

Chapitre 4 : Dynamiques et structures de compression

Introduction

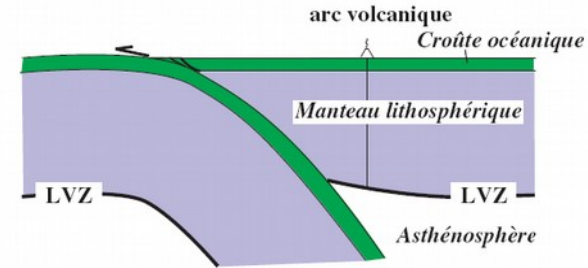
I La subduction de la croûte et de la lithosphère océaniques

1. Mécanisme

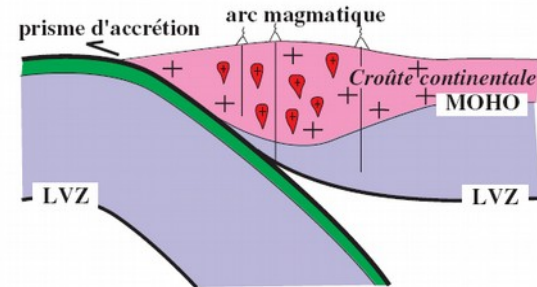
- 1.1 Plongée de la lithosphère et assimilation dans l'asthénosphère
- 1.2 Volcanisme et Séismicité

2. Structures associées

- 2.1 Les arcs volcaniques
- 2.2 Les chaînes de subduction



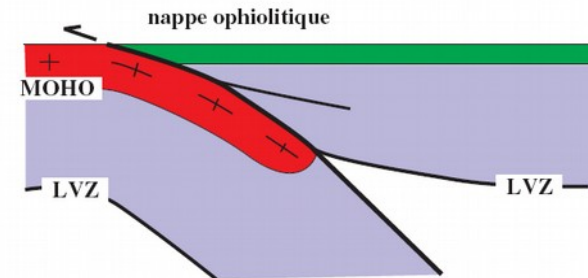
Subduction
intra-océanique



Subduction
océanique sous
une lithosphère
continentale =
marge active

II L'obduction

- 1. Le mécanisme
- 2. L'exemple d'Oman
- 3. Autres exemples



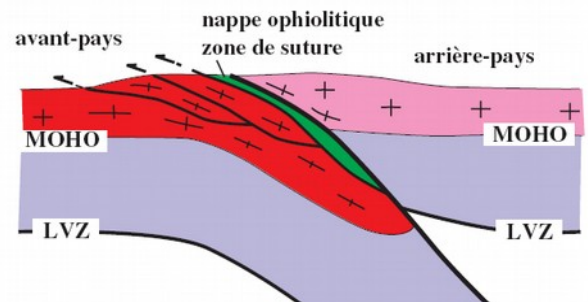
Subduction
continentale
= obduction

III Chaînes de collisions intercontinentales

- 1. Le mécanisme
- 2. L'Himalaya
- 3. Les Alpes

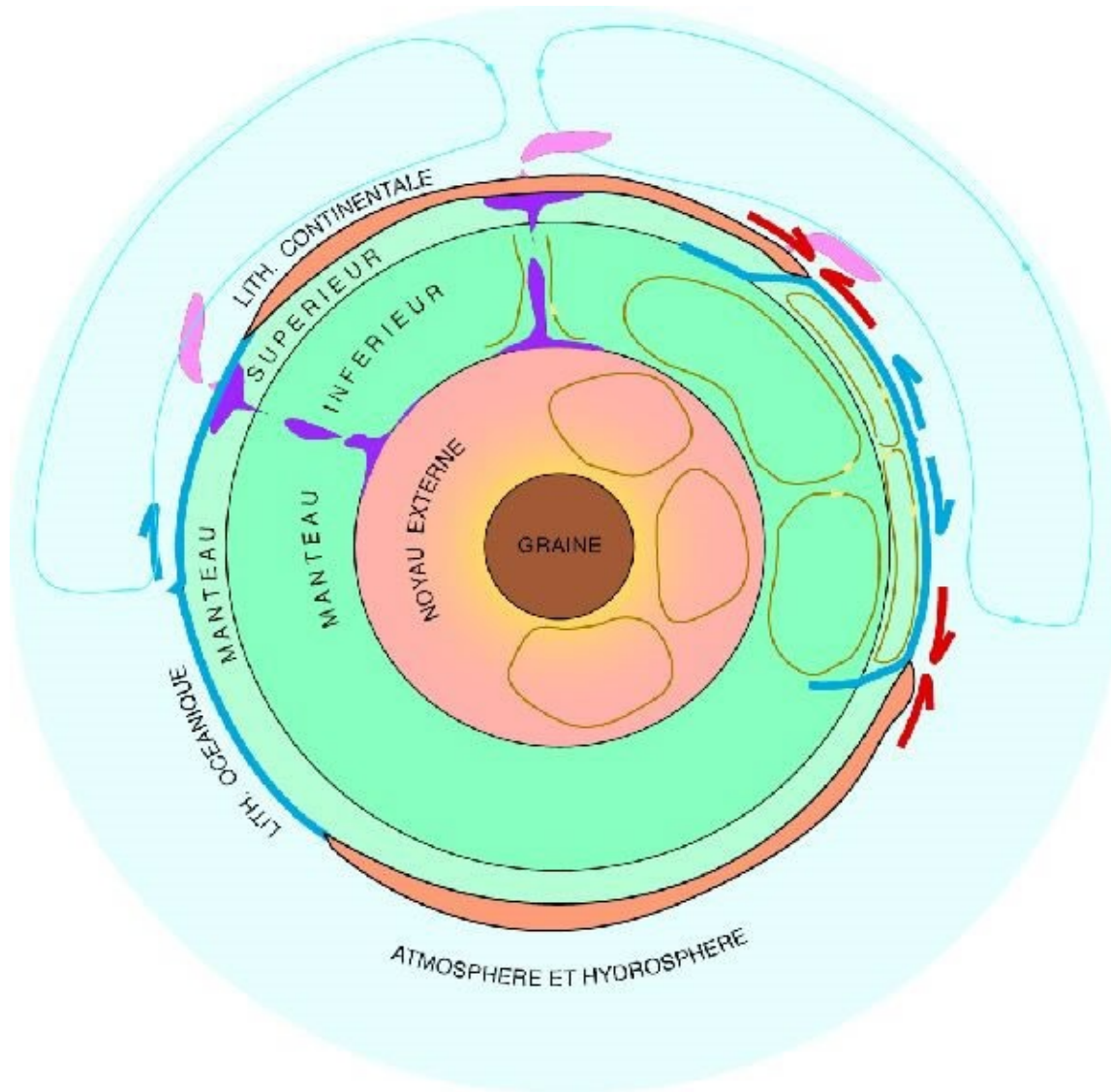
IV Chaînes et massifs intra-continentaux

- 1. Le massif central
- 2. Le Jura



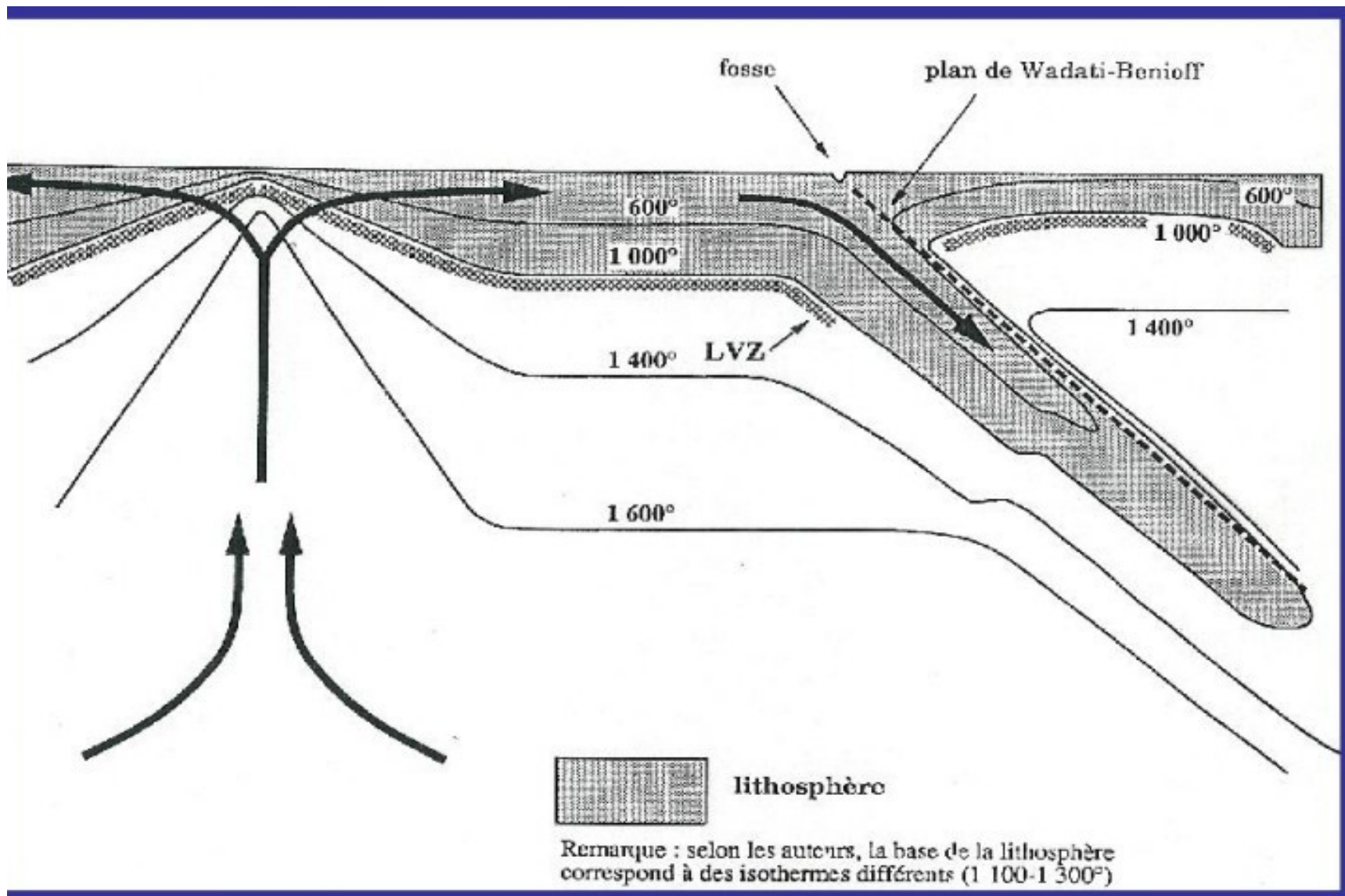
Collision
continentale

En termes de surface : formation de la croûte = destruction



Le volume de la Terre étant constant, des mécanismes de destruction compensent, en termes de surface, ceux de formation

Des dorsales aux zones de subduction

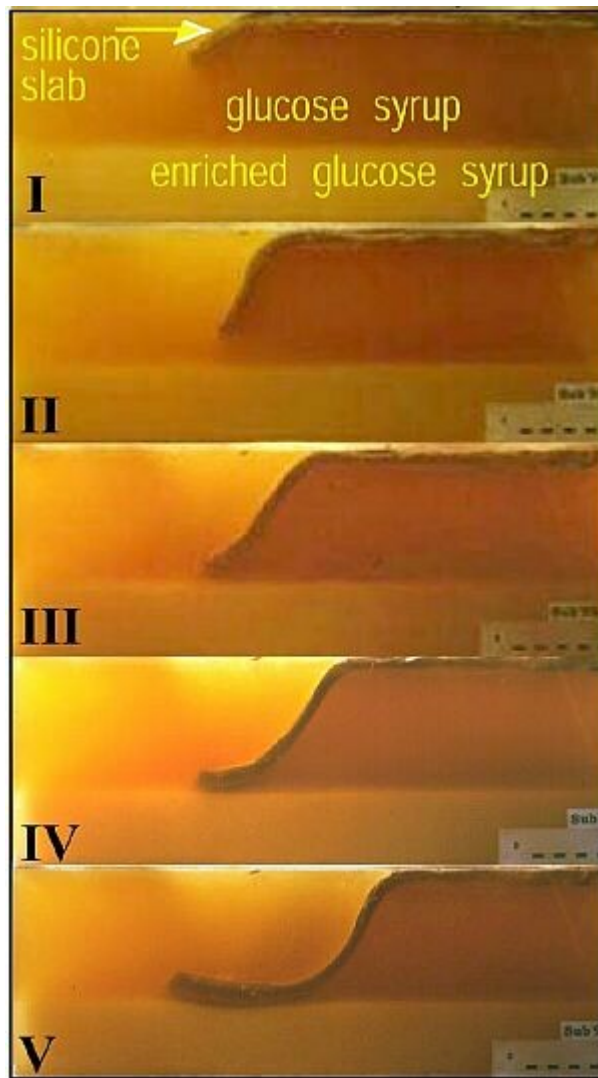


I La subduction de la croûte et de la lithosphère océaniques

1. Mécanisme

1.1 Plongée de la lithosphère et assimilation dans l'asthénosphère

Modélisation physique de la subduction



Il s'agit d'une expérience simple utilisée pour étudier le mécanisme de la subduction et qui permet d'illustrer les phénomènes.

I : Au sommet, on a une "lithosphère" faite de silicone et qui repose sur un liquide peu visqueux et dense (sirop de glucose). En dessous se trouve un sirop plus enrichi en glucose pour augmenter la viscosité.

On met à l'échelle le saut de viscosité, par rapport à la dimension du modèle, pour que cela corresponde aux estimations de sauts de viscosités entre le manteau supérieur et le manteau inférieur.

Résultats de la modélisation
(images II, III, IV, V)

Sous l'effet de son propre poids, le panneau plongeant s'enfonce et son pendage augmente au fur et à mesure de l'enfoncement.

Plus le panneau plongeant est long, plus son poids est important et plus le phénomène s'accélère C'est donc un phénomène exponentiel.

Lorsque le panneau plongeant atteint le sirop de glucose enrichi, il s'infléchit en s'approchant de cette discontinuité. Le panneau s'aplatit ensuite à l'interface "manteau supérieur - manteau inférieur".

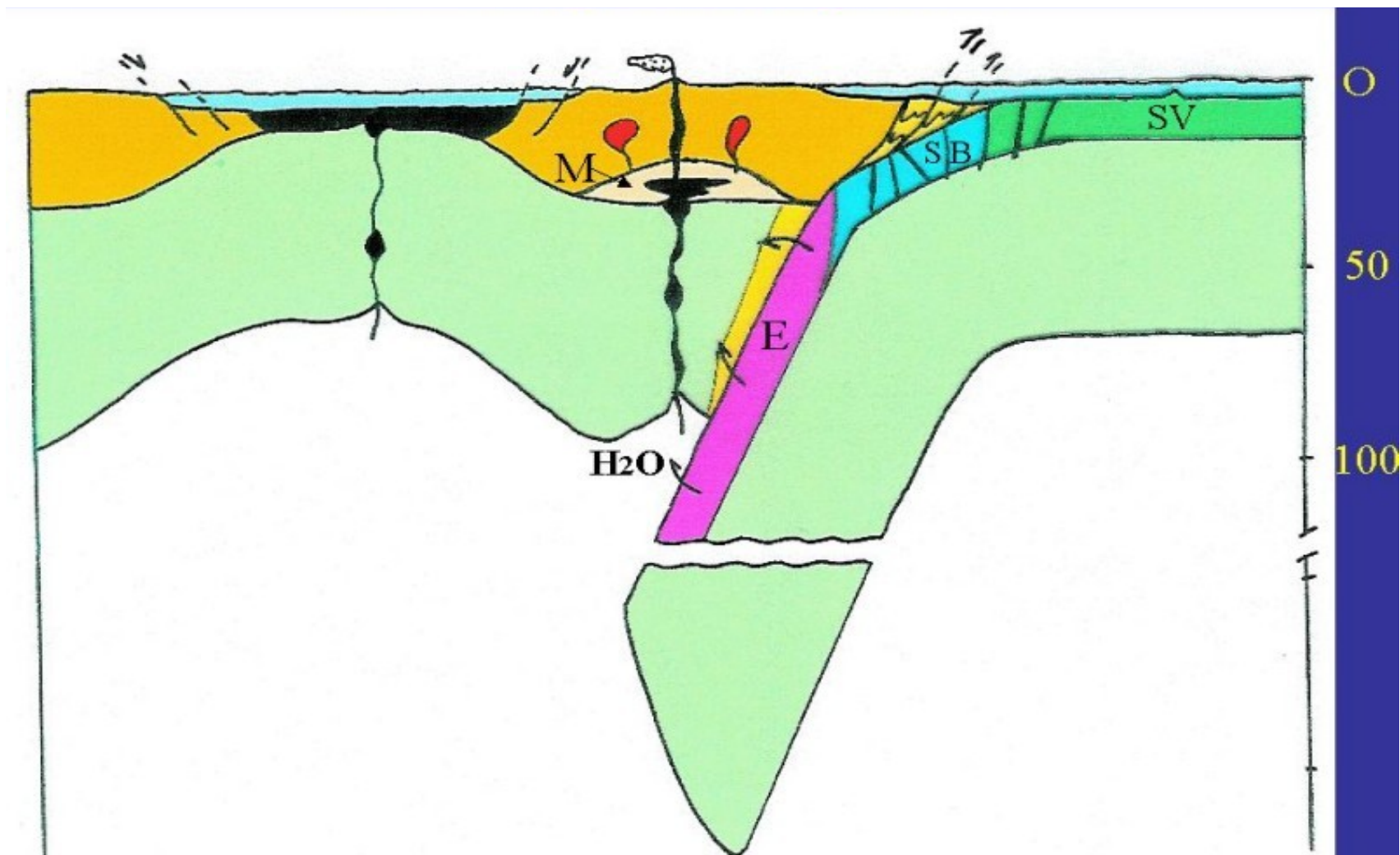
Au cours de ces étapes de modélisation, on constate que la fosse recule.

Modélisation de Claudio Faccenna Università degli studi di Roma Tre

1. Mécanisme

1.1 Plongée de la lithosphère et assimilation dans l'asthénosphère

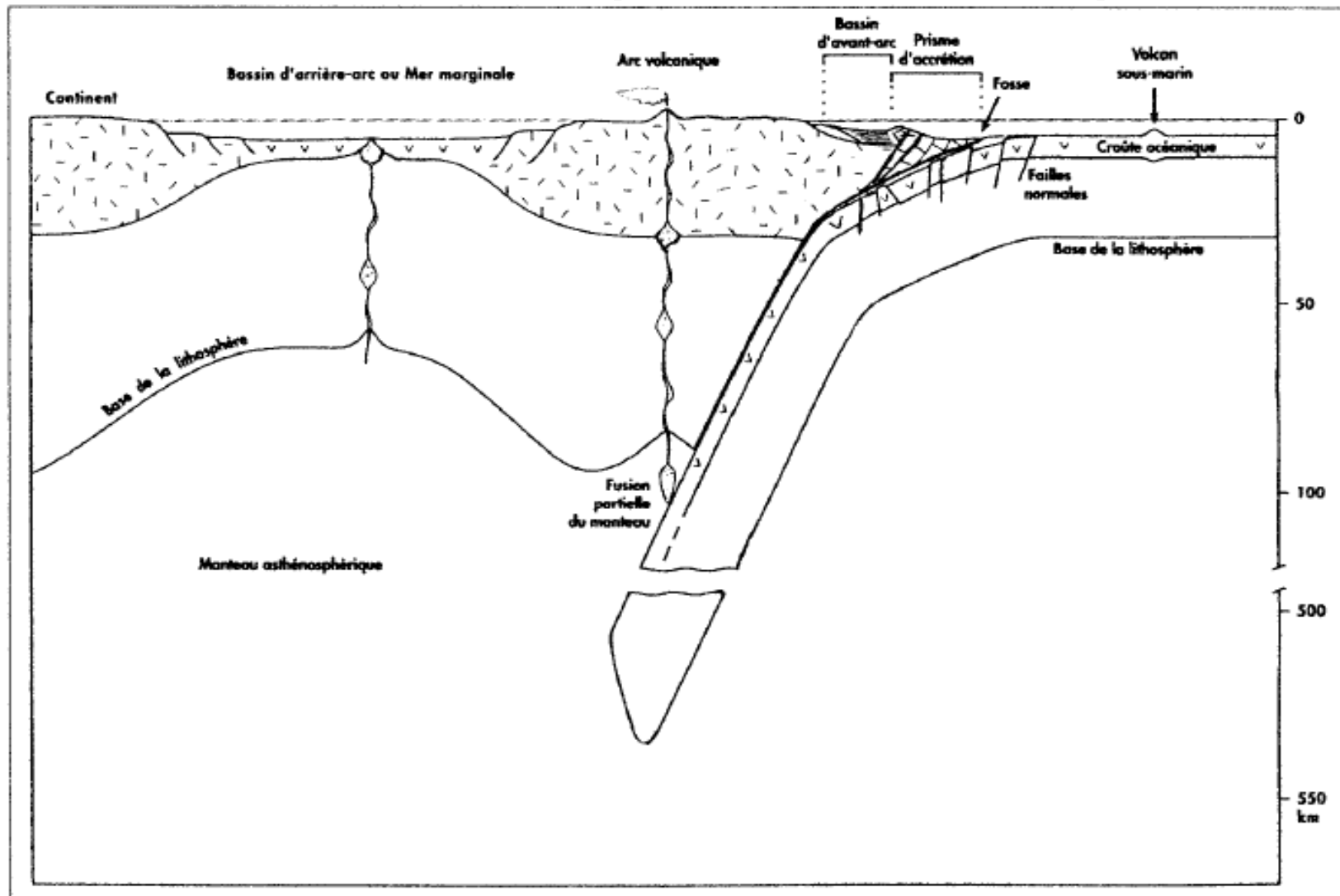
Subduction de la plaque supportant la croûte océanique



1. Mécanisme

1.1 Plongée de la lithosphère et assimilation dans l'asthénosphère

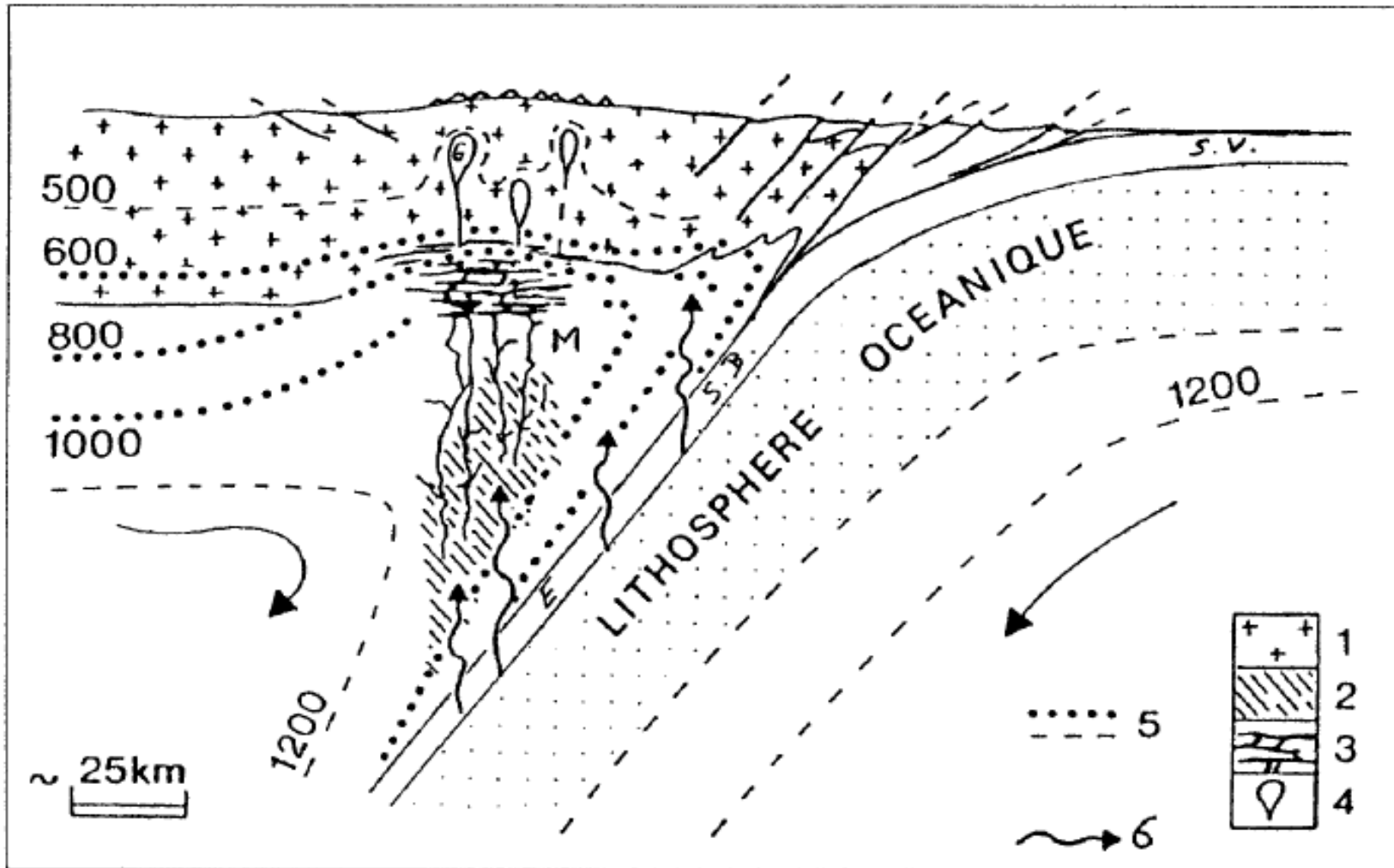
Assimilation de la lithosphère dans l'asthénosphère



1. Mécanisme

1.2 Volcanisme et Séismicité

Volcanisme associé



1. Mécanisme

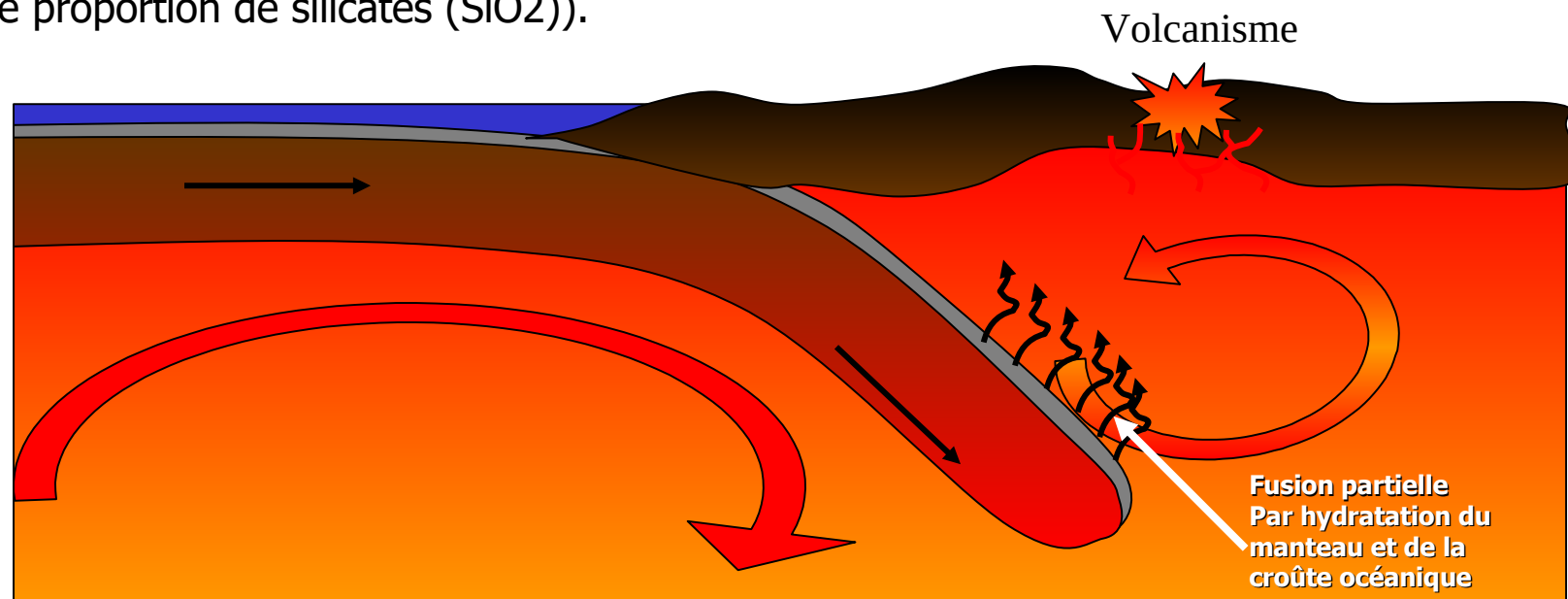
1.2 Volcanisme et Séismicité

Volcanisme associé aux zones de subduction

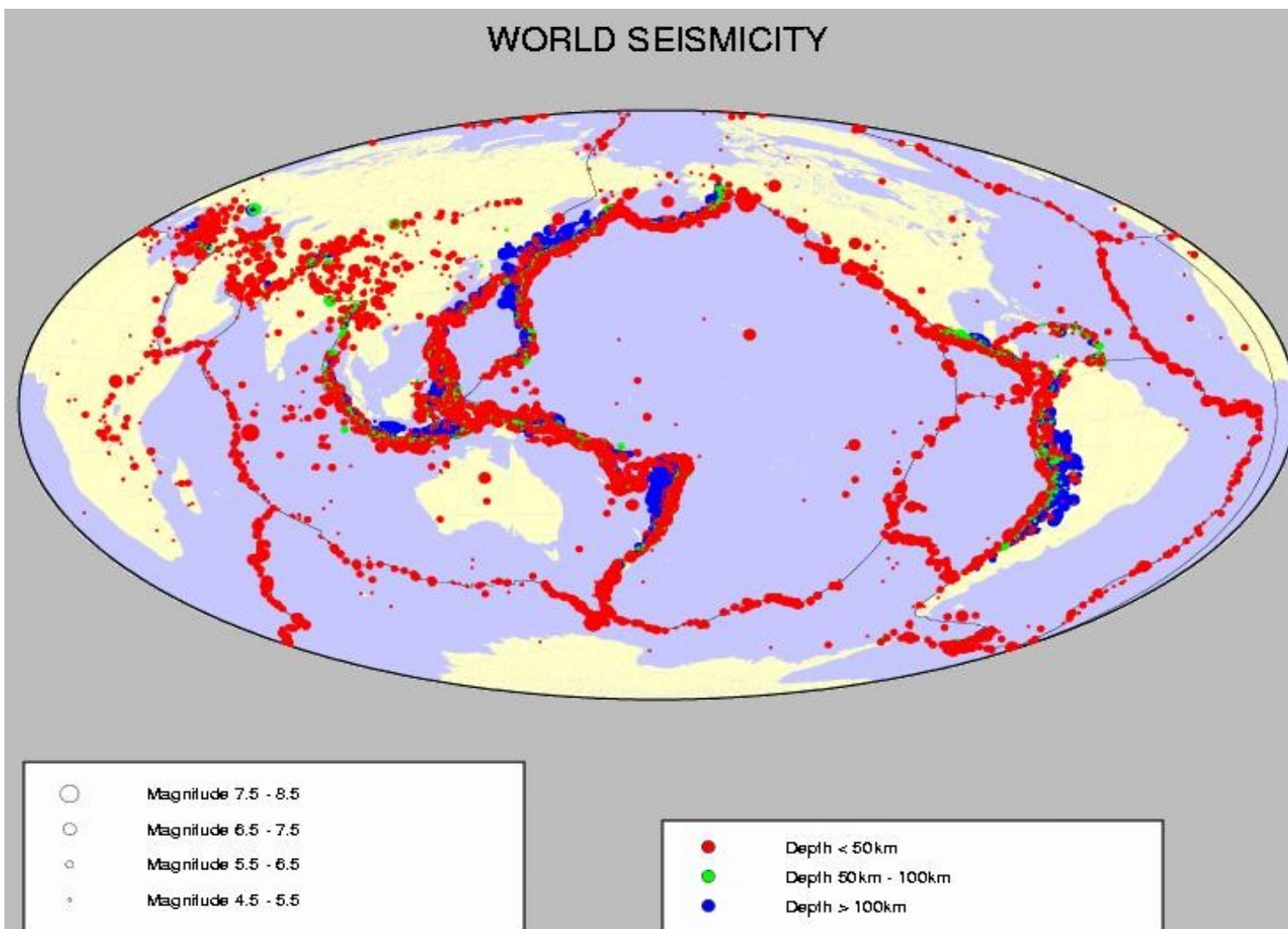
Un volcanisme intense et violent est également souvent associé aux zones subduction (cf. « ceinture de feu » du Pacifique).

Mécanisme : en plus des conséquences précédentes, en s'enfonçant, la plaque océanique, qui est chargée de sédiments et d'eau, va se déshydrater au profit de l'asthénosphère qui se trouve en contact.

La viscosité locale va donc baisser et favoriser l'apparition de cellules de convection secondaires qui provoquent une **érosion thermique de la Lithosphère**, fusion du matériel asthénosphérique, remontée du magma ainsi formé et apparition d'un **volcanisme explosif** (de type **andésitique** : forte proportion de silicates (SiO_2)).



Sismicité associée aux zones de subduction 1/3



La plupart des séismes, en particuliers les séismes profonds, sont associés à la subduction.

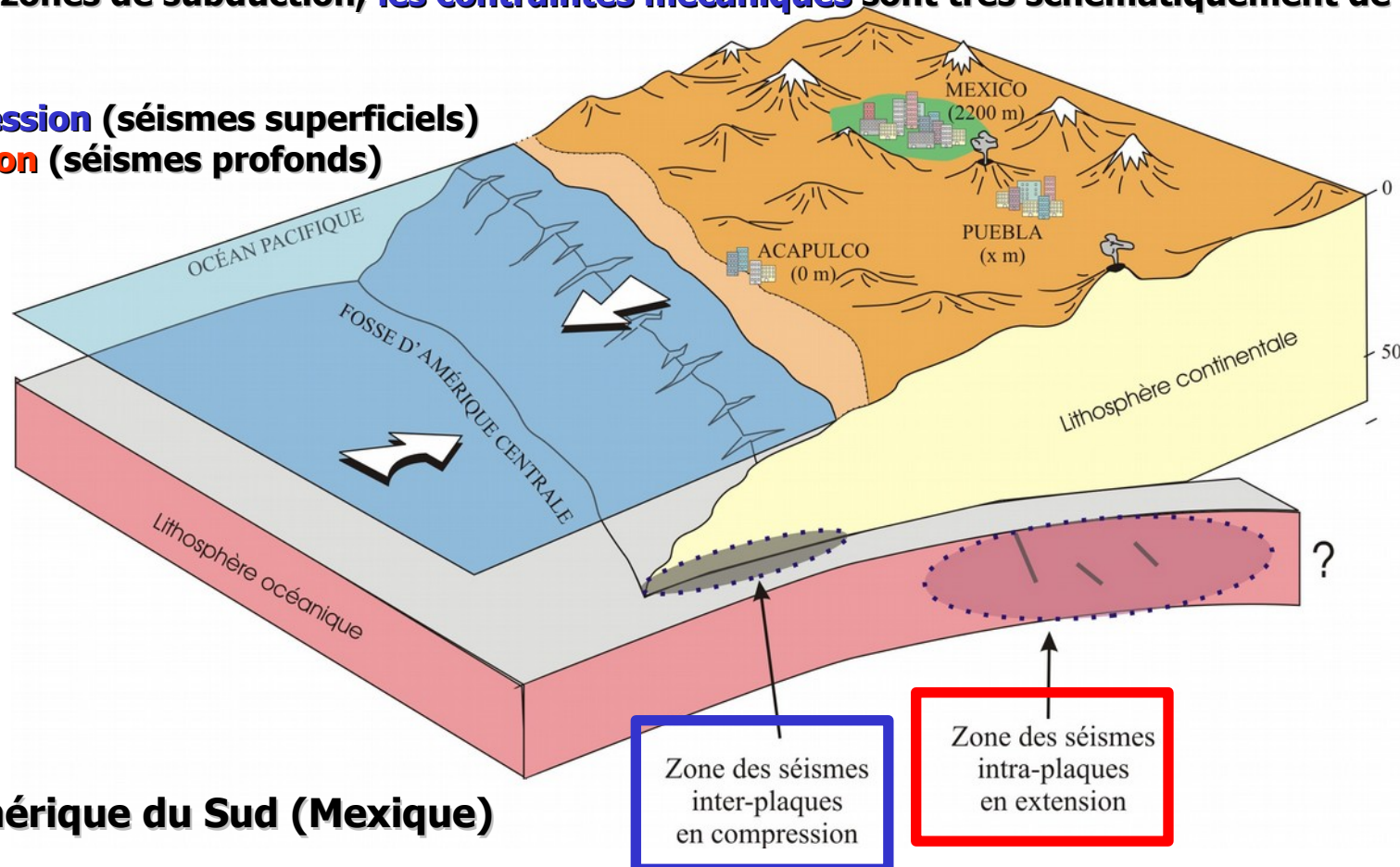
Sismicité associée aux zones de subduction 2/3

Les séismes sont liés à la libération de contraintes mécaniques au sein de la lithosphère (rigide), qui génèrent des **ondes sismiques (P, S)**

• **80 %** de l'énergie sismique totale dissipée l'est au niveau des zones de subduction.

Dans les zones de subduction, les **contraintes mécaniques** sont très schématiquement de deux types :

- **Compression** (séismes superficiels)
- **Extension** (séismes profonds)



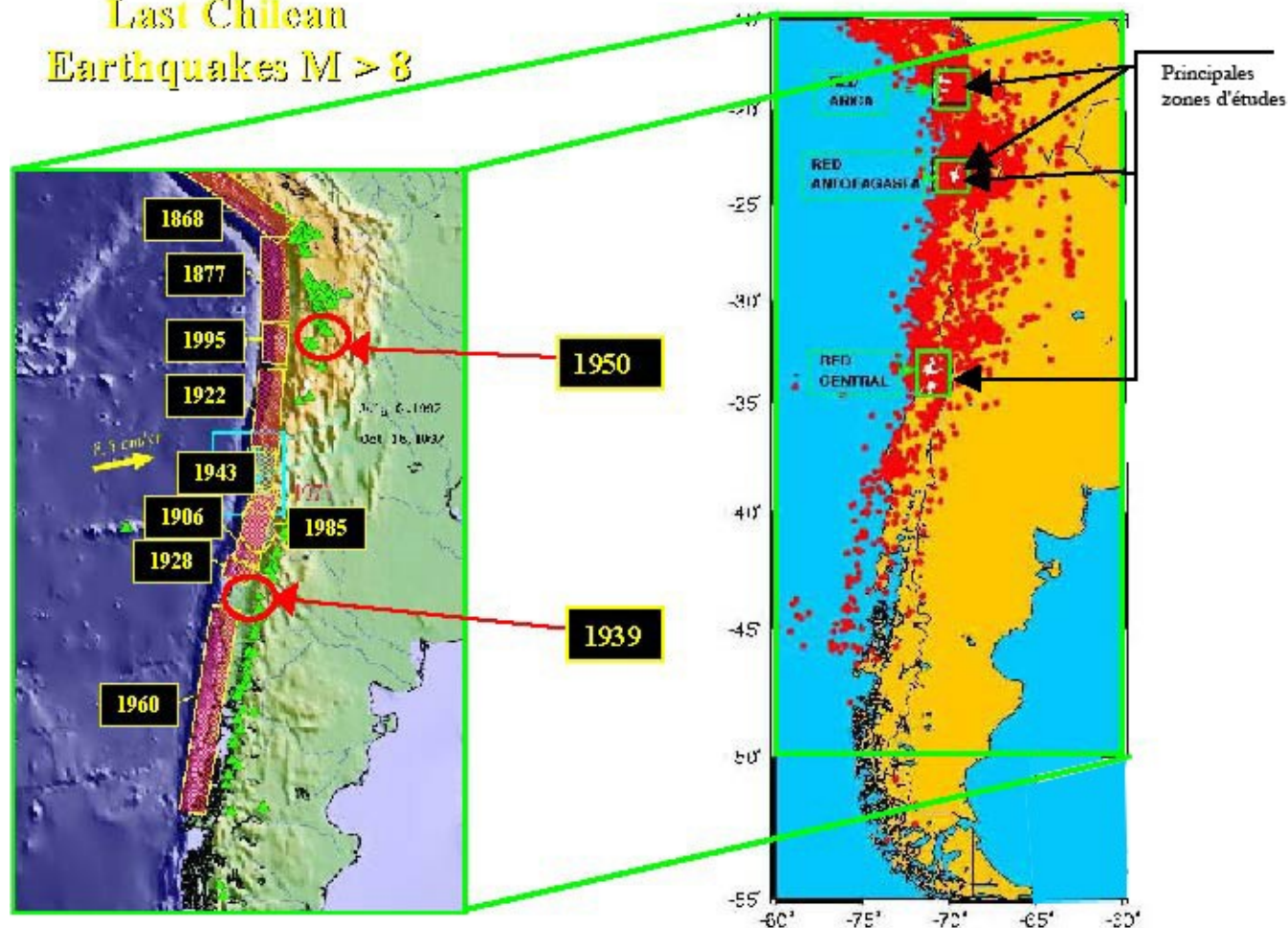
Ex : Amérique du Sud (Mexique)

Subduction et séismicité : l'exemple du Chili 3/3

Derniers grands tremblements de Terre historiques le long de la zone de subduction chilienne.

Sismicité des 40 dernières années et principales régions d'études.

Last Chilean Earthquakes M > 8



Les zones violettes matérialisent les zones de ruptures des grands séismes de subduction. Les événements de 1934 et 1950 sont des événements intraplaques.

Synthèse

En plongeant la lithosphère est soumise à plusieurs contraintes conduisant à son réchauffement :

Conduction

Augmentation de pression

Frottements et cisaillement entre les plaques

→ Plusieurs changements de phase (70 puis 300 km)

Vers 600 – 700 km les matériaux rentrent en fusion : 700 km c'est la limite inférieure à laquelle on observe les foyers sismiques (les séismes ne peuvent exister que si les matériaux sont à l'état solide ...)

Des composés volatils (de l'eau principalement) sont entraînés vers l'asthénosphère par la plaque océanique qui s'enfonce

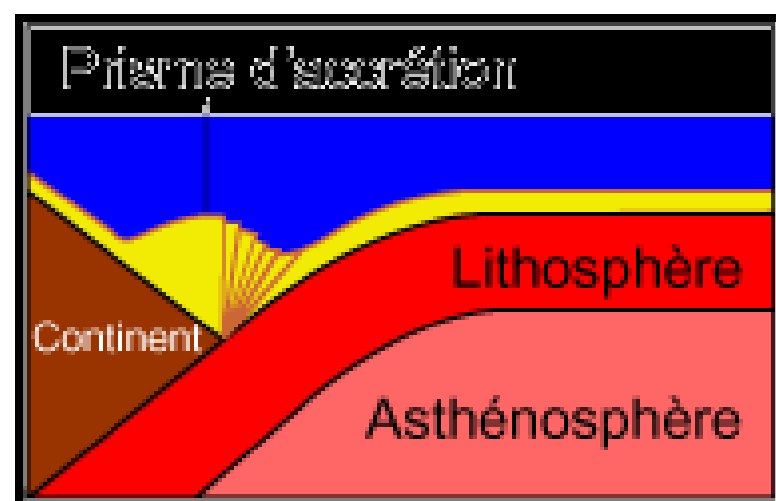
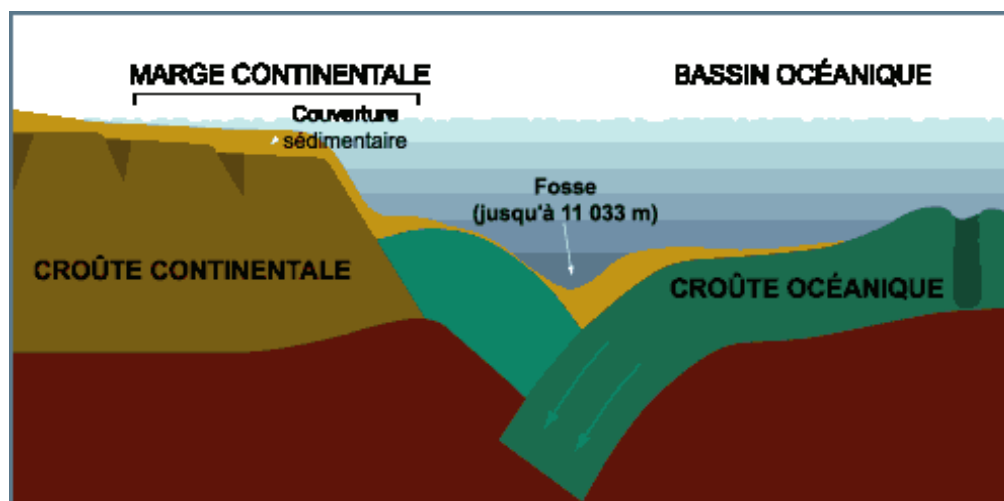
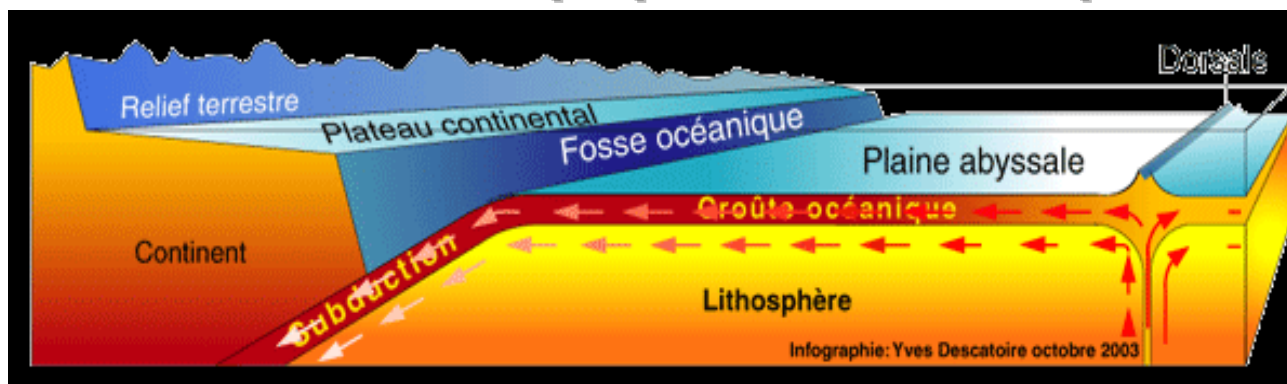
Ces composés abaissent la température de fusion des minéraux avec lesquels ils sont entraînés

Ces minéraux remontent en surface, ils acquièrent une composition calco-alcaline

Une partie de ces produits parvient en surface par les volcans, tandis que les matériaux qui se refroidissent et se solidifient en profondeur forment des roches « plutoniques » tels le granite

→ c'est le mécanisme principal de la formation de nouvelle croûte continentale (cf. TD)

Subduction implique fosse océanique



Dans l'Océan Pacifique :

Fosse des Mariannes (- 11 900 m), près de l'île de Guam (fosse Challenger)

Fosse de Tonga (- 10 880 m), Fosse des Philippines (-10 500 m), Fosse de Kermadec (- 10 050 m), Fosse des Kouriles (-9 500m) près du Japon.

Dans l'Océan Indien : Fosse d'Amirauté (- 9 500 m)

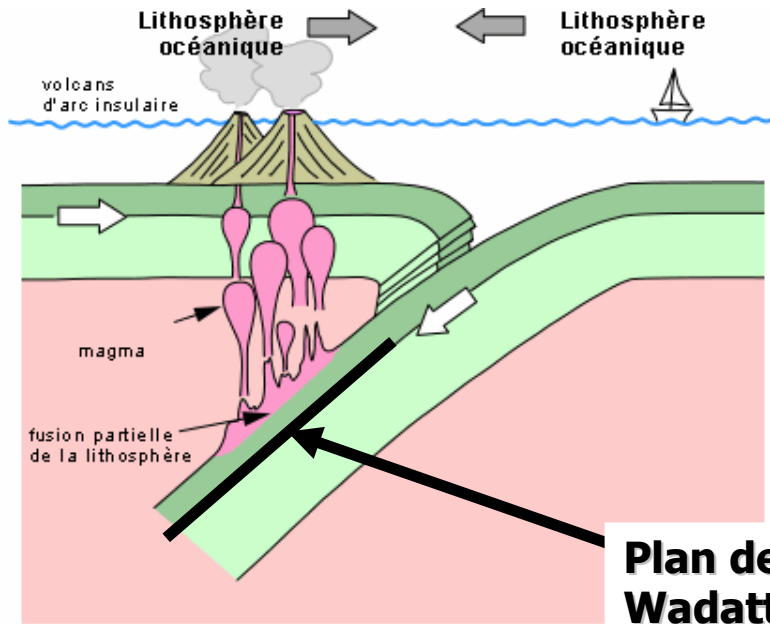
Dans l'Océan Atlantique : Fosse de Puerto Rico (- 8 400 m)

Les principales zones de subduction



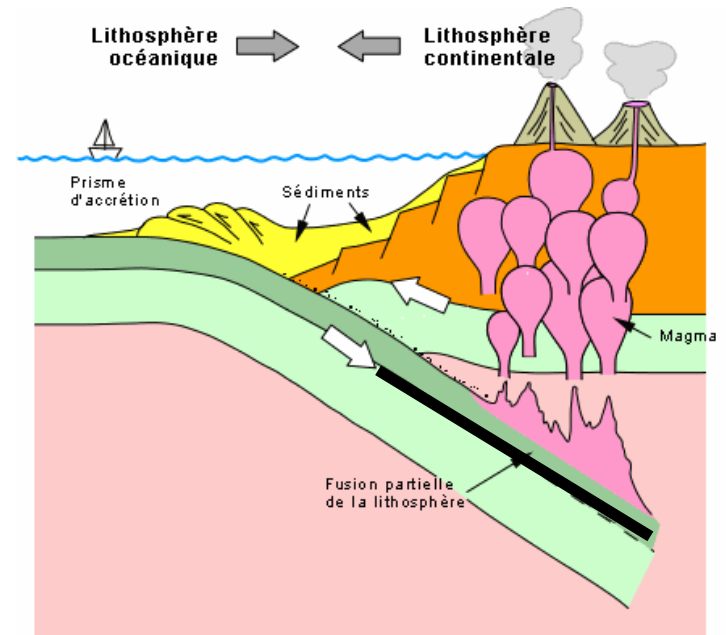
2 cas de subduction

Les arcs volcaniques



Illustré sur la partie sud de la
marge occidentale du Pacifique

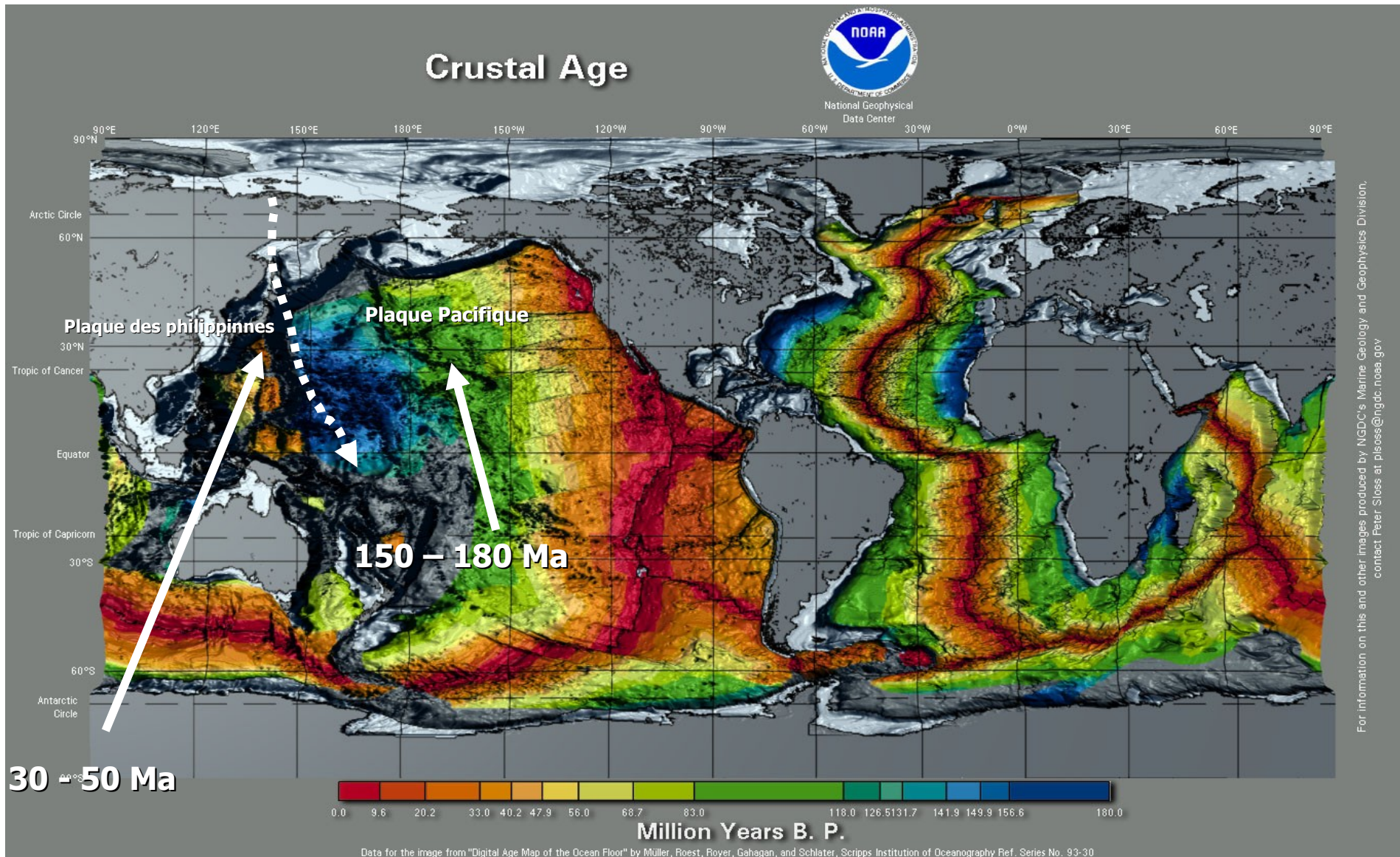
Les chaînes de subduction



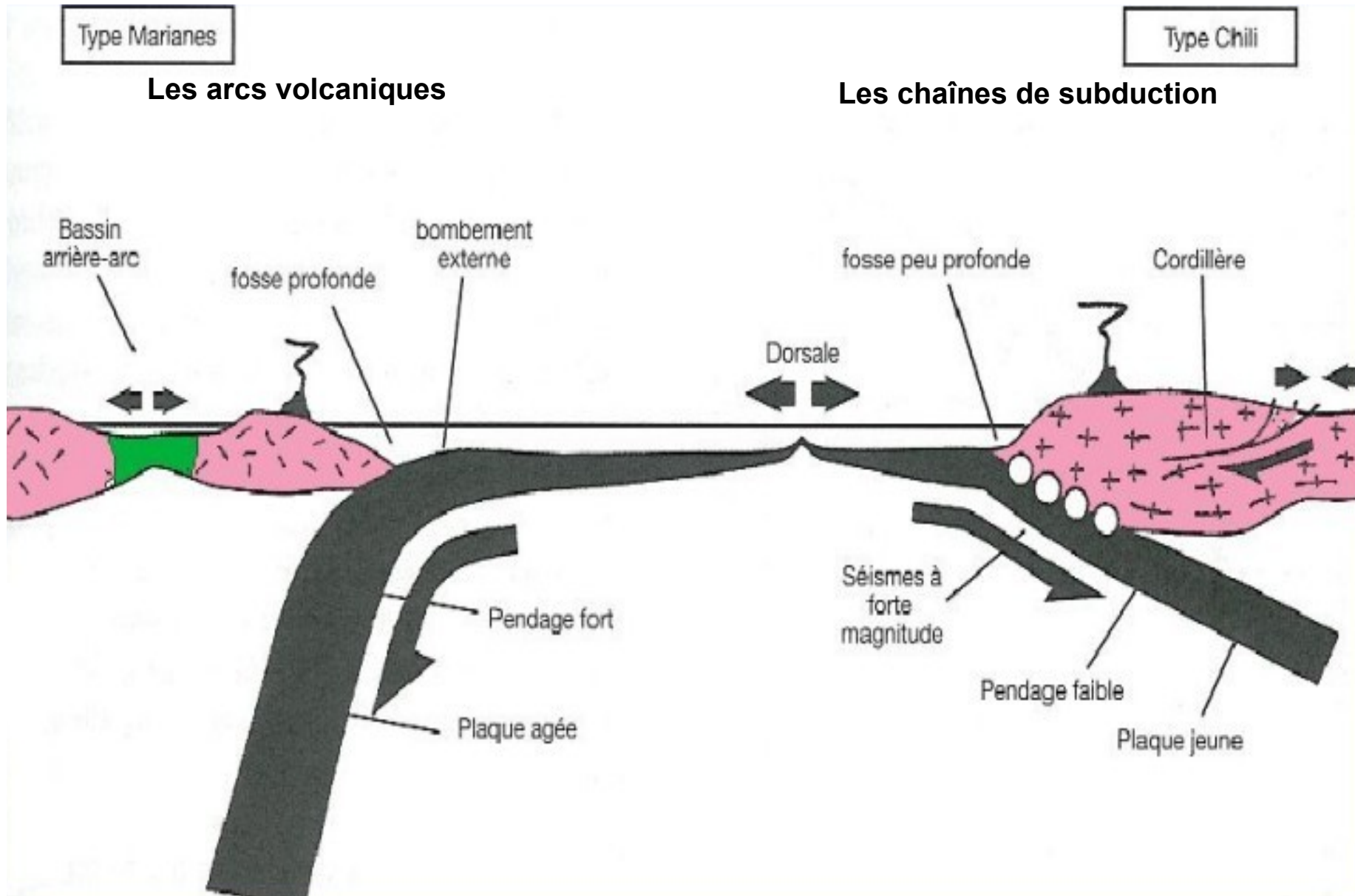
Illustré sur l'ensemble de la
marge orientale du Pacifique
(côtes Nord et Sud-Américaine)

Dans les deux cas la plaque la plus dense plonge sous la plaque la plus légère

2. Structures associées



DEUX TYPES DE STRUCTURES



Structures associées aux zones de subduction océanique

Elles vont principalement être déterminées par la nature de la plaque lithosphérique subductante (« chevauchante ») mais également par l'âge de la lithosphère océanique subductée (« plongeante »)

→ Éloignement de la dorsale (où elle a été créée) → refroidissement, épaisissement (à 1000 km de la dorsale, la lithosphère océanique atteint une épaisseur de 80 km), augmentation de **densité**.

- **Plaques lithosphériques âgées** (Pacifique Ouest) → plongent facilement dans l'asthénosphère : plan de Bénioff très incliné (ex : Kouriles, Mariannes, ...)

→ arcs volcaniques

- **Plaques lithosphériques jeunes** (Nazca) → résistance à l'enfoncement dans la lithosphère → plan de Bénioff peu incliné (ex : Pérou, Chili)

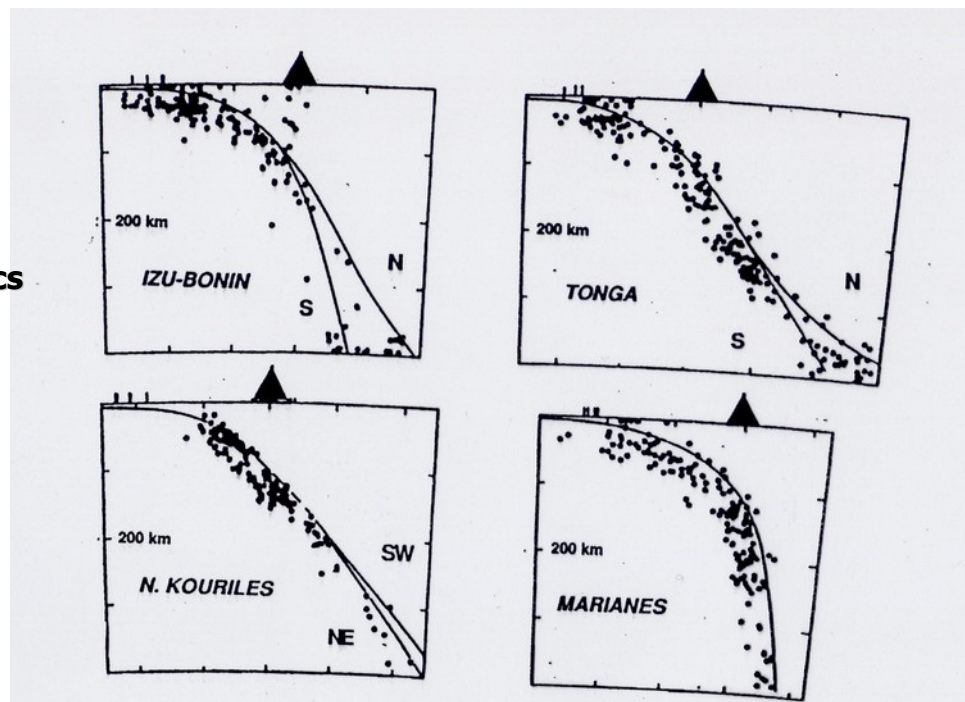
→ chaînes de subduction

2. Structures associées

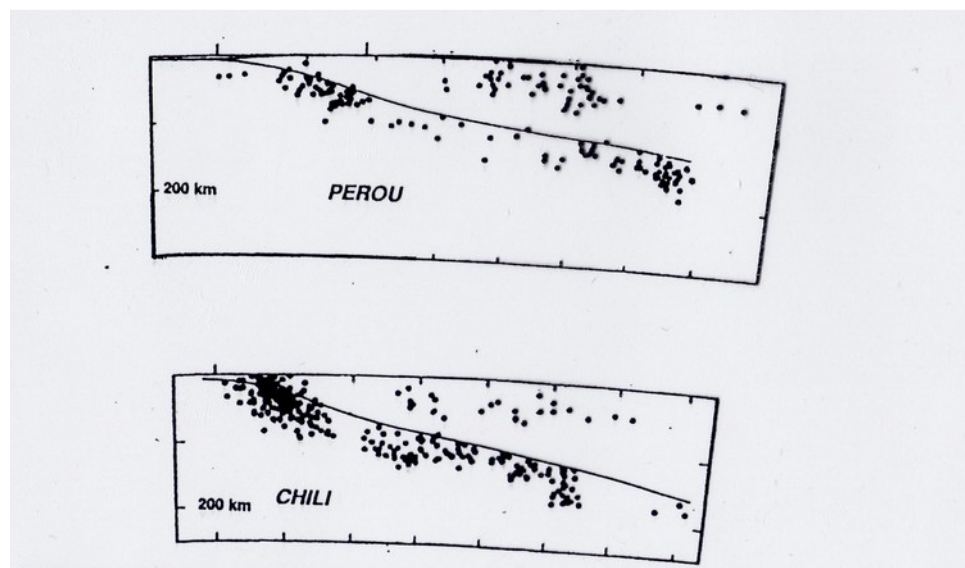
Illustration : différentes inclinaisons du plan de Bénihoff

Les triangles noirs représentent l'emplacement des arcs volcaniques

Plaque subductée âgée



Plaque subductée jeune



2. Structures associées

2.1 Les arcs volcaniques

• les arcs volcaniques

Une succession d'éléments (dans le sens de la plaque subductée)

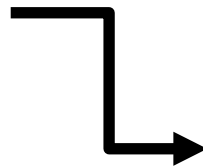
1) **Fosses de subduction** (\Rightarrow 10 km : fosses des mariannes)

Pente externe convexe douce 2 – 5 %

Pente interne plus forte

Présence d'un prisme d'accrétion

2) Éventuellement **arc sédimentaire**



Si émergence \rightarrow **bassin avant-arc**

3) **arc volcanique** proprement dit

à substrat océanique (Mariannes, petites Antilles)

à substrat continental (plaque subductée océa. / subductante continentale)

- sur une marge continentale émergée (Aléoutiennes)

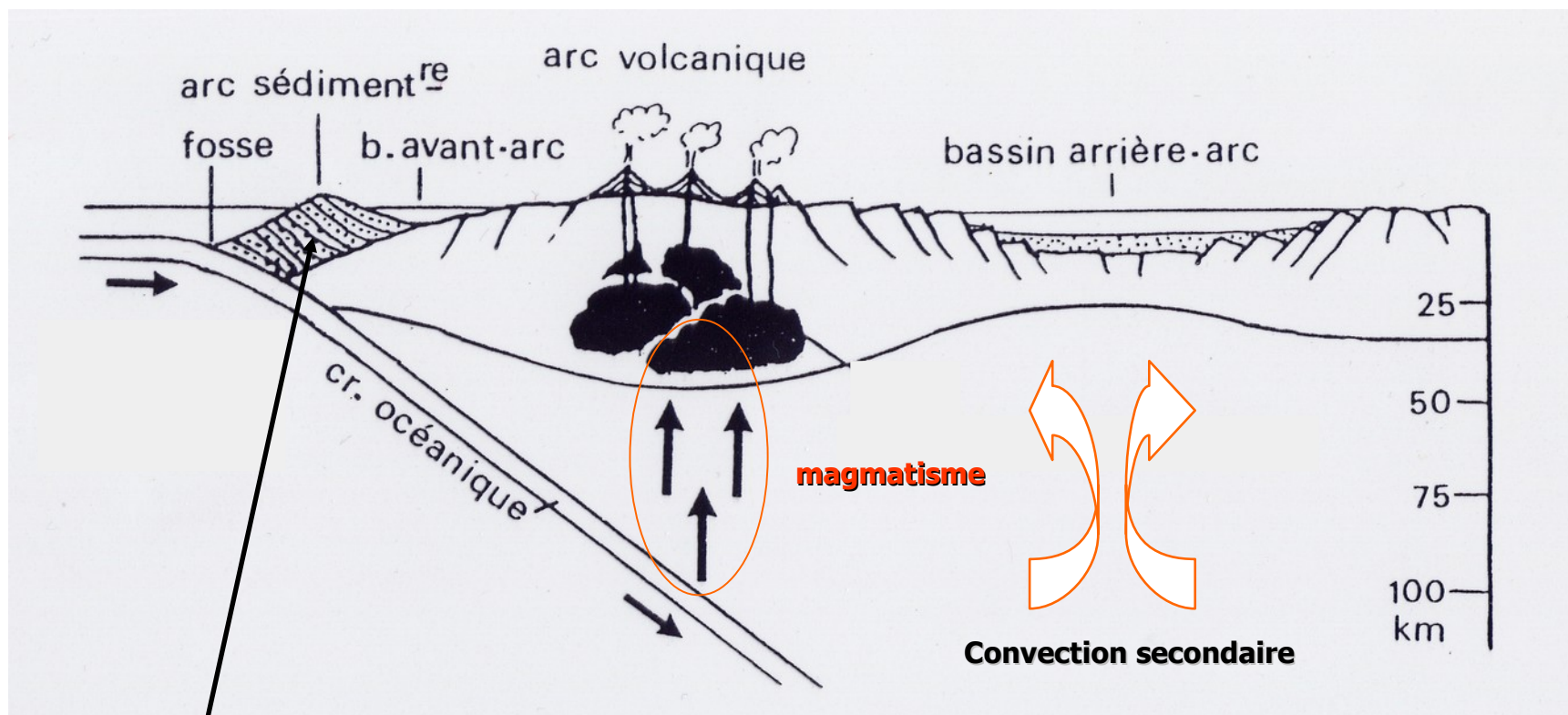
- sur une marge continentale immergée (Indonésie)

- sur des blocs continentaux détachés du reste du continent (Japon)

2. Structures associées

2.1 Les arcs volcaniques

Structures associées aux arcs volcaniques

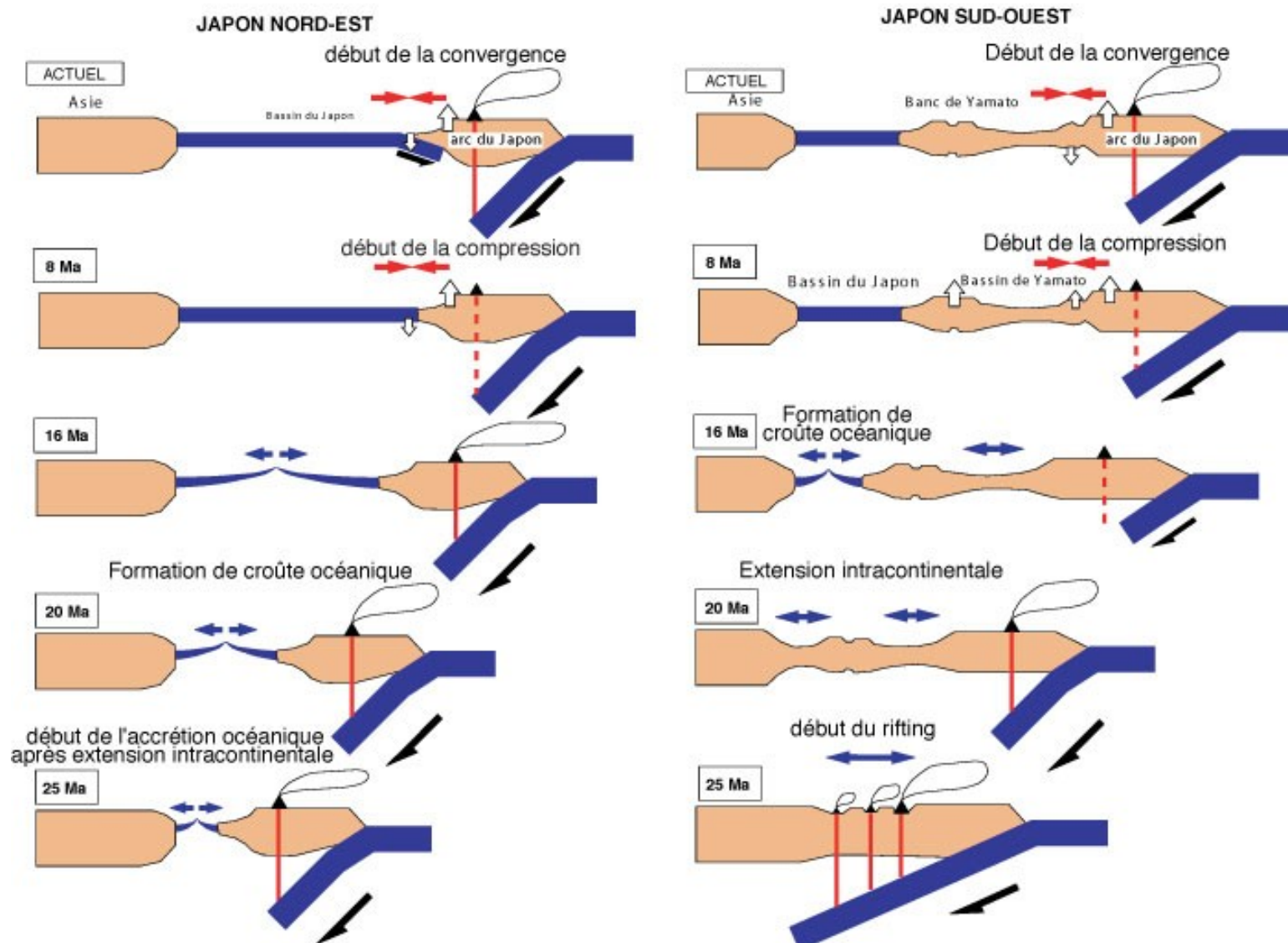


Prisme d'accrétion (**si émergence**, naissance d'un *bassin avant-arc*)

2. Structures associées

2.1 Les arcs volcaniques

Evolution de la mer du Japon



L'illustration montre l'évolution en coupe du domaine arrière-arc depuis 25 Ma, date à laquelle les premiers indices de rifting et de l'accrétion sont connus. L'évolution est différente au nord et au sud, la déformation étant plus distribuée au sud. Modifié d'après Jolivet & Tamaki, 1992.

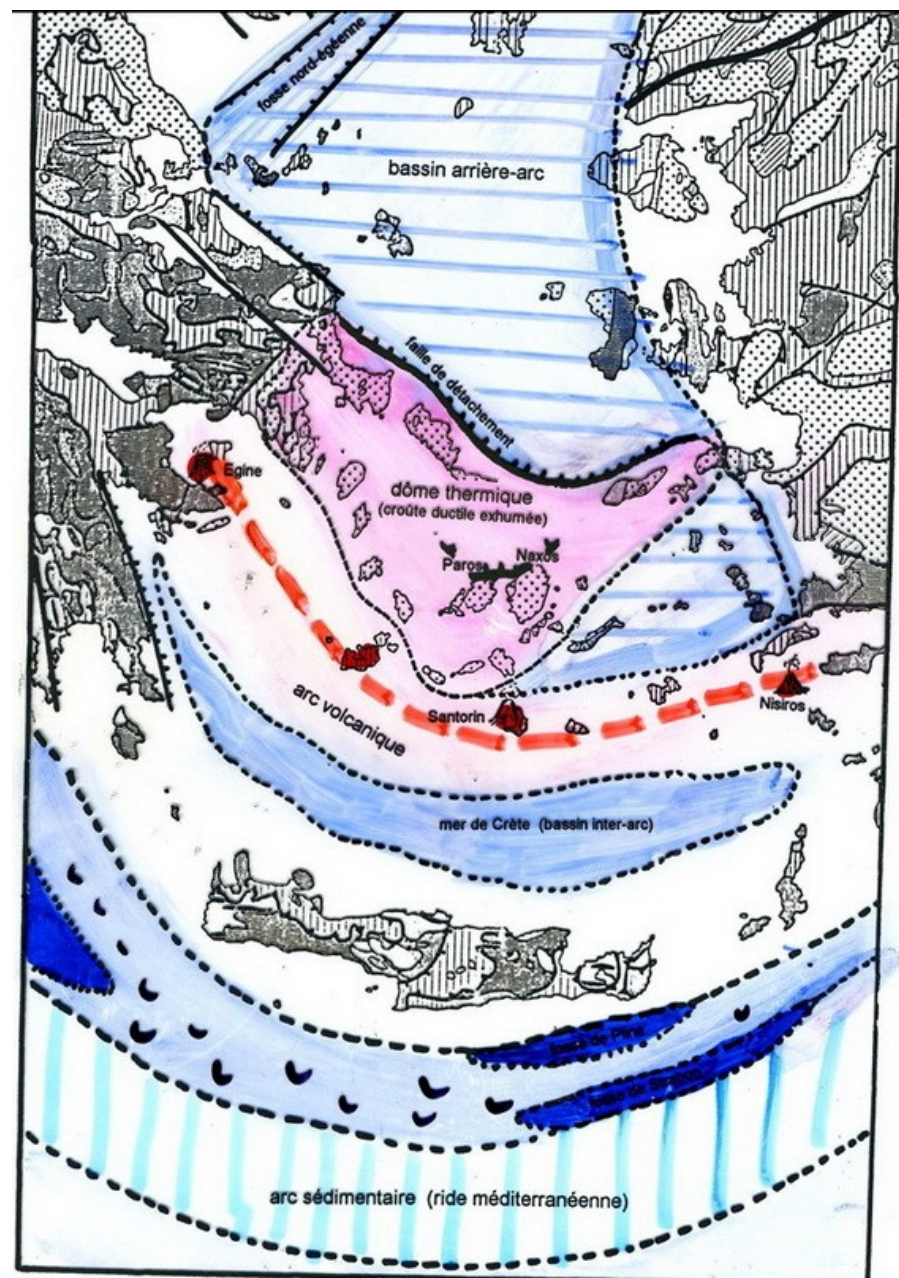
2. Structures associées

2.1 Les arcs volcaniques

L'arc égéen

La subduction égéenne fonctionne depuis le Miocène inférieur. Elle a été particulièrement active au Miocène supérieur où s'est édifié un énorme prisme d'accrétion qui masque presque complètement la fosse de subduction. Celle-ci n'est actuellement visible qu'en quelques points au sud de la Crète (fosses de Pline et de Strabon, profondes de 4 à 5000 m). L'arc volcanique, calco-alcalin, apparaît dans les îles Cyclades, du golfe de Corinthe à la Turquie, jalonné par quelques volcans quaternaires dont celui de l'île de Santorin, qui explose en 1450 av.J.C., et le granite également quaternaire de l'île de Milos.

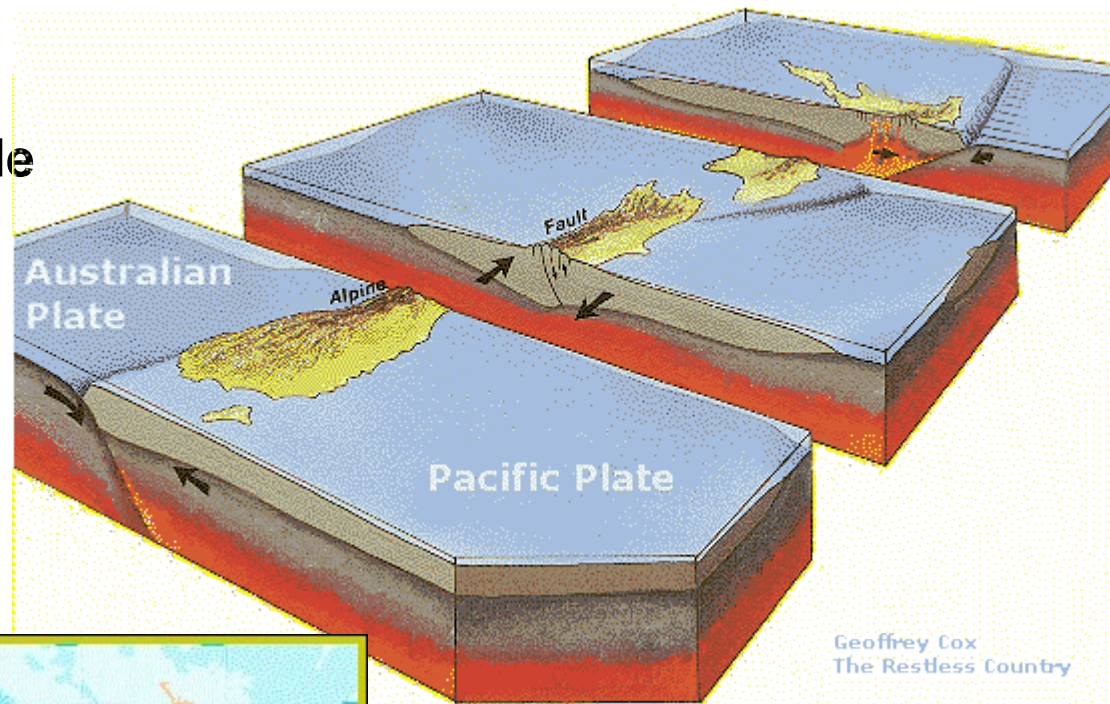
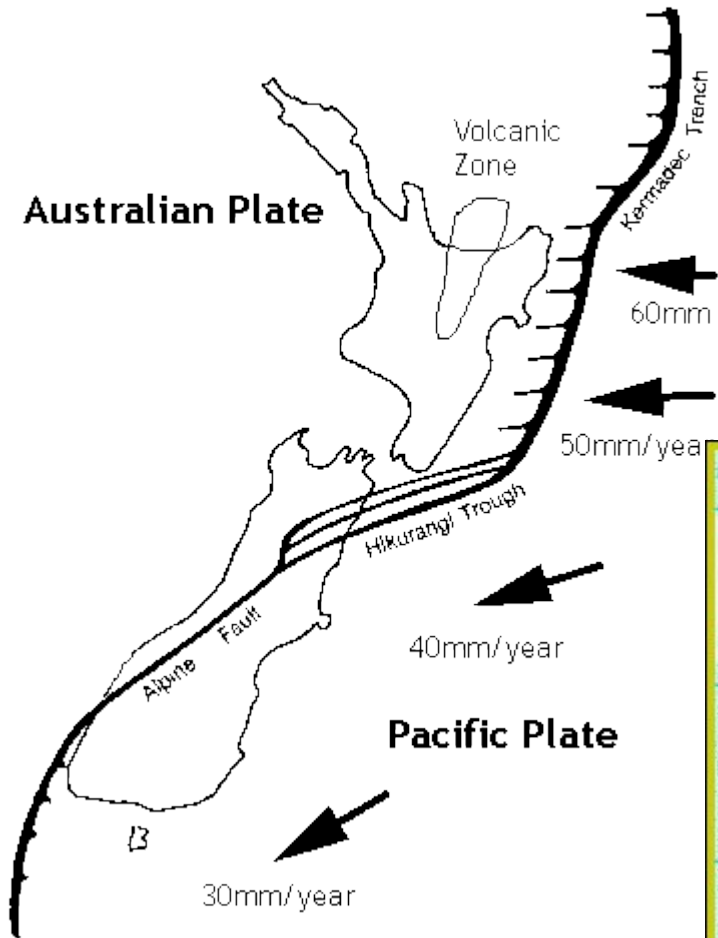
Entre cet arc volcanique et la ride méditerranéenne (arc sédimentaire), la mer de Crète représente le bassin avant-arc. Au nord de l'arc volcanique, vient le bassin arrière-arc de la mer Egée, en cours de distension. Toutes ces structures distensives sont liées à l'effondrement de la chaîne helléno-turque, dont la Crète est le résidu le plus important. Les bordures W de la mer Egée montrent également des figures distensives classiques, de la fosse N-égéenne au golfe de Corinthe et aux « doigts » du Péloponèse.



2. Structures associées

2.1 Les arcs volcaniques

Subduction intra-océanique : exemple de la Nouvelle-Zélande



Un fossé de subduction borde à l'est l'île volcanique du Nord alors qu'une faille cisailante, faille

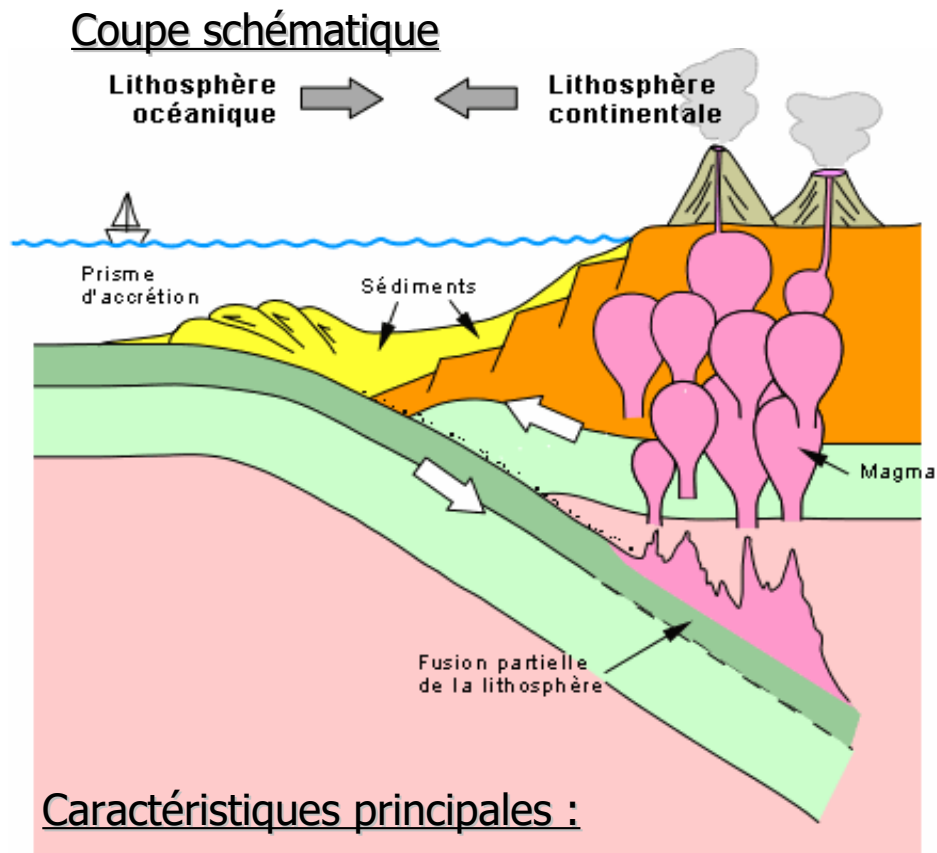
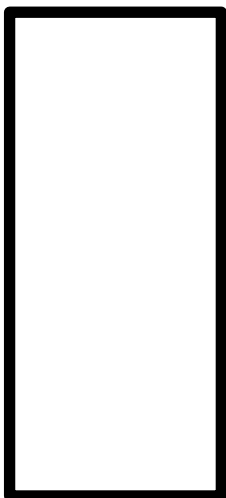
Alpine, recoupe l'île du Sud

2. Structures associées

2.2 Les chaînes de subduction

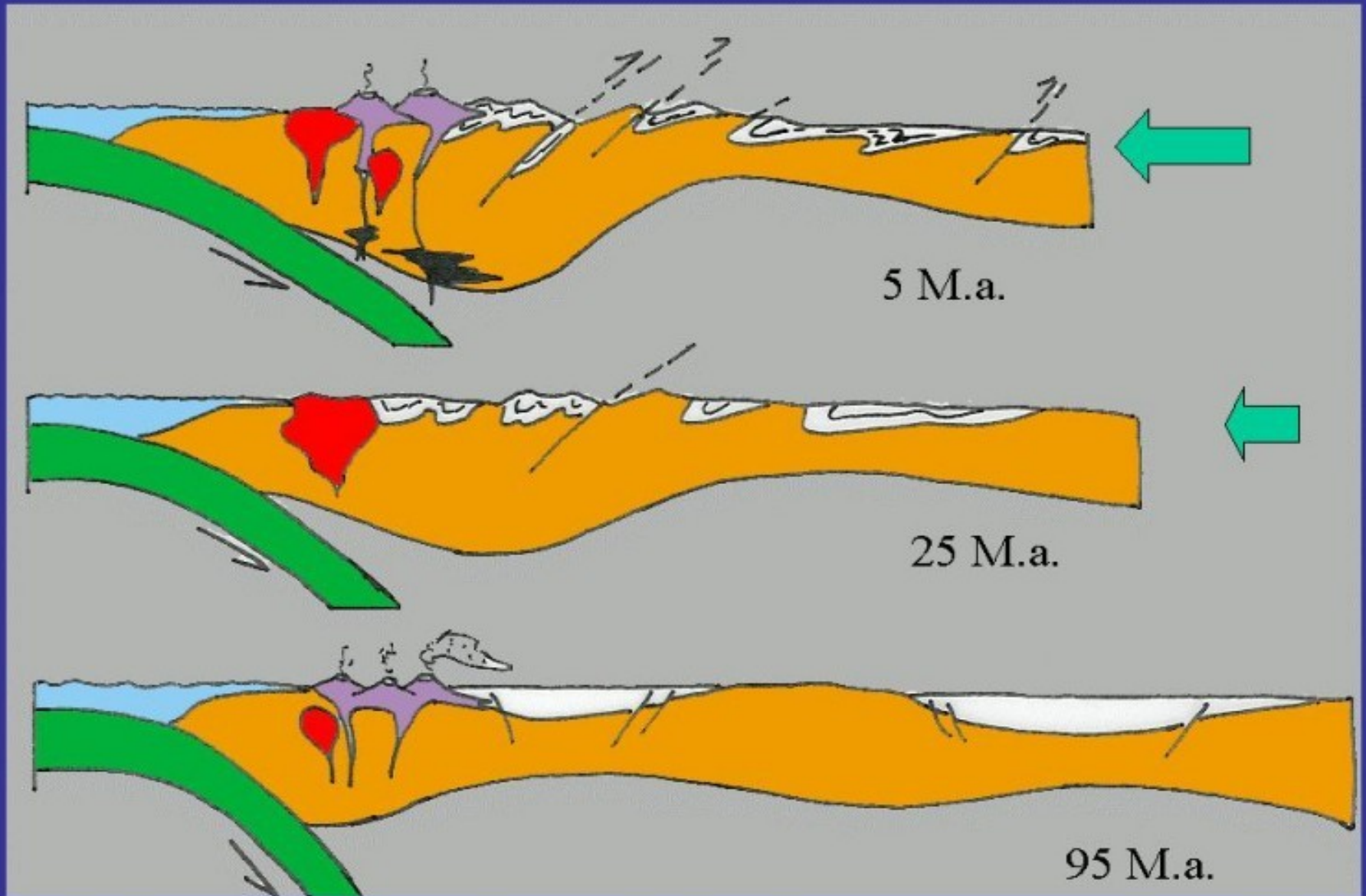
les chaînes de subduction

Exemple type : la subduction de la plaque Nazca sous la plaque sud-américaine



- Épaississement crustal (épaississement de la croûte continentale de la plaque subductante) + chaîne de montagne (cordillère) ;
- Fosse océanique ;
- Magmatisme andésitique + magmatisme granitique (dû notamment à la fusion partielle hydratée de la croûte continentale).

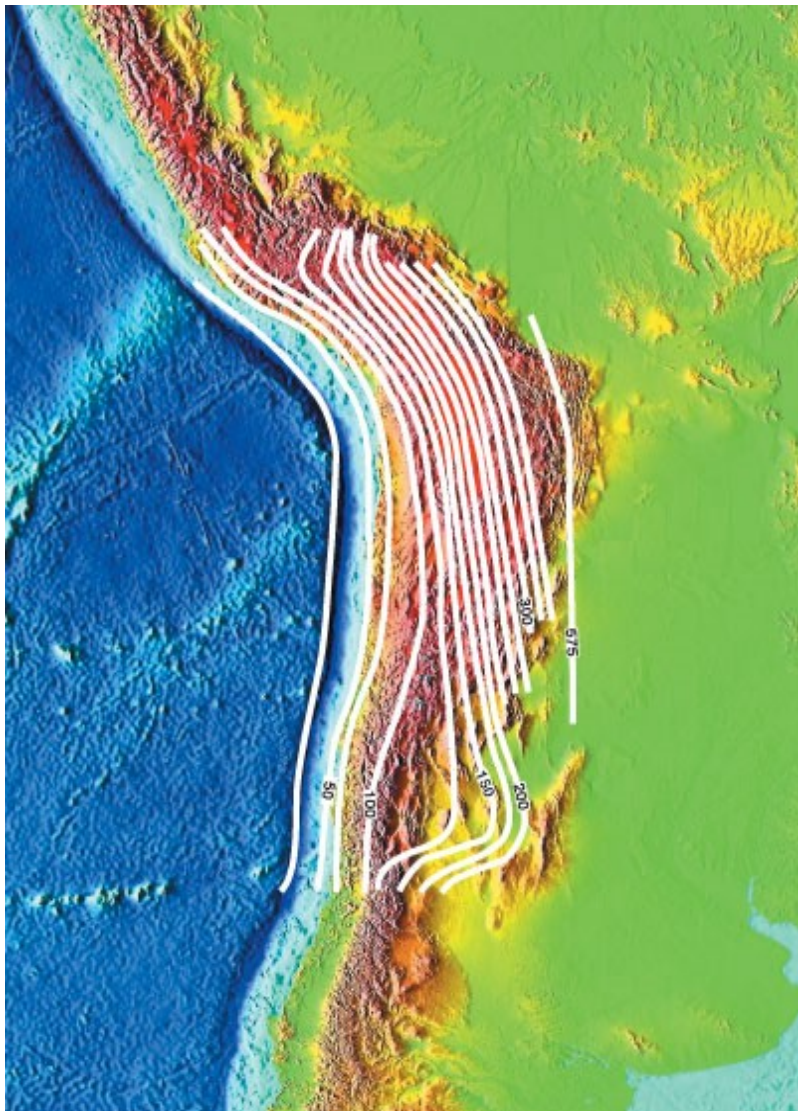
Evolution schématique de la subduction dans les Andes du Pérou



2. Structures associées

2.2 Les chaînes de subduction

Carte des isobathes du toit de la plaque plongeante du Pacifique pour la zone centrale des Andes



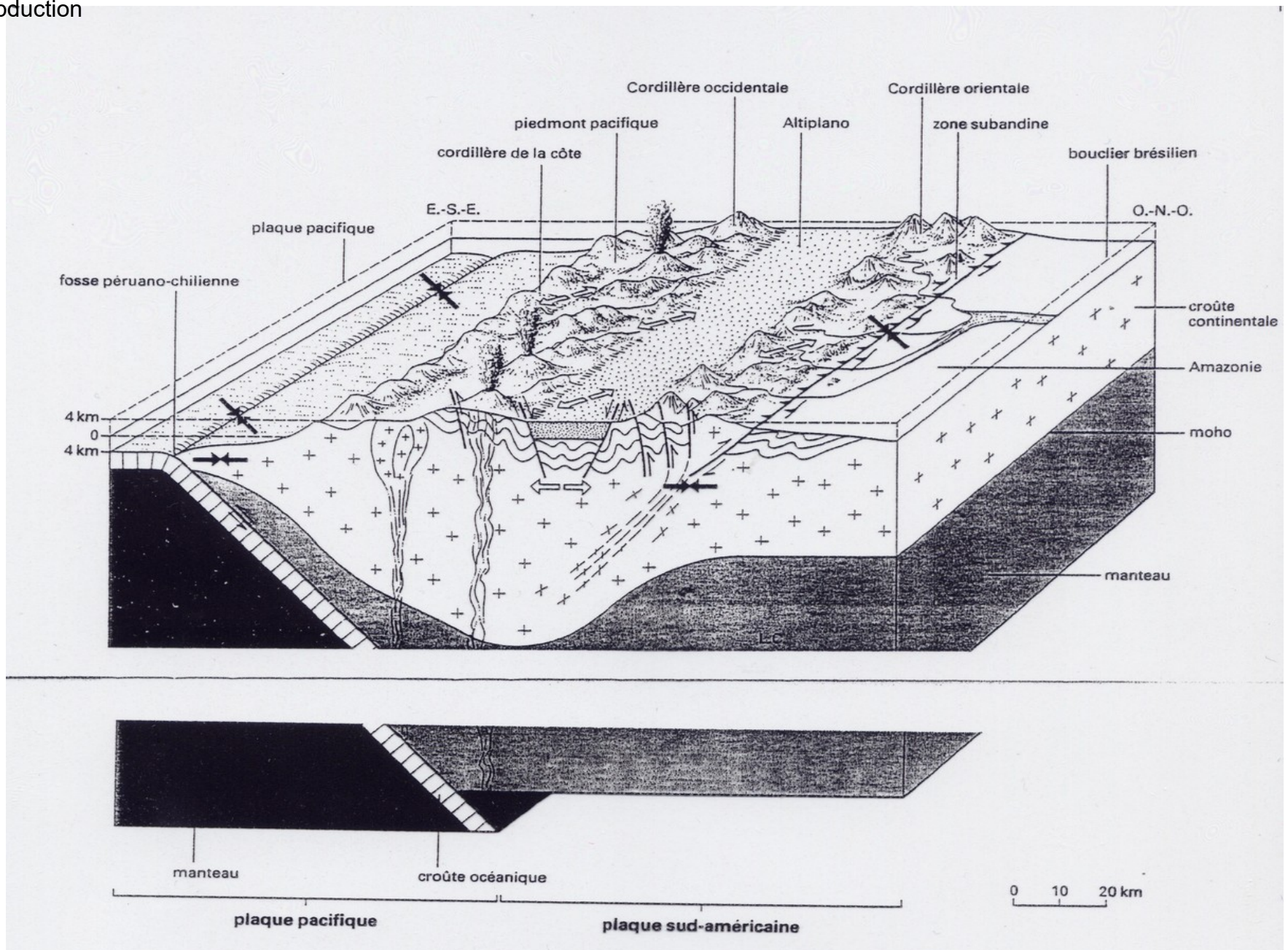
« Situé au-dessus d'une des zones de subduction les plus sismiques du globe (en moyenne un séisme de magnitude 8 tous les 10 ans), le Chili est un laboratoire naturel unique offrant un accès direct sur la zone sismogène. Elle résulte de la convergence rapide, plus de 8 cm/an, de la plaque Nazca, et de sa subduction sous la bordure ouest du continent sud-américain, provoquant une déformation rapide marquée par la formation des Andes. »

Jean-Pierre Vilotte, directeur du Laboratoire de sismologie à l'Institut de physique du globe de Paris

2. Structures associées

2.2 Les chaînes de subduction

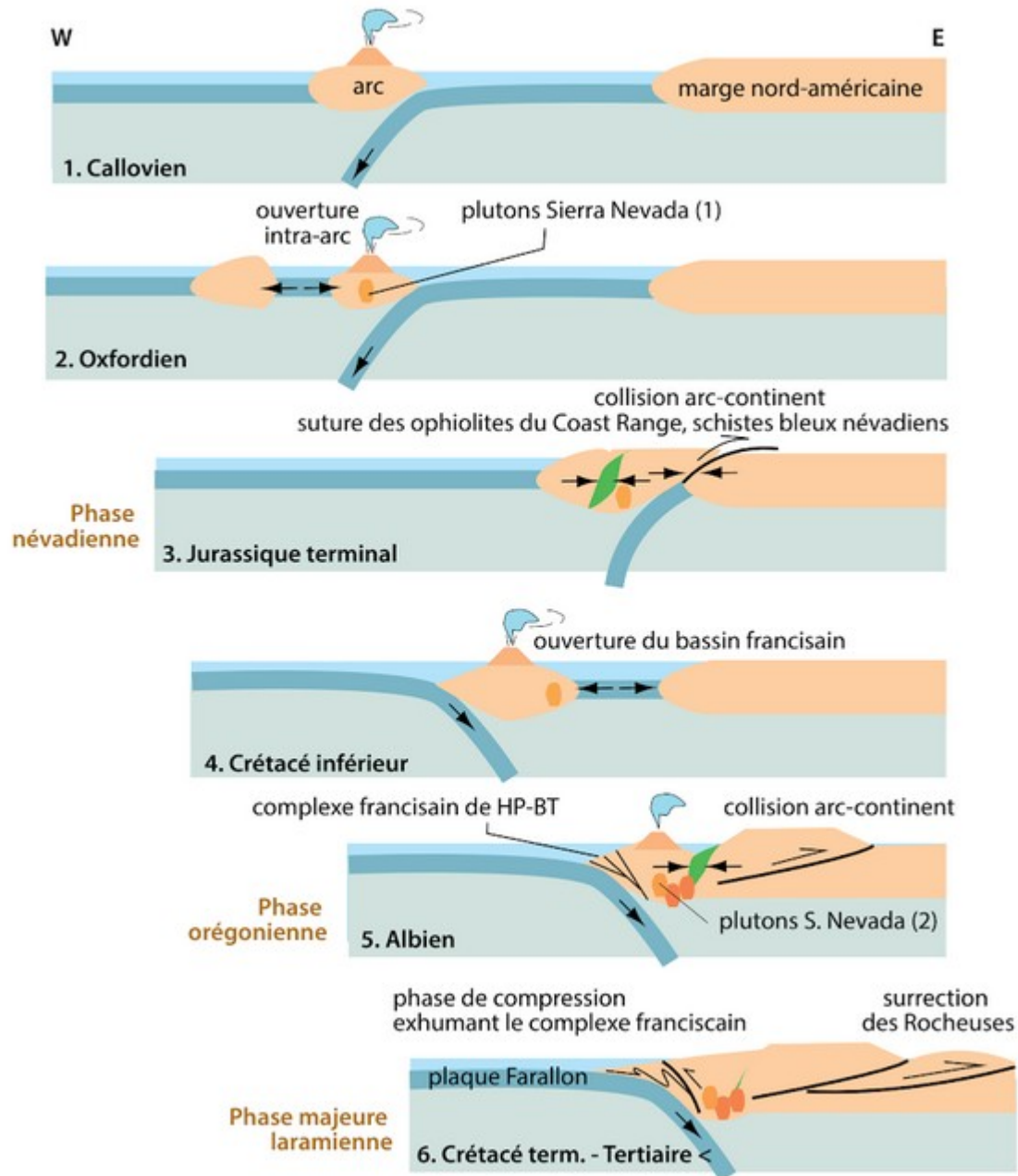
Morphologie de la cordillère des Andes



2. Structures associées

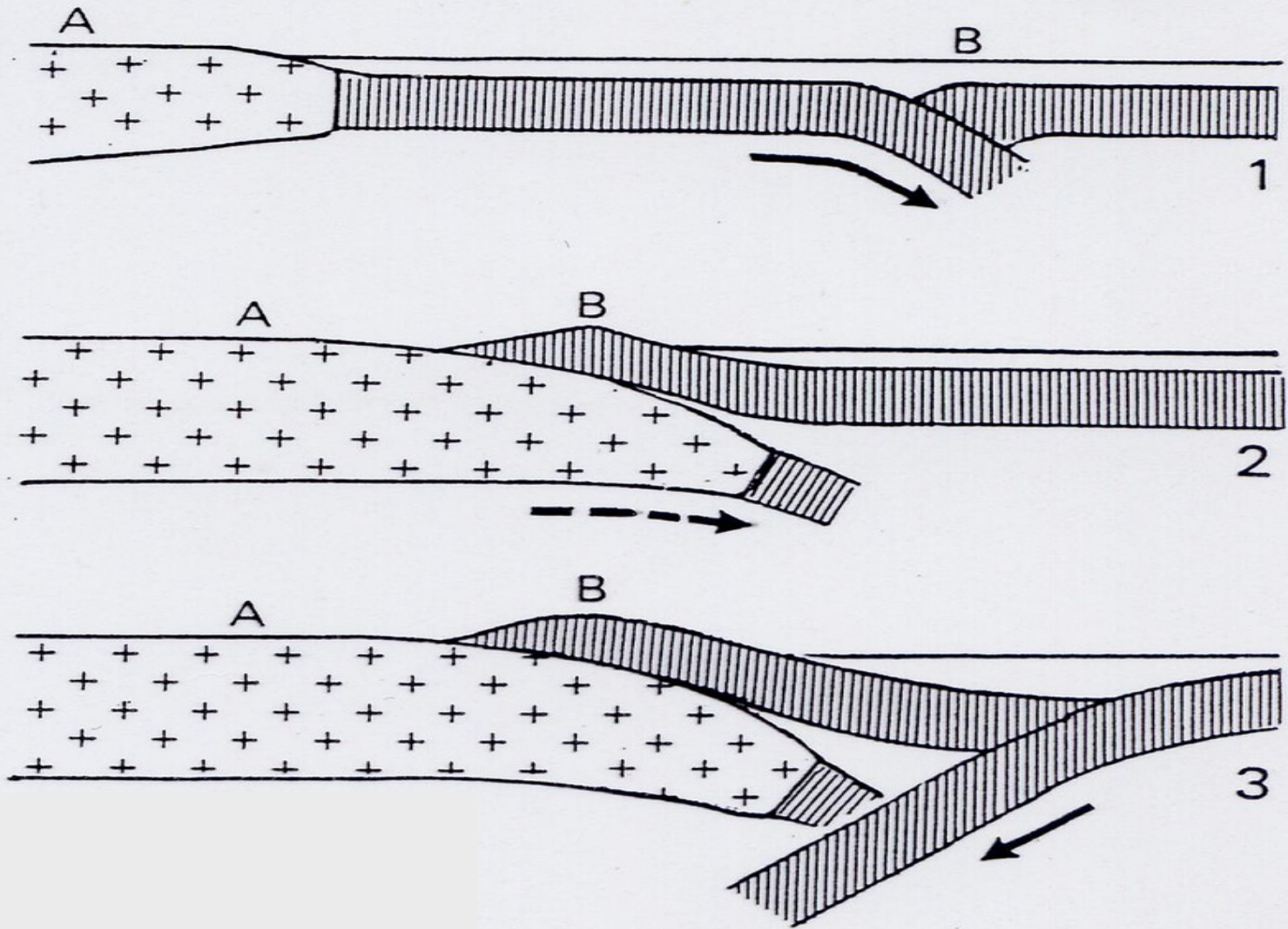
2.2 Les chaînes de subduction

Les cordillères nord-américaines

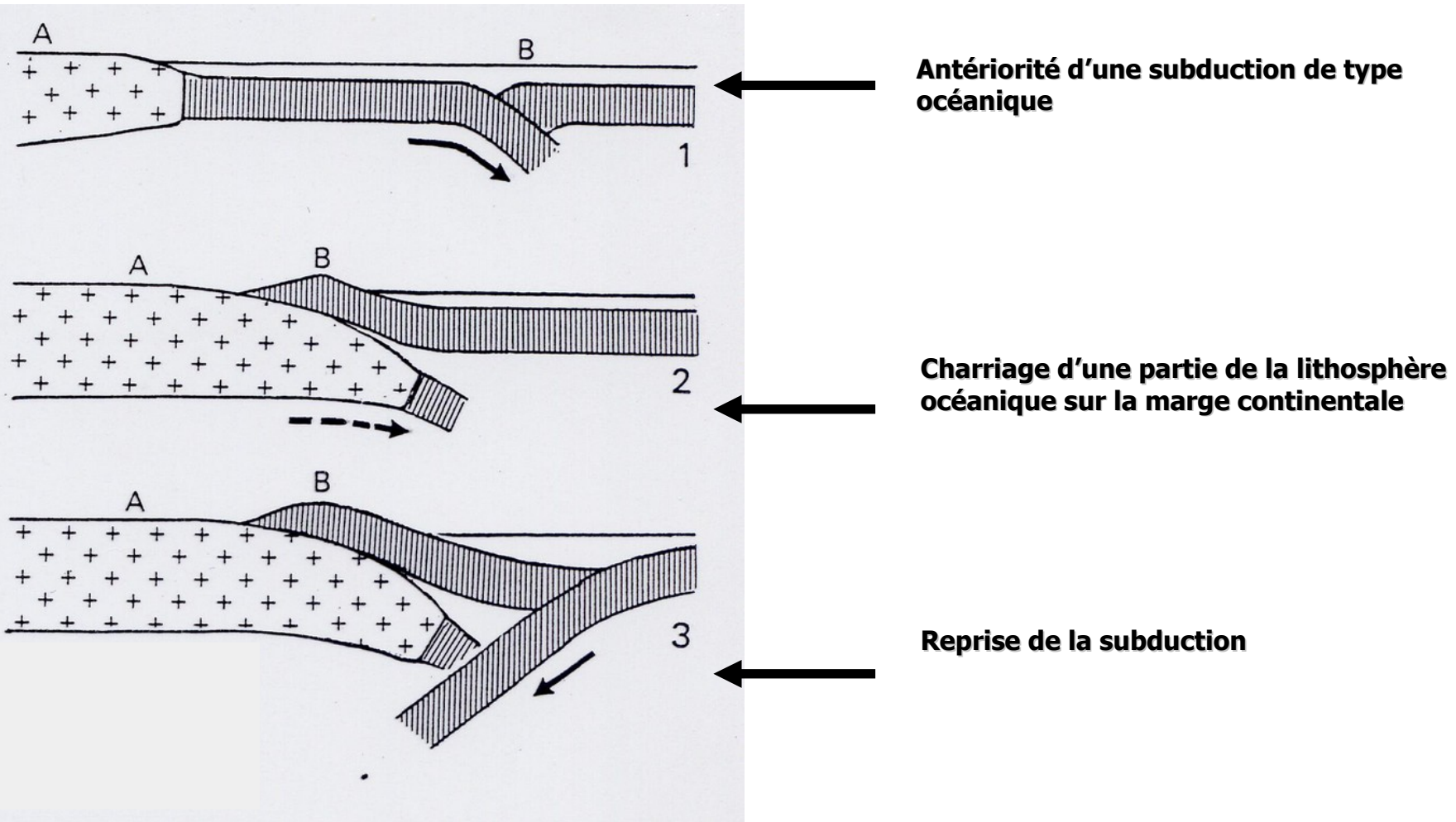


II L'obduction

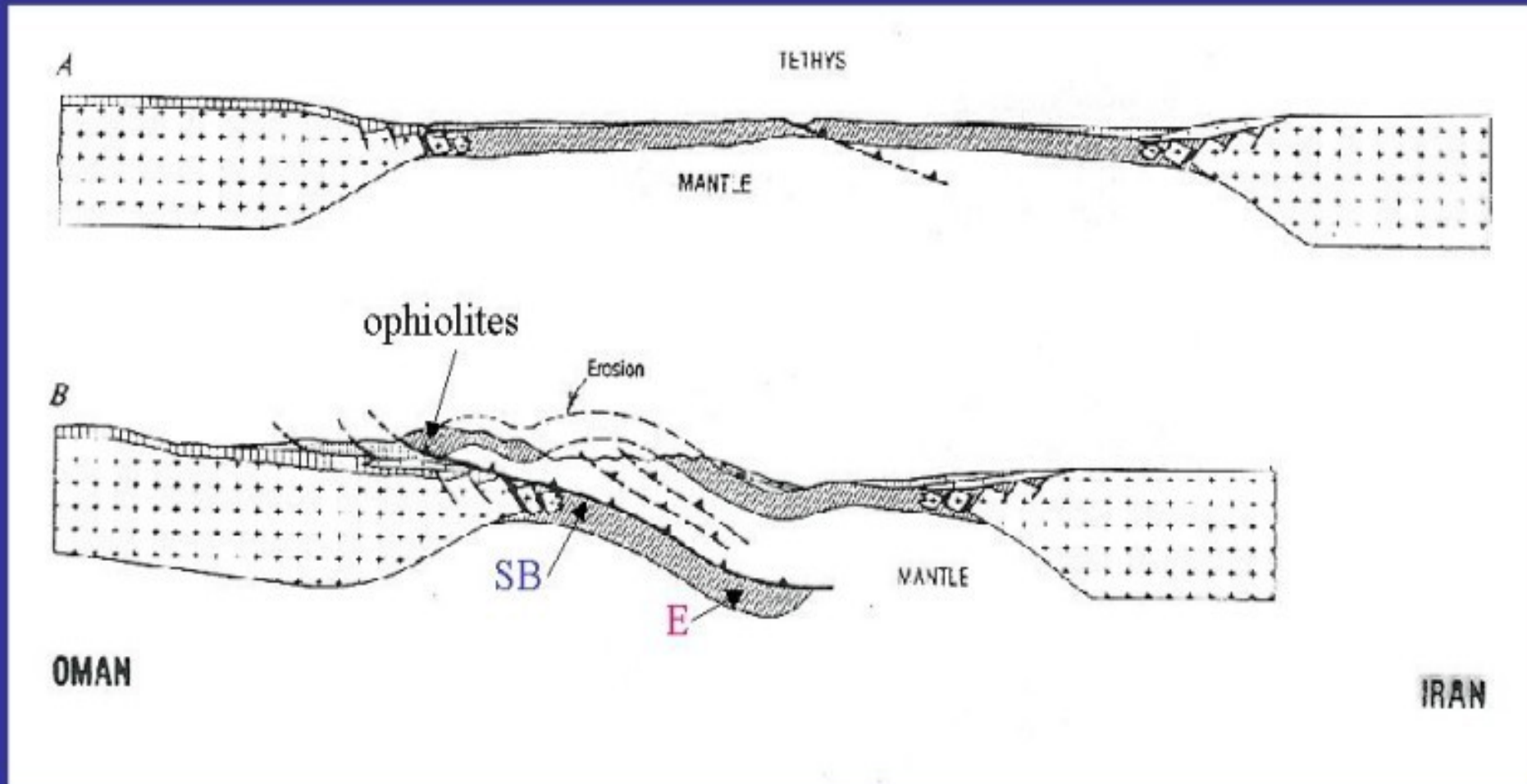
➤ Une hypothèse : obduction = écaillage de la croûte océanique



La théorie de la subduction bloquée



Obduction = Subduction intra-océanique



Oman : un relief lié à un processus d'obduction



Ophiolithes d'Oman : reliefs constitués de péridotites



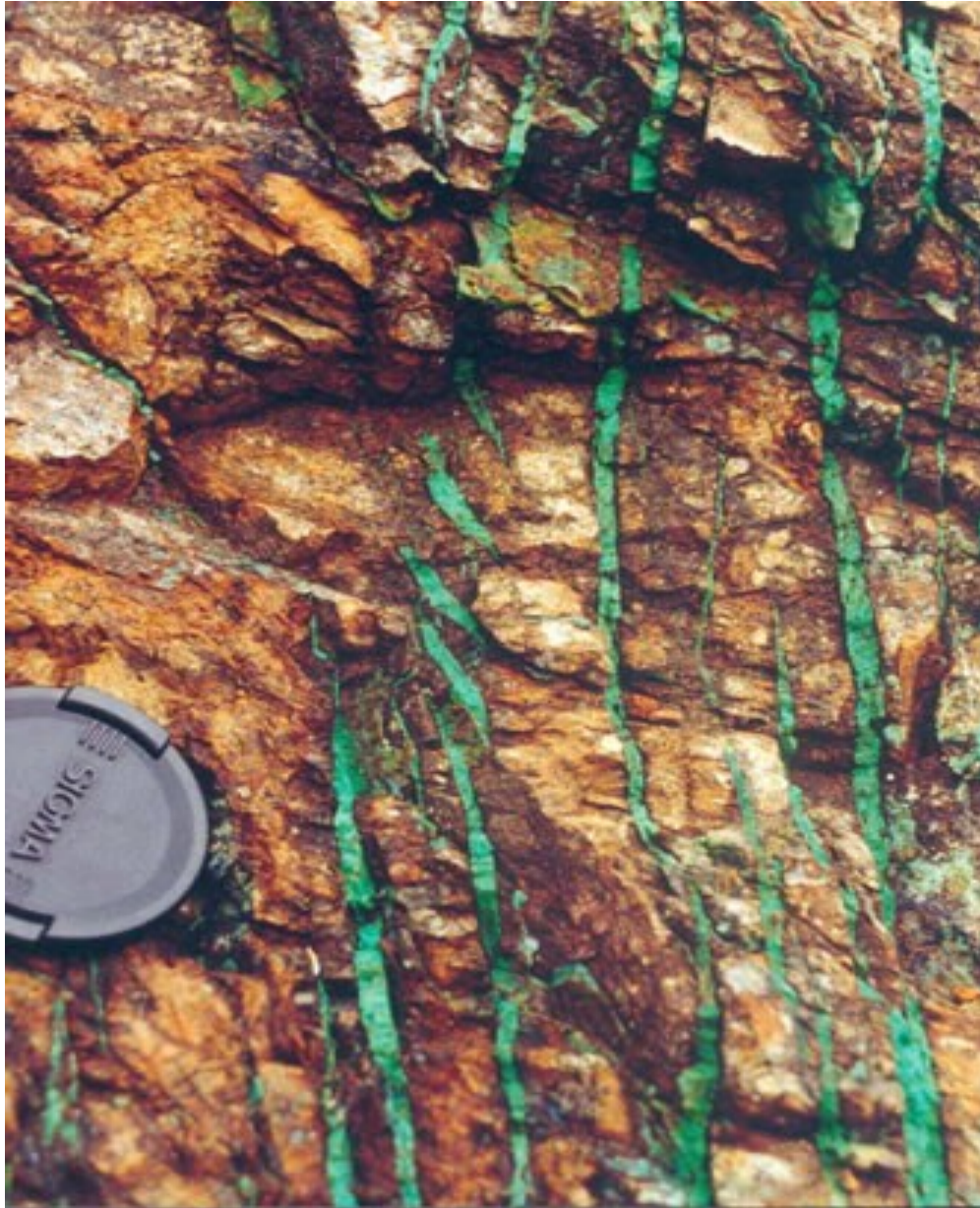
<http://ophiolite.free.fr>

Ophiolithes d'Oman : laves en coussins

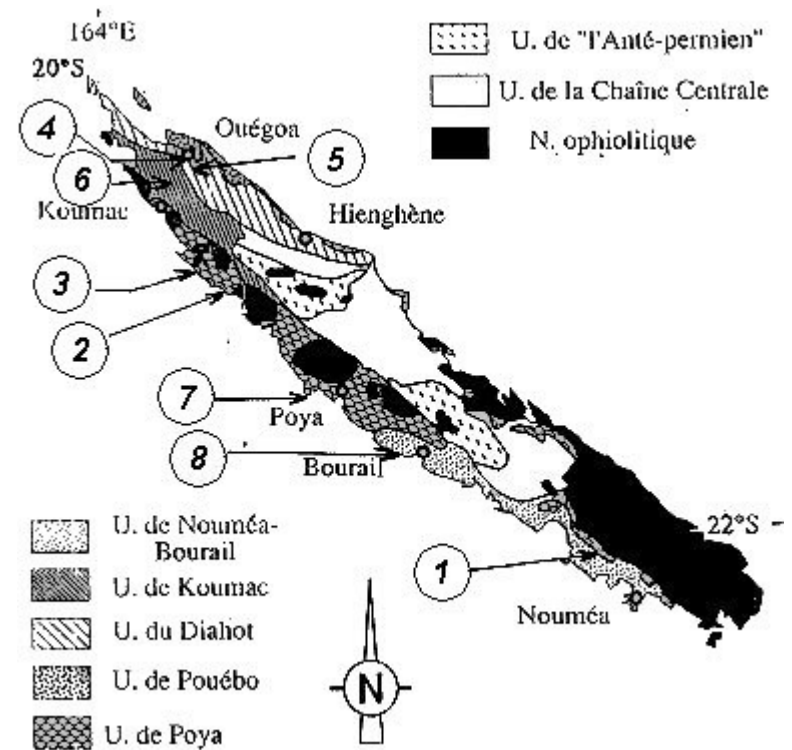


1,5m

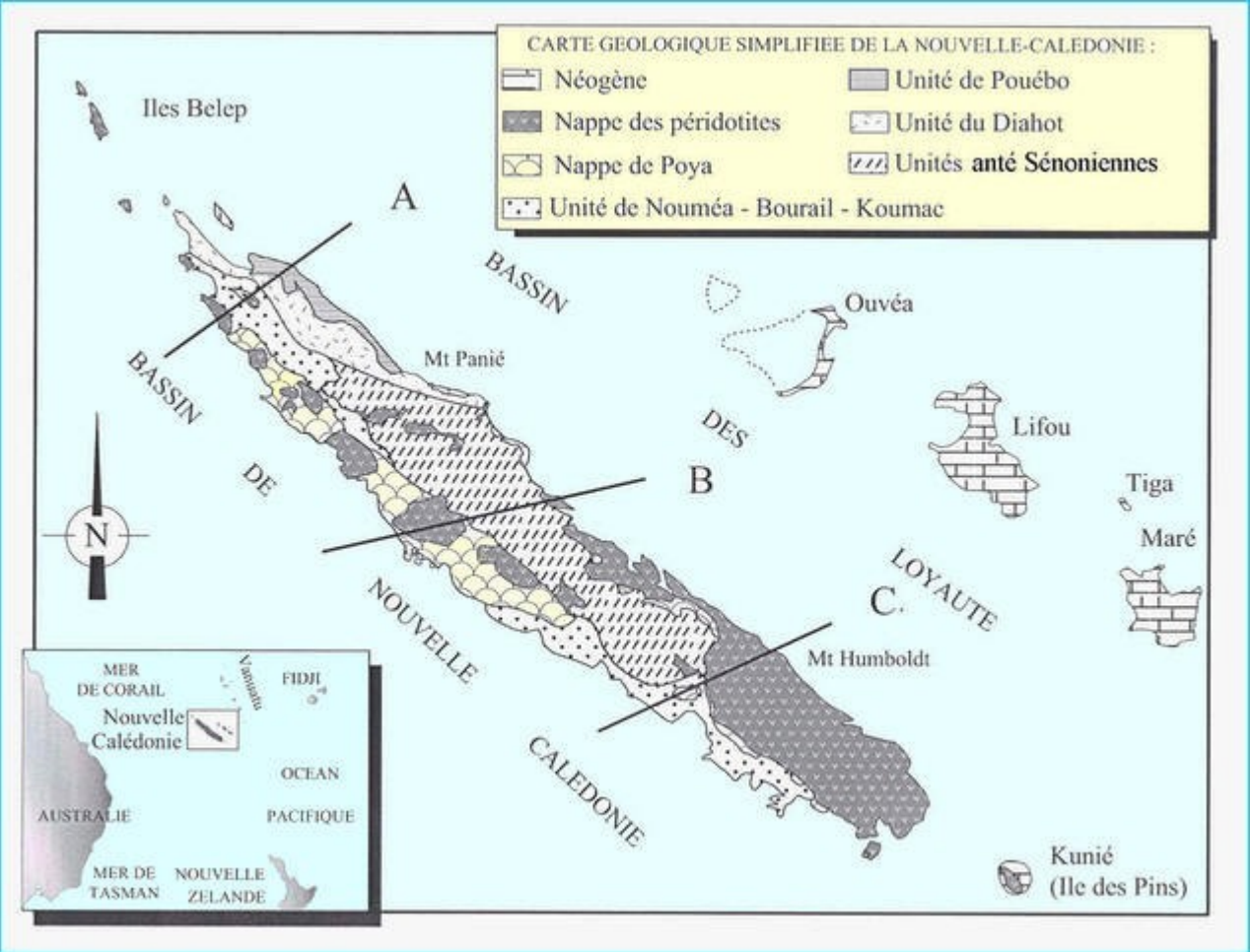
Ophiolithes de Nouvelle-Calédonie



Distribution des massifs de roches ultrabasiques sur la Grande-Terre de Nouvelle-Calédonie.



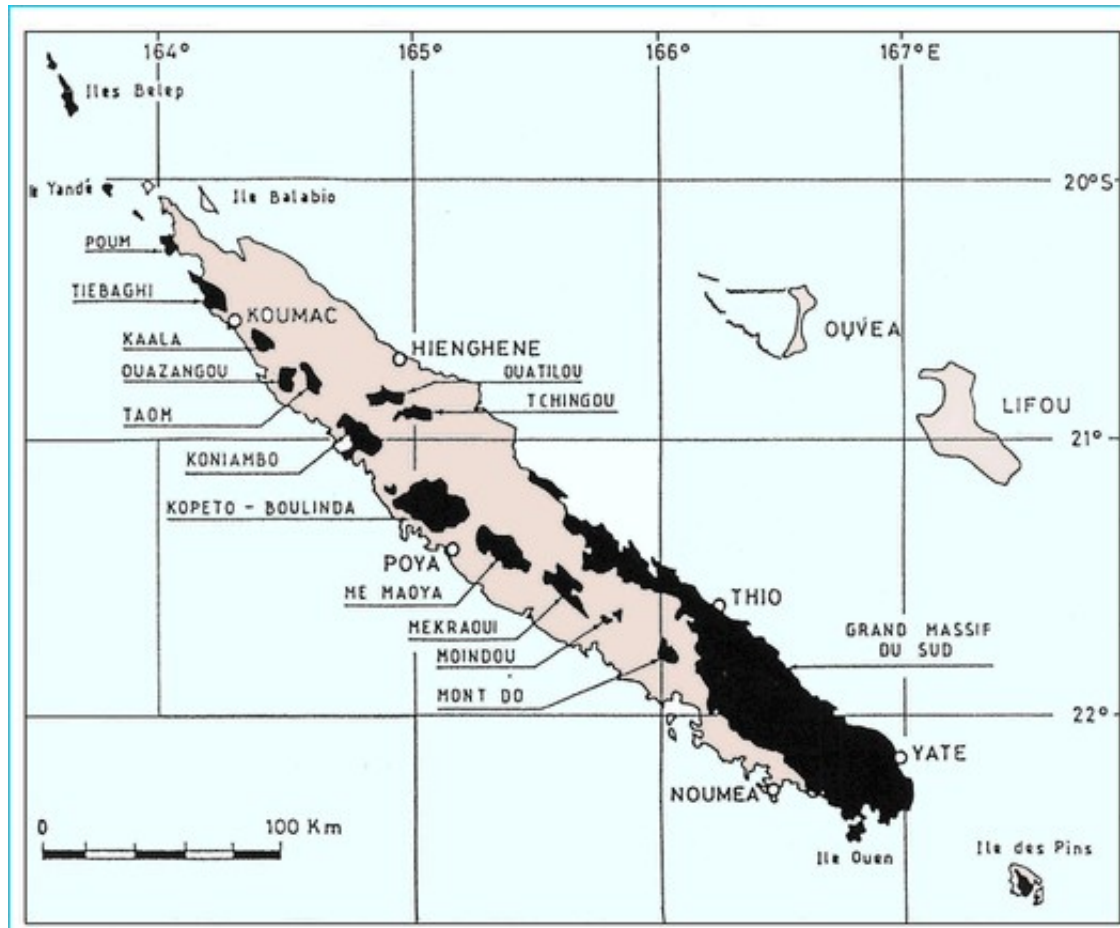
Carte géologique simplifiée d'après D.Cluzel et al. (2000). Modifiées (2004).



L'examen de la carte et coupes géologiques simplifiées (FIG 5a et 5b) ainsi que la carte de localisation des principaux massifs de péridotites (FIG 6) montre que cette première famille de roches très communes en Nouvelle-Calédonie s'étend sur environ 8.000 kilomètres carrés.

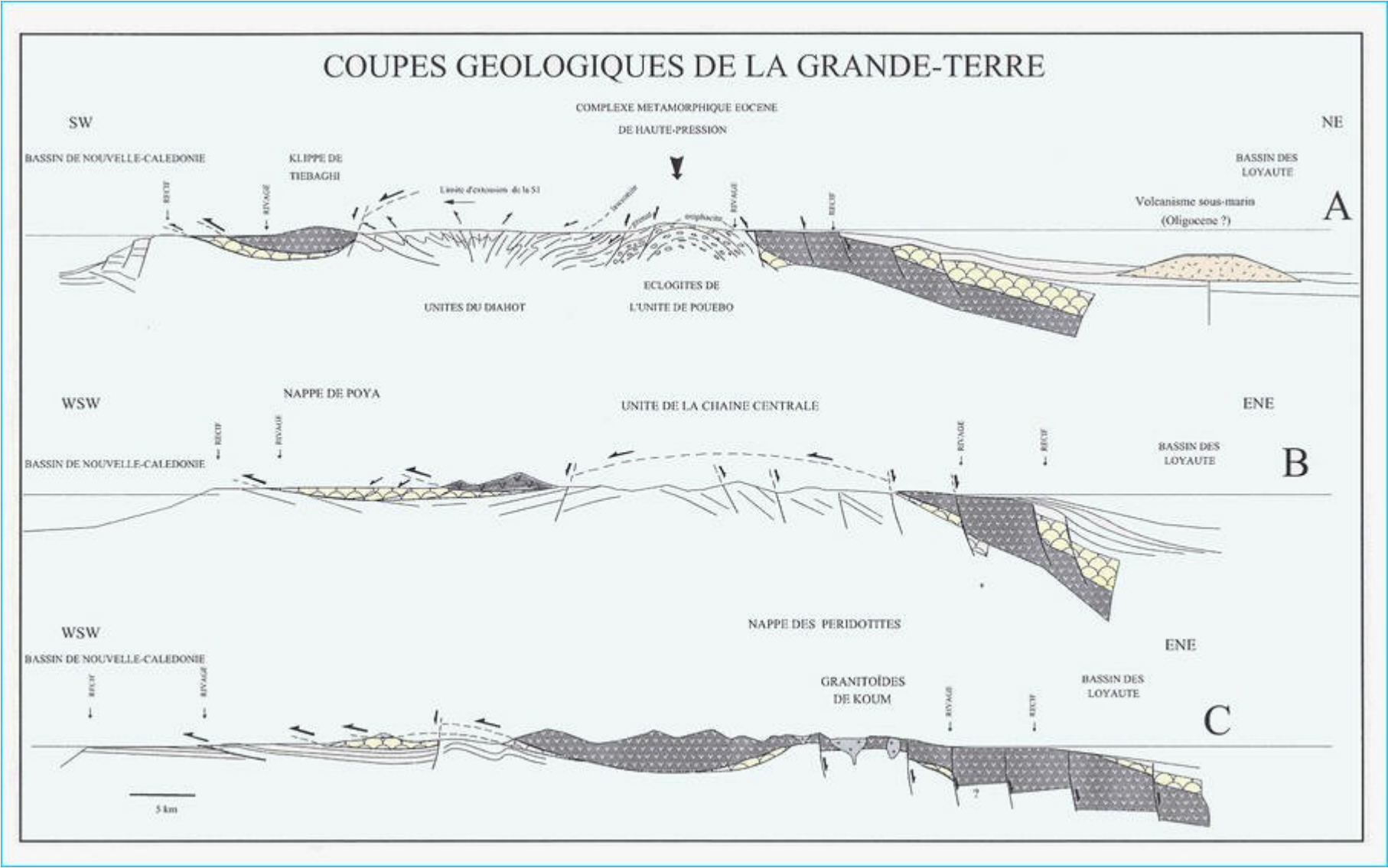
Localisation des massifs de péridotites ou massifs ultramafiques de Nouvelle-Calédonie.

D.'après les travaux de l'ORSTOM in "Bulletin APBG n°2.1990".



Les roches qui composent dans la plupart des cas les massifs de péridotites se sont formées en profondeur au niveau de zones de divergence de plaques et sont généralement des péridotites, des pyroxénolites ou bien des gabbros. Profondément marquées par l'action du climat, ces roches se transforment en altérites ou roches d'altération aux couleurs caractéristiques variant du rouge à l'orangé. Les massifs miniers recouvrent dans la plupart des cas, des roches de nature basaltique correspondant aux basaltes de la côte ouest dits « Unité de Poya ». Ces laves sont les témoins d'un ancien plancher ou croûte océanique aujourd'hui disparu. Le simple fait que des roches formées en profondeur (les péridotites) reposent sur des laves épanchées à la surface montre qu'il y a là, un contact qualifié d'anormal entre ces deux formations.

Coupes géologiques simplifiées d'après D.Cluzel et al. (2000). Modifiées (2004).

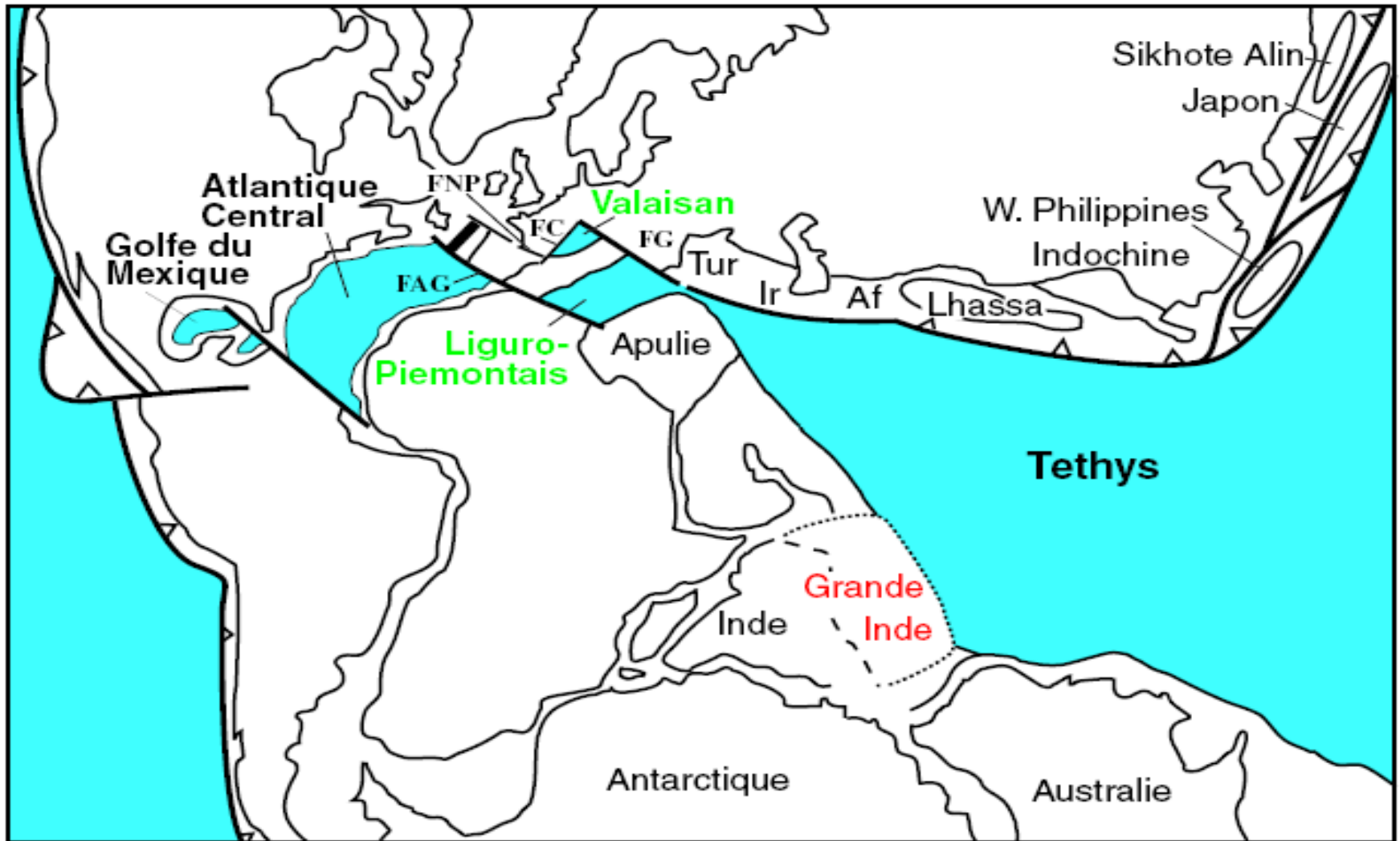


Distribution des subductions : océanique vs continentale sous océan vs sous continent

		Plaque supérieure		
		Océanique 16% 10 600 km	Continentale 84 % 56 200 km	
Plaque en subduction	Océanique 82 % 55 000 km	15 % 10 000 km	67 % 45 000 km	Subduction océanique
	Continentale 18 % 12 000 km	1 % 600 km	17 % 11 200 km	Subduction continentale
		sous océan	sous continent	

III Chaînes de Collisions intercontinentales

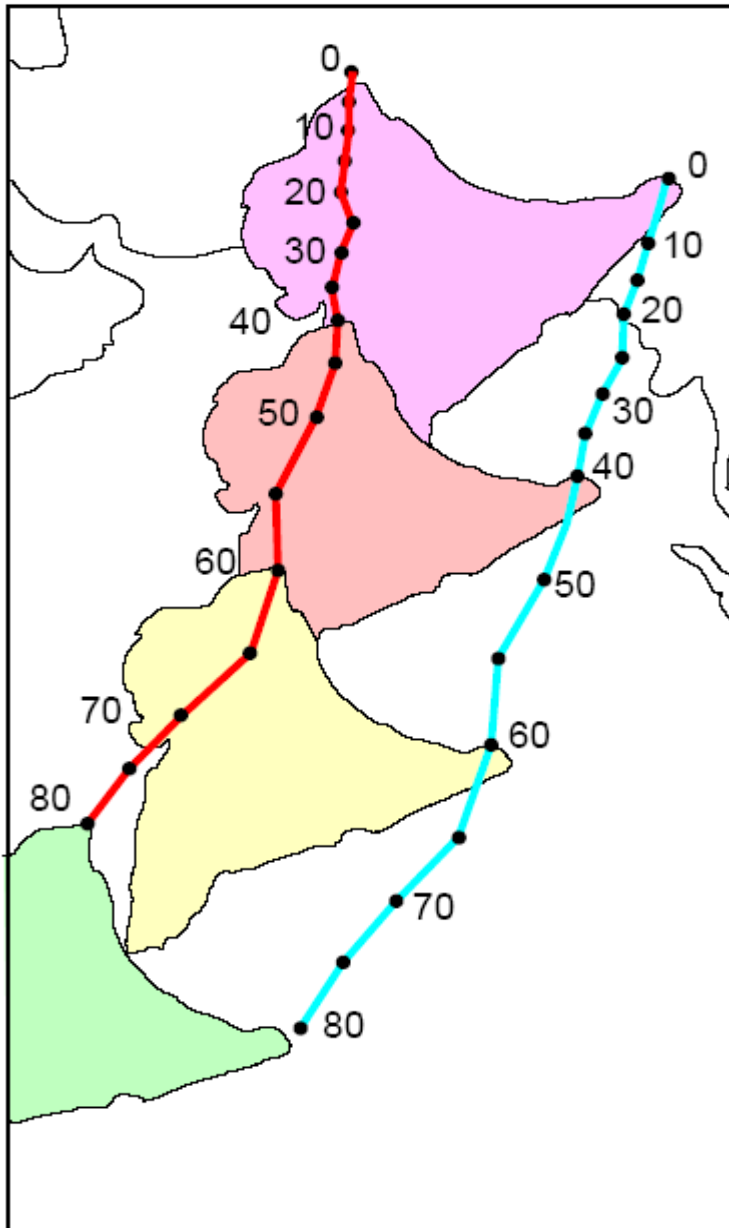
Collision intercontinentale : Himalaya (1)



FAG : faille Açores-Gibraltar FNP : Faille Nord Pyrénéenne FC : Faille des Cévennes FG : Faille des Grisons
Tur : Turquie Ir : Iran AF : Afghanistan

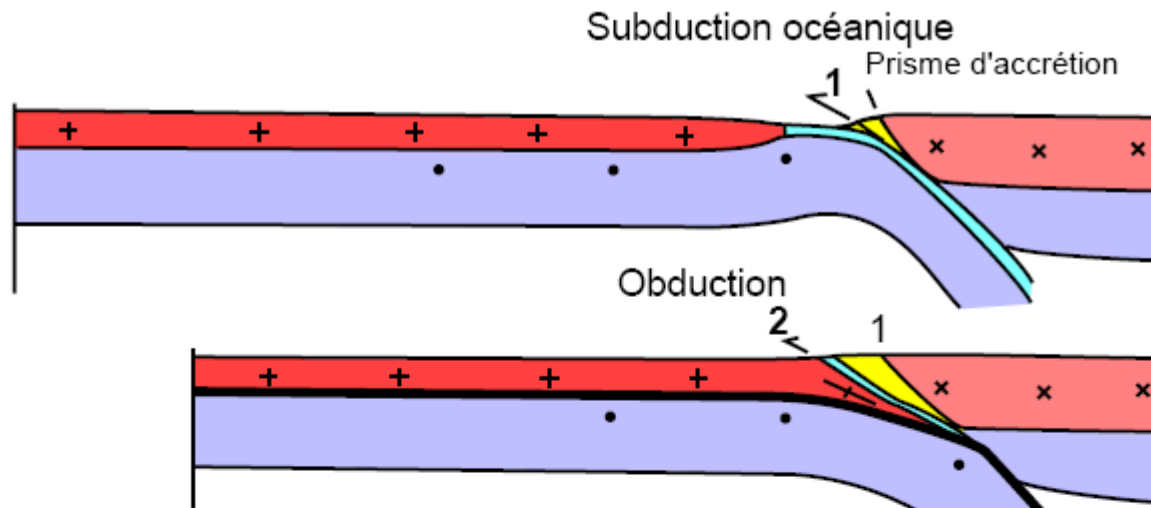
11. - Reconstruction paléogéographique globale au Jurassique supérieur montrant la Grande Inde et les bassins océaniques alpins : liguro-piémontais et valaisan

Collision intercontinentale : Himalaya (2)



7. - Carte de la dérive de l'Inde vers le nord
(d'après Patriat et *al.*, 198)

Collision intercontinentale : Himalaya (3)



10. - Modèle d'évolution géodynamique de l'Himalaya (d'après Mattauer, 1986)

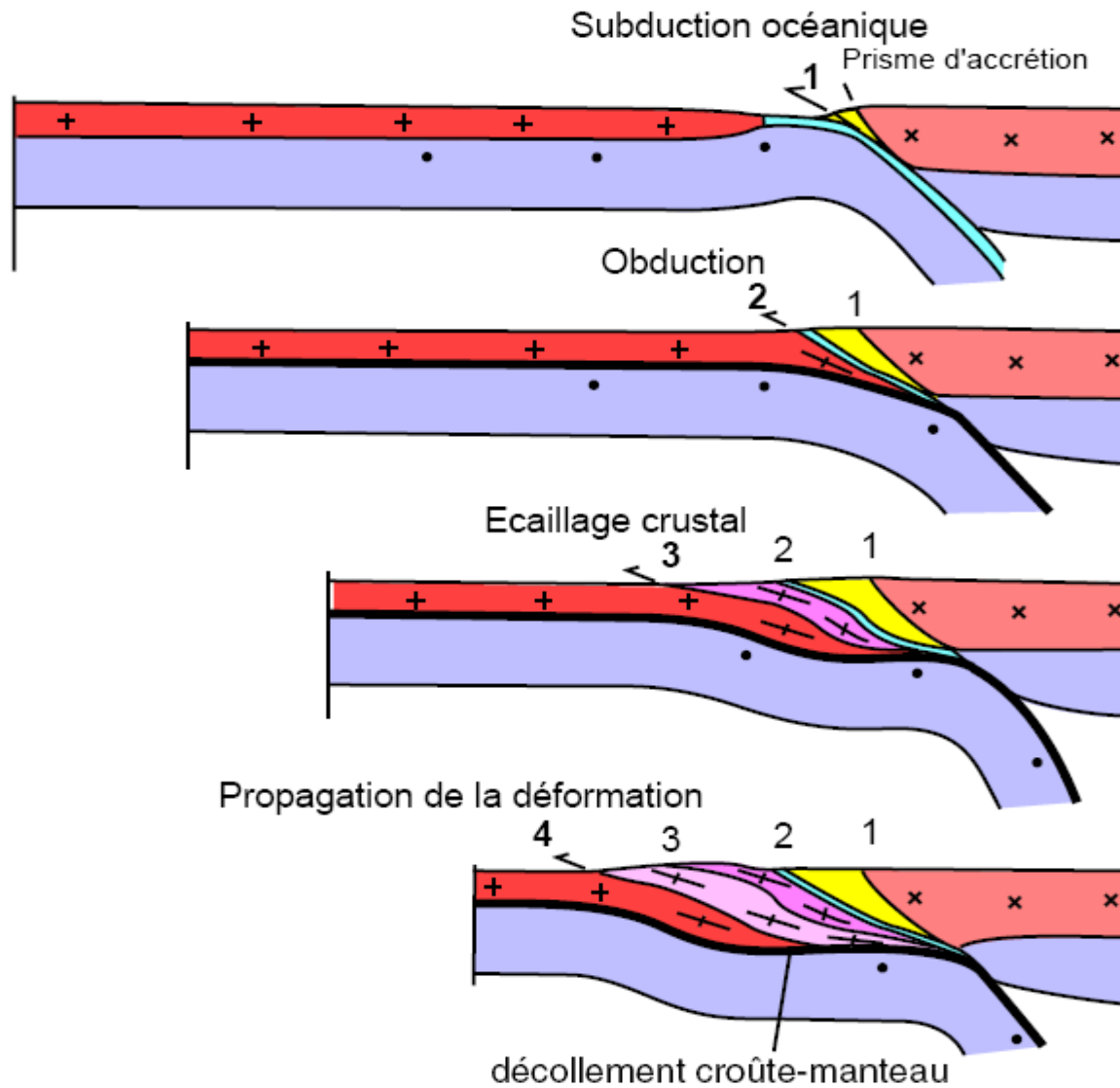
Collision intercontinentale : Himalaya (4)



courbes des vitesses de convergence

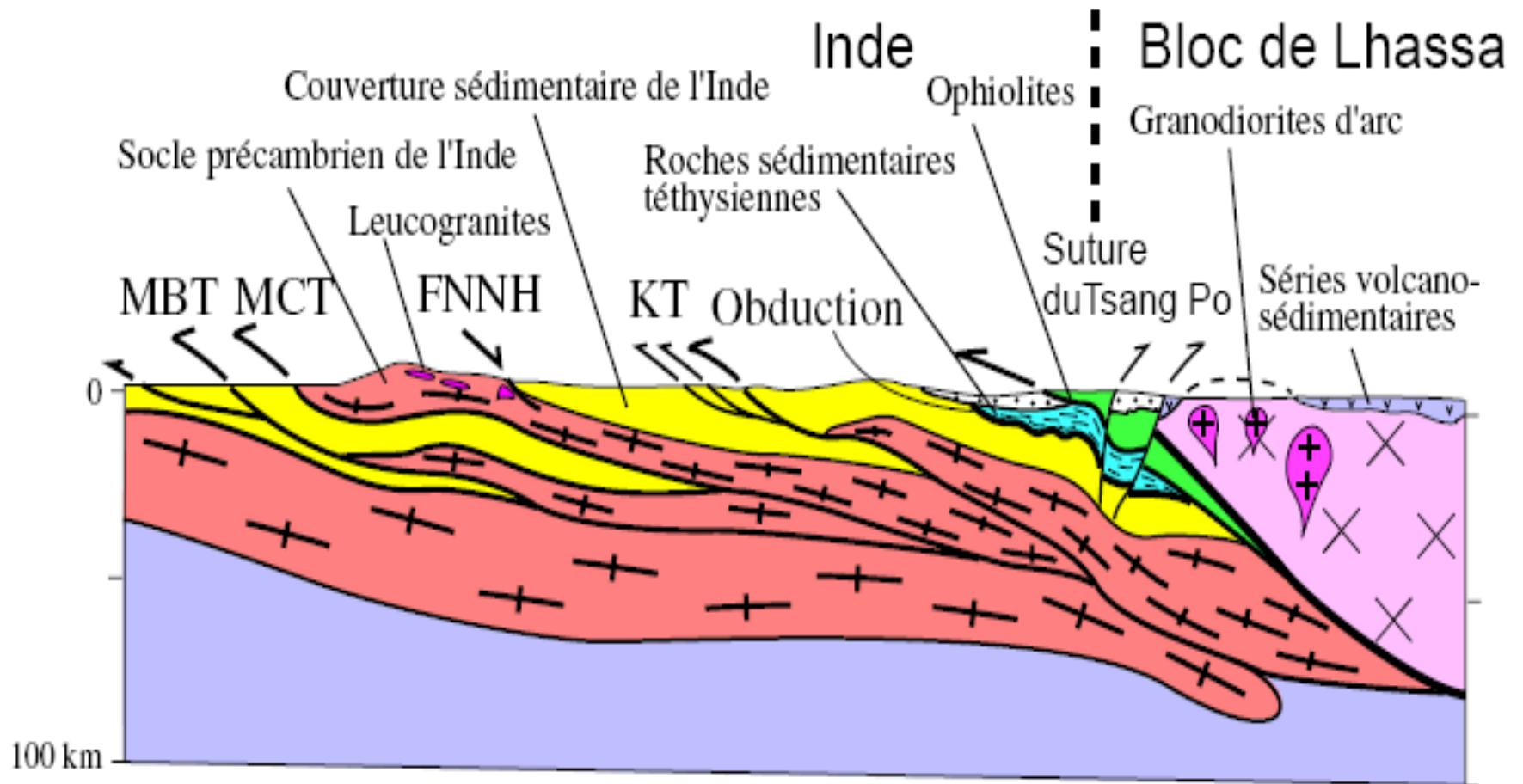
(d'après Patriat et al., 1998)

Collision intercontinentale : Himalaya (5)



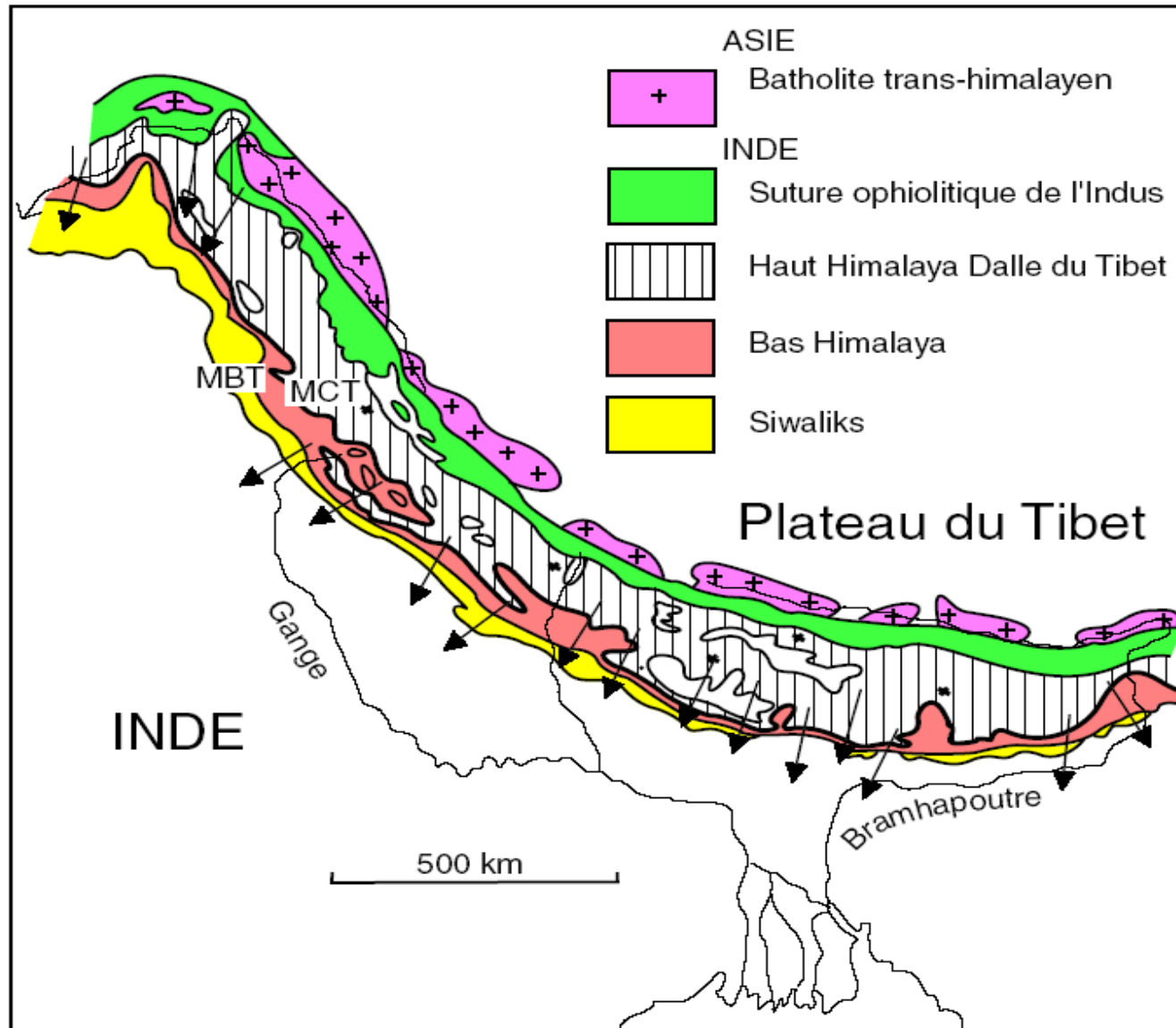
10. - Modèle d'évolution géodynamique de l'Himalaya (d'après Mattauer, 1986)

Collision intercontinentale : Himalaya (6)



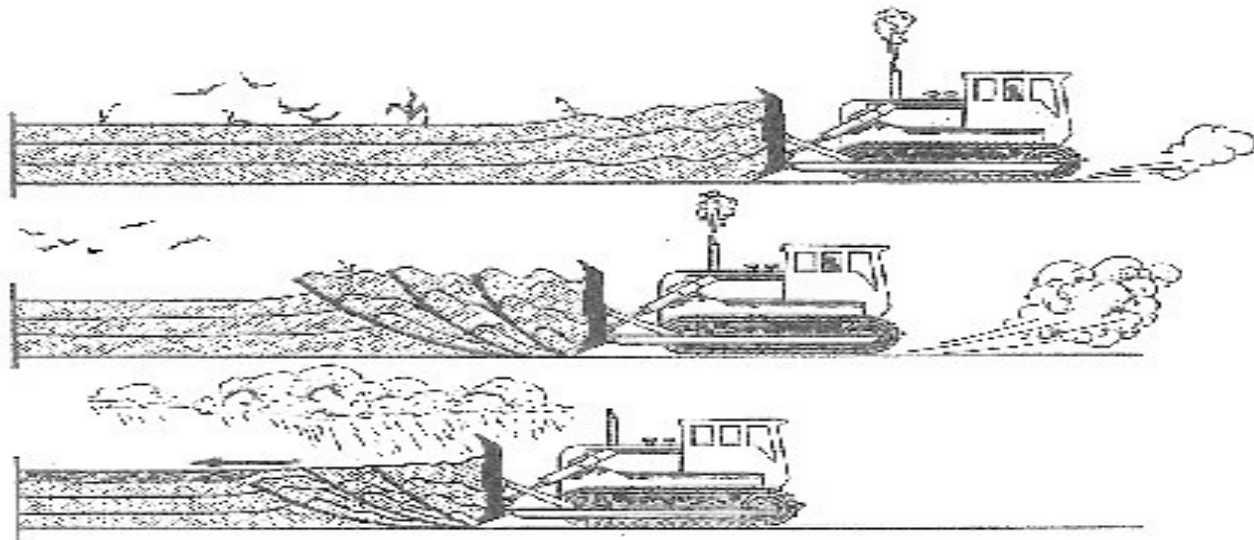
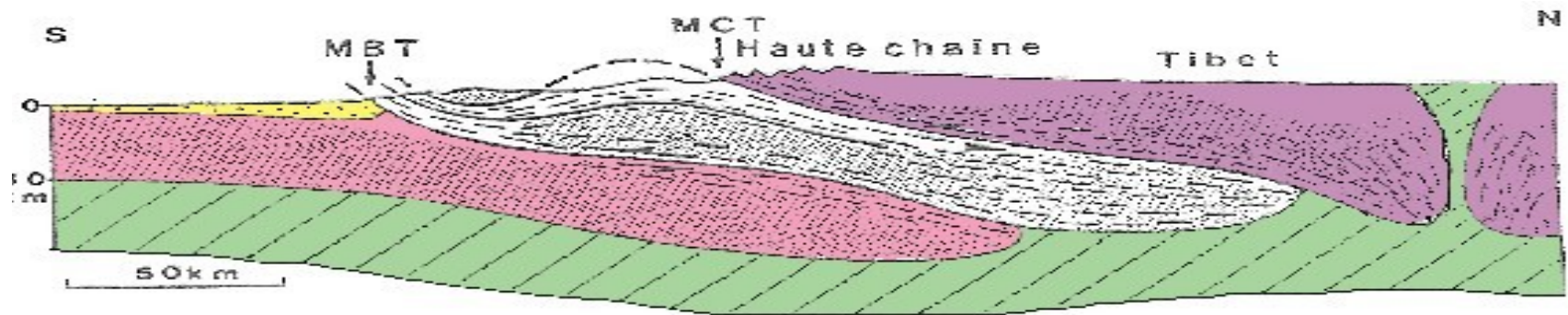
9. - Coupe schématique de l'Himalaya (simplifiée d'après Brunel, 1986)

Collision intercontinentale : Himalaya (7)

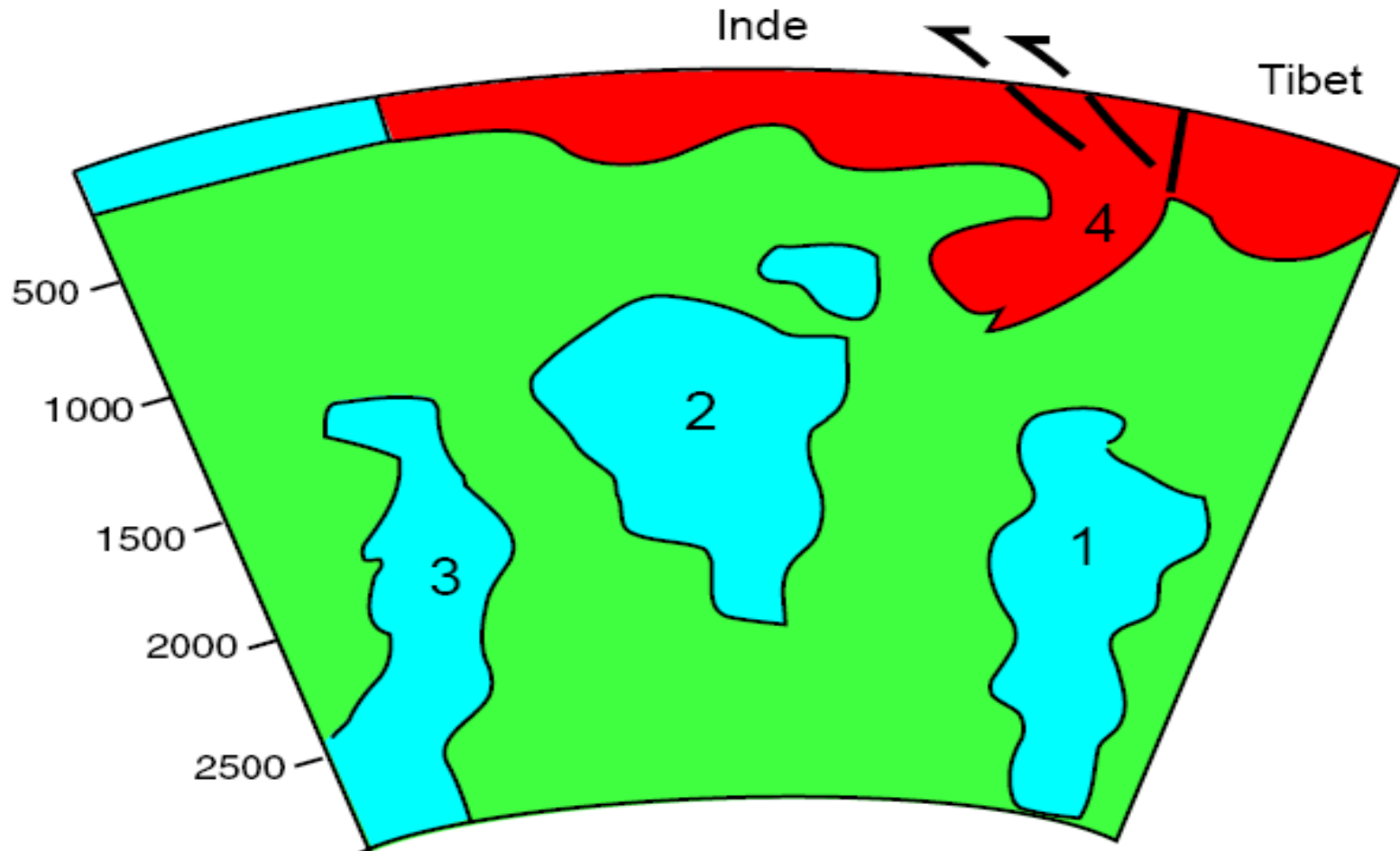


8. - Carte structurale de la chaîne himalayenne (d'après Debelmas et Mascle, 1997 ; Brunel, 1986)

Collision intercontinentale : Himalaya (8)



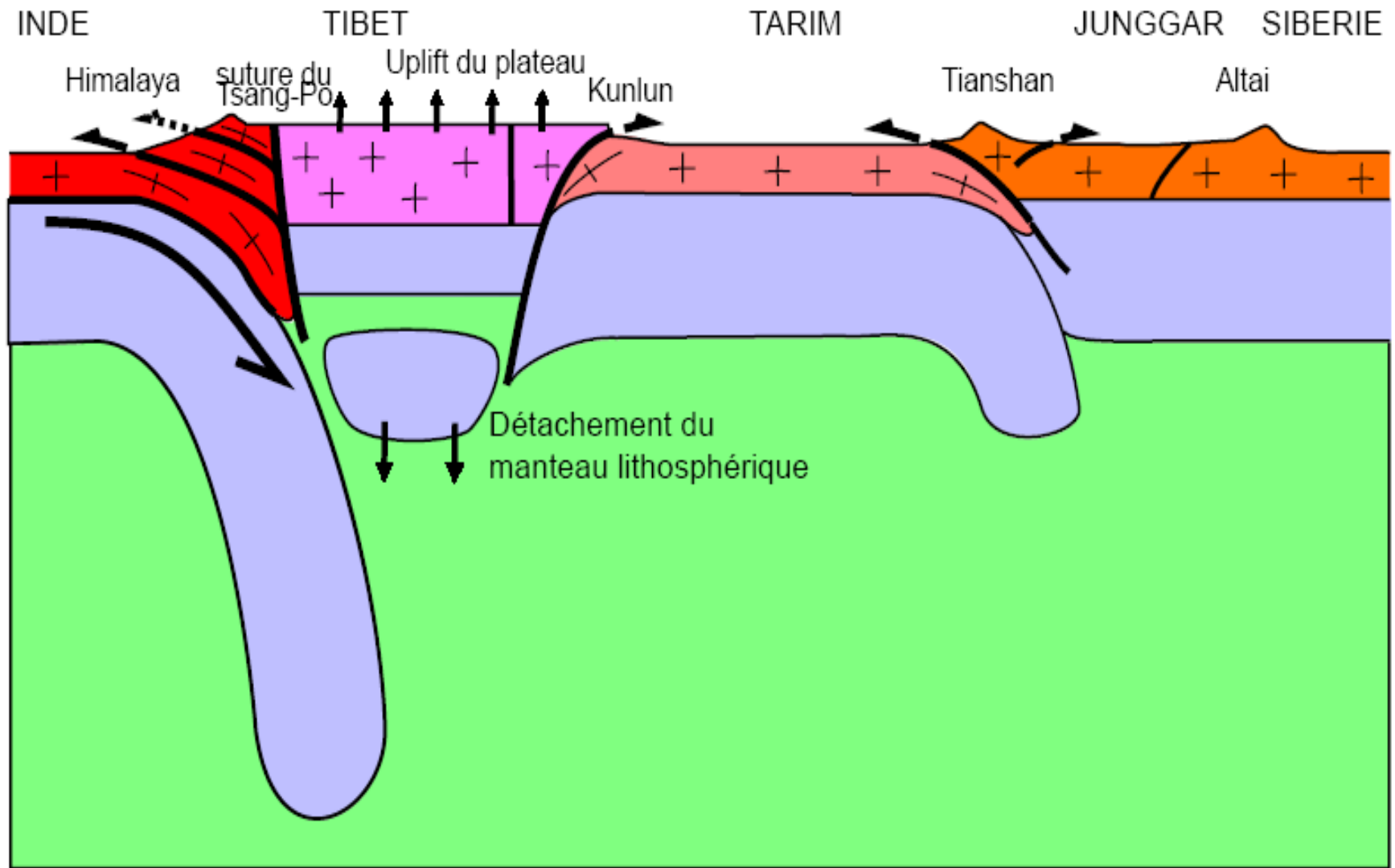
Collision intercontinentale : Himalaya (9)



- 1 : lithosphère relique de la collision jurassique du bloc de Lhasa avec l'Asie
- 2 : lithosphère océanique de la subduction andine de la Tethys
- 3 : lithosphère océanique de la subduction intraocéanique de la Tethys
- 4 : lithosphère continentale de la Grande Inde

12. - Interprétation des données tomographiques sous l'Inde et le Tibet (d'après Van der Voo et *al.*, 1999).

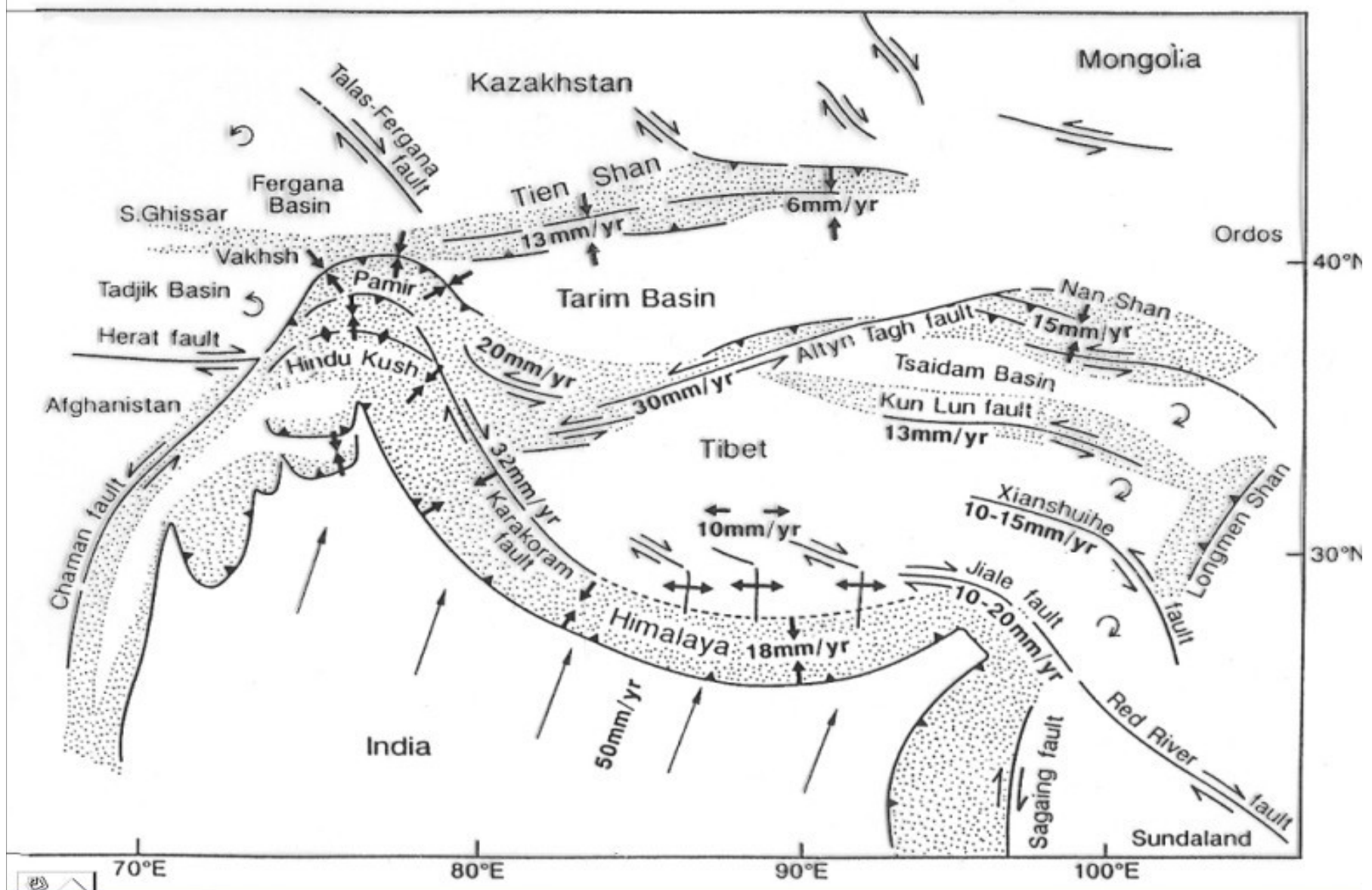
Collision intercontinentale : Himalaya (10)



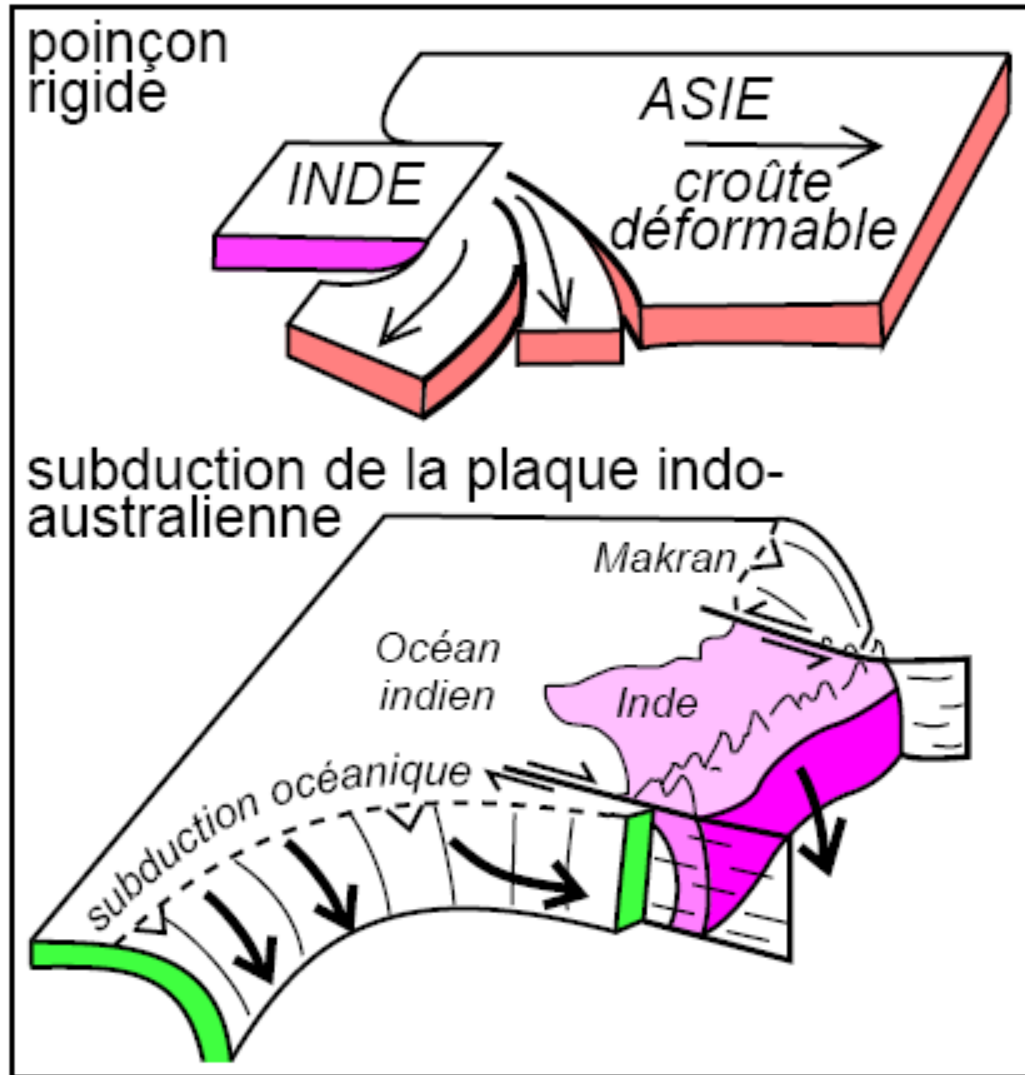
13. - Coupe schématique de l'Asie Centrale à l'échelle de la lithosphère

Collision intercontinentale : Himalaya (11)

Conséquences latérales



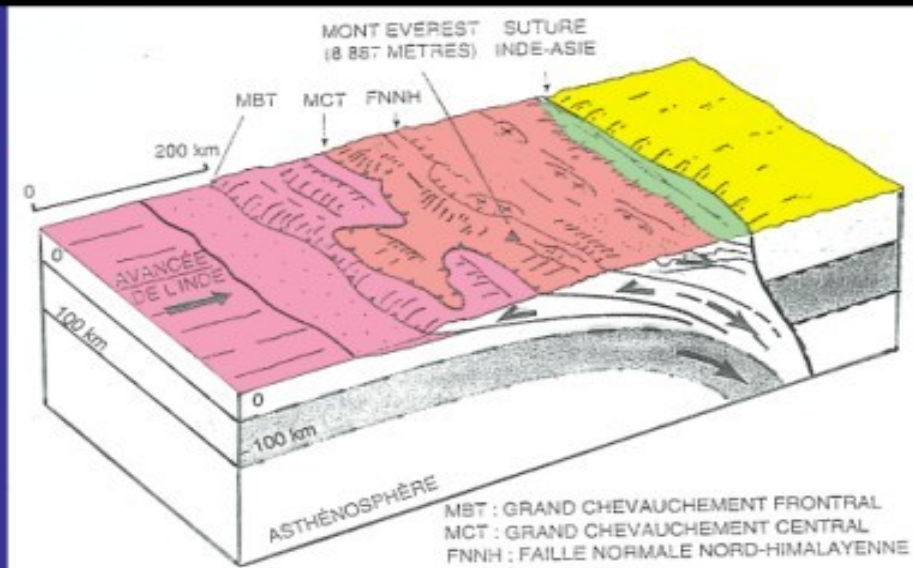
Collision intercontinentale : Himalaya (12)



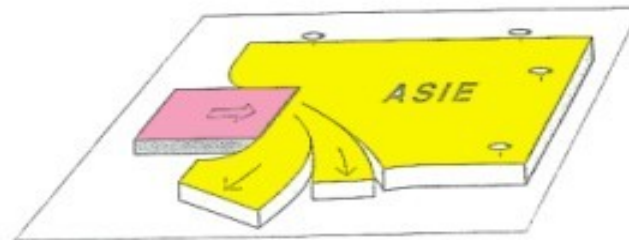
14. - Les deux modèles du poinçon rigide et de la subduction continentale de la Grande Inde pour expliquer la tectonique de l'Asie (d'après Mattauer et *al.*, 1999).

Collision intercontinentale : Himalaya (13)

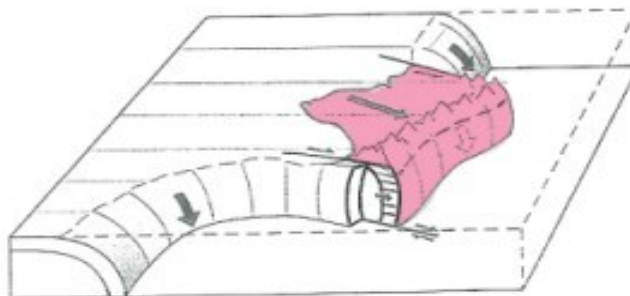
Convergence



**Chevauchements
Epaissement**



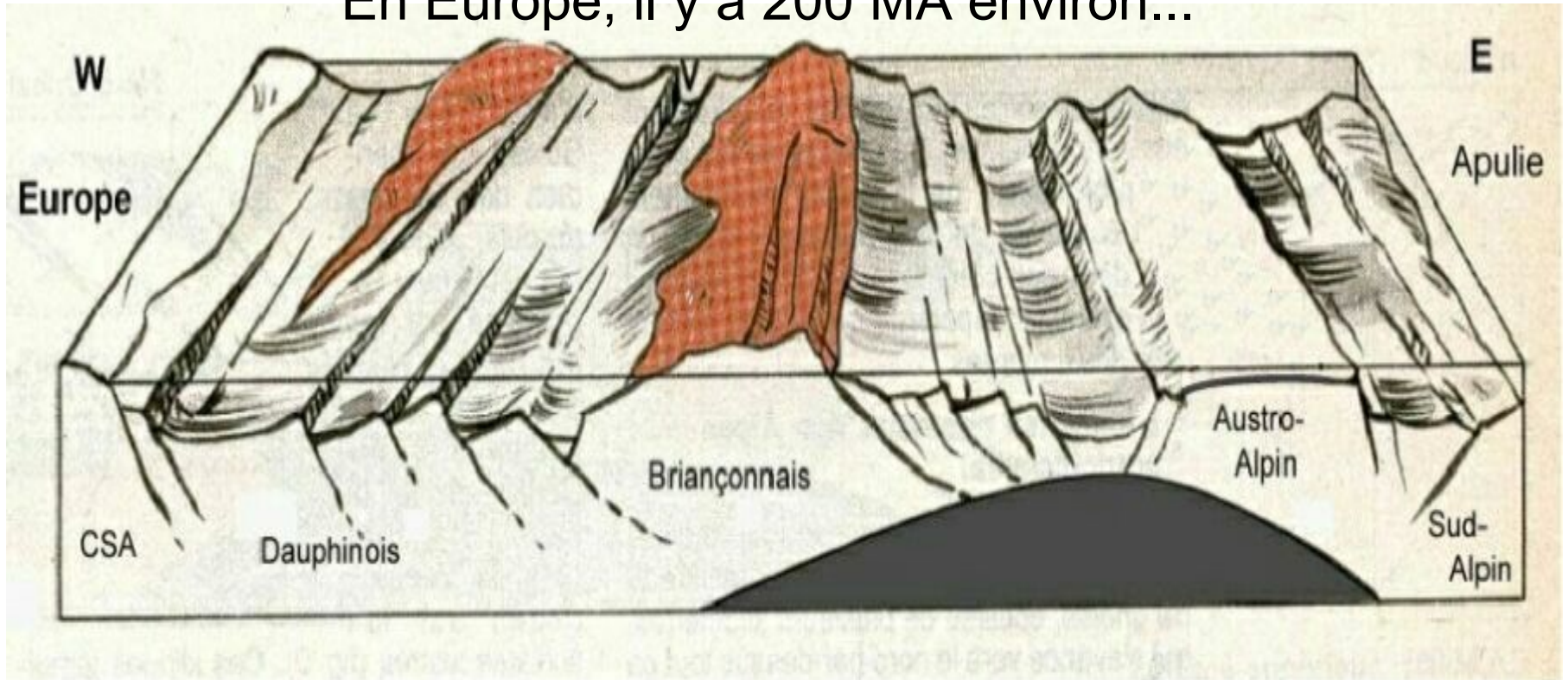
Décrochements



**Subduction
continentale**

Collision intercontinentale : Alpes (1)

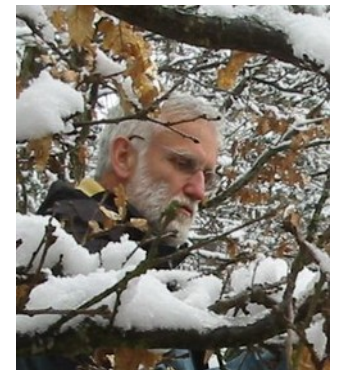
En Europe, il y a 200 MA environ...



Au Trias, à la place des Alpes, un Rift Continental ; au Lias, le Domaine Briançonnais est émergé (coloré en rouge).

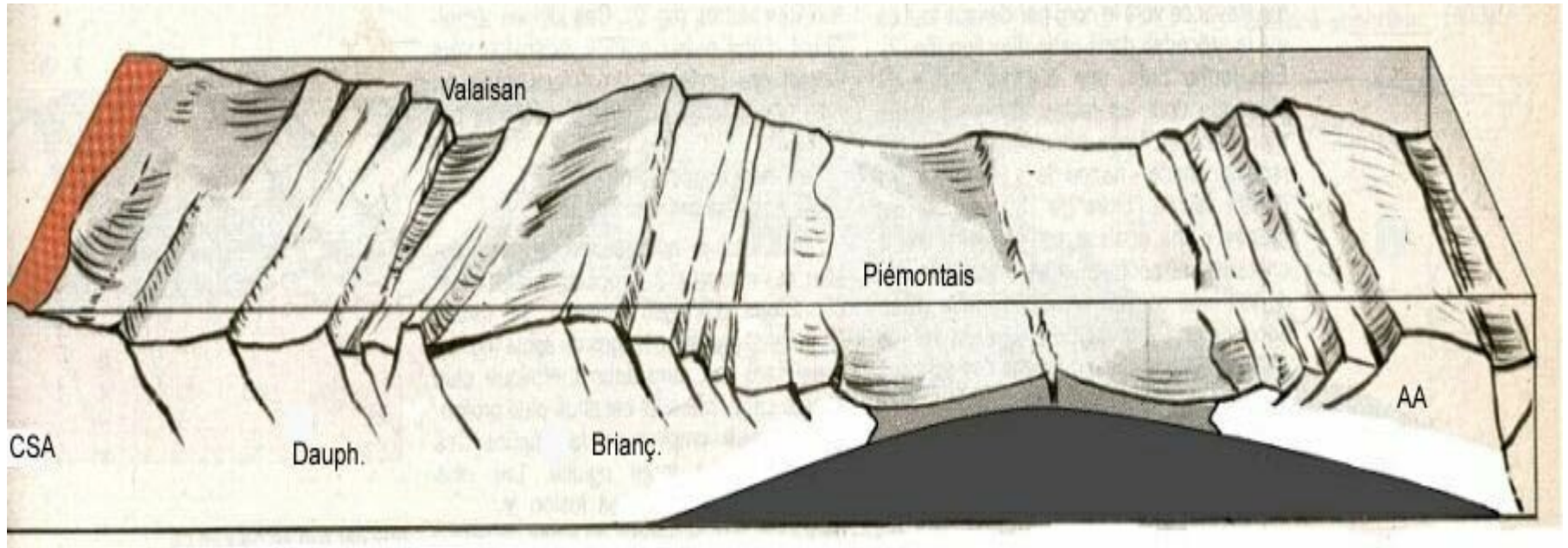
CSA = Chaînes Sub-Alpines.

Au début du secondaire, en Europe Occidentale, la chaîne hercynienne est totalement aplanie et les reliefs sont très modestes.



Collision intercontinentale : Alpes (2)

Ouverture de l'océan Alpin ou Ligure



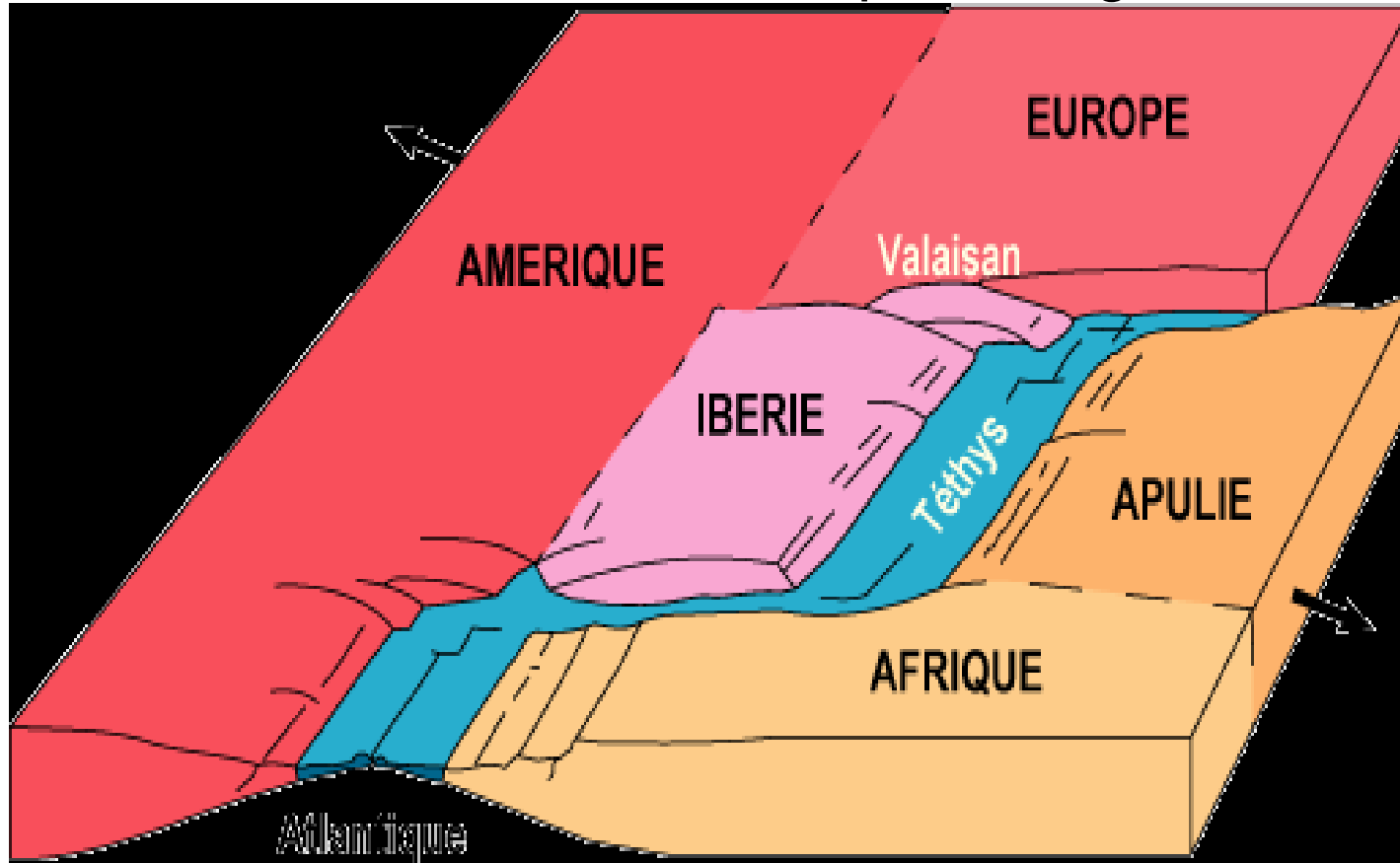
Entre 165 et 120 Ma, c'est l'expansion océanique.

AA = Austro-Alpin (Marge Ligure)

Entre 165 et 120 Ma (?), s'ouvre l'océan ligure qui n'a sans doute pas été très large (800-1000 km ?) entre l'Europe et l'Apulie (Italie), promontoire plus ou moins solidaire de l'Afrique. La lithologie des ophiolites suggère que la vitesse d'expansion devait être faible : entre 0.5 et 2 cm/an.

Collision intercontinentale : Alpes (3)

Ouverture de l'océan Alpin ou Ligure



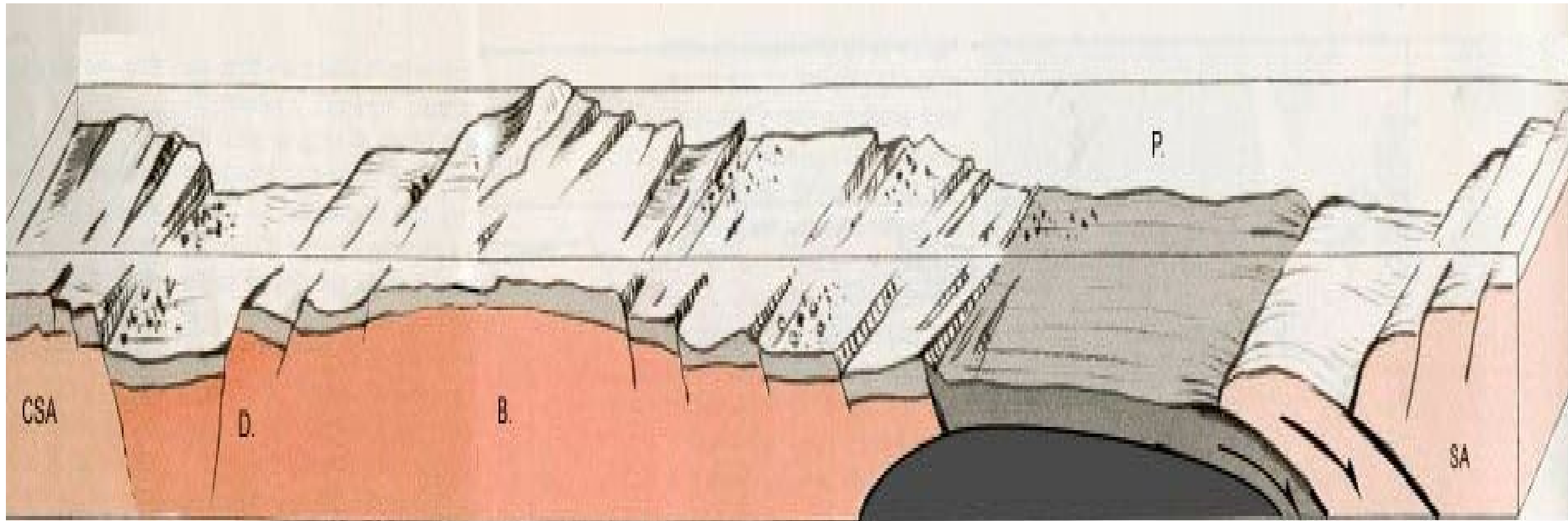
La Pangée, vaste et unique continent à la surface du globe, se fragmenta et l'Europe fut progressivement séparée de l'Afrique par la naissance de l'océan Téthys, aujourd'hui disparu. Ainsi au cours de l'ère Secondaire, la plus grande partie de nos régions était située sous la mer.

Collision intercontinentale : Alpes (4)

Fermeture de l'océan Alpin ou Ligure

De 120 à 60 millions d'années

La naissance de l'Atlantique sud, séparant l'Afrique de l'Amérique du sud, inverse le mouvement de l'Afrique qui commence à se rapprocher de l'Europe, entraînant en profondeur l'océan Téthys sous l'Apulie par le processus de subduction.

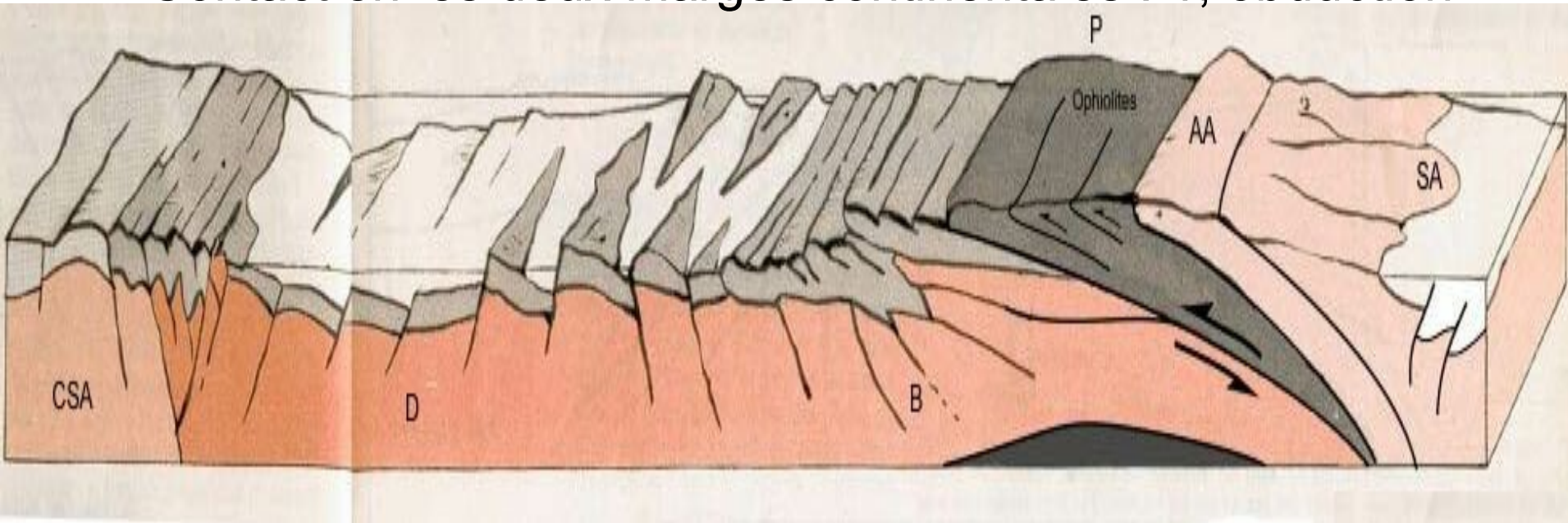


Entre 110 et 45 Ma, l'océan ligure se referme ...

Roches sédimentaires (en gris) et Socle granitique et métamorphique (en orange) hérité de l'orogène hercynien, sont distingués. D=Domaine Dauphinois, B=Domaine Briançonnais (Marge Européenne), P=Domaine Piémontais (Croûte Océanique), SA=Sud Alpin (Marge Ligure).

Collision intercontinentale : Alpes (5)

Contact en les deux marges continentales : 1, obduction

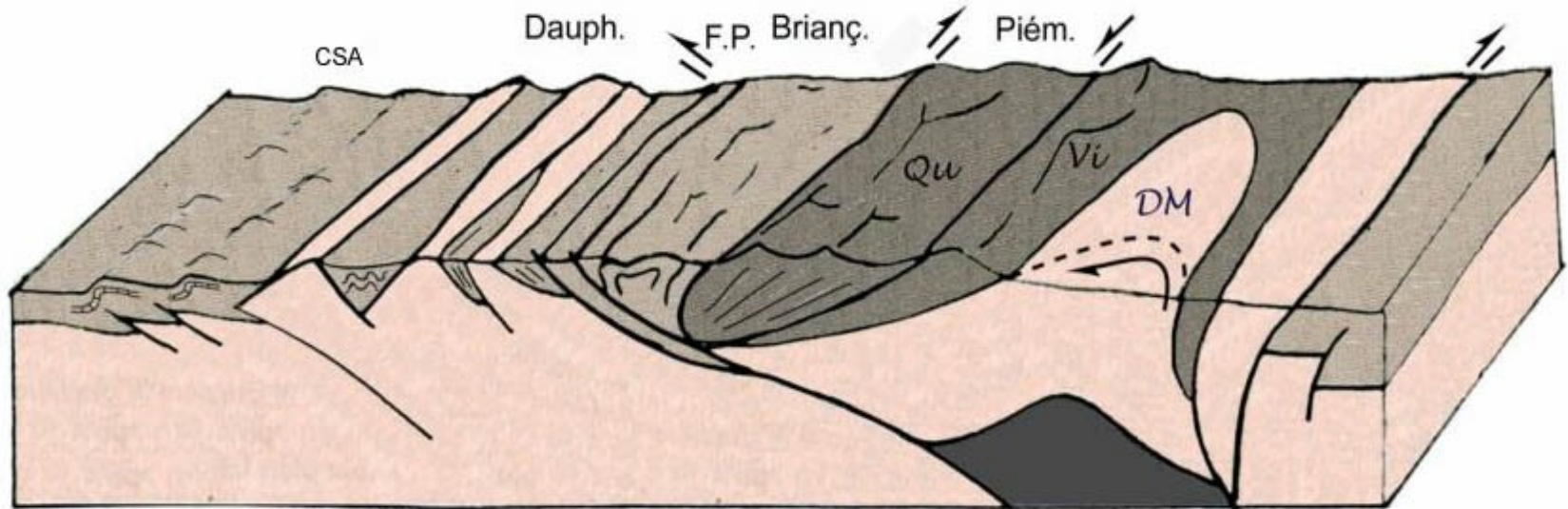


La subduction de la marge européenne (vers 45 Ma) précède la collision ...

Après disparition de l'océan, la marge continentale européenne amincie est entraînée à son tour dans la subduction. Des portions de lithosphère continentale peuvent être entraînées jusqu'à de grandes profondeurs : c'est ce dont témoigne la présence de coesite dans le Massif Cristallin de Dora Maria, en Italie. La coesite, ce polymorphe de très hautes pressions du quartz, indique que la croûte continentale de Dora Maria a été enfouie à plus de 90 km de profondeur.

Collision intercontinentale : Alpes (6)

Contact entre les deux marges continentales : 2, collision



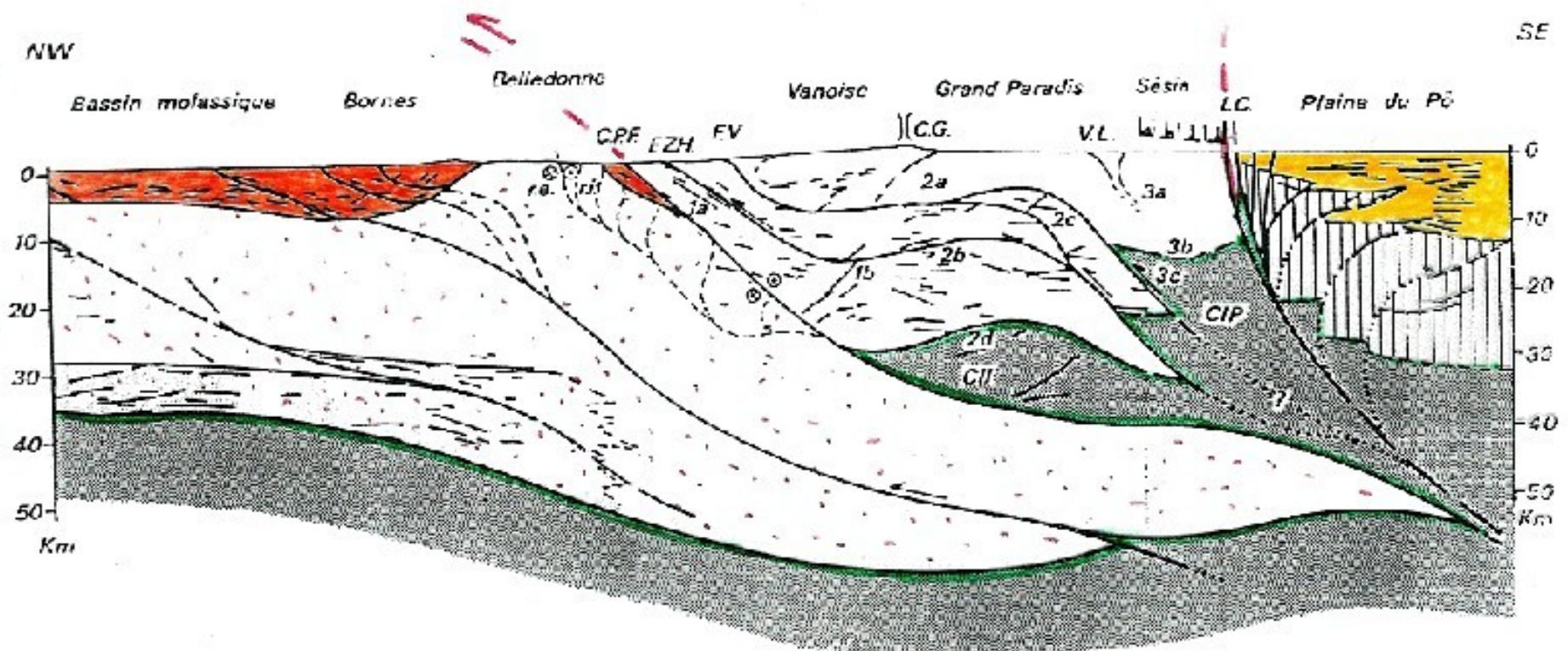
(FP= front pennique, limite entre les zones externes et les zones internes, Qu=Queyras, V=Viso, DM=Dora Maira)

La collision proprement dite débute aux alentours de 35 Ma. Les nappes ophiolitiques, métamorphisées (Queyras, Viso) ou non (Chenaillet) à l'alpin viennent reposer sur le Domaine Briançonnais de la marge européenne. Dans les Alpes Centrales et Orientales, les nappes austro-alpines, morceaux de croûte continentale ligure, viennent, à leur tour, surmonter les nappes ophiolitiques piémontaises. La collision se poursuit ; la croûte continentale est largement déformée : la déformation se propage vers l'extérieur de la chaîne. Elle atteint les chaînons sub-alpins. Ce sont plis, failles et chevauchements dans les zones externes. Dans les zones internes, des roches profondes sont exhumées très rapidement : croûte continentale de Dora Maira, croûte océanique du Viso et du Queyras, ... L'activité sismique dans les Zones Externes témoigne que la convergence se poursuit, avec des vitesses de raccourcissement évaluées à quelques mm. par an.

Collision intercontinentale : Alpes (7)

Imagerie Géophysique des zones de collision (Alpes Occidentales)

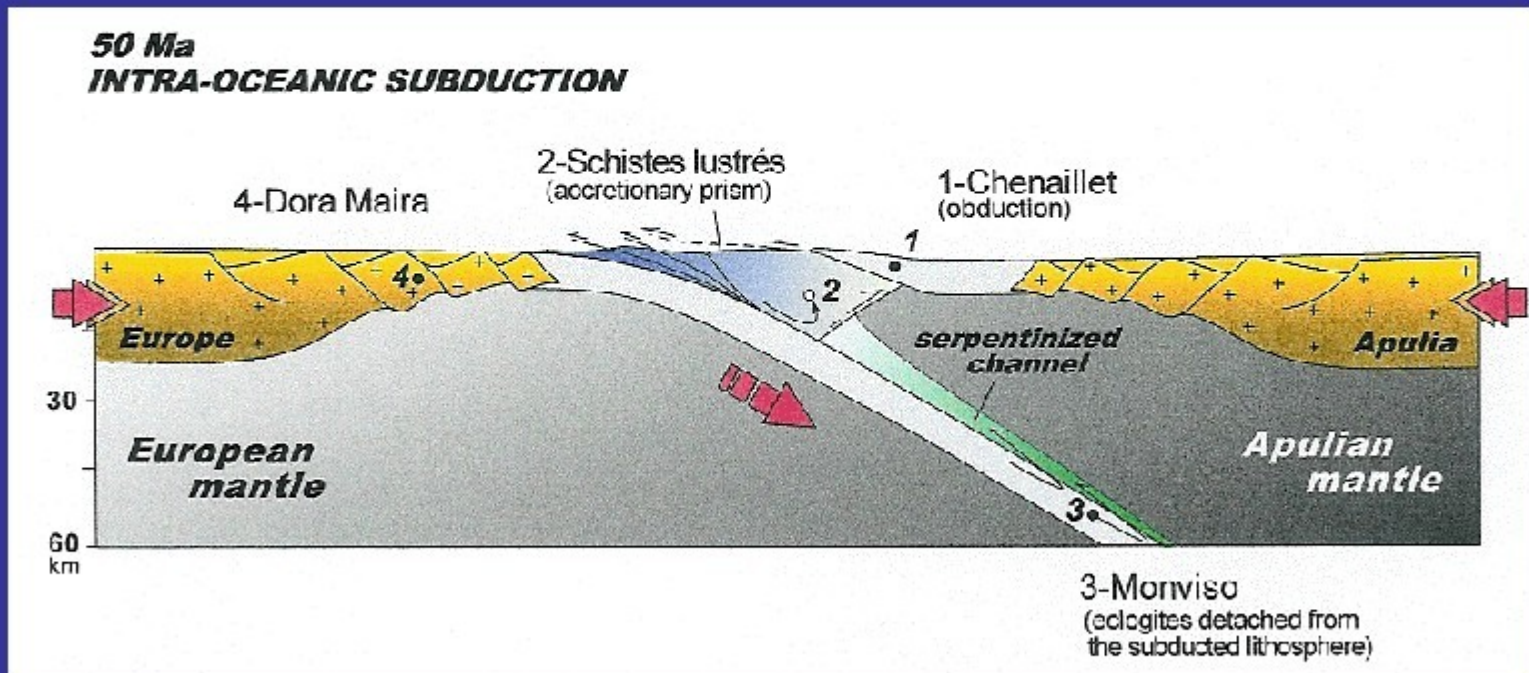
- Raccourcissement et épaissement à l'échelle lithosphérique
- Notion de racine des chaînes de montagnes



Collision intercontinentale : Alpes (8)

Les Zones Internes des Alpes Occidentales :

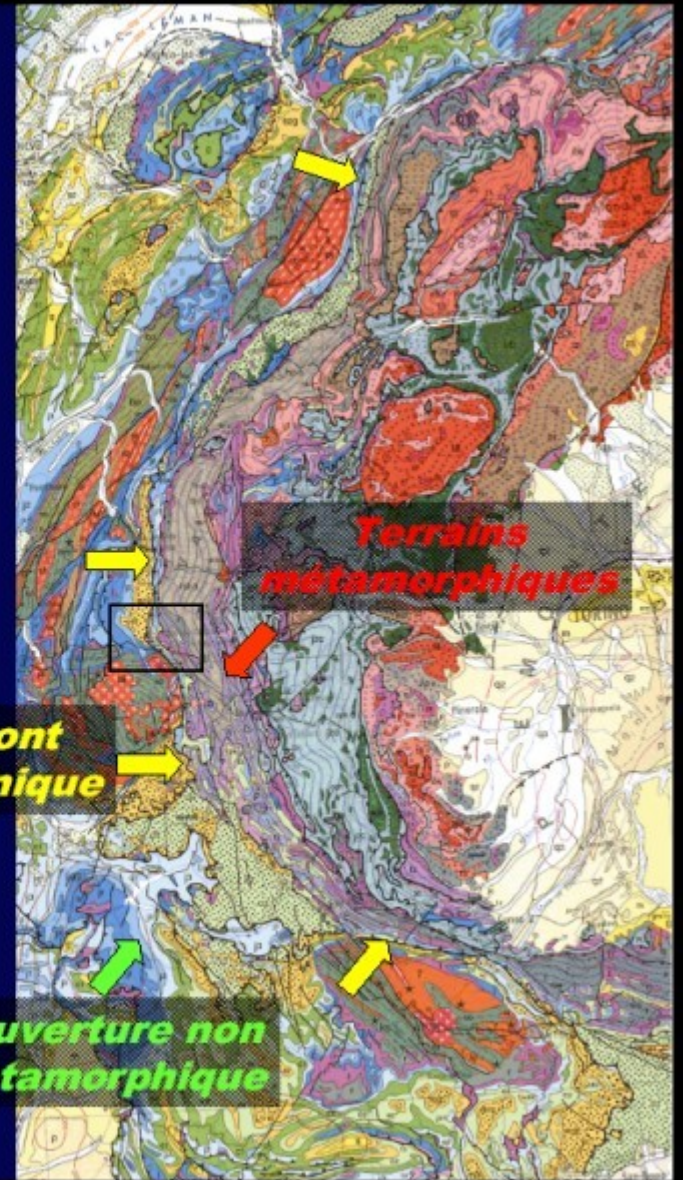
Une paléo-zone de subduction d 'âge Eocène



Collision intercontinentale : Alpes (9)

Front pennique
Structure majeure
à l'échelle de l'arc alpin

Limite tectonique:
chevauchement des zones
métamorphiques sur
l'avant-pays européen

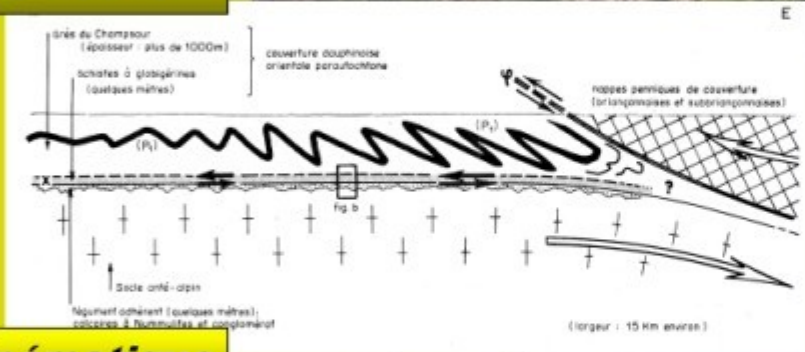


Collision intercontinentale : Alpes (10)

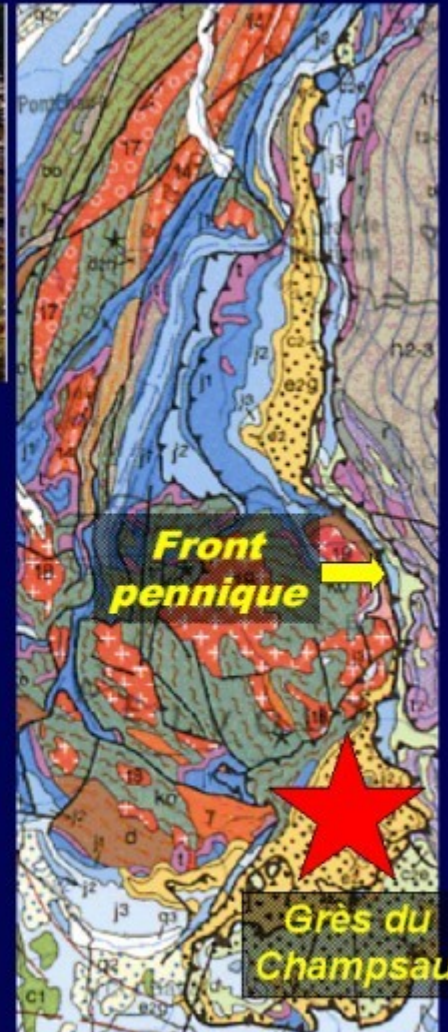
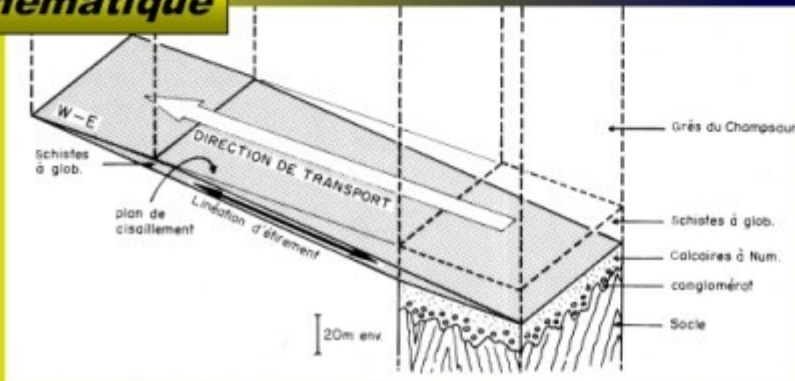
1-Observations de terrain



2-Géométrie



3-Cinématique

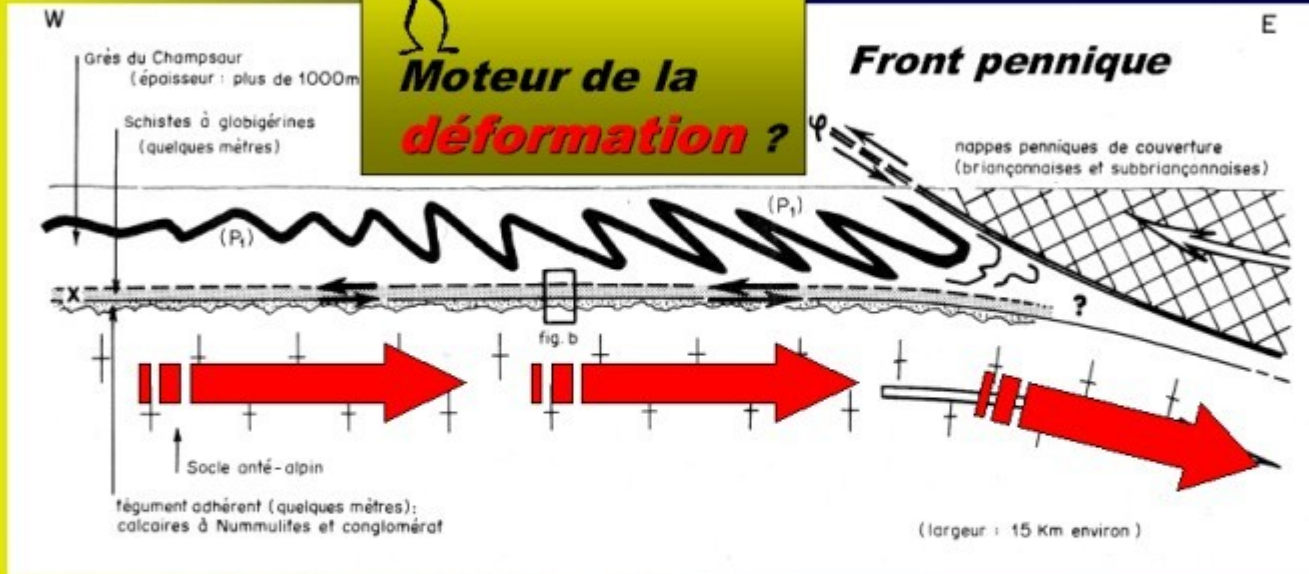


Collision intercontinentale : Alpes (11)

4-Dynamique

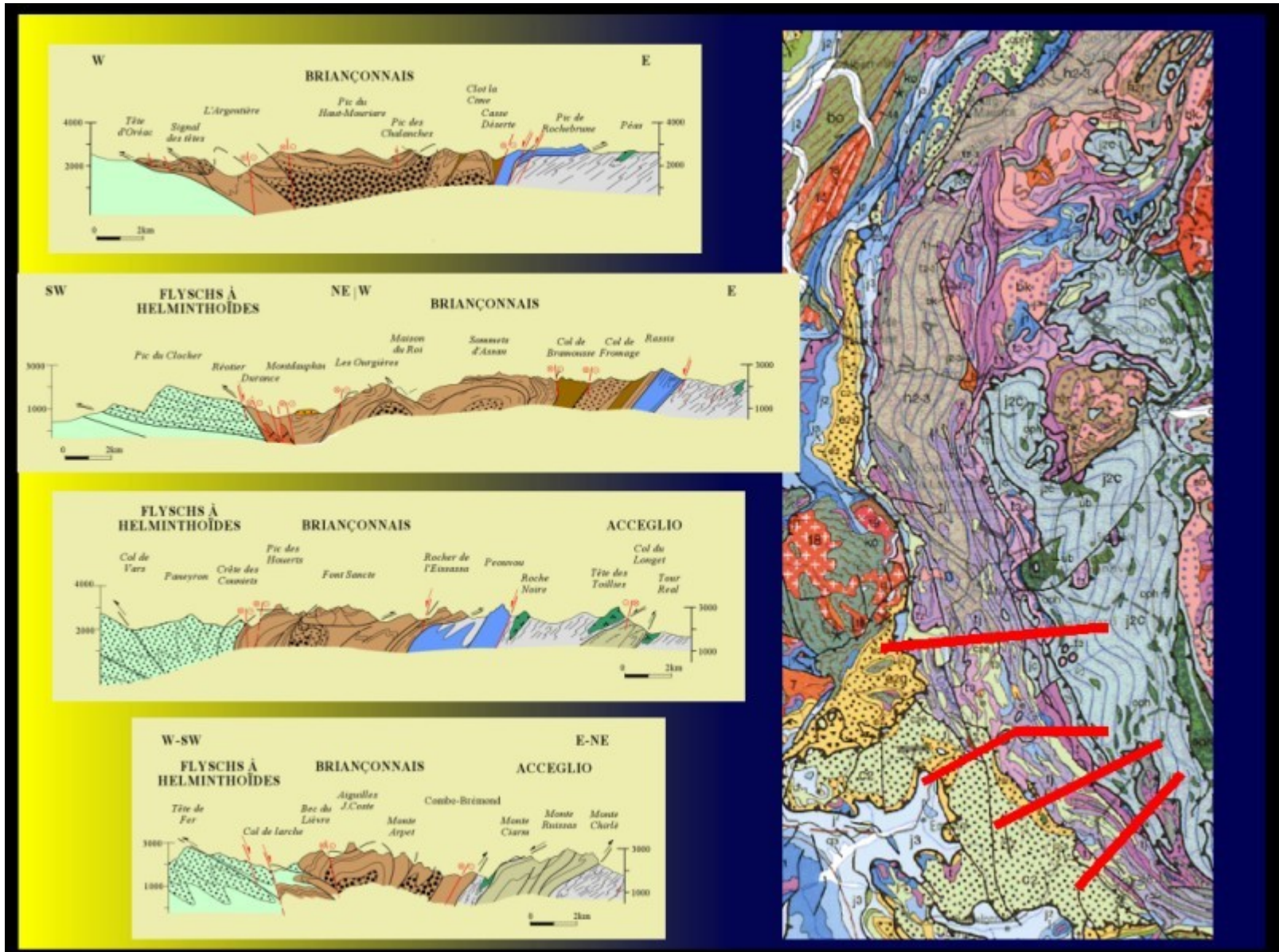


**Moteur de la
déformation ?**

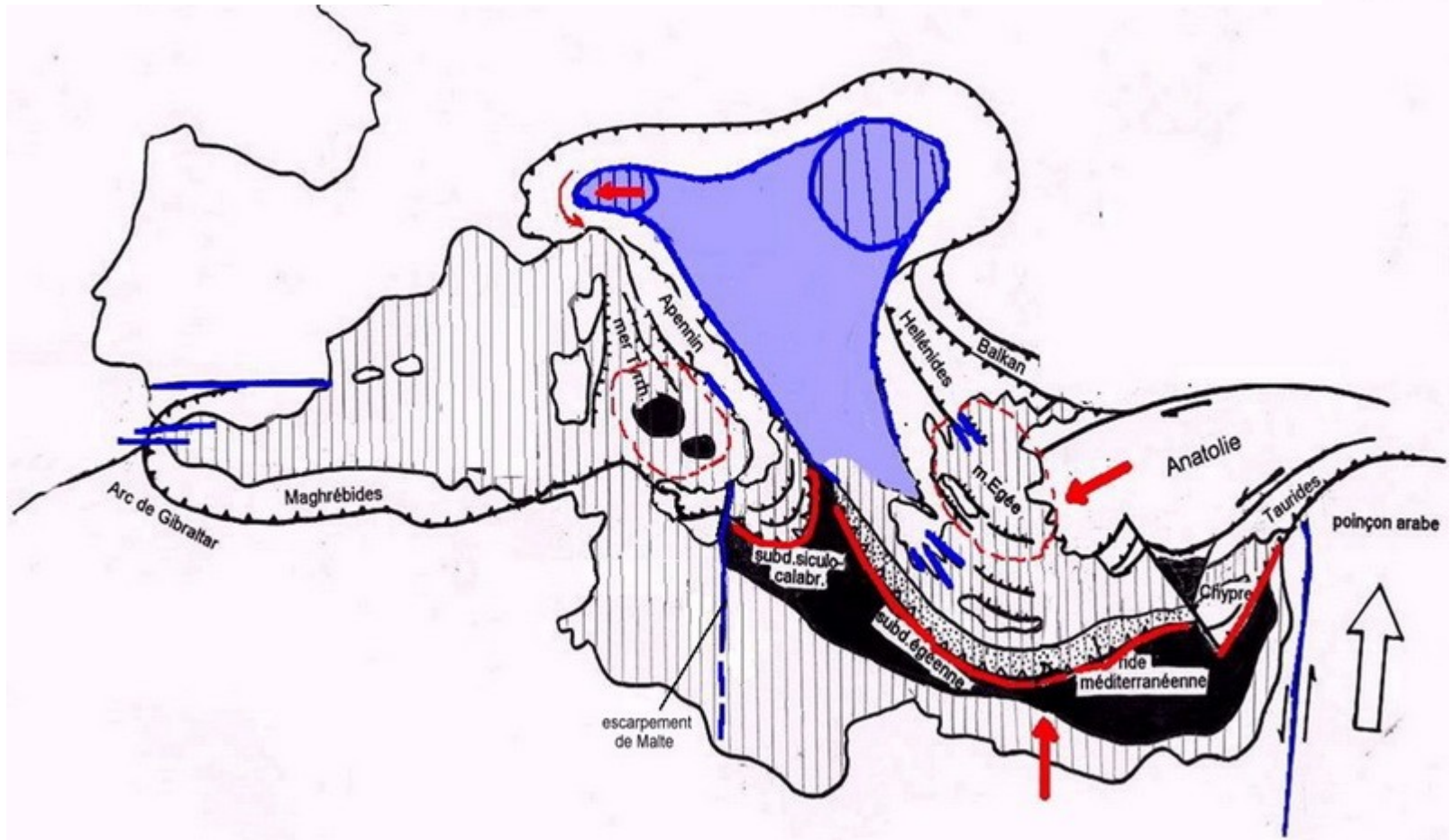


Sous-charriage de la croûte Européenne

Collision intercontinentale : Alpes (12)



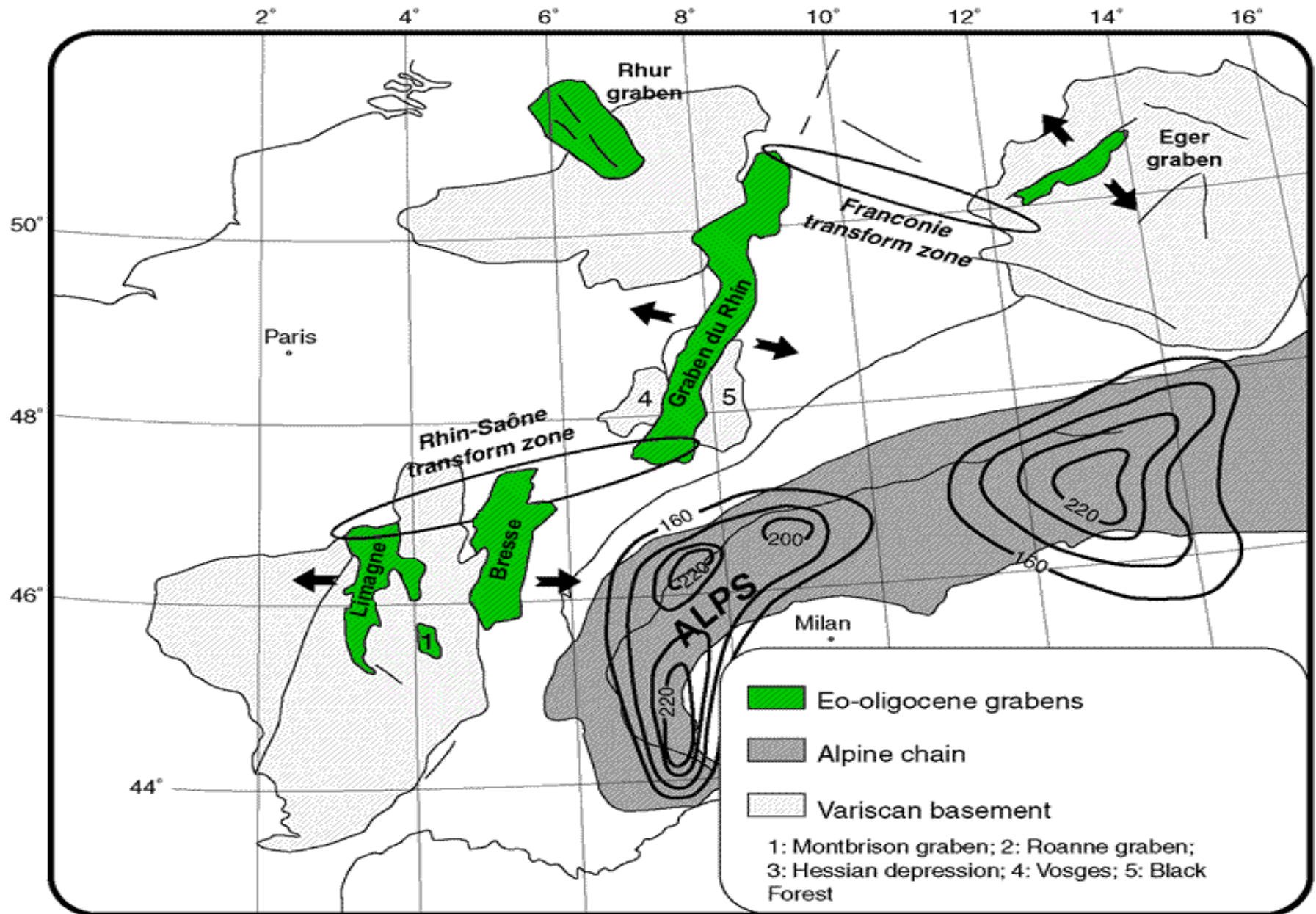
Collision intercontinentale : inexorable fermeture de la Méditerranée



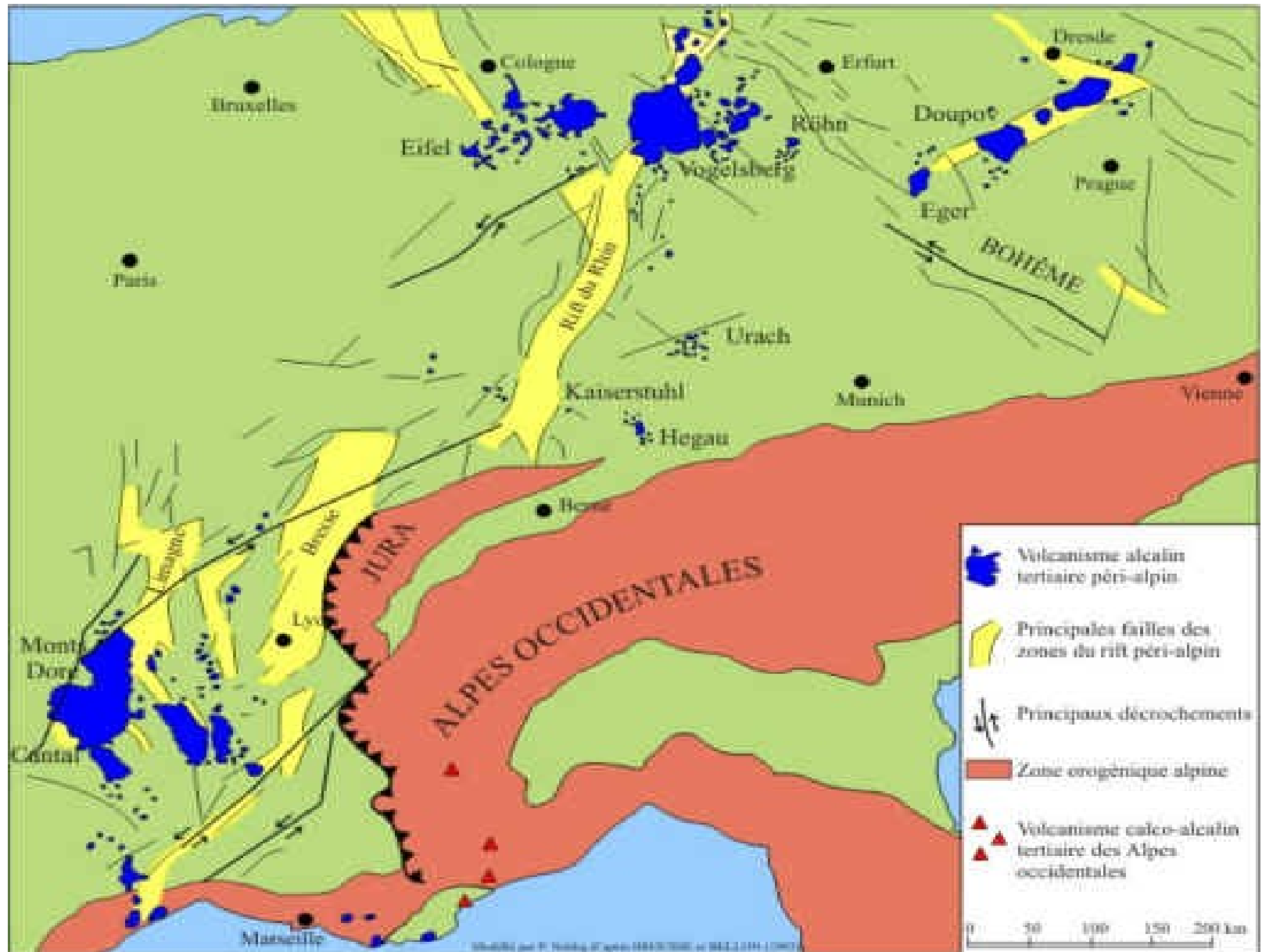
Le rapprochement de l'Afrique et de l'Europe se manifeste de deux façons :

- accentuation de la collision alpine au front de la microplaque adriatique. De plus, et peut-être en conséquence de ce mouvement, ce front se fragmente en donnant un bloc padan, poussé vers l'W et en rotation antihoraire, autour duquel se moule l'arc alpin ;
- deux zones de subduction actives, celle s'exerçant au niveau de l'arc égéen, déjà fonctionnelle, et celle de l'arc siculo-calabrais qui entre alors en fonction. Leur activité se prolongera dans le Quaternaire jusqu'à l'époque actuelle comme le montre la répartition des séismes profonds contemporains.

Alpes et Rift ouest européen (1)

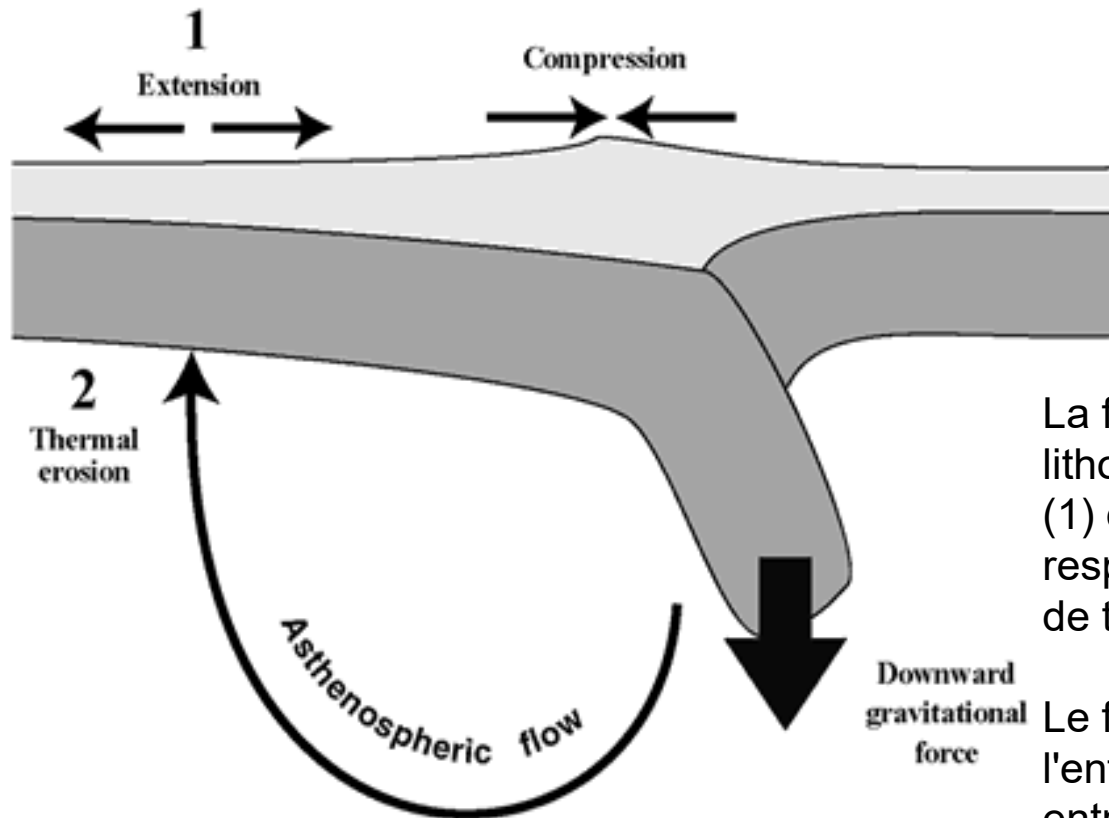


Alpes et Rift ouest européen (2)



Alpes et Rift ouest européen (3)

Représentation schématique du rôle de la racine lithosphérique dans la création d'un épisode de rifting dans la lithosphère adjacente

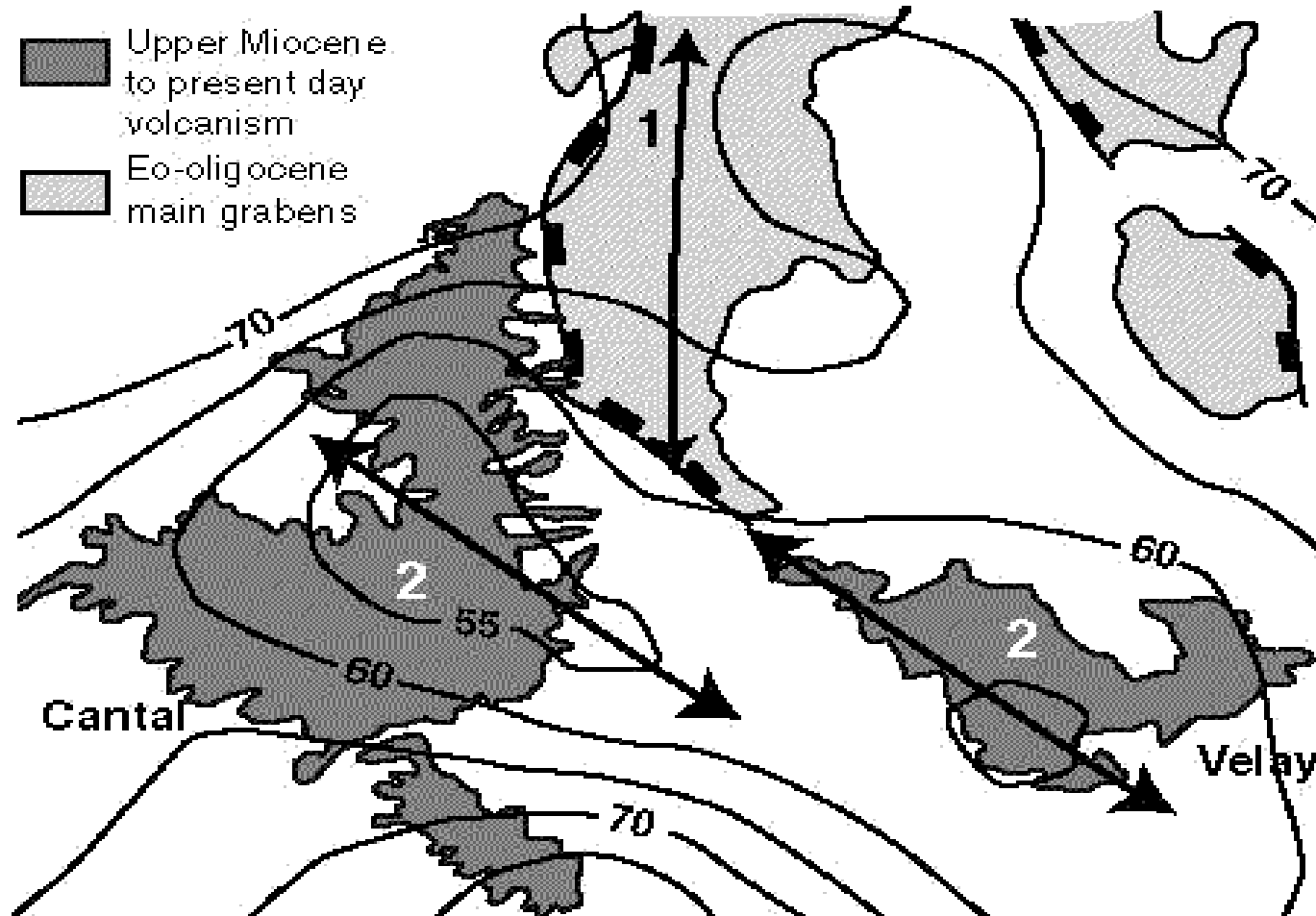


La force gravitaire de la racine lithosphérique dense induit de l'extension (1) dans la lithosphère adjacente et est responsable de l'épisode de déformation de type rift passif.

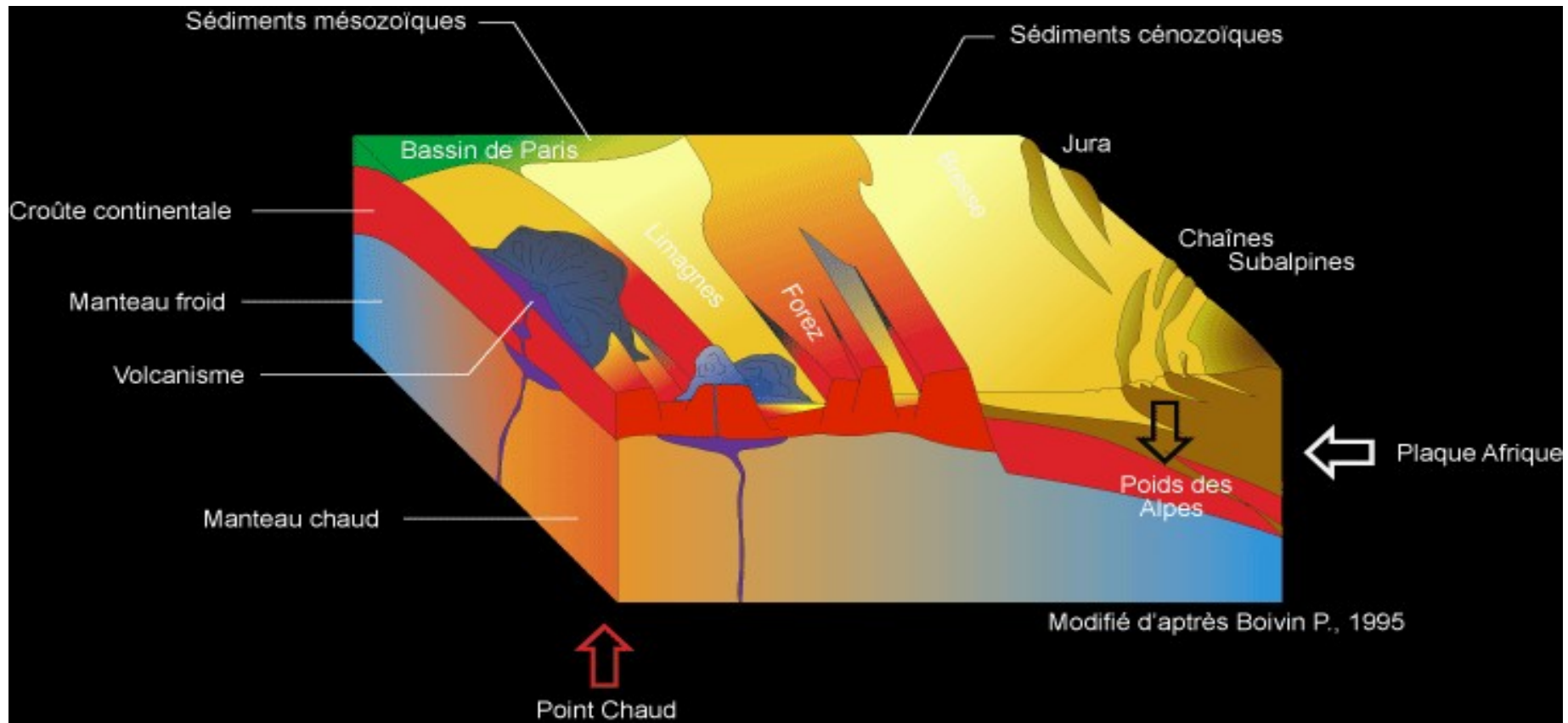
Le flux asthénosphérique dû à l'enfoncement de la racine lithosphérique entraîne du matériel mantellique chaud à la base de la lithosphère adjacente. Ceci induit une érosion thermique (2) et un épisode de déformation de type rift actif (2)

Alpes et Rift ouest européen (5)

Orientation de l'amincissement crustal eo-oligocène dans le Nord du Massif Central (1) et l'orientation de l'anomalie thermique dans le Sud (2)



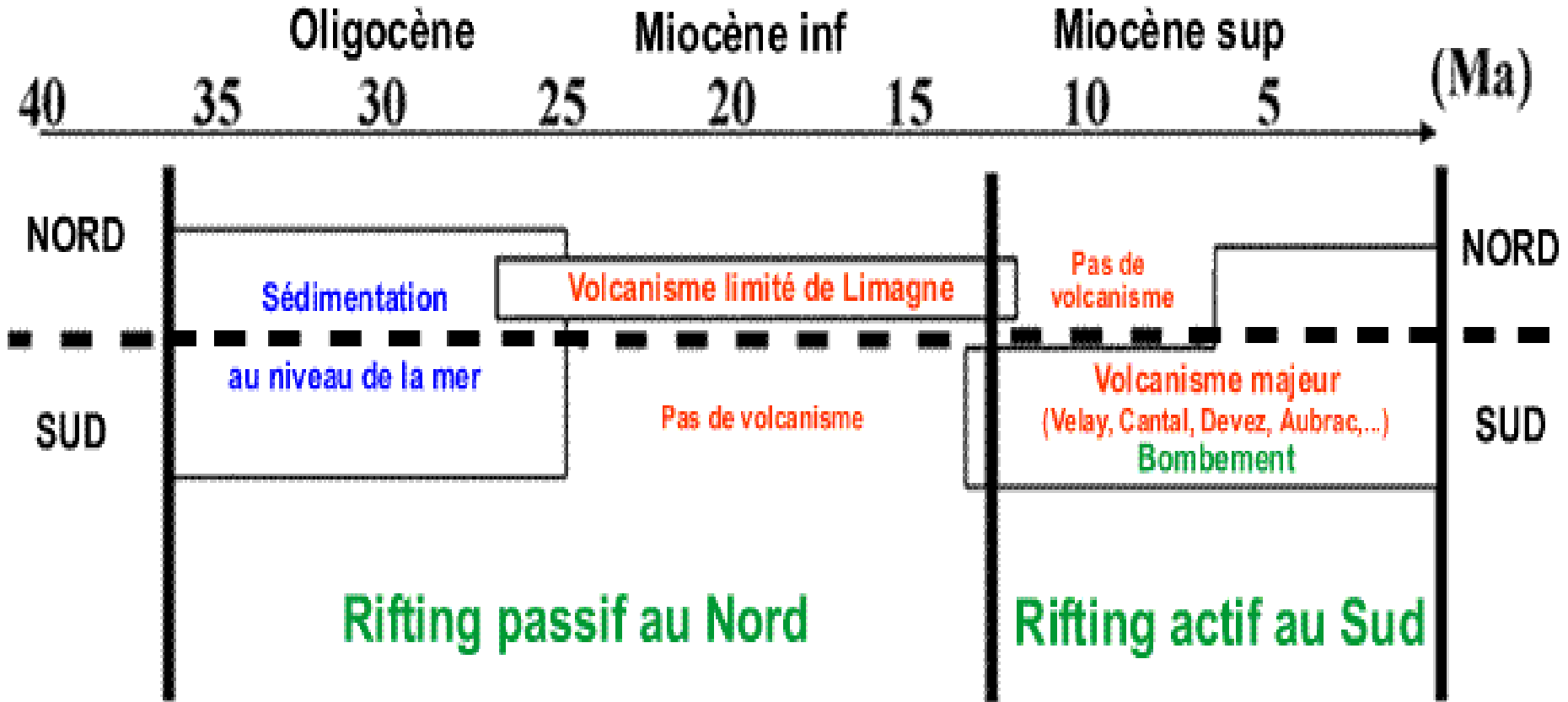
Alpes et Rift ouest européen (6)



De même que tous les autres centres volcaniques de l'Europe de l'Ouest (Massif Rhénan et Massif Bohémien), le volcanisme du Massif central est localisé dans une zone surélevée associée à des grabens sédimentaires. Les grabens de la Limagne, de la Bresse, du Rhin, de la Ruhr, de la Leine et de l'Eger, se sont formés au début du Cénozoïque pendant l'orogénèse alpine et l'affaissement néogène des bassins méditerranéen et pannonien.

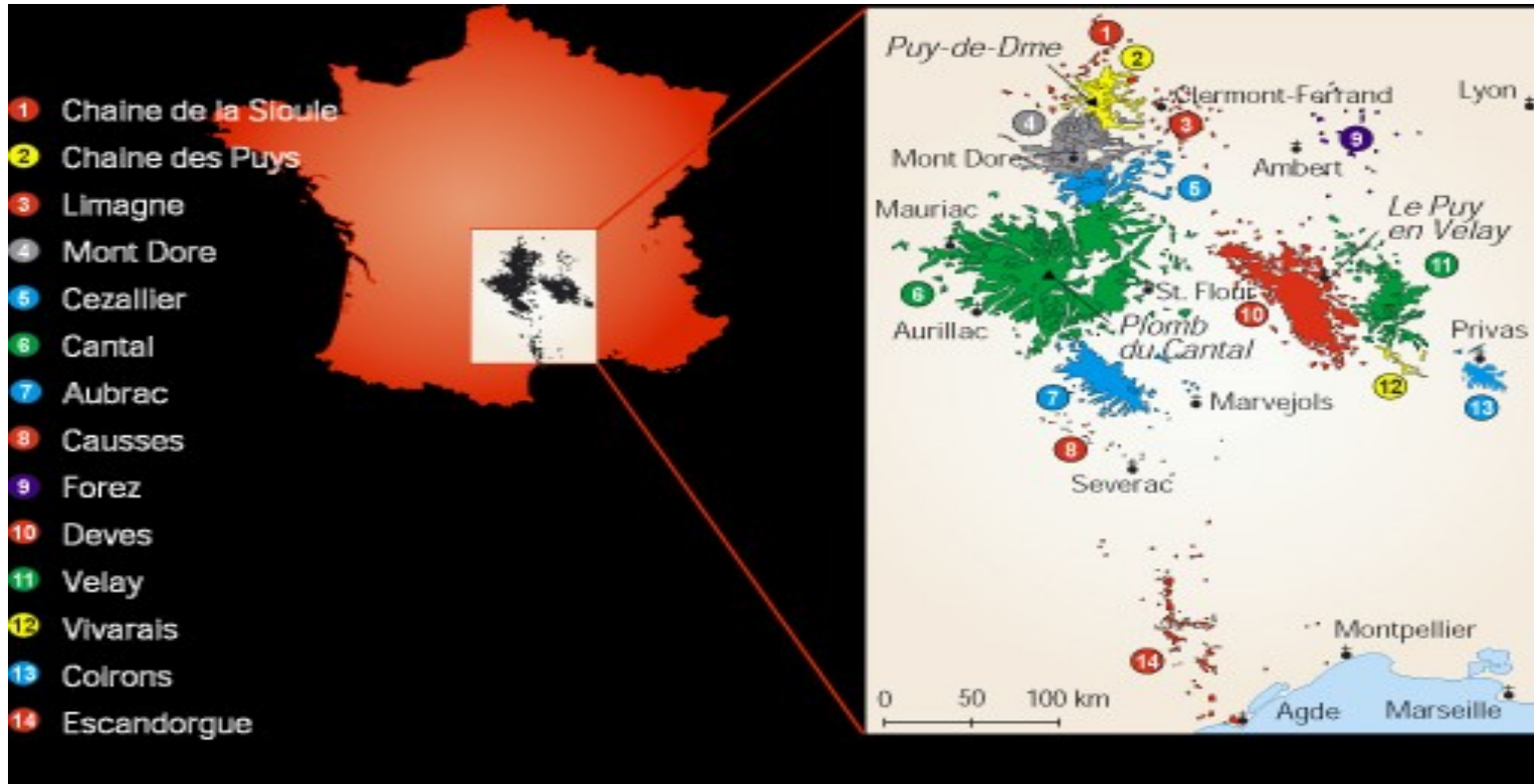
Alpes et Rift ouest européen (7)

Massif Central :
double évolution du processus de rifting au cours du Tertiaire ?



Alpes et Rift ouest européen (8)

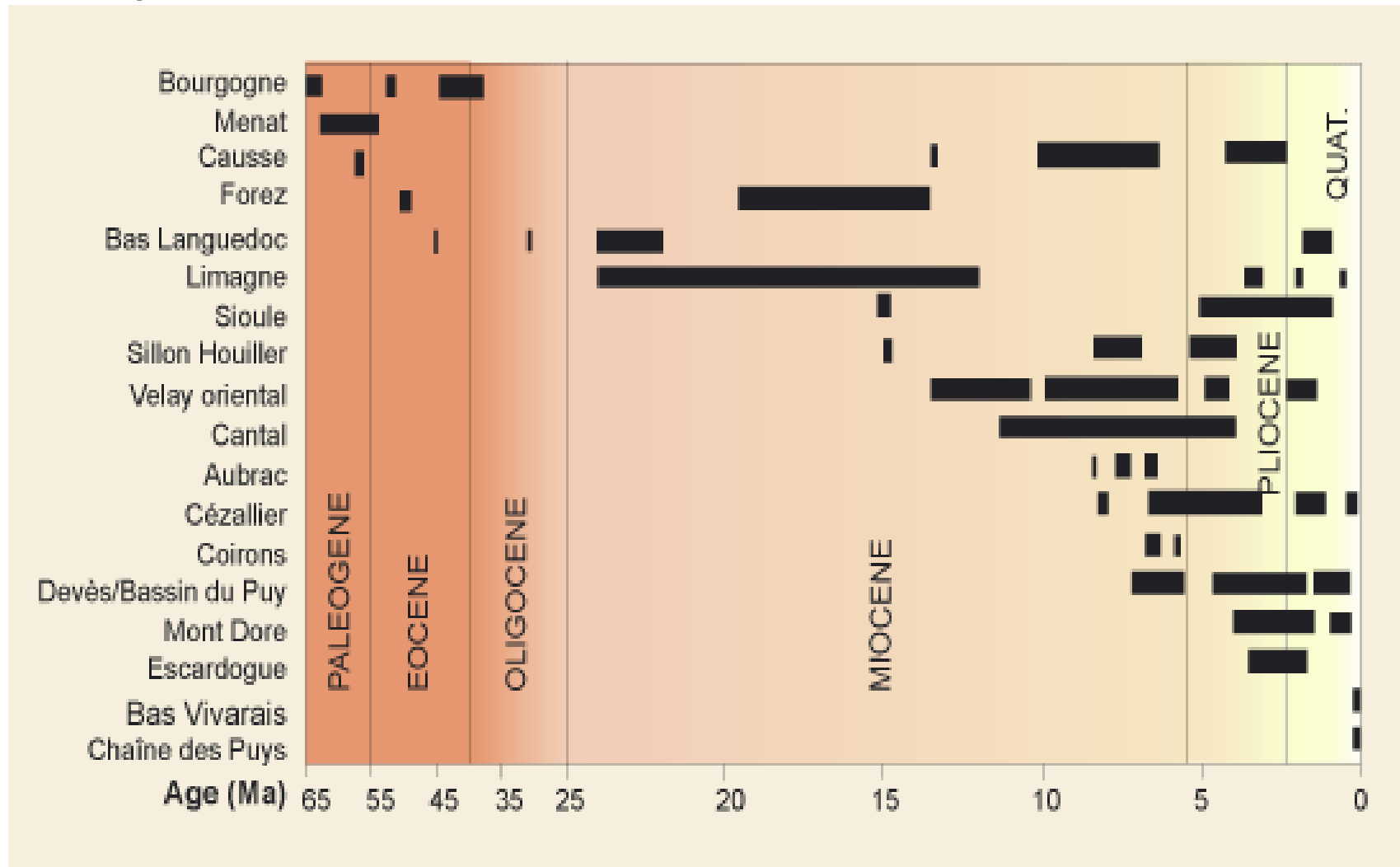
Carte des principales provinces volcaniques du Massif Central



Le volcanisme du Massif central est globalement centré sur le Nord du Cantal. Trois axes en divergent, l'axe le plus important vers le Nord rassemble le Cézalier, les Monts Dore et la Chaîne des Puys. Les deux autres branches sont d'importance plus modeste. Il s'agit, vers le sud, du volcanisme de l'Aubrac et des Causses qui se prolonge jusqu'au Cap d'Agde. Vers le sud-est se succèdent les volcans du Devès, du Velay oriental et du Vivarais. Le volcanisme est essentiellement de type fissural : Chaîne des Puys, Aubrac, Colrons et Devès. Cependant deux importantes constructions volcaniques centrées - des stratovolcans - sont aussi présentes : le Cantal et les Monts Dore - Sancy.

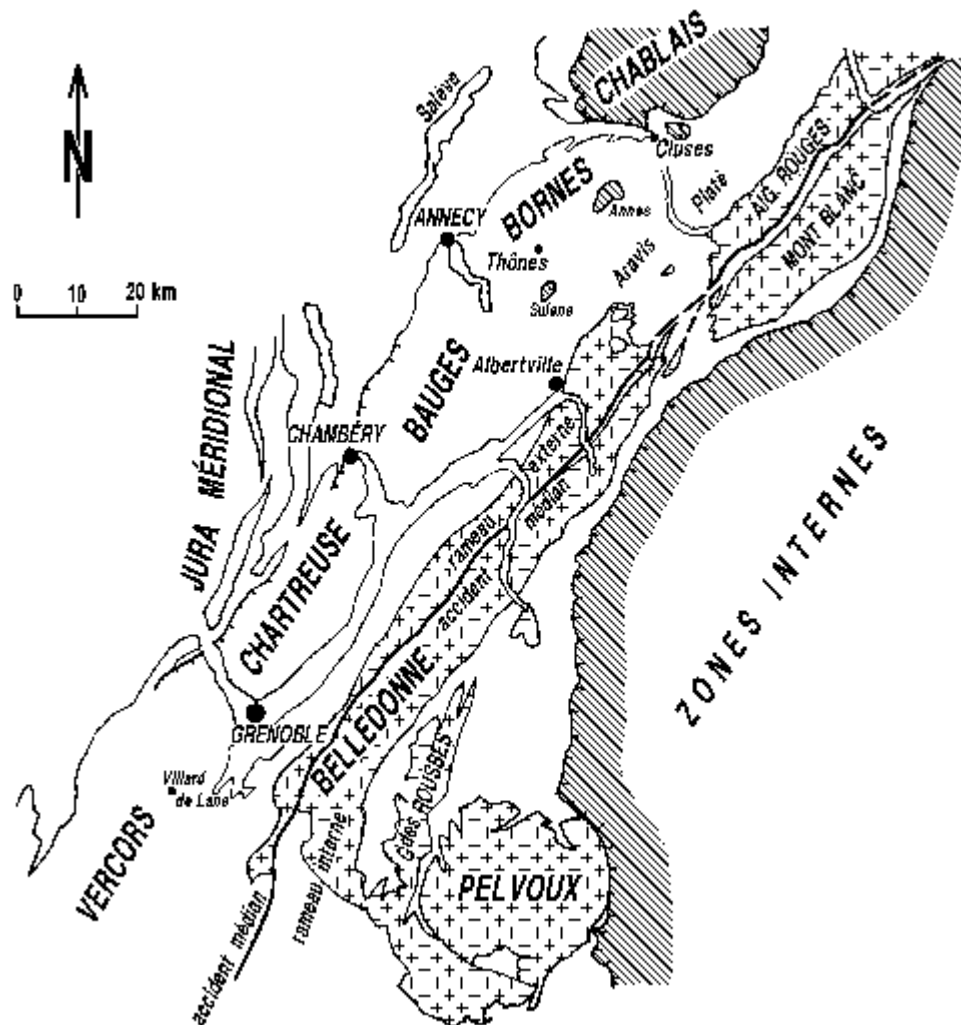
Alpes et Rift ouest européen (9)

Âges des principaux ensembles volcaniques du Massif Central



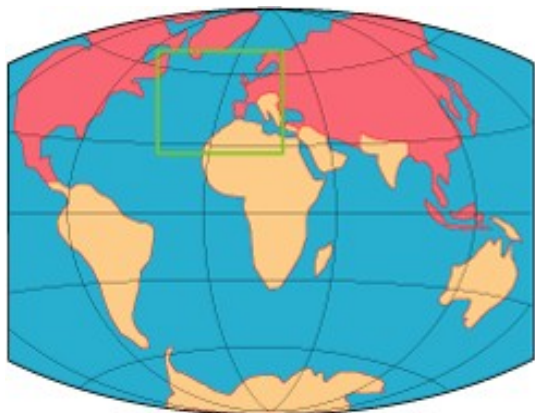
Le volcanisme le plus récent est localisé dans le Vivarais et la Chaîne des Puys, avec les dernières éruptions datées à 7000 ans BP (Groupe du Pavin).

Alpes et massifs subalpins français (1)

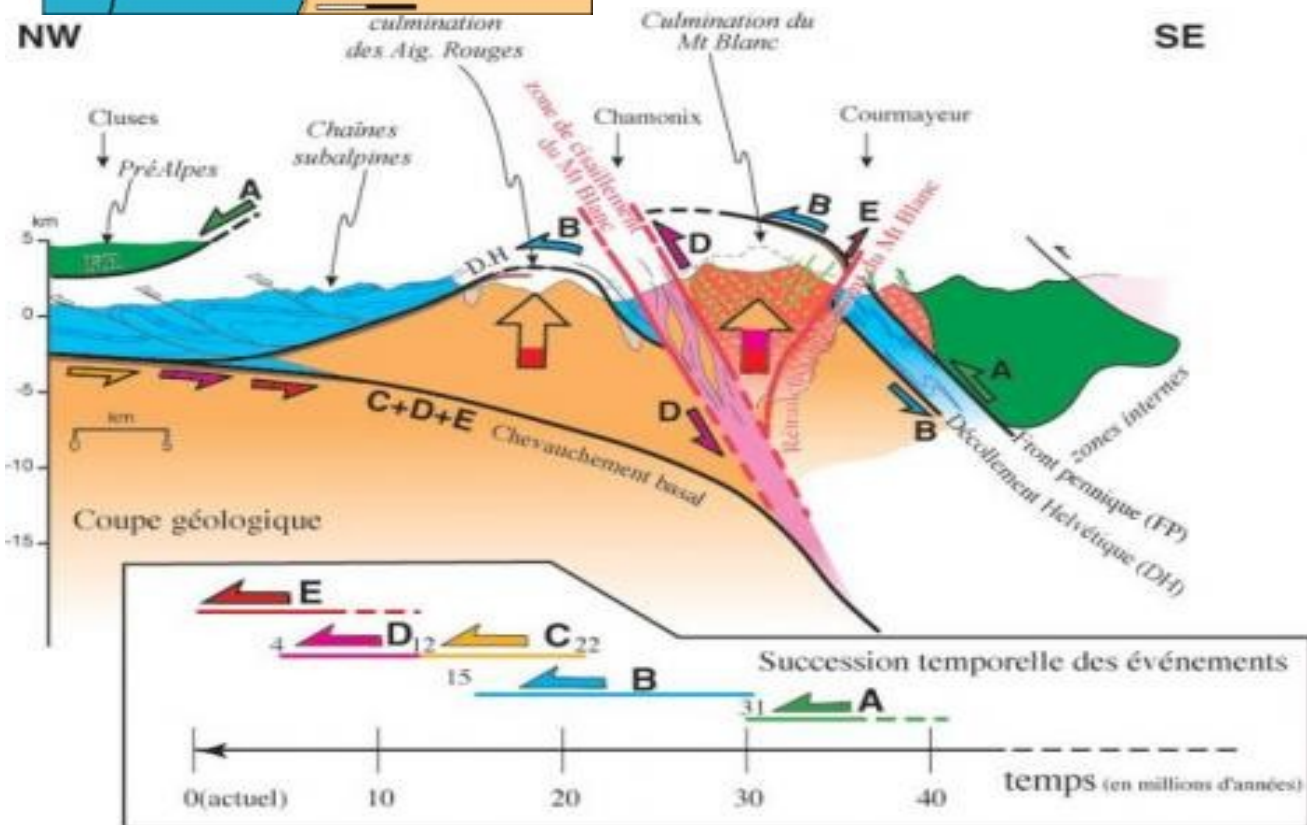


En raison de l'amoncellement de nappes qui surchargent la plaque Européenne, celle-ci est ployée et forme ainsi un bassin d'avant-pays au front des Alpes. Ce bassin se remplit de sédiments provenant de l'érosion de la future chaîne alpine. Ces sédiments sont tantôt marins, tantôt continentaux: c'est la Molasse, qui vient aussi recouvrir une bonne partie du Jura.

Alpes et massifs subalpins français (3)



Coupe alpine
Nord-Ouest / Sud-Est



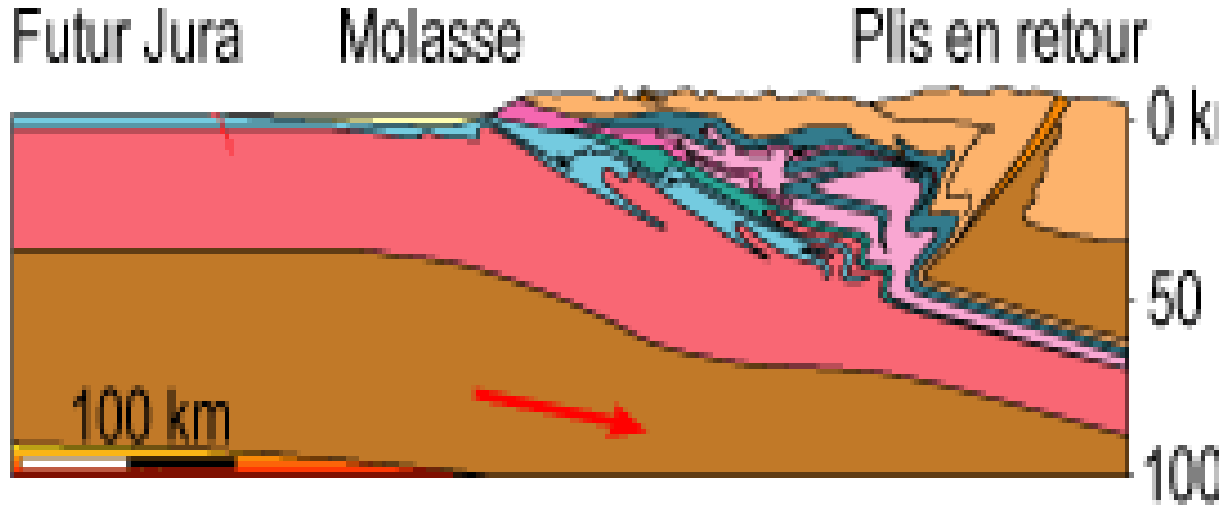
Alpes et massifs subalpins français (4)

Domaines subalpin et jurassien

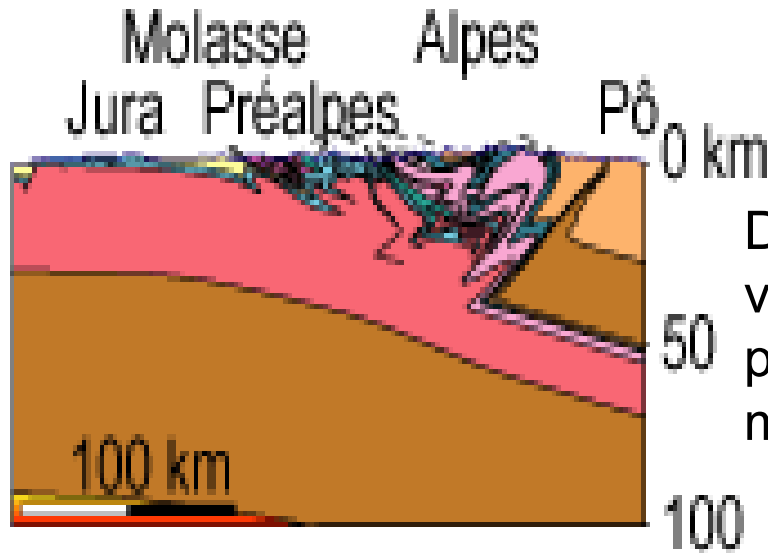


Alpes et massifs subalpins français (5)

Coupes des futures Alpes au Miocène (25 millions d'années)
et des Alpes telles qu'elles sont aujourd'hui



Aujourd'hui, les Alpes continuent à croître, d'un à deux millimètres par année, sous l'effet du lent mouvement vers le nord de la plaque africaine.

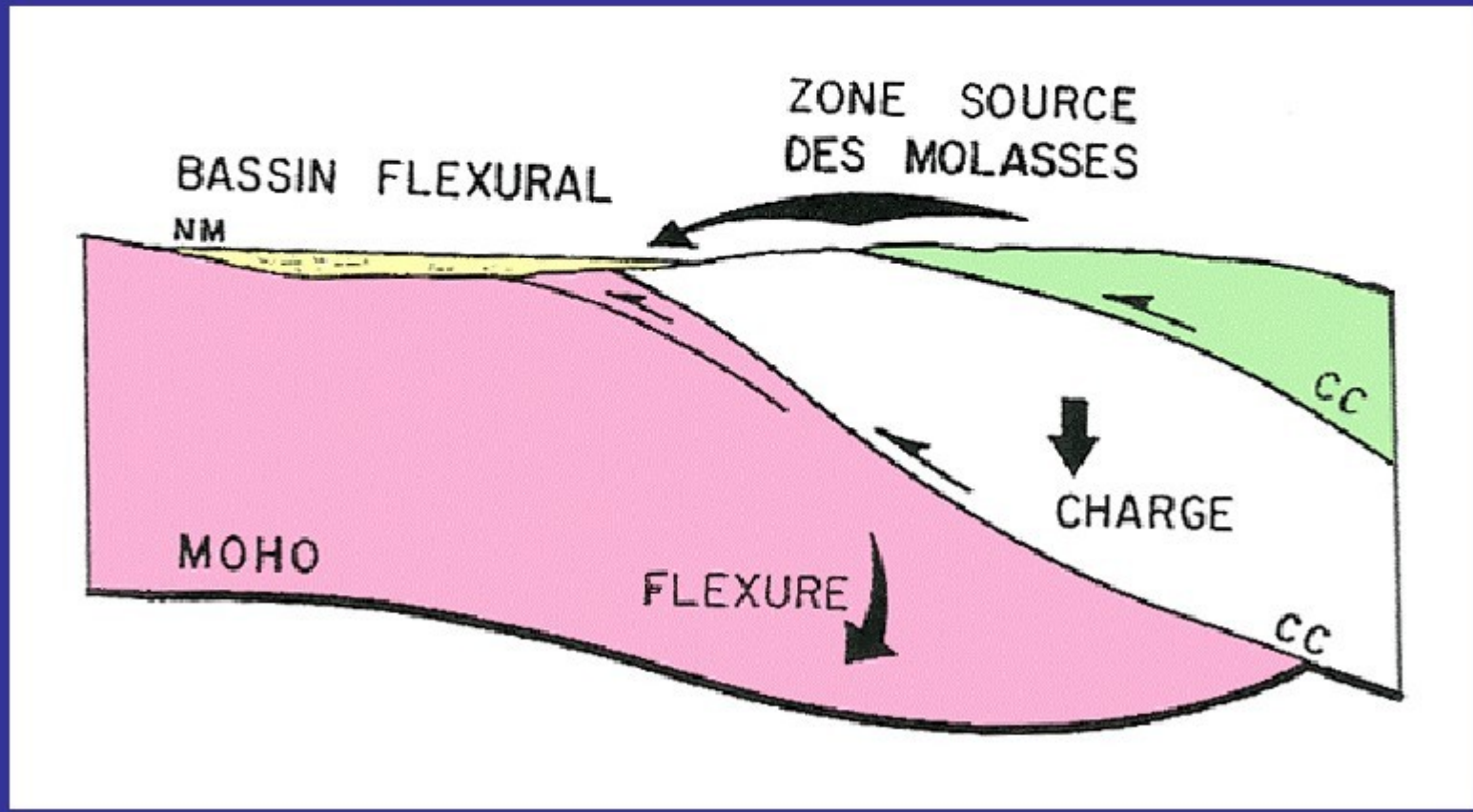


Dans un dernier soubresaut, la poussée vers le nord-ouest du front des Alpes provoque le plissement du Jura, il y a 12 à 5 millions d'années.

Alpes et bassins molassiques

Marqueurs Géologiques de la collision continentale :

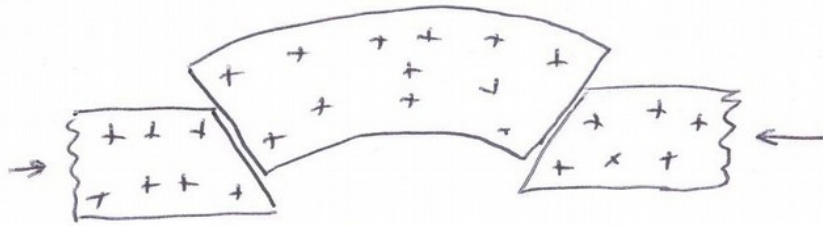
- Bassin Flexural (d 'avant-pays; molassique) en surface.
- Migmatites (fusion crustale) à la racine.



IV Chaînes et massifs intra-continentaux

Chaînes et massifs intracontinentaux (1)

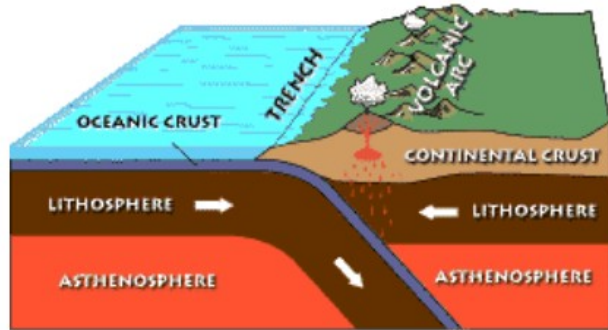
1) Bombement du socle



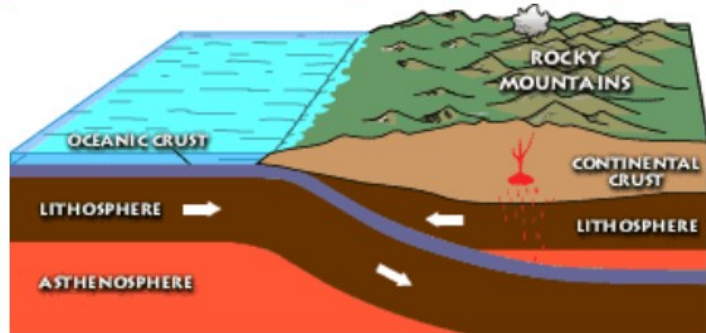
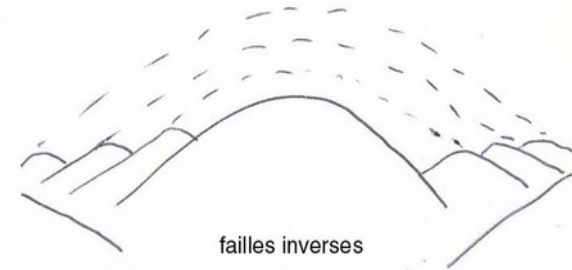
Il y a directement de la compression, un bombement continental en résulte accompagné de l'apparition de 2 failles inverses. Dans ce cas il n'y a pas d'effondrement donc pas de transgression océanique et pas de dépôt de sédiments. Ce scénario donne plutôt naissance à des chaînes à double vergence. Ce sont des chaînes de montagnes intracontinentales. Deux exemples types sont :

- * l'Anti Atlas au Maroc (sud de la chaîne de l'Atlas);
- * les Rocheuses américaines.

<http://www.alpesgeo2003.fr/cr%20formation%20chaines%20de%20montagne/Image3.jpg>



1. La plaque océanique s'enfonce généralement à un angle assez élevé (un peu exagéré ici). Un arc volcanique pousse-dessus de la plaque en subduction.



2. Cadre tectonique de la plaque lors de la croissance des montagnes Rocheuses. Le plan de Benioff est nettement moins incliné. Le déplacement du centre de fusion et la formation des montagnes est situé beaucoup plus à l'intérieur que ce qui est normalement prévu.

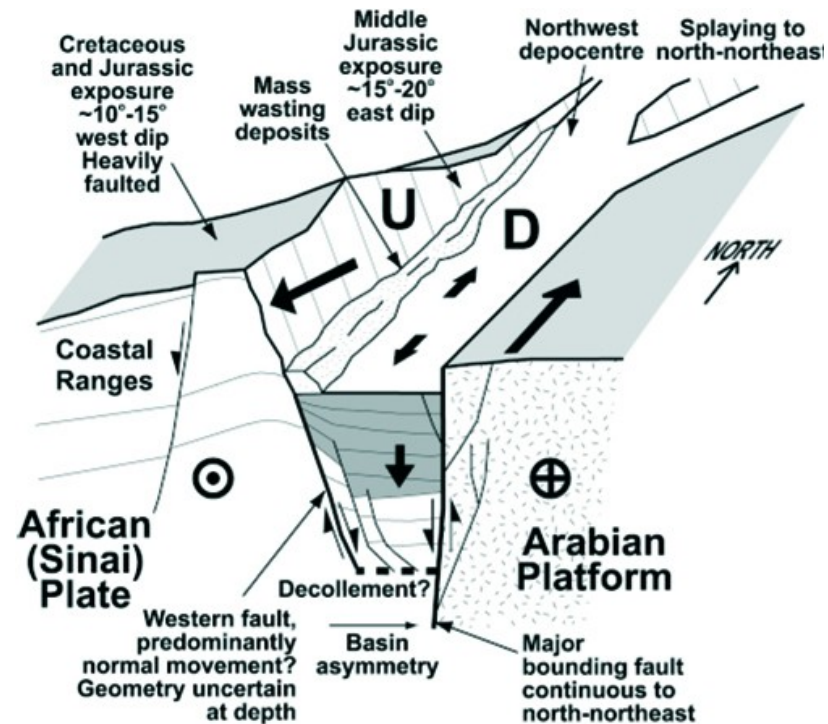
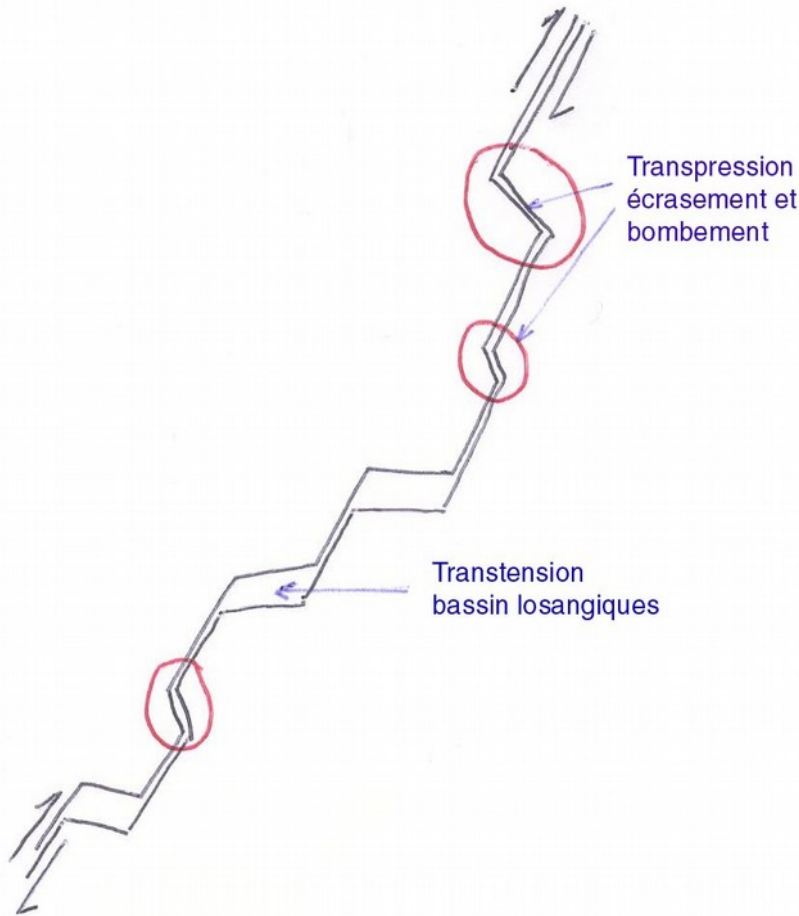
Chaînes et massifs intracontinentaux (2)

2) Chaînes de transpression

Les failles coulissantes sont horizontales. Certaines sont très importantes notamment le long des grands accidents décrochants. Certaines zones sont mises en pression le long des failles en ligne brisée et donnent naissance à des chaînes de transpression.

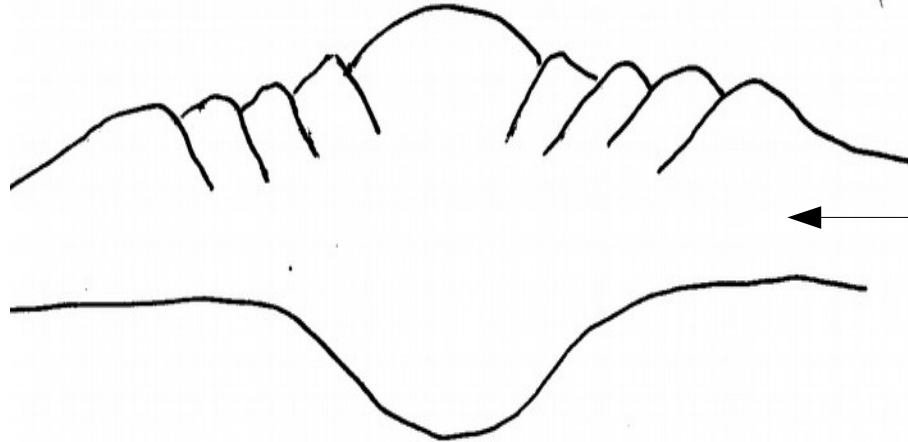
* San Andréa qui a donné naissance aux collines californiennes (Transverses Ranges).

* Faille du Levant ou du Jourdain et chaîne de l'Anti Liban. Le Sinaï va moins vite vers le N que la plaque arabe.



Chaînes et massifs intracontinentaux (3)

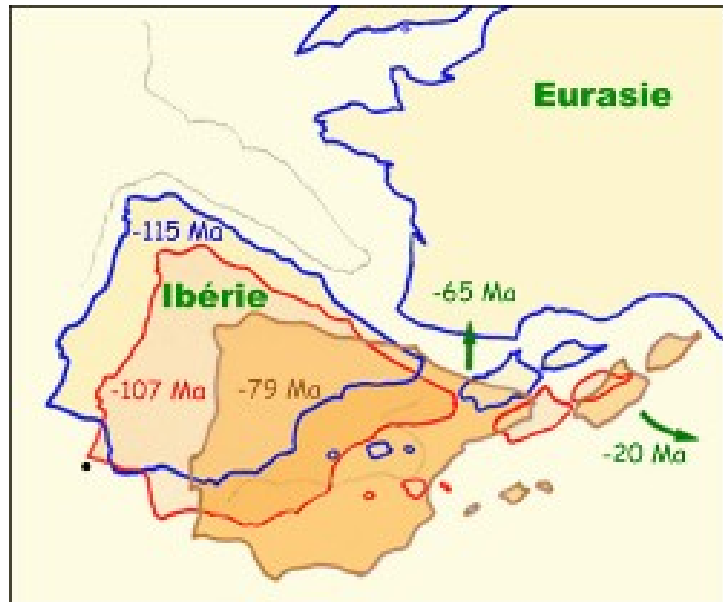
3) Reffermeture d'un rift continental



Ce cas présente une double vergence et il est plus complexe. Exemples :

1. Haut Atlas marocain

<http://www.alpesgeo2003.fr/cr%20formation%20chaînes%20de%20montagne/Image6.gif>



2. Pyrénées.

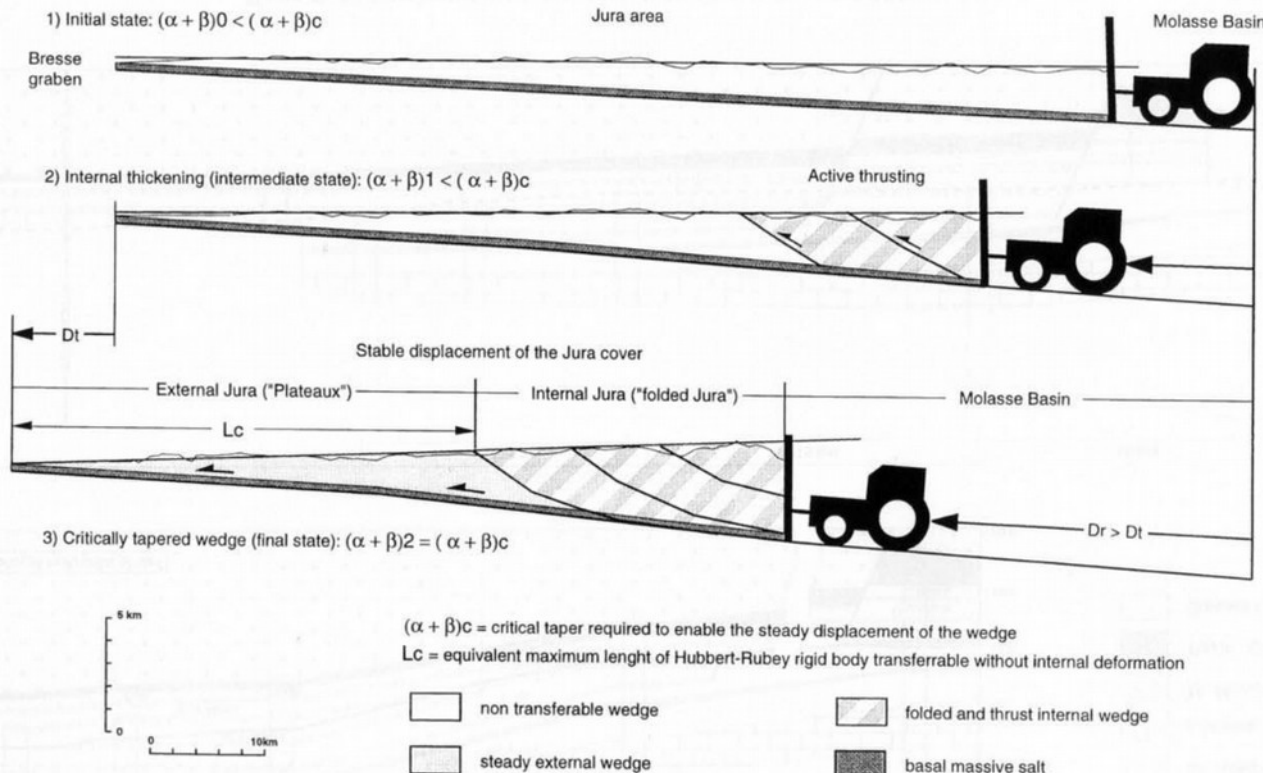
Le scénario de formation des Pyrénées reste en discussion, il est très lié à la connaissance des couches profondes et de nouveaux résultats peuvent le modifier ou le compléter de même que l'histoire de la microplaque ibérique. On retrouve les mêmes roches du socle en Bretagne et dans la Cordillère Cantabrique au N de l'Espagne. Il y a eu rotation de la plaque ibérique avec l'ouverture du Golfe du Lion, elle a même dépassé sa position actuelle et est revenue en sens inverse. La chaîne des Pyrénées est plus âgée que les Alpes et les massifs de la Provence sont en grande partie une conséquence de l'orogénèse pyrénéenne.

<http://w3.dtp.obs-mip.fr/RSSP/images/iberie.jpg>

Chaînes et massifs intracontinentaux (4)

4) Chaîne de clivage intracontinental

Ce sont les chaînes où il y a eu raccourcissement du socle sous des dépôts sédimentaires. Ce raccourcissement peut par exemple être dû à un clivage du socle. Dans ce cas la couverture sédimentaire se décolle, des écaïlles se forment et s'empilent (c'est l'équivalent sur le continent du prisme d'accrétion dans les zones de subduction océaniques). Exemples : 1. les rocheuses canadiennes (Foothills);



2. le Jura : Le Bas Dauphiné passe sous Belledonne et de même le socle du Jura passe sous le Mont Blanc ce qui a entraîné le plissement du Jura. La partie plissée est près des Alpes et la partie tabulaire vers la Bresse. Il y a une variation importante de l'épaisseur de dépôts NW/SE ce qui explique les zones plissées et tabulaires. Le calcaire tithonien alpin est tithonique c'est à dire qu'il correspond à une mer assez profonde alors que le Jura est tithonique récifal donc formé dans une mer moins profonde. Le massif du Jura se perd dans le Vercors.