magmatisme du fossé rhénan (Crétacé → Quaternaire)

Carte structurale simplifiée du fossé Rhénan



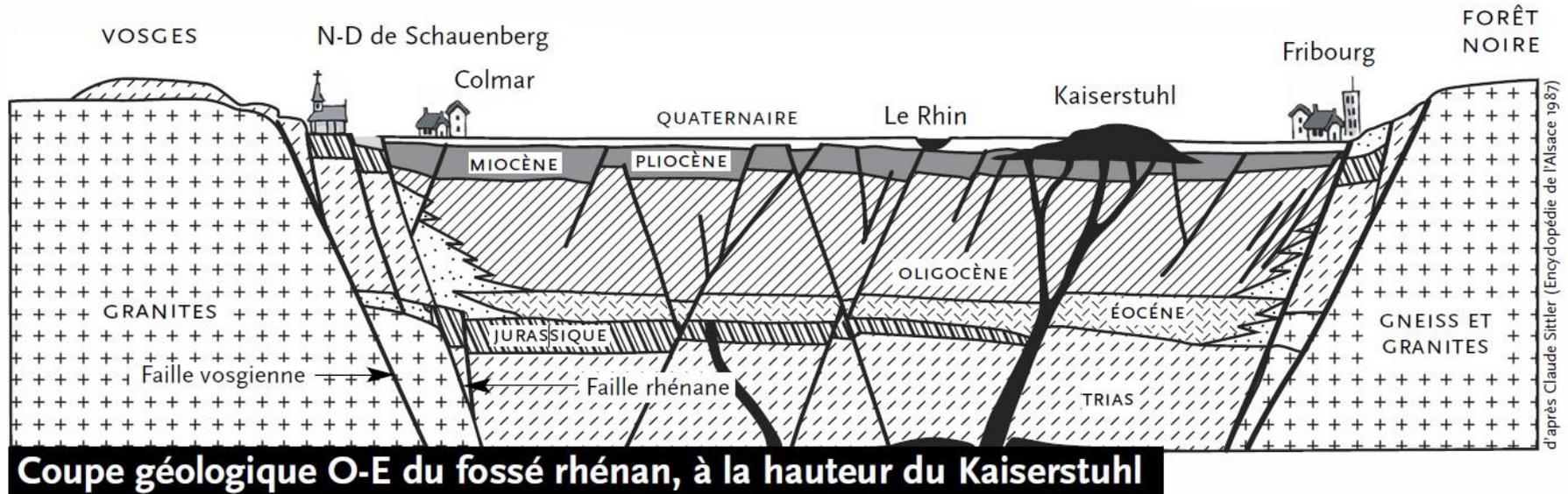
Carte schématique des roches éruptives du Kaiserstuhl



Remarque: L'activité tectonique du fossé est discontinue en raison du faible taux d'expansion.

Le magmatisme de rifting continental

Magmatisme du fossé rhénan (Crétacé → Quaternaire)



Contexte géodynamique (Rifting passif):

Au début du **Tertiaire**, traction de la lithosphère européenne qui entre en subduction en périphérie des Alpes

→ Extension passive de la croûte qui s'étire et s'amincit

→ Le manteau supérieur s'élève, forme un bombement sous le fossé rhénan, et se décomprime.

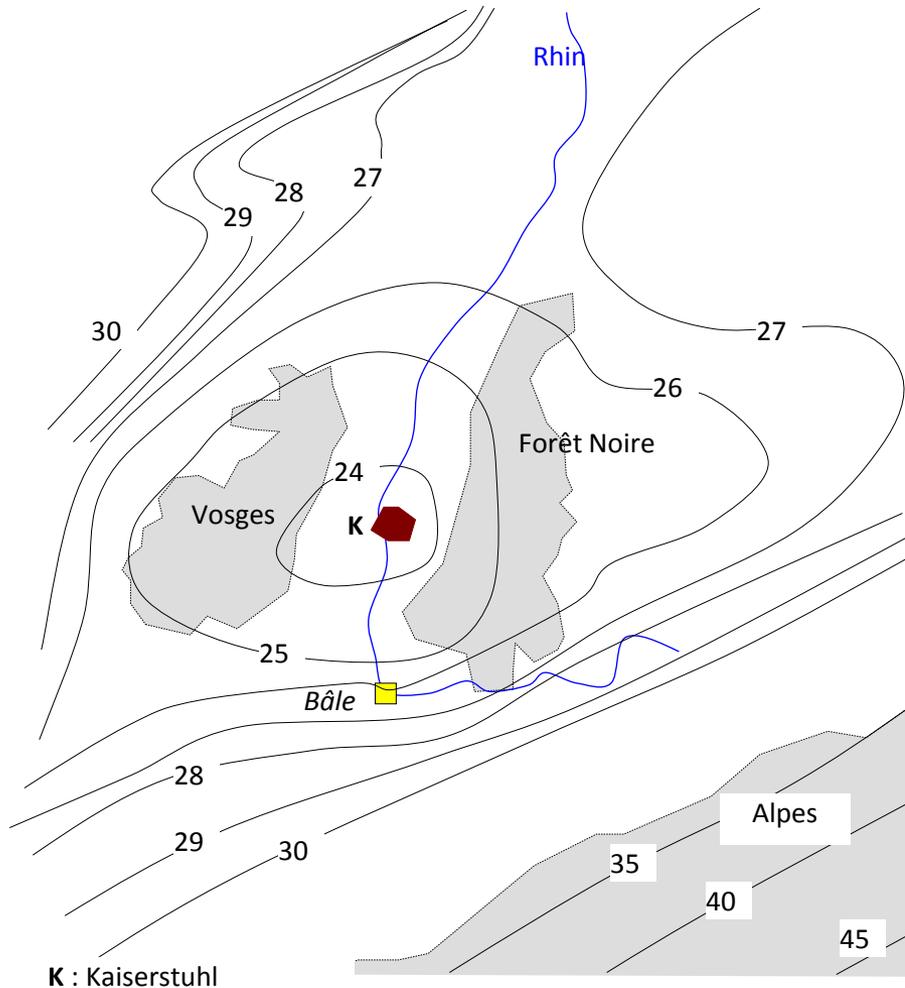
→ La décompression du manteau peut engendrer à 100 km de profondeur la fusion partielle (5%) de la péridotite

→ Magma pauvre en silice et riche en alcalins (Na, K).

Le magmatisme de rifting continental

Magmatisme du fossé rhénan (Crétacé → Quaternaire)

Carte de la profondeur du Moho sous le Kaiserstuhl
(D'après Edel, 2004)



La carte met en évidence
l'amincissement crustal qui a permis la
fusion partielle de la péridotite par
décompression adiabatique.

Le magmatisme de rifting continental

Magmatisme du fossé rhénan (Crétacé → Quaternaire)

-Le volcanisme est apparu assez tardivement, au **Miocène**, vers - 15 MA.

-La plupart des roches du *Kaiserstuhl* sont des **laves alcalines, très sous-saturées en Si** et à **faible volume de matériaux émis**.

-2,16 à 6,93 % de Na₂O

-0,83 à 6,37 % de K₂O

-40 à 56 % de Si

Composition chimique des roches volcaniques du Kaiserstuhl (W. Wimmenauer 1977)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	K ₂ O	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O
Néphéline à olivine	40	2,5	15	5,5	6,2	8	-	11,5	2,5	0,9	-	4,8
Limburgite	41	3	13	7	5	8,5	-	12,5	2,5	1,8	0,3	1,5
Téphrite	44,3	2,68	13,34	8,33	4,48	5,51	0,33	12,28	2,75	1,64	0,52	0,87
Essexite	43	2,3	16	7,8	4,5	5,5	0,2	10	3,1	2,6	0,4	1,3
Phonolite	45,68	0,46	20,59	3,76	1,35	2,49	0,18	6,41	9,22	1,92	0,59	6,82

La diversité des laves du massif s'explique par la **crystallisation fractionnée** du magma d'origine et la **contamination** par la croûte continentale.

Dans le magma d'origine, la pauvreté en silice conduit à la cristallisation de feldspathoïdes (néphéline, leucite) à la place des feldspaths.

L'enrichissement progressif en silice permet l'apparition des feldspaths.

Le magmatisme de rifting continental

Magmatisme du fossé rhénan (Crétacé → Quaternaire)

-Cas particulier: Les **carbonatites**, roches volcaniques obtenues par cristallisation d'un magma carbonaté d'origine mantellique. Ces roches ne contiennent que de 0,28% à 5,07 % de silice mais 95% de calcite.

Carrière de carbonatite à Schelingen



Le magmatisme de rifting continental

Magmatisme du fossé rhénan (Crétacé → Quaternaire)

-Cas particulier: Les **carbonatites**, roches volcaniques obtenues par cristallisation d'un magma carbonaté d'origine mantellique. Ces roches ne contiennent que de 0,28% à 5,07 % de silice mais 95% de calcite.

Echantillon de carbonatite



Le magmatisme de rifting continental

Magmatisme du fossé rhénan (Crétacé → Quaternaire)

Pour l'origine des carbonatites, 2 hypothèses sont avancées actuellement :

- **Fusion partielle d'un manteau ayant été préalablement enrichi en CO₂ et en calcium par des circulations de fluides.** Le faible degré de fusion permet de produire un magma très riche en éléments incompatibles et volatils (Ceci est montré par des études expérimentales).

- **Genèse par immiscibilité à partir d'un magma silicaté:** Le principe est d'avoir un magma riche en calcium et en CO₂ (souvent sous-saturé en silice). Ce magma peut, à un moment donné, se séparer en deux liquides distincts : un magma silicaté moins riche en CaO et CO₂ et d'autre part un magma carbonaté.

Ces deux magmas ne peuvent alors plus se mélanger, se séparent physiquement et ont des trajets différents dans la croûte. Cette hypothèse est en accord avec les observations de terrain : les carbonatites sont souvent trouvées associées avec des roches de type phonolites ou syénites.

L'évolution d'un rift continental

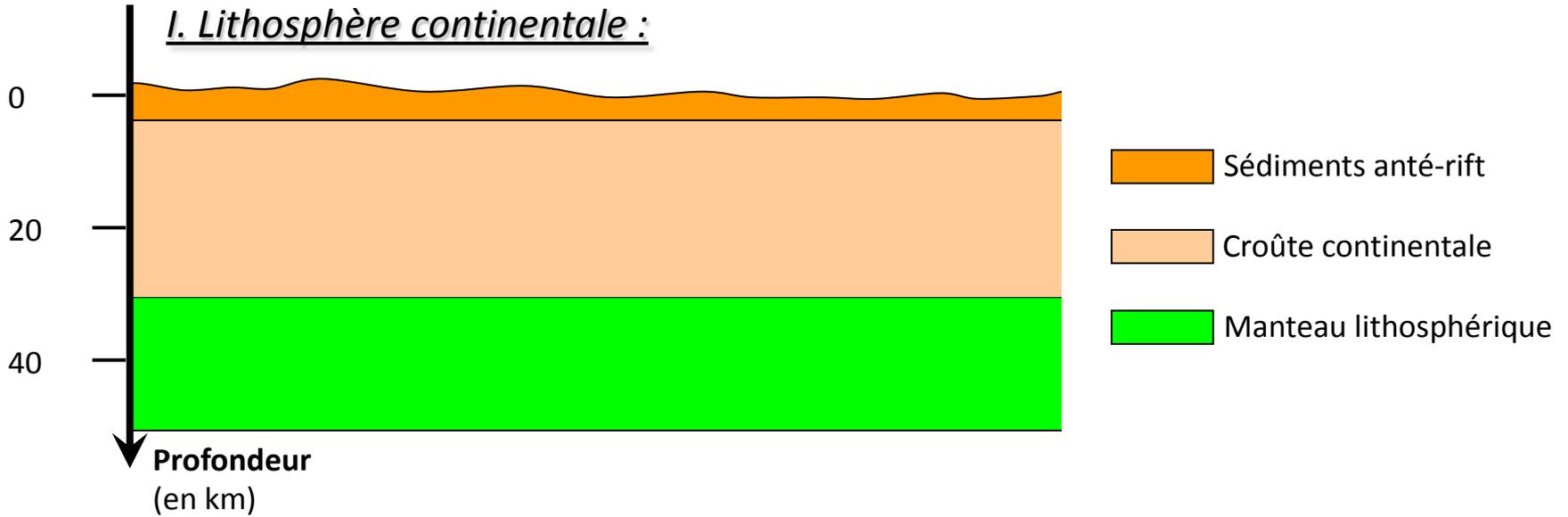
Les rifts continentaux peuvent ensuite évoluer de plusieurs façons :

- certains passent graduellement à un processus **d'océanisation** par maintien de la divergence ; les bordures du rift sont alors intégrées aux deux futures marges passives de l'océan naissant.
- d'autres voient leur évolution contrariée par **l'arrêt de la divergence** : ils persistent alors sous forme de dépressions tandis que leurs failles bordières peuvent être amenées à rejouer dans le cadre des contraintes actuelles qui s'y appliquent.

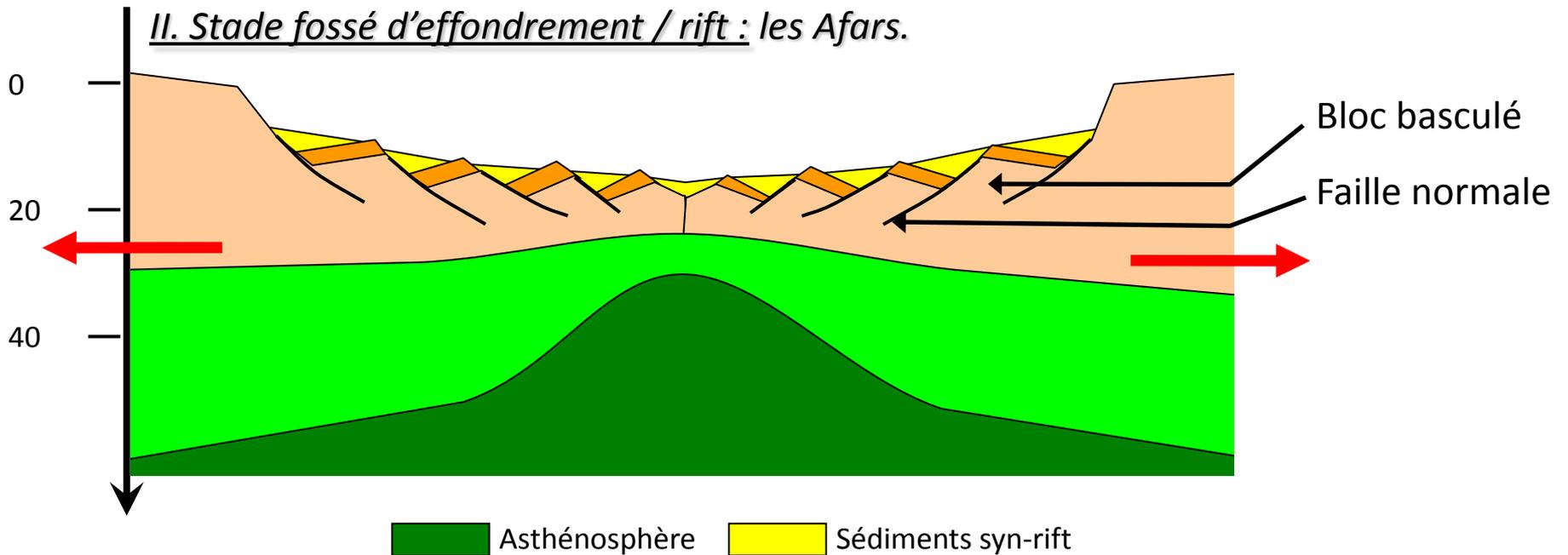
C'est ainsi que les failles qui délimitent le fossé rhénan rejouent actuellement en décrochements plus qu'en failles normales.

Etapes de l'océanisation

I. Lithosphère continentale :

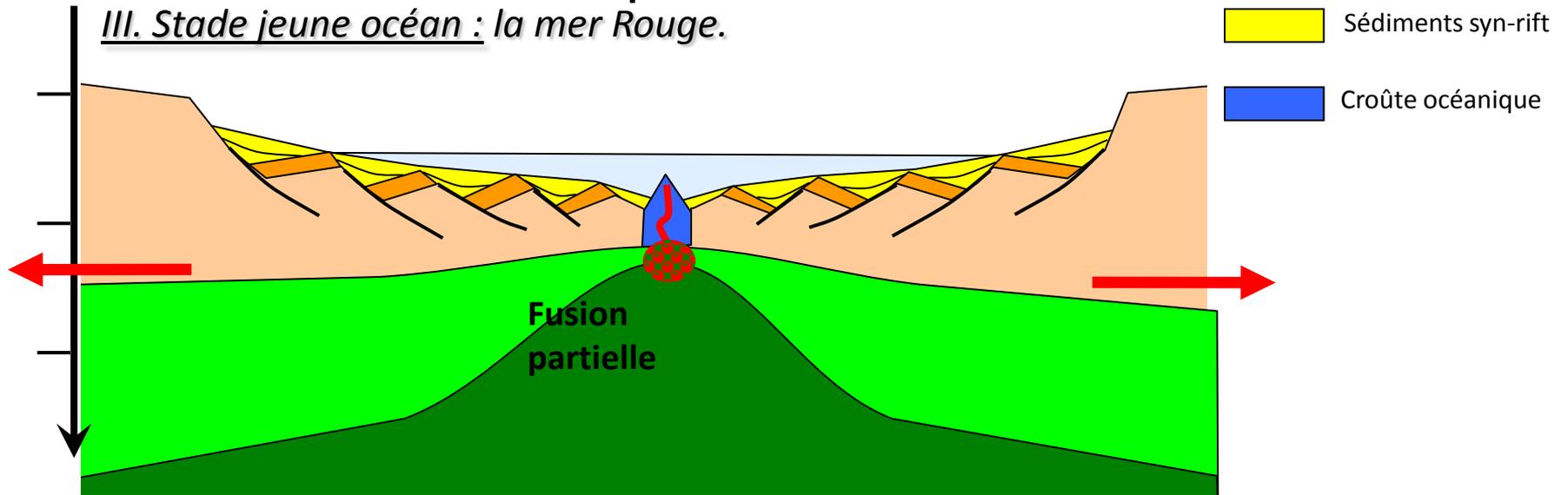


II. Stade fossé d'effondrement / rift : les Afars.

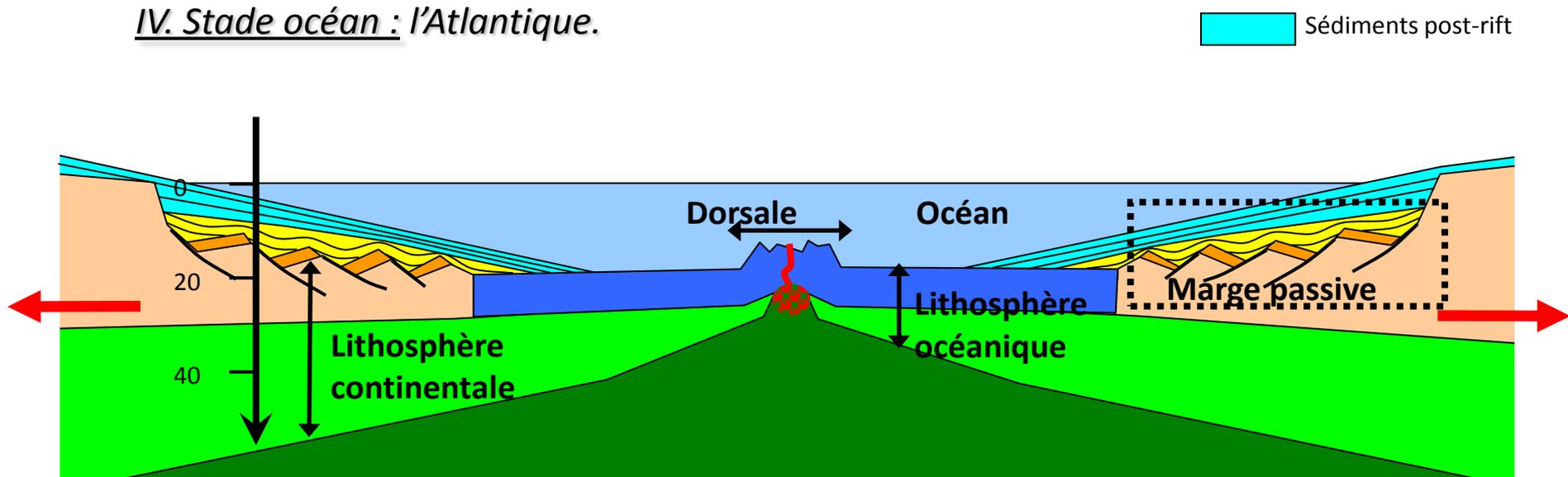


Etapes de l'océanisation

III. Stade jeune océan : la mer Rouge.



IV. Stade océan : l'Atlantique.



Les frontières en divergence

I – Rifting continental

Exemple du Rift Est Africain et du Fossé Rhénan

Marqueurs tectoniques, sédimentaires, géophysiques

La magmatisme alcalin

II – L'accrétion océanique

La déchirure continentale

Les marges passives

Les dorsales et l'expansion océanique

Le magmatisme des dorsales

Le métamorphisme hydrothermal

III – Bassins d'arrière-arc

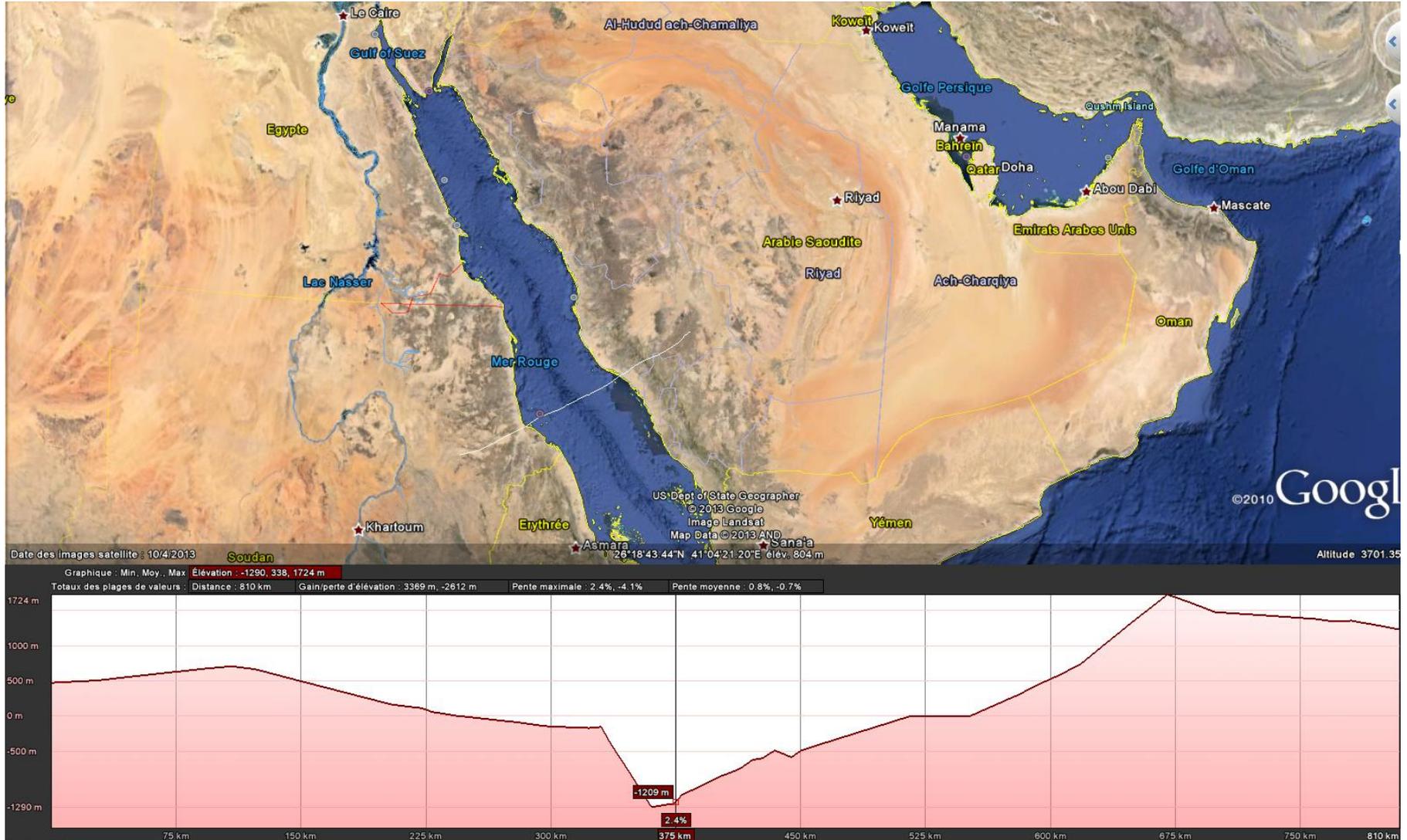
Exemple des Mariannes

Exemple de l'ouverture du bassin Algéro-Provençal

La déchirure continentale et l'apparition de la croûte océanique

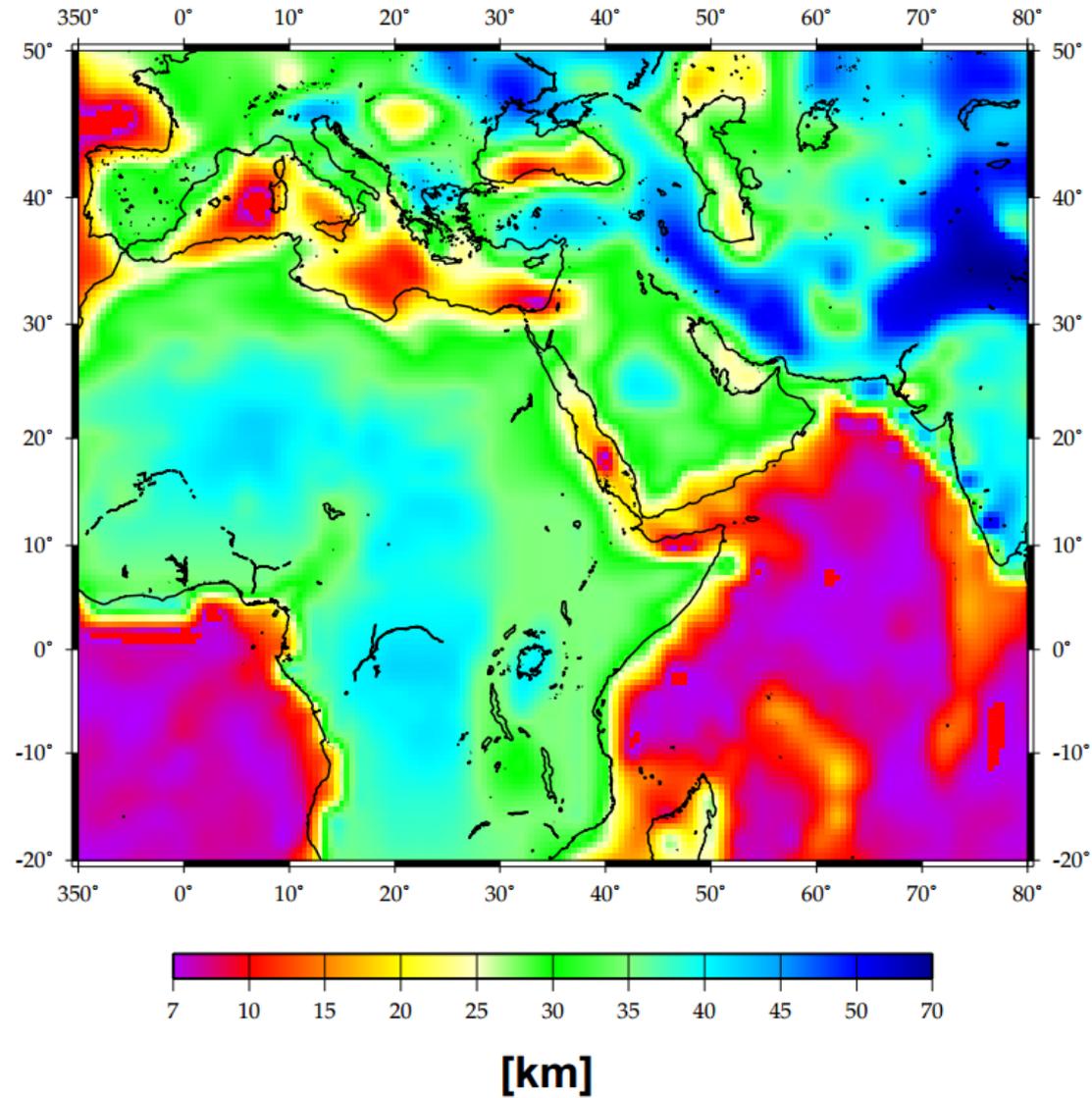
Exemple: la Mer Rouge

Un profil altitudinal réalisé avec Google Earth révèle une dyssymétrie des marges



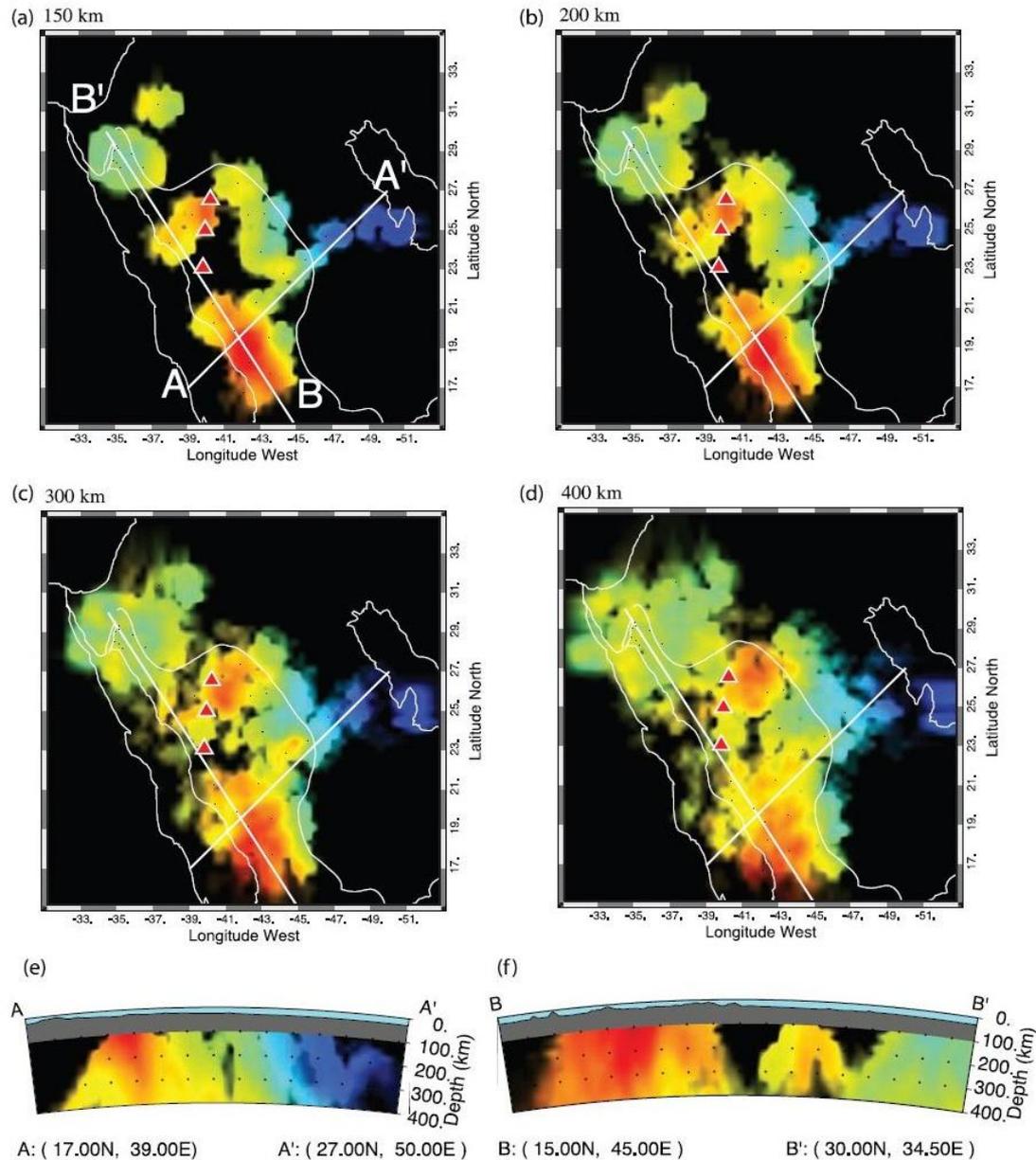
Une accretion oceanique naissante

Carte de la profondeur du Moho



La déchirure continentale et l'apparition de la croûte océanique

Tomographie sismique Mer Rouge



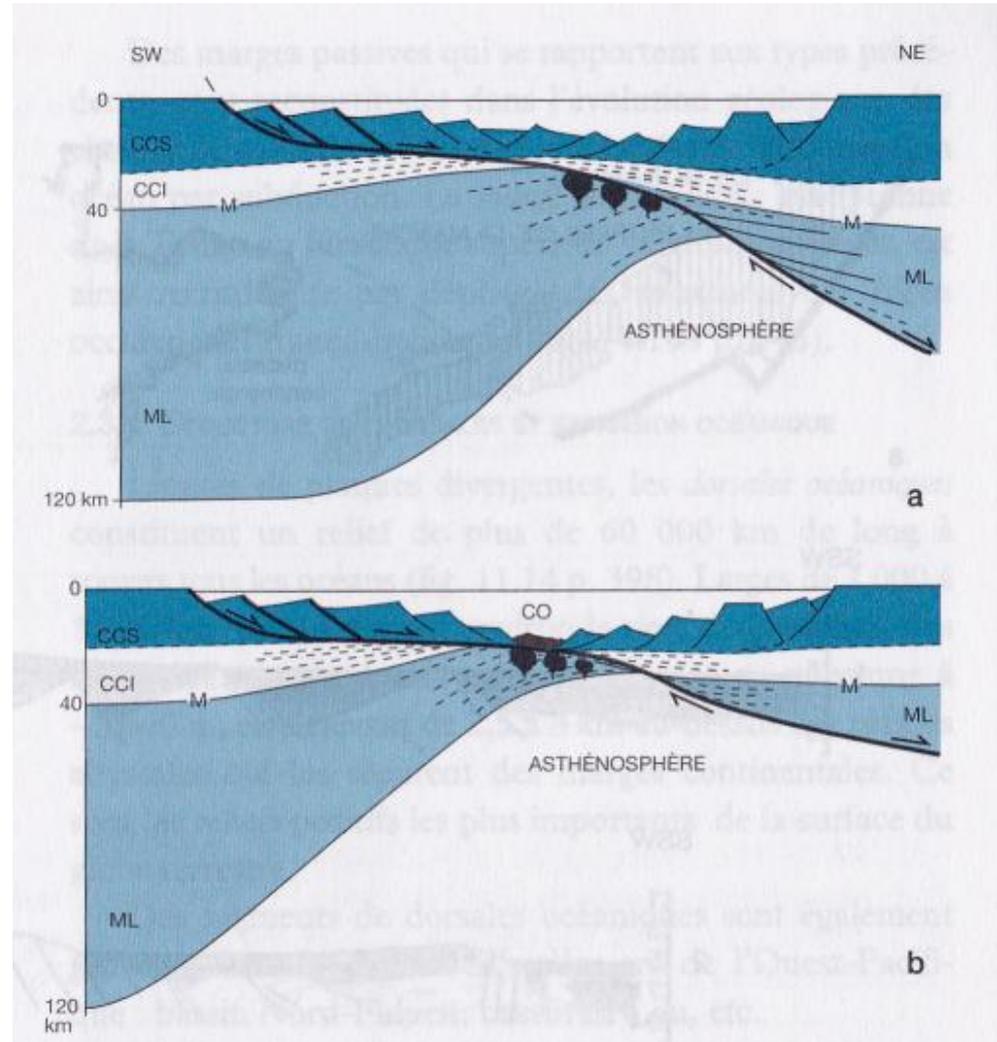
La déchirure continentale et l'apparition de la croûte océanique

Exemple: la Mer Rouge

On note une **dyssimétrie**:

- Dans la géométrie des blocs basculés (basculés vers le NE sur les 2 marges)
- Soulèvement plus marqué des épaule du Rift côté arabe
- Dans la distribution du volcanisme synrift

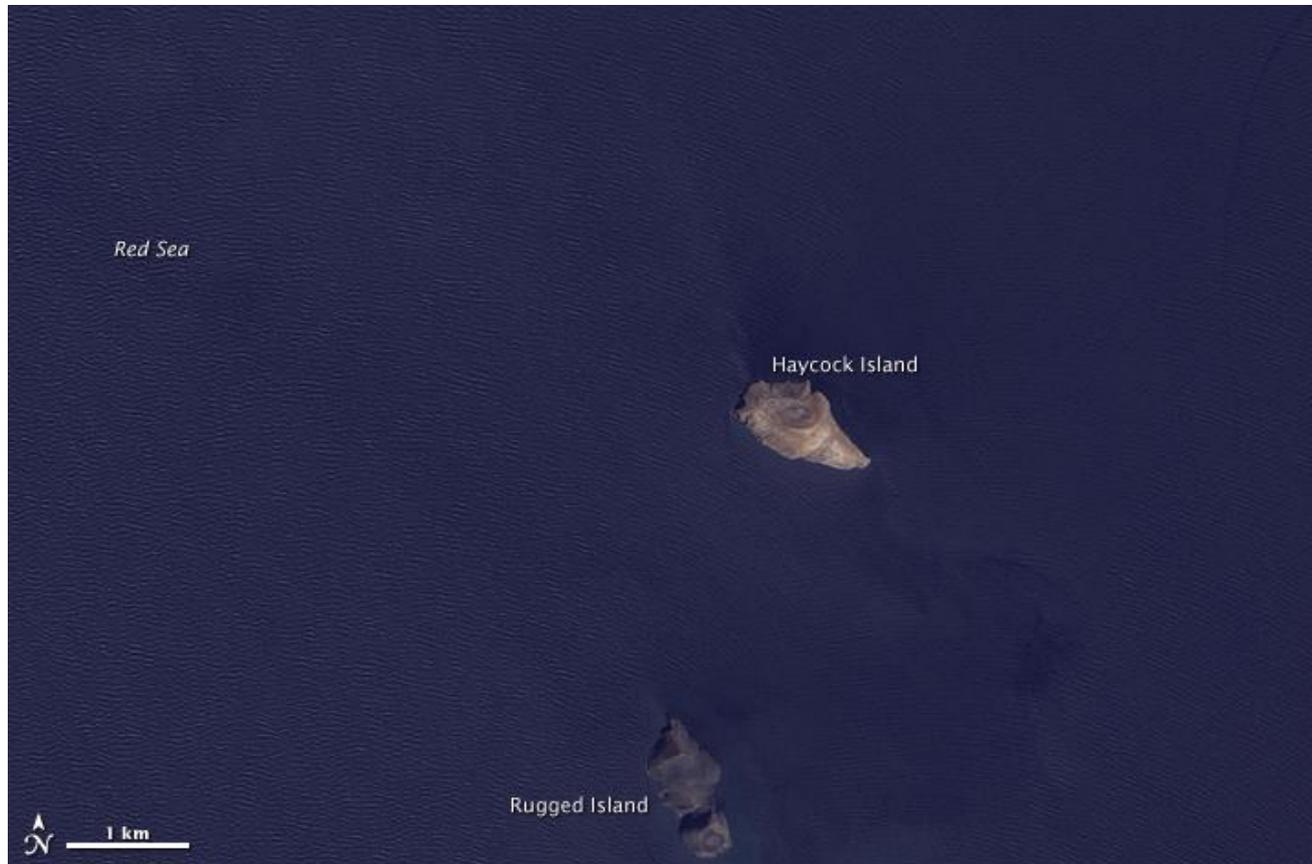
Ces observations ont conduit à proposer un modèle de déchirure continental par cisaillement simple, avec amincissement lithosphérique dyssymétrique et remontée asthénosphérique sur le rebord NE du fossé.



Une accrétion océanique naissante

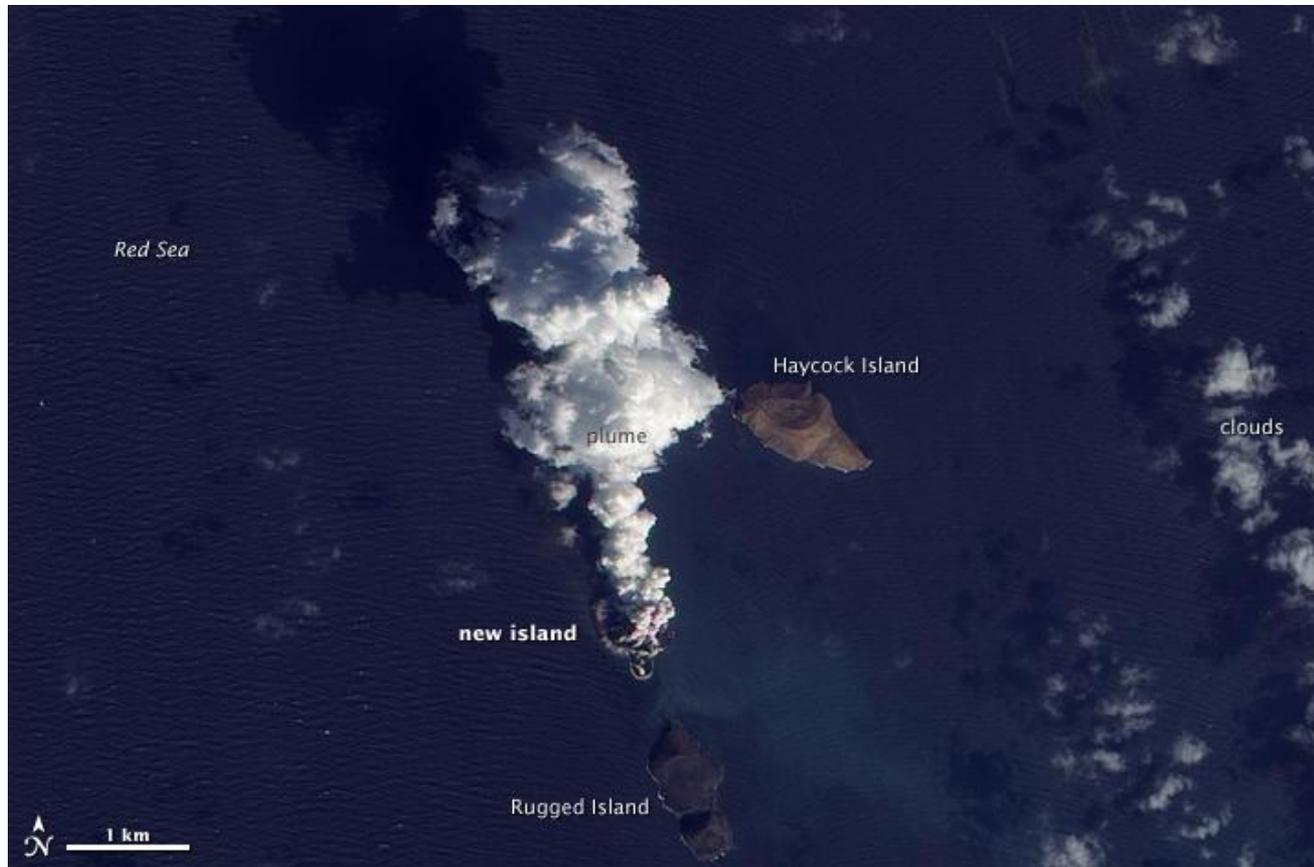
Une éruption a eu lieu dans la **Mer Rouge** en Décembre 2011. Des pêcheurs auraient vu des fontaines de lave allant jusqu'à 30m de hauteur le 19 décembre. Des détections satellites ont observé des panaches le 20 et 22 décembre.

Le 23 décembre, une nouvelle île était apparue. Les images satellites permettent de voir en plus un panache de fumée (mélange entre des cendres volcaniques et de la vapeur d'eau).



Une accrétion océanique naissante

Une éruption a eu lieu dans la **Mer Rouge** en Décembre 2011. Le 19 Décembre, des pêcheurs auraient vu des fontaines de lave allant jusqu'à 30m de hauteur. Des détections satellites ont observé des panaches le 20 et 22 décembre. Le 23 décembre, une nouvelle île était apparue. Les images satellites permettent de voir en plus un panache de fumée (mélange entre des cendres volcaniques et de la vapeur d'eau).



Une accréation océanique naissante

Récapitulatif des élèvements entre 30MA et aujourd'hui (d'après Jestin et Huchon, 1992)

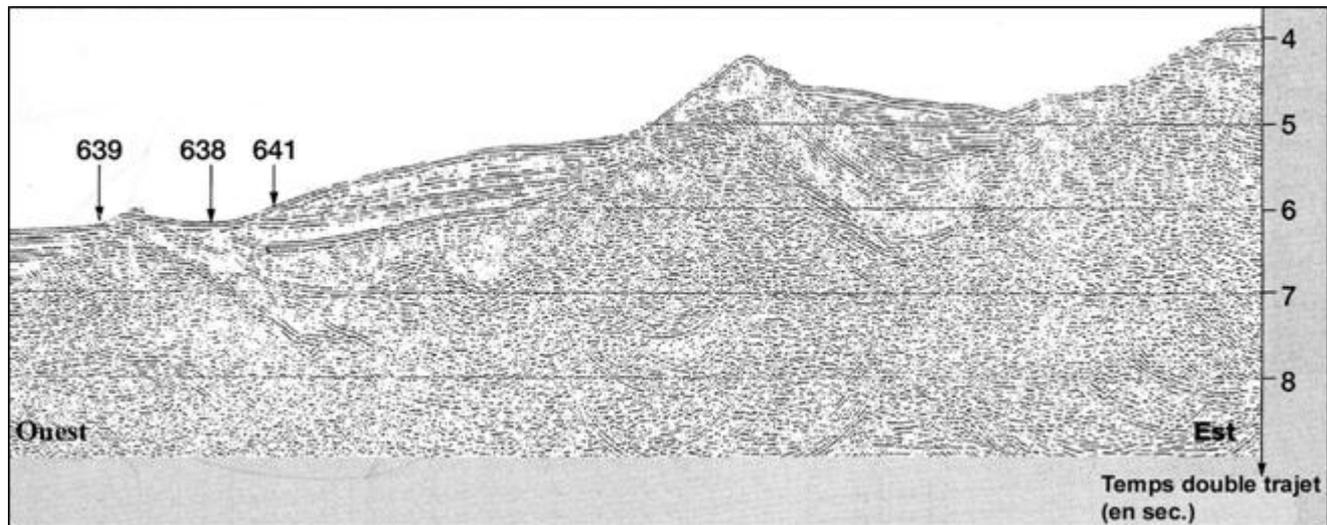
Age [Ma]	Rift Ethiopien	Mer Rouge	Golfe d'Aden
Oligocène (30Ma)	1 ^{er} événement volcanique (Trapps) Extension E-W	1 ^{er} événement volcanique (Trapps) Extension E-W	1 ^{er} événement volcanique (Trapps)
Miocène (23-7 Ma)	Important volcanisme rhyolitique (15-11 Ma)	Océanisation Décrochement du bloc Danakil	Ouverture Océanisation
Pliocène (7-2 Ma)			Golfe de Tadjoura
Aujourd'hui	0.4 cm/an	1.6 cm/an	2 cm/an Rift Asal-Ghoubbet

La formation de marges passives

Les marges continentales passives correspondent à une croûte continentale étirée, recouverte de prismes sédimentaires plus ou moins épais.

La **sismique réflexion** est en évidence, sous certaines marges, des failles extensives listriques, avec sédimentation anté, syn et post-rift.

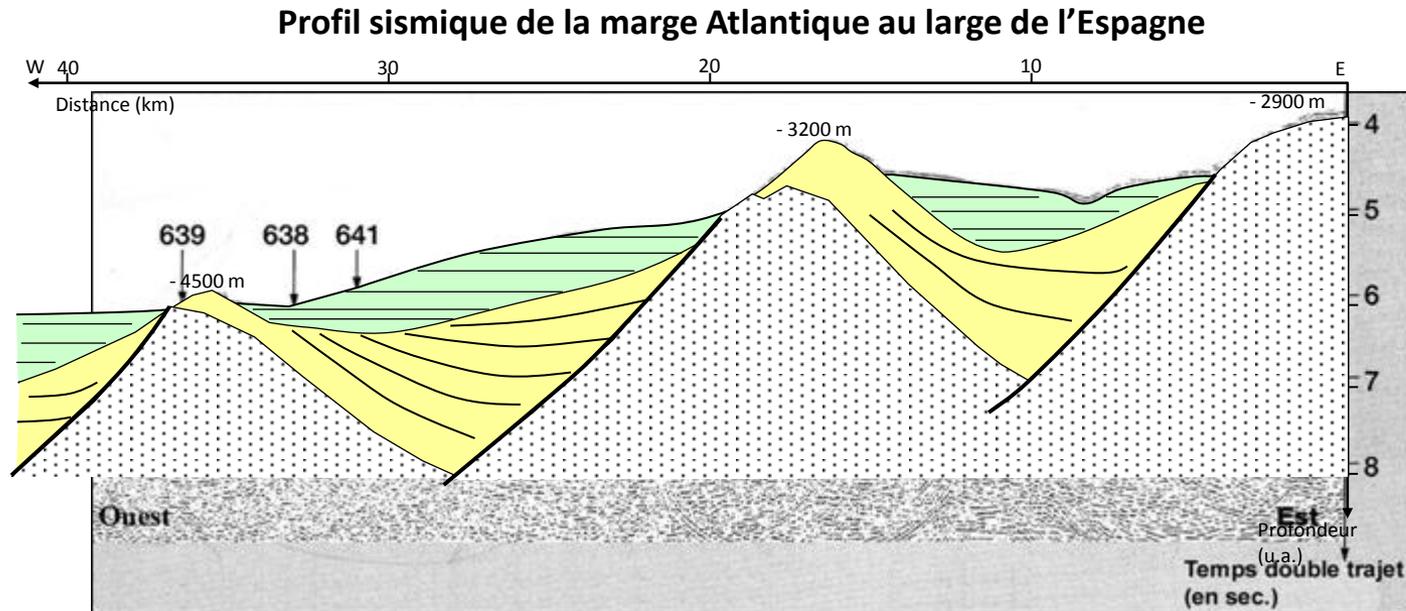
Profil sismique de la marge Atlantique au large de l'Espagne



La formation de marges passives

Les marges continentales passives correspondent à une croûte continentale étirée, recouverte de prismes sédimentaires plus ou moins épais.

La **sismique réflexion** est en évidence, sous certaines marges, des failles extensives listriques, avec sédimentation anté, syn et post-rift.



 Tertiaire: turbidites - Cénomaniens: calcaires et argiles (disposition subhorizontale)

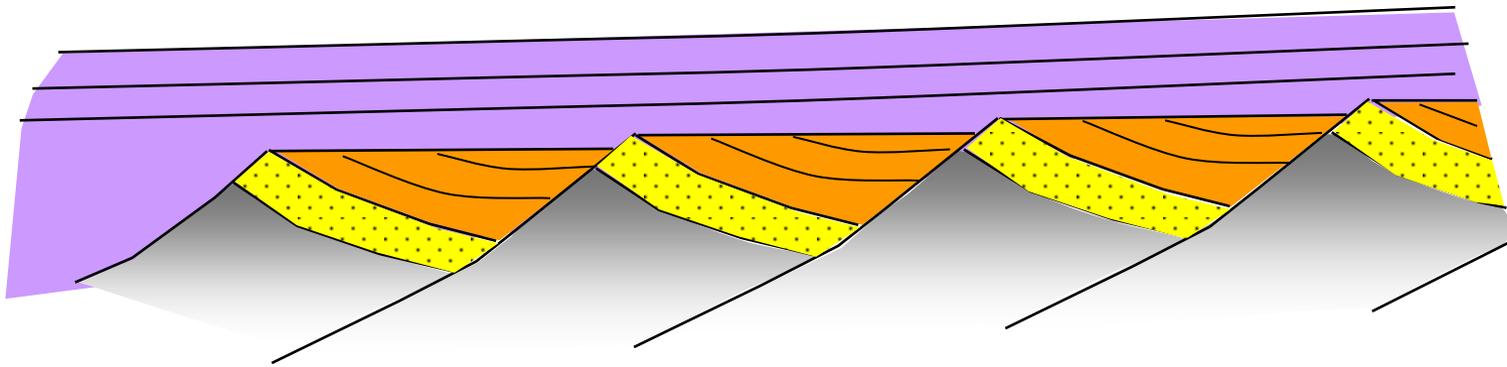
 Aptien-Albien : calcaires et turbidites (disposition « oblique »)

 Socle granitique

La formation de marges passives

D'après leurs **caractéristiques sédimentaires**, on distinguera:

- Marges maigres** : 2 à 4 Km de sédiments (marges européennes de l'Atlantique central)
- Marges grasses** : 5 à 15 Km d'épaisseur de sédiments (marges américaines de l'Atlantique central)



Socle granitique



Sédiments anté-rift



Sédiments Syn-rift



Sédiments post-rift

La formation de marges passives

Cas particulier des marges volcaniques:

Type Norvège (plateau de Voring) et Groenland

Marges couvertes d'épaisses coulées de laves tholéitiques dû à la présence d'un panache mantellique très actif.

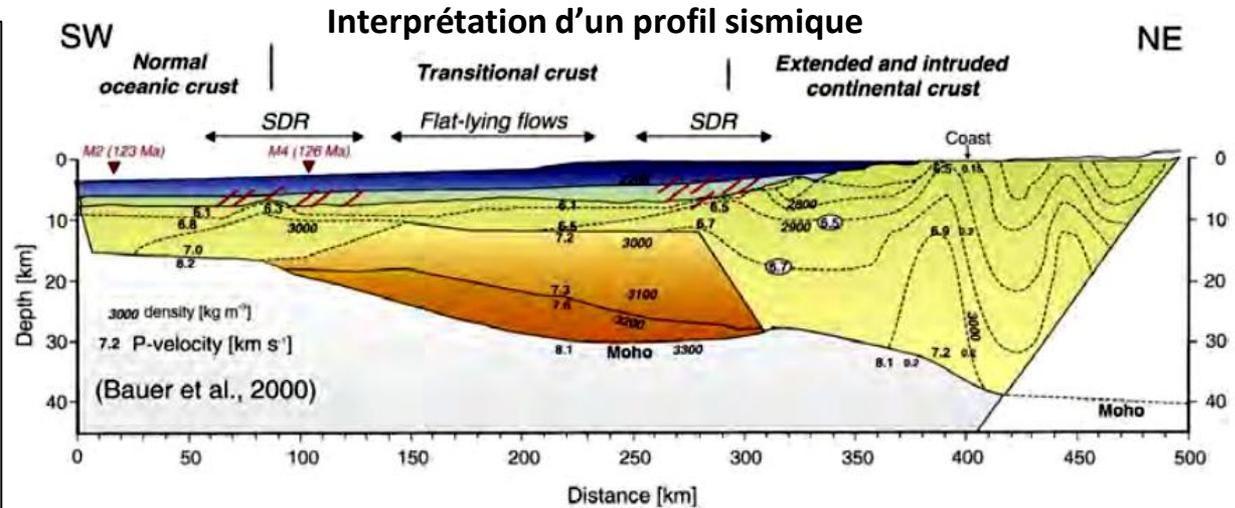
Caractéristiques:

-Pendage des failles normales vers le continent

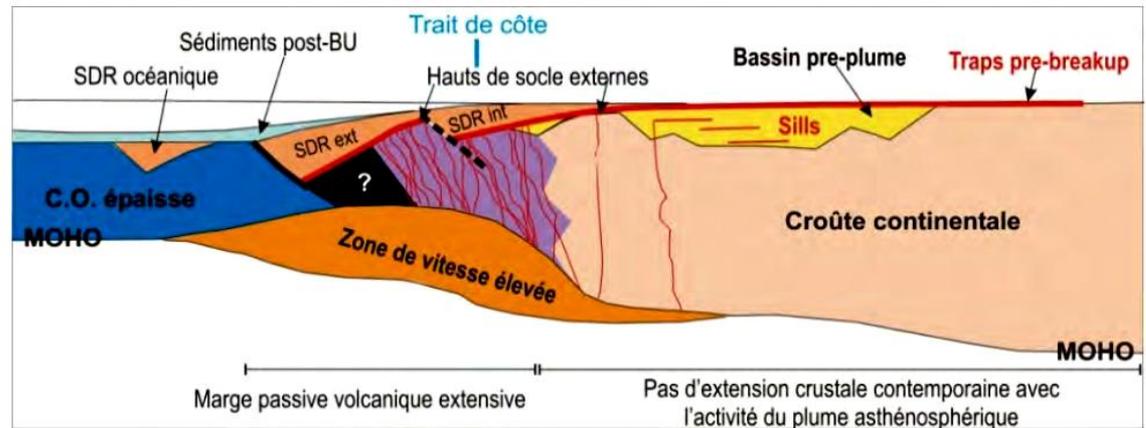
-Empilements volcaniques synrift SDR (Seaward Dipping Reflector = réflecteurs sismiques inclinés vers le large)

-Corps sous plaqué d'origine probablement volcanique

-La déformation en extension, très rapide, s'accompagne d'une fusion catastrophique du manteau et de l'accrétion d'une croûte magmatique épaisse.



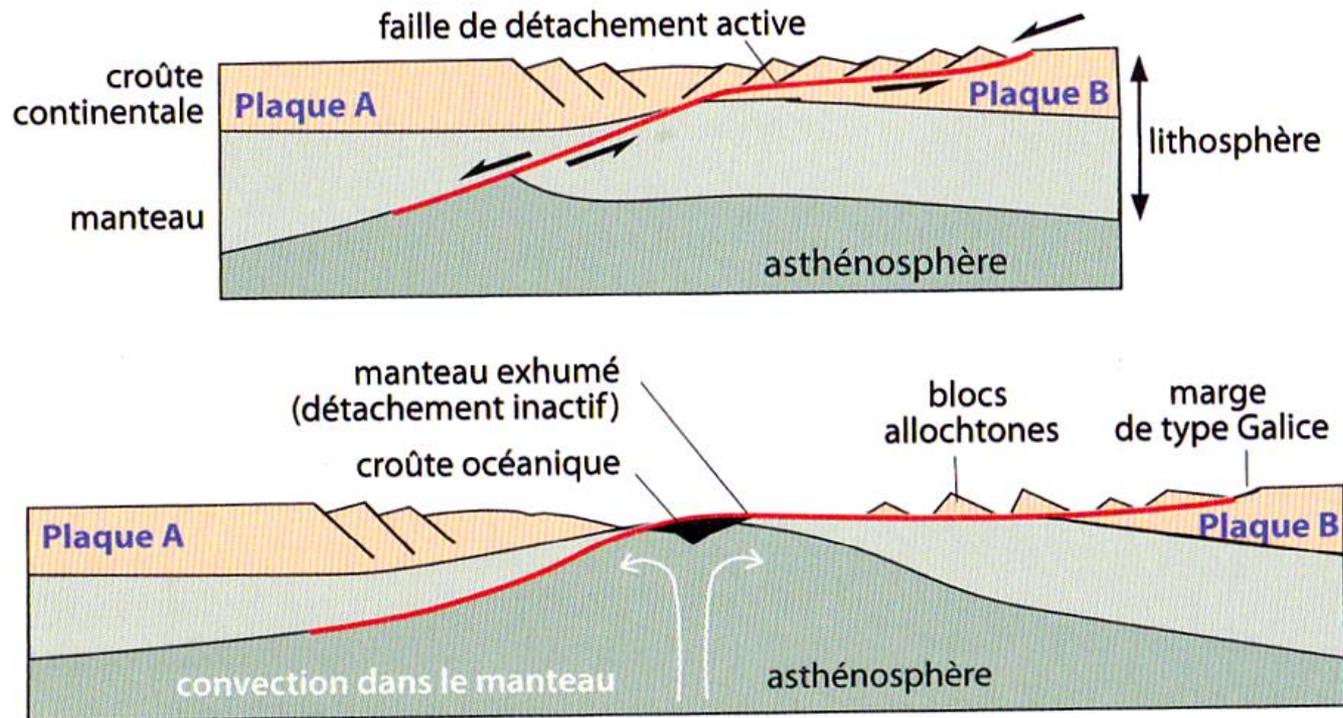
Coupe schématique type d'une marge volcanique, Geoffroy, 2005



La formation de marges passives

Cas particulier des marges passives asymétriques

Le modèle fait intervenir un grande faille de détachement translithosphérique. Sur la plaque B, les blocs basculés sont abandonnés sur le plan de faille de détachement.



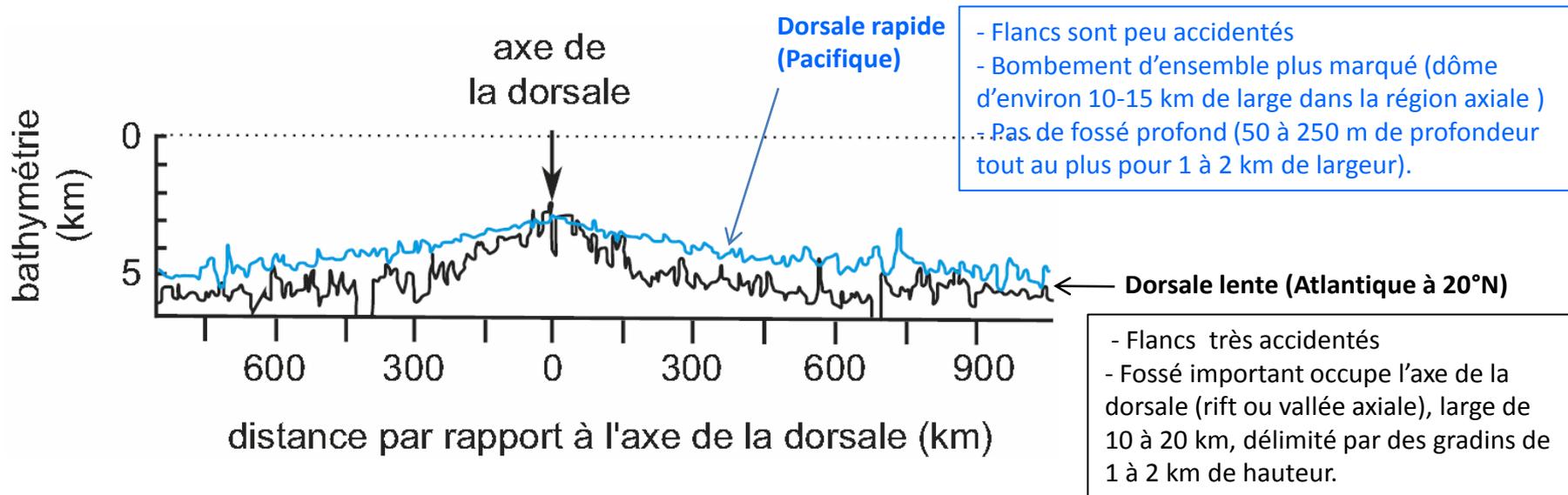
Les dorsales et l'expansion océanique

Comparaison des vitesses d'expansion

Type de dorsale	Taux d'expansion totale en cm/an	Exemples de dorsales
Ultra-lente à lente	0,8 à 5	Sud-Ouest indienne, mer Rouge, atlantique
Intermédiaire	5 à 9	Sud-Est indienne, Pacifique Sud-Antarctique
Rapide à ultra-rapide	9 à plus de 12,5	Nazca et Pacifique central entre les Galapagos et l'île de Pâques

Caractéristiques topographiques

Profils bathymétriques simplifiés d'une dorsale lente et d'une dorsale rapide.



REMARQUE : Il existe des dorsales dites intermédiaires, qui possèdent un plateau axial élevé comportant une vallée.

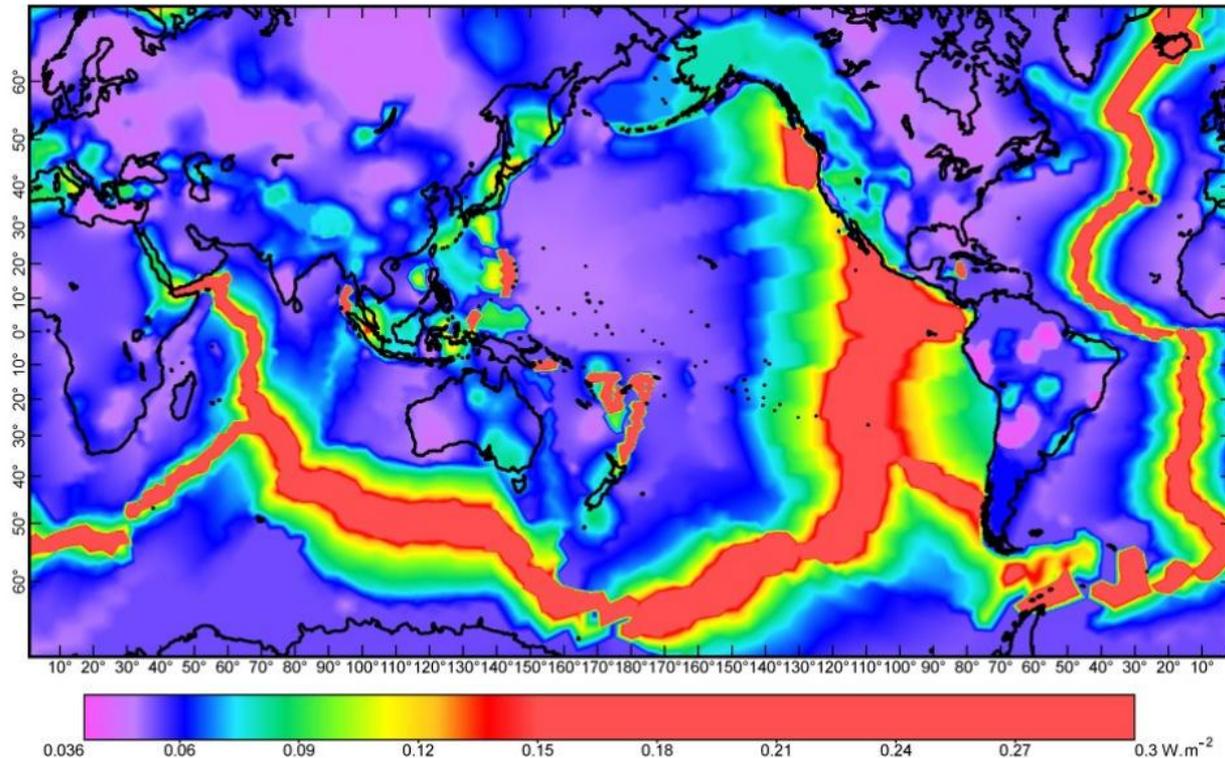
Les dorsales et l'expansion océanique

Signature thermique

Fort gradient géothermique à l'axe de la dorsale, traduisant une importante libération de chaleur en provenance de la profondeur, et ce selon deux modalités

- l'une **conductrice** par simple refroidissement de la surface du jeune plancher océanique au contact de l'eau de mer
- l'autre **convectrice** *via une intense activité hydrothermale qui la refroidit bien plus efficacement* encore dans tout son volume.

Carte du flux géothermique mondial



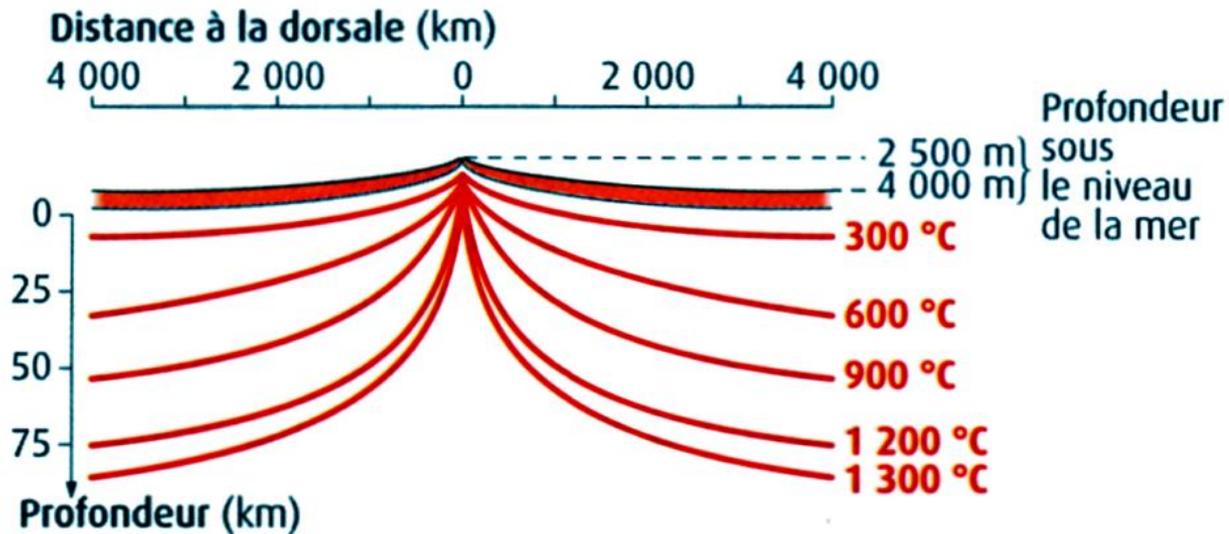
Les dorsales et l'expansion océanique

Signature thermique

Fort gradient géothermique à l'axe de la dorsale, traduisant une importante libération de chaleur en provenance de la profondeur, et ce selon deux modalités

- l'une **conductrice** par simple refroidissement de la surface du jeune plancher océanique au contact de l'eau de mer
- l'autre **convectrice** *via une intense activité hydrothermale qui la refroidit bien plus efficacement* encore dans tout son volume.

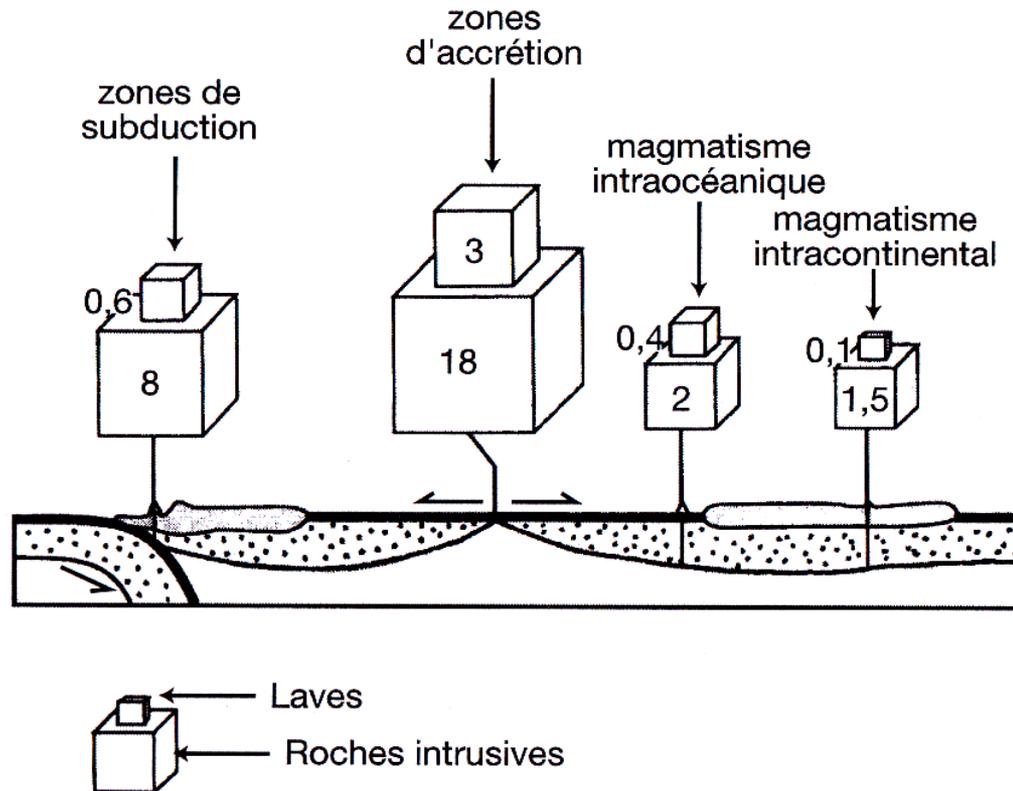
Modèle de distribution des isothermes pour une lithosphère de 100 Km d'épaisseur s'écartant à la vitesse de 10 cm/an



Les dorsales et l'expansion océanique

Un lieu privilégié de production magmatique

Représentation schématique de la production annuelle (en Km³) des principales provinces magmatiques à la surface du globe



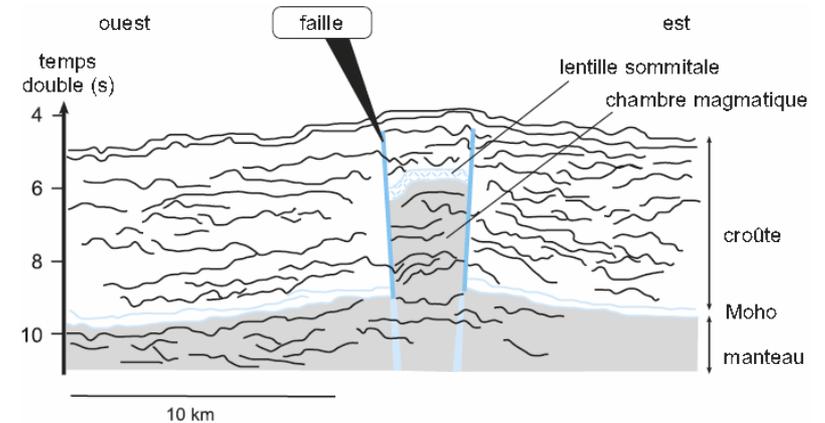
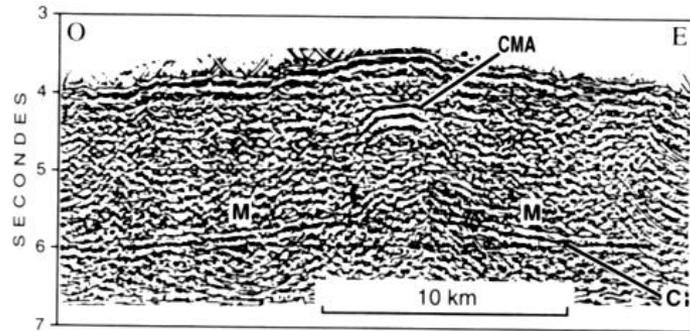
CONCLUSION :

Une dorsale peut être assimilée à un **atelier de fabrication de lithosphère océanique**, ainsi qu'à un **radiateur par lequel la Terre réalise une part importante de ses transferts thermiques**.

Dorsale rapide

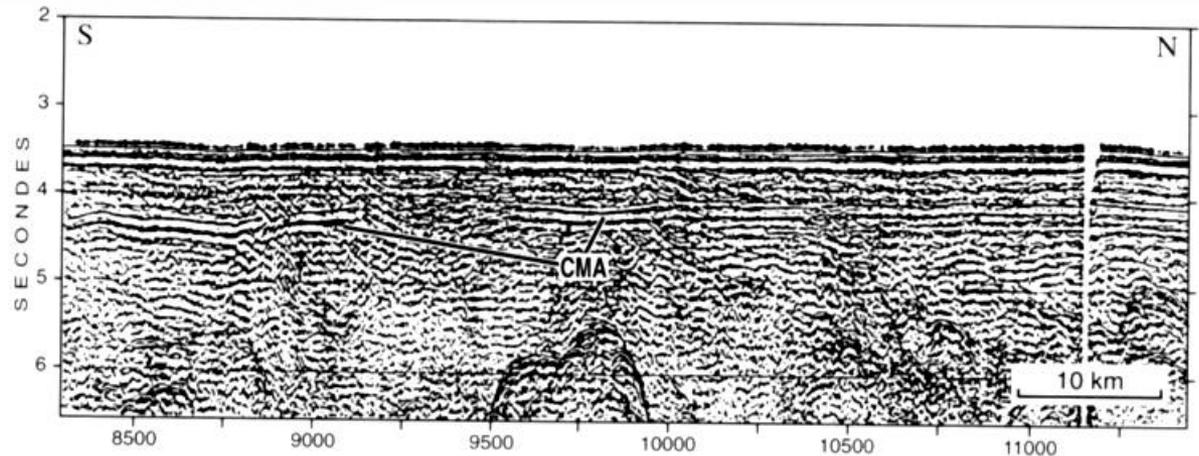
Profils sismiques de la dorsale Est-Pacifique (Vera et al. 1990)

A - Coupe transversale et interprétation



CMA = réflecteur correspondant au toit de la chambre magmatique axiale
M = réflecteur du Moho

B – Profil longitudinal axial



Le profil longitudinal montre la **quasi-continuité du réflecteur CMA**, donc de la chambre magmatique axiale

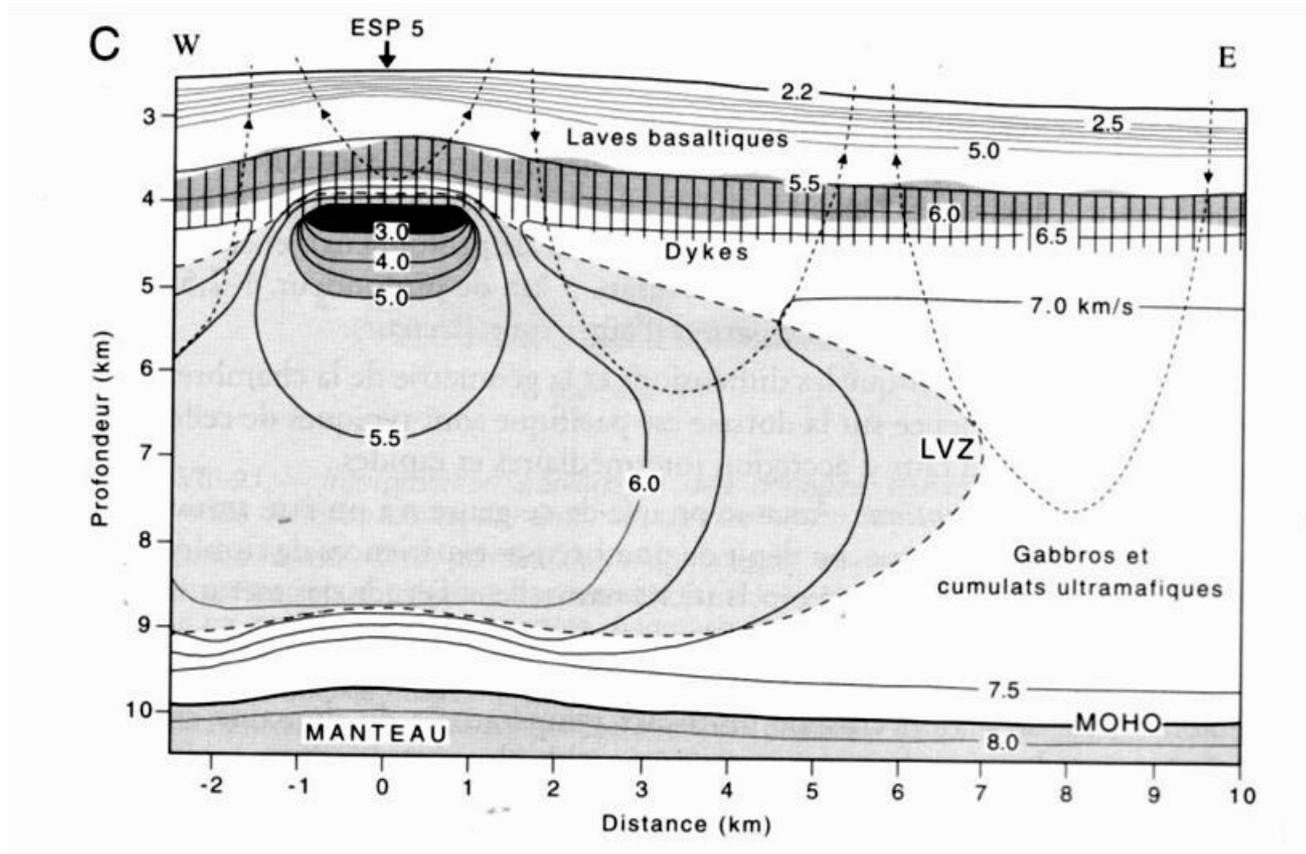
Dorsale rapide

Profils sismiques de la dorsale Est-Pacifique (Vera et al. 1990)

L'étude sismique au niveau des dorsales rapides révèle l'existence d'une zone au sein de la croûte où les **vitesse des ondes P sont très atténuées** ;

À son sommet, les ondes S n'y sont pratiquement plus transmises, ce qui suggère un **état quasi liquide** alors que pour le reste l'état serait quasi solide.

Modèle de structure des vitesses selon un profil transversal (ondes P)



Dorsale rapide

Profils sismiques de la dorsale Est-Pacifique

L'interprétation des profils sismiques permet de supposer l'existence permanente:

- d'une **chambre magmatique**, zone de bouillie cristalline contenant au mieux 10 à 20 % de liquide, alimentée depuis le manteau sous-jacent. Elle est le siège de la cristallisation des minéraux à l'origine des **gabbros**.
- d'une **lentille sommitale** formée d'un résidu liquide dont l'évacuation épisodique serait responsable de la formation **des basaltes en pillows** et des filons de dolérites du plancher océanique.

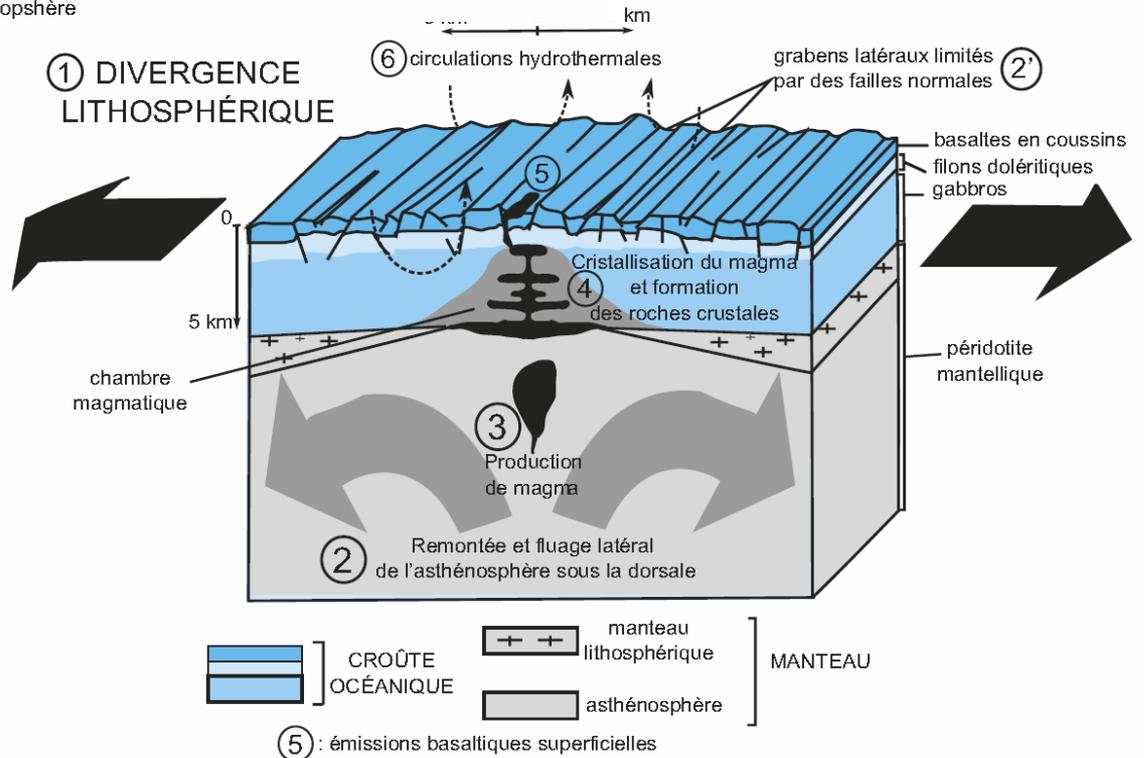
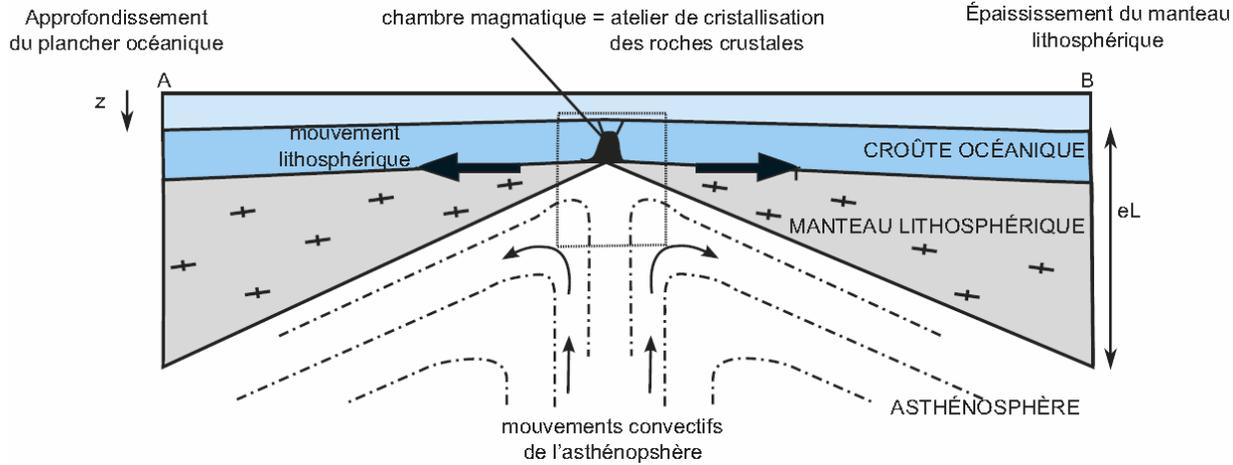
REMARQUE :

Au contraire, les études sismiques faites sur les **dorsales lentes**, telle la dorsale Atlantique, ne montrent pas de réflecteur évident.

Ceci est interprété comme le signe de **l'absence de chambre magmatique permanente**. Si des chambres magmatiques ont néanmoins été mises en évidence sous cette dorsale (comme en 2006 au Sud des Açores, à l'aplomb du volcan Lucky Strike), leur existence semble plus sporadique.

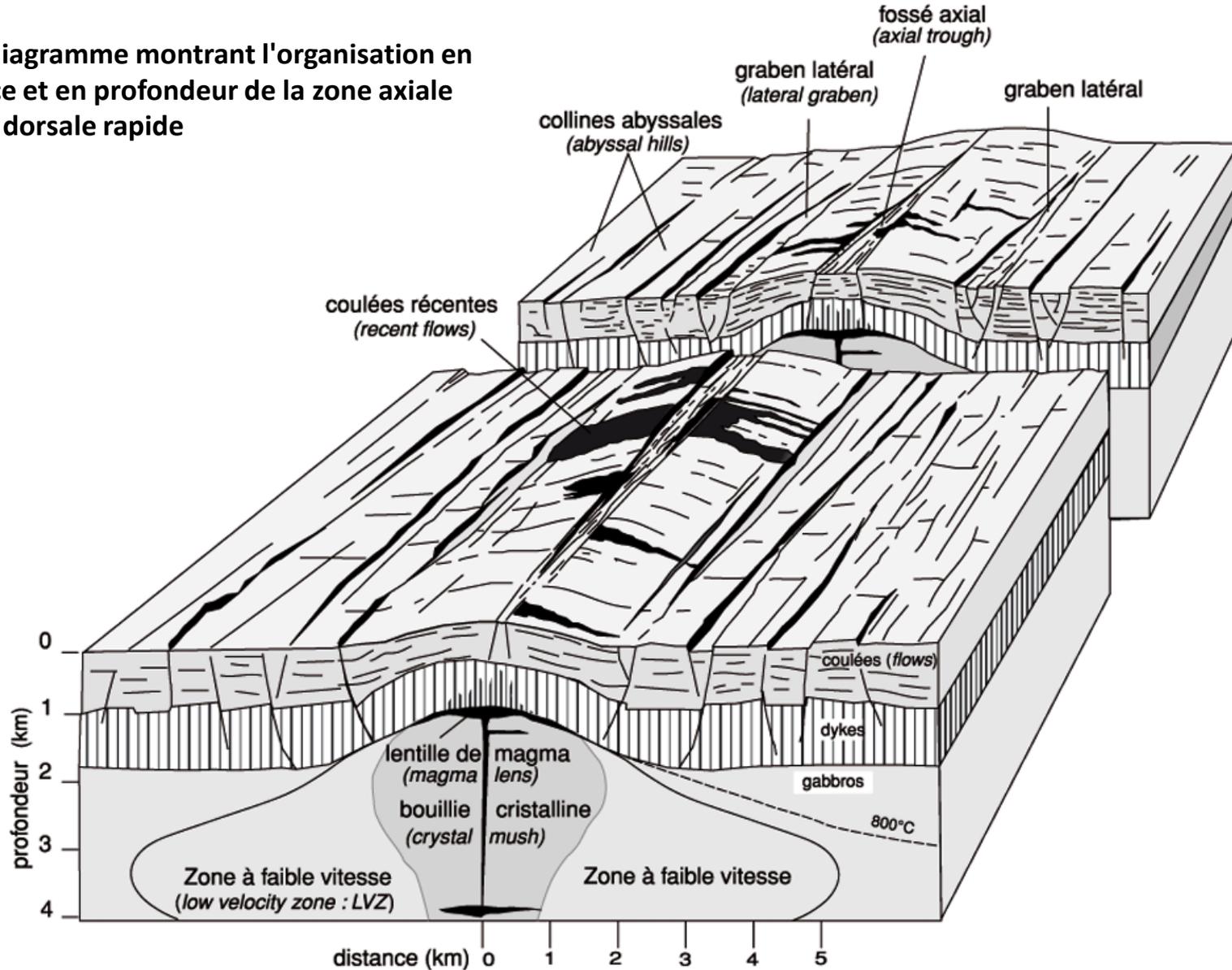
Dorsale rapide

Modèle de l'accrétion de type Pacifique (fonctionnement d'une dorsale « rapide »)



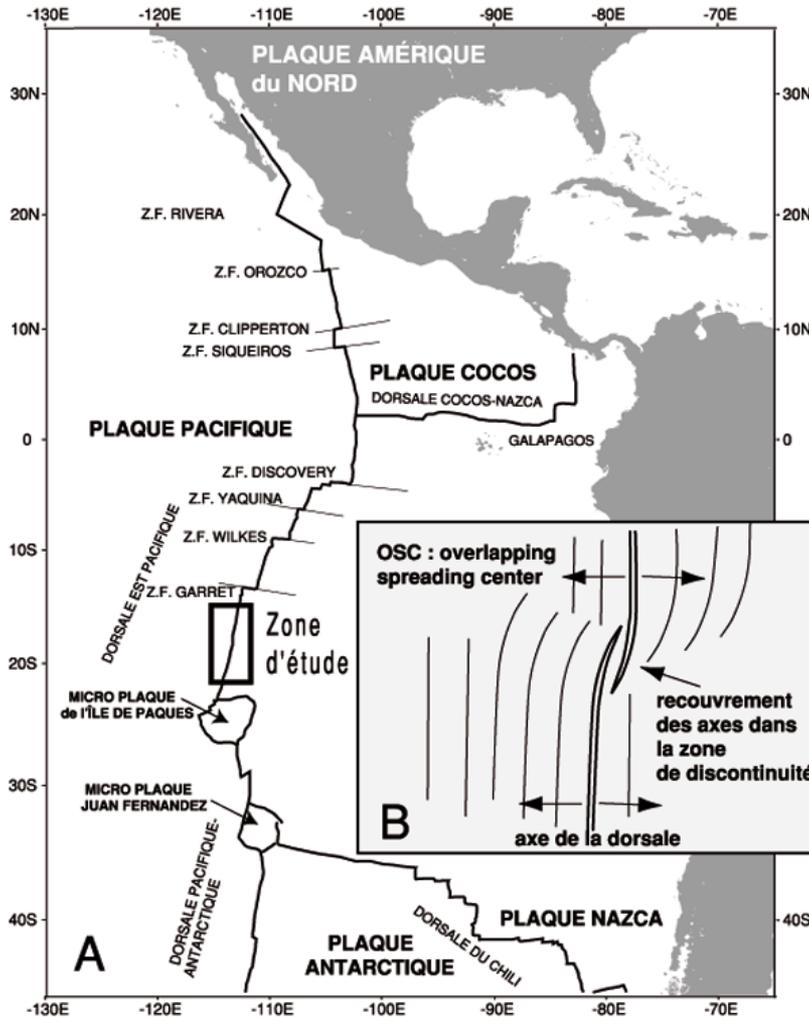
Dorsale rapide

Bloc diagramme montrant l'organisation en surface et en profondeur de la zone axiale d'une dorsale rapide



Dorsale rapide

Les explorations des dorsales rapides montrent une forte **variabilité morphostructurale** de l'axe avec l'alternance de segments où les processus tectoniques dominent (extension) et d'autres avec un volcanisme plus actif (accrétion).



L'axe des dorsales est découpé en segments séparés par des failles transformantes (segmentation de 1^{er} ordre) mais aussi par des **zones de recouvrement** non rigides des extrémités des segments d'accrétion appelés **OSC** (*overlapping spreading center*, Macdonald et Fox, 1983) = segmentation de 2^{eme} ordre. Les OSC sont généralement peu actifs sur le plan volcanique.

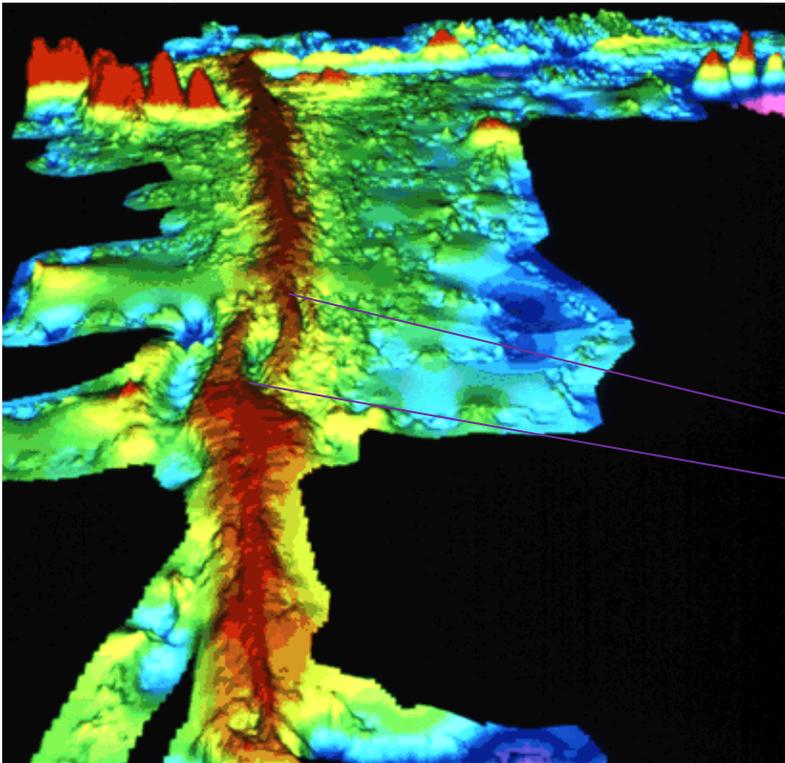
REMARQUE:

Pour les dorsales rapides, les segments sont généralement plus longs (plus de 100 Km) que pour les dorsales lentes

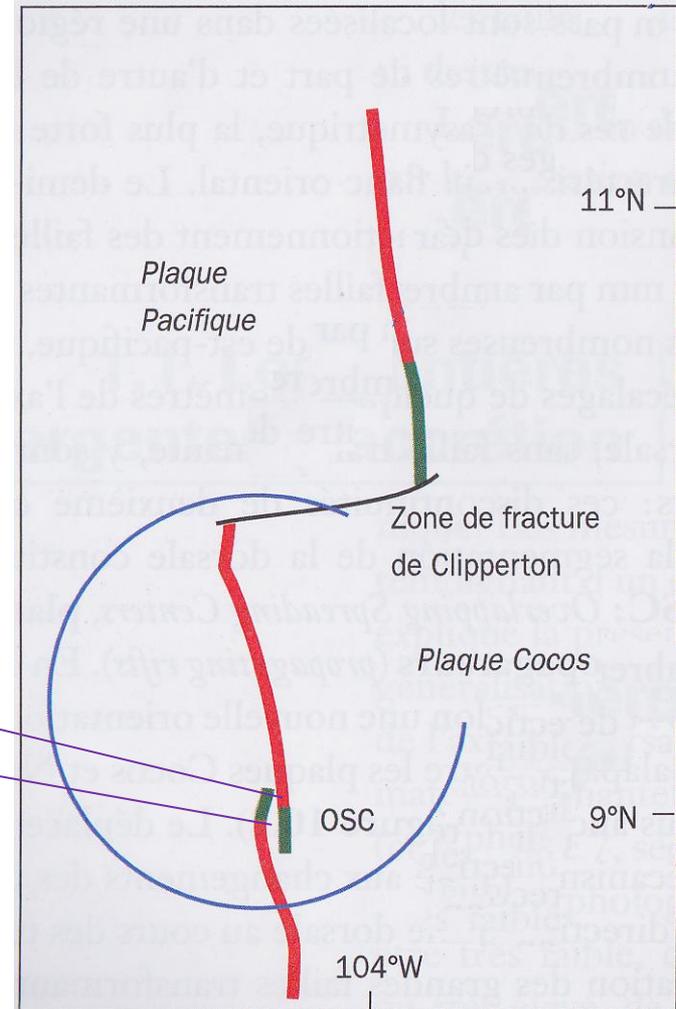
Dorsale rapide

Overlapping spreading center (OSC)

Ride Est Pacifique (9° N) dans le secteur de la transformante de Clipperton (S. Tighe, Rhode Island University)



Remarquer l'absence de vallée axiale (caractéristique d'une dorsale rapide)



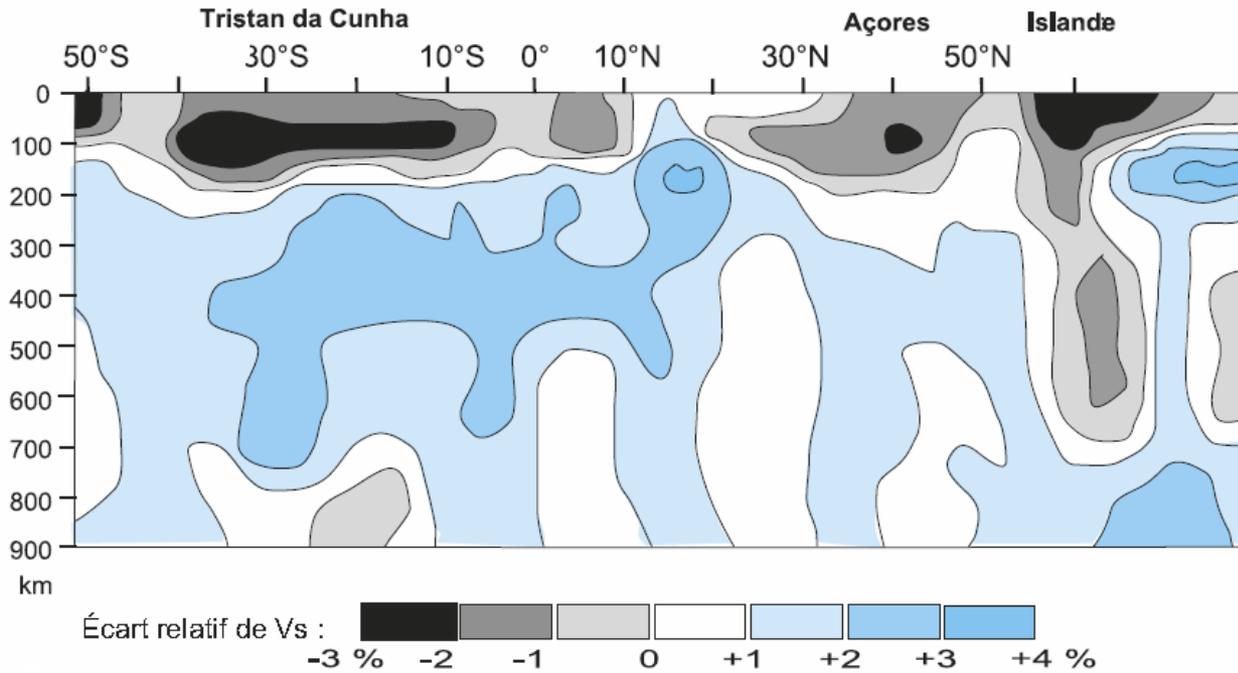
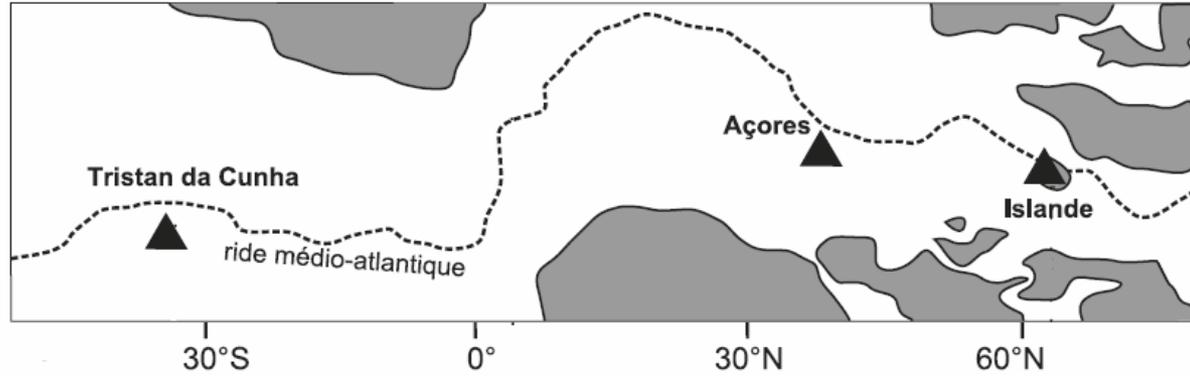
Zones d'expansion en vert

Zones essentiellement magmatiques en rouge

Dorsale lente

Signature sismique

Tomographie sismique selon l'axe longitudinal



Dorsale lente

Signature gravimétrique

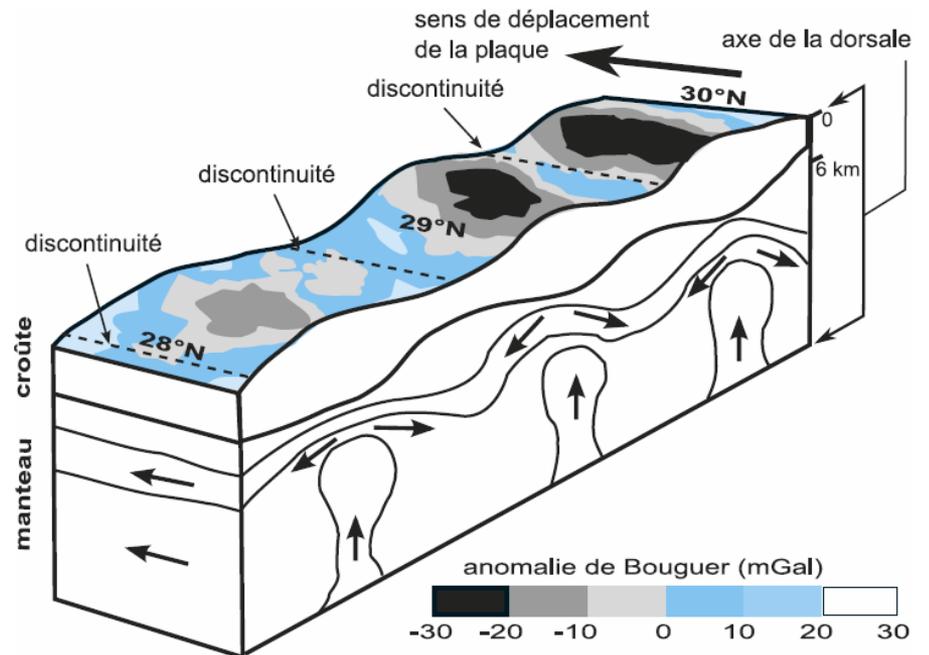
On observe une segmentation des anomalies gravimétriques:

L'**anomalie centrale négative** traduit la présence d'une croûte épaisse et d'un manteau sous-jacent très chaud donc en fusion partielle.
L'**anomalie périphérique positive** matérialise la présence d'une croûte plus mince et d'un manteau plus froid donc peu producteur de magma.

→ L'**alimentation magmatique serait en conséquence discontinue**, localisée au centre de chaque segment d'accrétion avec comme résultante un bombement central

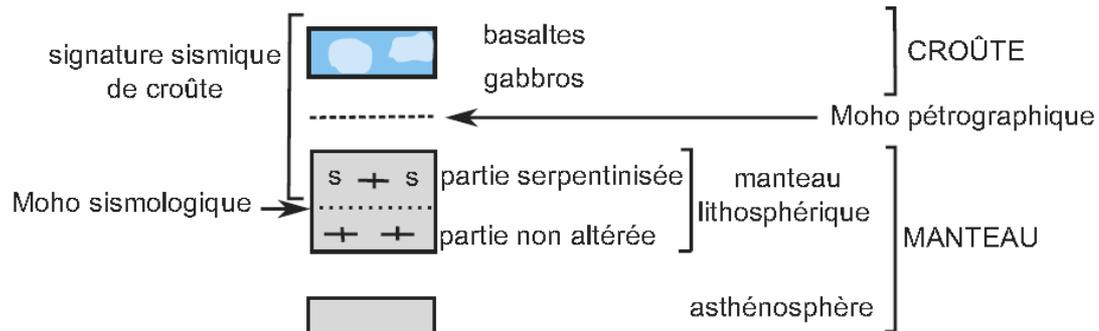
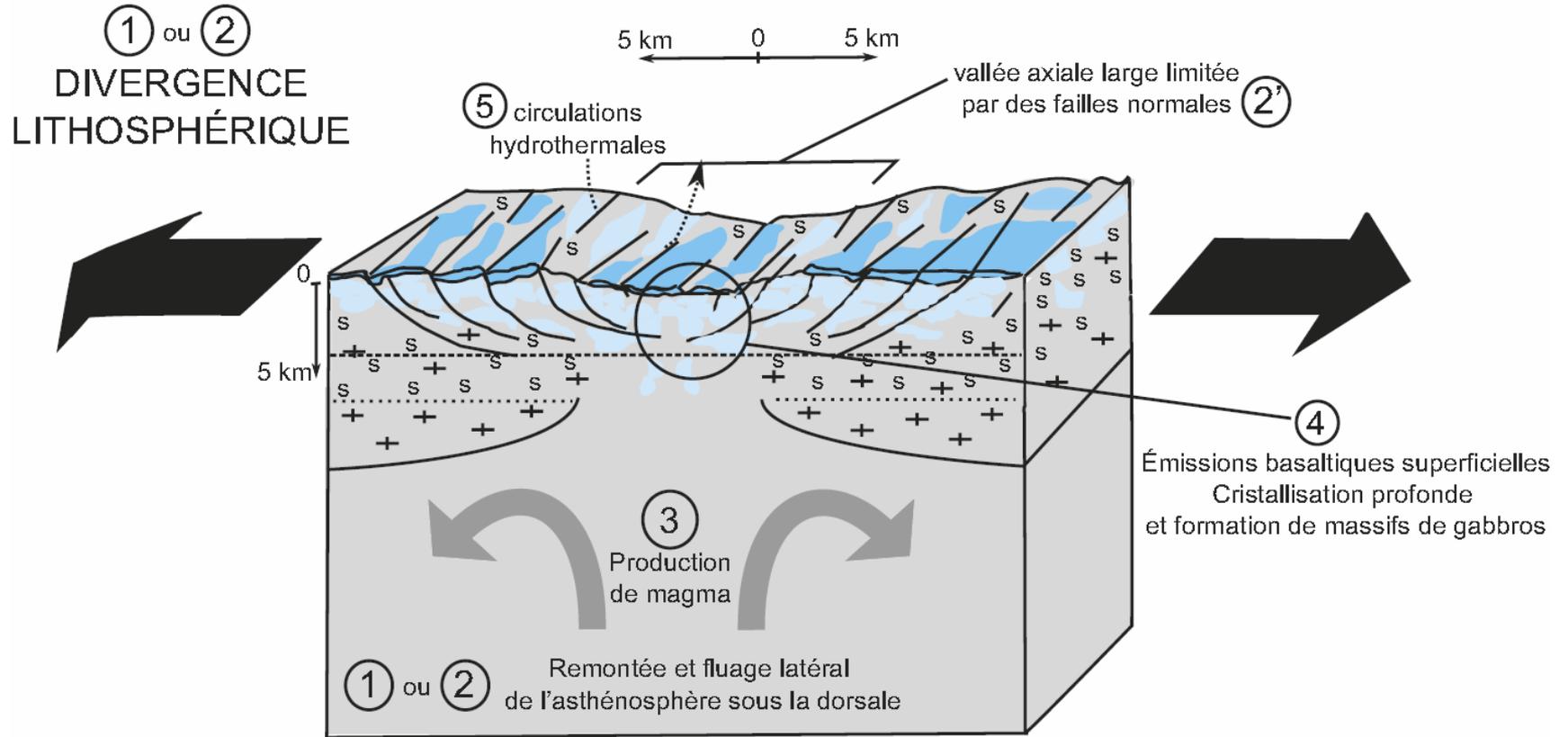
La croûte océanique serait ainsi **d'épaisseur variable**, forte à la verticale des centres d'accrétion, faible voire nulle en dehors de ces zones.

Anomalies gravimétriques réduites au manteau dans le cas de la dorsale Atlantique (28 à 30 °N) et leur interprétation à l'échelle de la lithosphère



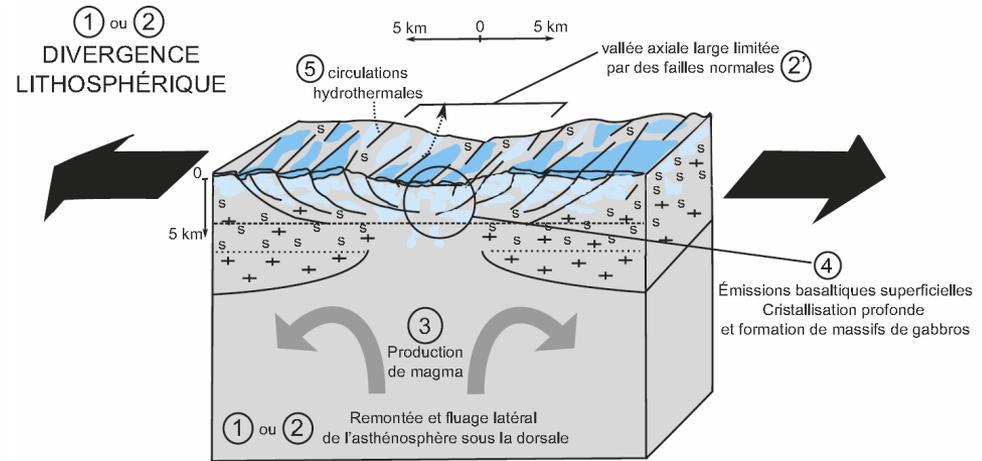
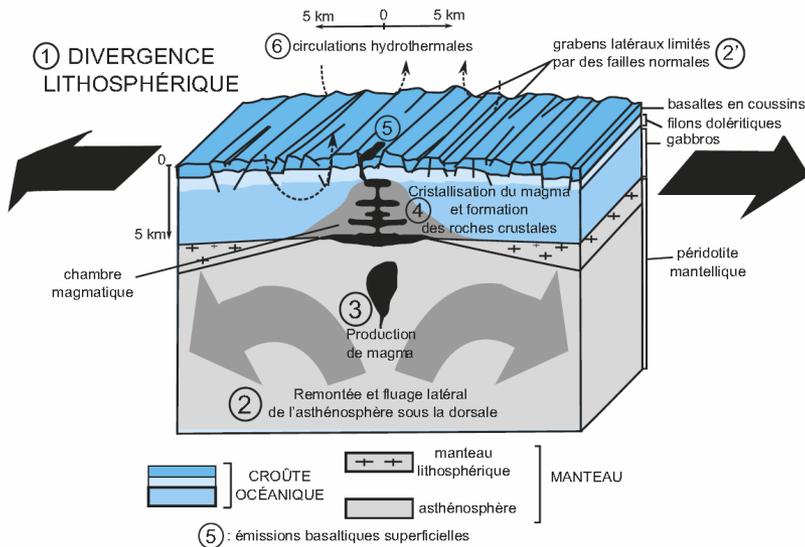
Dorsale lente

Modèle de l'accrétion de type Atlantique (fonctionnement d'une dorsale « lente »)



Dorsale lente

Contrairement à la dorsale rapide...



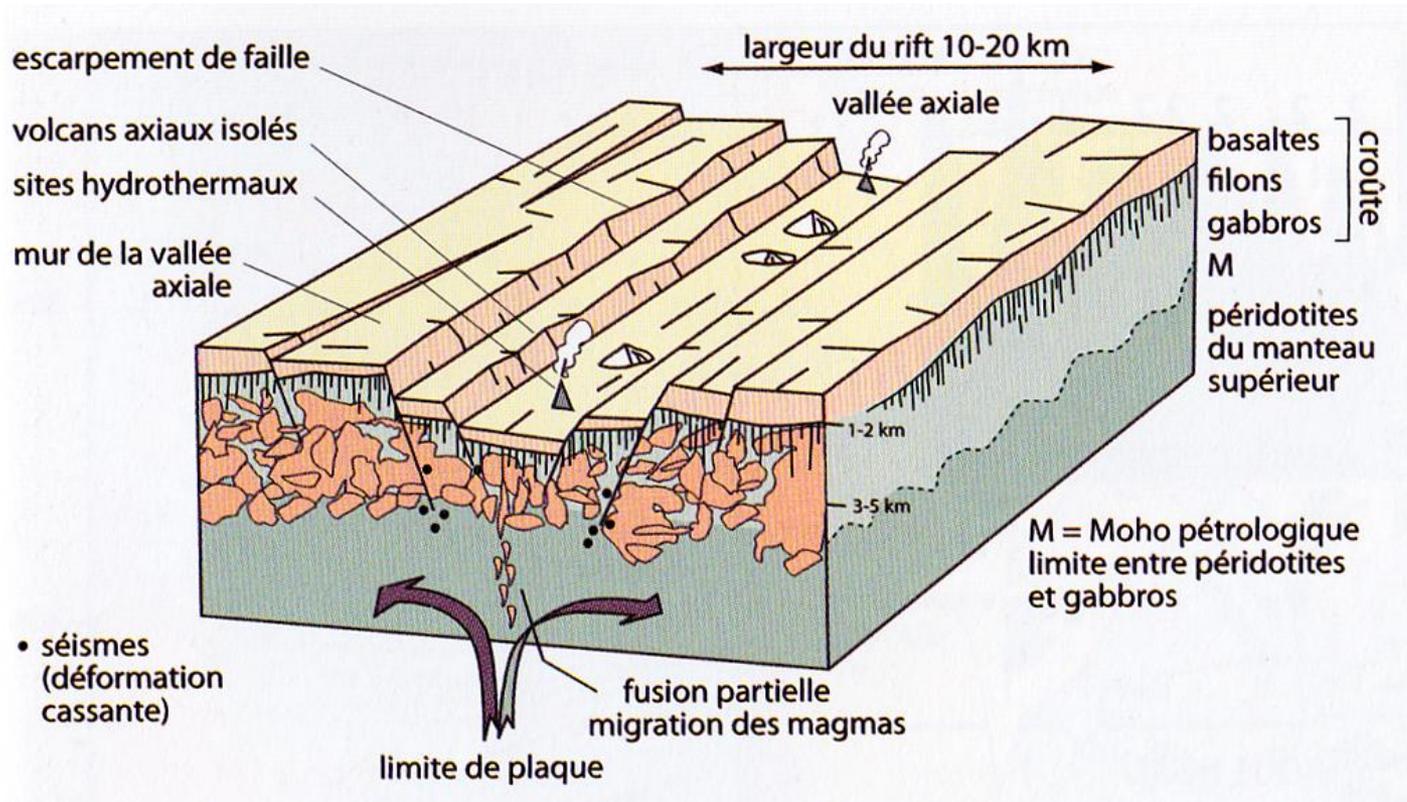
... Particularités de la dorsale lente:

- Les **failles transformantes** sont plus nombreuses et beaucoup plus spectaculaires par la longueur de leur trace et par leur dénivelé.
- La **lithosphère apparaît globalement plus épaisse** à l'axe des dorsales lentes qu'à l'axe des dorsales rapides car les remontées convectives étant moins vigoureuses, le refroidissement du manteau qui se rapproche de la surface est plus important (l'isotherme 1 300 °C est situé plus profondément).
- **Présence discontinue des chambres magmatiques**
En dehors des zones d'accrétion, la divergence peut conduire à la mise à nu du manteau dont l'éventuelle altération hydrothermale en serpentinites engendre une croûte « sismique » et non pétrologique.

Dorsale lente

Deux type d'accrétion au niveau des dorsales lentes

Modèle symétrique avec production de magma suffisante pour créer une couche basaltique continue

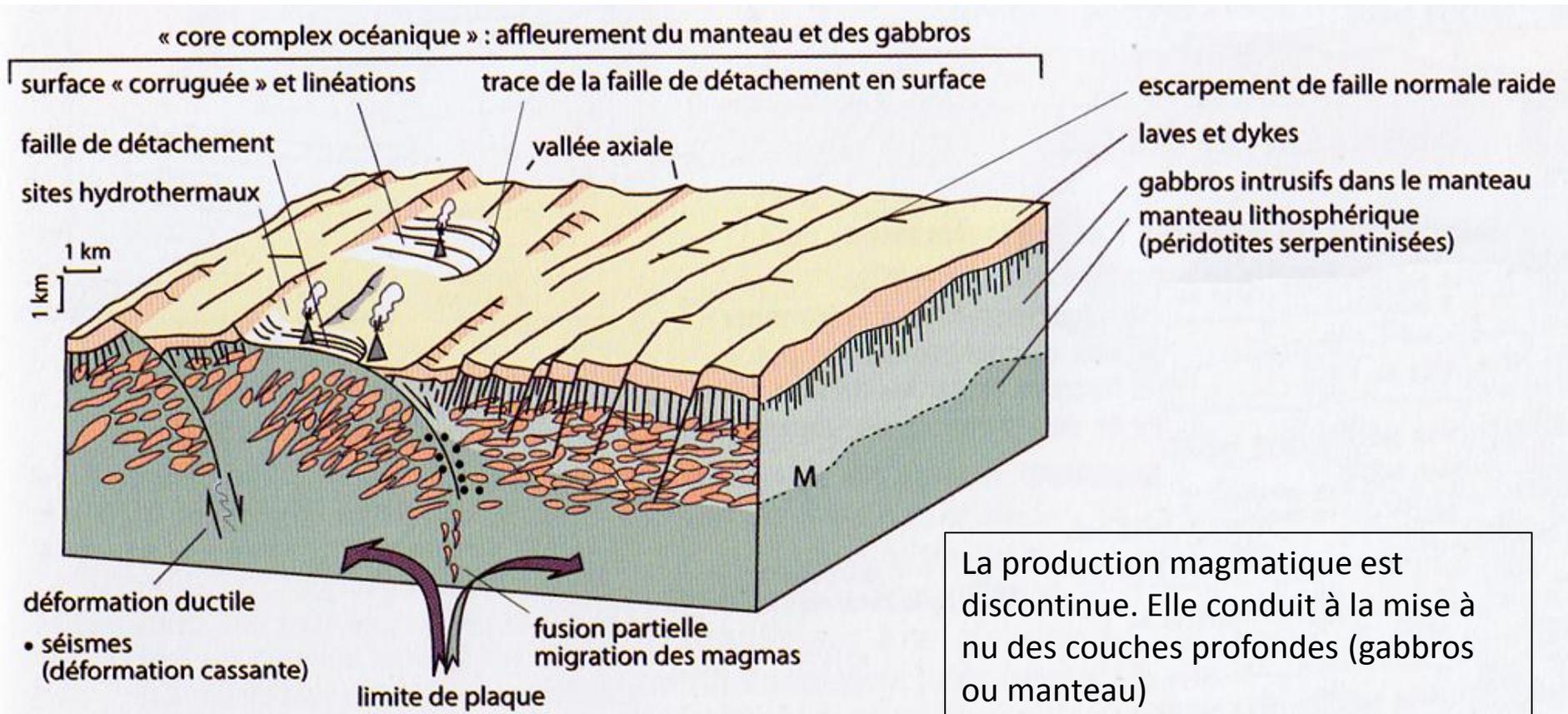


Dans tous les cas, les **gabbros** forment des **poches discontinues**. Il n'existe pas de grand réservoir magmatique comme sous les dorsales rapides.

Dorsale lente

Deux type d'accrétion au niveau des dorsales lentes

Modèle asymétrique avec exhumation du manteau



Dans tous les cas, les **gabbros** forment des **poches discontinues**. Il n'existe pas de grand réservoir magmatique comme sous les dorsales rapides.

Ophiolites HOT ou LOT

Les **ophiolites HOT** ont une croûte océanique épaisse et continue et un manteau lithosphérique appauvri (harzburgite = péridotite à olivine et orthopyroxène dominant)
C'est l'ophiolite de Troodos (ou celle d'Oman) décrite à la *Penrose Conference* .
Elle correspond à la **lithosphère Pacifique** (dorsale rapide).

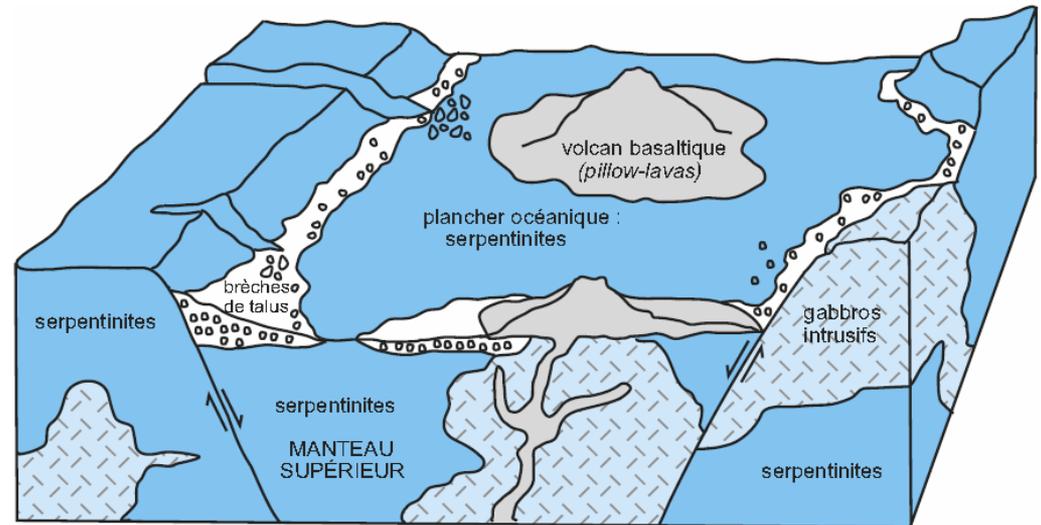
Les **ophiolites LOT** ont une croûte océanique réduite, discontinue, voire absente et un manteau lherzolitique (péridotite à olivine, orthopyroxène et clinopyroxène dominant).

Ce manteau est souvent **serpentinisé (métamorphisme hydrothermal)**, car lorsque la croûte est absente, celui-ci est directement en contact avec l'eau de l'océan.

Les ophiolites alpines de France (dont le Chenaillet) sont de ce type.

L'exemple actuel est la **lithosphère Atlantique** (dorsale lente)

Reconstitution de l'océan Alpin (Ophiolite LOT)



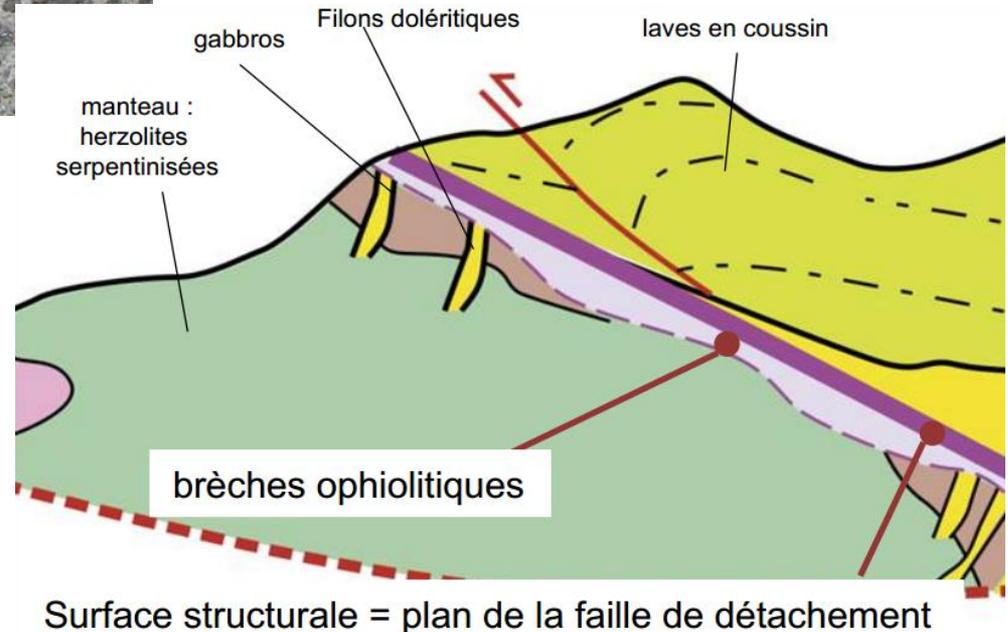
L'Ophiolites LOT du Chenaillet

Au Chenaillet, les basaltes en coussins peuvent reposer directement sur la péridotite mantellique ou bien sur des brèches ophiolitiques



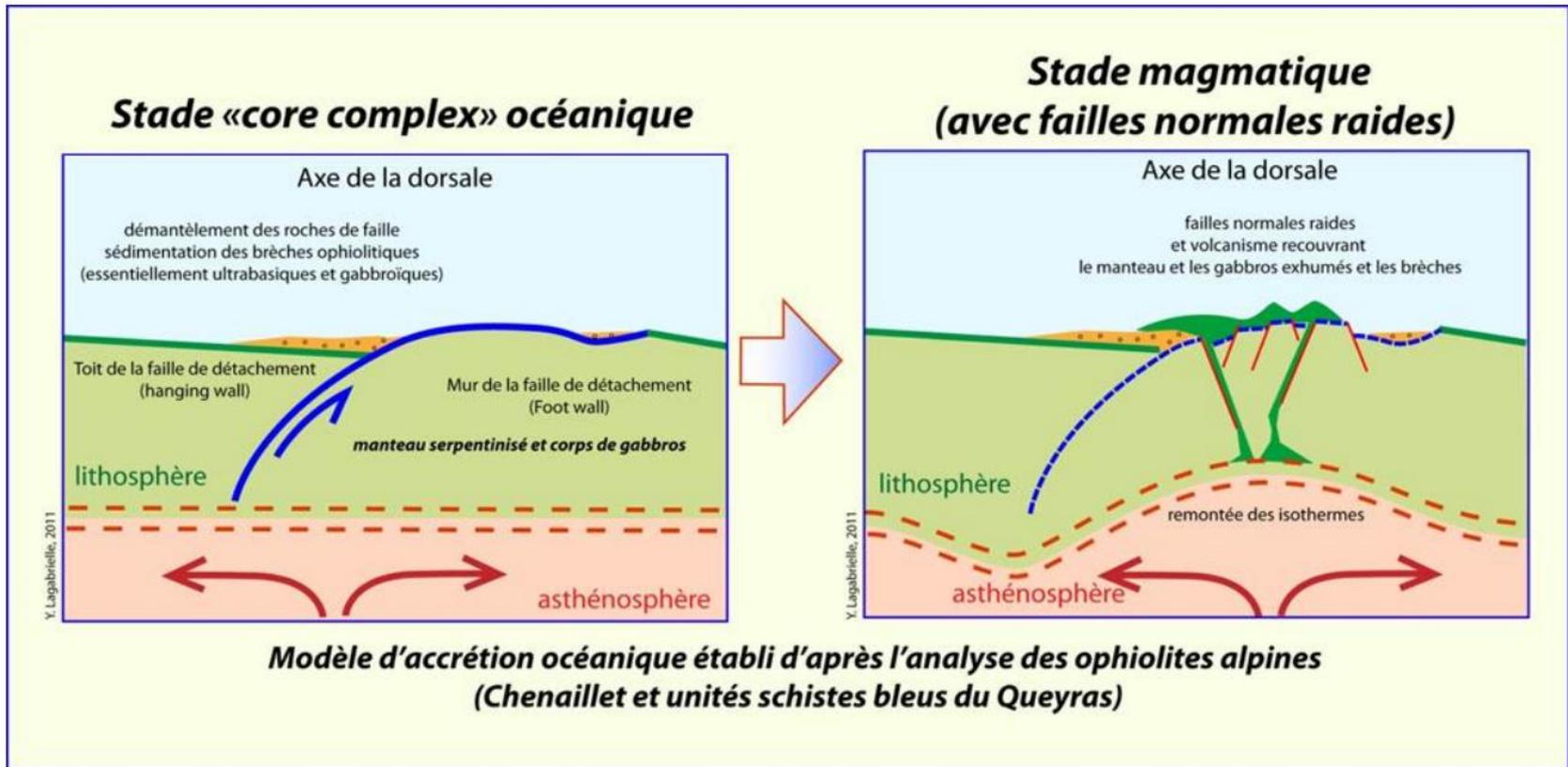
Les brèches soulignent une surface structurale correspondant à une **faille de détachement**.

→ Episode **tectonique** qui a mis à nu le manteau et sur lequel les basaltes se sont déposés lors d'un épisode **magmatique**



L'Ophiolites LOT du Chenaillet

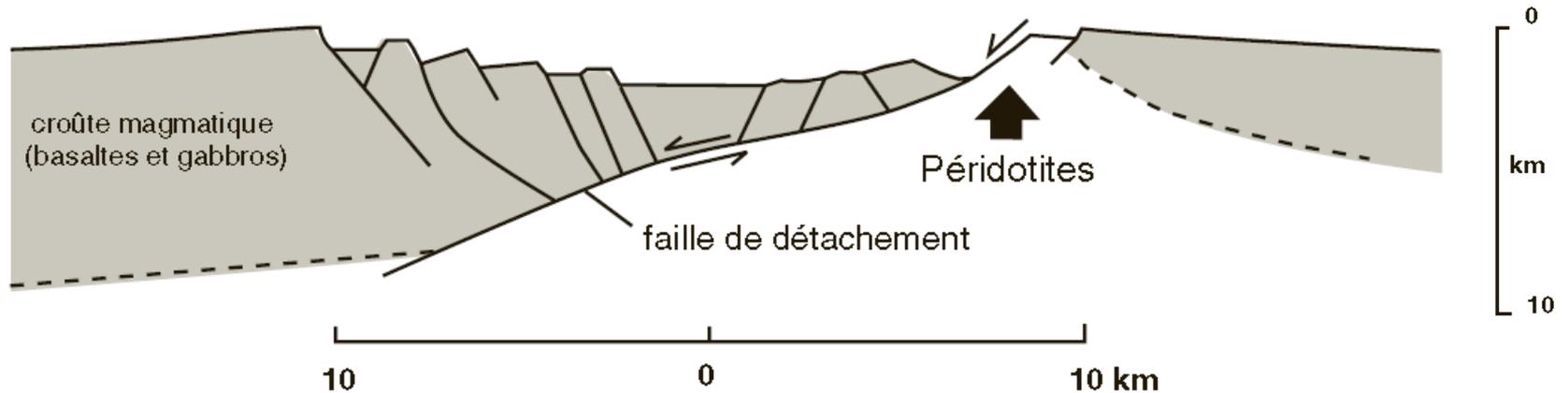
L'Ophiolite du Chenaillet avec son **paléo-détachement** permet de proposer un modèle d'évolution de l'océan liguro-piémontais dans lequel alternent des **stades tectoniques** (→ exhumation du manteau possible) et des **stades magmatiques** (→ gabbros, basaltes)
Cela donne un plancher océanique hétérogène, avec de larges zones de manteau exhumé (ce qui correspond bien à une dorsale de type lente)



REMARQUE: Cela montre bien que ce n'est pas le magmatisme qui est le moteur des plaques !

L'Ophiolites LOT du Chenaillet

Exemple de mise à nu des péridotites du manteau par une faille de détachement induisant une géométrie asymétrique du rift axial (dorsale lente)



Aujourd'hui, le modèle de détachement océanique est largement admis. Les campagnes récentes de plongées et de forage ont confirmé l'existence de ces grands plans de faille peu pentés, affleurant sur de vastes surfaces et caractérisés par la présence de « corrugations », ces cannelures géantes, qui s'apparentent à des méga-stries de faille. Les plus vastes surfaces de manteau exhumé se trouvent probablement le long de la dorsale sud-ouest indienne et le long de l'axe de la dorsale ultra-lente Gakkel, située sous la banquise entre le Groenland et la Sibérie. Il faut également signaler que le manteau exhumé forme la majeure partie du fond océanique de la Mer Tyrrhénienne, ouverte dans un contexte de bassin arrière-arc lié à la subduction sous l'arc calabrais depuis le Pliocène. Le manteau affleure également au fond des dépressions marquant certaines jonctions de dorsales comme dans le fossé de Hess à l'endroit où la dorsale Cocos-Nazca rencontre la dorsale Est-Pacifique.

Synthèse: comparaison dorsale rapide / lente

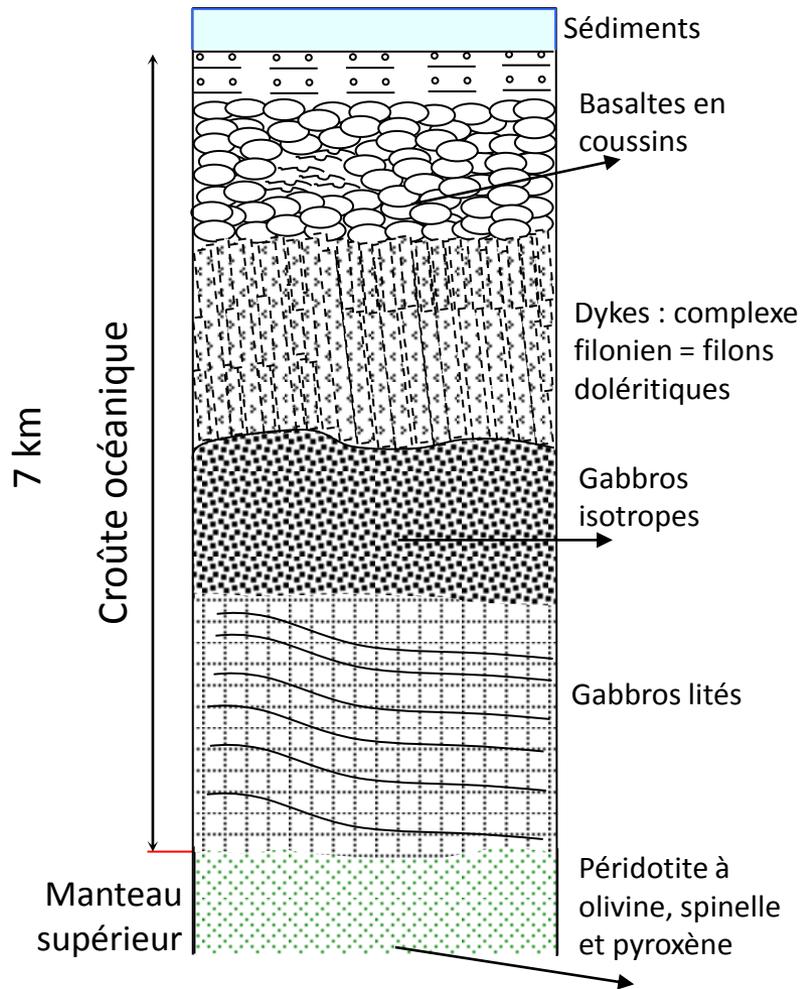
Critères	Dorsales lentes	Dorsales rapides
Morphologie transversale	Symétrie par rapport à l'axe de la dorsale	
Relief des flancs	Accidenté	Peu accidenté
Pente des flancs	Forte	Faible
Relief au niveau de l'axe	Rift	Dôme sans fossé profond
Segmentation longitudinale de 1 ^{er} ordre	Failles transformantes nombreuses et de grande envergure	Failles transformantes assez peu nombreuses
Segmentation longitudinale de 2 ^e ordre	Cisaillements non transformants	Zones en recouvrement (OSC)
Activité tectonique	Failles normales et transformantes	
Séismicité	Permanente	
Profondeur des foyers des séismes	Entre 0 et 35 km	Très superficielle
Flux géothermique	Élevé	Très élevé
Géotherme	Fort sous l'axe de la dorsale	
Chambres magmatiques	Ponctuelles dans le temps et dans l'espace	Permanentes
Activité hydrothermale	Réduite	Importante

Magmatisme des dorsales

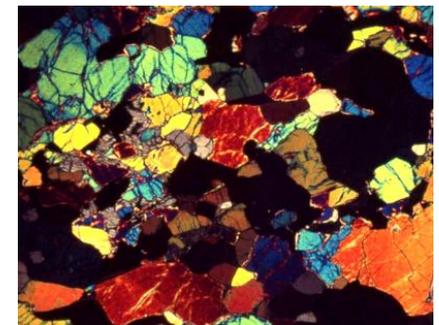
Pétrographie

Échantillons

Microscope, LPA



D'après W M White 'Geochemistry'



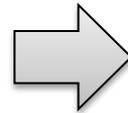
Magmatisme des dorsales

Pétrographie

- Dans l'océan Pacifique (dorsale rapide), cette structure classique avec la superposition magmatique « **basaltes en pillows, filons doléritiques, gabbros isotropes puis gabbros lités** » est fréquente.
- Dans l'océan Atlantique (dorsale lente), il n'y a généralement pas de superposition aussi nette des termes magmatiques mais une association spatiale **hétérogène**.
- Basaltes et gabbros océaniques ont la même **composition chimique globale**, ce qui montre qu'ils proviennent de la même source magmatique.

REMARQUE:

Les dolérites sont des roches de même composition que les basaltes et les gabbros océaniques. Leur structure **holocristalline microgrenue** évolue cependant depuis les bordures filoniennes (grains de 50 μm) jusqu'au coeur (grains de 1 mm).



Filon de dolérite dans gabbro du Chenaillet



Magmatisme des dorsales

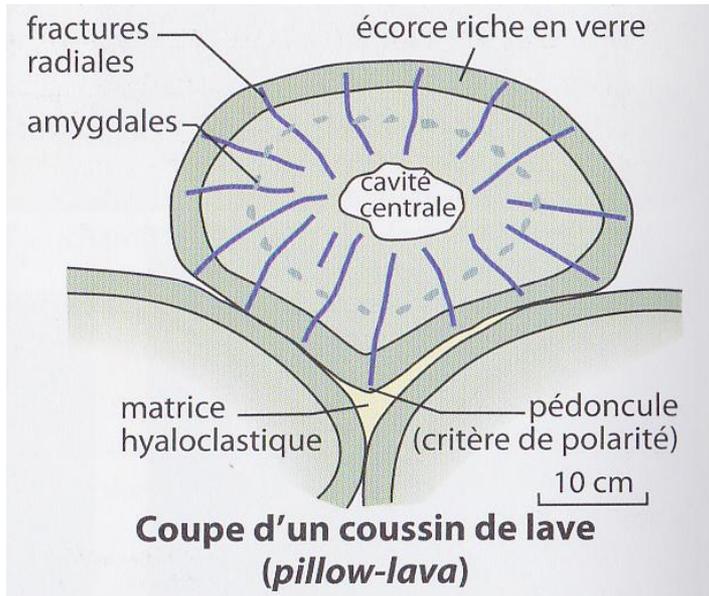
Pétrographie

Pillows lavas en tubes à proximité de la dorsale Atlantique (Doc IFREMER)



Magmatisme des dorsales

Basaltes en coussins



La prismation radiale est d'origine thermique. La cavité centrale est de taille très variable; elle est issue de la vidange de la partie centrale pour former un « pillow-fils ». Cette cavité centrale disparaît souvent par écrasement des coulées anciennes.

Pillow lavas, Reykjanes Penninsula, Iceland



<http://meagenpollock.voices.wooster.edu/research/>

Les basaltes océaniques sont qualifiés de **tholéitiques = MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt)**. Leur structure est **microlithique** avec un verre d'autant plus fréquent que l'on se situe en périphérie du pillow par exemple (témoin d'un refroidissement très rapide)

Magmatisme des dorsales

Basaltes en coussins

Radiolarites et Basaltes en coussins en Oman



Les premiers sédiments, des radiolarites rouges et jaunes, viennent se mouler sur les laves en coussins.

Magmatisme des dorsales

Basaltes en coussins



Pillow –lavas du Collet Vert (Chenaillet)

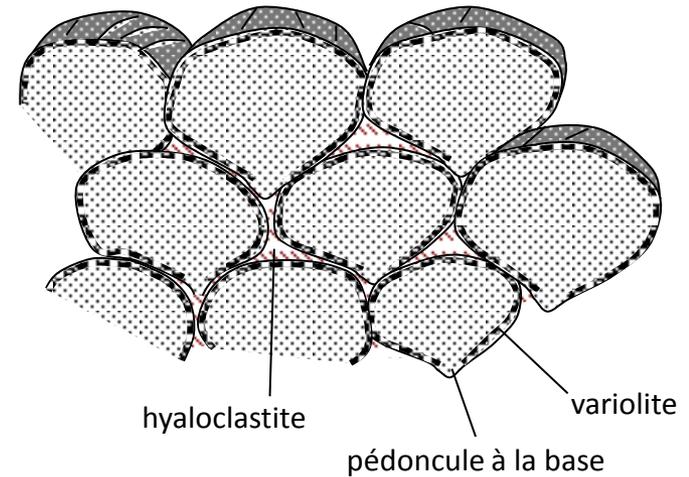


Magmatisme des dorsales

Pillows redressés au collet vert (Chenaillet)



Polarité normale des pillows



La périphérie des basaltes présente des sphérules blanchâtres = **variolite** (cristallisation d'**albite**) souvent associé à chlorite, actinote.
Le sphérule était constitué initialement de **plagioclase + pyroxènes** qui ont cristallisé rapidement en fines baguettes à partir d'un nucléus (refroidissement rapide de la lave à cause de l'eau de mer).
L'albitisation secondaire traduit un apport de Na par l'eau de mer par métamorphisme hydrothermal.

Magmatisme des dorsales

Les **phénocristaux** peu développés mais identifiables sont constitués:

- d'**olivines**
- de **plagioclases** (surtout calciques)
- quelques rares **clinopyroxènes** plutôt calciques (de type augite) et souvent xénomorphes.

Lame mince de basalte tholéiitique observé au microscope polarisant (LPA)

Matrice
microlithique



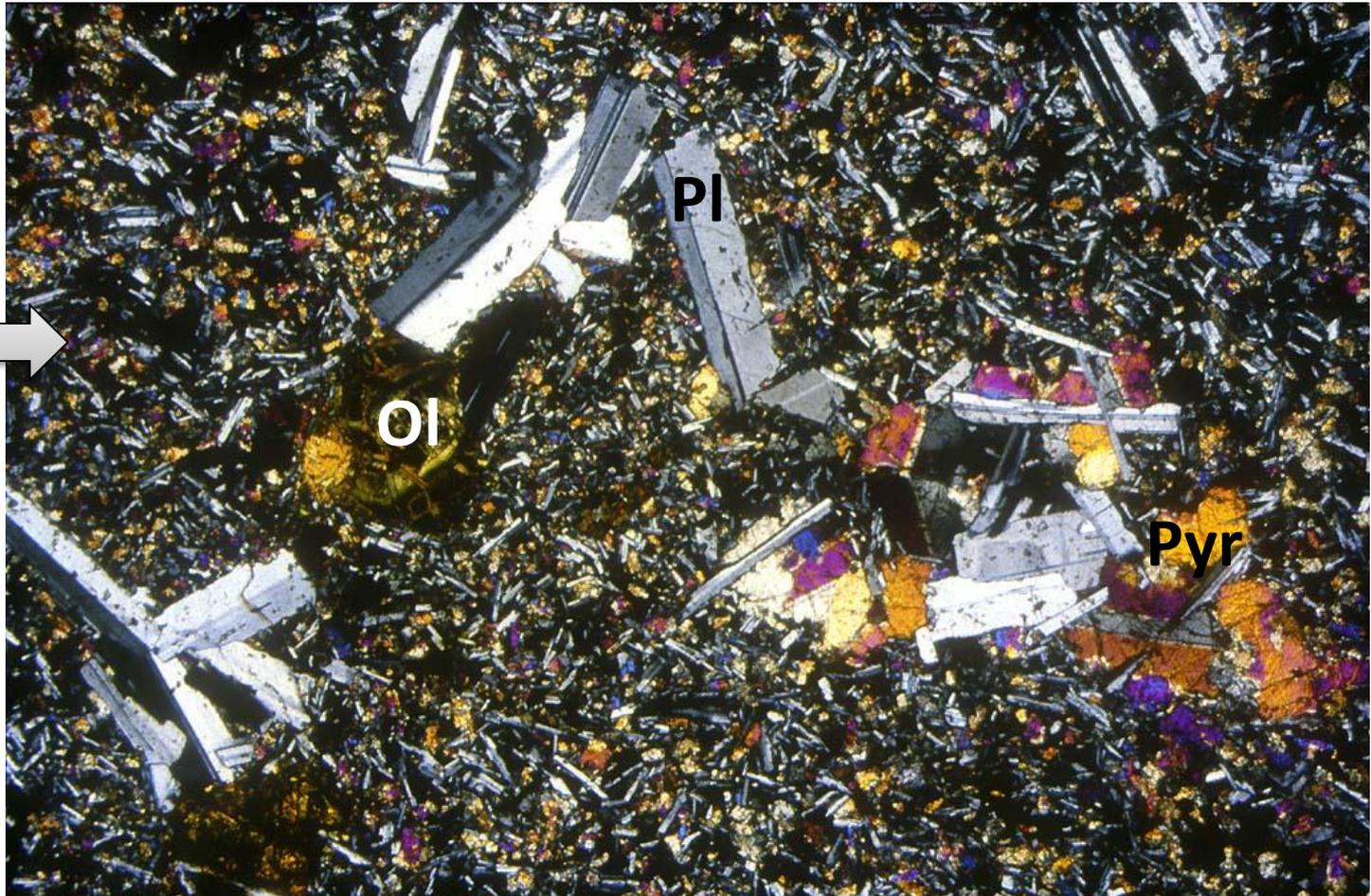
Magmatisme des dorsales

Les **phénocristaux** peu développés mais identifiables sont constitués:

- d'**olivines**
- de **plagioclases** (surtout calciques)
- quelques rares **clinopyroxènes** plutôt calciques (de type augite) et souvent xénomorphes.

Lame mince de basalte tholéiitique observé au microscope polarisant (LPA)

Matrice
microlithique



Magmatisme des dorsales

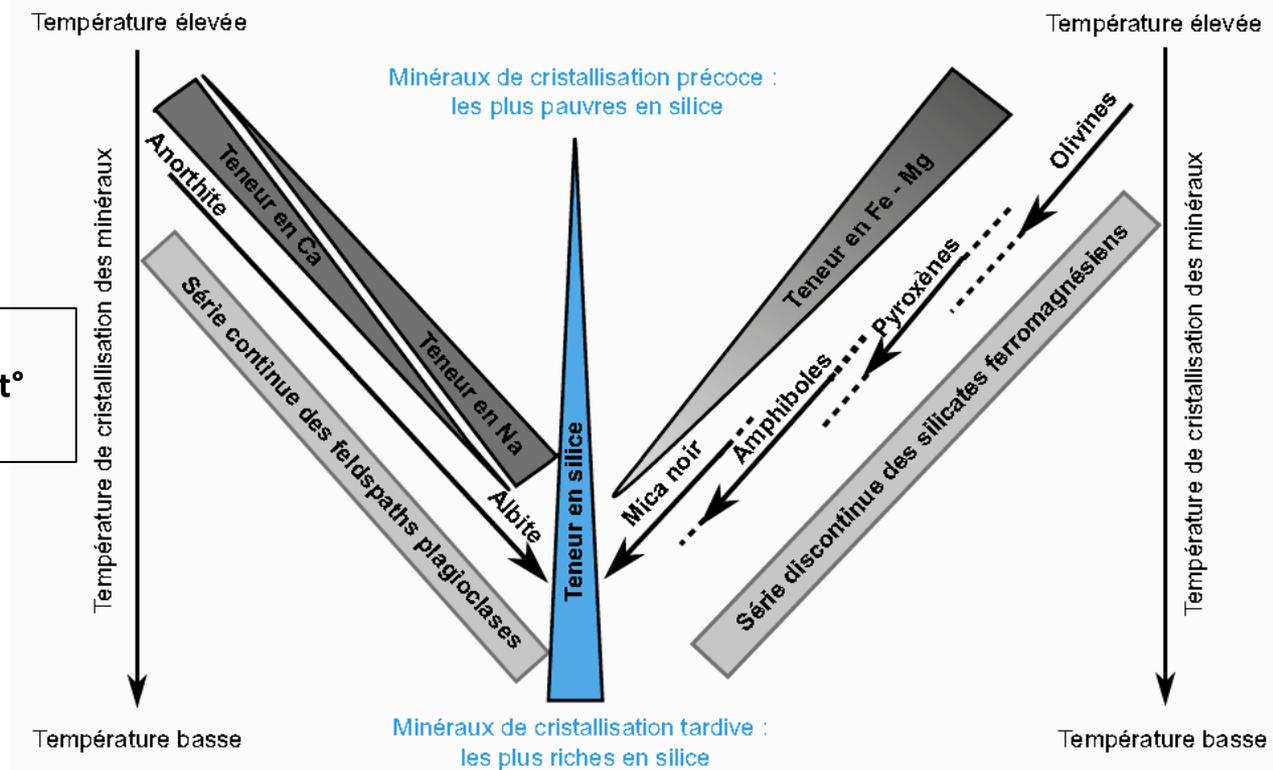
Pétrographie

Les **phénocristaux** peu développés mais identifiables sont constitués:

- d'**olivines**
- de **plagioclases** (surtout calciques)
- quelques rares **clinopyroxènes** plutôt calciques (de type augite) et souvent xénomorphes.

REMARQUE: Les minéraux précédents sont cités dans **l'ordre de cristallisation** (voir **séries réactionnelles de Bowen**)

Ordre de cristallisation des minéraux silicatés établi à partir d'expérimentat° menées par Bowen (1922)



Magmatisme des dorsales

Géochimie

D'un point de vue géochimique, les **MORB** sont caractérisés par une teneur en SiO₂ comprise le plus souvent entre 49 et 52 %, mais surtout par une très faible teneur en potassium (K₂O < 0,5 %) et de façon plus générale en éléments incompatibles.

Composition en éléments majeurs et éléments trace

Oxydes (%)	CHC	MP	LZ	MR	MORB-N	MORB-E	OIB	ARC	CCG
SiO ₂	34,2	46,0	44,2	41,1	50,5	50,6	49,2	56,3	57,3
TiO ₂	0,1	0,2	0,2	0,1	1,6	1,4	2,9	0,9	0,9
Al ₂ O ₃	2,4	4,1	2,1	0,6	15,3	15,9	15,4	16,4	15,9
FeO ^T	35,8	7,5	8,3	10,6	10,4	8,3	6,8	7,7	9,1
MgO	23,7	37,8	42,2	46,3	7,6	7,8	9,2	4,8	5,3
CaO	1,9	3,2	1,9	0,2	11,3	12,1	9,6	7,9	7,4
Na ₂ O	1,1	0,3	0,3	0,3	2,7	2,7	3,4	3,2	3,1
K ₂ O	0,1	0,03	0,06	0,03	0,1	0,5	1,4	1,4	1,1
P ₂ O ₅	0,4	0,02	0,02	0,01	0,2	0,2	1,1	0,2	0,2
Traces (ppm)									
Cr	3975	907	2120	3080	440	436	385	140	185
Co	764	104	120	166	47	44	52	30	29
Ni	8850	2080	2360	3460	150	165	185	62	105

CHC = Chondrites carbonées

MP = Manteau primitif, proche de l'état initial de la Terre, juste après la différenciation noyau/manteau

LZ = Lherzolite (manteau non différencié)

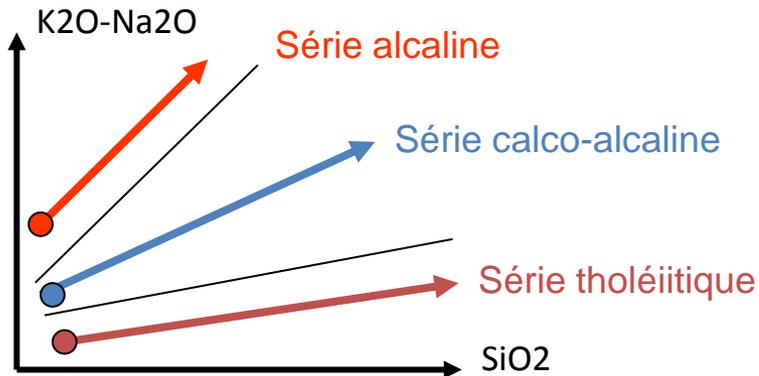
MR = Manteau résiduel (harzburgite), appauvri par les fusions partielles répétées

OIB = Basalte de point chaud

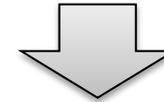
ARC = Laves d'arc magmatique

CCG = croûte continentale globale

Le magmatisme de rifting continental



Les basaltes **tholéiitiques** sont **appauvris en alcalins** (éléments incompatibles)



%	● B. alcalin	● B. calco-alcalin	● B. tholéiitique
<u>SiO₂</u>	48.24	49.80	50.55
Al ₂ O ₃	16.33	15.22	16.38
Fe ₂ O ₃	11.70	8.55	1.27
FeO	-	-	7.76
MgO	5.10	9.60	7.80
MnO	0.19	0.14	0.16
CaO	8.37	8.55	11.62
<u>Na₂O</u>	4.01	3.09	2.79
<u>K₂O</u>	1.86	1.30	0.09
TiO ₂	3.15	1.07	1.31
P ₂ O ₅	1.02	0.3	0.13

Magmatisme des dorsales

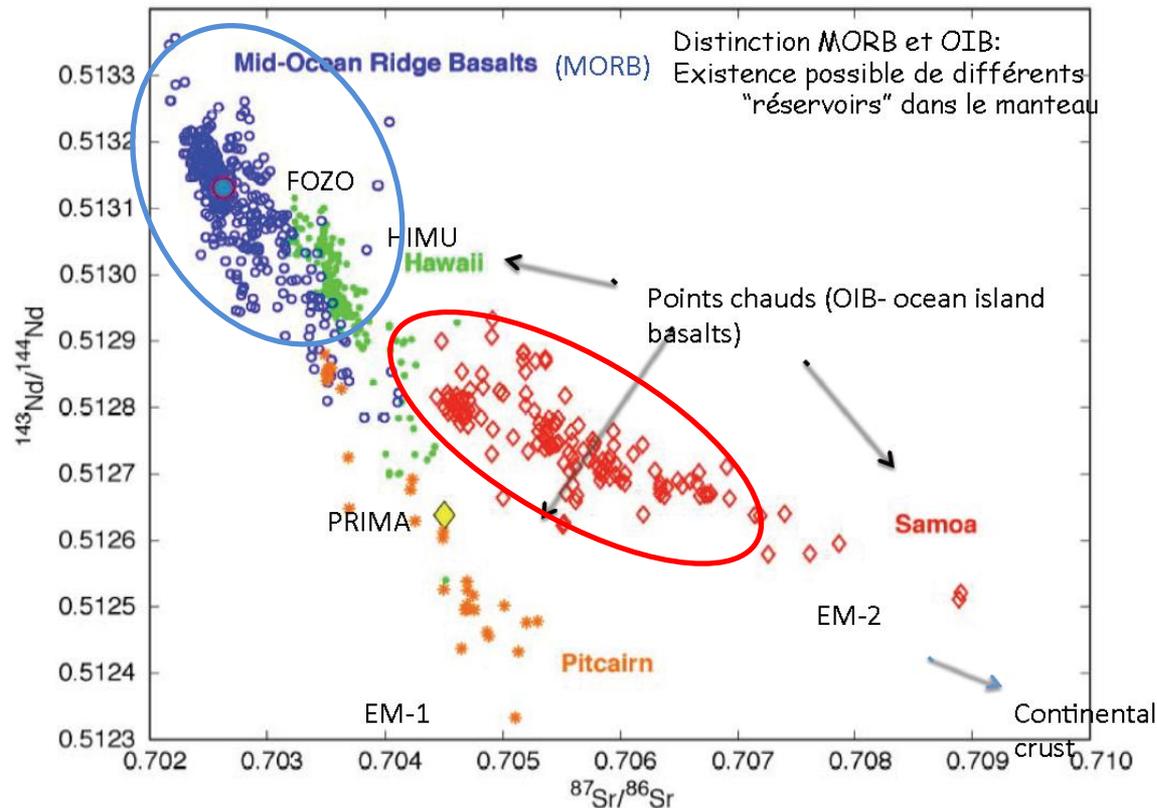
Géochimie

La signature en **isotopes radiogéniques** des basaltes océaniques montre une assez forte homogénéité, ce qui montre une relative uniformité de la source des magmas (péridotites appauvries du sommet de l'asthénosphère)

$^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$ et ^{87}Sr est un élément incompatible

$^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$ et ^{143}Nd est un élément compatible

Les MORB sont appauvris en éléments incompatibles (dont ^{87}Sr) car ils proviennent de la fusion partielle d'un manteau superficiel qui a été appauvri par des fusions répétées.



Magmatisme des dorsales

Géochimie

RAPPEL:

La teneur de roches en éléments traces peut être représentée sous forme de **diagrammes multi-élémentaires**.

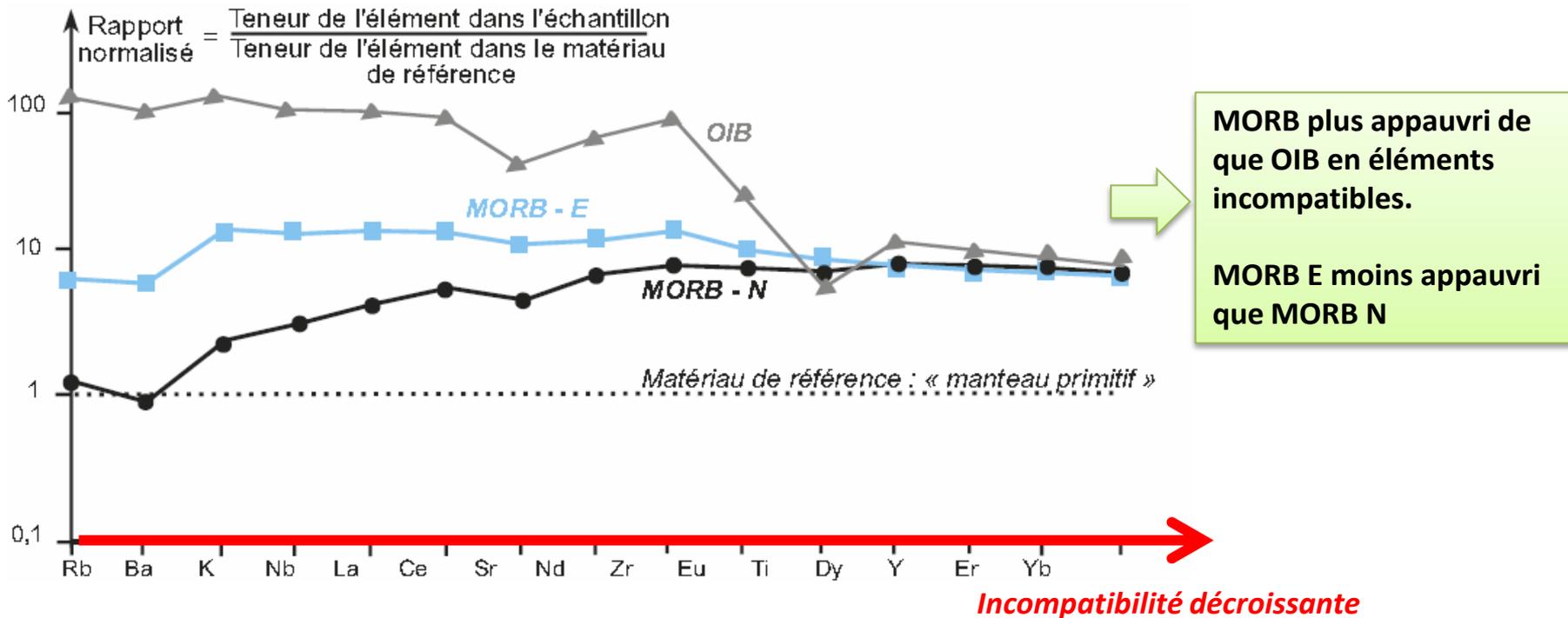
Les valeurs portées en ordonnées correspondent aux **abondances normalisées**, c'est-à-dire au rapport de la teneur en un élément dans la roche à la teneur dans un matériau de référence (généralement le manteau primitif ou les chondrites)

Magmatisme des dorsales

Géochimie

Il existe cependant une relative diversité parmi les MORB si l'on se réfère aux spectres en éléments à l'origine de la distinction entre **MORB-N** et **MORB-E**.

Diagramme multi-élémentaire de basaltes de la croûte océanique



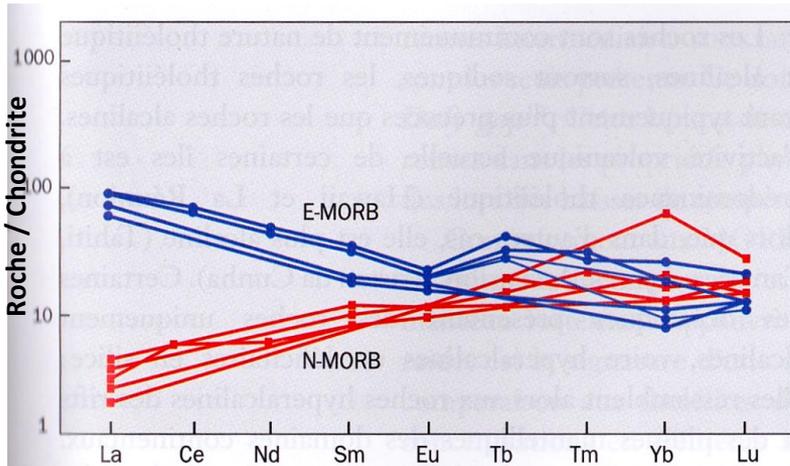
La référence utilisée est le **manteau primitif** dont les caractéristiques sont, pour ces éléments, très proches de celles des chondrites ou de roches magmatiques archéennes (les **komatiites**) provenant de la fusion massive du manteau en raison d'un flux géothermique très supérieur à l'actuel à cette époque (taux de fusion moyen compris entre 60 et 70 %, à des températures voisines de 1 600 °C pour le sommet de l'asthénosphère).

Magmatisme des dorsales

Géochimie

Initialement, les MORB-N (N pour normal) ont été considérés comme des MORB de **dorsale lente** (de type atlantique) et les MORB-E (E pour enrichi) comme des MORB de **dorsale rapide** (de type pacifique). Une autre interprétation est actuellement proposée:

Diagramme d'éléments trace de quelques échantillons de la ride médio-atlantique



MORB-N à spectre « appauvri » en éléments incompatibles

→ extraction depuis un manteau déjà appauvri en ces éléments (= sommet de l'**asthénosphère**)

Les MORB-E à spectre « enrichi » (ou plutôt « non appauvri »)

→ Le réservoir asthénosphérique d'extraction des liquides magmatiques est enrichi en éléments incompatibles suite à des **remontées de manteau inférieur**.

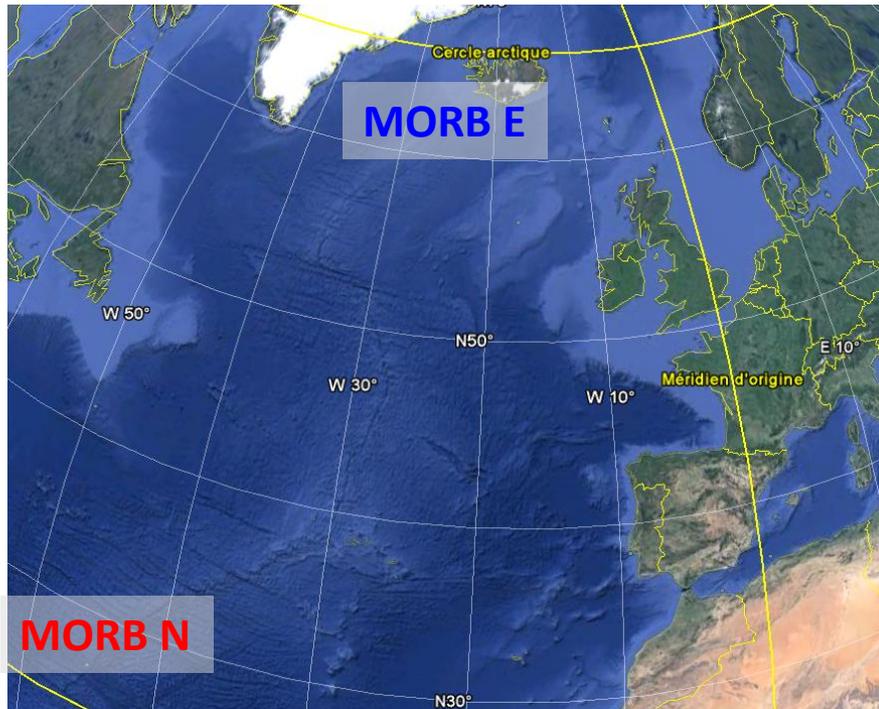
REMARQUE: Ces **remontées** pourraient s'expliquer par un passage d'un **système de convection** à deux étages à un système de convection temporaire à un étage.

Magmatisme des dorsales

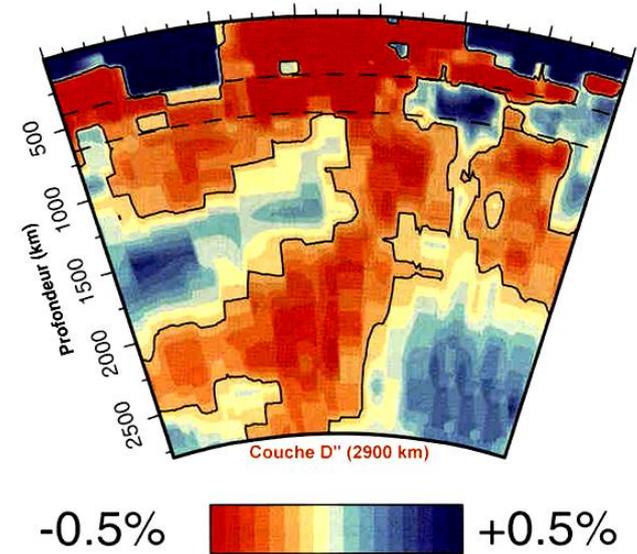
Géochimie

Cette distinction géochimique des MORB fondée sur le type de source magmatique paraît confortée dans l'**Atlantique N** où il existe des **variations longitudinales** du type de MORB:

- Type N à la latitude de 30 °N
- Type E en se rapprochant de l'Islande (60 °N) qui combine au statut de dorsale celui de point chaud.



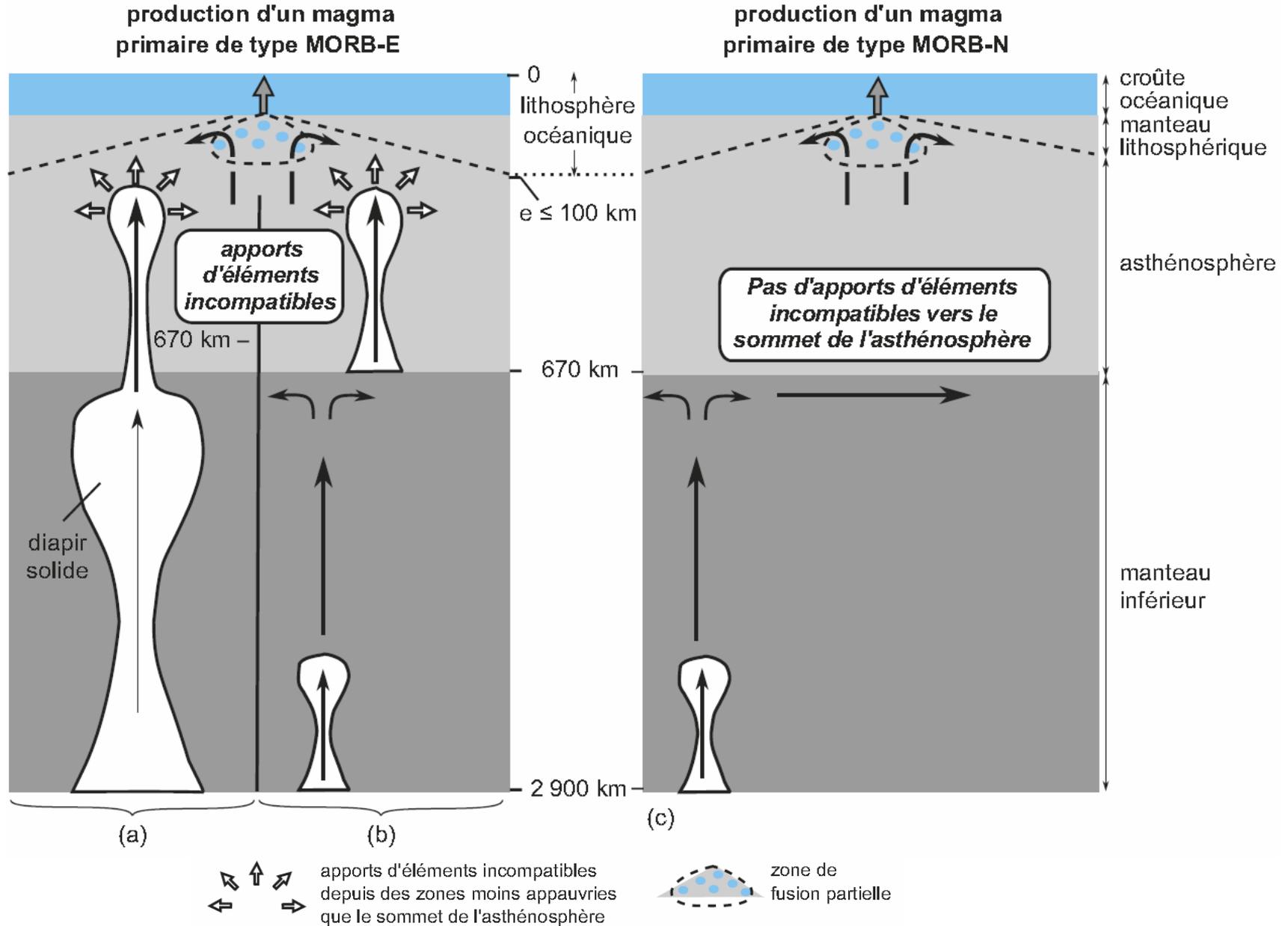
Tomographie sismique à l'aplomb de l'Islande montrant un panache mantellique profond



De plus, les MORB-E se trouvent surtout dans les secteurs riches en points chauds qui coïncident avec le sommet de ces panaches d'origine profonde.

Magmatisme des dorsales

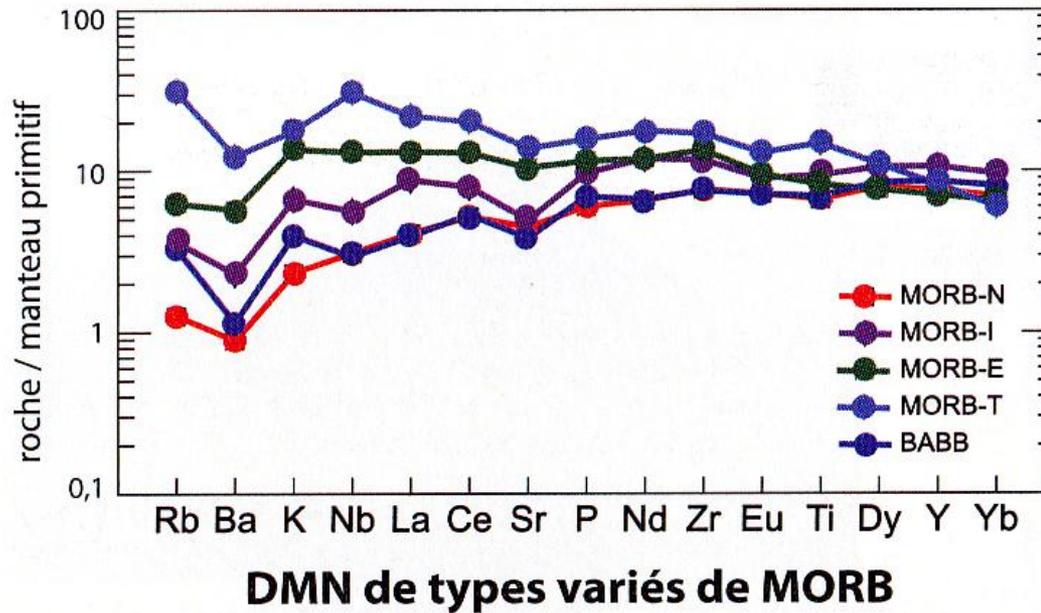
Géochimie



Magmatisme des dorsales

Géochimie

Diagramme multi-élémentaire normalisé au manteau primitif montrant la diversité géochimique des MORB



MORB-N : Issu du manteau appauvri (dorsales éloignées des points chauds)

MORB-I : Intermédiaire (peu d'apports de matériaux mantelliques enrichis)

MORB-E : Enrichi (apport de manteau enrichi; voisinage d'un point chaud)

MORB-T : Transitionnels entre MORB et OIB

BABB : Basaltes des bassins d'arrière arc légèrement enrichis en K, Rb, Zr, Nb par rapport aux MORB-N

Magmatisme des dorsales

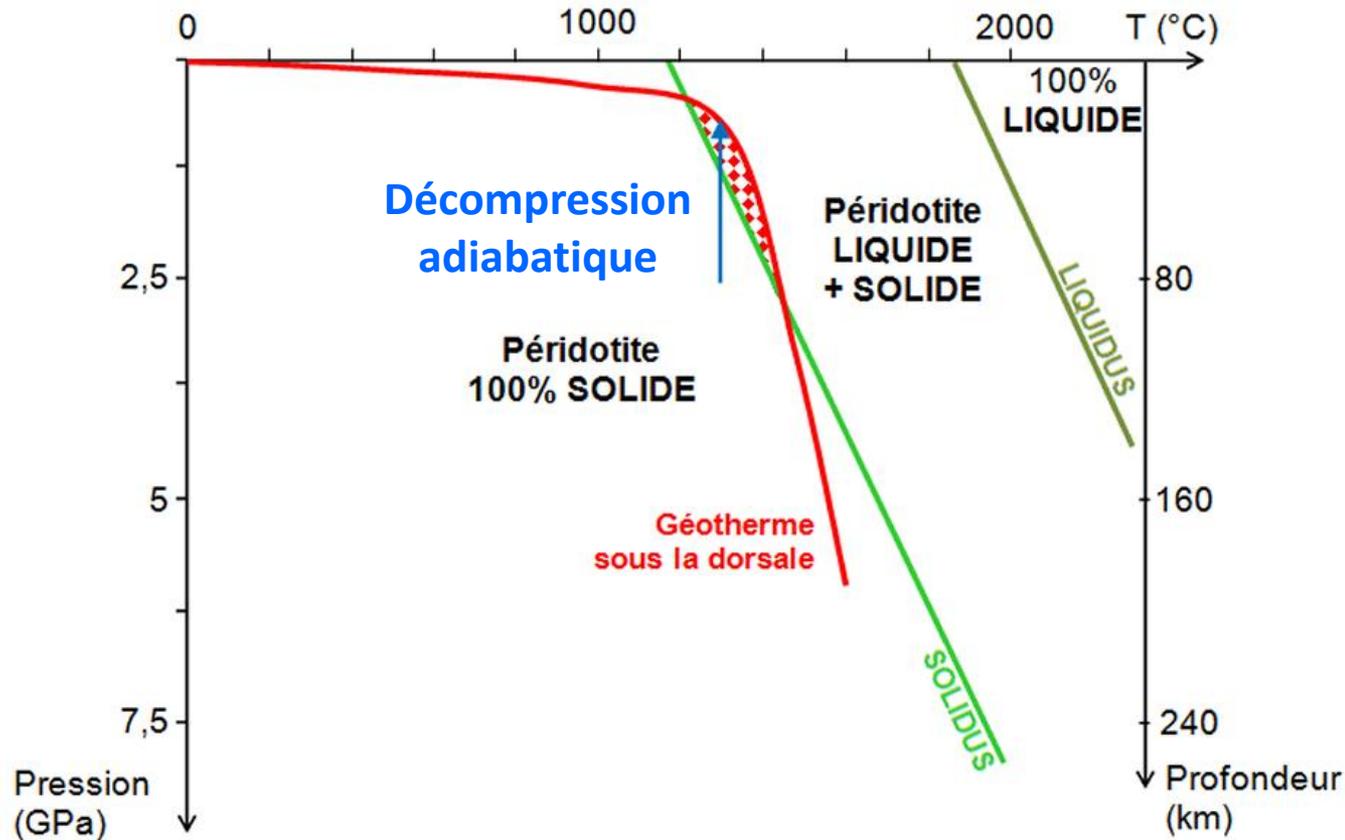
Conditions de fusion partielle

Les anomalies gravimétriques et les données de tomographie sismique suggèrent l'existence de **remontées asthénosphériques** convectives.

→ Décompression **adiabatique de la péridotite à faible profondeur (à partir de 80 Km)**.

Pour une dorsale rapide de **type Pacifique**, le taux de fusion partielle = **15 à 20 %**.

La fusion partielle → magma **tholéitique** + péridotite appauvrie (**harzburgite**, résidu réfractaire souvent privé de ses clinopyroxènes)

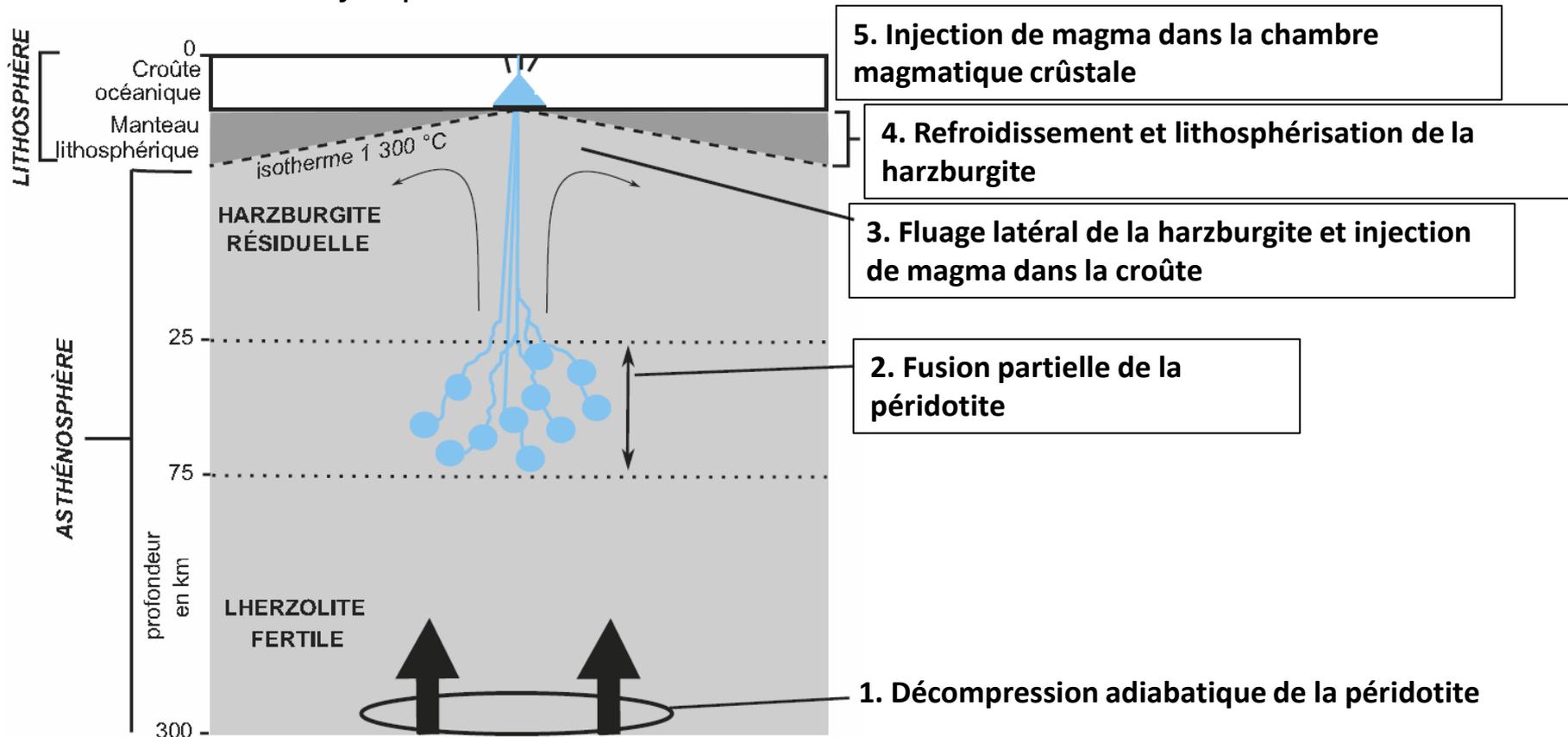


Magmatisme des dorsales

Ascension des magmas

Les gouttelettes formées dans le manteau asthénosphérique ascendant sont drainées par des **petits filons** et constituent progressivement une colonne de magma **plus légère** que l'encaissant.

La **fracturation** de type hydraulique (par surpression de la colonne magmatique « légère » sur son encaissant solide) est alors susceptible de permettre sa remontée dans le manteau ascendant jusque sous la croûte.



Magmatisme des dorsales

Ascension des magmas

REMARQUE:

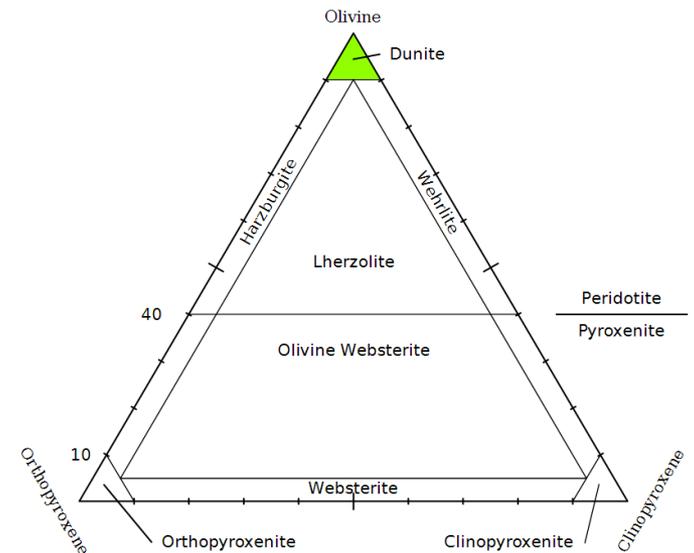
Au cours de sa remontée, le magma peut déstabiliser les orthopyroxènes de l'encaissant harzburgitique.

→ La **harzburgite**, localement privée de ses pyroxènes, se transforme alors en **dunite**.

Ces interactions tardives permettraient ainsi d'expliquer la présence de dunites dans la semelle harzburgitique de l'ophiolite d'Oman.

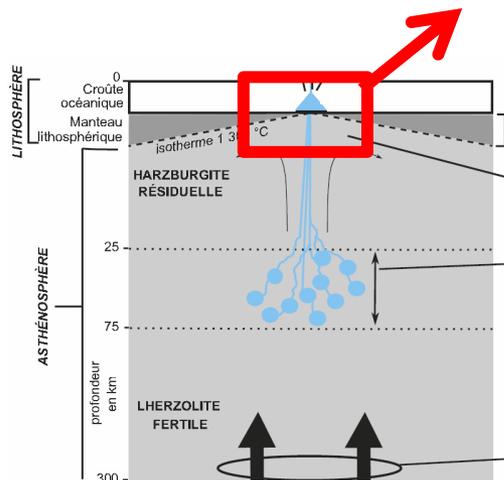
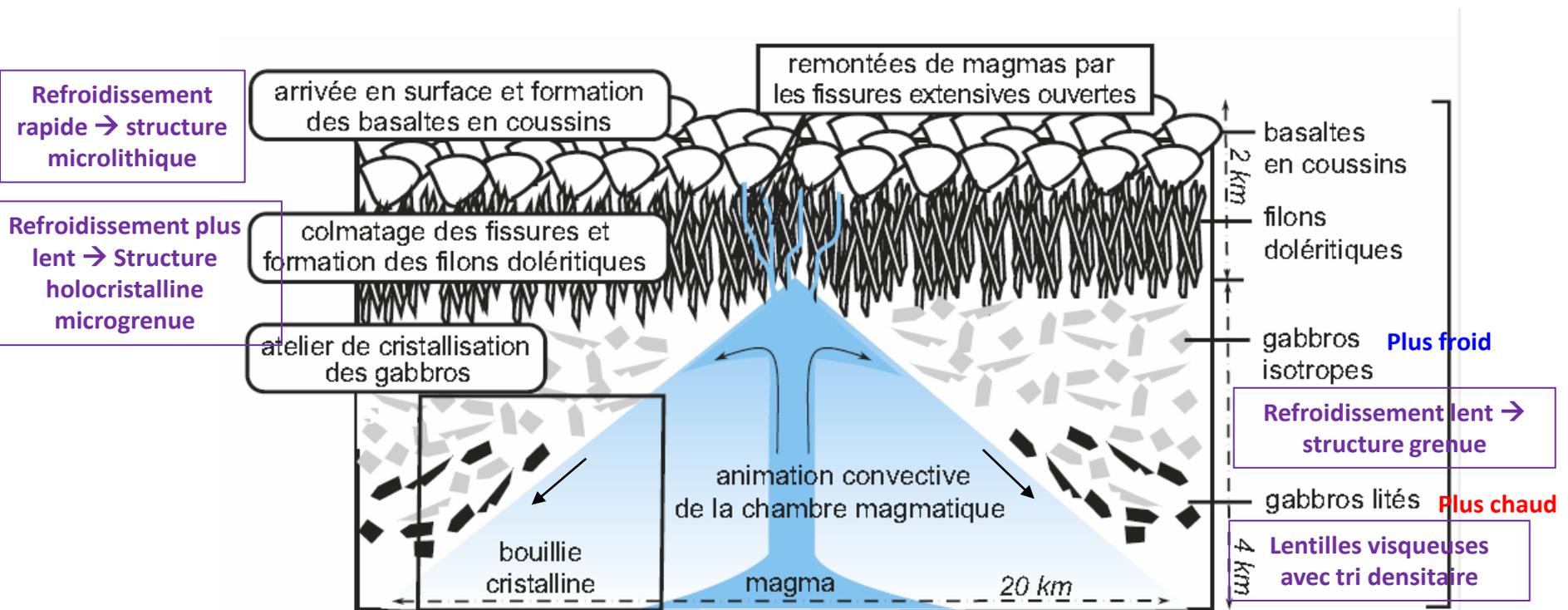


Alternance de dunite rougeâtre (olivine altérée) et de clinopyroxénite verte dans l'ophiolite d'Oman



Magmatisme des dorsales

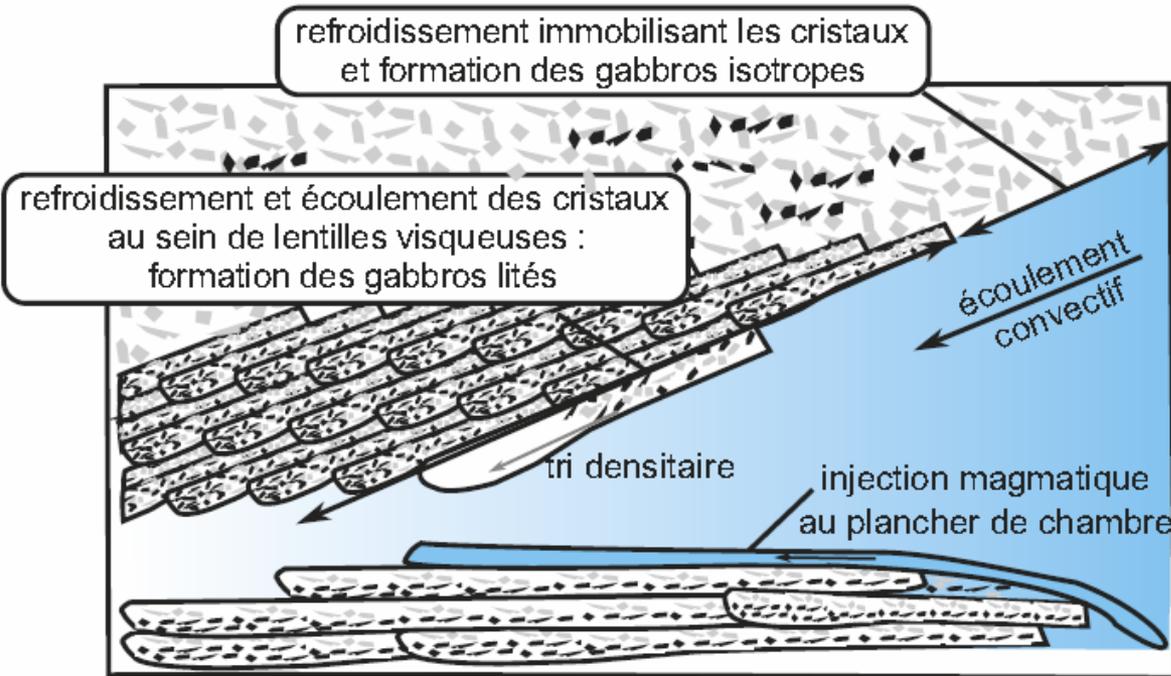
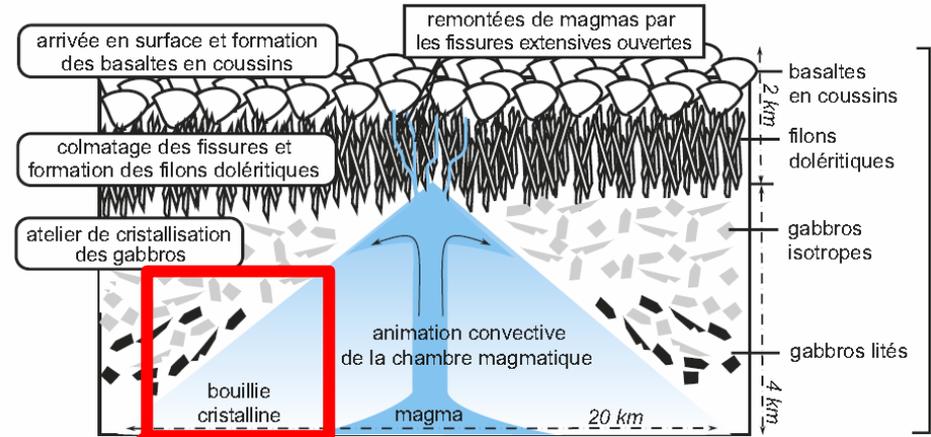
Fonctionnement de la chambre magmatique (type dorsale rapide)



D'après les données sismologiques, dans un certain nombre de cas, la **chambre magmatique** à une forme aplatie (« toile de tente »), occupée par une **bouillie cristalline** et dont seule la partie sommitale peut être considérée comme formée d'un véritable liquide magmatique.

Magmatisme des dorsales

Fonctionnement de la chambre magmatique (type dorsale rapide)



Magmatisme des dorsales

Fonctionnement de la chambre magmatique (type dorsale rapide)

Gabbros lités observés en Oman



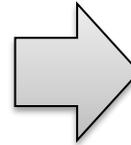
Les lits plus ou moins sombres de gabbro correspondant à des teneurs en Fe + Mg variables. Sous les couches de gabbros, on peut trouver les péridotites de la lithosphère.

Magmatisme des dorsales

Fonctionnement de la chambre magmatique (type dorsale rapide)

Dans les **dorsales rapides**, pas de **différenciation magmatique significative** :
Les basaltes formés en surface présentent le plus souvent une composition **très similaire** à celle des gabbros formés plus en profondeur.

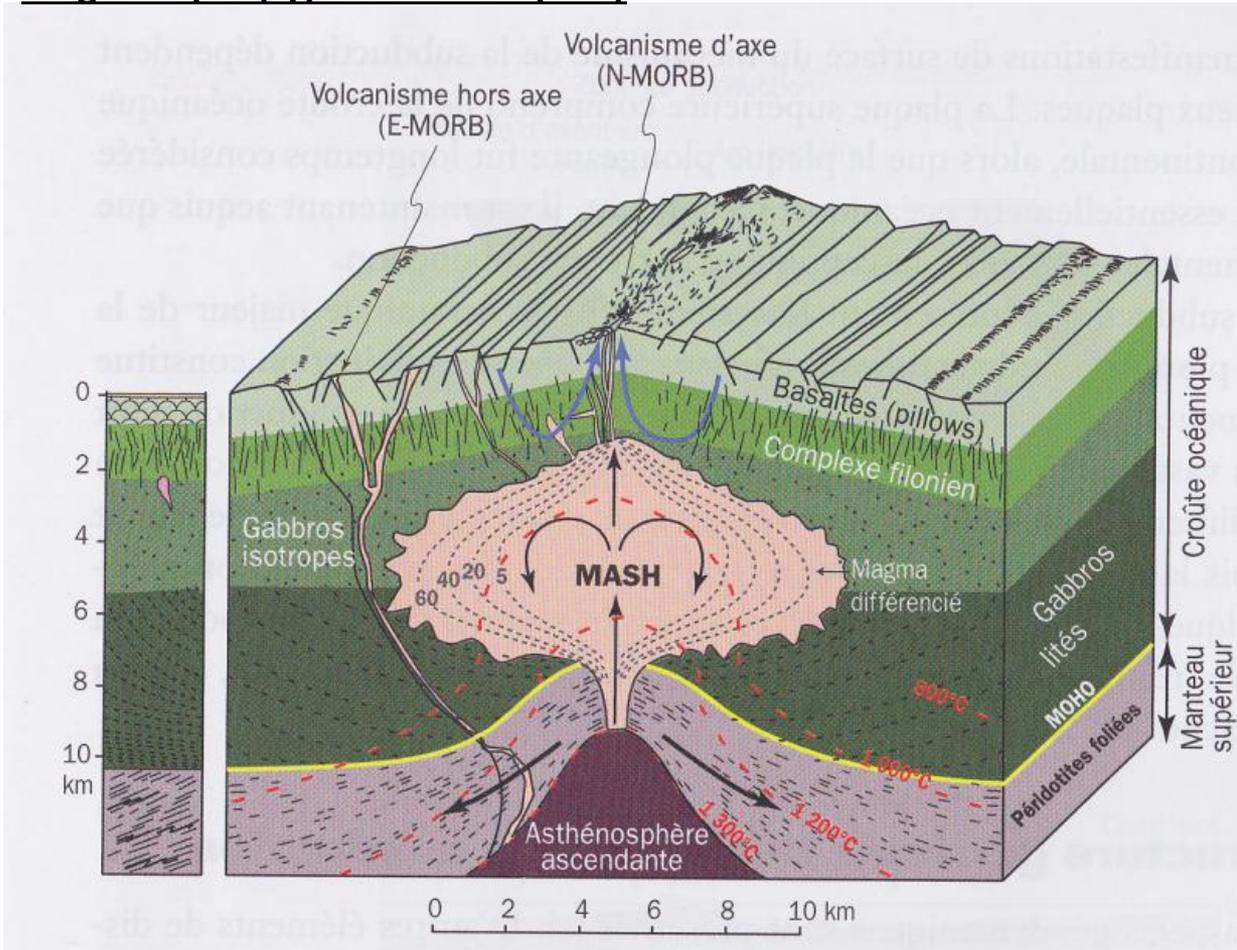
La différenciation chimique dans la chambre magmatique reste **limitée** en raison de la **fréquence des réalimentations** en magma primaire.



	Roches	Basalte thléitique MORB-E	Gabbro
Oxydes	SiO ₂	49,20	49,00
	TiO ₂	1,84	1,82
	Al ₂ O ₃	15,74	15,78
	FeO	10,92	10,92
	MnO	0,20	0,18
	MgO	6,73	6,97
	CaO	10,07	10,11
	Na ₂ O	2,91	2,87
	K ₂ O	0,5	0,43
	P ₂ O ₅	0,35	0,36
	H ₂ O	1,38	1,34

Magmatisme des dorsales

Fonctionnement de la chambre magmatique (type dorsale rapide)



N-MORB, E-MORB

Modèle d'une chambre magmatique d'accrétion type dorsale rapide (Modifié d'après Caron et al, 1989)

MASH = Bouillie cristalline (les nombres indiquent le pourcentage de cristallisation)

Le **volcanisme hors axe**, lié aux fractures et aux fissures, est alimenté par des conduits séparés de la chambre magmatique principale → Magma plus enrichi, de type **E-MORB**

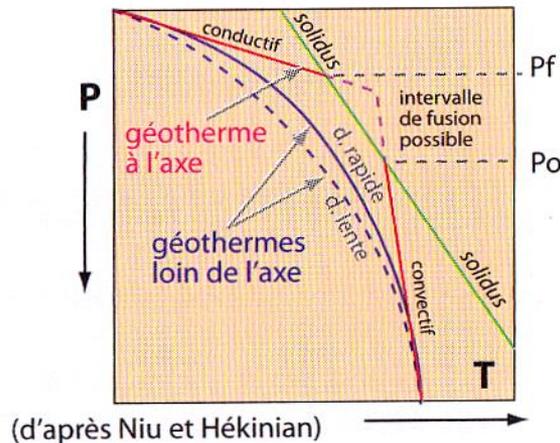
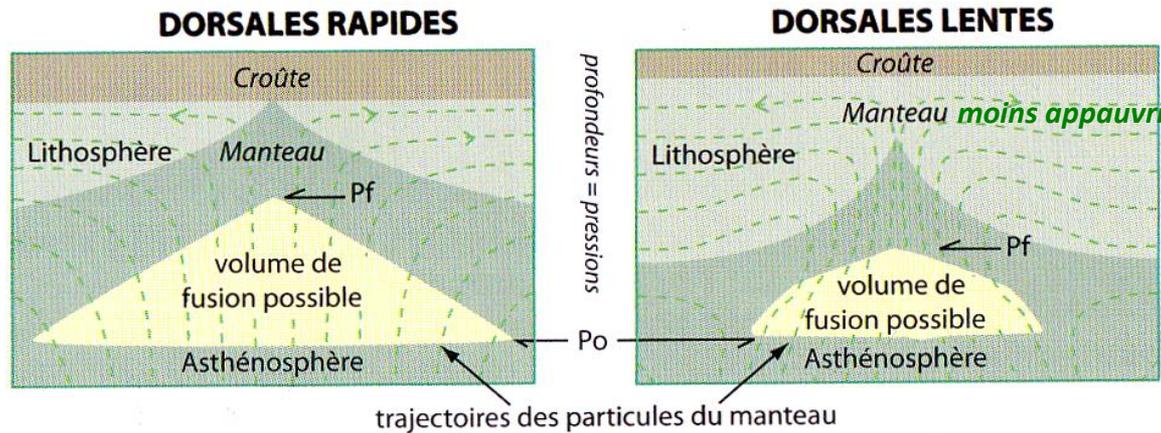
Magmatisme des dorsales

Fonctionnement de la chambre magmatique (type dorsale lente)

La **fusion partielle** y est considérée **plus faible** (volume magmatique réduit), corrélée à une **divergence moins rapide**.

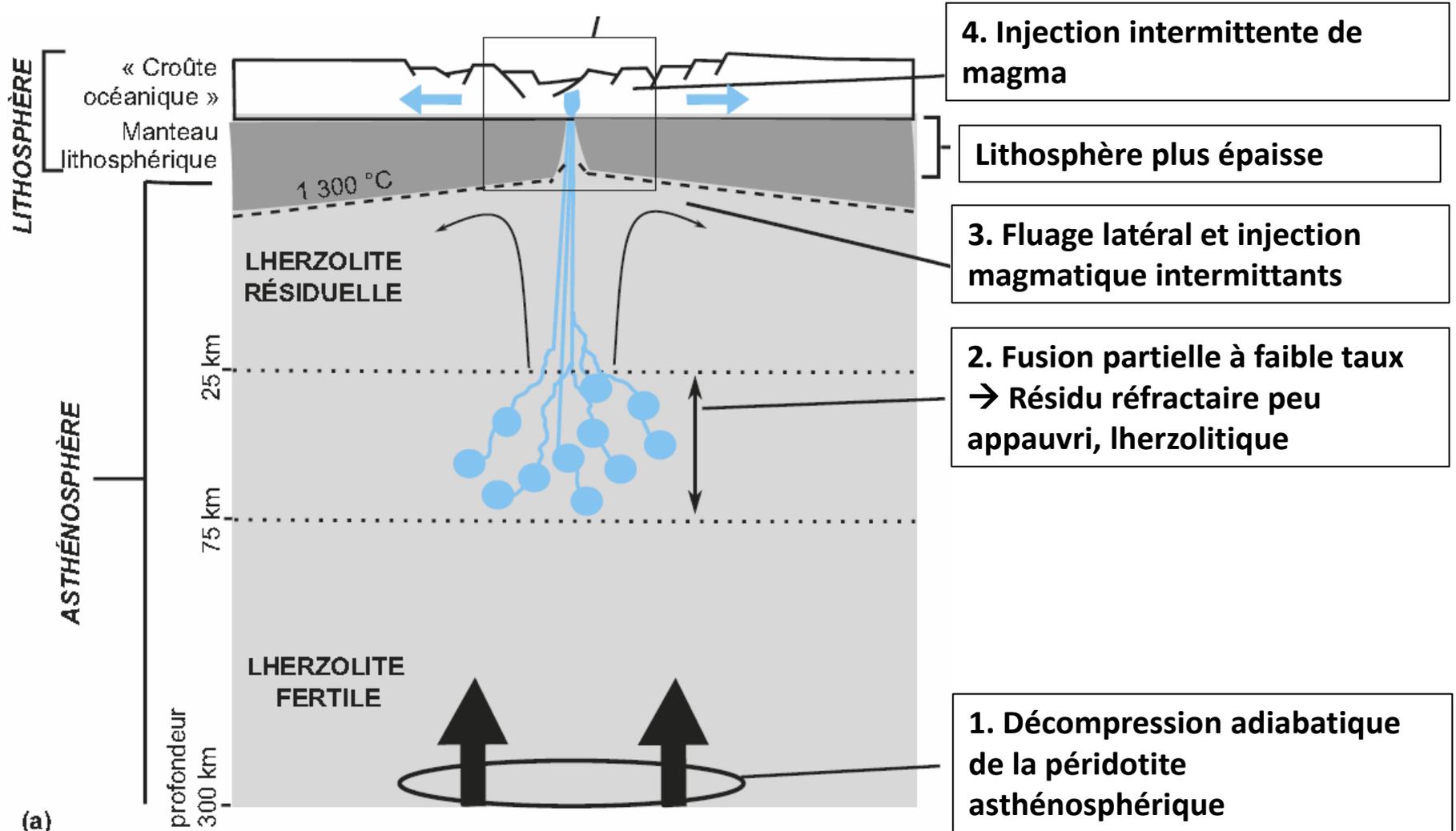
→ manteau résiduel **moins appauvri**, correspondant aux ophiolites de type LOT (*Lherzolic Ophiolitic Type*)

Comparaison des volumes de fusion possible du manteau au niveau des dorsales rapides et lentes



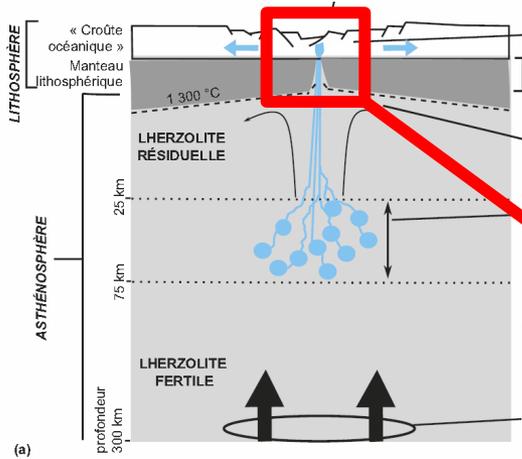
Magmatisme des dorsales

Fonctionnement de la chambre magmatique (type dorsale lente)

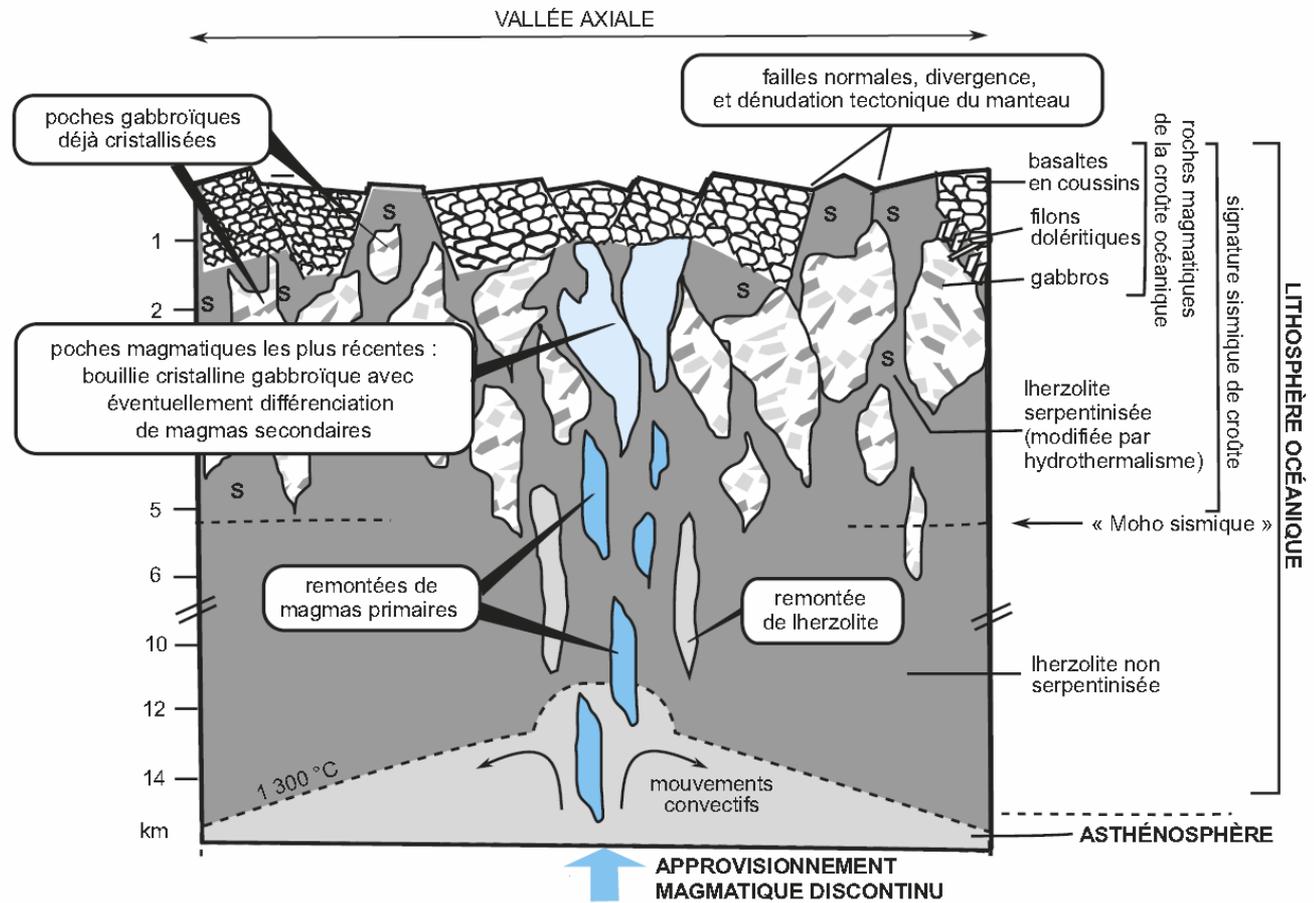


Magmatisme des dorsales

Fonctionnement de la chambre magmatique (type dorsale lente)

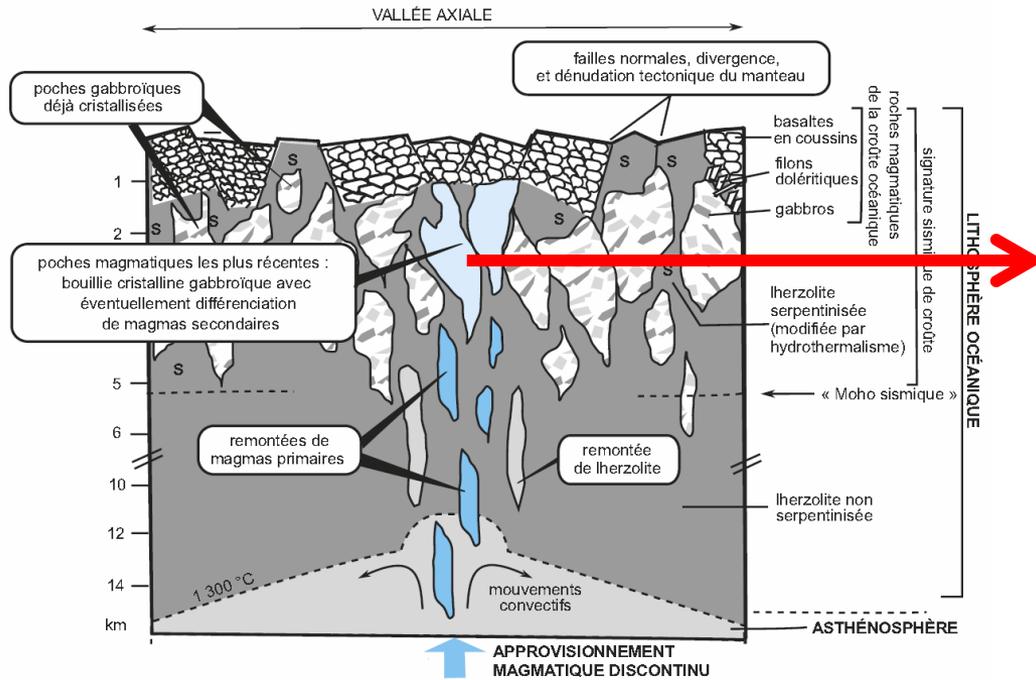


L'approvisionnement épisodique en magma → aspect très discontinu du volcanisme de surface (basaltes en coussins) ainsi que de la distribution de masses gabbroïques disjointes (refroidissement des venues magmatiques en profondeur)



Magmatisme des dorsales

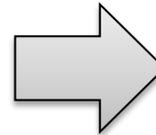
Fonctionnement de la chambre magmatique (type dorsale lente)



Les poches magmatiques crustales, si elles sont plus **volumineuses** et qu'elles subissent un **refroidissement plus étalé dans le temps**, peuvent être l'objet de quelques **différenciations chimiques** → roches un peu plus différenciées de la série tholéiitique.

Série magmatique		SÉRIE THOLÉIITIQUE				
		Dorsale Est-Pacifique		Islande		
Localisation		Basalte tholéiitique MORB-E	Gabbro	Basalte alcalin	Islandite	Rhyolite
Roches						
Oxydes	SiO ₂	49,20	49,00	47,07	62,39	72,40
	TiO ₂	1,84	1,82	1,66	0,83	0,18
	Al ₂ O ₃	15,74	15,78	14,86	14,24	11,50
	FeO	10,92	10,92	10,87	7,98	1,84
	MnO	0,20	0,18	0,17	0,19	0,06
	MgO	6,73	6,97	8,52	0,70	0,11
	CaO	10,07	10,11	11,47	3,92	0,92
	Na ₂ O	2,91	2,87	2,24	4,64	4,50
	K ₂ O	0,5	0,43	0,20	2,70	3,60
	P ₂ O ₅	0,35	0,36	0,18	0,25	0,03
	H ₂ O	1,38	1,34	-	-	-

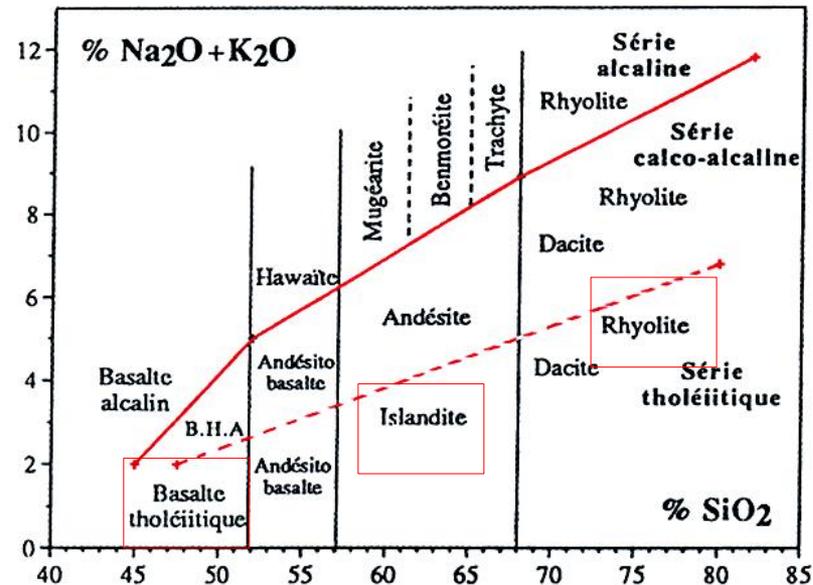
Ceci est bien observable en **Islande**, mais l'interprétation est rendue complexe par la présence en ce lieu d'un point chaud qui se superpose à la signature typique de dorsale.



Magmatisme des dorsales

Fonctionnement de la chambre magmatique (type dorsale lente)

Série magmatique		SÉRIE THOLÉIITIQUE				
Localisation		Dorsale Est-Pacifique		Islande		
Roches		Basalte tholéiitique MORB-E	Gabbro	Basalte alcalin	Islandite	Rhyolite
Oxydes	SiO ₂	49,20	49,00	47,07	62,39	72,40
	TiO ₂	1,84	1,82	1,66	0,83	0,18
	Al ₂ O ₃	15,74	15,78	14,86	14,24	11,50
	FeO	10,92	10,92	10,87	7,98	1,84
	MnO	0,20	0,18	0,17	0,19	0,06
	MgO	6,73	6,97	8,52	0,70	0,11
	CaO	10,07	10,11	11,47	3,92	0,92
	Na ₂ O	2,91	2,87	2,24	4,64	4,50
	K ₂ O	0,5	0,43	0,20	2,70	3,60
	P ₂ O ₅	0,35	0,36	0,18	0,25	0,03
H ₂ O	1,38	1,34	-	-	-	



Distinctions des principales séries magmatiques à partir d'un diagramme teneur en alcalins (Na₂O + K₂O)/teneur en silice.

En fait la limite séparant la série calco-alcaline et la série tholéiitique est floue, les deux séries occupent à peu près le même domaine (voir fig. 9.24) et c'est l'évolution des séries (par exemple sur un diagramme AFM, fig. 9.25) qui permet de distinguer réellement les deux séries.

Magmatisme des dorsales

Fonctionnement de la chambre magmatique (type dorsale lente)

Ceci a aussi été mis en évidence dans des **ophiolites LOT** avec des roches plutoniques différenciées:

Exemple : **plagiogranites (=albitites)** = granites particulièrement riches en feldspaths plagioclase et sans orthose

Cependant, aucune coupe naturelle du plancher atlantique n'a permis de vérifier ce point.



Photo: Lithothèque ENS Lyon

Plagiogranites du Chenaillet

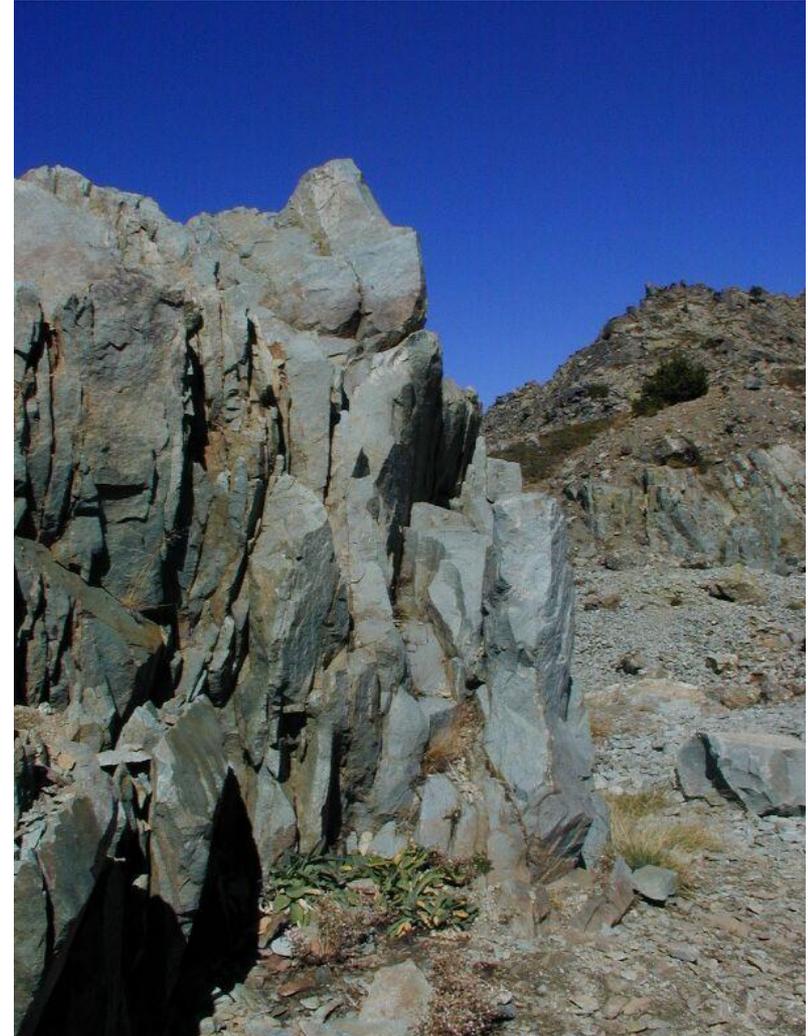


Photo: C Nicollet

Magmatisme des dorsales

Fonctionnement de la chambre magmatique (type dorsale lente)

Ceci a aussi été mis en évidence dans des **ophiolites LOT** avec des roches plutoniques différenciées:

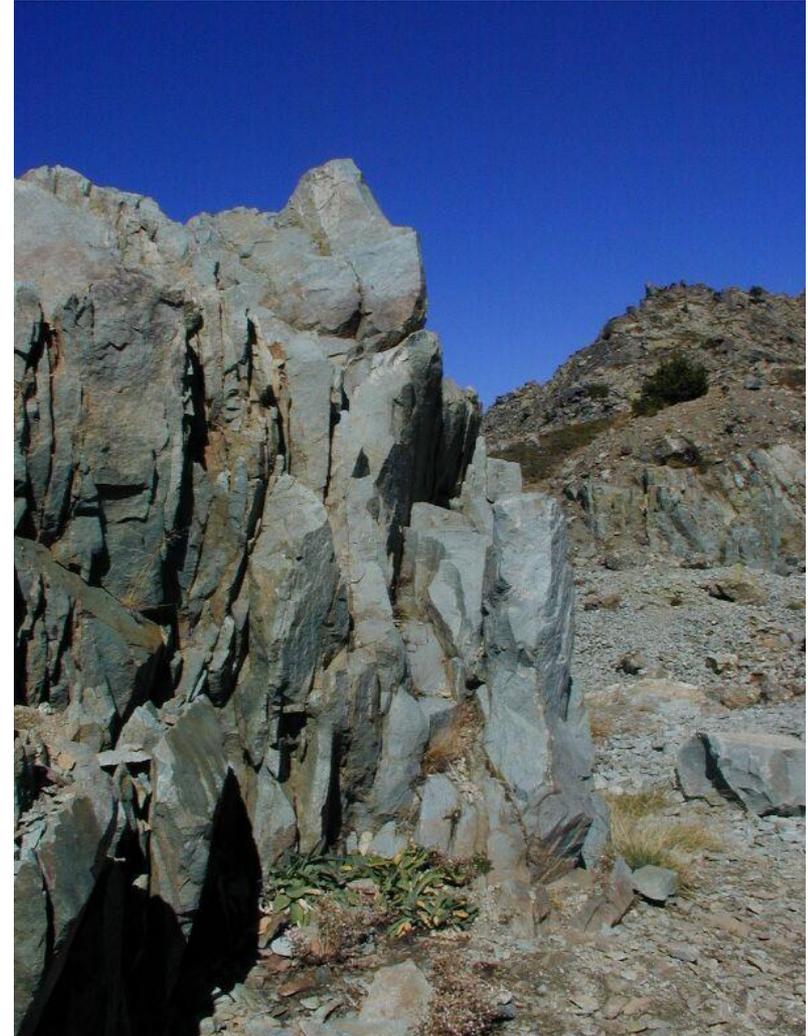
Exemple : **plagiogranites (=albitites)** = granites particulièrement riches en feldspaths plagioclase et sans orthose

Cependant, aucune coupe naturelle du plancher atlantique n'a permis de vérifier ce point.

Plagiogranite du Chenaillet observé en LPA



Plagiogranites du Chenaillet



Métamorphisme hydrothermal

- Le **métamorphisme hydrothermal** concerne les **transformations** et l'**hydratation** (ajout de $-OH$ dans les édifices cristallins des minéraux) de la lithosphère océanique au voisinage des dorsales (Miyashiro et al, 1971)
- Les roches métamorphiques sont généralement **basiques** ou **ultrabasiques**, peu déformées mais intensément **veinées** (dû à l'importante circulation convective de fluides marins chauds)
- Les conditions P/T correspondent au facies métamorphique des **schistes verts**, voire celui des **amphibolites de basse pression (faciès zéolite-prehnite-pumpellyite)**
- La découverte des **fumeurs noirs** a mis en évidence une circulation de fluides de **haute température** (350 °C) au niveau des dorsales.
- De nombreux **nodules sulfurés polymétalliques** résultent de l'interaction entre fluides et roches.

Métamorphisme hydrothermal

Les fumeurs noirs, une manifestation de l'activité hydrothermale

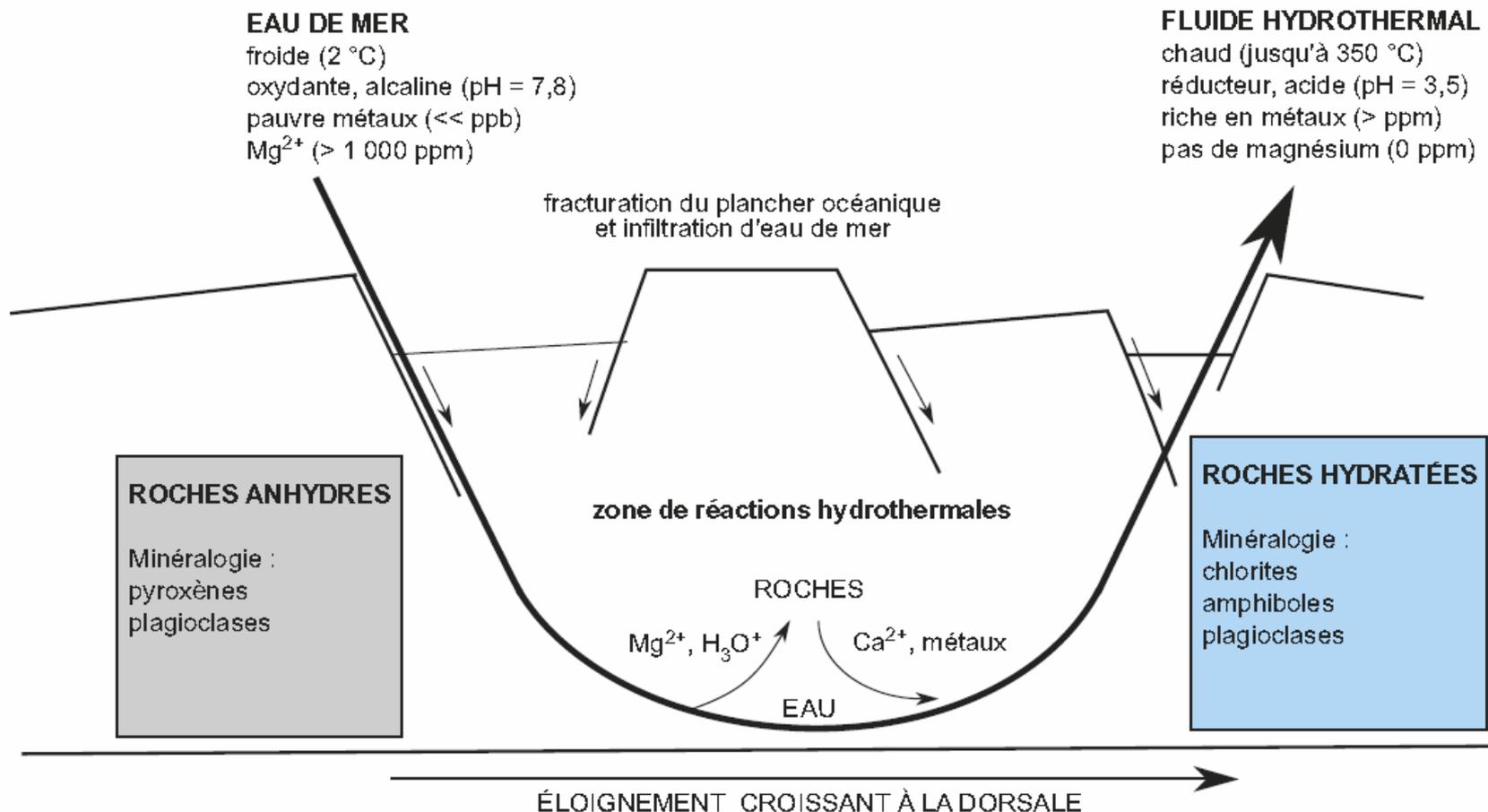


Métamorphisme hydrothermal

Métasomatose = Changement de la **composition chimique** d'une roche résultant de phénomènes qui la laissent constamment et largement solide:

Ici, **pertes de Ca et métaux** et **gains de Mg et Na** dus aux échanges de matière entre basalte et eau de mer chaude

L'eau accélère les échanges d'ions entre les phases minérales en transformation.



Métamorphisme hydrothermal

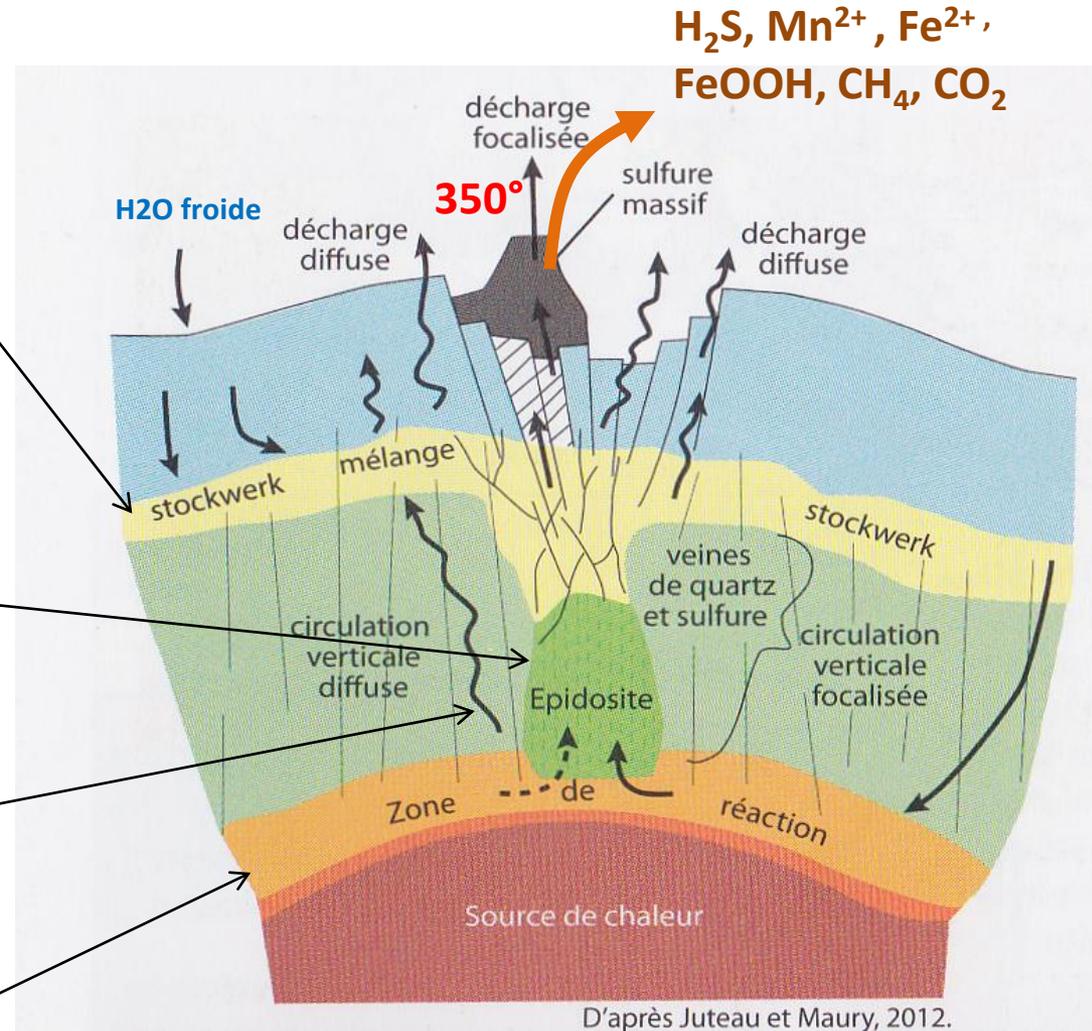
Schéma d'une zone de décharge hydrothermale

Précipitation d'une partie des métaux
→ stockwerk minéralisé à l'interface
eau chaude / eau froide

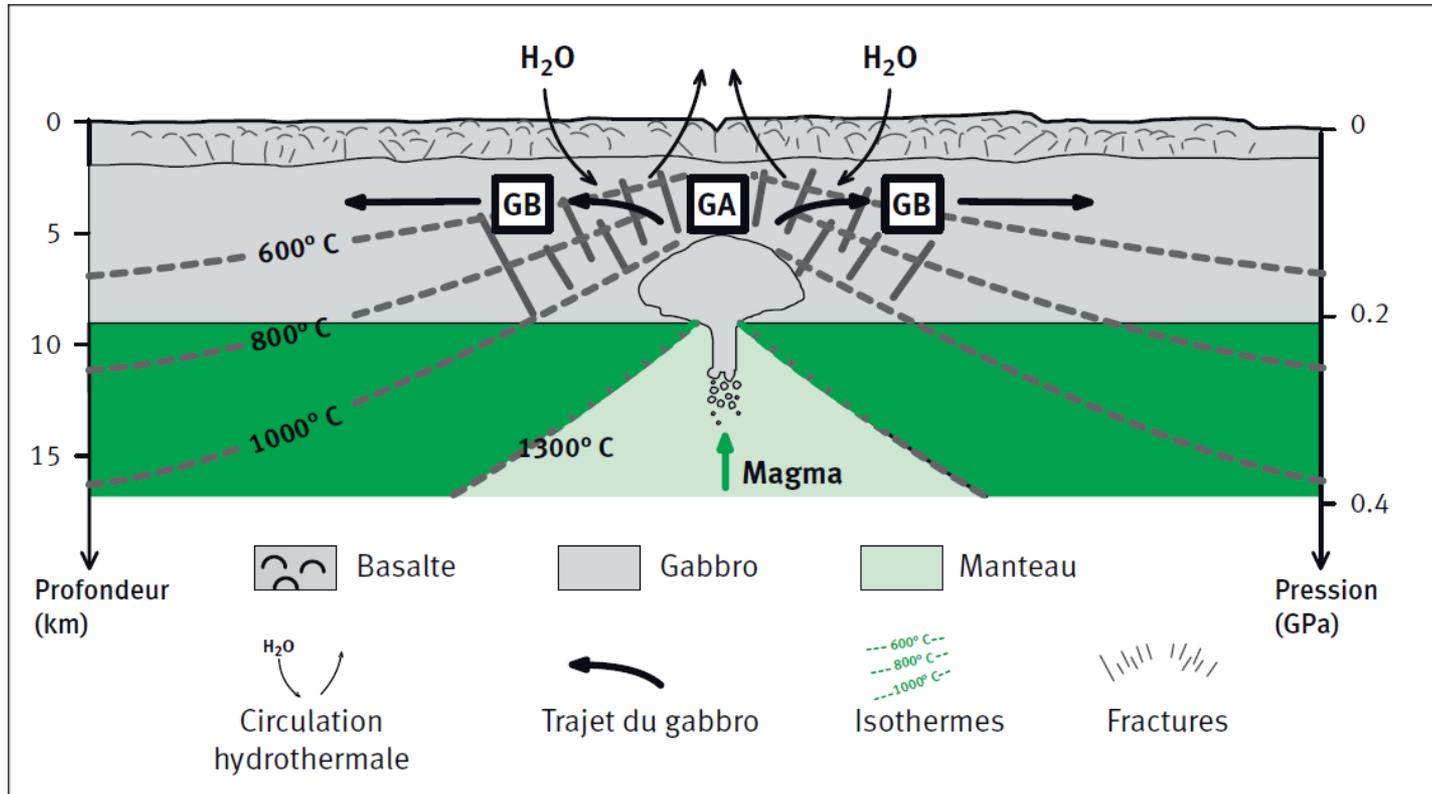
Dissolution des basaltes et libération
de Mg, Na, K, S, Cu, Zn.
→ Transformation des basaltes en
épidosites (roches riches en épidote)

Percolation à travers les basaltes sus-
jacents

Réchauffement de l'eau dans la zone
de réaction.

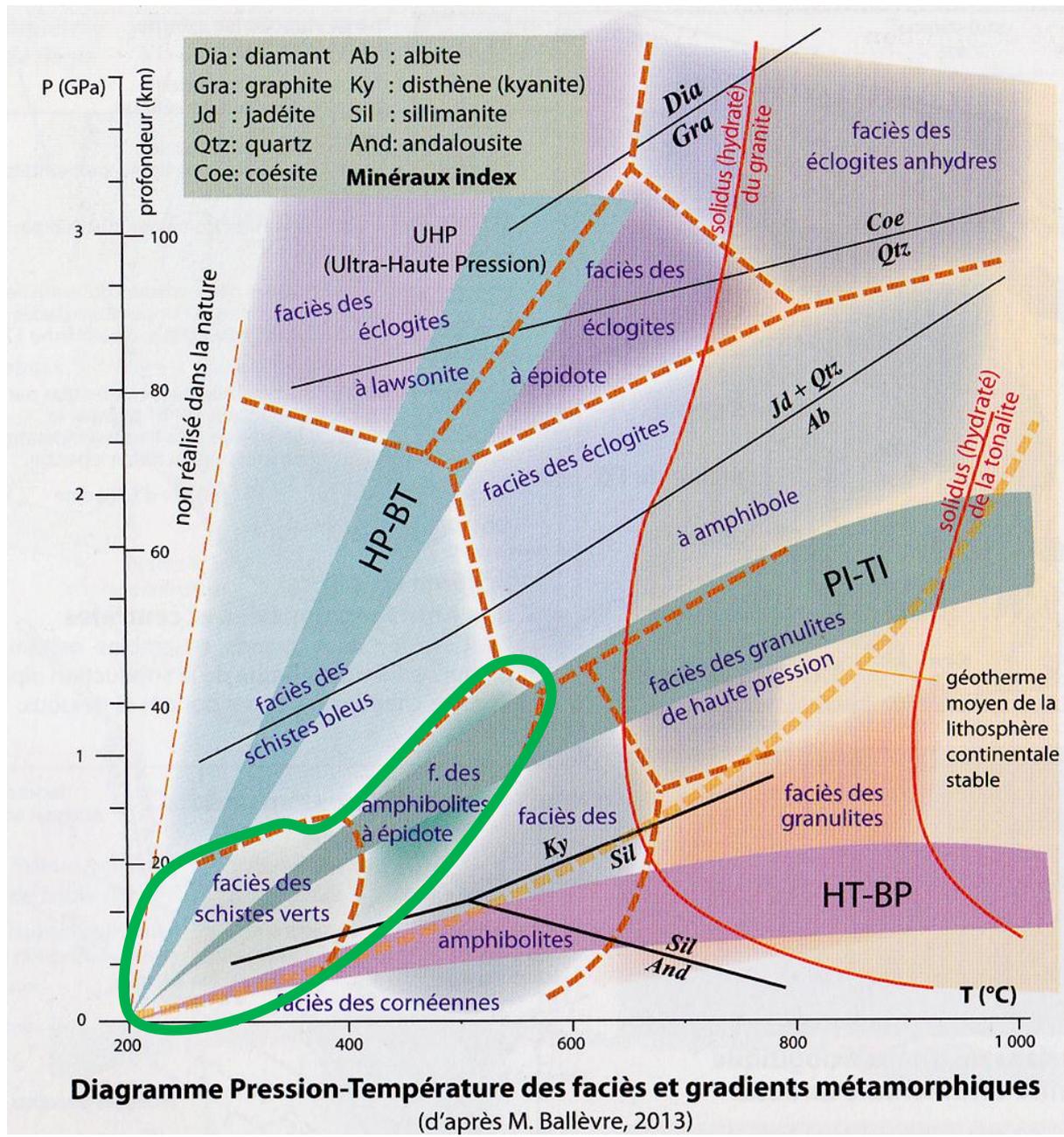


Métamorphisme hydrothermal

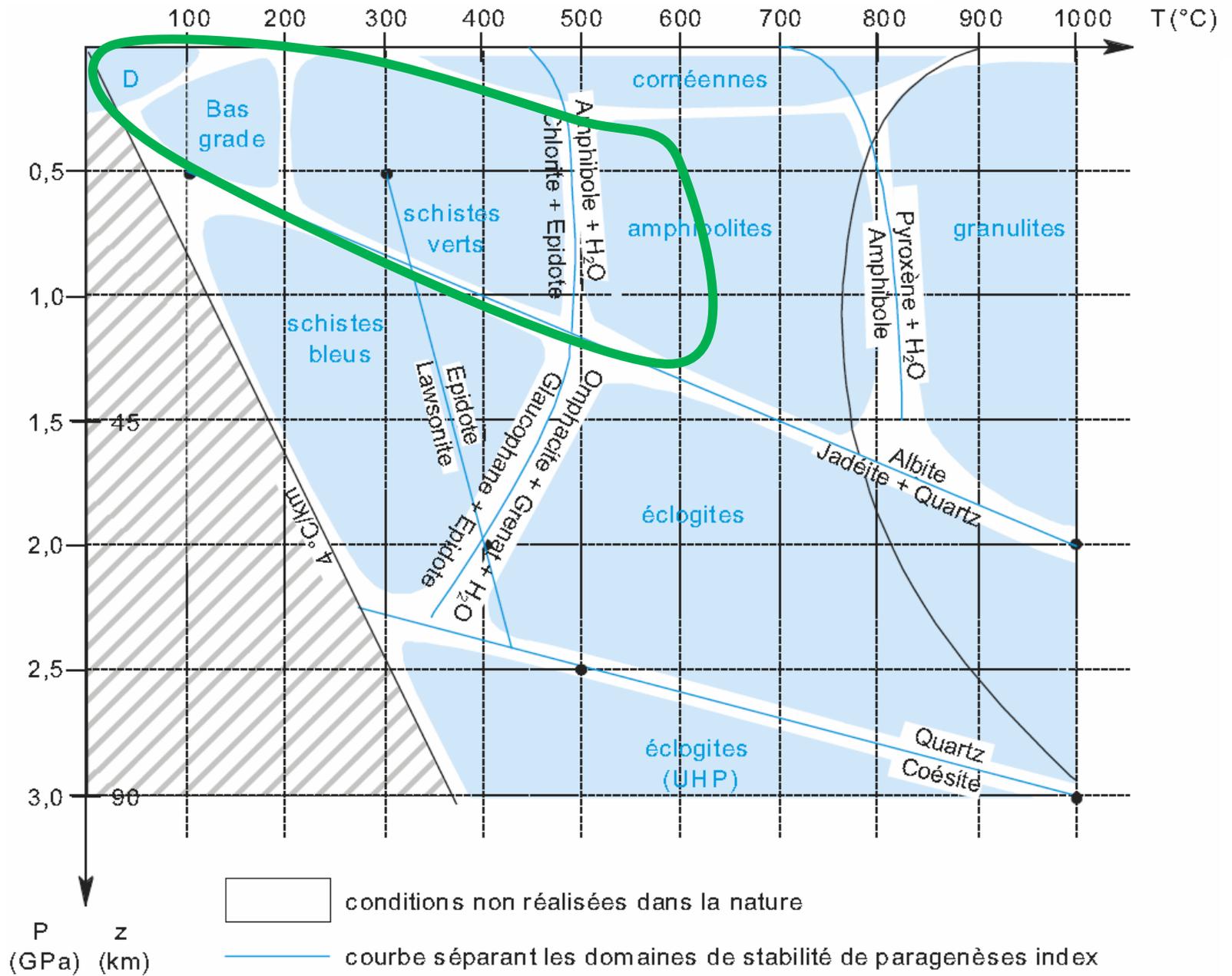


Lithosphère océanique fraîche (0,3 % en poids de H ₂ O)	Lithosphère océanique transformée (1 à 3 % en poids de H ₂ O)
Feldspaths plagioclases : (Na, Ca)(Si,Al) ₃ O ₈	Feldspaths plagioclases : (Na, Ca)(Si,Al) ₃ O ₈
Pyroxène : (Ca,Fe,Mg)SiO ₃	Amphibole : (Ca,Na) ₂ (Mg,Fe) ₄ Al(Si ₇ Al)O ₂₂ (OH) ₂
	Chlorite : (Mg,Al,Fe) ₆ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈
Olivine : (Fe,Mg) ₂ SiO ₄	Serpentine : Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄

Métamorphisme hydrothermal



Métamorphisme hydrothermal



Métamorphisme hydrothermal

Exemples de réactions:

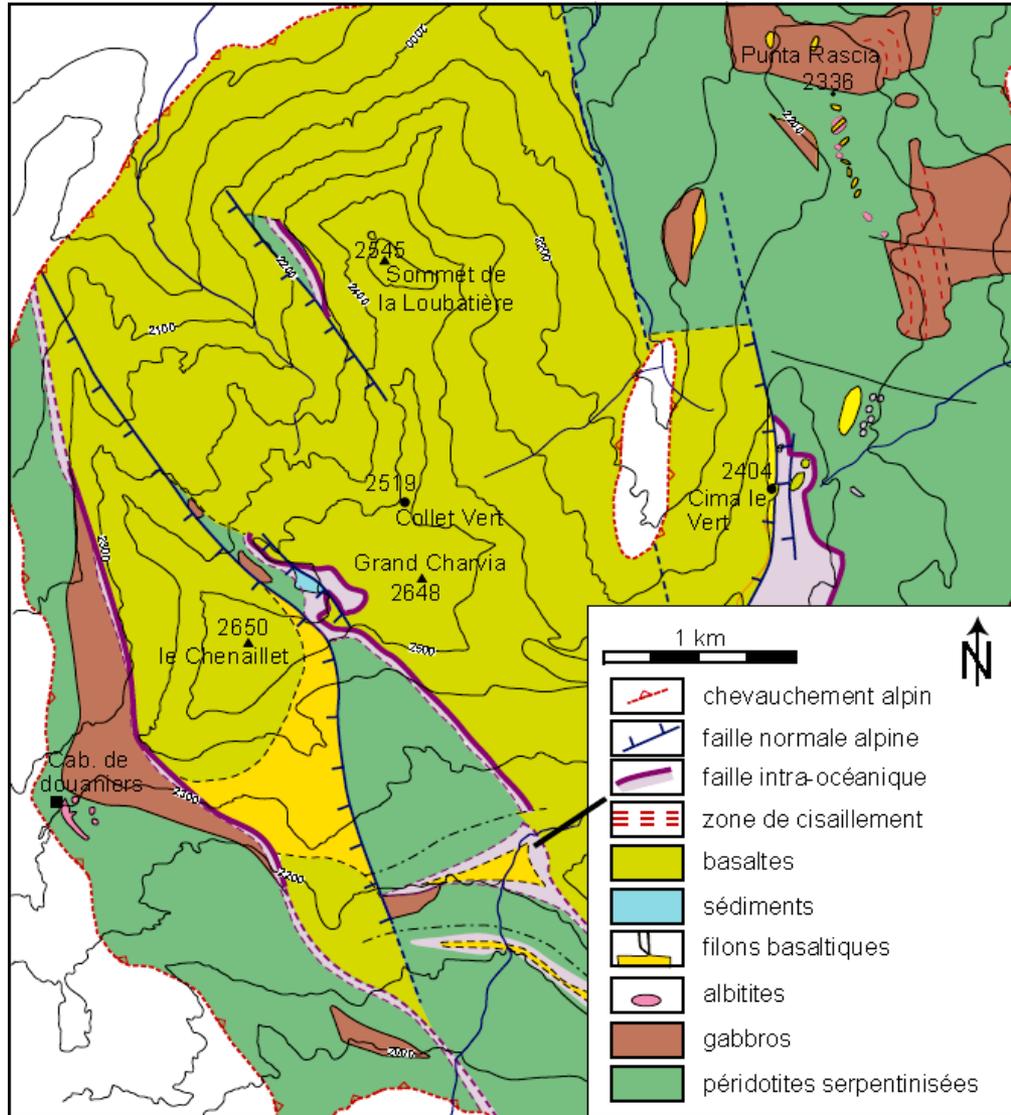
- Albitisation de plagioclases par apport de Na (→ Exemple: sphérules d'albite (variolite) au niveau des basaltes en coussins)
- Formation d'épidote à partir des plagioclases et des pyroxènes
- Feldspath plagioclase + Pyroxène + H₂O → Hornblende (amphibole calcique)
- Feldspath plagioclase + Hornblende + H₂O → Chlorite + Actinote (amphibole calcique)
- Olivine + H₂O → serpentine + brucite
- Olivine + Orthopyroxène + Feldspath Plagioclase + H₂O → Trémolite (amphibole) + Chlorite

RAPPEL :

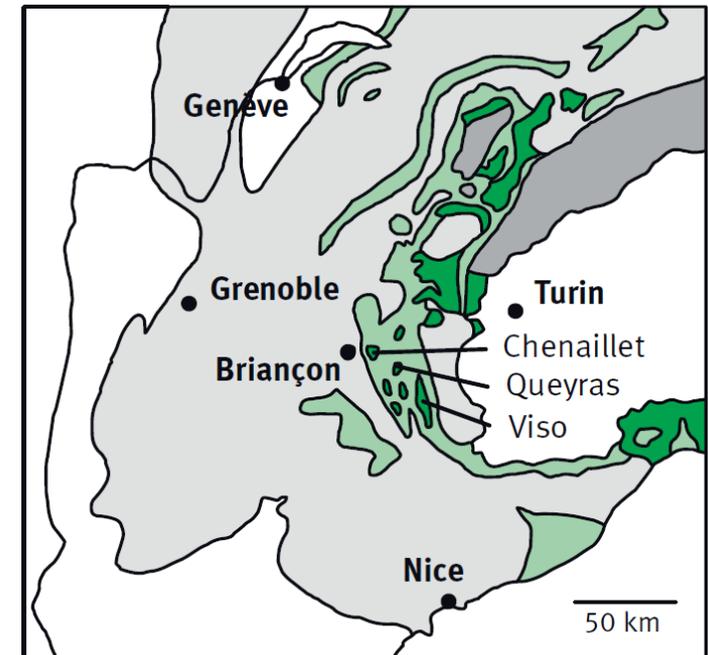
Les réactions du métamorphisme sont très lentes et très incomplètes

Métamorphisme hydrothermal

On retrouve des traces du métamorphisme hydrothermal dans certaines **ophiolites** obduites (Exemple: **Chenaillet**)

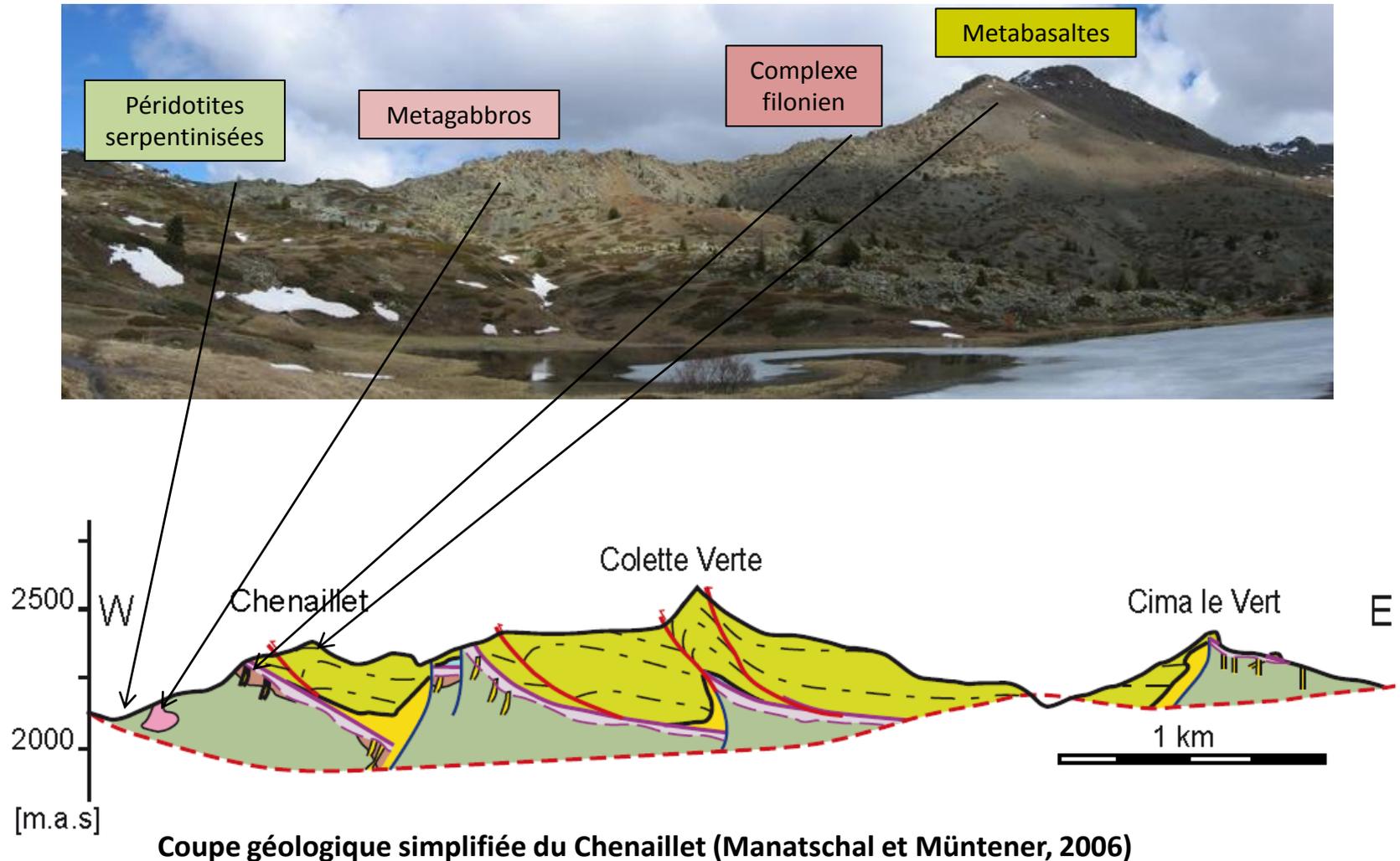


Carte géologique simplifiée du Chenaillet (Manatschal et Müntener, 2006)



Métamorphisme hydrothermal

On retrouve des traces du métamorphisme hydrothermal dans certaines **ophiolites** obduites (Exemple: Chenaillet)



Métamorphisme hydrothermal

Enclave de péridotite mantellique



Péridotite serpentinisée du Chenaillet montrant quelques pyroxènes reliques (brillants)



BOMBE VOLCANIQUE BASALTIQUE A ENCLAVE DE PERIDOTITE
(Mont Coupet près de Langeac / Hte. Loire) n° 178 (9 cm x 10 cm env.) Collection : Y. & C. LEMEUR



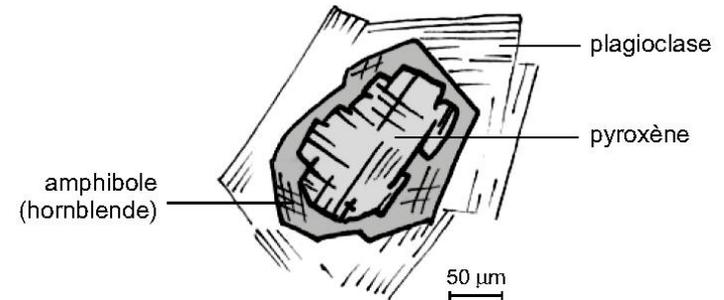
Métamorphisme hydrothermal

Les relations géométriques entre cristaux permettent de reconstituer les transformations minéralogiques

Gabbro de la croûte océanique (Pyroxènes + feldspaths plagioclases)



Metagabbro du Chenaillet



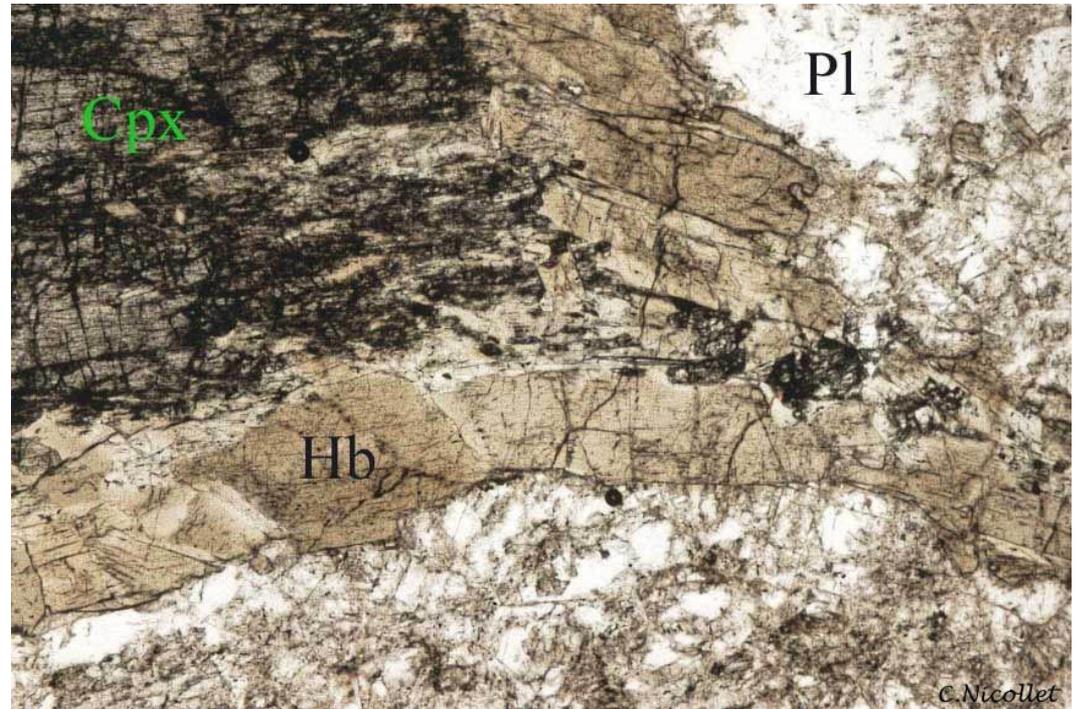
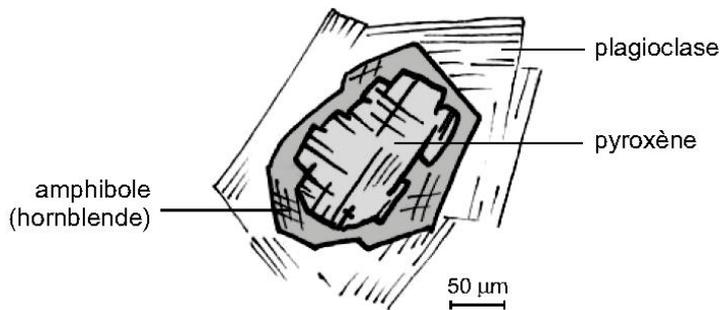
Feldspath plagioclase + Pyroxène + H₂O → Hornblende (amphibole calcique)

Métamorphisme hydrothermal

Les relations géométriques entre cristaux permettent de reconstituer les transformations minéralogiques

Metagabbro du Chenaillet

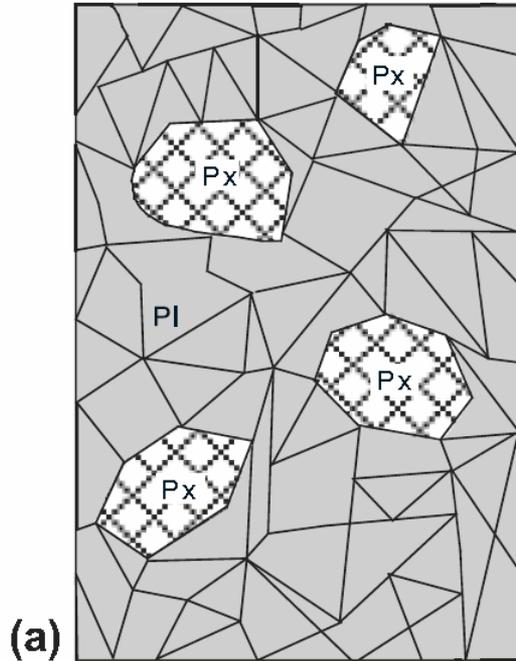
Observation au microscope polarisant (LPNA)



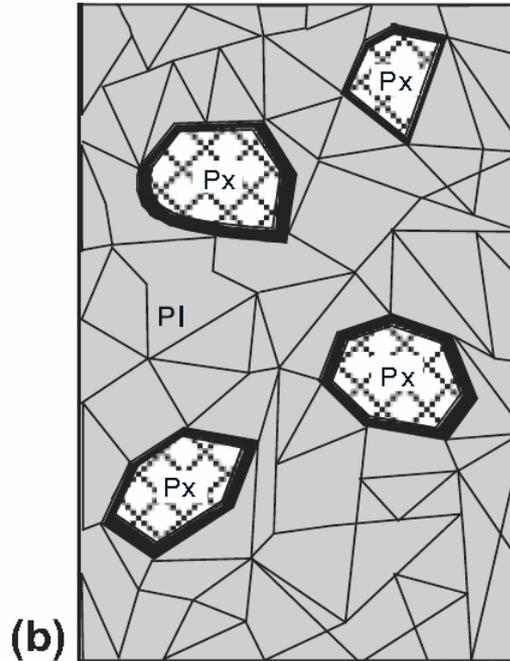
Feldspath plagioclase + Pyroxène + H₂O → Hornblende (amphibole calcique)

Métamorphisme hydrothermal

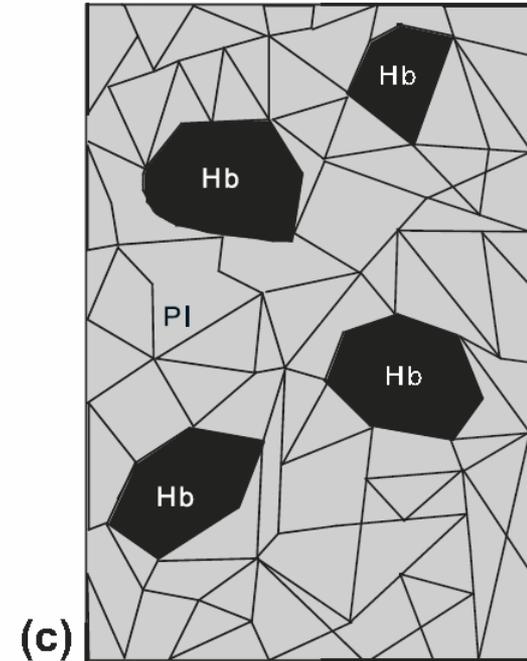
Évolution théorique de l'assemblage clinopyroxène et plagioclase lors du métamorphisme hydrothermal d'un gabbro.



(a) Etat initial (P0, T0)
Px = Pyroxène et Pl = Plagioclase



(b) Début de réaction (P1, T1)
Une couronne d'hornblende (noir) apparaît à l'interface Pyroxène / Plagioclase



(c) Achèvement de la réaction (tous les pyroxènes sont transformés en hornblende (Hb). Cette étape ne peut jamais être atteinte)



Métamorphisme hydrothermal

Certains gabbros (gabbros foliés) ont conservé les traces du litage magmatique original (étirement sous haute température lors de l'extension)



Métamorphisme hydrothermal

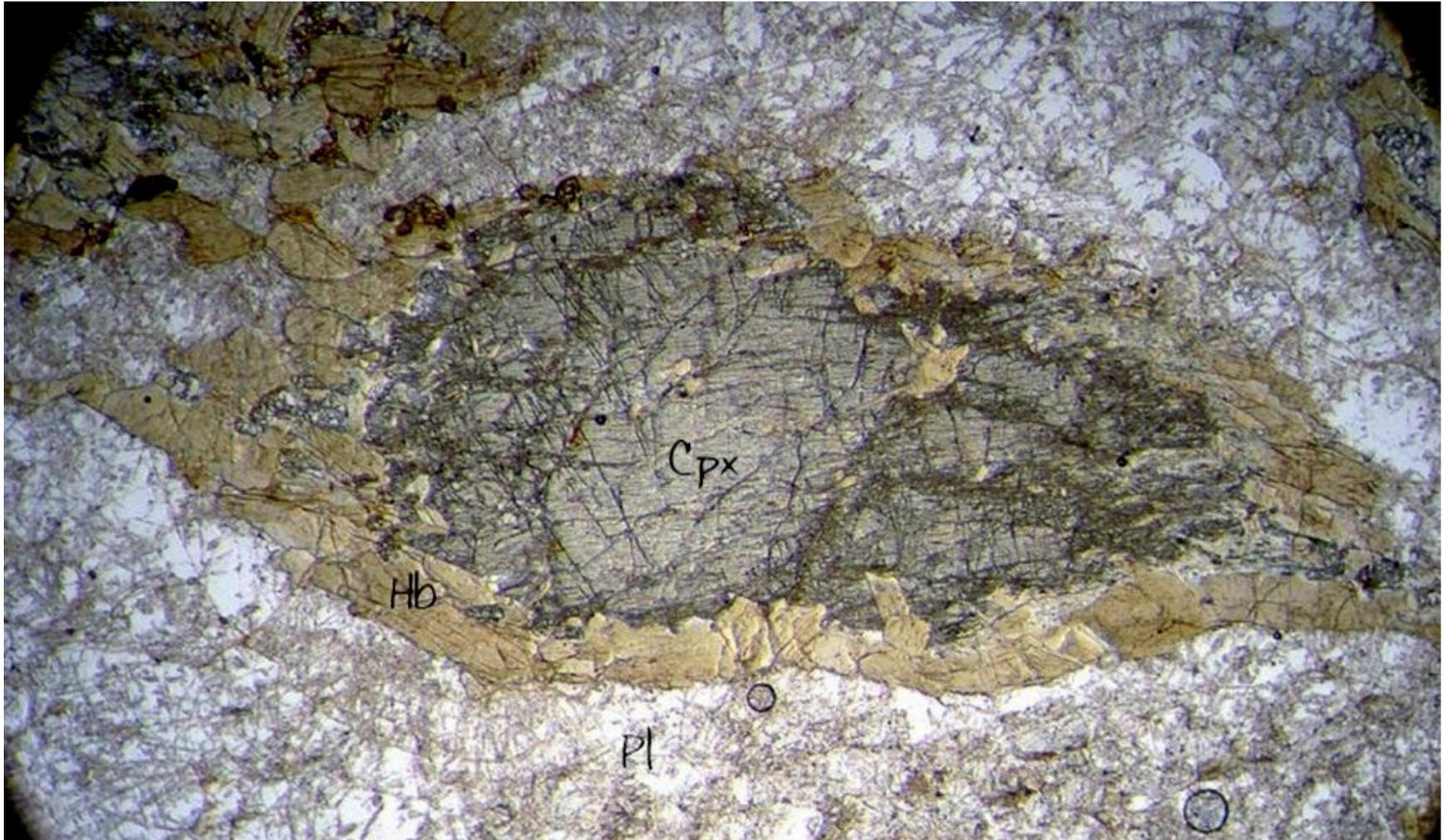
Certains gabbros (gabbros foliés) ont conservé les traces du litage magmatique original (étirement sous haute température lors de l'extension)



Pyr = Clinopyroxène. Hb = Hornblende

Métamorphisme hydrothermal

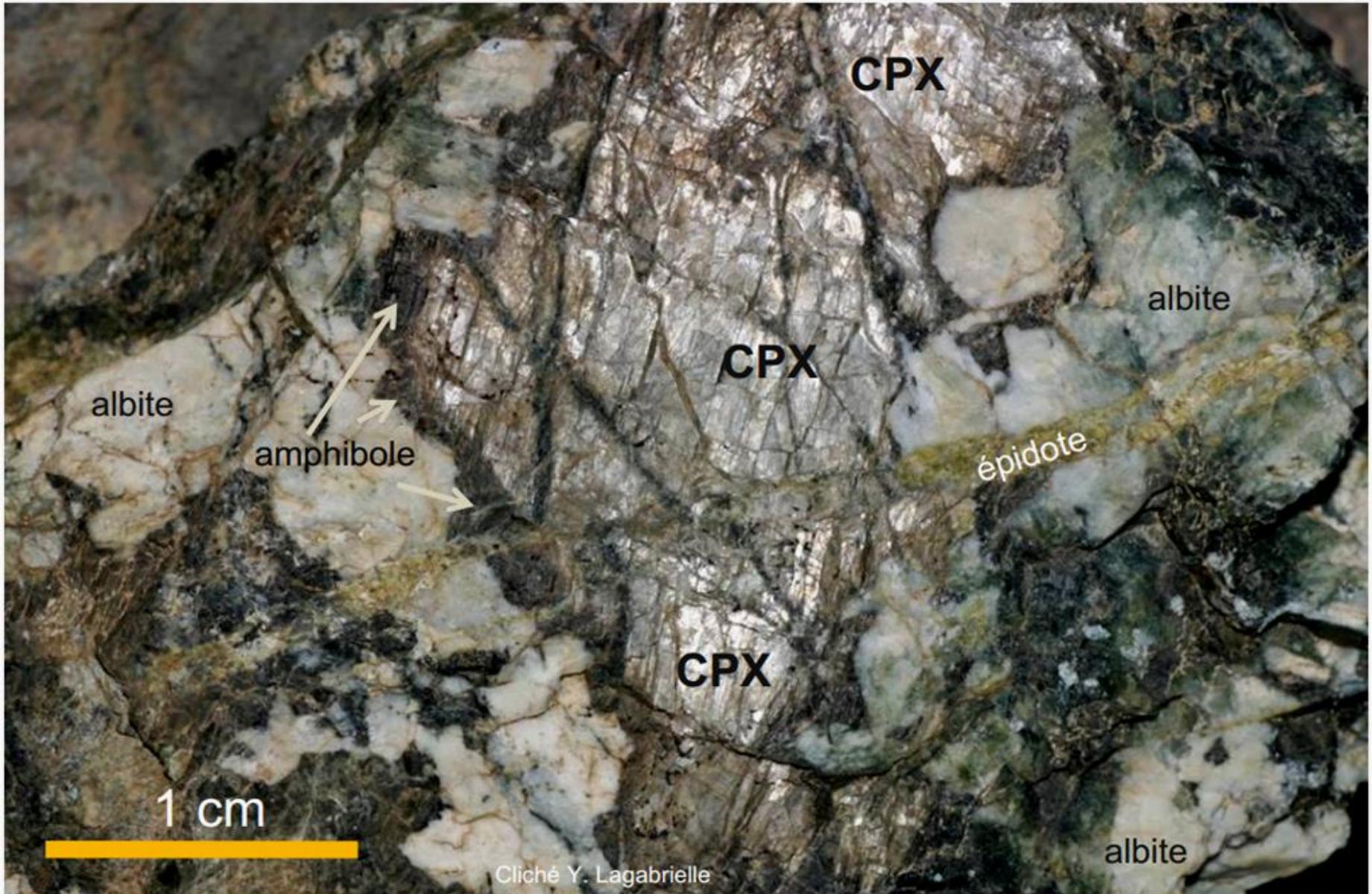
-Certains gabbros (gabbros foliés) ont conservé les traces du litage magmatique originel (étirement sous haute température lors de l'extension)



Cpx= Clinopyroxène. Hb = Hornblende

Métamorphisme hydrothermal

Gabbro pegmatitique du Chenaillet (Cpx = clinopyroxène)



Les frontières en divergence

I – Rifting continental

Exemple du Rift Est Africain et du Fossé Rhénan

Marqueurs tectoniques, sédimentaires, géophysiques

La magmatisme alcalin

II – L'accrétion océanique

La déchirure continentale

Les marges passives

Les dorsales et l'expansion océanique

Le magmatisme des dorsales

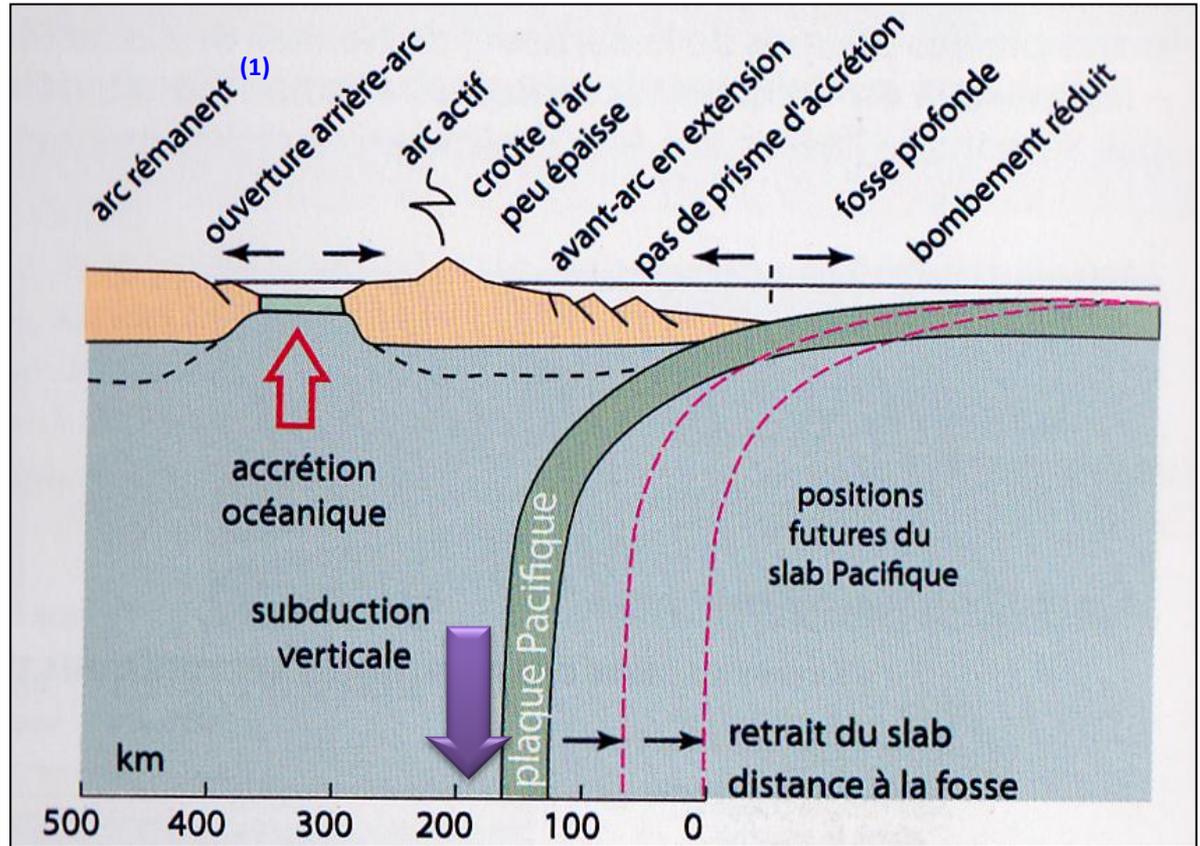
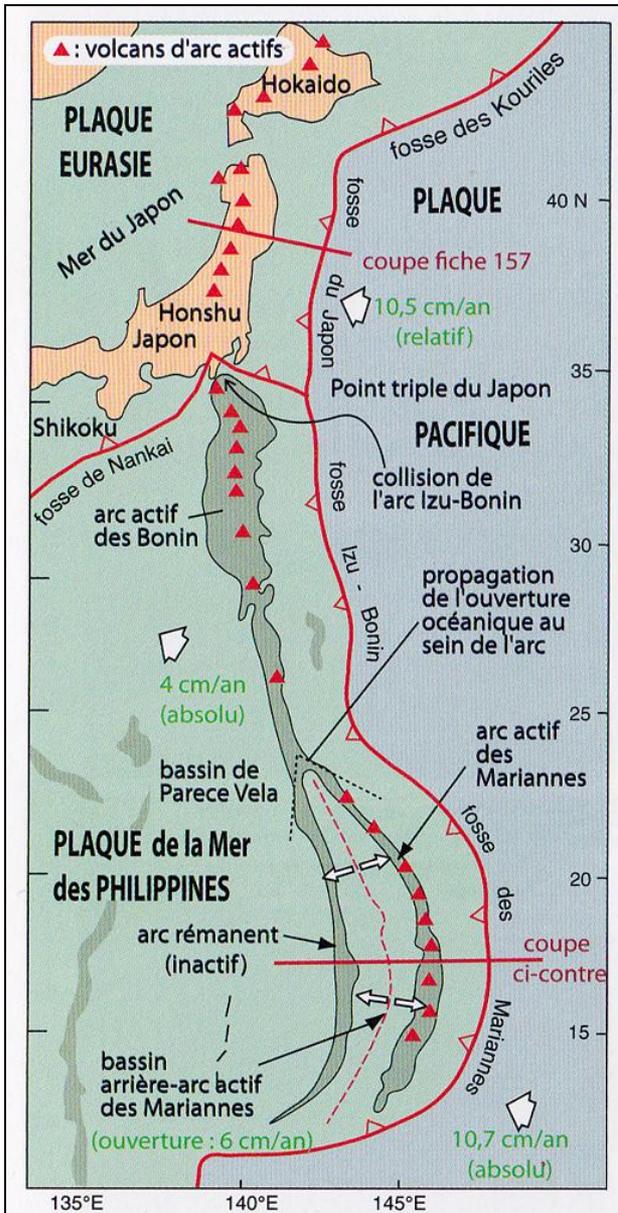
Le métamorphisme hydrothermal

III – Bassins d'arrière-arc

Exemple des Mariannes

Exemple de l'ouverture du bassin Algéro-Provençal

L'extension d'arrière arc : Exemple des Mariannes



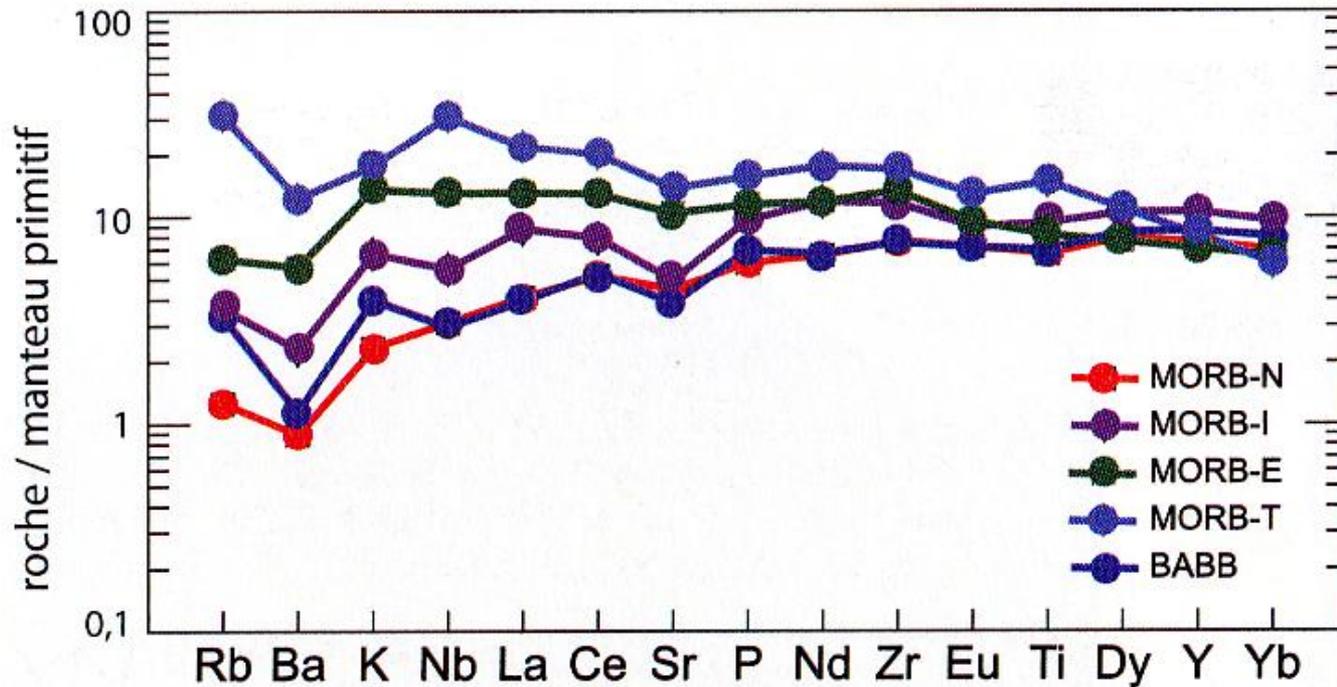
(1) Arc rémanent = sans volcans actifs

Quand le pendage du slab est fort (**traction du slab > forces de convergence**), les contraintes au niveau de la bordure de la plaque chevauchante sont généralement extensives → **Bassin d'arrière arc**. Cela est également favorisé par le phénomène de retrait du slab. Les laves émises sont de type **BABB** (Back-Arc Basin Basalts), assez proche des MORB (basaltes tholéiitiques des dorsales)

L'extension d'arrière arc : Exemple des Mariannes

Géochimie

Diagramme multi-élémentaire normalisé au manteau primitif



MORB-N : Issu du manteau appauvri (dorsales éloignées des points chauds)

MORB-I : Intermédiaire (peu d'apports de matériaux mantelliques enrichis)

MORB-E : Enrichi (apport de manteau enrichi; voisinage d'un point chaud)

MORB-T : Transitionnels entre MORB et OIB

BABB : Basaltes des bassins d'arrière arc légèrement enrichis en K, Rb, Zr, Nb par rapport aux MORB-N

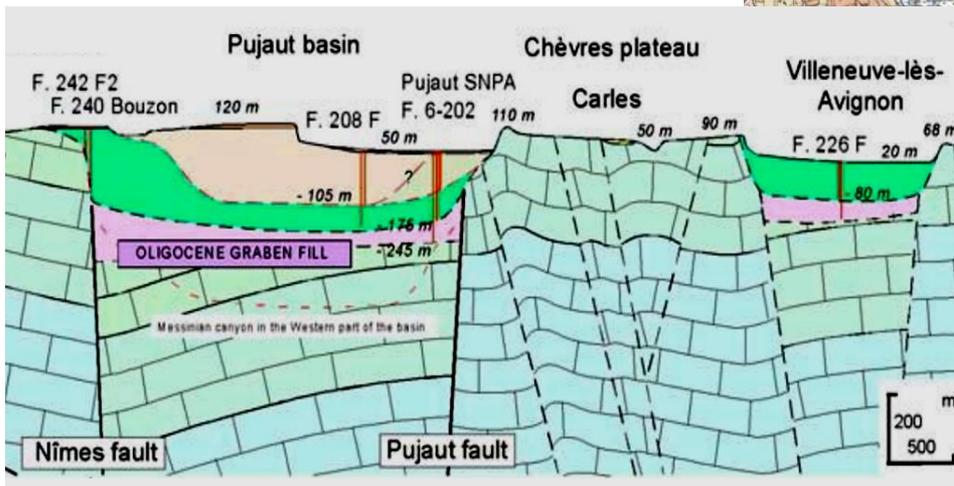
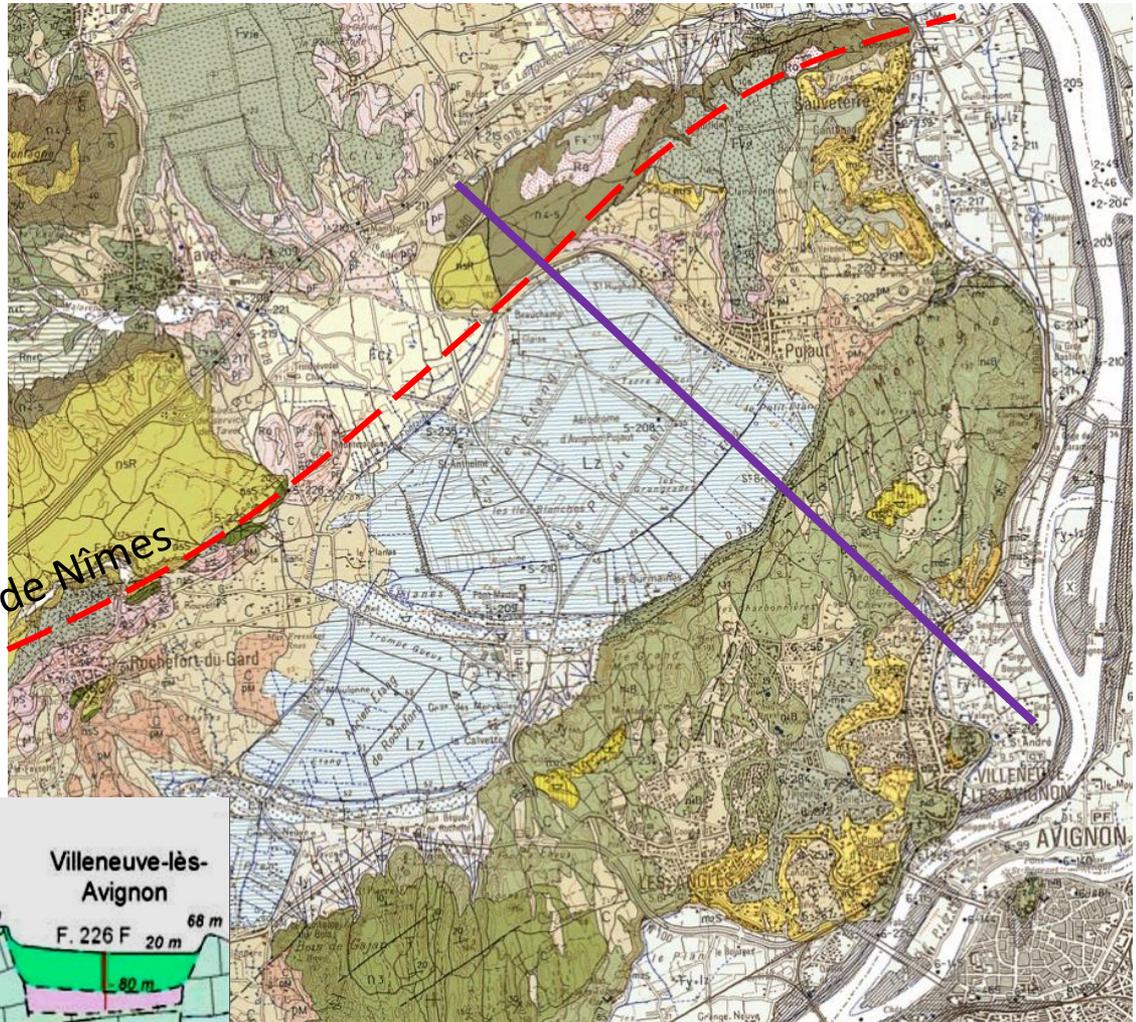
Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal

Bassin Oligo-Miocène de Pujaut (84)



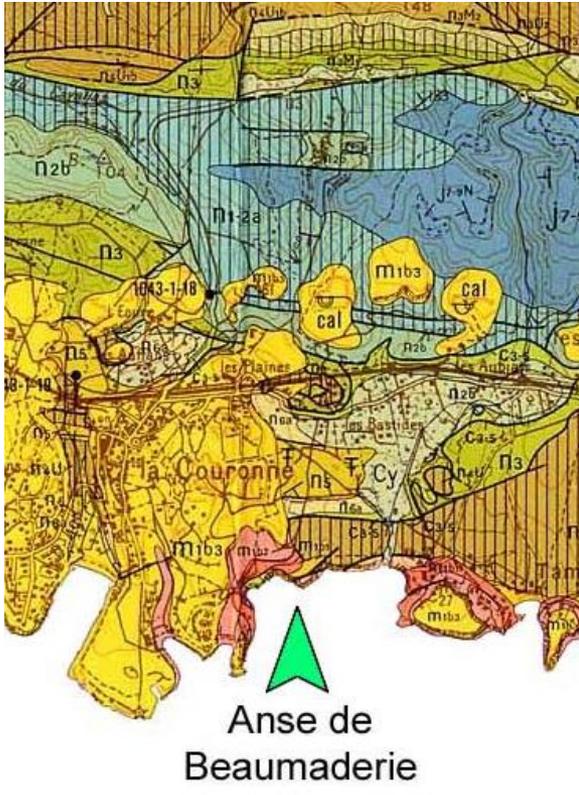
Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal

Faille de Nîmes



Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal

Plage de Sainte Croix, anse de Beaumaderie, près de La Couronne (Côte Bleue)



Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal

Plage de Sainte Croix, anse de Beaumaderie, près de La Couronne (Côte Bleue)



Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal

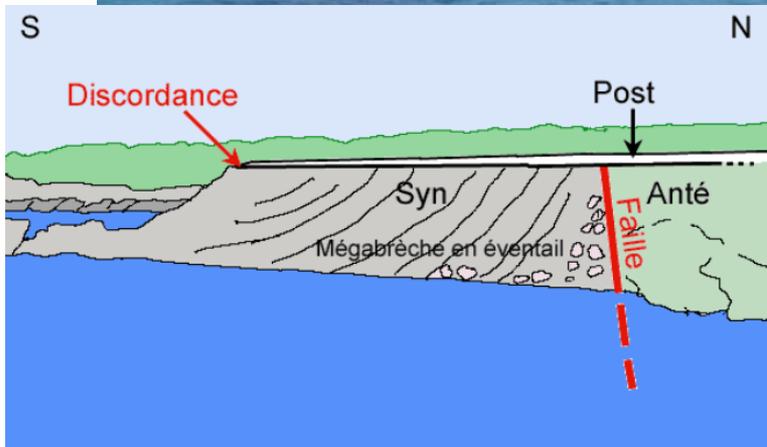
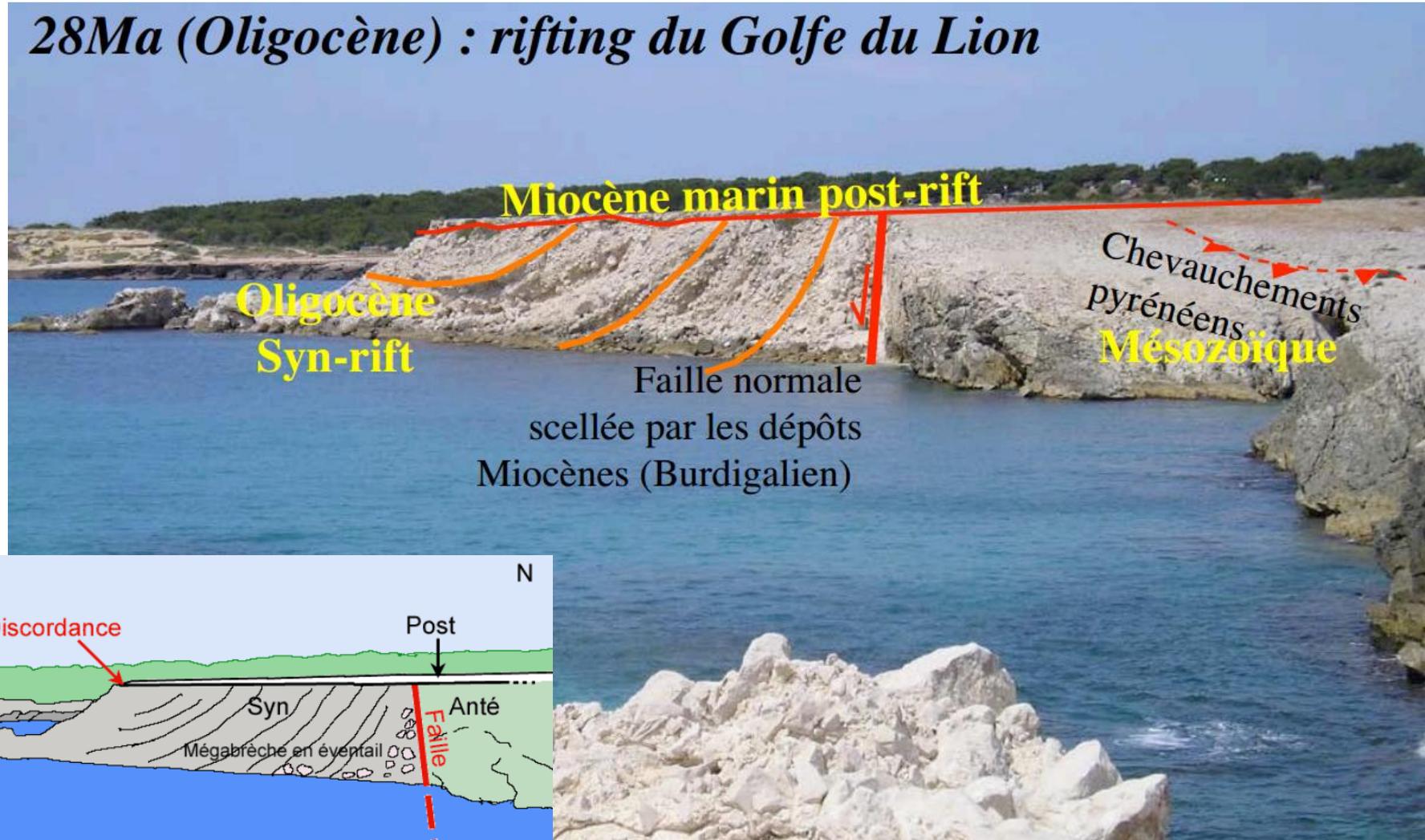
Plage de Sainte Croix, anse de Beaumaderie, près de La Couronne (Côte Bleue)



Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal

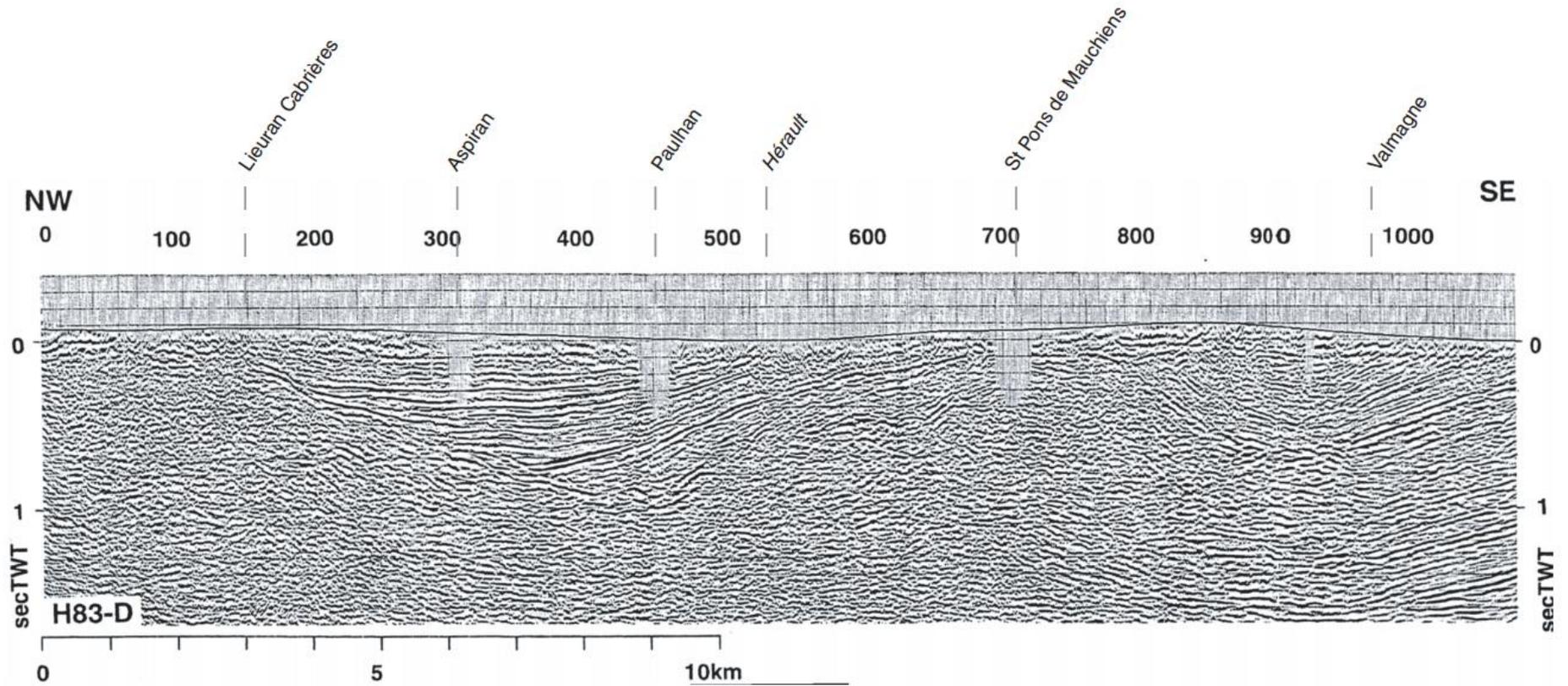
Plage de Sainte Croix, anse de Beaumaderie, près de La Couronne (Côte Bleue)

28Ma (Oligocène) : rifting du Golfe du Lion



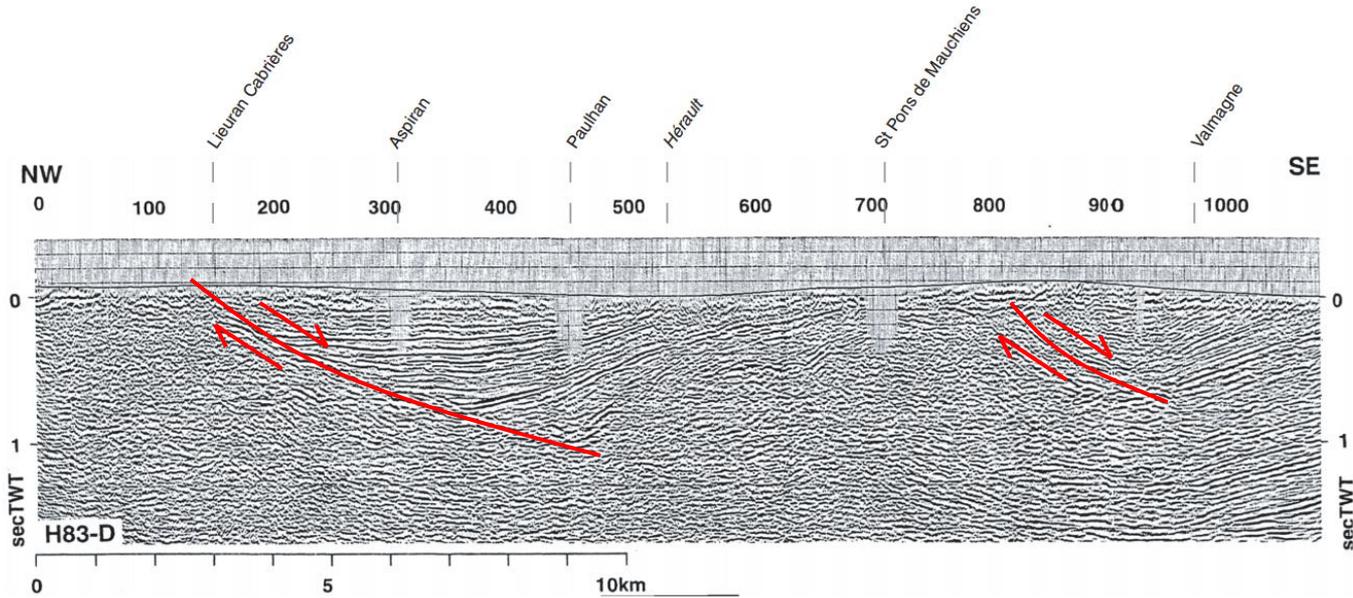
Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal

Profil de sismique réflexion réalisé en travers du bassin de l'Hérault au niveau de Paulhan

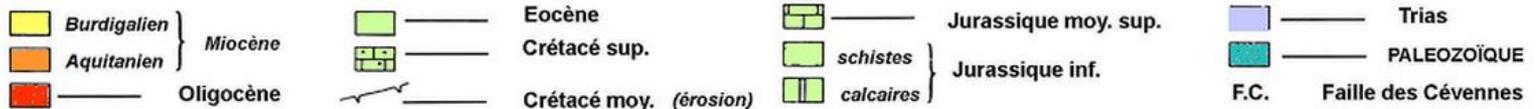
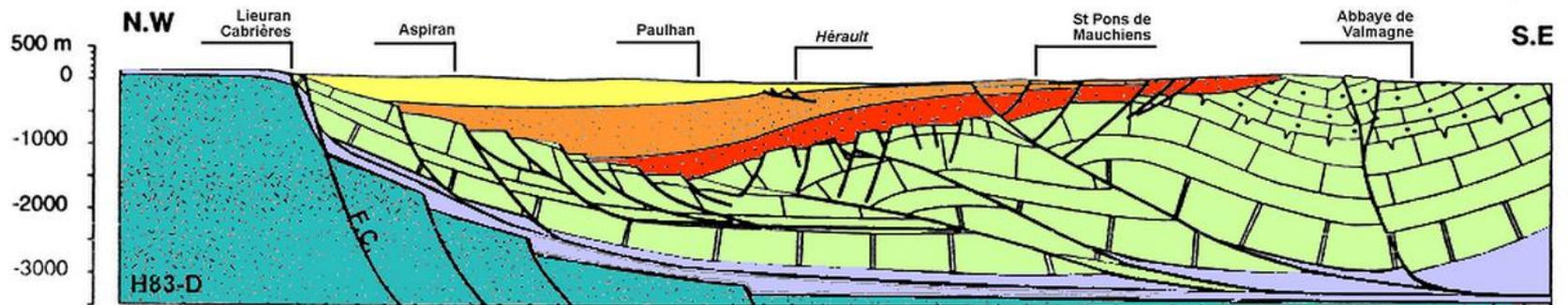


Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal

Profil de sismique réflexion réalisé en travers du bassin de l'Hérault au niveau de Paulhan

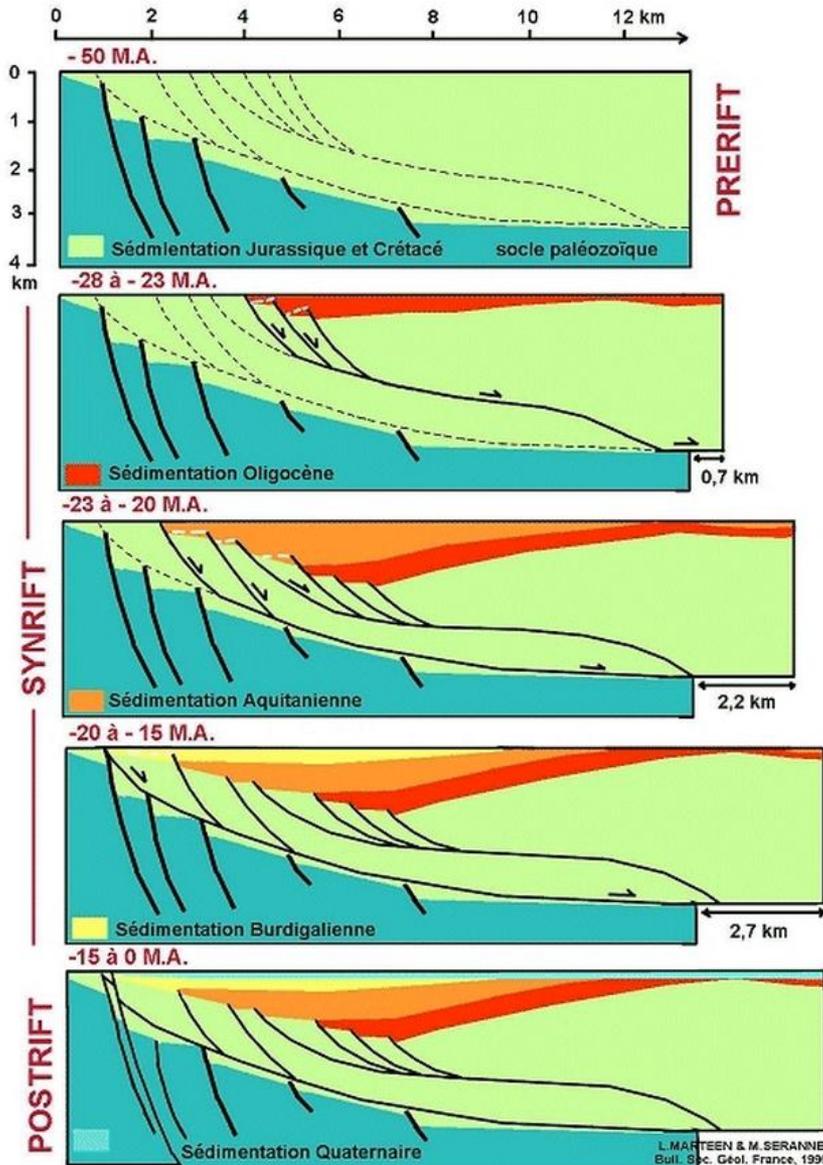


Interprétation du profil sismique



Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal

Evolution géodynamique du Bassin de l'Herault

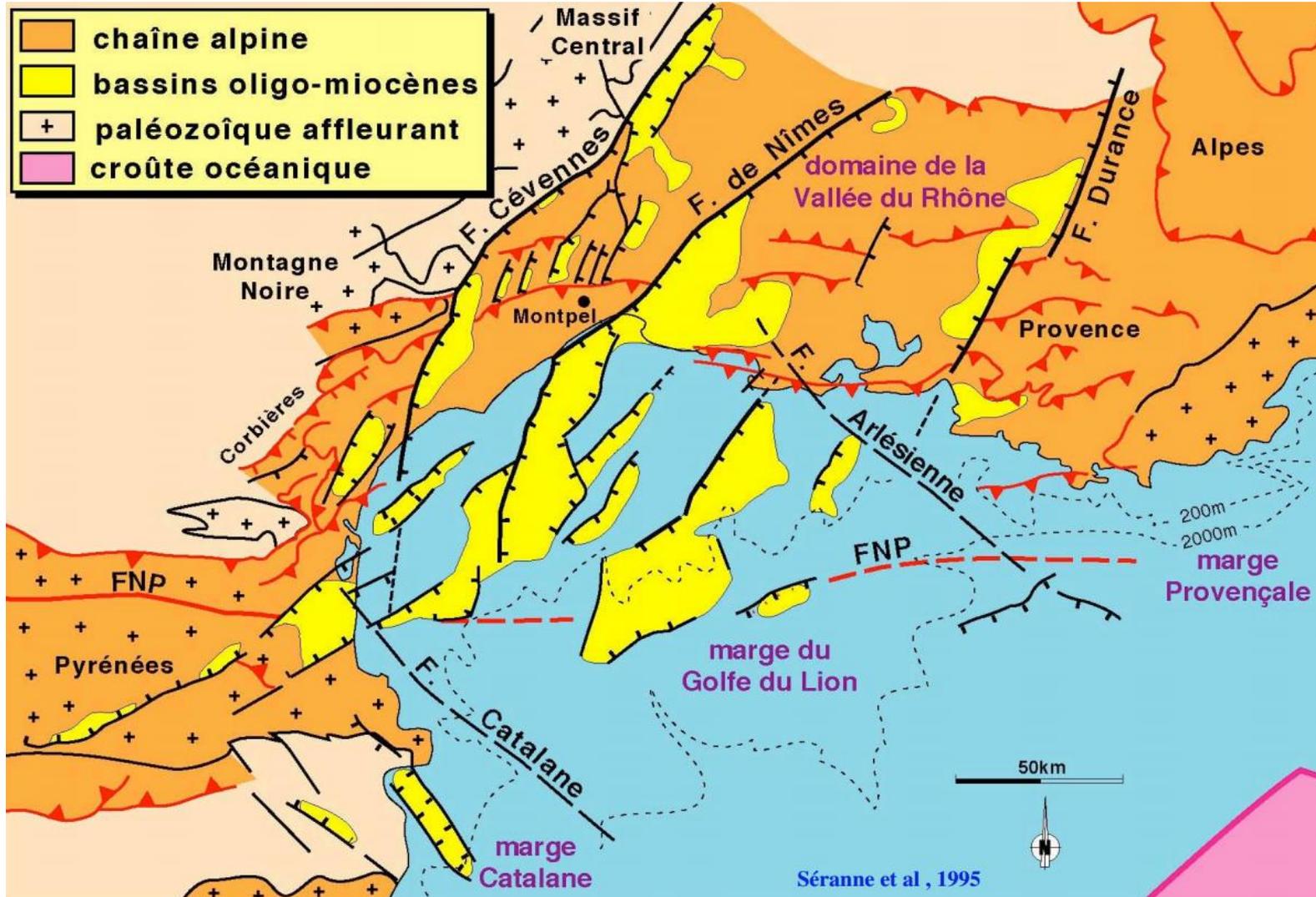


Série stratigraphique simplifiée

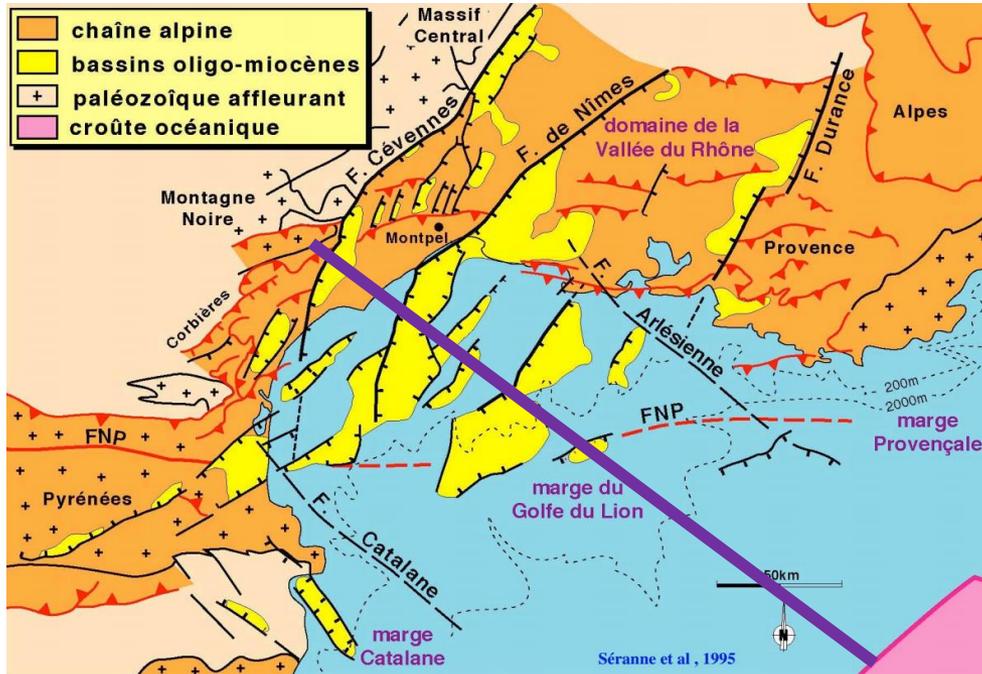
Age	Colonne lithologique	environnement		
Quaternaire	conglomérats	terrasses fluviales de l'Herault	Post-rift	
	coulée volcanique 1.8 Ma			
Pliocène	conglomérat (galets quartz)	fluvatile		
	conglomérats à blocs			
Miocène moyen	assèchement de la Méditerranée 5Ma	palustre / lacustre		
	calcaire à traces de racines			
	15			marin côtier
	Burdigalien			
Miocène Inférieur	marnes gris-bleu à huitres	fluvatile		
	20			lacustre
	Aquitaniens			
	marnes jaunes / grès / conglomérats			
Oligocène	clacaires	cônes alluviaux		
	23			
Crétacé supérieur / Eocène inférieur	brèches et conglomérats / marnes	fluvatile		
	28			
	50			
	Chaine Pyrénéenne 45Ma		Pré-rift	
	grès, marnes rouges			

Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal

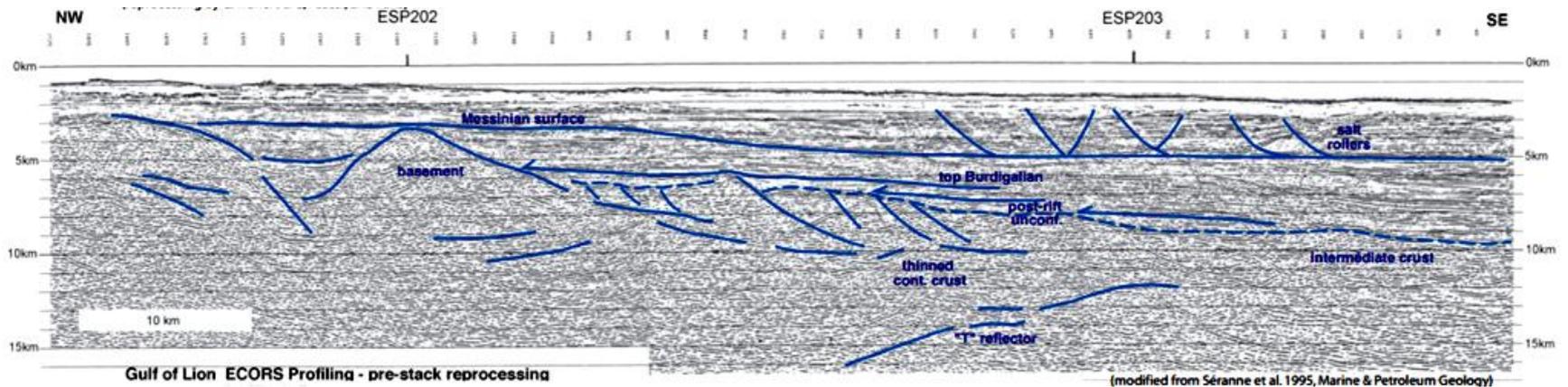
La zone des rifts Oligo-Miocène se superpose à la zone de déformation Pyrénéenne (Eocène, 45Ma). Le rifting a fait disparaître une grande partie de la chaîne Pyrénéo-Provençale, dans le Golfe du Lion.



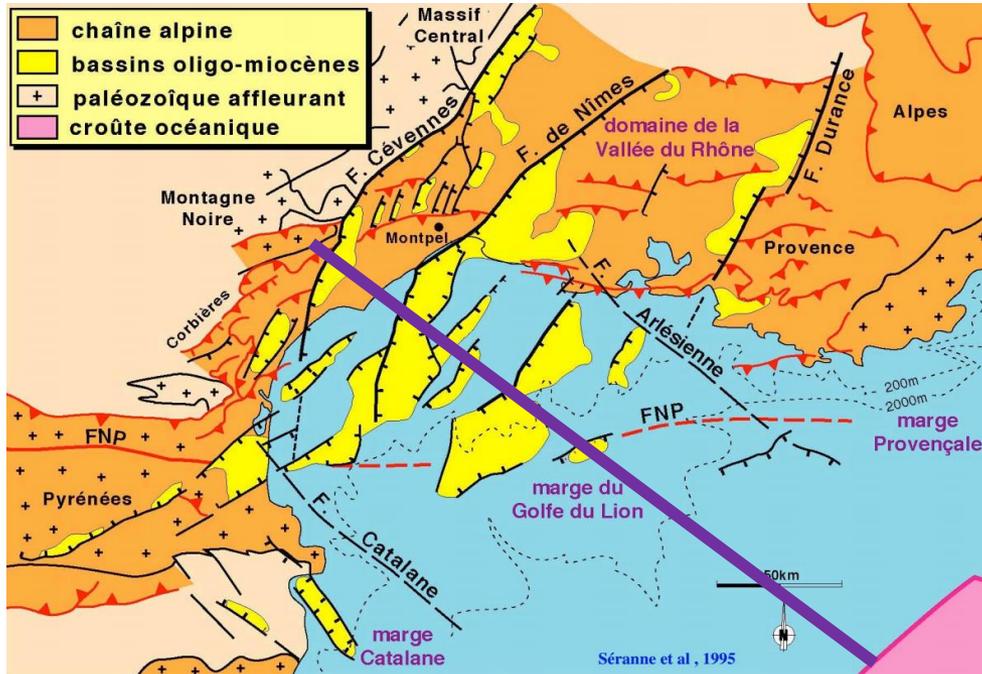
Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal



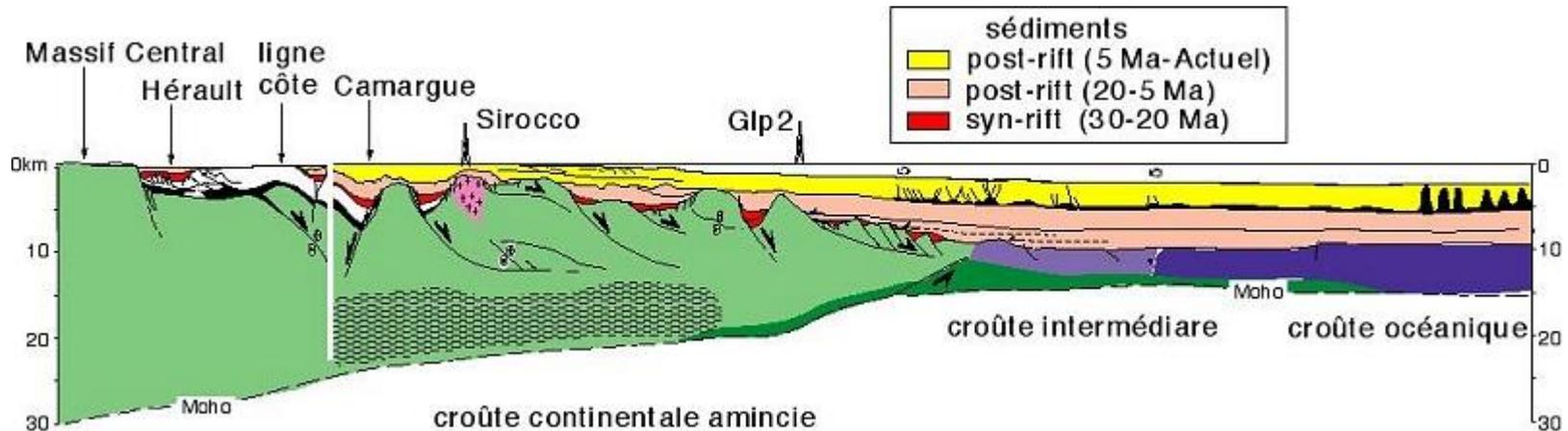
Profil sismique de la Marge du Lyon



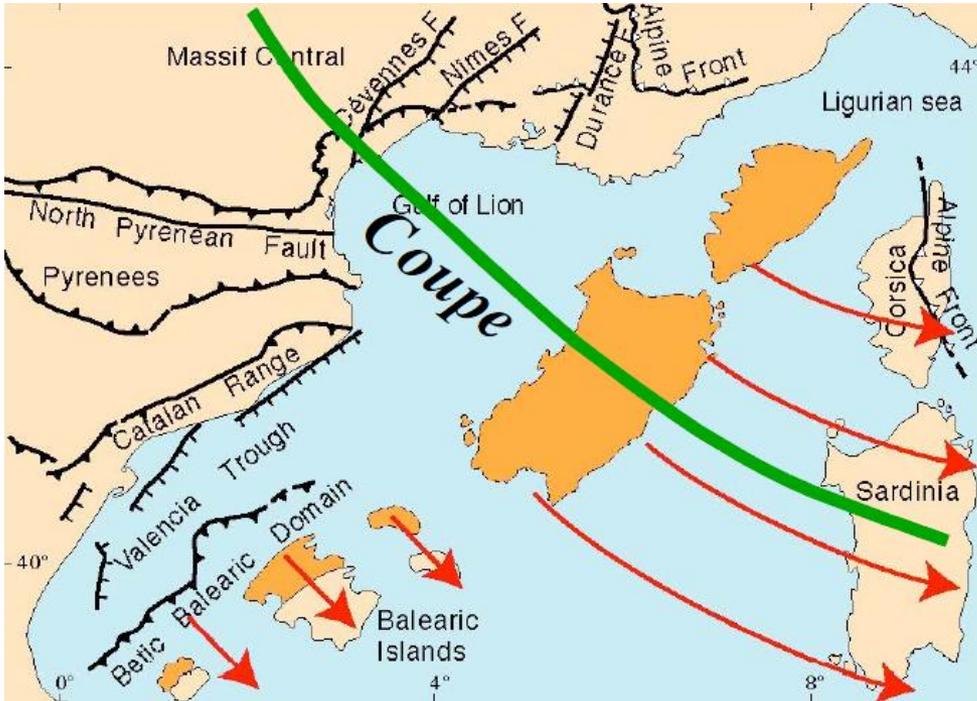
Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal



Coupe synthétique de la Marge du Lyon

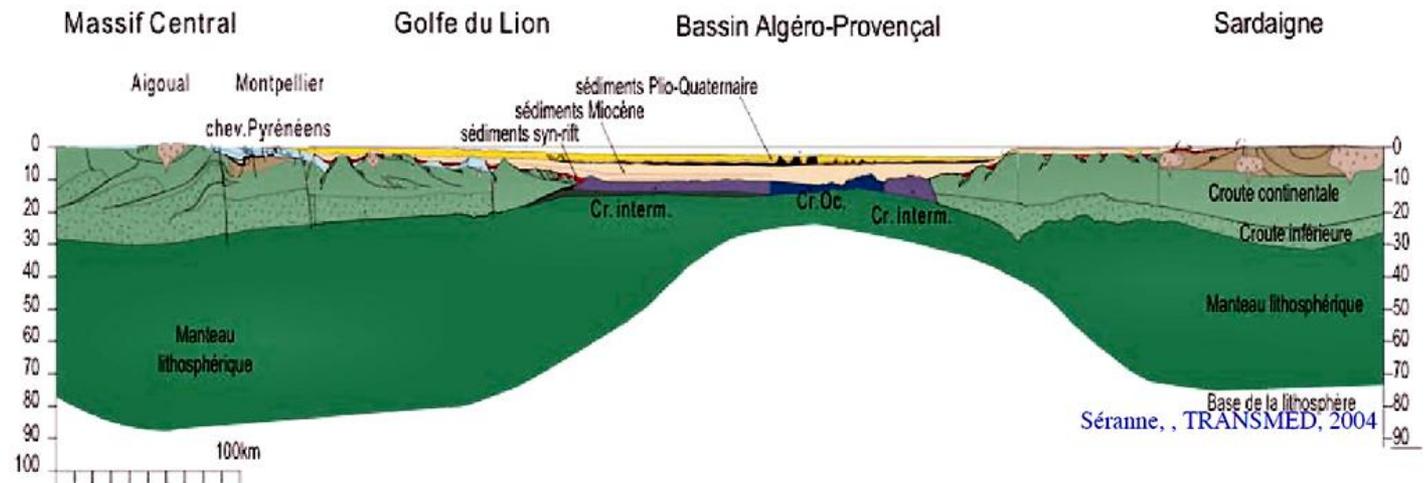


Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal



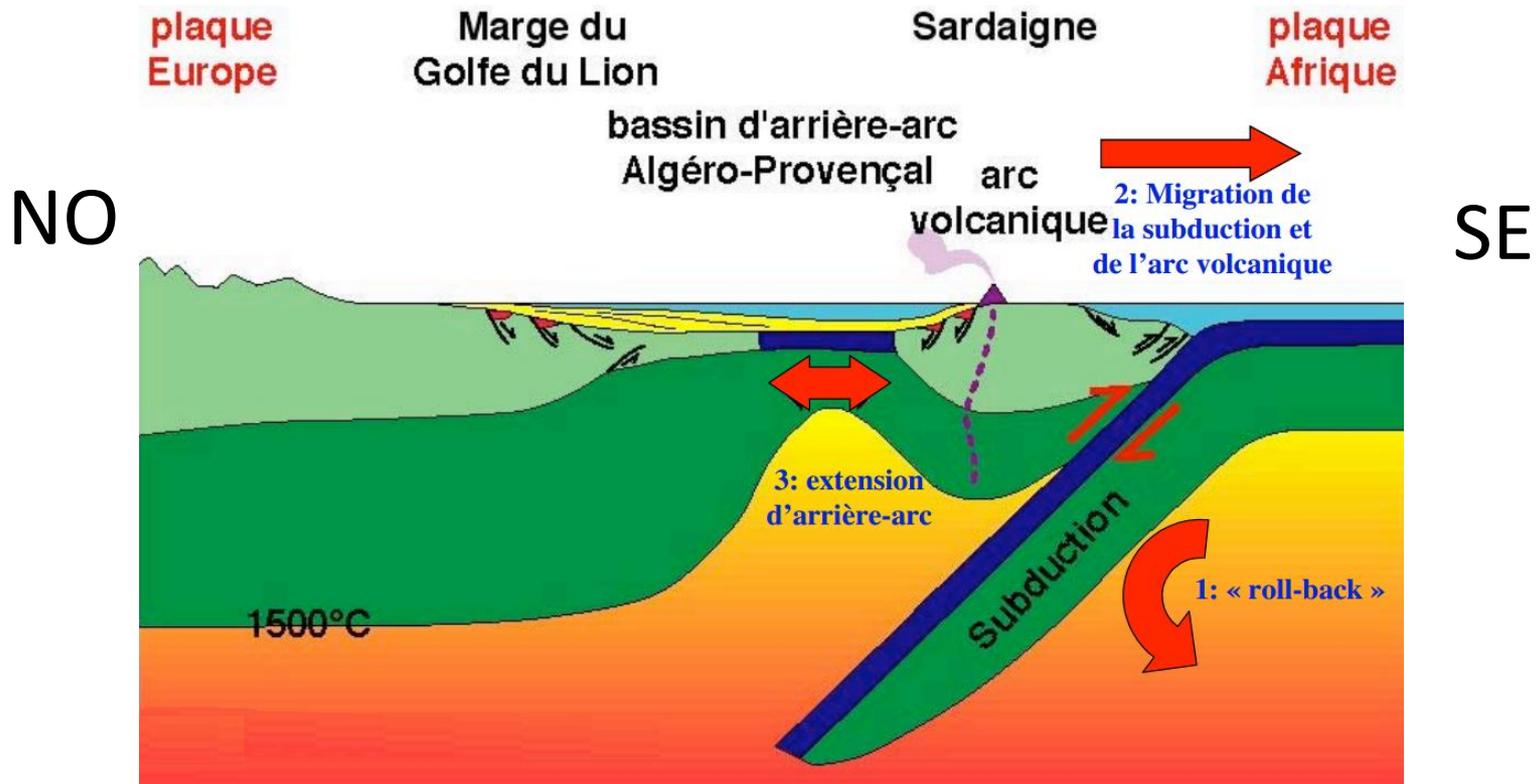
La formation du Golfe du Lion résulte du déplacement du bloc Corso-Sarde

En orange: position il y a 30MA



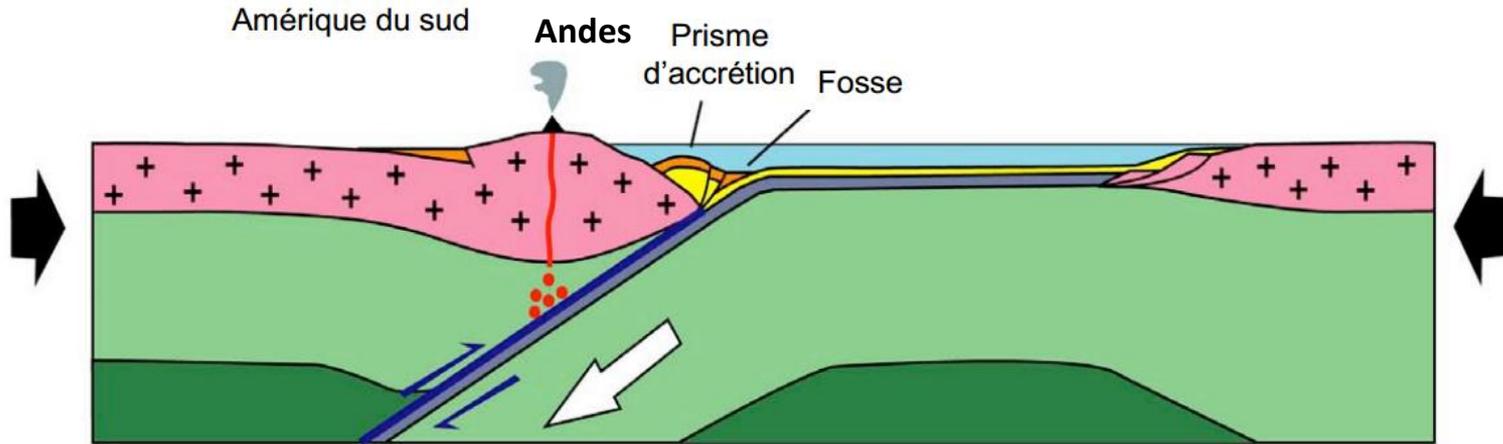
Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal

Modèle géodynamique expliquant l'ouverture du Bassin Algéro-Provençal et la formation de la Marge du Golfe du Lion

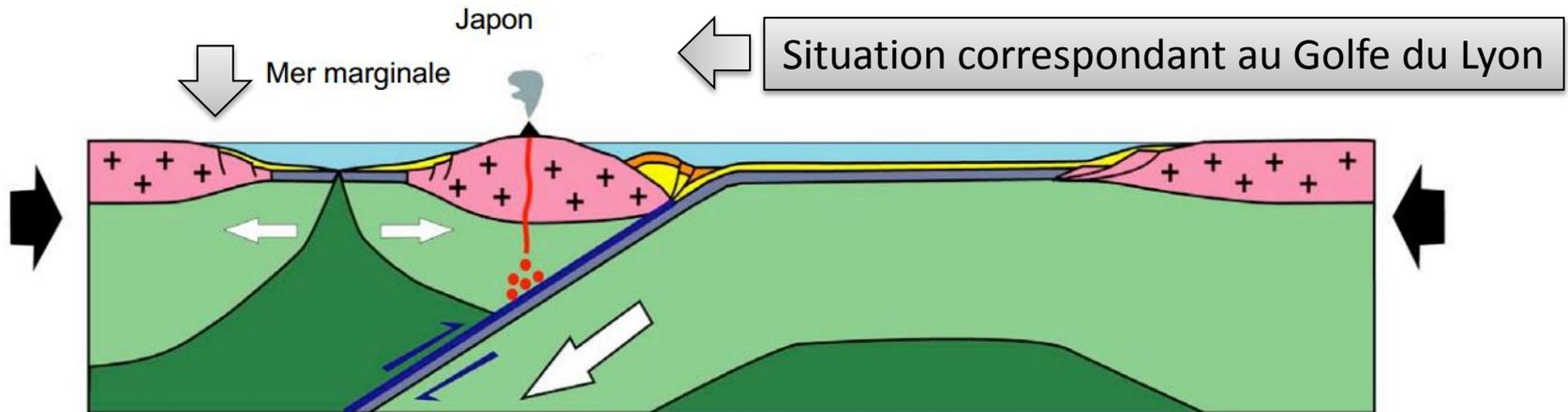


Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal

Subduction sans formation de bassin d'arrière arc (Ouest Amérique)

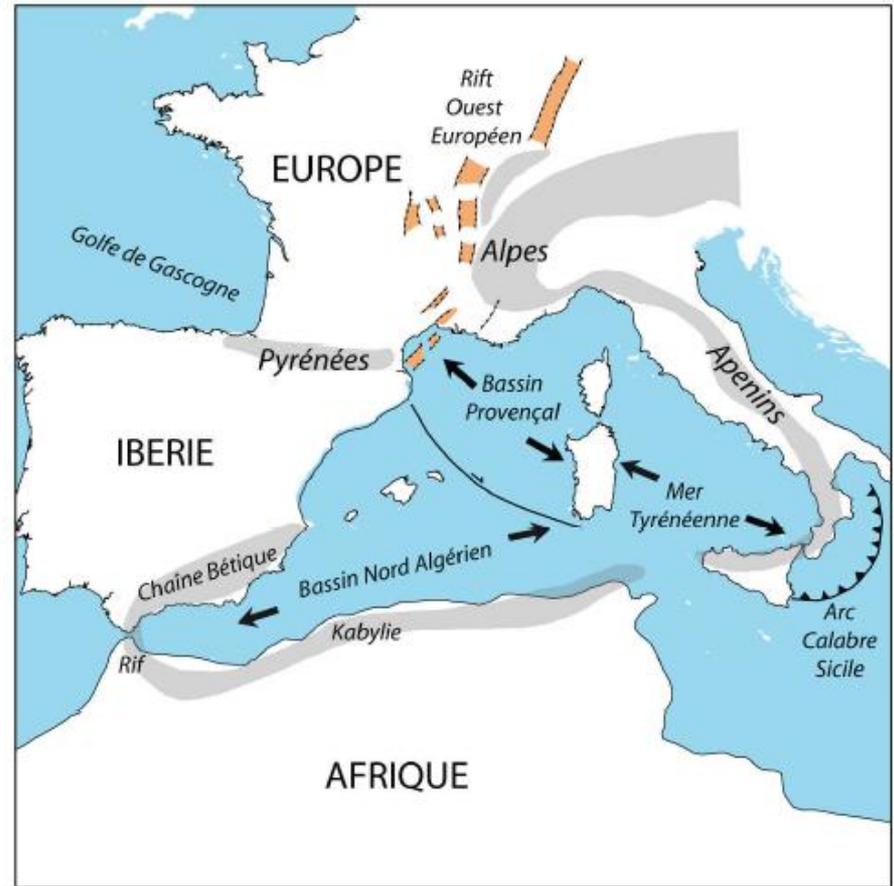
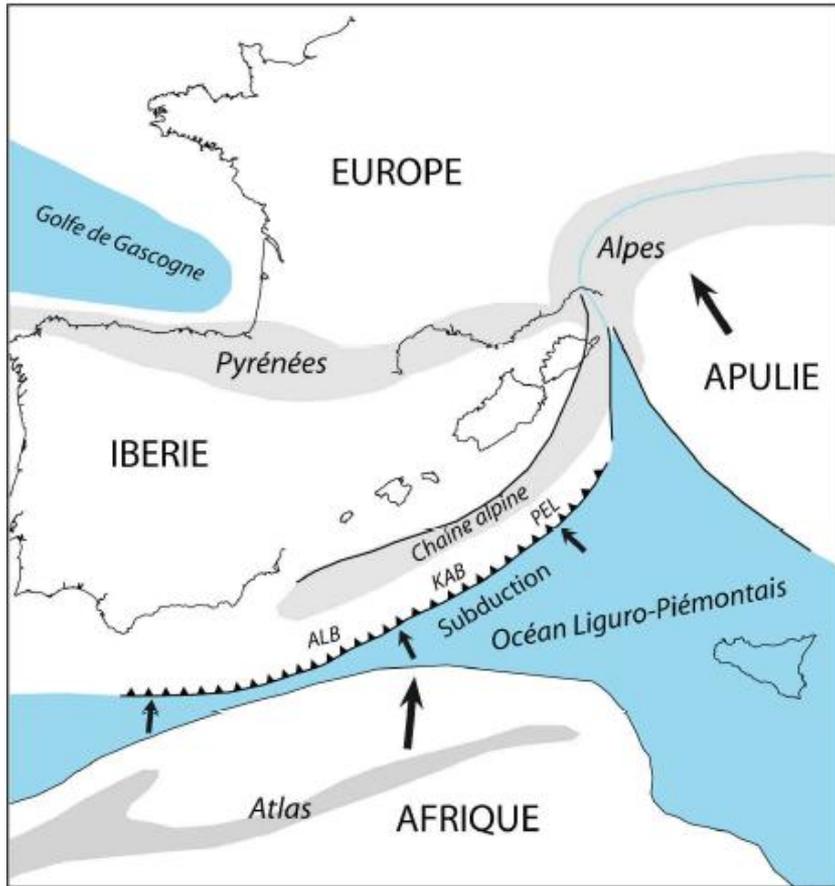


Subduction avec formation de bassin d'arrière arc (Japon)

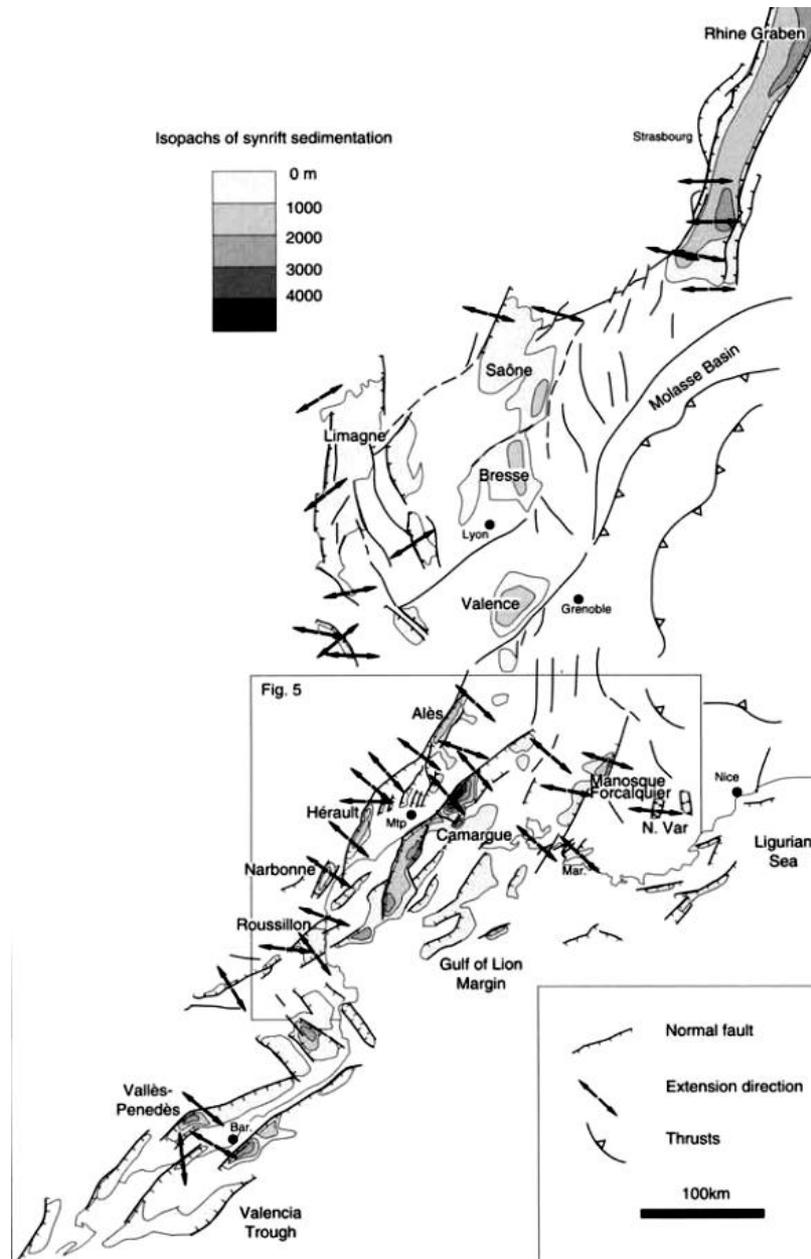


Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal

Schéma simplifié de la position du bloc Corso-Sarde et de la subduction de l'océan Liguro- Piémontais avant la formation du bassin Provençal (à gauche) et après sa formation (à droite)

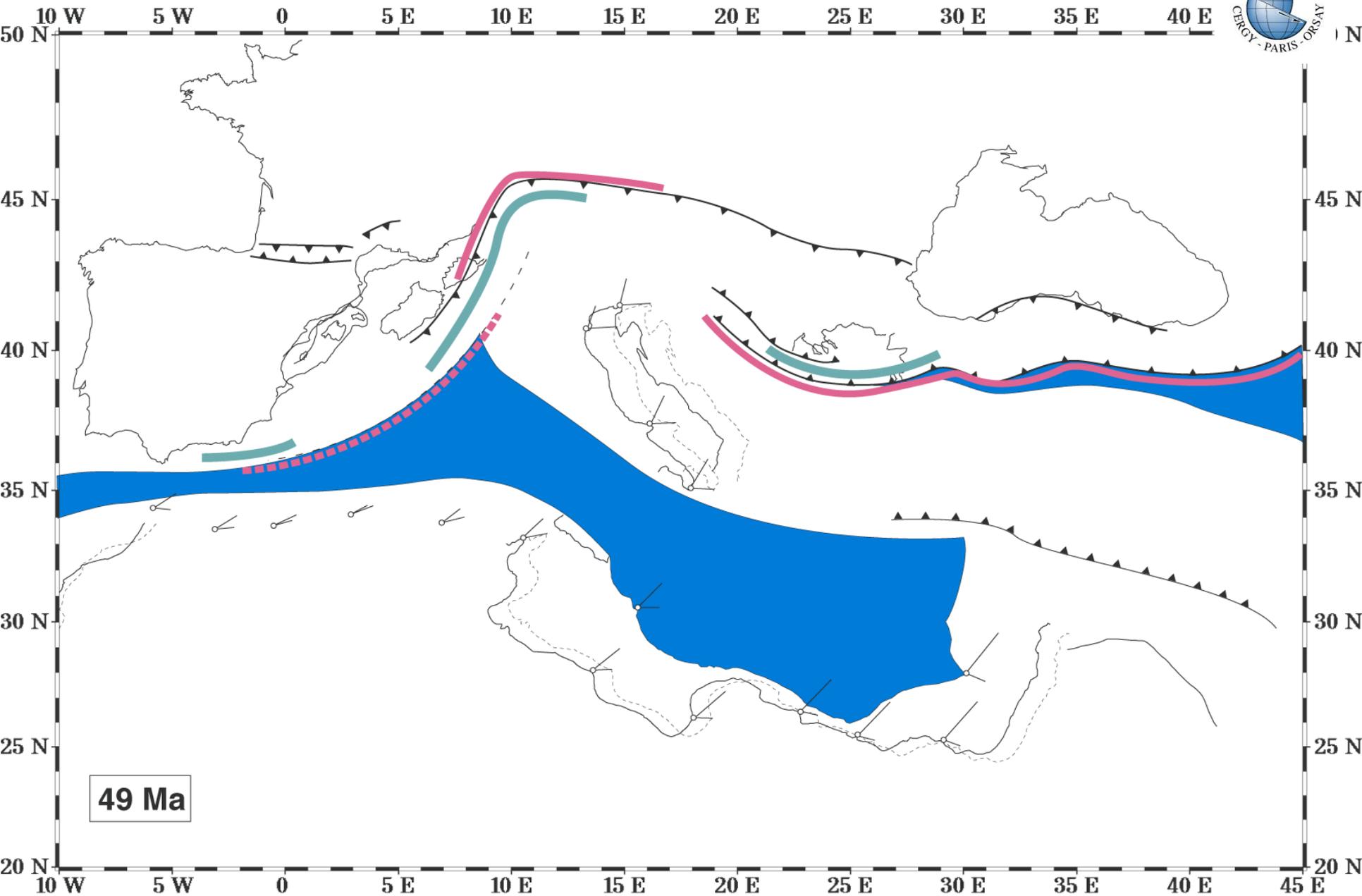


Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal

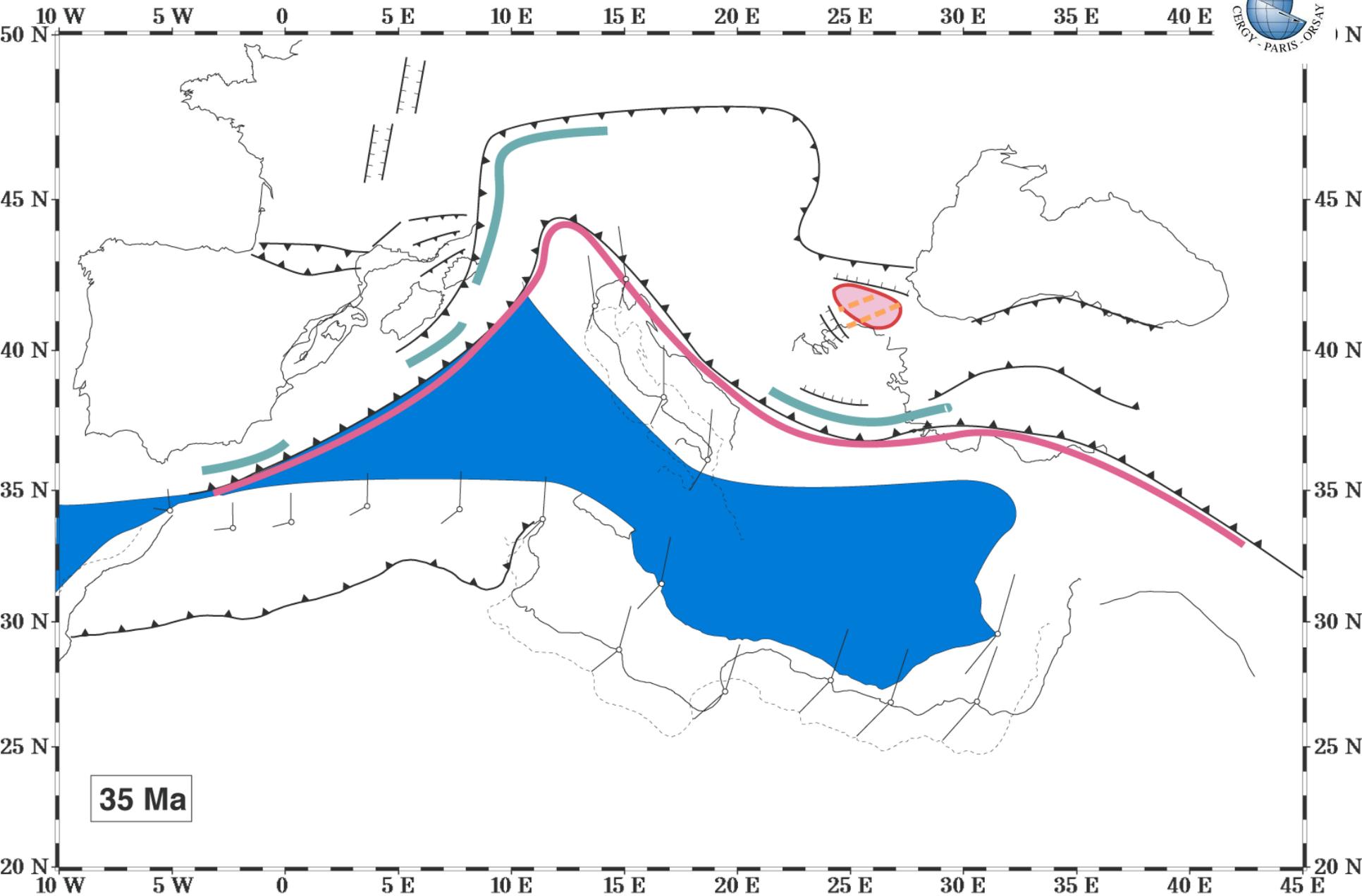


Carte structurale des bassins du Priabonien à l'aquitainien

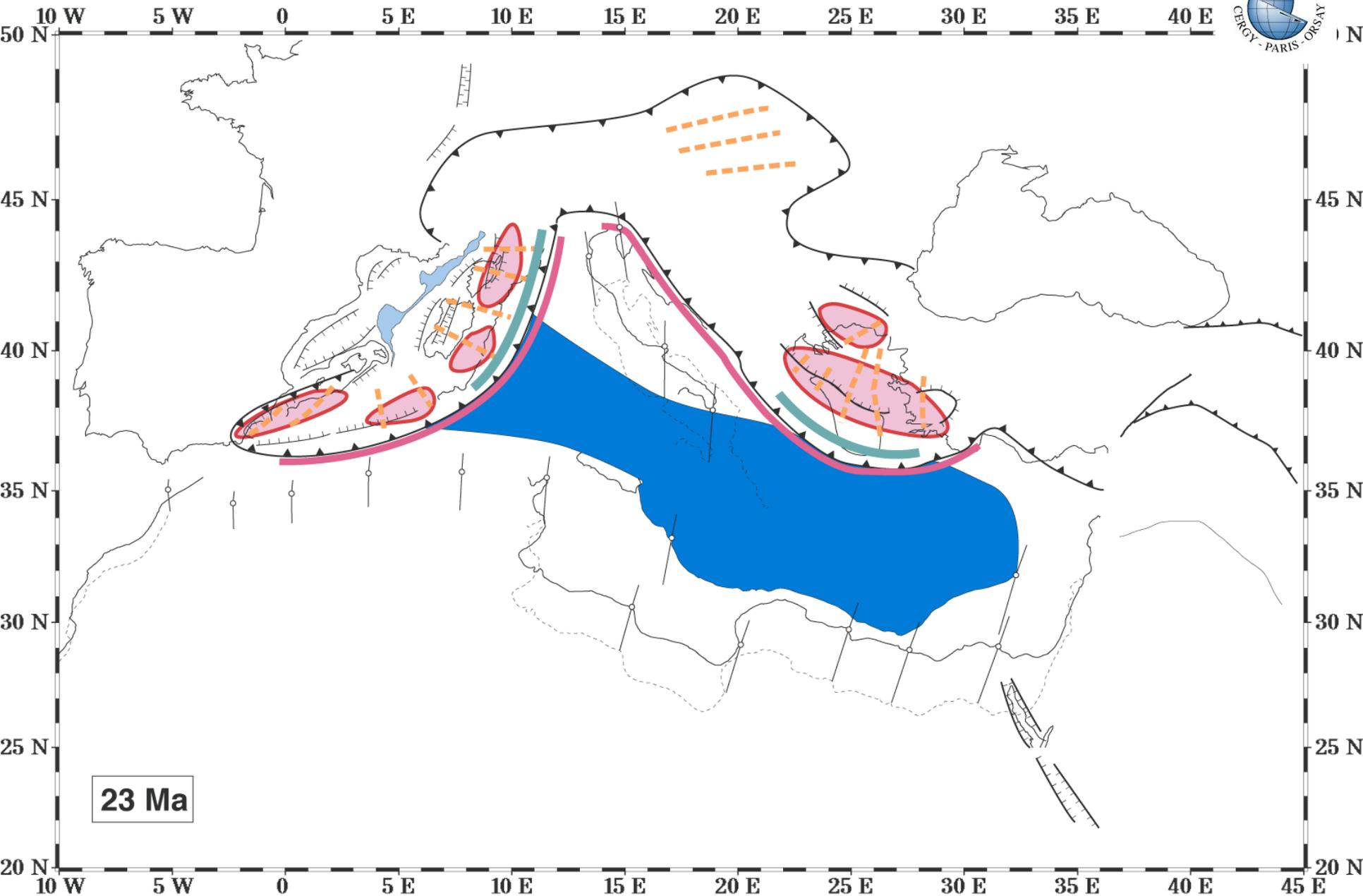
Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal



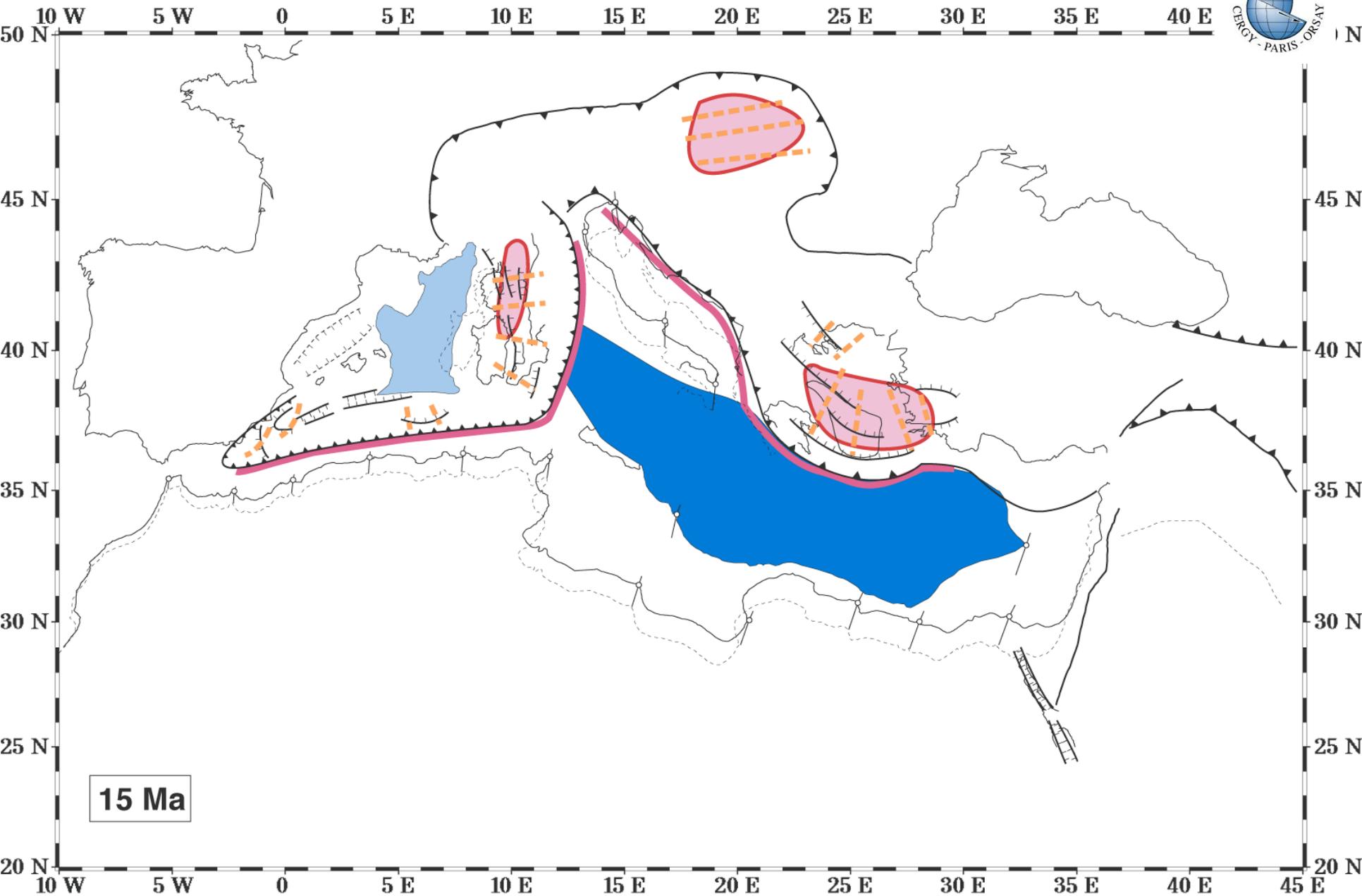
Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal



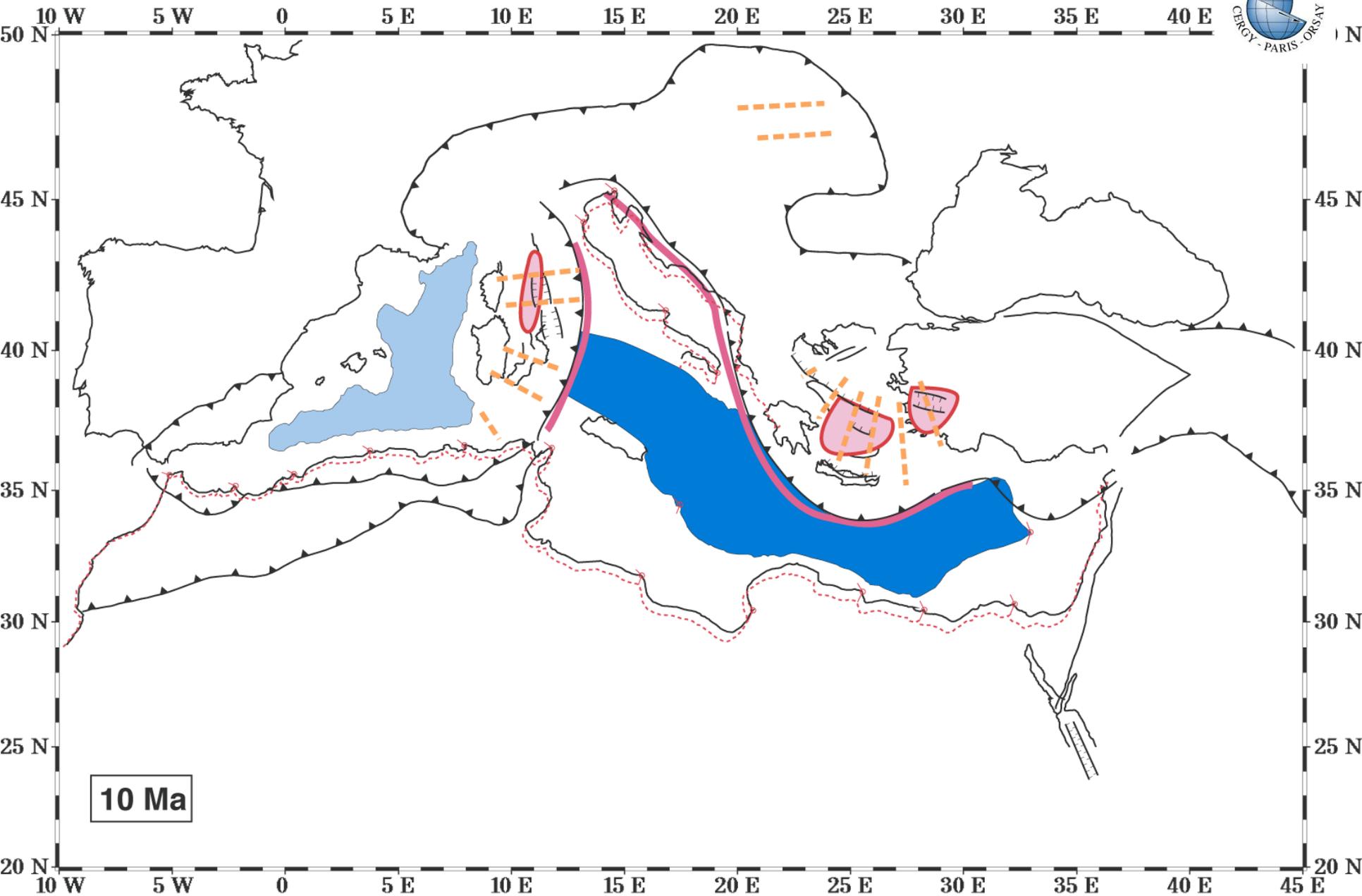
Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal



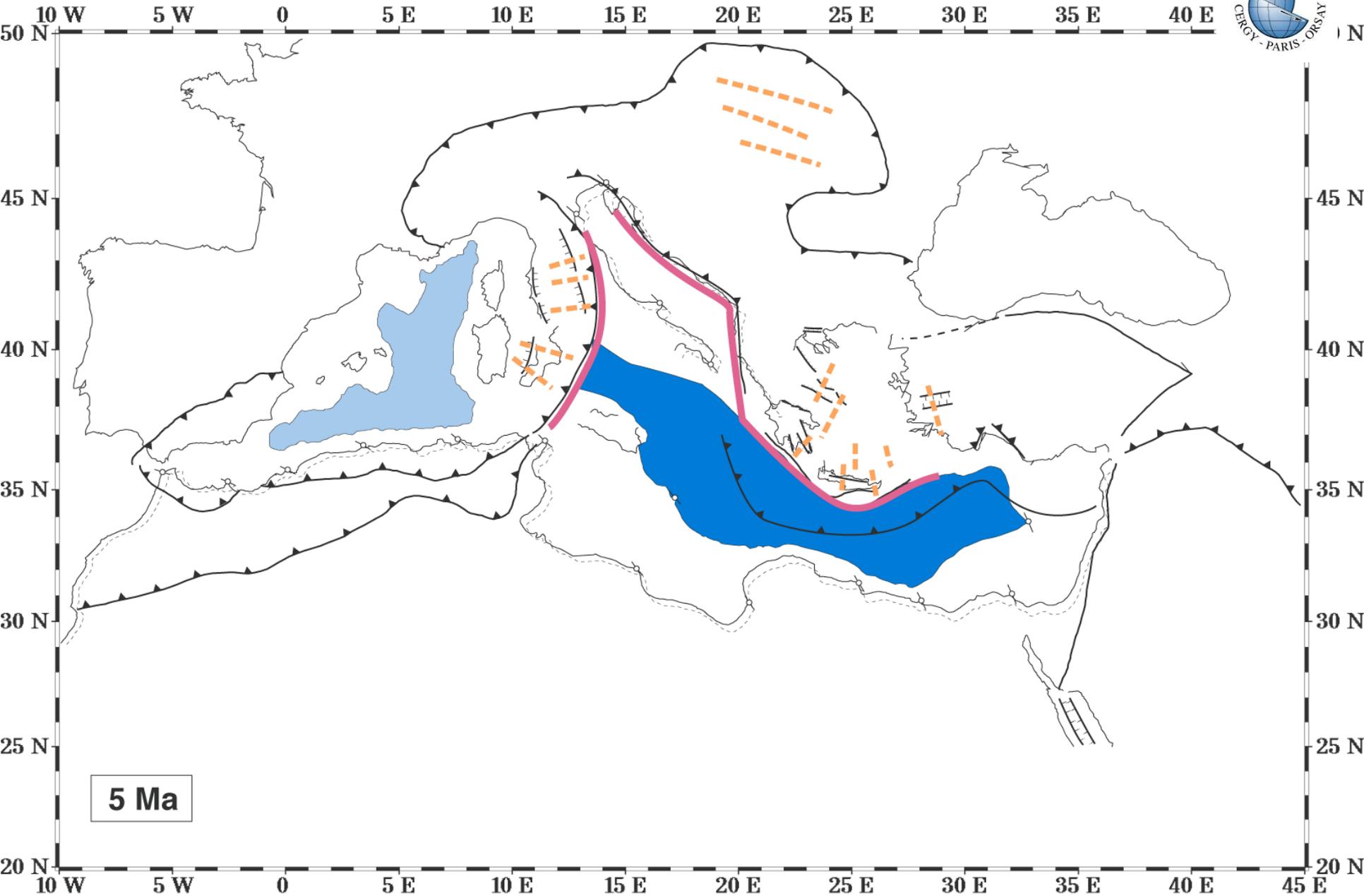
Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal



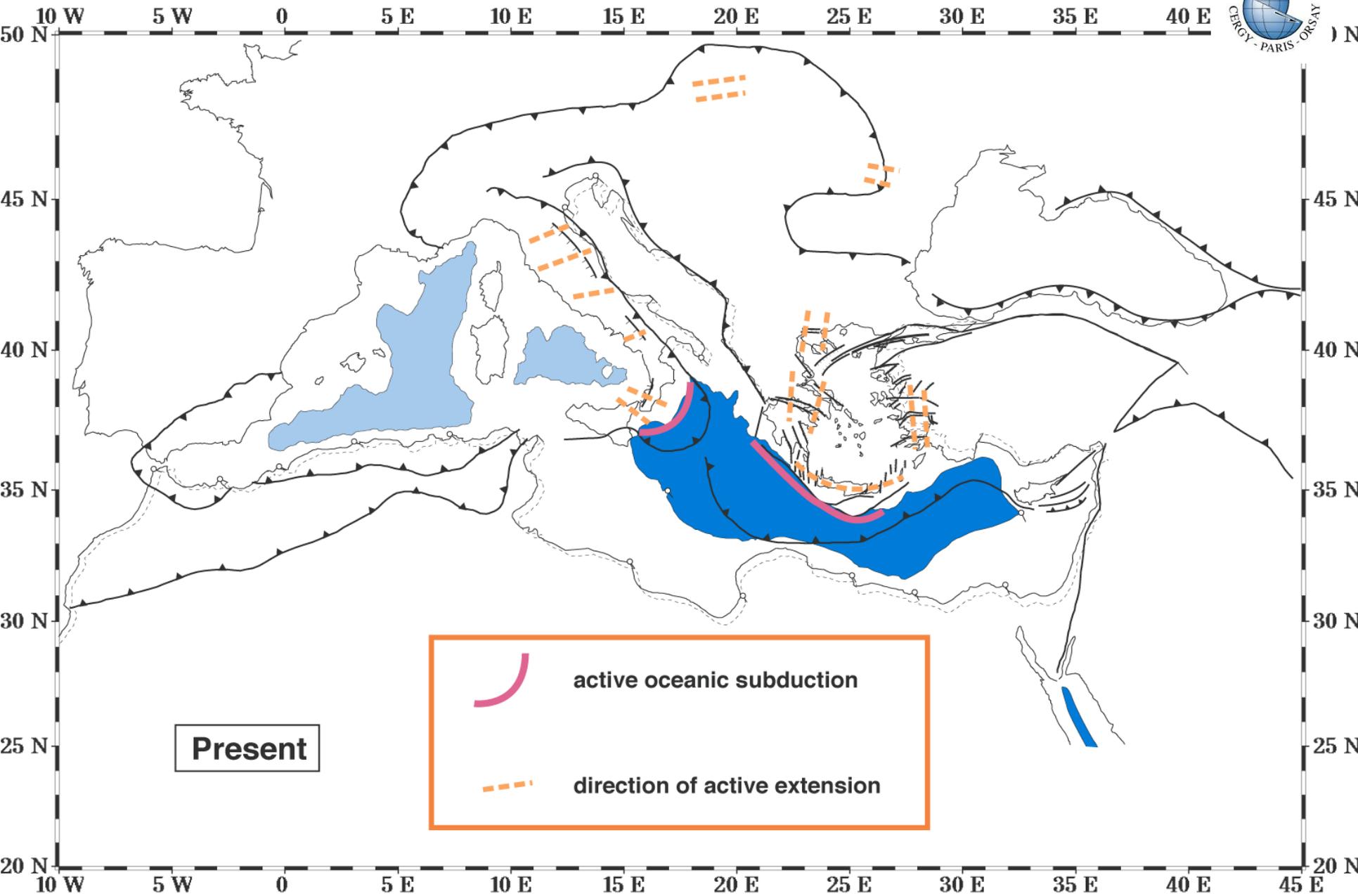
Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal



Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal



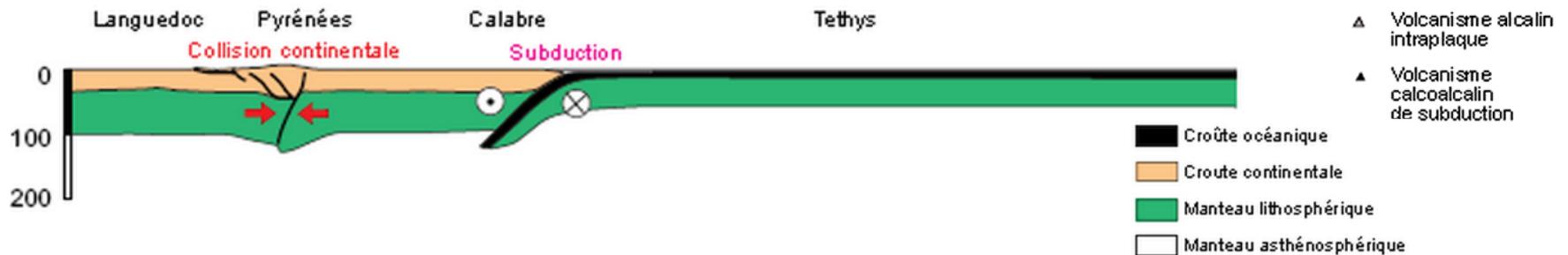
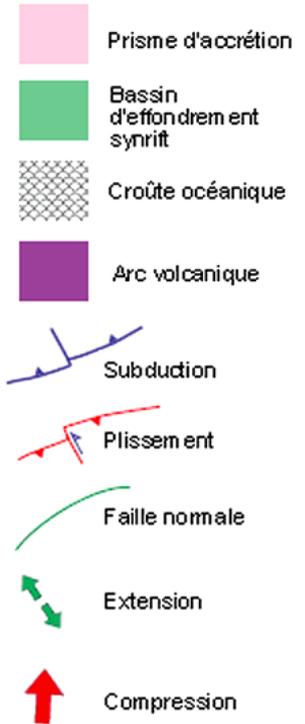
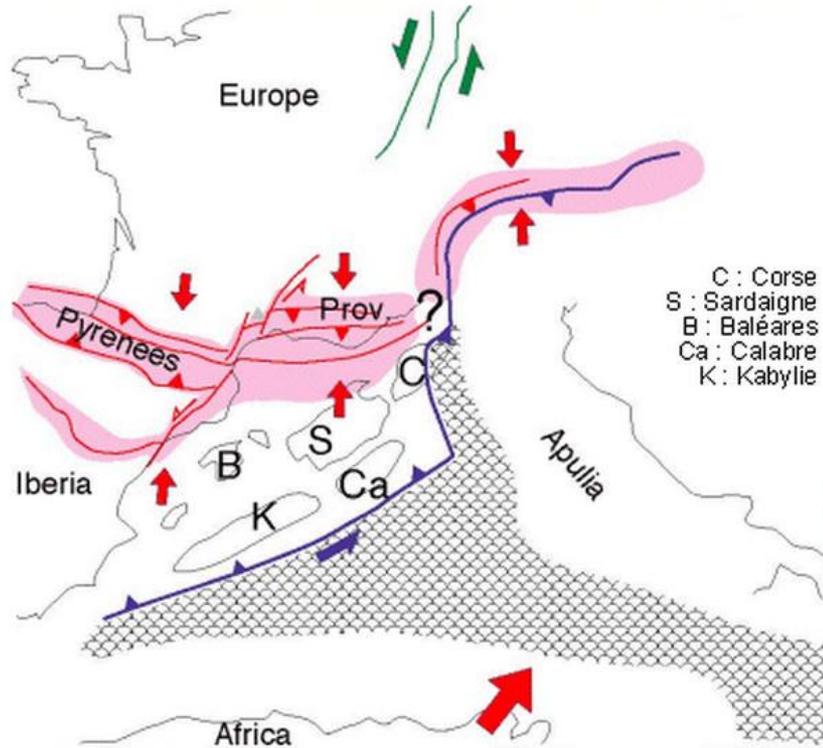
Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal



Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal

L'ouverture de la Méditerranée

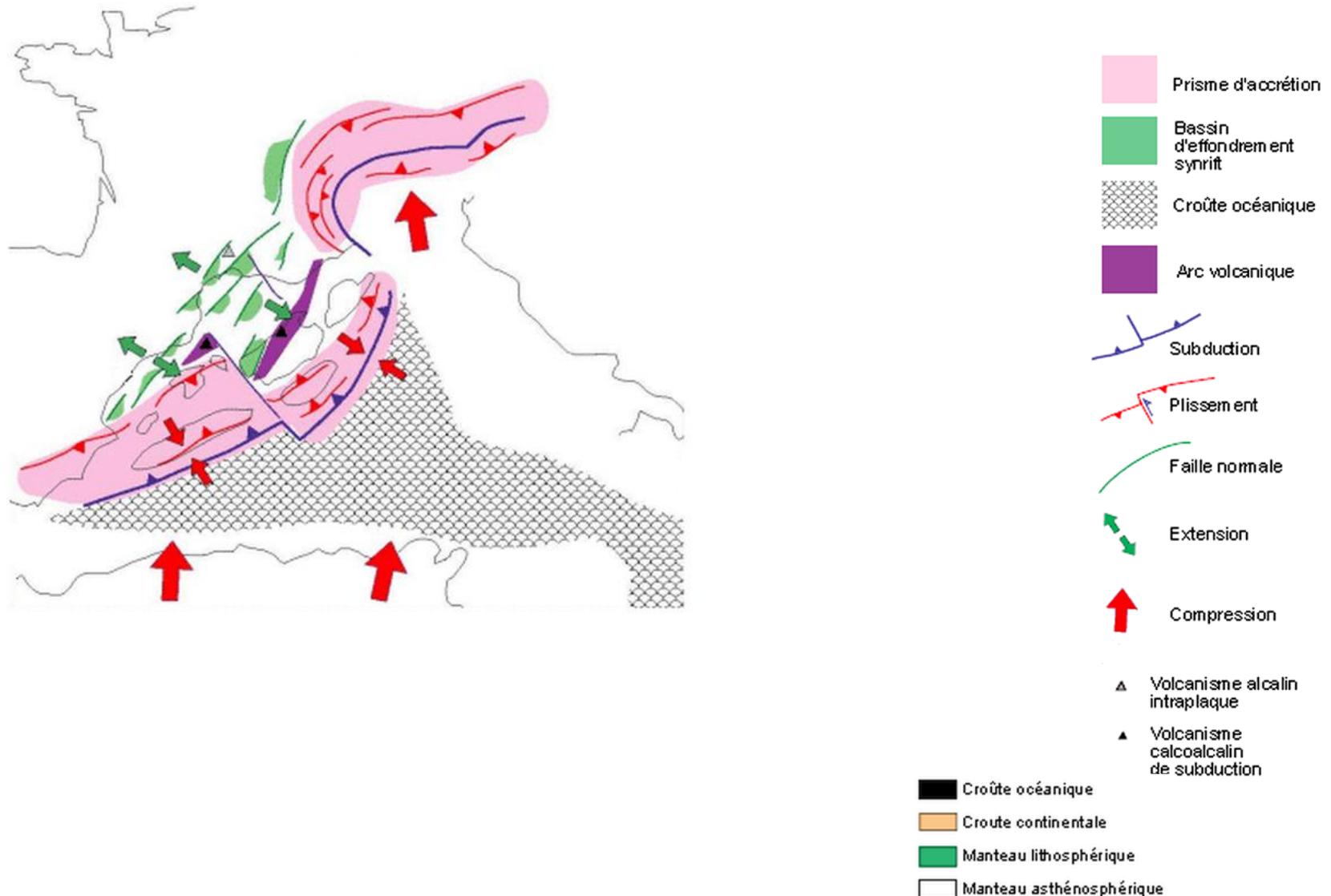
EOCENE 45 Ma



Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal

L'ouverture de la Méditerranée

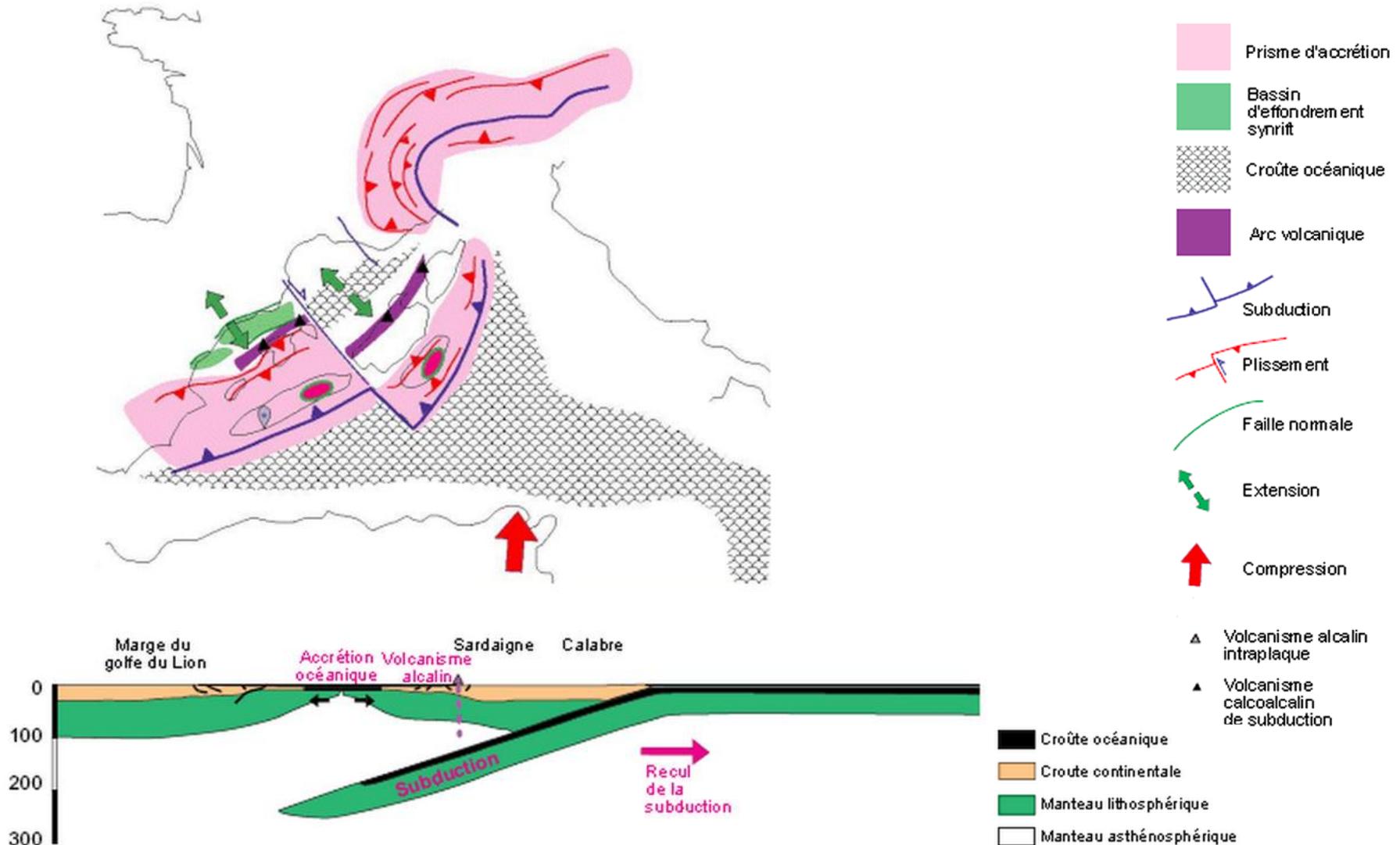
AQUITANIEN 23 Ma



Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal

L'ouverture de la Méditerranée

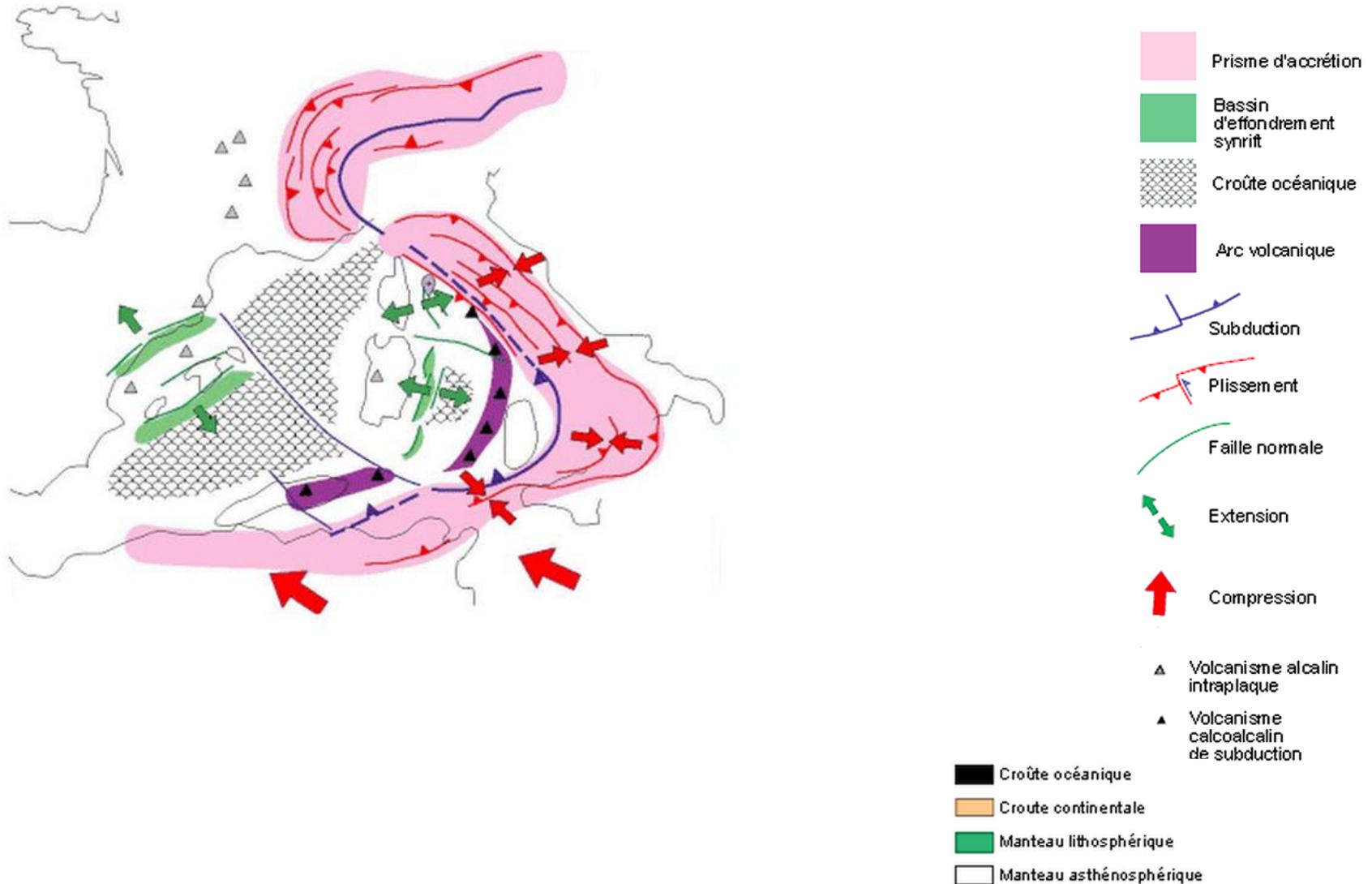
BURDIGALIEN 18 Ma



Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal

L'ouverture de la Méditerranée

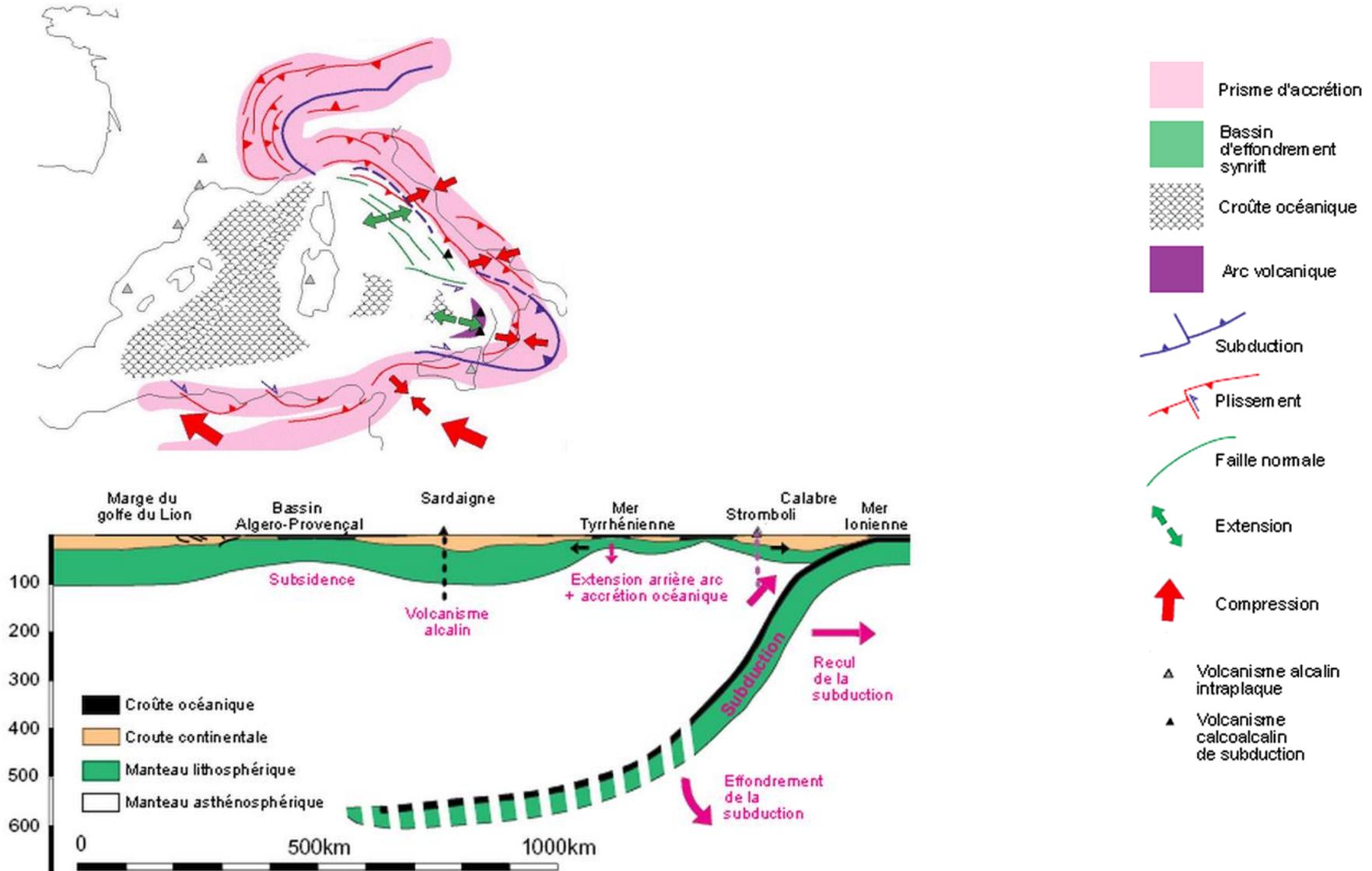
MESSINIEN 5 Ma



Exemple : l'ouverture du bassin Algéro-Provençal

L'ouverture de la Méditerranée

ACTUEL 0 Ma



FIN