



**HAL**  
open science

## Enseigner les marges passives : un aperçu des innovations scientifiques des deux dernières décennies

Pauline Chenin, Quentin Boesch, Gianreto Manatschal, Simon Tomasi

### ► To cite this version:

Pauline Chenin, Quentin Boesch, Gianreto Manatschal, Simon Tomasi. Enseigner les marges passives : un aperçu des innovations scientifiques des deux dernières décennies. *Géochronique*, 2020, Les sciences de la Terre au lycée, Hors série 1, pp.6-22. insu-03097943

**HAL Id: insu-03097943**

**<https://insu.hal.science/insu-03097943>**

Submitted on 5 Jan 2021

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

# Enseigner les marges passives : un aperçu des innovations scientifiques des deux dernières décennies

Pauline Chenin<sup>1</sup>, Quentin Boesch<sup>1</sup>, Gianreto Manatschal<sup>1</sup> & Simon Tomasi<sup>1</sup>

1 : Université de Strasbourg, CNRS, IPGS UMR 7516, 1 Rue Blessig, 67084 Strasbourg, France

## L'essentiel :

\* Nouvelle vision de la transition entre croûte continentale (CC) et croûte océanique (CO) : distinction entre des marges "pauvres en magma" avec une zone de manteau exhumé entre CC et CO et des marges "volcaniques" où du magmatisme s'exprime avant le début de l'accrétion océanique.

\* Différentes morphologies de marges passives en fonction (1) de la chronologie relative entre activité magmatique et amincissement crustal ; et (2) du « budget magmatique ».

\* Les structures qui permettent l'amincissement de la CC sont les failles de détachement à faible pendage, bien plus que les failles normales classiques.

## 1) Introduction : pourquoi revisiter les marges passives ?

Les deux dernières décennies ont été marquées par plusieurs avancées scientifiques majeures dans le domaine des marges passives. Ces découvertes concernent essentiellement la région des marges située loin des côtes et reposant à plus d'un kilomètre sous le niveau de la mer, appelée *domaine distal*.

Ce sont notamment les **innovations techniques** en matière de forage et d'imagerie sismique qui ont permis de lever un coin de voile sur ce domaine resté longtemps inaccessible. Des **forages** en eaux profondes au large de la péninsule ibérique ont mis en évidence la présence de **manteau serpentinsé directement sous des sédiments** (fig. 1b), là où les anciens modèles prévoient soit de la croûte continentale amincie, soit de la croûte océanique (fig. 1a). Des **images sismiques** toujours plus profondes et détaillées, acquises sur des marges passives du monde entier, ont révélé que la croûte continentale était affectée par des structures bien plus variables et complexes que les seules failles normales considérées jusque-là (comparer les fig. 1a et 1b).

Afin d'élucider les mécanismes à l'origine de l'exhumation de manteau au fond de la mer et d'identifier les structures permettant l'amincissement de la croûte continentale, les scientifiques se sont tournés vers les **reliques de marges exposées dans les orogènes** de collision tels que les Alpes. La géophysique et la géologie de terrain sont, en effet, des approches complémentaires : d'un côté les marges actuelles peuvent être imagées dans leur intégrité et leur intégralité mais avec une résolution faible et une accessibilité extrêmement limitée ; de l'autre côté, les reliques de marges exposées dans les chaînes de montagne offrent un aperçu de très haute résolution et des possibilités de prélèvement quasi infinies, mais elles ne dessinent qu'une image locale et fragmentée, plus ou moins déformée par la collision. Les allers-retours

entre images sismiques, données de forages et observations de terrain ont permis d'esquisser, puis d'affiner, de nouveaux concepts quant à l'architecture et la formation des marges passives.

Dans cet article, nous mettons en évidence les avancées en matière de connaissance des marges passives par rapport aux modèles précédents. Nous illustrons les concepts que nous présentons avec des exemples tirés des Alpes. Enfin, nous donnons un aperçu des perspectives générées par ces découvertes.

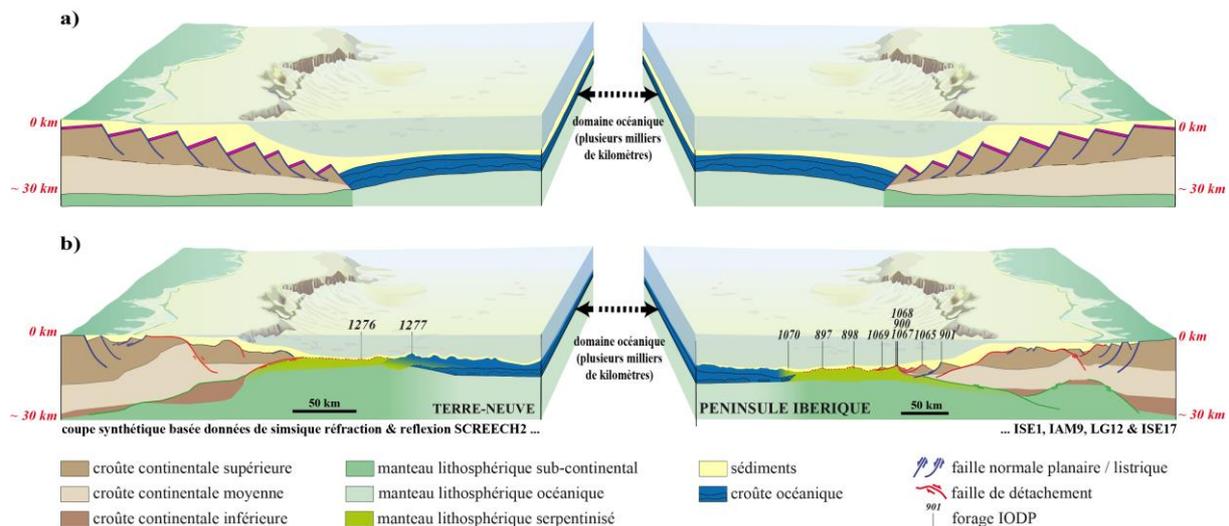


Fig. 1. – a) Bloc diagramme schématisant le modèle de marge en vogue jusqu'à la fin des années 1990 (modifié d'après Péron-Pinvidic et Manatschal, 2009). b) Bloc diagramme illustrant le modèle de marge proposé après forage des marges distales conjuguées de la péninsule ibérique et de Terre-Neuve (voir les lignes orange sur la figure 2a pour leur localisation ; modifié d'après Péron-Pinvidic et Manatschal, 2009). Toutes les coupes sont verticalement exagérées.

## 2) Définitions et concepts

### a) Aspect géomorphologique

Au premier ordre, la surface solide du globe peut être regardée comme un patchwork de zones relativement plates situées soit au-dessus du niveau de la mer (les **plaines continentales**), soit au-dessous (les **plaines abyssales**). Dans ce schéma simpliste, les marges correspondent aux **zones de transition** entre ces deux domaines d'altitude différente (fig. 1 et 2). Plus précisément, une marge passive est définie comme la zone située **entre la partie émergée d'un continent** composé de *croûte continentale* quartzo-feldspathique (*e.g.* granite), et une **croûte océanique** mafique/basique (*e.g.* basalte, gabbro) formée par accrétion au niveau d'une dorsale océanique. Les marges passives s'étendent sur quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres de large.

En se fiant à la morphologie du *fond de la mer* (fig. 2b), une marge passive comprend, de manière générale, du continent vers l'océan :

- une **plateforme continentale** (ou *plateau continental*) : il s'agit d'une zone de faible pente ( $\sim 1^\circ$ ) dirigée vers l'océan où la profondeur augmente de 0 à  $\sim 200$  m sur une distance allant de  $\sim 10$  à  $1\ 500$  km, avec une moyenne autour de  $75$  km.

- un **talus continental**, soit une région où la profondeur augmente abruptement de  $\sim 200$  m à  $4\text{--}6$  km sur une cinquantaine à une centaine de kilomètres de large. L'angle de  $4^\circ$  à  $6^\circ$  correspondant à cette pente est souvent exagéré sur les représentations graphiques des marges pour des questions de lisibilité.

Lorsque la croûte océanique ne commence pas immédiatement au pied du talus continental (fig. 1b et fig. 2), la marge inclut la partie de la plaine abyssale dont le socle est formé par autre chose que de la croûte océanique. Il s'agit en l'occurrence de manteau serpentinisé exhumé au fond de la mer. Ce **domaine de manteau exhumé** s'étend sur quelques dizaines à une centaine de kilomètres de large et gît à une profondeur de  $5$  à  $8$  km. Quelques blocs isolés de croûte continentale extrêmement amincie, appelés *blocs allochtones* (e.g. bloc au niveau du forage 1069 sur la fig. 1b ; voir aussi la fig. 4c), et/ou des édifices magmatiques de quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres de large peuvent y être localement présents.

Les marges passives sont formées lors d'évènements géologiques appelés **rifting** au cours desquels la croûte et la lithosphère d'un continent sont localement amincies. Si le rifting aboutit à l'**océanisation**, le continent est « coupé en deux » et un océan commence à s'étendre entre les deux fragments de continent. Les deux marges qui se font face et étaient réunies avant le début du rifting sont appelées **marges conjuguées**. Les acquisitions sismiques montrent que, de manière générale, les marges conjuguées sont asymétriques (fig. 1b).

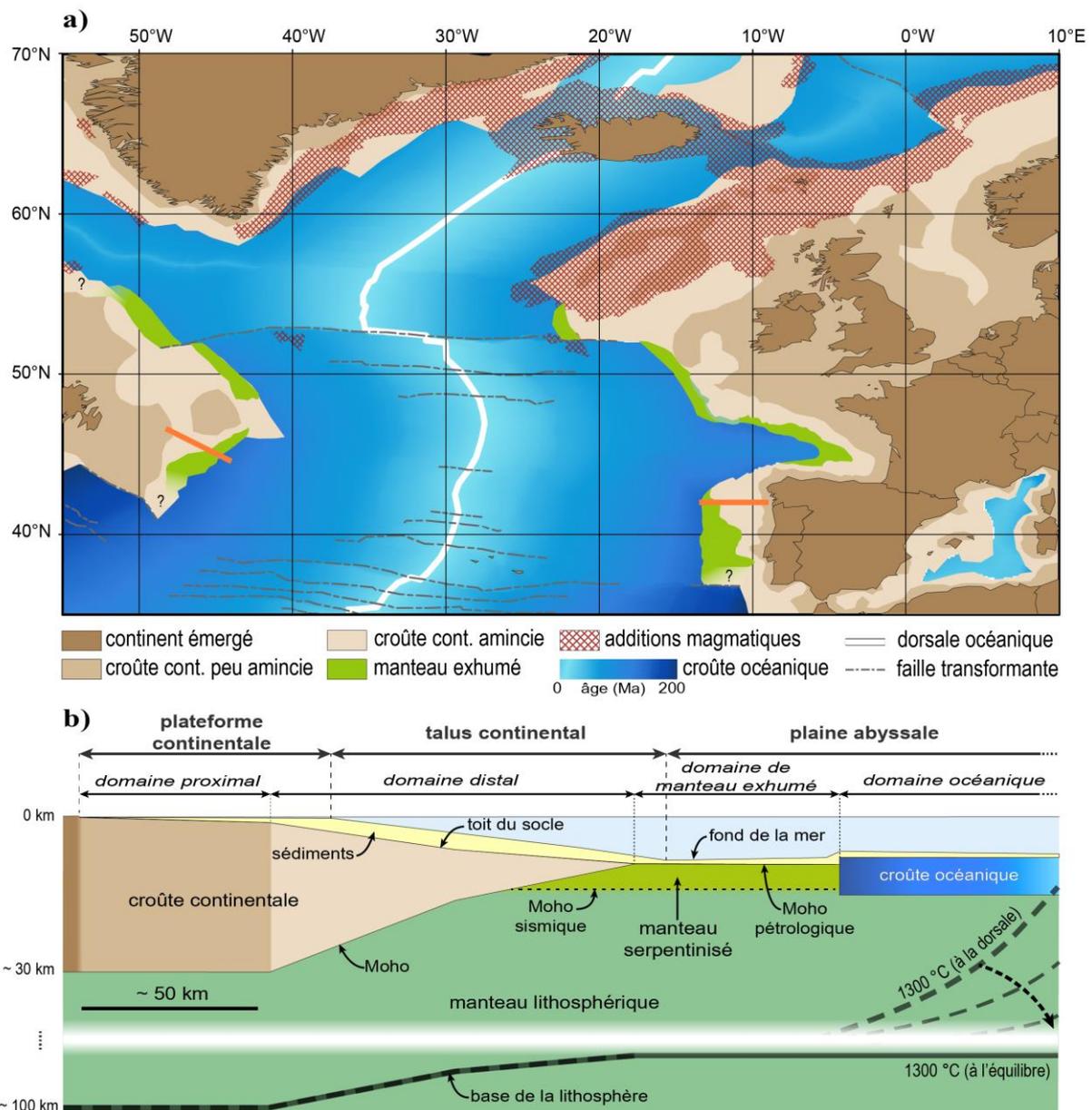


Fig. 2. – a) Carte des principaux domaines tectoniques dans la région sud de l'Atlantique Nord (modifiée d'après Chenin et al., 2015). Les lignes orange localisent les coupes au niveau des marges ibérique et de Terre-Neuve de la fig. 1b. Les additions magmatiques sont associées au rifting et/ou à l'activité du point chaud de l'Islande. b) Coupe schématisée d'une marge et situation des différents domaines définis dans le texte. Les domaines dont le nom est en gras font référence aux domaines géomorphologiques (paragraphe 2a). Les domaines dont le nom est en italique font référence aux domaines géologiques (paragraphe 2b).

### b) Correspondance géologique

Les contrastes géomorphologiques entre les domaines mentionnés ci-dessus reflètent d'une part des différences géologiques à l'échelle lithosphérique, et d'autre part l'importance des apports sédimentaires. Au premier ordre, la description de **quatre interfaces majeures** permet d'appréhender l'architecture des marges (fig. 2b). Il s'agit (1) du **fond de la mer** (limite entre

l'eau et les sédiments ou le socle) ; (2) du **toit du socle** (limite supérieure de la croûte continentale, de la croûte océanique ou du manteau exhumé) ; (3) du **Moho pétrologique** (limite entre la croûte continentale ou océanique et le manteau sous-jacent) ; et (4) de la **base de la lithosphère**, c'est-à-dire la limite de découplage entre les plaques lithosphériques et l'asthénosphère qui se traduit par une zone de faible vitesse de propagation des ondes sismiques (la *Low Velocity Zone* ou *LVZ*).

Le fond de la mer, le toit du socle et le Moho pétrologique sont des **limites compositionnelles**, donc indépendantes de l'état thermique du rift ou de la marge. En revanche, la base de la lithosphère correspond à l'isotherme 1 300 °C, dont la position dépend de l'état thermique du système. En effet, dans un système en déséquilibre thermique, les isothermes tendent à regagner leur position d'équilibre. Ceci implique que l'épaisseur de la lithosphère puisse varier de façon significative au cours du temps, et ce même en l'absence de contraintes tectoniques externes.

La **plateforme continentale** est formée de croûte continentale d'une trentaine de kilomètres d'épaisseur recouverte par plusieurs centaines de mètres de sédiments (fig. 1 et 2b). À ce niveau de la marge, le fond de la mer, le **toit du socle**, le **Moho** et la **base de la lithosphère** sont globalement **parallèles**. Le toit du socle réside à une profondeur de quelques centaines de mètres, le Moho à environ 30–35 km et la base de la lithosphère à une centaine de kilomètres (profondeur variable selon l'âge de la lithosphère et du contexte géodynamique). Si les apports sédimentaires sont suffisamment importants, ils peuvent combler l'espace entre le toit du socle et le fond de la mer jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres au large du continent émergé. Ainsi, la plateforme continentale peut s'étendre jusqu'au-dessus de la partie amincie de la croûte continentale. C'est souvent le cas au large des deltas (*e.g.* Mississipi, Amazone).

Le relief du **talus continental** reflète l'amincissement de la croûte continentale. Il se traduit par l'**approfondissement du toit du socle** et la **remontée du Moho** vers la surface (fig. 2b). L'espace disponible entre le toit du socle et le niveau de la mer s'accroît brutalement : si les apports sédimentaires sont importants, les dépôts sédimentaires y seront très épais (jusqu'à 15 km) ; on parle alors de **marges grasses**. Au contraire, si le taux de sédimentation est faible, cet espace sera largement sous-rempli ; on parle alors de **marges maigres**.

**Pour s'affranchir des sédiments et ne raisonner qu'en terme d'architecture crustale** (fig. 2b), on définit le **domaine proximal** comme la zone où la croûte continentale n'est que peu, voire pas amincie (~ 30 km d'épaisseur) ; et le **domaine distal** comme la région où la croûte continentale est amincie de 30–35 km à 0 km.

Dans la zone de manteau exhumé, le toit du socle se confond avec le Moho pétrologique car la croûte continentale n'est plus présente et la croûte océanique pas encore formée (fig. 2b). Néanmoins, sur les coupes sismiques, une interface est visible environ 6 km sous le Moho pétrologique. Cette interface, appelée **Moho sismique**, correspond à la limite au-delà de laquelle la **vitesse des ondes sismiques dépasse les 8 km/s**. Le décalage entre Moho sismique et Moho pétrologique est largement limité à la zone de manteau exhumé (fig. 2b). Il s'explique par la différence de vitesse de propagation des ondes sismiques dans la péridotite serpentinisée et la péridotite fraîche. La vitesse de propagation des ondes sismiques dépend de façon linéaire du degré de serpentinisation. Elle atteint 8 km/s dans la péridotite fraîche (0 % de serpentinisation), en-dessous du Moho sismique. En revanche, elle n'est que de 5,2 km/s dans la péridotite serpentinisée à 100 %. En résumé, le Moho sismique marque approximativement la base du manteau serpentinisé alors que le Moho pétrologique correspond à son toit.

Les dépôts sédimentaires au pied du talus continental varient en épaisseur entre plusieurs centaines de mètres et plusieurs kilomètres. Ils sont alimentés par les avalanches sous-marines

(*turbidites* ; en rouge sur la fig. 3) provenant du continent. L'épaisseur des dépôts sédimentaires s'amenuise rapidement plus avant dans la plaine abyssale, où la sédimentation provient quasi exclusivement du plancton océanique (*sédimentation pélagique* ; en vert sur la fig. 3).

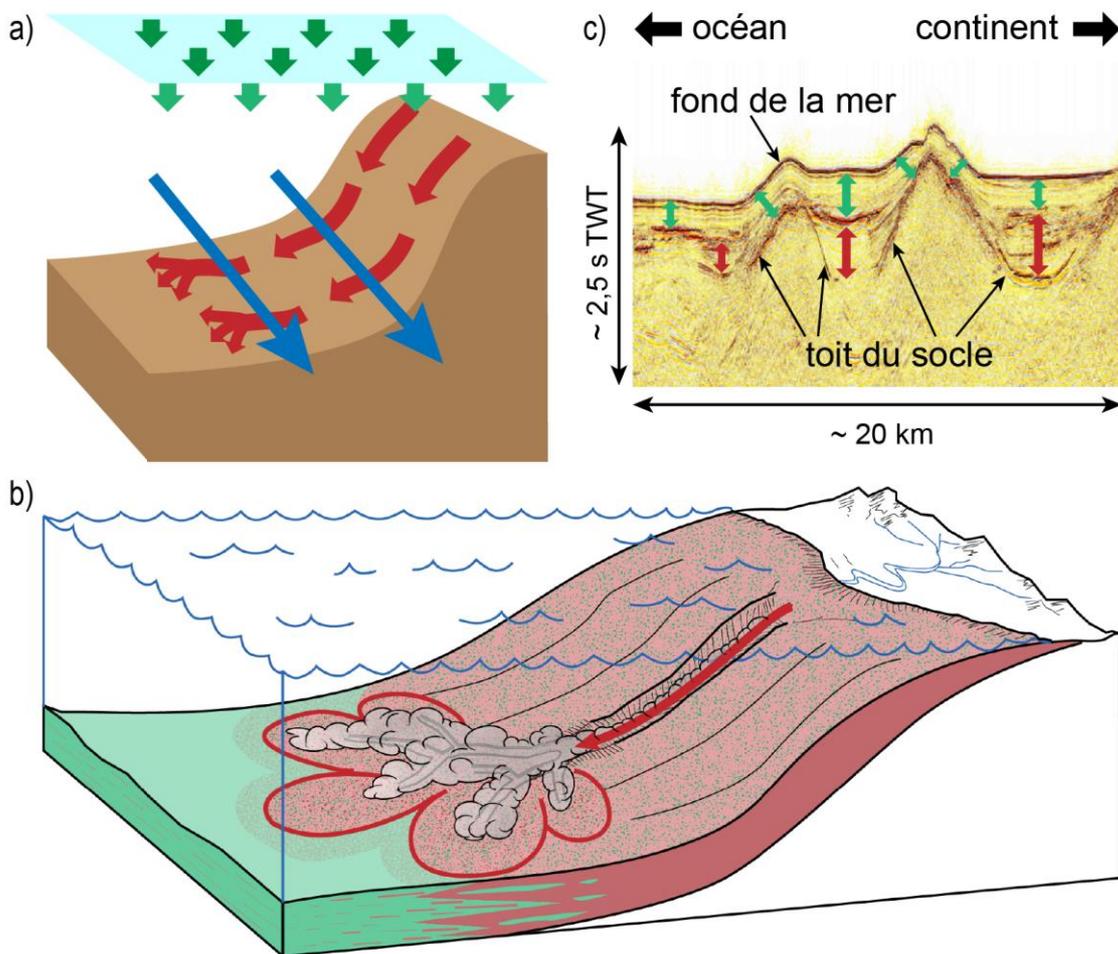


Fig. 3. – a) La sédimentation turbiditique (en rouge) est liée à des écoulements gravitaires sous-marins qui dévalent le talus continental puis s'étalent à son pied à la manière des avalanches de neige poudreuse (voir schéma b). La sédimentation pélagique (en vert) provient essentiellement des organismes planctoniques qui tombent au fond de la mer après leur mort à la manière de la neige et drapent l'ensemble des reliefs sous-marins. Des courants sous-marins perpendiculaires à la pente du talus continental (flèches bleues) peuvent influencer les dépôts des sédiments au fond de la mer, voire même générer localement de l'érosion sous-marine. Voir fig. 1 pour une vue d'ensemble des dépôts sédimentaires au niveau d'une marge. b) Représentation schématique de la mise en place des dépôts turbiditiques au pied d'un talus continental. Les dépôts sédimentaires d'origine continentale sont représentés en rouge et ceux d'origine planctonique en vert. c) Dépôts sédimentaires turbiditiques (en rouge) et pélagiques (en vert) vus sur une coupe sismique. s TWT (second Two-Way travel Time) : temps que met l'onde sismique à atteindre un réflecteur donné et à remonter au géophone. Les épaisseurs ainsi visualisées « en temps » dépendent de la vitesse sismique à l'intérieur du matériau traversé.

La position de la base de la lithosphère sous la marge distale et la zone de manteau exhumé dépend du moment considéré. Au moment du rifting, la lithosphère est amincie et l'isotherme 1 300 °C remonte vers la surface (ligne noire pointillée de la fig. 2b). Après la fin du rifting, du

fait de l'accrétion océanique, la marge s'éloigne progressivement de la dorsale qui reste localisée à l'aplomb de la remontée asthénosphérique. Au fur et à mesure de son éloignement de la dorsale, la lithosphère océanique se refroidit jusqu'à recouvrer son état d'équilibre thermique (ligne noire continue de la fig. 2b). Ce refroidissement entraîne l'épaississement de la lithosphère, et par conséquent l'enfoncement progressif de la marge appelé *subsidence post-rift*.

### c) Evolution des concepts

La vision simpliste des marges illustrée par la fig. 1a découle des premières expériences de sismique réfraction marine réalisées dans les années 1950. Celles-ci ont pointé des différences notables entre le socle de la plateforme et du talus continental et celui de la plaine abyssale. Le socle de la plateforme et du talus continental varie en épaisseur entre 30–35 et 0 km et montre une forte hétérogénéité de signature sismique, tandis que le socle de la plaine abyssale est étonnement fin (~ 7 km) et sismiquement homogène.

Dès le début des années 1970, le socle sous la plaine abyssale a été interprété comme une croûte océanique basaltique en surface et gabbroïque en profondeur, formée par accrétion magmatique au niveau d'une dorsale océanique. Plusieurs observations étayaient cette théorie : (1) la présence d'anomalies magnétiques parallèles et symétriques de part et d'autre de la dorsale médio-océanique (Vine et Matthews, 1963) ; (2) l'augmentation progressive de l'âge des sédiments au contact du plancher océanique avec leur éloignement à la dorsale (Deep Sea Drilling Project, 1968) ; et (3) les études pétrologiques et structurales de nombreuses *ophiolites* (reliques de croûte océanique exposée à terre) lors de la conférence de Penrose en 1972. Quant à la plateforme continentale et au talus continental, ils étaient supposés être constitués d'une croûte continentale quartzo-feldspathique comparable à celle observée à terre.

Du fait des limitations techniques et des enjeux pétroliers de l'époque, les acquisitions sismiques et les forages étaient limités aux parties proximales peu profondes des marges. Ces études ont mis en évidence des failles à fort pendage (~ 60 °), dites *failles normales* (failles bleues de la fig. 1 ; voir aussi fig. 4a et 4b), délimitant des *blocs basculés* de croûte continentale. Ces observations furent supposées valides pour la totalité de la marge, d'où le modèle initial d'une croûte continentale étirée et amincie par une série de failles normales qui se termine abruptement là où commence une croûte océanique homogène (fig. 1a).

L'évolution des techniques de sismique réflexion mue par l'intérêt grandissant des industriels pour le domaine distal a rendu possible « l'échographie » des marges passives de façon de plus en plus nette et profonde. Il est aujourd'hui possible d'imager la croûte continentale d'une marge sur toute son épaisseur, voire au-delà du Moho (fig. 5b et 5c). Ces images révèlent que la croûte continentale amincie est affectée par des structures d'orientation et de morphologie bien plus variables que les seules failles normales considérées jusque-là (fig. 1). Ces structures étant inaccessibles dans les marges actuelles, c'est l'étude de leurs analogues dans les marges fossiles qui a permis de les identifier et de comprendre leur fonctionnement. Les géologues alpins ont mis en évidence que le socle sous la plateforme continentale était essentiellement affecté par des failles normales, alors que les parties plus distales étaient affectées à la fois par des failles normales et des *failles de détachement* (failles rouges de la fig. 1b). Une faille de détachement s'initie avec un pendage comparable à celui d'une faille normale (~ 60 °) mais exhume du matériel avec un **angle très faible** (< 15 ° ; fig. 4c). Les failles de détachement se forment préférentiellement en présence de matériel dont la résistance à la déformation est faible (*e.g.*

quartz à température  $> 300\text{ }^{\circ}\text{C}$ , péridotite serpentinisée). Ce sont les failles de détachement, bien plus que les failles normales, qui permettent l'amincissement de la croûte continentale.

Depuis le dragage (Boillot *et al.*, 1980) et le forage (Boillot *et al.*, 1987) de roches mantelliques au large de la péninsule ibérique, le modèle d'une limite abrupte entre croûte continentale et croûte océanique a été remis en question. C'est en particulier dans les Alpes suisses, où la présence de roches mantelliques avait été notée depuis le début du XX<sup>e</sup> siècle (*e.g.* Steinmann, 1905) que les géologues ont cherché à comprendre les mécanismes à l'origine de l'exhumation du manteau au fond de la mer. À la fin des années 1960, sur la base d'observations de terrain, Decandia et Elter (1969) expliquaient l'exhumation de manteau au fond de la Téthys alpine (*i.e.* l'ancien « océan » alpin) par le jeu d'une faille de détachement (fig. 4c). Les failles de détachement sont aujourd'hui reconnues comme les principales structures d'exhumation de roches profondes (mantelliques ou crustales moyennes à inférieures). Elles expliquent également la présence de blocs allochtones de croûte continentale isolés sur la zone de manteau exhumé (fig. 4c-3).

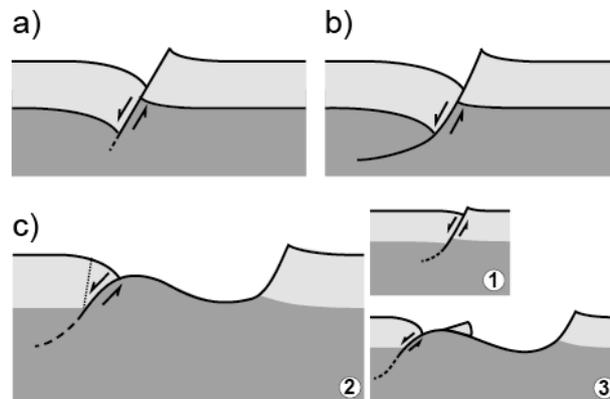


Fig. 4. – Illustrations schématiques (a) d'une faille normale planaire ; (b) d'une faille normale listrique ; et (c) d'une faille de détachement. c1 : initiation de la faille à fort pendage ; c2 : aplatissement de la surface de faille au fur et à mesure de l'exhumation de matériel profond ; c3 : formation d'un bloc allochtone.

Les études pétrologiques effectuées sur les carottes de forages de la plaine abyssale au large de la péninsule ibérique et de Terre-Neuve ont également révélé la présence sporadique de basaltes et gabbros, respectivement *sur* et *dans* le manteau exhumé. Ces roches magmatiques ont été interprétées comme une **croûte océanique embryonnaire**, comme si le système d'accrétion océanique « crachotait » du magma avant de se mettre véritablement en route (Jagoutz *et al.*, 2007). L'analyse d'images sismiques combinée à celle de données de forage a d'ailleurs montré que la première anomalie magnétique enregistrée n'était pas générée par une croûte océanique bien formée mais par un de ces amas locaux de basaltes et gabbros dans la zone de manteau exhumé (Bronner *et al.*, 2011). L'épisode magmatique à l'origine de ces roches aurait eu lieu juste avant le début de l'accrétion océanique.

Les domaines de manteau exhumé ne sont pas reconnus dans toutes les marges passives. Leur existence est devenue un critère d'appartenance à la catégorie des marges dites **pauvres en magma**, alors que leur absence caractérise souvent les marges dites **volcaniques**.

#### **d) Les deux grands types de marges : pauvres en magma vs volcaniques**

Le rifting et l'océanisation sont les conséquences de l'interaction entre des **processus de déformation** à l'échelle lithosphérique et des **processus magmatiques** d'origine asthénosphérique. La fig. 5a illustre comment la morphologie des marges varie en fonction (1) du **moment où débute l'activité magmatique** (volcanisme et/ou plutonisme) par rapport à l'amincissement crustal ; et (2) de la quantité de magma produit lors du rifting (le ***budget magmatique***). En particulier, on distingue deux types opposés de marges :



- **Les marges "pauvres en magma"** (fig. 5a en haut à droite et fig. 5b) : la formation des marges pauvres en magma résulte d'un rifting où le **budget magmatique** est **faible** et où l'activité magmatique ne se manifeste qu'une fois que la **croûte continentale** a été réduite à une **épaisseur nulle**, voire que du **manteau lithosphérique sous-continentale** a été **exhumé au fond de la mer**. Une caractéristique morphologique des marges pauvres en magma est un ressaut entre le manteau exhumé et le début la croûte océanique. La formation des marges pauvres en magma est très souvent liée à un **rifting** dit "**passif**" (colonne de droite de la fig. 6a et courbe verte de la fig. 6b) où l'extension de la lithosphère est générée par une **force externe** (par exemple la traction de la plaque plongeante lors de la subduction d'un océan mature à l'écart de la future zone de rifting). Lors d'un rifting passif, l'extension lithosphérique induit la décompression adiabatique de l'asthénosphère. Le **magmatisme** qui en résulte est donc une **conséquence de l'extension**, d'où son apparition tardive et l'absence de soulèvement régional avant le début du rifting. Des exemples de rifts et marges pauvres en magma incluent le fossé rhénan (stade initial, rift avorté), les marges conjuguées péninsule ibérique – Terre-Neuve (stade final, après océanisation) et les marges de l'ancienne Téthys alpine (stade final, au moment de l'océanisation).
- **Les marges volcaniques** (fig. 5a en bas à gauche et fig. 5c) : la formation des marges volcaniques résulte d'un *rifting volcanique* où le **budget magmatique** est **élevé** et où **l'activité magmatique** débute **dès les premiers stades de l'amincissement crustal**. Du point de vue morphologique, les marges volcaniques sont caractérisées par un approfondissement progressif du toit du socle jusqu'au début de la croûte océanique (*i.e.* sans ressaut). La formation des marges volcaniques est souvent due à un **rifting dit "actif"** (fig. 6a, colonne de gauche et fig. 6b courbe rouge) où la remontée de manteau asthénosphérique, aussi appelée *panache mantellique*, **déclenche l'extension lithosphérique**. L'ascension d'un panache mantellique se traduit par un soulèvement régional à sa verticale causé par la faible densité du matériel chaud ascendant (non pas liquide mais extrêmement visqueux). La remontée adiabatique de l'asthénosphère entraîne sa fusion partielle et génère une activité magmatique qui affecte une croûte continentale peu amincie sous la forme de différentes structures magmatiques (fig. 5c ; voir la paragraphe 3d pour la description de ces structures magmatiques). Des exemples de rifts et marges volcaniques incluent le rift d'Afar (rifting en cours) et les marges conjuguées de Norvège et du Groenland (stade final, après océanisation ; le panache mantellique existe toujours sous l'Islande).

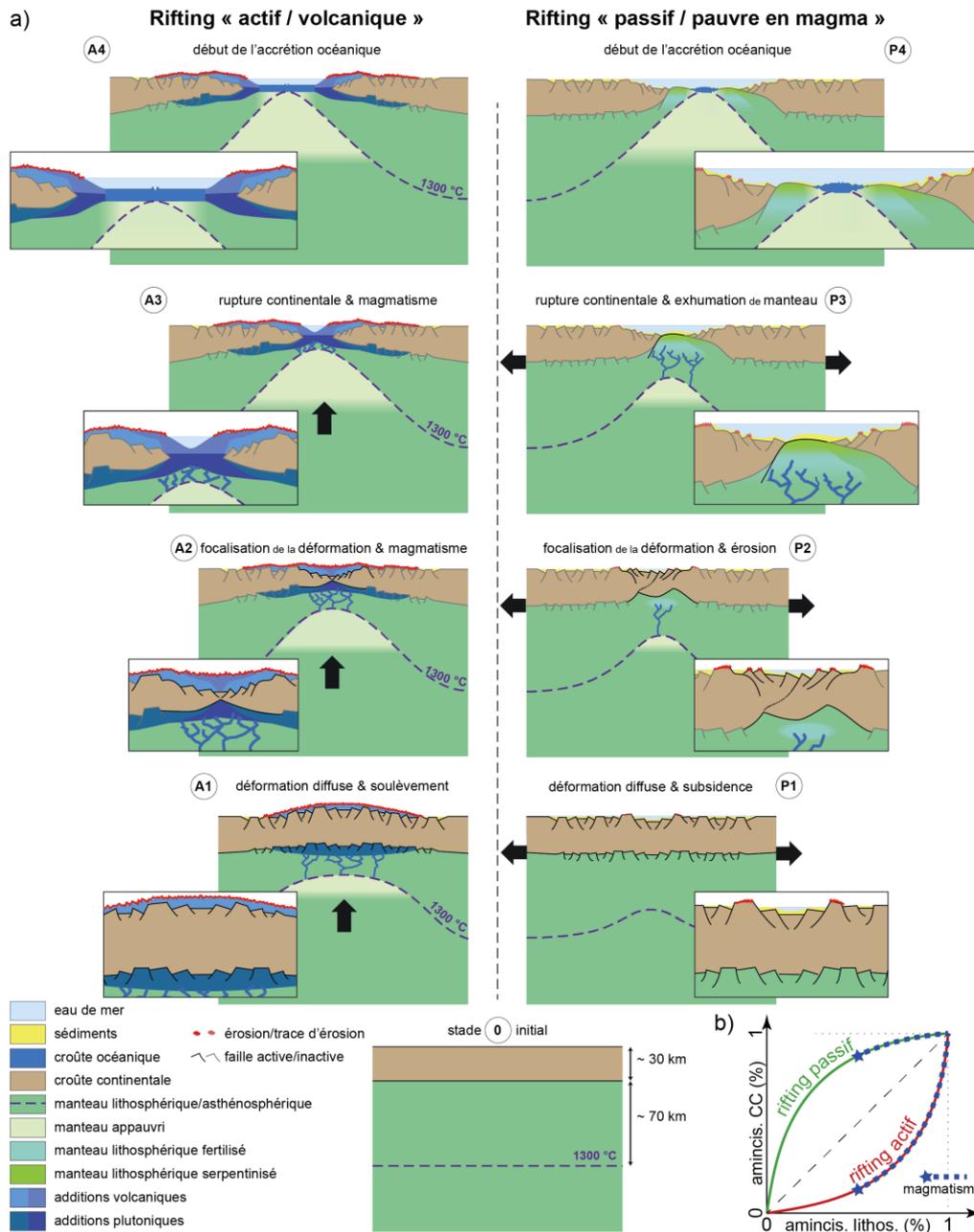


Fig. 6. – a) Illustration des principales étapes d'un rifting actif (colonne de gauche) et passif (colonne de droite). Du bas vers le haut : 0 : stade initial, lithosphère à l'équilibre. A1 et P1 : phase de déformation diffuse : un grand nombre de failles sont actives dans la croûte supérieure et le manteau supérieur. A2 et P2 : phase de focalisation : la plupart des failles dans le futur domaine proximal sont abandonnées tandis que la déformation se focalise dans le futur domaine distal ; des failles de détachement crustales permettent l'amincissement significatif de la croûte. A3 : séparation de la croûte continentale masquée par la persistance de l'activité magmatique. P3 : exhumation du manteau subcontinental via une ou plusieurs failles de détachement. A4 et P4 : accréation océanique stable. b) Représentation schématique de l'amincissement de la croûte continentale (amincis. CC) en fonction de l'amincissement lithosphérique (amincis. lithos.) lors d'un rifting actif (courbe rouge) et passif (courbe verte). Le magmatisme débute (étoiles bleues) approximativement lorsque l'épaisseur lithosphérique a été divisée par deux, soit bien plus tôt dans le cas d'un rifting actif que d'un rifting passif.

### 3) Genèse des marges

Pour comprendre les mécanismes du rifting, les marges passives pauvres en magma sont nettement plus faciles à étudier que les marges volcaniques car le magma tend à masquer les structures qui lui sont antérieures. Les premières marges identifiées dans un orogène de collision, et de loin celles qui ont bénéficié du plus grand nombre d'études, sont les marges passives *pauvres en magma* de l'ancienne Téthys alpine exposées dans les Alpes. Au contraire, aucune marge volcanique n'a été reconnue dans un orogène à ce jour.

Dans les Alpes, certaines portions des anciennes marges sont restées quasi intactes du fait de l'architecture en nappes empilées de l'orogène. En effet, lors de la collision continentale, la déformation s'est essentiellement localisée aux limites entre deux nappes, alors que l'intérieur de chaque nappe est resté relativement peu déformé (*e.g.* Epin *et al.*, 2017).

#### a) Les différents modes de déformation

Le comportement d'un matériau soumis à des contraintes est décrit au travers de trois **modes de déformation** majeurs, à savoir *élastique*, *plastique* et *cassant*. La déformation élastique est réversible car le matériau reprend sa forme initiale lorsque les contraintes disparaissent. Elle n'est pas enregistrée par les roches et donc invisible pour le géologue. Au contraire, les déformations cassante et plastique sont irréversibles et laissent des traces qui peuvent être interprétées : la déformation cassante se manifeste sous la forme de cassures nettes appelées failles ou fractures (fig. 4 et 7a). Un matériau qui se déforme de manière cassante est dit *fragile*. À l'opposé, la déformation plastique se traduit par le plissement ou le fluage du matériau (fig. 7b). Un matériau qui se déforme de manière plastique est dit *ductile*.

Un matériau est soit fragile, soit ductile à une température et une pression données (seul le mécanisme de déformation qui est le plus rentable du point de vue énergétique est actif). Par contre, le comportement d'un même matériau peut varier en fonction des conditions physiques auxquels il est soumis, en particulier température, pression et vitesse de déformation. Un matériau est généralement fragile à basse température, basse pression et/ou vitesse de déformation élevée. À l'inverse, il tend à être ductile à haute température, haute pression et/ou faible vitesse de déformation.

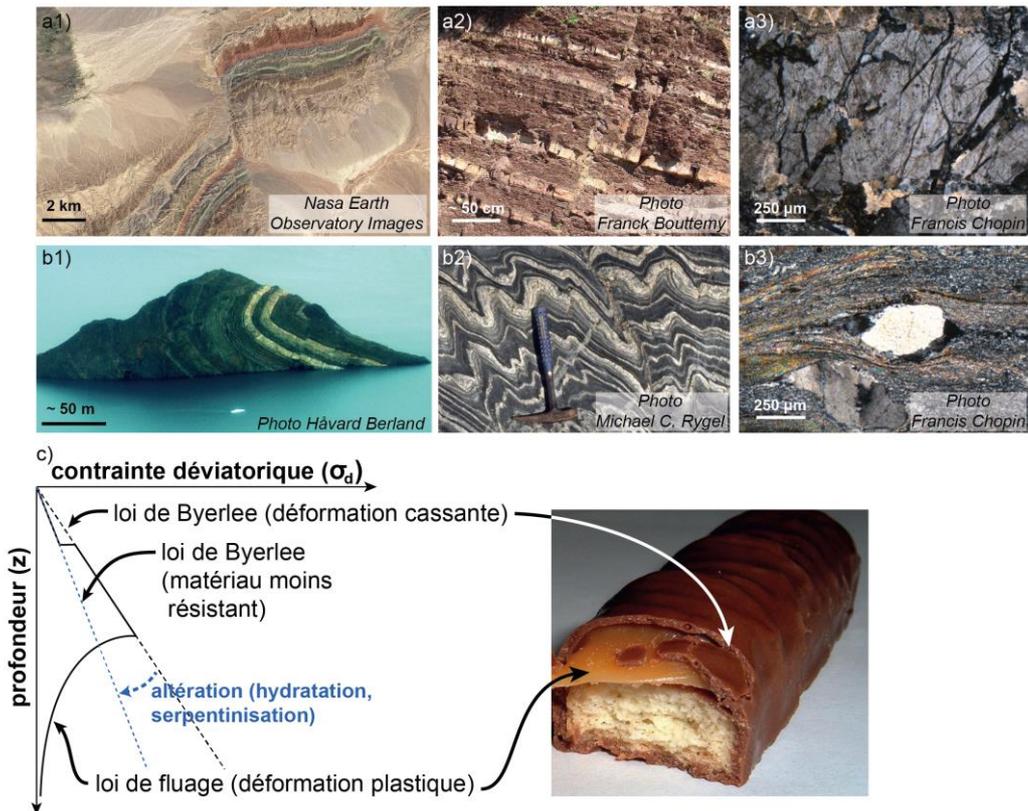


Fig. 7. – Illustration de la déformation (a) cassante et (b) plastique à différentes échelles. a1 : Faille plurikilométrique de Piqiang (Mont Tien Shan, Chine). a2 : Faille avec un décalage décimétrique dans une roche à alternance de strates gréseuses et calcaires (Sidi Bettache, Maroc). a3 : Feldspath fracturé (lame mince vue au microscope polarisant ; origine de l'échantillon : Massif de Bohême, République Tchèque). b1 : Pli d'échelle kilométrique (Kong Oscar Fjord, Groenland). b2 : Plissement d'une roche métamorphique dans la zone de Meguma (Nouvelle-Écosse, Canada). b3 : Déformation ductile de micas autour de grains de quartz (lame mince vue au microscope polarisant ; origine de l'échantillon : Massif de Bohême, République Tchèque). (c) Profil rhéologique d'un matériau homogène partiellement altéré et illustration du comportement fragile (chocolat) et ductile (caramel) sur une barre énergétique.

Un **profil rhéologique** (fig. 7c) représente le mécanisme de déformation actif en fonction de la profondeur et de la contrainte déviatorique (*i.e.* contrainte due à l'activité tectonique). En géologie, les profils rhéologiques sont utilisés pour visualiser le comportement de la lithosphère en fonction de la profondeur. La déformation cassante est représentée par une droite dont le coefficient directeur et l'ordonnée à l'origine dépendent des propriétés physiques du matériau considéré (loi de Byerlee, 1978). La déformation plastique est représentée par une courbe dont la forme dépend également des propriétés physiques du matériau considéré (loi de fluage ; *e.g.* Kohlstedt, 1995).

La lithosphère continentale est composée de deux matériaux principaux, à savoir une croûte quartzo-feldspathique et un manteau péridotitique. Par souci de simplicité, on considère ici que chacune de ces enveloppes terrestres est homogène. Le profil rhéologique de la lithosphère continentale avant le début du rifting est similaire à celui de la partie proximale de la marge, là

où ni la croûte, ni le manteau continental n'ont été significativement amincis (fig. 8 profil 1). La partie supérieure de la croûte est **fragile**, jusqu'à une profondeur de 10–15 km ; au-delà, la croûte devient **ductile**. Bien qu'il n'y ait pas d'affleurement du manteau subcontinental de la partie proximale d'une marge, les expériences de laboratoire suggèrent que la partie supérieure du manteau est fragile (la péridotite est significativement plus résistante que le granite) et ductile plus en profondeur.

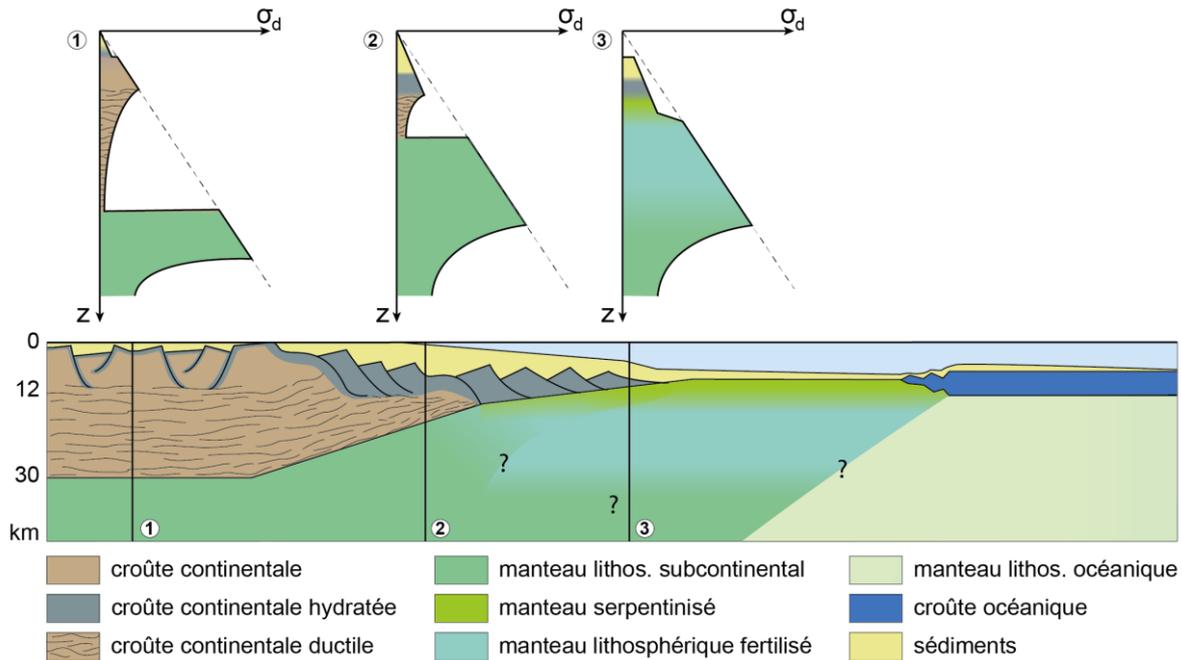


Fig. 8. – Schéma de l'évolution lithologique le long d'une marge et profils rhéologiques correspondants. Abréviations : lithos. : lithosphérique ;  $\sigma_d$  : contrainte déviatorique ;  $z$  : profondeur.

### b) Evolution des mécanismes de déformation au cours d'un rifting « pauvre en magma »

Lors d'un épisode d'extension pauvre en magma (rifting passif ; fig. 6, colonne de droite), jusqu'à trois phases de déformation principales peuvent être distinguées : (1) une phase de **déformation diffuse** (fig. 6 stade P1) ; (2) une phase de **focalisation de la déformation** (fig. 6 stade P2) ; et éventuellement (3) une phase d'**exhumation mantellique** (fig. 6 stade P3). La dernière phase de déformation s'arrête au moment où débute l'accrétion océanique (fig. 6 stade P4).

La durée de chacune de ces phases dépend de plusieurs paramètres dont la vitesse d'extension lithosphérique et les caractéristiques physiques de la lithosphère. À titre d'ordre de grandeur, la durée de chacune de ces phases lors du rifting de la Téthys alpine était : (1) une quinzaine de millions d'années pour la phase de déformation diffuse (de 200 à 185 Ma, environ) ; et (2) une vingtaine de millions d'années pour la phase de focalisation (de 185 à 165 Ma, environ). La durée de la phase d'exhumation mantellique n'est pas connue car l'existence d'un système d'accrétion océanique stable dans l'ancienne Téthys alpine n'a pas été établie à ce jour (Picazo *et al.*, 2016).

Lors d'un rifting, chacune de ces phases de déformation affecte une zone soit plus étroite, soit différente de la précédente : (1) le socle du domaine proximal n'enregistre que la phase de

déformation diffuse ; (2) le socle du domaine distal enregistre la phase de déformation diffuse et la phase de focalisation, mais pas l'exhumation du manteau ; et (3) le domaine de manteau exhumé n'enregistre que la phase d'exhumation du manteau. Par conséquent, dans chaque domaine de la marge, il est possible d'identifier les structures associées à une phase de déformation donnée.

### 1. La phase de déformation diffuse et son enregistrement dans le domaine proximal :

Lors de la phase de déformation diffuse, ni la croûte, ni le manteau ne sont significativement amincis. Un grand nombre de failles normales se forment dans la partie supérieure de la croûte continentale (fig. 6 stade P1). La plupart de ces failles s'amortissent à la transition fragile–ductile située entre 10 et 15 km de profondeur (fig. 8 profil 1). Les blocs de croûte présents entre les failles tendent à basculer au fur et à mesure de l'extension (fig. 4a et 4b). Un exemple de bloc basculé est visible dans la région du Bourg d'Oisans dans les Alpes françaises (fig. 9-1).

Les eaux de surface drainées par les failles jusqu'à plusieurs kilomètres de profondeur dans la croûte continentale tendent à altérer les feldspaths en argiles. Les roches ainsi altérées perdent en résistance (fig. 7c et fig. 8, partie supérieure du profil 2), ce qui facilite le mouvement des failles préexistantes au détriment de la création de nouvelles failles.

Au-delà de la limite fragile–ductile, la déformation de la croûte continentale se fait par fluage sur de vastes étendues (fig. 8 profils 1 et 2). Les **gneiss** et les **mylonites** témoignent de la déformation plastique de la croûte continentale.

### 2. La phase de focalisation de la déformation et son enregistrement dans la région du talus continental :

La focalisation de la déformation dans le futur domaine distal a vraisemblablement une cause profonde. En effet, la déformation diffuse décrite dans le paragraphe précédent se répercute jusqu'à la base de la lithosphère, et l'isotherme 1 300 °C s'en trouve perturbée. Or la limite lithosphère/asthénosphère est instable car le manteau sous l'isotherme 1 300 °C est moins dense que celui au-dessus. Aussi, la moindre perturbation est amplifiée lors de l'extension et aboutit à une remontée locale de l'asthénosphère. L'asthénosphère ne s'élève d'abord que très lentement et ne produit pas immédiatement de magma (fig. 6b courbe verte). Par contre, la faible augmentation de température qu'elle génère suffit à affaiblir la totalité de la colonne lithosphérique à son aplomb. Comme il est d'autant plus rentable du point de vue énergétique de déformer un matériau que sa résistance est faible, l'extension se focalise rapidement à la verticale de la remontée asthénosphérique (fig. 6 stades P2 et P3).

Dans la partie supérieure de la croûte continentale, les failles du futur domaine proximal de la marge sont abandonnées tandis que l'activité tectonique se concentre sur un nombre limité de failles situées à l'aplomb de la remontée asthénosphérique (fig. 6 stade P2). Certaines de ces failles normales évoluent en failles de détachement, entraînant l'exhumation de roches initialement situées à des profondeurs supérieures à 20 km.

Dans les Alpes, les karsts du Briançonnais témoignent d'un soulèvement et de l'émersion de la partie distale de la marge au cours de la phase de focalisation (fig. 9-2 ; Chenin *et al.*, 2019 cum ref.). Des indices d'érosion dans des régions équivalentes au Briançonnais ont été mis en

évidence sur plusieurs coupes sismiques récentes de haute résolution de marges passives actuelles (*e.g.* Lewis *et al.*, 2014 ; Hauptert *et al.*, 2016). Ces observations suggèrent que le soulèvement du futur domaine distal pourrait être relativement commun lors des riftings pauvres en magma (fig. 6 stade P2).

Plus en profondeur, la partie ductile de la croûte continentale est progressivement amincie jusqu'à finalement disparaître (fig. 8 profils 2 et 3). La croûte continentale résiduelle devient alors entièrement fragile et les failles se propagent de la surface jusque dans le manteau supérieur. L'eau drainée par les failles entraîne la serpentinisation de la péridotite mantellique (voir l'article Rôle des serpentinites dans la tectonique active). La moindre résistance à la déformation de la péridotite serpentinisée par rapport à la péridotite fraîche facilite la création de failles de détachement (fig. 8, profil 3).

### 3. La phase d'exhumation mantellique :

Au fur et à mesure de l'extension, l'asthénosphère continue à s'élever localement. Lorsque l'isotherme 1 300 °C atteint environ la moitié de sa profondeur initiale, du magma commence à se former et à percoler au travers du manteau sus-jacent (fig. 6b). L'efficacité de l'extraction du magma vers la surface dépend de la **fertilité du manteau** traversé par le magma. Si le manteau lithosphérique est **peu fertile** (péridotite de type *hartzburgite* ou *dunite* ; voir encart « pour aller plus loin »), il va dans un premier temps s'imprégner du magma ascendant, à l'image d'une éponge sèche qui se gorge d'eau. Il se transforme progressivement en *manteau fertile* (*lherzolite*) tandis que le **début du volcanisme en surface est retardé**. Au contraire, si le manteau lithosphérique est **fertile** (*lherzolite* ; voir encart « pour aller plus loin »), il n'a pas la capacité d'absorber le magma qui le traverse, comme une éponge imbibée d'eau ne retient pas d'eau supplémentaire lorsqu'on la place sous un robinet. Le **volcanisme de surface débute** alors très **rapidement** après la formation du premier magma en profondeur. Dans ce cas, l'exhumation de manteau subcontinental avant le début de l'accrétion océanique est peu probable.

Considérons le cas d'un manteau subcontinental peu fertile. Pendant que le manteau subcontinental est fertilisé par le magma ascendant, la déformation continue dans la partie superficielle de la lithosphère. Le jeu de l'une des failles de détachement (fig. 4c) qui affecte la partie la plus amincie de la croûte continentale et se prolonge dans le manteau va finalement mener à l'exhumation du manteau au fond de la mer (fig. 6 stade P2). Dans les Alpes suisses, la transition entre le dernier bloc de croûte continentale et le domaine de manteau exhumé est superbement préservée au lieu-dit Tasna (fig. 9-3).

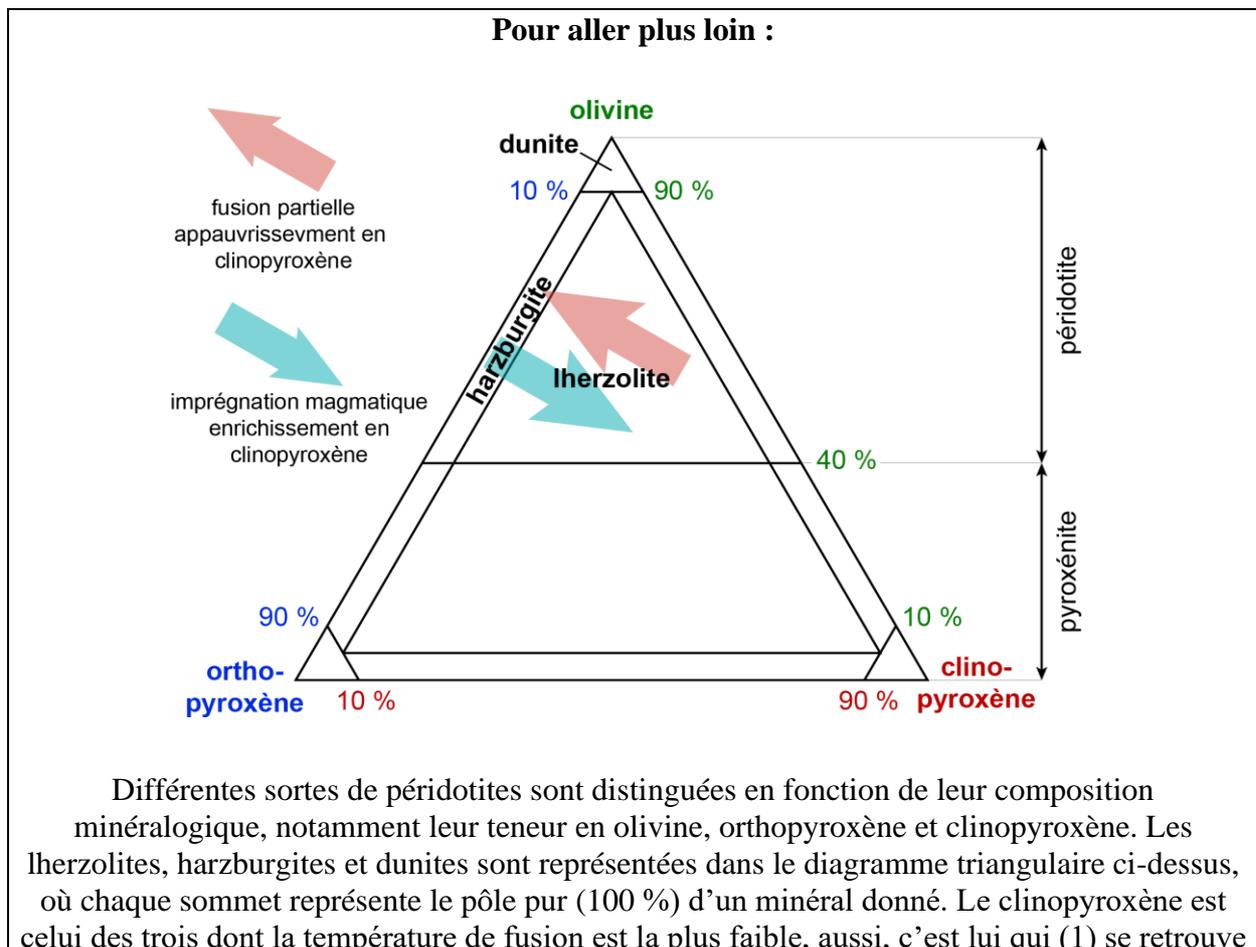
Tant que l'extension se poursuit sans volcanisme de surface, l'exhumation du manteau subcontinental se poursuit *via* la formation, le jeu puis l'abandon de failles de détachement successives. Un domaine de manteau exhumé peut ainsi atteindre plusieurs centaines de kilomètres (*e.g.* marge sud-australienne). Les mécanismes de cette phase de déformation sont décrits plus en détail par Gillard *et al.* (2015, 2016) et dans l'article « Rôle des serpentinites dans la tectonique active » de ce dossier.

### 4. Le début de l'accrétion océanique :

Dans le cas d'un rifting pauvre en magma, le début de l'accrétion océanique correspond au moment où le magma généré par la décompression adiabatique de l'asthénosphère atteint la surface (fig. 6 stade P4). Dans le cas des marges pauvres en magma, le début de l'accrétion peut être erratique, tant dans l'espace que dans le temps. On pense aujourd'hui que ce **stade embryonnaire de l'accrétion océanique** est illustré par l'ophiolite du **Chenaillet** dans les

Alpes françaises (fig. 9-4). On y voit 300–400 mètres de basaltes en coussins accumulés sur une couche de gabbro de quelques dizaines de mètres recoupée par des dolérites (dykes basaltiques). Ces dykes, formés à partir de failles normales, constituaient les conduits d'alimentation en magma des basaltes sus-jacents. Ces gabbros et d'autres dolérites sont présents sous forme d'intrusions au sein du manteau lherzolitique serpentinisé (péridotite fertile), et non sous la forme d'unités massives et continues comme c'est le cas dans les systèmes d'accrétion. Cette interprétation du Chenaillet diffère de celle précédemment admise où cette ophiolite résultait du fonctionnement d'une dorsale lente (LOT pour *Lherzolite Ophiolite Type*).

L'existence d'une dorsale bien établie dans la Téthys alpine n'a pour l'instant pas été prouvée (Picazo *et al.*, 2016). L'absence de croûte océanique mature peut signifier, soit qu'une telle dorsale n'a jamais existé, soit que la totalité de la croûte océanique mature a été subductée. Dans le cas d'un système d'accrétion bien établie, la croûte océanique fait typiquement 6 à 7 km d'épaisseur et est formée, du haut vers le bas (1) d'une unité de basaltes en coussins dont l'épaisseur s'approche de 1 km ; (2) d'une couche d'un à deux kilomètres d'épaisseur de dykes basaltiques (dolérites) appelée complexe filonien ; (3) d'une couche kilométrique de gabbros isotropes (*i.e.* sans orientation préférentielle des minéraux qui le composent) ; et (4) une unité pluri-kilométrique de gabbros lités dont la structure en lits serait liée à la différenciation gravitaire des différents minéraux qui cristallisent dans la chambre magmatique. Cette séquence repose sur une péridotite harzburgitique qui représente le manteau lithosphérique océanique appauvri par l'extraction de la croûte océanique. Ce type d'ophiolite est généralement connu sous l'acronyme HOT (*Harzburgite Ophiolite Type*).



prioritairement dans le magma, (2) cristallise en premier lors du refroidissement du magma. La fusion partielle d'une lherzolite (flèche rouge) laisse donc un résidu appauvri en clinopyroxène, à savoir la harzburgite. À l'inverse, une harzburgite imprégnée par du magma (flèche bleue) va se charger en clinopyroxène et se transformer en lherzolite.

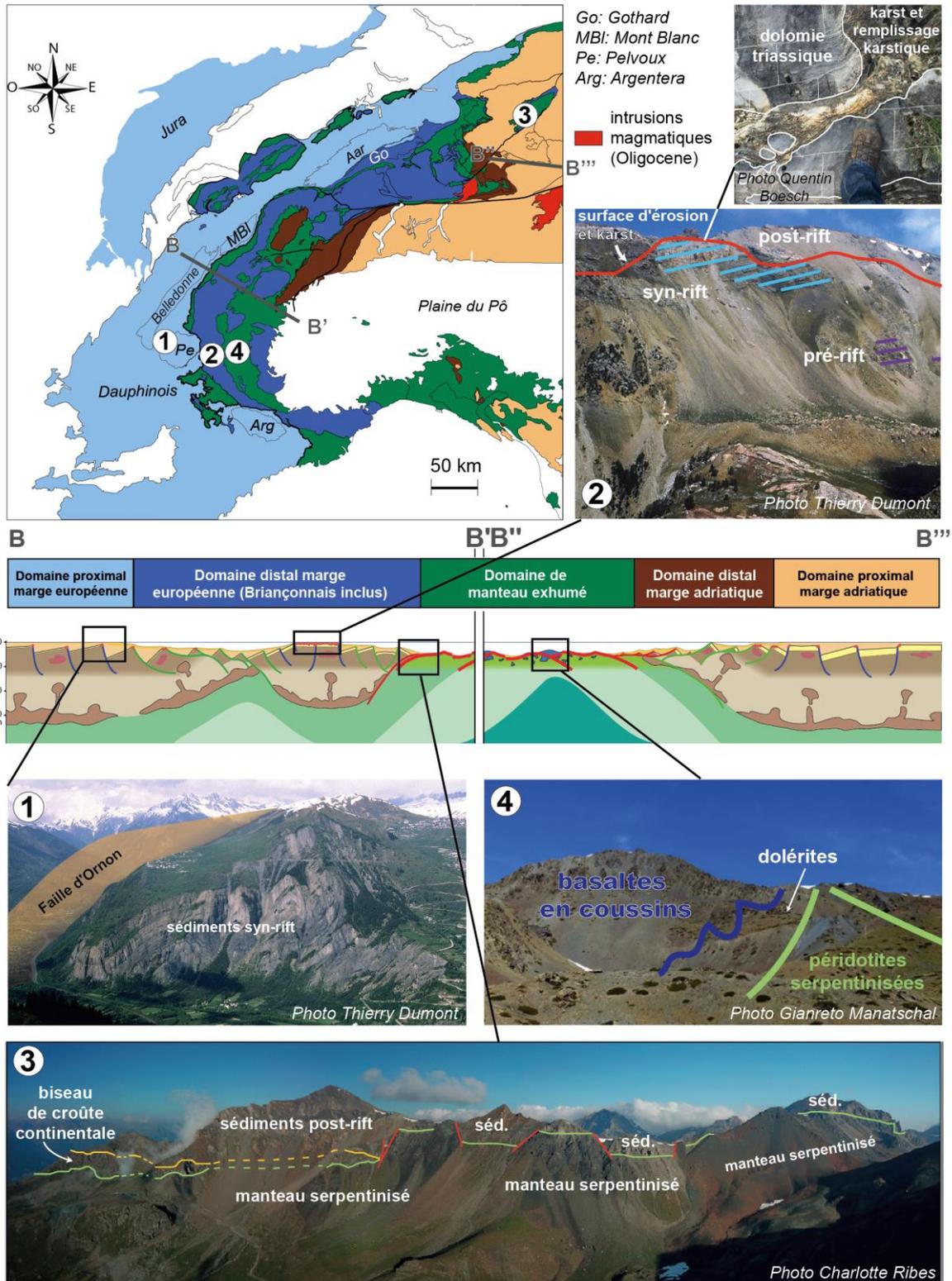


Fig. 9. – a) Carte des principaux domaines tectoniques des Alpes. b) Coupe synthétique au travers de la Téthys alpine au Crétacé ; 1 : Bloc basculé dans la région du Bourg d'Oisans ; 2 : Traces d'érosion et karst syn-rift dans le domaine Briançonnais. 3 : Transition entre continent et manteau exhumé préservée dans la région de Tasna (modifié d'après Ribes et al., 2019) ; séd. : sédiments post-rift. 4 : Relique de croûte océanique embryonnaire au Chenaillet.

### c) Architecture stratigraphique d'une marge et enregistrement de la déformation :

Les zones de rift sont propices à l'accumulation de sédiments en raison des vastes zones de subsidence (bassins) qui s'y développent (cf. marges grasses vs. maigres décrites dans le paragraphe 2b). D'un point de vue strictement **temporel**, on distingue trois types de dépôts sédimentaires selon qu'ils sont antérieurs, contemporains ou postérieurs au rifting. Il s'agit respectivement des dépôts **pré-rift** (sédiments jaunes de la fig. 10), **syn-rift** (sédiments violets de la fig. 10) et **post-rift** (sédiments orange de la fig. 10).

Du point de vue de l'**architecture sédimentaire**, on distingue également trois types de dépôts sédimentaires, à savoir les dépôts *pré-*, *syn-* et *post-tectonique* :

- Les **dépôts pré-tectonique** reflètent la sédimentation avant une phase de déformation (locale) liée au rifting. Ils se déposent en *strates* parallèles horizontales, et en l'absence de relief préexistant, leur épaisseur est largement constante dans l'espace (sédiments jaunes de la figure 10a et sédiments violets à l'extrême droite de la figure 10b ; voir aussi les dépôts jaunes et violet foncé dans l'insert e5).
- Les **dépôts syn-tectonique** reflètent la sédimentation pendant une phase de déformation (locale) liée au rifting. Leur épaisseur est variable et les strates qu'ils contiennent ne sont ni parallèles, ni horizontales. Par exemple, si la sédimentation intervient au fur et à mesure de l'activité d'une faille normale, les dépôts sédimentaires auront une architecture **en éventail** (plus épais à proximité de la faille ; dépôts violet foncé de la fig. 10e1 déposés au cours de la phase représentée sur la figure 10b). Au contraire, les dépôts sédimentaires contemporains du jeu d'une faille de détachement progressent en même temps qu'ils s'abaissent vers la surface nouvellement exhumée (architecture appelée **downlap** ; dépôts violet clair de la fig. 10e3 déposés lors de la phase représentée sur la figure 10d).
- Les **dépôts post-tectonique** reflètent la sédimentation qui succède à une phase de déformation (locale) liée au rifting, y compris dans les bassins liés à la subsidence post-rift (paragraphe 2b). À l'instar des dépôts pré-rift, ils sont caractérisés par des strates parallèles et globalement horizontales (tous les sédiments orange de la figure 10e ; sédiments violets moyen et violet foncé des inserts e1 et e5). Leur épaisseur dépend du relief préexistant car les sédiments s'accumulent préférentiellement dans les points bas.

Contrairement à l'idée admise jusqu'à la fin des années 1990, il n'y a pas d'équivalence entre pré-rift et pré-tectonique, syn-rift et syn-tectonique ou post-rift et post-tectonique. Les dépôts pré-rift sont nécessairement pré-tectonique et les sédiments post-rift forcément post-tectonique ; en revanche, du fait de la migration de la déformation au cours du rifting, les dépôts syn-rift comprennent à la fois des dépôts pré-, syn- et post-tectonique. En effet, la déformation cesse dans le domaine proximal au début de la phase de focalisation, aussi des dépôts post-tectonique y sont mis en place avant la fin du rifting (sédiments violet moyen et violet clair de la fig. 10e1). Parallèlement, certaines zones peuvent échapper à la phase de déformation diffuse et n'être déformées qu'au cours de la phase de focalisation, d'où l'existence de dépôts pré-

tectonique postérieurs au début du rifting (sédiments violet moyen de la fig. 10e5). Enfin, les sédiments pré-rift et pré-tectonique sont nécessairement absents au niveau des failles de détachement crustales et mantelliques, puisque ces failles exhument de nouvelles surfaces au cours du rifting. Ces nouvelles surfaces sont recouvertes de sédiments syn-tectonique au fur et à mesure de leur exhumation, d'où leur architecture en *downlap* (dépôts violet clair de la fig. 10e3).

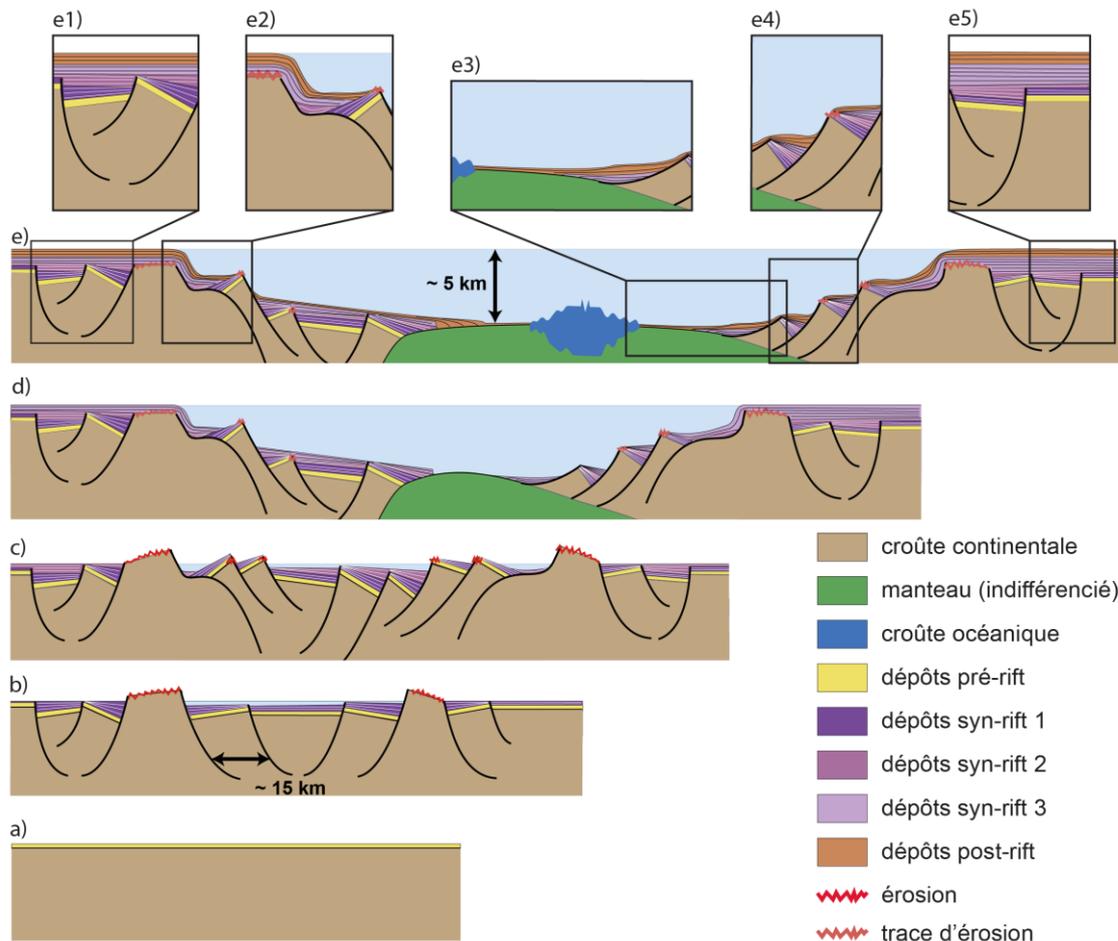


Fig. 10. – Évolution schématique de l'architecture des dépôts sédimentaires au cours du rifting. Échelles verticales et horizontales non respectées pour des questions de lisibilité. Du bas vers le haut : a) Phase-pré-rift : les sédiments sont déposés en strates plates et parallèles (pré-tectonique). b) Phase d'extension diffuse : les sédiments violet foncé sont largement syn-tectonique, sauf au centre et aux deux extrémités où la subsidence est passive. c) Phase de focalisation : la déformation cesse dans le domaine proximal (dépôts violet moyen post-tectonique) pour se concentrer dans le distal (dépôts violet moyen syn-tectonique). d) Phase d'exhumation du manteau : les seuls dépôts syn-tectonique couvrent le manteau au fur et à mesure de son exhumation au fond de la mer (architecture en *downlap* des dépôts violet clair ; cf insert e3). e) Début de l'accrétion océanique : les dépôts orange sont post rift le long de toute la marge et s'amincissent vers la dorsale où du nouveau plancher océanique est créé.

#### d) Principales structures magmatiques des marges volcaniques

Au premier ordre, la formation des marges passives volcaniques suit la même évolution que celle des marges pauvres en magma (fig. 6) : la croûte continentale est amincie jusqu'à ce que l'extension soit accommodée par l'accrétion de croûte océanique. Cependant, dans le cas d'un rifting volcanique, l'amincissement de la croûte continentale est **concomitant à l'extraction du magma** généré par la remontée précoce de l'asthénosphère (fig. 6, colonne de gauche). Les structures les plus fréquentes de ce système de « plomberie magmatique » alimenté par la fusion partielle de l'asthénosphère sont les trapps, les sills, les dykes, les SDRs ou *Seaward Dipping Reflectors* et les corps sous-plaqués (fig. 11).

- les **trapps volcaniques** (fig. 11-1) sont de vastes plateaux basaltiques de plusieurs kilomètres d'épaisseur s'étalant sur plusieurs centaines de kilomètres carrés. Ils résultent de l'empilement de coulées de lave successives générées par l'épanchement d'un panache mantellique en surface.

- les **sills** (fig. 11-2) sont des intrusions magmatiques planaires généralement horizontales qui se développent entre deux couches sédimentaires préexistantes ou suivant un plan de déformation plus ancien.

- les **dykes** (fig. 11-3) sont des filons magmatiques généralement verticaux injectés dans la roche encaissante via des fractures.

- les **corps sous-plaqués** (fig. 11-4) sont formés de roches plutoniques mafiques/basiques issues de la fusion partielle du manteau accumulées à la base de la croûte.

- les **SDRs** ou *Seaward Dipping Reflectors* (fig. 11-5) sont des accumulations de roches volcaniques en forme d'éventails qui s'épaississent systématiquement en direction de l'océan. Les SDRs se forment lors de l'amincissement crustal au cours d'un rifting volcanique. Leur croissance en éventail est due au poids des accumulations magmatiques qui les entraîne toujours plus bas. Les failles associées aux SDRs sont toujours dirigées vers le continent.

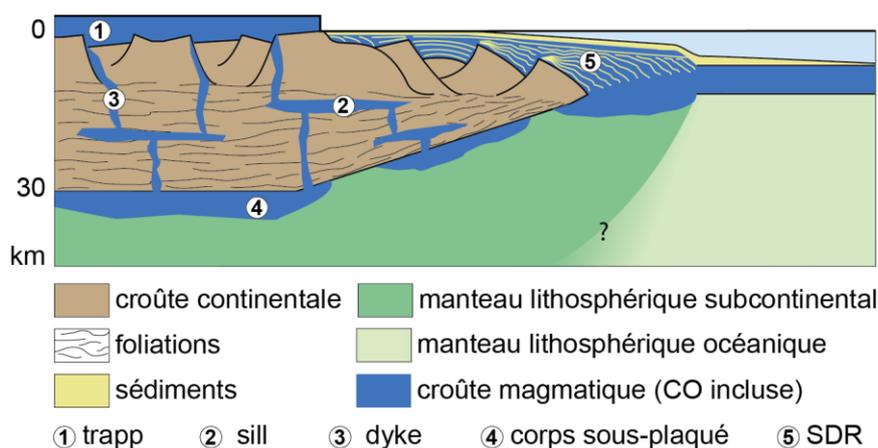


Fig. 11. – Illustration des principales structures du « système de plomberie » magmatique.  
CO : Croûte océanique ; SDR : Seaward Dipping Reflector.

#### 4) Aspect tridimensionnel des marges passives

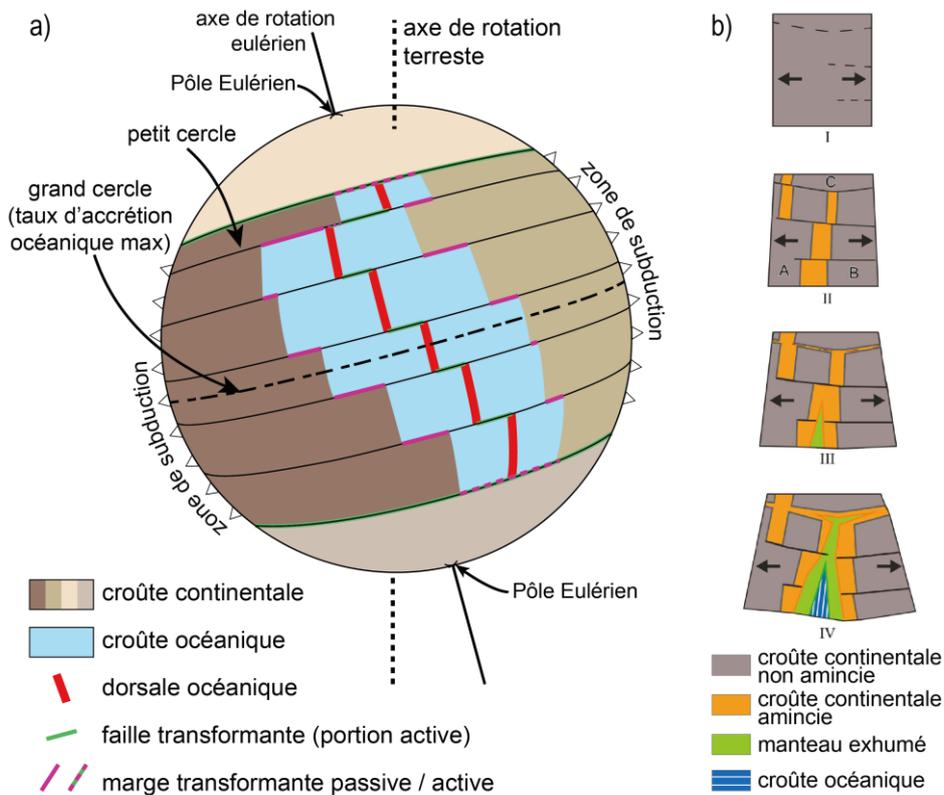
L'observation des marges passives et des dorsales océaniques actuelles montre que ces deux objets sont loin d'être continus (fig. 2a). Tous deux sont segmentés par des **failles**

**transformantes** (en vert sur la fig. 12a). Les failles transformantes permettent le coulisement d'une plaque tectonique par rapport à l'autre, sans création ni disparition de matière.

Lors d'un rifting, une multitude de bassins se forment et finissent par s'interconnecter via des failles transformantes (fig. 12b). Lorsque la limite entre croûte continentale et croûte océanique correspond à une ancienne faille transformante (ou une faille transformante active), cette limite est dénommée **marge transformante**. Les marges transformantes sont caractérisées par une transition entre croûte continentale et croûte océanique extrêmement abrupte (quelques dizaines de kilomètres contre ~ 150 km en moyenne pour les marges pauvres en magma).

La géométrie des systèmes de rift sur Terre, en particulier celle des dorsales et des failles transformantes, est liée à la rotondité de notre planète. En effet, tout mouvement relatif de plaques à la surface du globe, rifting inclus, peut être décrit par une rotation autour d'un **axe eulérien**, indépendant de l'axe de rotation de la Terre (fig. 12a). Les intersections entre l'axe eulérien et la surface du globe sont appelés pôles de rotation ou **pôles eulériens** (fig. 12a). Dans un tel système, les failles sont nécessairement des portions de petits cercles perpendiculaires à l'axe de rotation eulérien qui décrit le mouvement relatif des deux plaques divergentes (fig. 12a). La dorsale qui sépare ces deux plaques se situe sur des portions de grands cercles perpendiculaires à leur mouvement relatif.

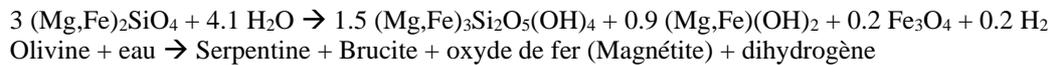
Lors de la rotation autour d'un axe eulérien, la vitesse angulaire est constante sur l'ensemble des plaques (rigides) concernées. En revanche, la vitesse linéaire de déplacement relatif des plaques augmente au fur et à mesure de leur éloignement aux pôles eulériens. Ceci implique que le taux d'accrétion océanique est maximum au niveau du grand cercle perpendiculaire à l'axe de rotation eulérien (fig. 12a).



*Fig. 12 – a) Représentation d’une Terre simplifiée avec quatre plaques tectoniques. La dorsale océanique suit des portions de grands cercles tandis que les failles transformantes suivent des portions de petits cercles. La vitesse d’accrétion de la dorsale augmente au fur et à mesure de son éloignement des pôles eulériens. b) Schéma du développement tridimensionnel d’un système de rift (d’après Nirrengarten et al., 2018).*

## **5) Perspectives : retombées économiques et scientifiques liées à la serpentinisation de péridotites**

La découverte du manteau serpentinisé et de l’intense activité hydrothermale présente dans les zones tectoniquement actives des plaines abyssales a ouvert un champ d’investigation au potentiel scientifique, économique et environnemental insoupçonné. En effet, la serpentinisation des péridotites mantelliques lors de l’exhumation du manteau est associée à la production de dihydrogène et la précipitation d’oxydes de fer (équation 1). En présence de dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) dissous, la serpentinisation entraîne sa fixation sous forme de carbonates (équation 2).



Vu l’épuisement des ressources minières et pétrolières et face à l’inquiétude que suscite l’augmentation du dioxyde de carbone atmosphérique, on devine l’intérêt que peut éveiller une telle découverte !

Les nombreuses études menées depuis les années 1970 ont permis d’identifier des catalyseurs de la serpentinisation (*e.g.* l’aluminium ; Andreani *et al.*, 2013). Aujourd’hui reproduite en laboratoire avec des rendements de production de dihydrogène intéressants, cette réaction pourrait se voir industrialisée à partir de péridotites issues d’ophiolites dans les prochaines années. L’hydrogène ainsi produit fournirait une source énergétique décarbonée et stockable.

Les grandes quantités d’oxydes de fer formés lors de la serpentinisation des péridotites ne sont pas économiquement intéressantes en soi mais leur précipitation rend le milieu alentour hautement réducteur, ce qui favorise la stabilité de minerais plus stratégiques tels que le cuivre et le nickel. L’exploitation de telles ressources n’est pas rentable à ce jour mais pourrait le devenir dans les prochaines décennies.

En présence de CO<sub>2</sub> dissous, la serpentinisation est naturellement associée à la précipitation de carbonates (entre autres calcite et magnésite ; équation 2). Dans les océans actuels, ce processus est illustré par des colonnes carbonatées dont la plus haute vue à ce jour mesure une soixantaine de mètres (*Poseidon Tower*, lieu-dit *Lost City* près de la dorsale médio-atlantique ; Kelley *et al.*, 2001). Les reliques de l’ancienne Téthys alpine témoignent également de ce processus avec les opicalcites de l’ancien domaine de manteau exhumé exposées au Chenaillet et à Totalp (Davos, Alpes suisses), ou encore les travertins de l’ophiolite d’Oman (sud-est de la péninsule arabique). Ce type de réactions pourrait être artificiellement activé et offrir un moyen de stocker à long terme du CO<sub>2</sub> sous la forme de carbonates, soit au niveau des ophiolites, soit directement dans le manteau exhumé des marges actuelles.

## Références :

- Andreani, M., Daniel, I., & Pollet-Villard, M. (2013). Aluminum speeds up the hydrothermal alteration of olivine. *American Mineralogist*, 98(10), 1738-1744.
- Boillot, G., Grimaud, S., Mauffret, A., Mougénot, D., Kornprobst, J., Mergoïl-Daniel, J., & Torrent, G. (1980). Ocean-continent boundary off the Iberian margin: a serpentinite diapir west of the Galicia Bank. *Earth and Planetary Science Letters*, 48(1), 23-34.
- Boillot, G., Recq, M., Winterer, E. L., Meyer, A. W., Applegate, J., Baltuck, M., ... & Evans, C. A. (1987). Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, western Galicia margin, Spain). *Tectonophysics*, 132(4), 335-342.
- Bronner, A., Sauter, D., Manatschal, G., Péron-Pinvidic, G., & Munschy, M. (2011). Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins. *Nature Geoscience*, 4(8), 549-553.
- Byerlee, J. (1978). Friction of rocks. In *Rock friction and earthquake prediction* (pp. 615-626). Birkhäuser, Basel.
- Chenin, P., Manatschal, G., Lavier, L. L., & Erratt, D. (2015). Assessing the impact of orogenic inheritance on the architecture, timing and magmatic budget of the North Atlantic rift system: a mapping approach. *Journal of the Geological Society*, 172(6), 711-720.
- Chenin, P., Manatschal, G., Decarlis, A., Schmalholz, S. M., Duretz, T., & Beltrando, M. (2019). Emersion of Distal Domains in Advanced Stages of Continental Rifting Explained by Asynchronous Crust and Mantle Necking. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(8), 3821-3840.
- Decandia, F. A., & Elter, P. (1969). Riflessioni sul problema delle ofioliti nell'Appennino settentrionale (nota preliminare).
- Epin, M. E., Manatschal, G., & Amann, M. (2017). Defining diagnostic criteria to describe the role of rift inheritance in collisional orogens: the case of the Err-Platta nappes (Switzerland). *Swiss Journal of Geosciences*, 110(2), 419-438.
- Gillard, M., Autin, J., & Manatschal, G. (2016). Fault systems at hyper-extended rifted margins and embryonic oceanic crust: Structural style, evolution and relation to magma. *Marine and Petroleum Geology*, 76, 51-67.
- Gillard, M., Manatschal, G., & Autin, J. (2016). How can asymmetric detachment faults generate symmetric Ocean Continent Transitions?. *Terra nova*, 28(1), 27-34.
- Hauptert, I., Manatschal, G., Decarlis, A., & Unternehr, P. (2016). Upper-plate magma-poor rifted margins: Stratigraphic architecture and structural evolution. *Marine and Petroleum Geology*, 69, 241-261.
- Jagoutz, O., Muntener, O., Manatschal, G., Rubatto, D., Péron-Pinvidic, G., Turrin, B. D., & Villa, I. M. (2007). The rift-to-drift transition in the North Atlantic: A stuttering start of the MORB machine?. *Geology*, 35(12), 1087-1090.

- Kelley, D. S., Karson, J. A., Blackman, D. K., Früh-Green, G. L., Butterfield, D. A., Lilley, M. D., Olson, E. J., Schrenk, M. O., Roe, K. K., Lebon, G. T., Rivizzigno, P., & the AT3-60 Shipboard Party. (2001). An off-axis hydrothermal vent field near the Mid-Atlantic Ridge at 30 N. *Nature*, 412(6843), 145-149.
- Kohlstedt, D. L., Evans, B., & Mackwell, S. J. (1995). Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B9), 17587-17602.
- Lewis, D. S. (2014). New Insights into Late Synrift Subsidence from Detailed Well Ties and Seismic Mapping, Campos Basin, Brazil. *Sedimentary basins: Origin, depositional histories and petroleum systems*, 98-115.
- Nirrengarten, M., Manatschal, G., Tugend, J., Kuszniir, N., & Sauter, D. (2018). Kinematic evolution of the southern North Atlantic: Implications for the formation of hyperextended rift systems. *Tectonics*, 37(1), 89-118.
- Péron-Pinvidic, G., & Manatschal, G. (2009). The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. *International Journal of Earth Sciences*, 98(7), 1581-1597.
- Picazo, S., Müntener, O., Manatschal, G., Bauville, A., Karner, G., & Johnson, C. (2016). Mapping the nature of mantle domains in Western and Central Europe based on clinopyroxene and spinel chemistry: Evidence for mantle modification during an extensional cycle. *Lithos*, 266, 233-263.
- Reuber, K., & Mann, P. (2019). Control of Precambrian-to-Paleozoic orogenic trends on along-strike variations in Early Cretaceous continental rifts of the South Atlantic Ocean. *Interpretation*, 7(4), SH45-SH69.
- Ribes, C., Petri, B., Ghienne, J. F., Manatschal, G., Galster, F., Karner, G. D., Figueredo, P. H., Johnson, C. A., & Karpoff, A. M. (2019). Tectono-sedimentary evolution of a fossil ocean-continent transition: Tasma nappe, central Alps (SE Switzerland). *Geological Society of America Bulletin*.
- Steinman, G. (1905). Geologische Beobachtungen in den Alpen, II. Die Schardtshe Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabatze und der ophiolitschen Massengesteine. *Berichte Naturforschenden Gesellschaft Freiburg im Breisgau*, 16, pp. 18-67
- Tomasi, S., (2020). Interaction between magmatism and deformation at magma-rich rifted margins: The example of the Mozambique Channel; Thèse de l'Université de Strasbourg; 210 p.
- Vine, F. J., & Matthews, D. H. (1963). Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, 199(4897), 947-949.