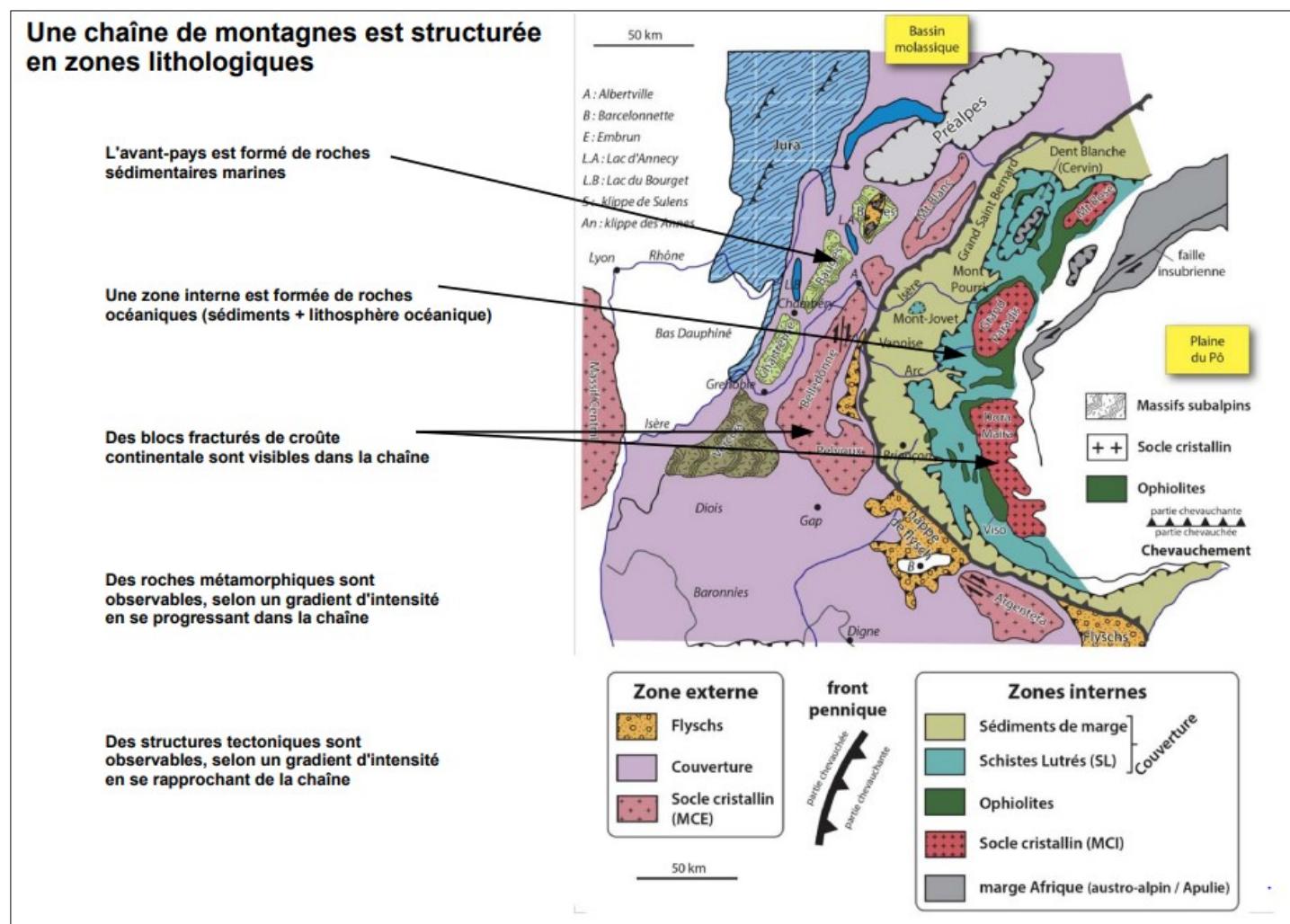


COURS / TP 2: LES MARQUEURS D'UN DOMAINE OCÉANIQUE DISPARU PAR SUBDUCTION

Bilan du TP1

Les Alpes sont découpées selon la lithologie et les accidents tectoniques en zones et les données géophysiques montrent un empilement d'unités crustales lié à un mouvement de convergence entre deux plaques lithosphériques séparées préalablement par un océan.



→ A partir de l'étude de la carte d'Annecy au 1/250 000 (exercice préparatoire du TP1) et de Gap au 1/250 000

II. Les marqueurs d'un domaine océanique disparu et de ses marges → TP2

1. les vestiges d'une marge passive et d'une mer épicontinentale: paléogéographie de la zone Dauphinoise et de la zone Briançonnaise

→ Préciser de quoi sont constitués les massifs cristallins externes

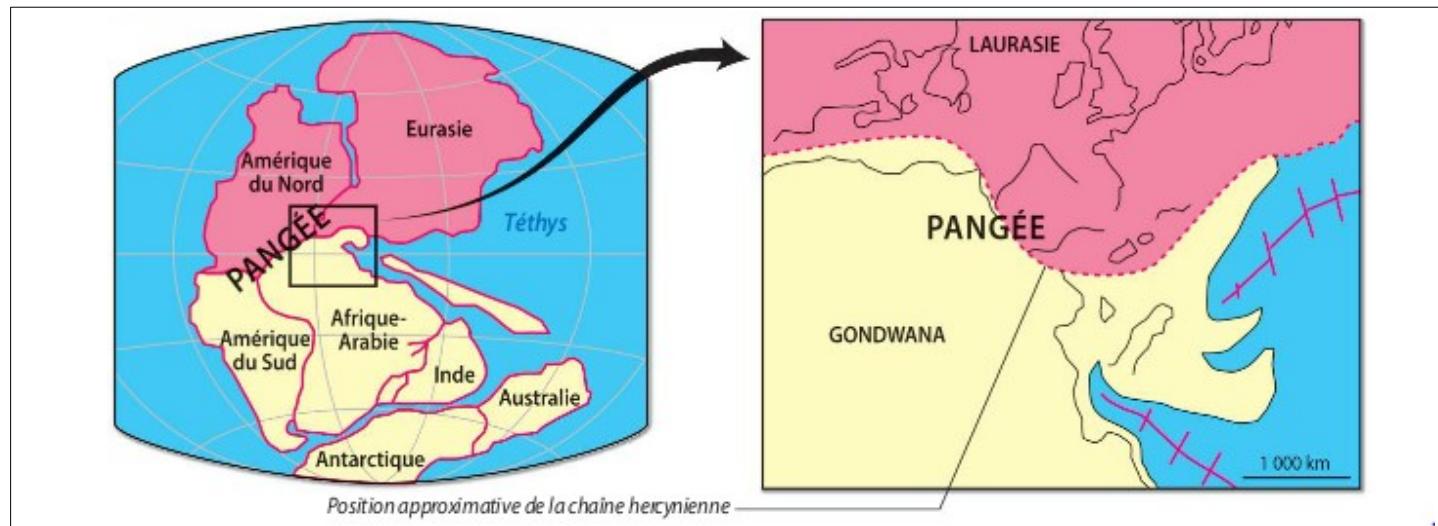
1.1 le socle européen est d'âge hercynien

Les massifs cristallins externes (Aiguilles rouges, Mont Blanc, Belledone, Pelvoux et Argentera) sont principalement formés de granitoïdes associés à des gneiss et micaschistes. Leur datation par radiochronologie donne une datation entre – 340 et – 300 Ma, ils ont donc des âges et des compositions chimiques voisines des granitoïdes constituant le Massif Central paléozoïque.

Il en est de même des **massifs cristallins internes** (Mont Rose, Grand Paradis et Dora Maira)

La formation de ces **granitoïdes et roches métamorphiques** s'est faite lors de l'**orogénèse hercynienne ou varisque** ayant menée à la fin du Permien, à la formation d'un **super-continent la Pangée**.

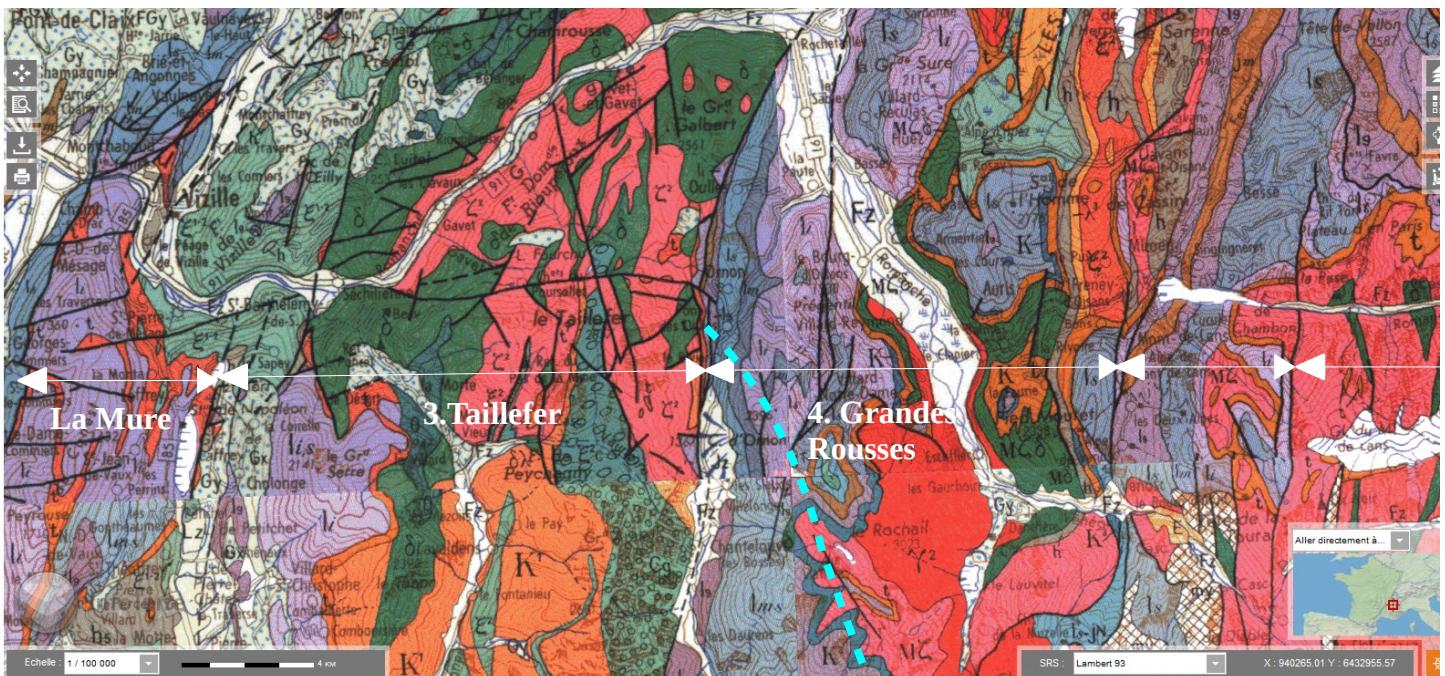
Le socle cristallin est recouvert de dépôts sédimentaires houillers carbonifères.



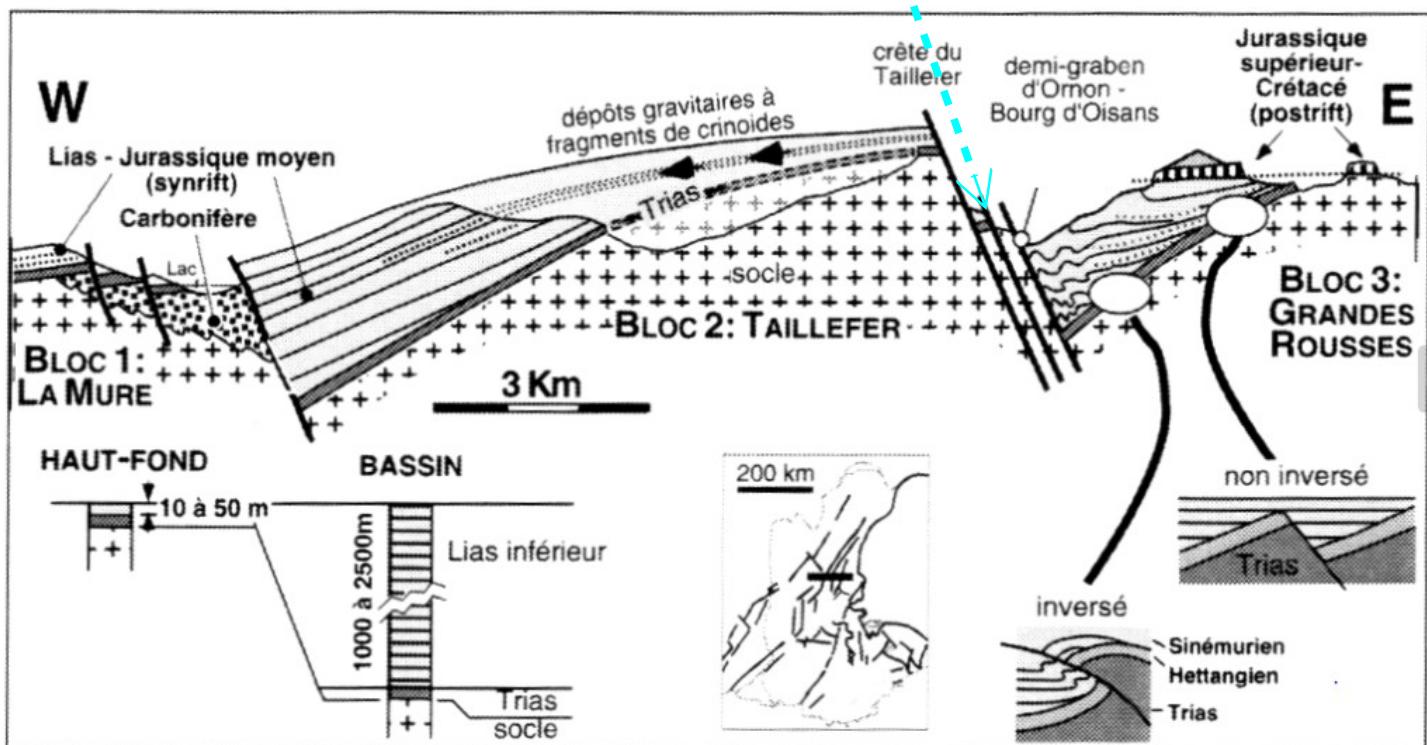
Document 1 : disposition des continents au début du Trias il y a 240 MA

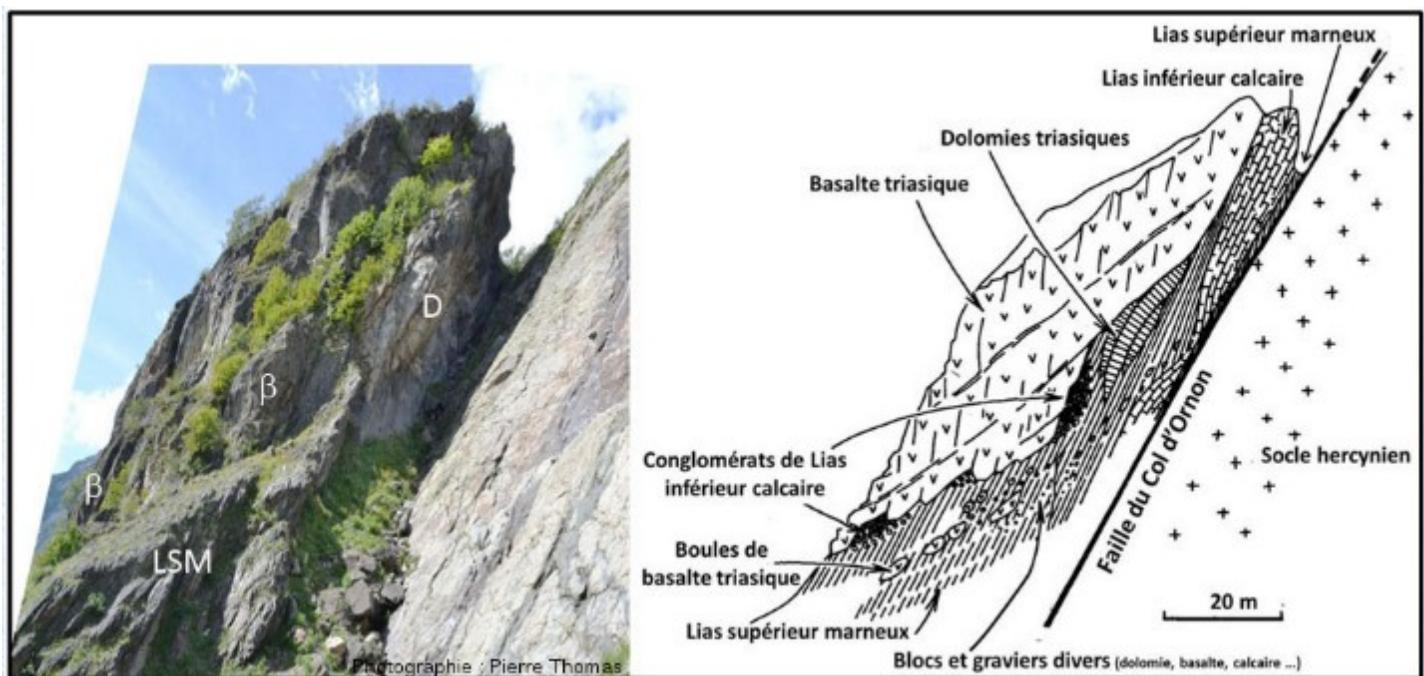
1.2 ce socle est découpé en blocs basculés

→ Dans la partie Sud Ouest de la carte d'Annecy, autour des massifs de Belledonne et des Grandes Rousses, et dans la partie Nord Ouest de la carte de Gap, entre les massifs de La Mure, Taillefer et des Grandes Rousses, observer la disposition de la couverture sédimentaire mésozoïque, des massifs cristallins et des failles.

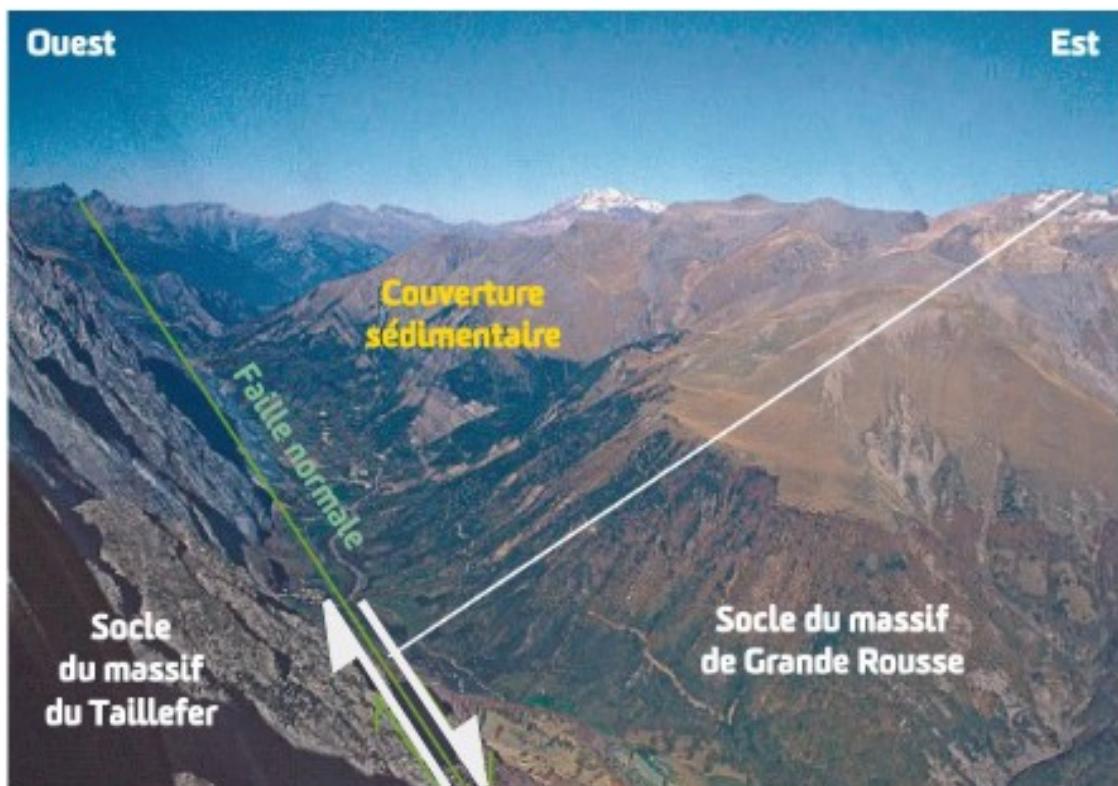


Document 2 : extrait de la carte de Gap au 1/100 000 et schéma d'interprétation ci dessous





Document 3 : interprétation de la faille du col d'Ormon montrant le contact anormal entre le socle hercynien et les dépôts sédimentaires mésozoïques



Document 4 : photographie montrant la limite entre deux blocs basculés dans le paysage

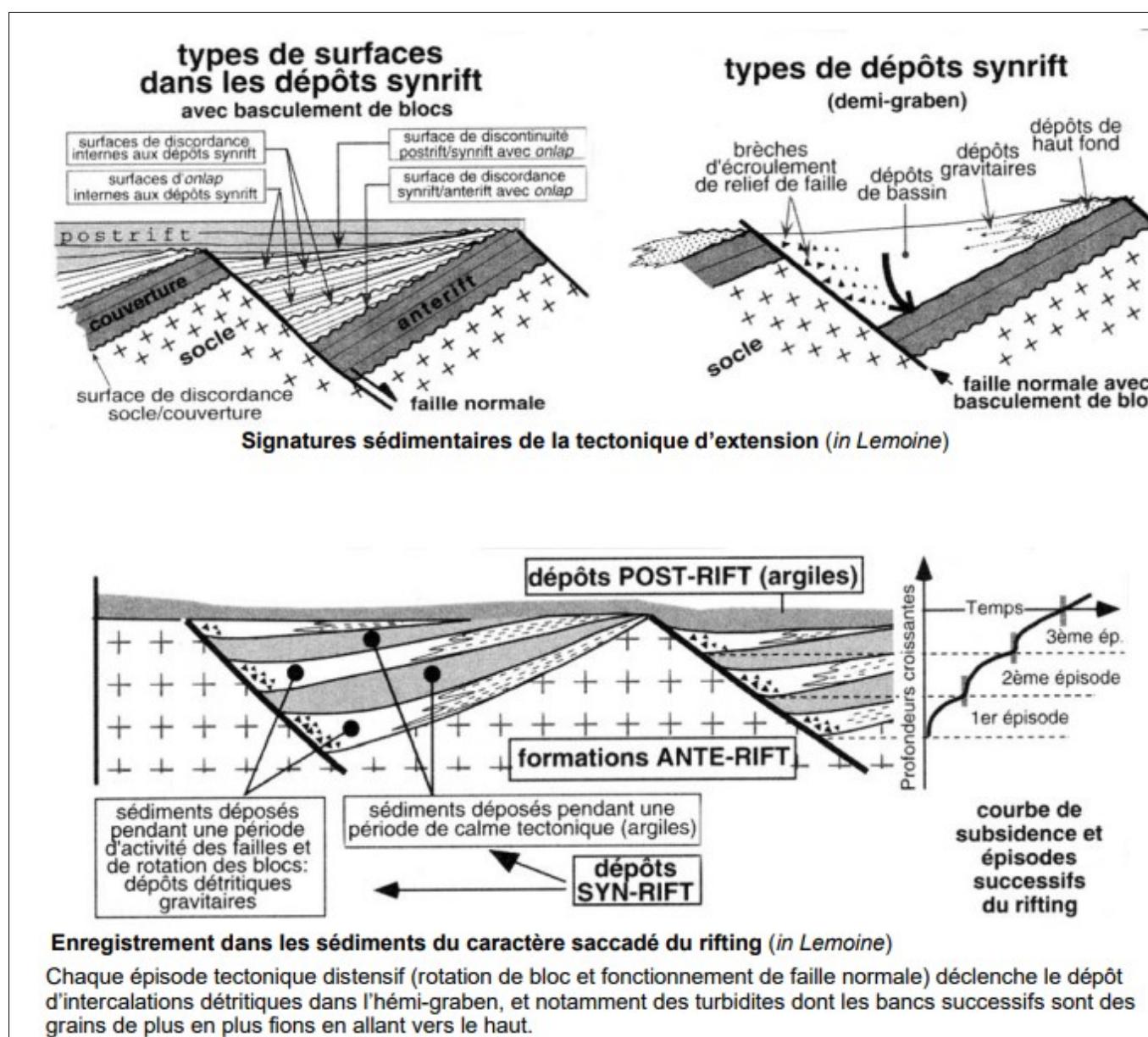
Au sud est du Massif de Belledonne, on observe une **alternance entre les sédiments mésozoïques** (Trias, Lias et Jurassique moyen), **le socle hercynien**, et **des jeux de failles normales** (et qui ont souvent rejoué en inverse) découplant ces massifs.

On interprète ces successions comme étant des **blocs basculés témoins d'une marge passive**.

Chaque bloc fait une **dizaine de kilomètres de large** et est **séparé des autres blocs par des failles normales qui s'incurvent en profondeur**. Cette incurvation au niveau de la transition ductile/cassant de la croûte continentale permet la rotation des blocs, on parle de **failles listriques**.

La plupart des blocs basculés présentent des restes de la couverture sédimentaires qui les recouvrat.

L'étude de la géométrie des dépôts sédimentaires au niveau de ces blocs permet de dater le rifting.

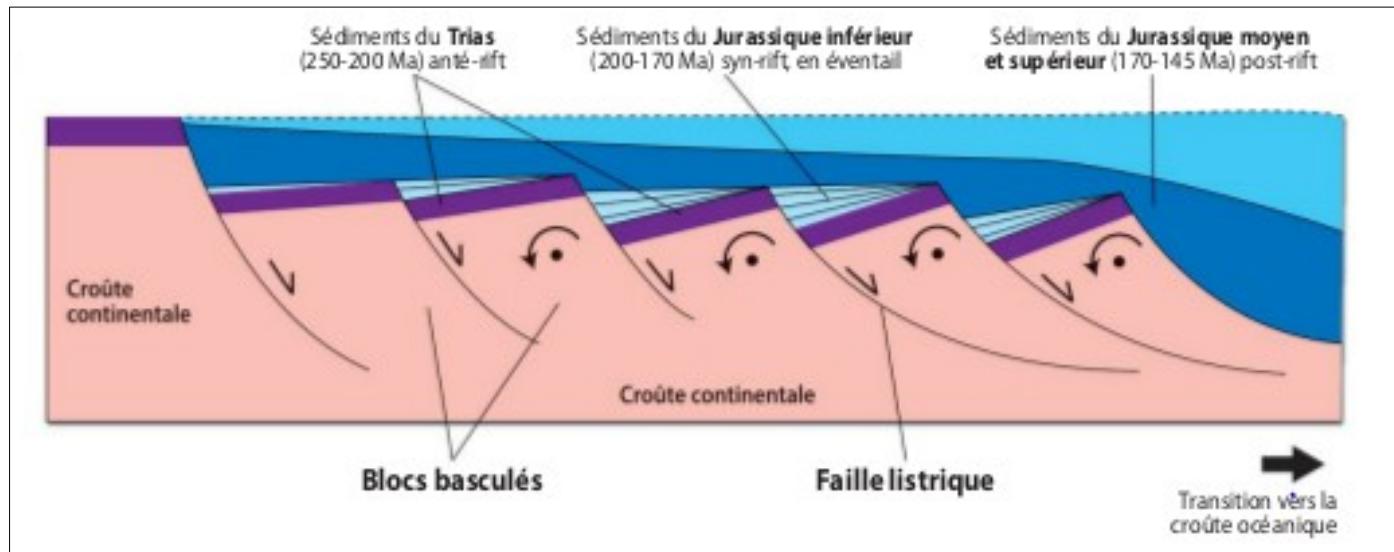


Document 5 : l'étude de la géométrie et de la nature des dépôts sédimentaires au niveau de blocs basculés

→ Expliquer d'après le document 5, comment l'étude des dépôts sédimentaires au niveau des blocs basculés permet de dater le rifting.

Selon leur géométrie, on distingue trois types de sédiments permettant de dater le **riifting** :

- **les sédiments trias pré-rift**, déposés avant le rift, constitués de **couches parallèles au socle** du bloc basculé,
- **les sédiments lias (jurassique inférieur) syn-rift**, déposés durant le rift, disposés les uns au-dessus des autres **en éventails**,
- **les sédiments jurassiques moyens et supérieurs post-rift**, déposés après le rift, **horizontaux**.

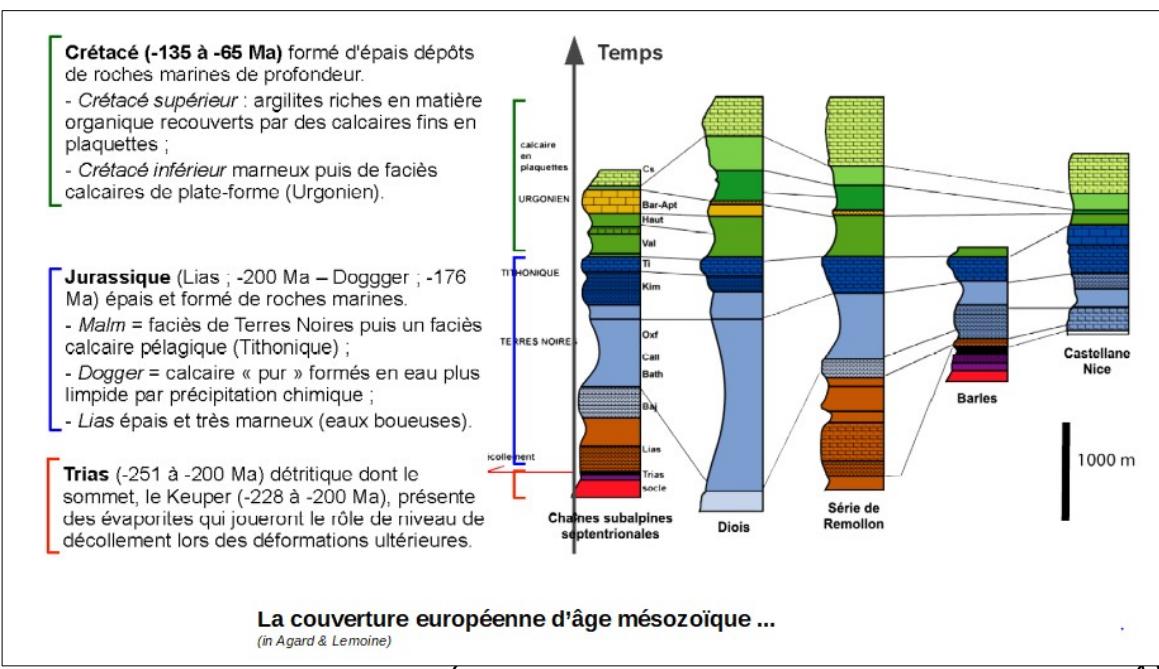


Document 6 : schéma d'interprétation des dépôts sédimentaires au niveau des blocs basculés

1.3 les vestiges d'une mer épicontinentale

L'exploitation des archives sédimentaires et l'étude **des fossiles de faciès**, le long de la zone dauphinoise permet de reconstituer les **paléoenvironnements**.

→ *A l'aide de la notice de la carte d'Annecy, du document ci dessous et de vos connaissances de 1^e année, différencier la nature des sédiments de la couverture mésozoïque et leurs fossiles et faire le lien avec les paléoenvironnements dont ils témoignent.*

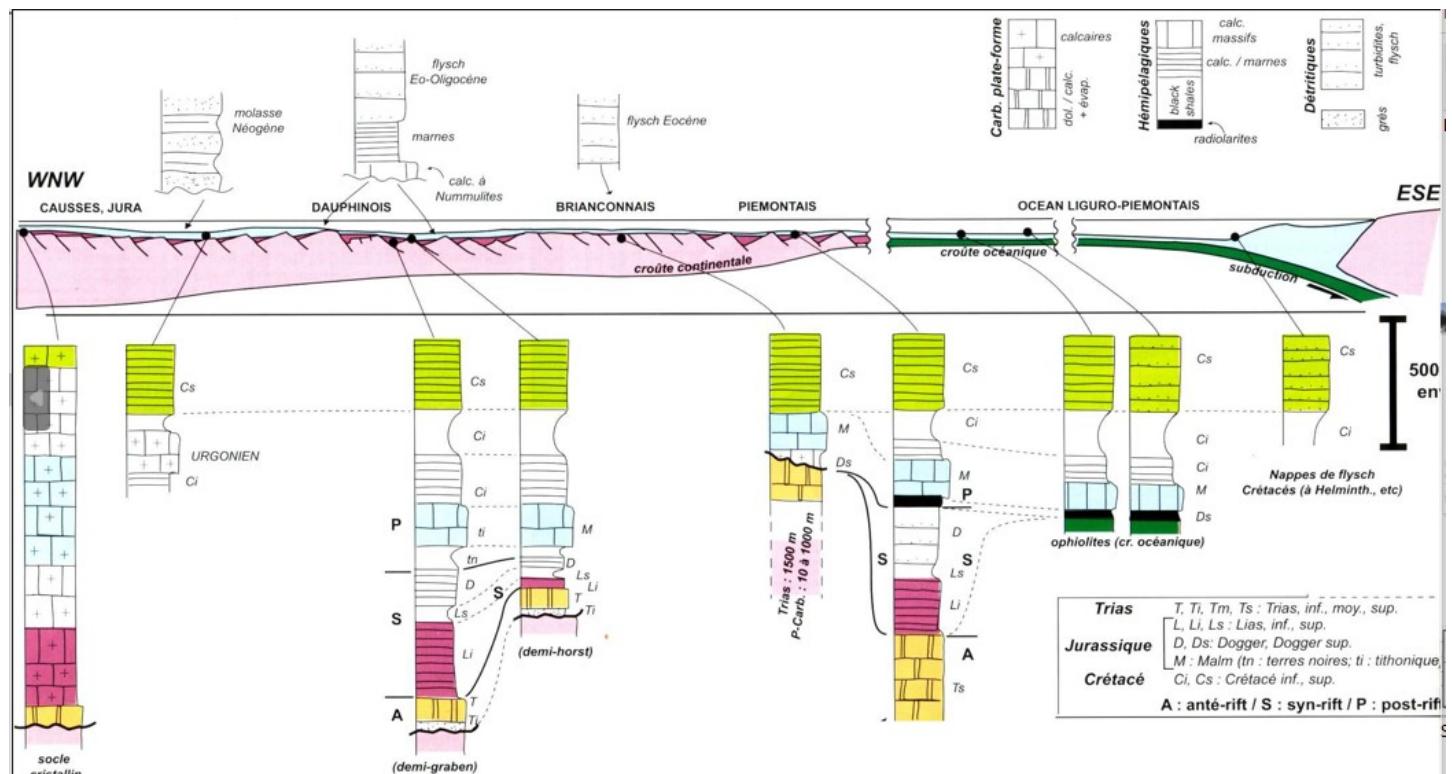


- **Au Trias** (-251 à -200 Ma), les sédiments sont des **roches détritiques** et des **évaporites** qui témoignent d'un **environnement peu profond, souvent émergé**, bassin de recueillement des produits d'érosion de la chaîne hercynienne voisine. L

- **Au Jurassique** (-200 à -176 Ma) épais, la sédimentation marine montre des boues puis des calcaires témoignant d'un milieu pélagique correspondant à une mer épicontinentale. Il y a donc eu **augmentation de la profondeur et une subsidence marquée provoquée par le rifting**.

Remarque : dans plusieurs régions, les dépôts dans le briançonnais sont marqués par des lacunes fréquentes, des dolomies avec fantômes de gypse et des fentes de dessiccations, montrant le côté émergé de plusieurs régions, cela témoigne de la formation d'une péninsule dite « **île Briançonnaise** » correspondant à un épaulement du rift que la mer ne submergeait qu'épisodiquement.

- **Au Crétacé** (-135 à -65 Ma), les **sédiments urgoniens** (Crétacé inférieur) de la zone **Dauphinoise externe** contiennent des **rudistes** témoignant d'un milieu récifal, donc une mer chaude peu profonde au niveau d'une plate forme, alors que **plus à l'est vers la zone briançonnaise, les dépôts sont plus épais et suggèrent des hauts fonds océaniques**.



Document 8 : synthèse stratigraphiques des sédiments alpins mésozoïques

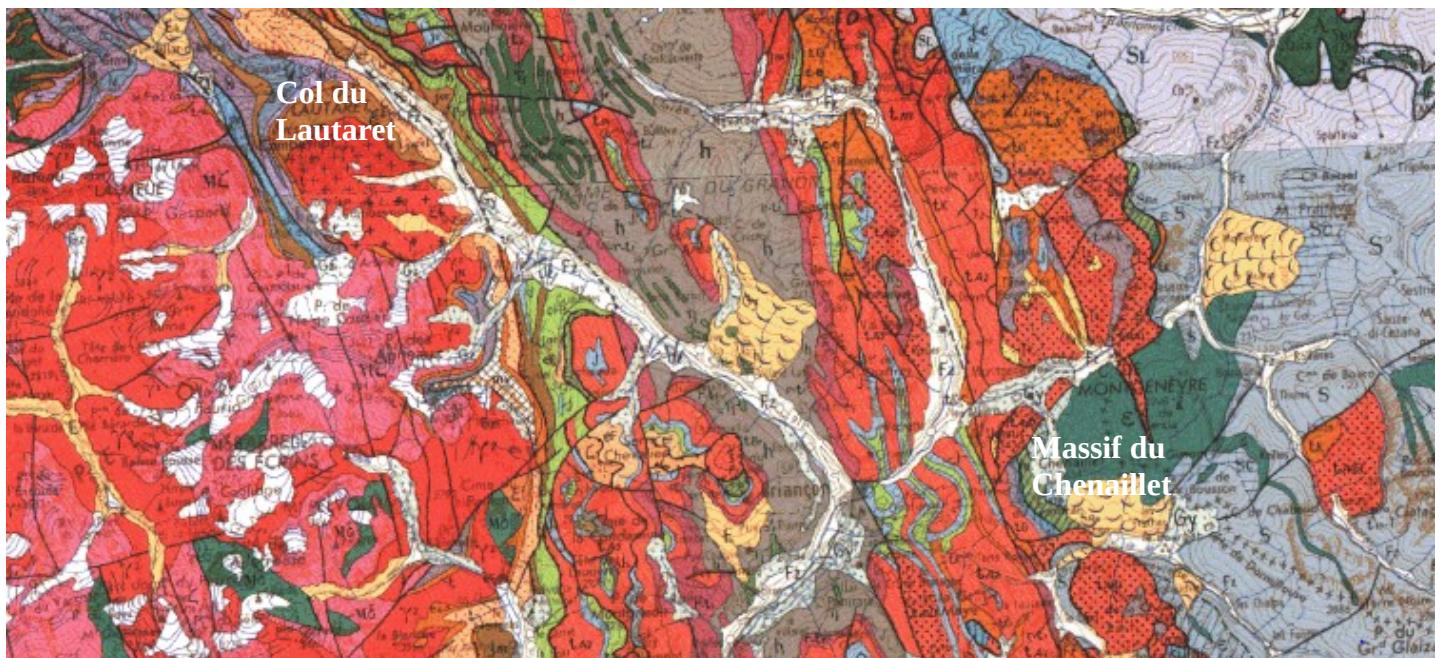
En conclusion, les sédiments de la couverture mésozoïque témoignent d'une augmentation de la colonne d'eau. Seul le phénomène de rifting suivi d'expansion océanique (drifting) explique cette succession.

2. les vestiges d'un ancien domaine océanique : paléogéographie de la zone Liguro-piémontaise

→ Retrouver les témoins du plancher océanique sur la carte d'Annecy et préciser les caractéristiques de la couverture sédimentaire.

2.1 le socle océanique témoigne d'une dorsale lente

On trouve dans la zone liguro piémontaise de nombreuses ophiolites plus ou moins métamorphosées témoignant de l'existence de l'océan alpin ou ligurien ou thétysien.

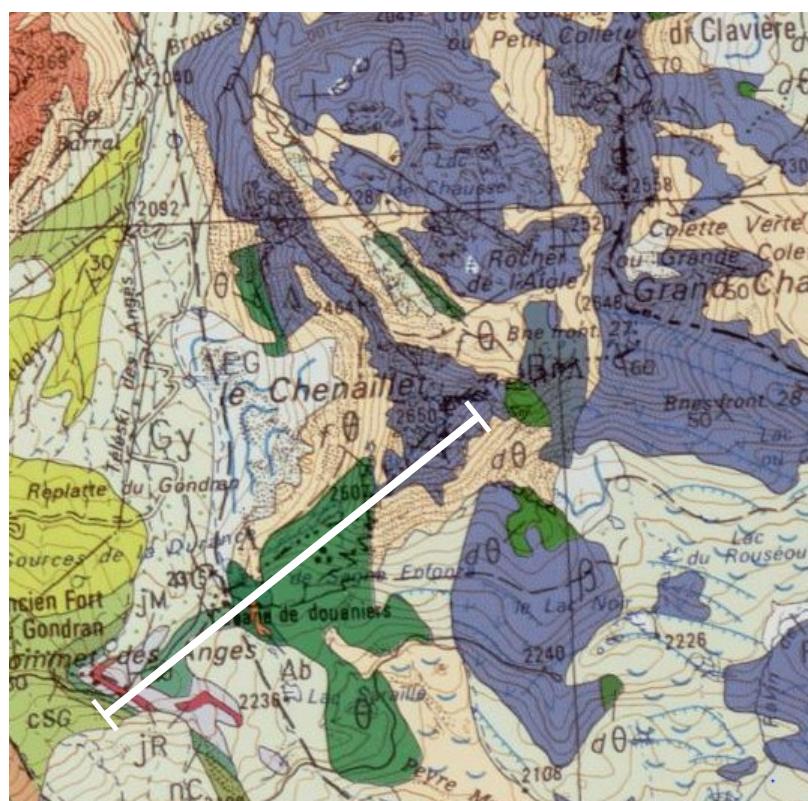


Document 9 : extrait de la carte de Gap au 1/250 000 et localisation du Chenaillet

β = basaltes

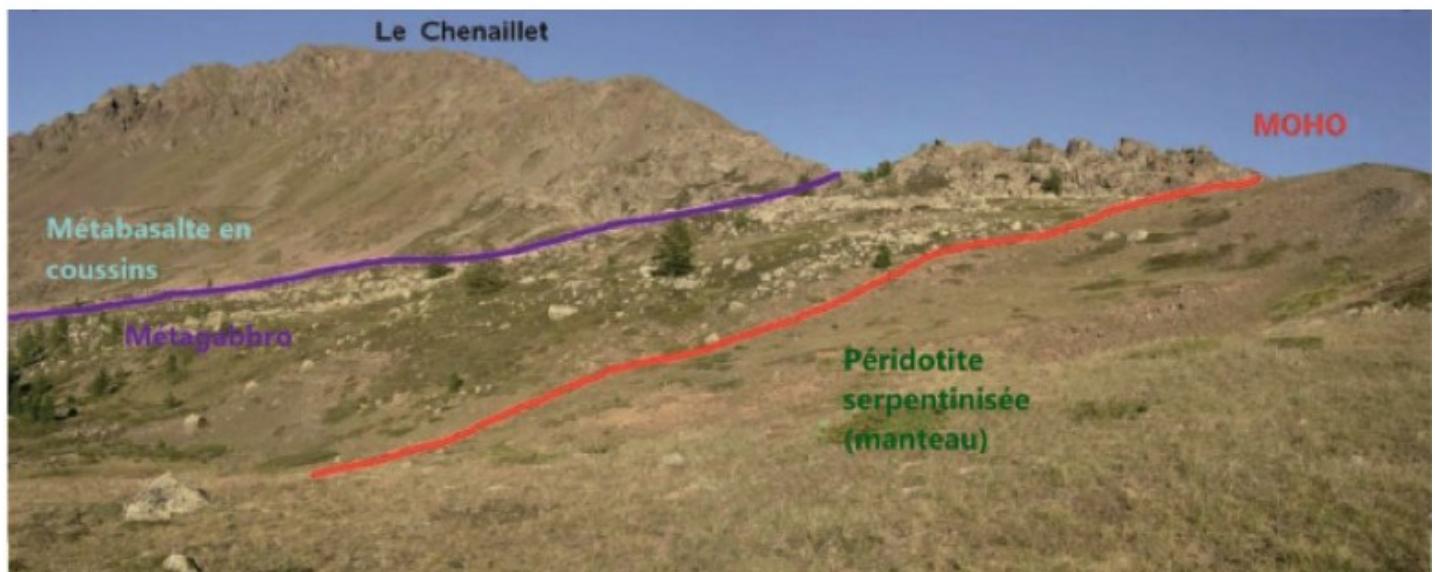
θ = gabbros

Λ = péridotites

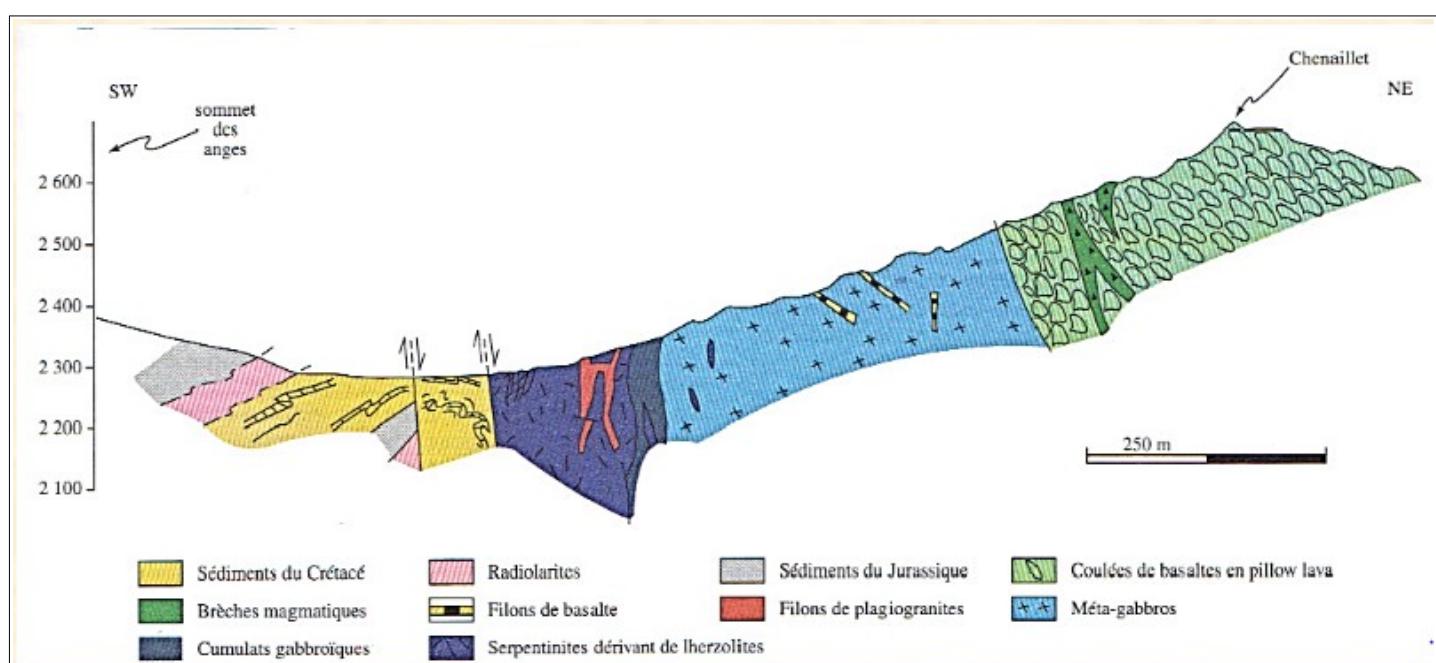


Document 10 : extrait de la carte de Briançon au 1/50 000

Les ophiolites du Chenaillet témoignent de l'**activité d'une dorsale lente à ultralente**, elles permettent d'observer au fur et à mesure qu'on les gravit des **serpentinites**, des **gabbros** puis des **basaltes** en **coussins** plus ou moins métamorphisés, par endroits surmontés de **radiolarites**. Ces dernières par le principe d'actualisme, attestent d'un milieu marin relativement profond.



Document 11 : photographie du paysage dans le massif du Chenaillet



Document 12 : Coupe SO-NE au niveau du Chenaillet (cf doc 10)

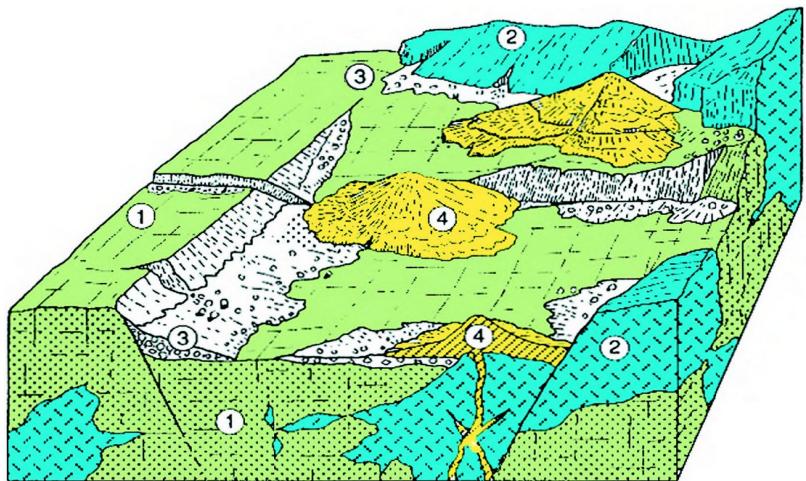
La croûte océanique de l'océan alpin est de faible épaisseur (moins d'1 km). La péridotite serpentinisée est parfois directement au contact avec des sédiments océaniques ce qui témoigne de l'absence de production de croûte en certaines portions. Cette péridotite est de plus de type Iherzolithe, la dorsale de l'océan alpin présentait donc les caractéristiques d'une dorsale lente avec une faible production magmatique (similaire à la dorsale médio-Atlantique actuelle).

1 : manteau (Iherzolite) serpentinisé ;

2 : gabbros intrusifs dans le manteau supérieur ;

3 : brèche de talus = produits de démantèlement des serpentinites et des gabbros ;

4 : volcans à laves en coussins (= pillow-lavas)



Document 13 :une proposition de reconstitution du fond de l'océan alpin : une dorsale lente (Lagabrielle)

2.2 La couverture océanique, l'ensemble hétérogène des schistes lustrés

Les sédiments originaires de l'océan alpin sont des sédiments formés par un mélange de calcaire et d'argile.

Par métamorphisme, l'argile recristallise en minéraux feuillettés et brillants, les micas à l'origine du terme de schistes lustrés.

Les Schistes Lustrés reposent en discordance sur la zone briançonnaise, ils ne sont donc pas en place actuellement, ils ont été charriés lors de leur exhumation.

L'ouverture de cet océan s'est donc produite au Jurassique et poursuivit jusqu'au Crétacé.

Les roches sédimentaires contiennent notamment des radiolaires, organismes siliceux pélagiques vivants actuellement dans des eaux profondes et froides océaniques. Ces radiolarites renforcent le modèle d'un océan alpin précédent la formation des Alpes.

Les premiers sédiments pélagiques sont les boues à radiolaires qui scellent les coulées basaltiques dans les massifs ophiolitiques. Les radiolarites ont été datées paléontologiquement du Callovien supérieur (-160 Ma). Les basaltes ont été datés de façon absolue au niveau du Jurassique sup (-170 -130 Ma).

En conclusion l'océan téthysien dans cette partie des Alpes est d'âge jurassique. Cet âge est en accord avec le modèle d'une ouverture couplée de l'océan ligure et de l'Atlantique central (reliés par la faille de transfert de Gibraltar).

Remarque : dans la zone valaisienne, on remarque également la présence d'ophiolites. Ce sont des reliques d'un second océan, l'océan valaisan qui s'est formé au Crétacé moyen détachant de la plaque Europe, l'Ibérie, le bloc corso sarde et une partie de la zone briançonnaise. Sa durée de vie est courte, il disparaît par subduction dès la fin du Crétacé supérieur.

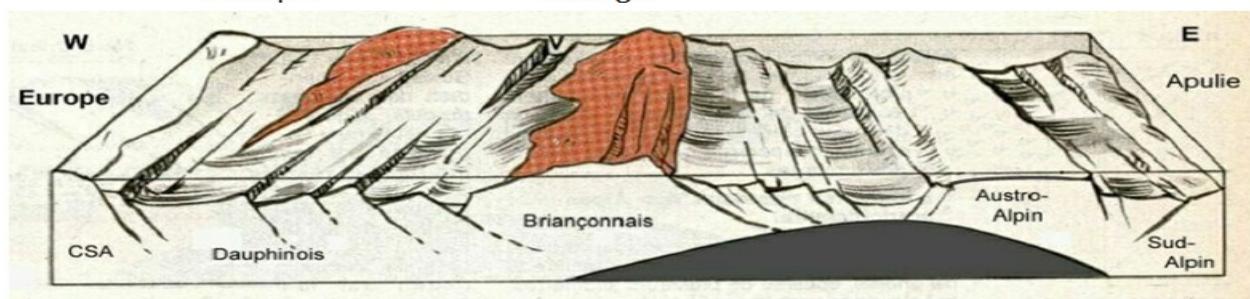
En conclusion : reconstitution de l'histoire Alpine : l'ouverture de l'océan ligurien

Zone dauphinoise:

Bloc basculés des massifs cristallins externes
Sédiments ^{érosion} anté-rift triasique

Zone briançonnaise:

Lacunes de sédimentations triasiques
Milieu souvent émergé



Au trias, début du rifting

Zone dauphinoise:

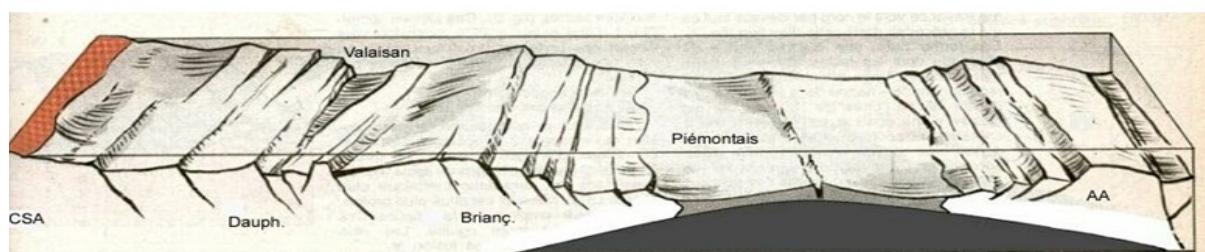
Bloc basculés des massifs cristallins externes
Sédiments syn-rift jurassique

Zone briançonnaise:

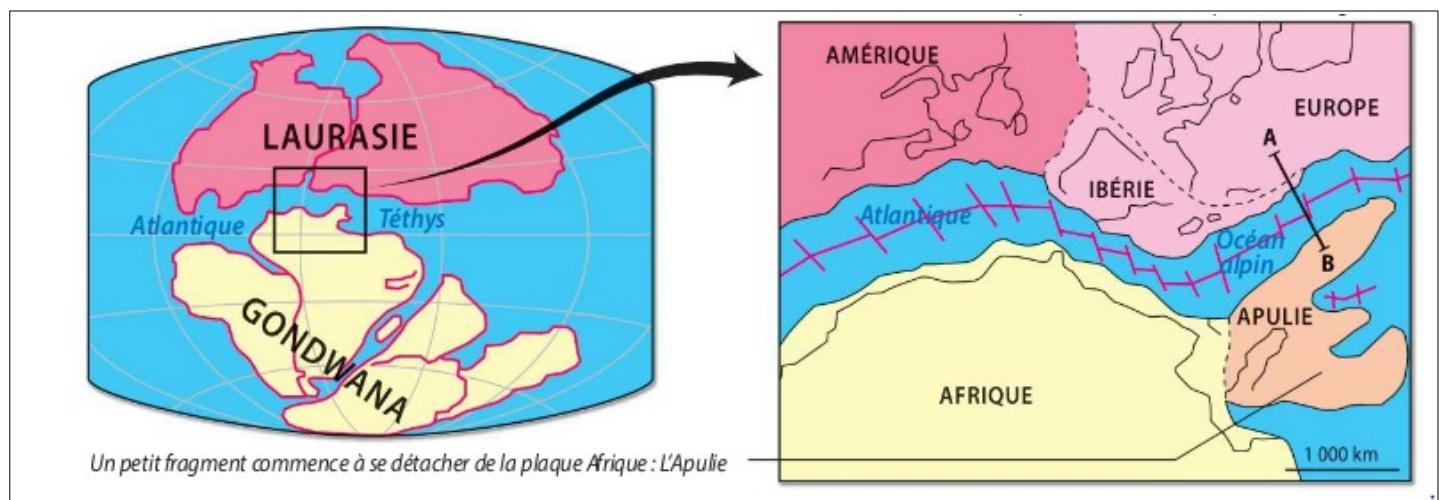
Lacunes de sédimentations jurassique
→ Haut fond

Zone liguro-piémontaise:

Ophiolites
Basalte de type MORB
Sédiments océaniques



Formation d'une lithosphère océanique au Jurassique

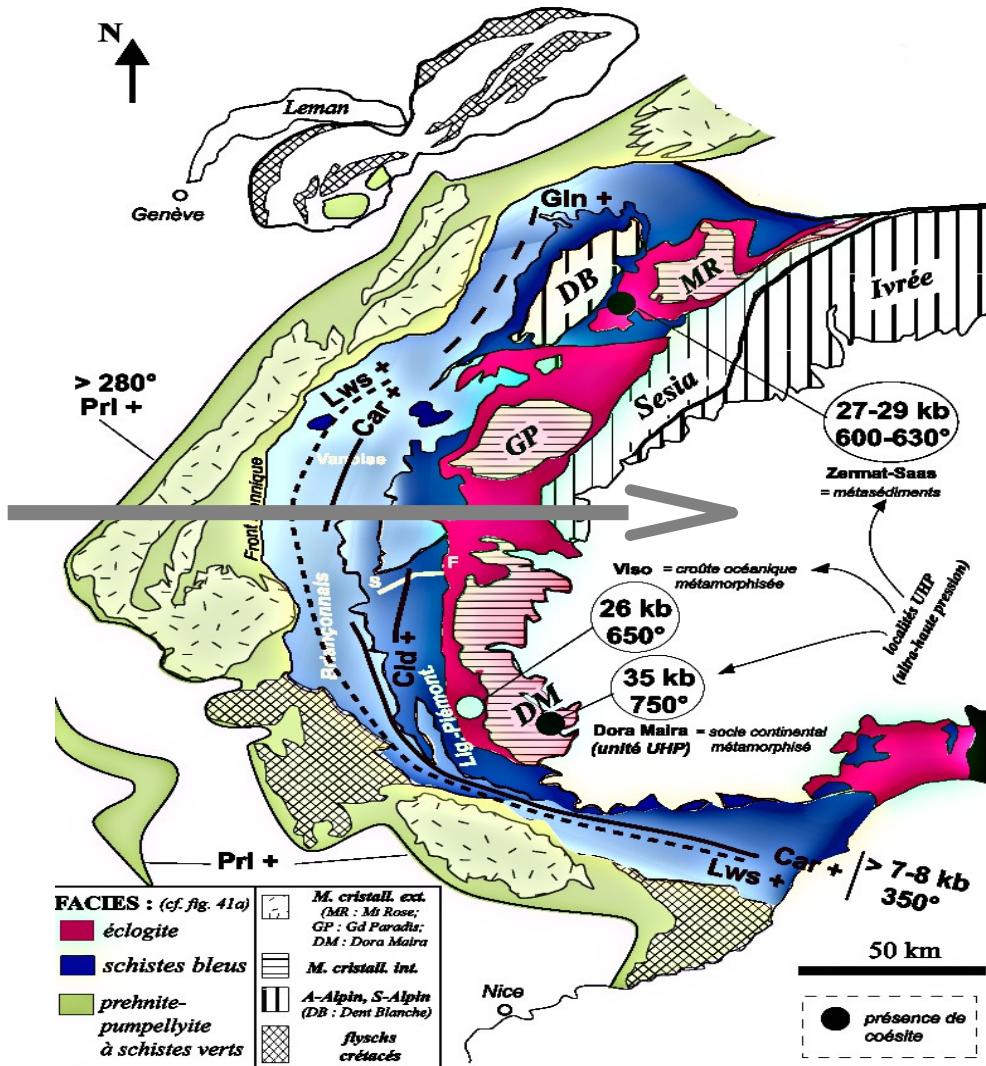


Document 14 : formation de l'océan alpin et position des continents au milieu du Jurassique (-165 Ma)

III. Les marqueurs d'une subduction océanique puis continentale → TP2 (et cf STH cours et TP)

→ Décrire le métamorphisme dans les Alpes au niveau des différentes zones et préciser à quel gradient il correspond.

1. Les marqueurs de la subduction océanique au niveau de la zone piémontaise



Document 15 : Gradient de métamorphisme dans les Alpes

(Agard & Lemoine)

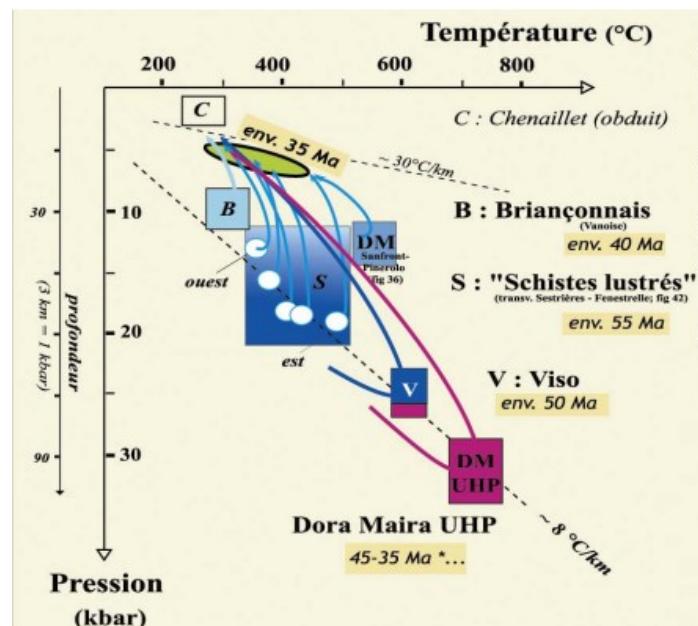
Gradient de métamorphisme Ouest → Est dans les Alpes (in Lemoine)

Couverture de la marge (Dauphinois & Piémontais) métamorphisée dans les **faciès schiste vert** (Ouest) et **schiste bleu** (Est) → métacalcaires = calcschistes = Schistes Lustrés liguro-piémontais.

Socle océanique métamorphisé dans les faciès **schiste bleu et éclogite** → métagabbros.

Socle européen de bas de marge (= Dora Maira) métamorphisé dans le faciès **éclogite UHP** (méta-grès continentaux, avec phengite (mica blanc) et des inclusions de coésite).

Cette roche est d'origine continentale (phengite) et a été enfouie à plus de 100 km (coésite).



D'ouest en est, on trouve des roches métamorphisées dans le faciès des schistes verts (lié à l'hydrothermalisme) puis des schistes bleus et enfin des éclogites caractéristiques d'un gradient HP-BT témoignant d'une subduction.

Il y a donc eu subduction de l'océan alpin par **subduction de la marge Européenne sous la marge Apulienne chevauchante**.

Par ailleurs, on observe des **nappes de flyschs datés de l'éocène** (début du Cénozoïque).

Les flyschs sont des **dépôts sédimentaires détritiques** constitués principalement par une alternance de grès et de marnes et **formés** par diagenèse dans un bassin océanique en cours de fermeture **au niveau du prisme d'accrétion**.

2. les marqueurs de la subduction continentale : étude de la zone de la Sesia et la Doria Maira

Dans les zones de la Sesia et la Dora Maira, la croûte continentale européenne est également métamorphisée et présente des quartzites sédimentaires et de la **coésite**, caractéristique d'une **ultra haute pression à 90 km de profondeur**.

Cela indique que ces roches ont été enfouies très profondément et témoigne d'une **subduction continentale**. La lithosphère océanique plongeant sous la lithosphère de l'Apulie a donc entraîné avec elle le début de la lithosphère continentale européenne : cela marque le début de la collision entre l'Europe et l'Apulie, à l'origine de la formation des reliefs Alpins → cf TP3

En conclusion : reconstitution de l'histoire alpine : la disparition de l'océan alpin

Zone dauphinoise:
Flyschs Crétacé et
Éocène

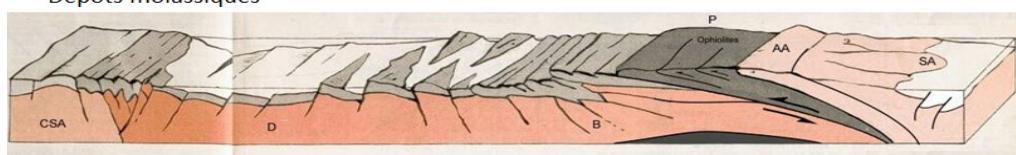
**Zone liguro-
piémontaise:**
Métamorphisme de
subduction
continentale et
océanique



Zone dauphinoise:
Déformations post-
Crétacé
Dépôts molassiques

Zone briançonnaise:
Chevauchements

**Zone liguro-
piémontaise:**
Métamorphisme
rétrograde



Fin de la subduction de la marge européenne à l'Éocène (Paléogène)

Document 16 : fermeture de l'océan alpin