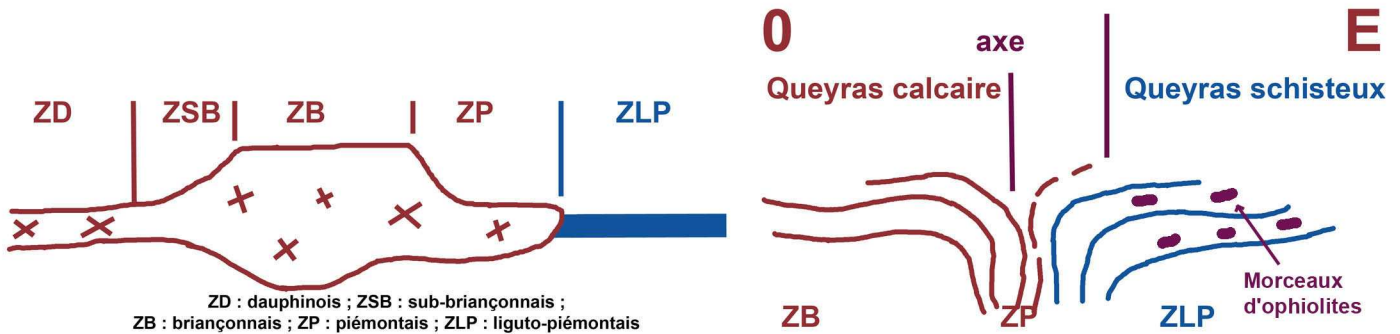


Géomorphologiquement, le Queyras est subdivisé en 2 morceaux.

- Le Queyras calcaire (Guillestre, Château Queyras, la Maison du Roy), essentiellement dans le B. (briançonnais), à l'ouest.
- Le Queyras schisteux, essentiellement dans le LP (liguro piémontais) dans l'est, avec des vallées "molles", ouvertes.

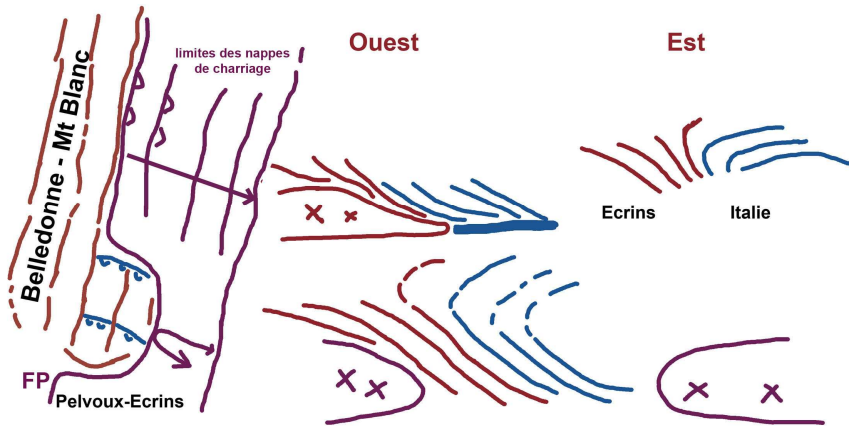
Le Queyras présente une particularité structurale : on parle de l'éventail du Queyras.

Il est constitué d'un empilement de nappes de charriage. Une partie est à vergence **ouest** (direction dans laquelle elle s'est déplacée), ce qui est normal avec une poussée d'ouest en est mais il y a aussi un Queyras à vergence **est**, d'où la structure en éventail.



La compression a donné lieu à des rétro-charriages. C'est le seul endroit des Alpes où on trouve ce phénomène.

Les nappes calcaires sont pour la plus grande partie allées vers l'ouest. L'essentiel des nappes rétro-charriées se trouve dans le Queyras schisteux. Mais la corrélation n'est pas totale. Le changement de vergence se produit dans le Queyras calcaire, en aval de Château Queyras. Les sédiments de la zone LP sont des schistes, ayant en partie refusé la subduction, donnant les nappes de charriage LP. Ensuite cela a été le tour des sédiments de la zone B. Mais comment passer du classique schéma du bas (écailles dans le même sens) à l'éventail ?

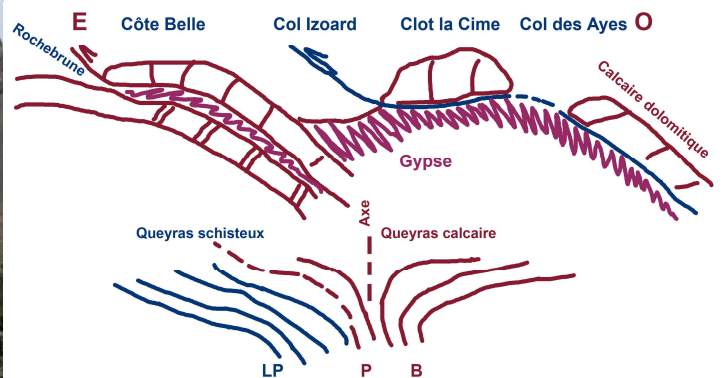


Dans le schéma de gauche, l'explication. C'est une vue cartographique des Alpes. Le violet correspond aux limites des nappes de charriage. Si on regarde les massifs cristallins, le front pennique FP "contourne" l'ensemble Pelvoux-Ecrins. Il n'y a pas l'équivalent plus au nord. Cet ensemble a subi les derniers contrecoups de la poussée pyrénéenne NS et constitue un relief "supplémentaire". Au nord de l'ensemble il y a "de la place" pour les nappes de charriage.

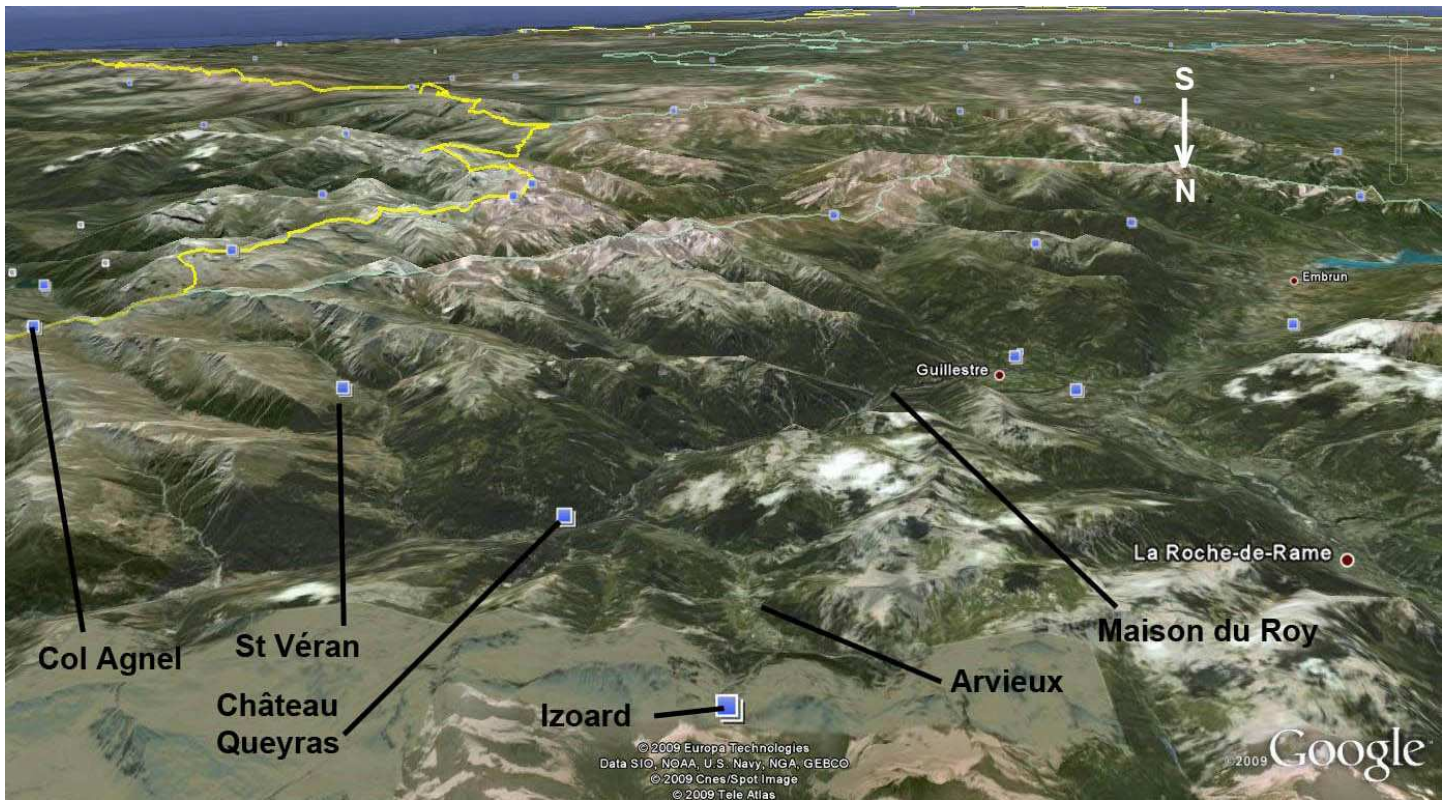
An niveau de l'ensemble Pelvoux-Ecrins, les nappes ont été "coincées" et sont reparties en sens inverse.

En regardant en direction du Briançonnais

ou vers le Queyras:



Direction Briançonnais : on retrouve "notre" Chenaillet (LP), Chaberton (à côté de Montgenèvre) et Lasseron, domaine du Piémontais alors que plus à gauche on est dans le domaine B. Direction Queyras : vergence est : on est dans le haut Queyras avec les rétro-charriages dans le calcaire. Côte Belle se retrouve sur des gypses, eux-même sur des calcaires : il y a bien eu charriage. On voit les deux sommets sur la vue panoramique suivante.



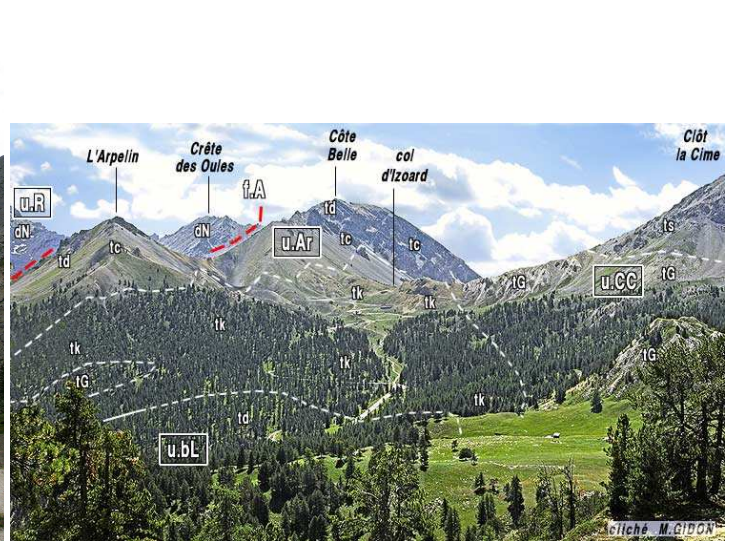
Côte Belle



Descente du col d'Izoard



Clôt la Cime

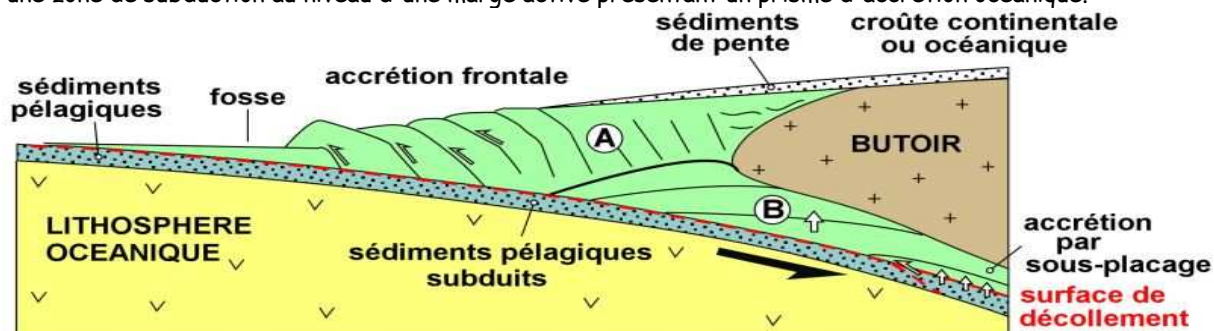


Le tout chez Gidon

Avant de passer à la Casse déserte, un gros arrêt sur un site donnant des explications sur les prismes d'accrétion.

Que faut-il entendre par prisme d'accrétion ? : La notion de prisme d'accrétion provient initialement de la géologie "marine" et désigne l'accumulation de matériel sédimentaire à l'avant d'une zone de subduction, on parle alors plus précisément de *prisme d'accrétion océanique*. Il s'agit d'une structure tectonique générée par l'imbrication d'écaillés sédimentaires. Cet écaillage est lié à l'existence d'un butoir rigide qui racle sur les sédiments pélagiques plus meubles de la croûte océanique en cours de subduction. Ce butoir localisé au dessus de la croûte océanique subduite correspond soit à de la marge, soit à de la croûte océanique, soit à un ancien prisme.

Schéma d'une zone de subduction au niveau d'une marge active présentant un prisme d'accrétion océanique.



Le prisme se forme par accumulation de sédiments pélagiques qui sont raclés par l'intermédiaire d'un butoir rigide (modifié d'après von Huene et al. (1991)). On peut observer deux ensembles au sein du prisme d'accrétion : (A)- partie superficielle du prisme formée par accrétion frontale, (B)- partie profonde du prisme formée par sous-placage de matériel pélagique.

Au cours de la subduction le stockage de matériel sédimentaire peut se faire à différentes profondeurs. Dans les conditions de sub-surface (milliers de mètres), l'accumulation de matériel se fait par accrétion frontale d'écaillés sédimentaires aboutissant à la formation d'un prisme superficiel (prisme d'accrétion océanique au sens strict). Des sédiments encore solidaires de la croûte océanique sont entraînés à plus grande profondeur (dizaine de kilomètres) et viennent progressivement alimenter par sous-placage la partie profonde du prisme (figure 1).

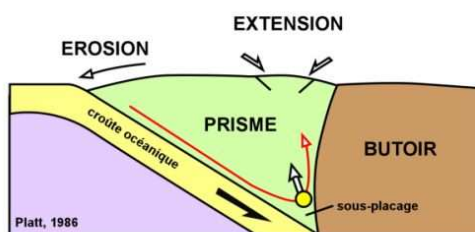
La forme générale du prisme est contrôlée par différents facteurs comme la géométrie du butoir, la quantité de matériel sédimentaire et l'angle de la subduction. (modifié d'après Byrne et al. (1993))

Dans certains cas le prisme d'accrétion peut atteindre des dimensions respectables, c'est-à-dire d'échelle crustale (20-40 km d'épaisseur) comme pour le prisme d'accrétion observé actuellement au sud de l'Ile de Vancouver. Ce prisme est lié à la subduction vers l'est de la plaque océanique Juan de Fuca sous la plaque Amérique du Nord (fosse des Cascades). Les conditions thermiques modélisées dans le prisme se révèlent être faibles avec des températures inférieures à 450°C en base de prisme. De telles conditions P-T sont symptomatiques des conditions du faciès des schistes bleus voir des éclogites pour des édifices plus importants. Les sédiments ainsi que des fragments de croûte océanique entraînés par la subduction, vont être progressivement métamorphisés au cours de l'enfouissement, puis vont venir alimenter par sous-placage la partie basale du prisme.

Il ressort ainsi que les prismes d'accrétion sont des sites géodynamiques particuliers qui permettent d'expliquer la genèse de certaines roches de haute pression et de basse température (HP/BT).

La subduction vers l'est de la plaque océanique Juan de Fuca sous la plaque Amérique du Nord permet de générer un prisme d'accrétion sédimentaire de grande dimension. La structure thermique est également présentée. Elle est superposée à une coupe structurale de la zone (modifié d'après Hyndman et al. (1996)). Les conditions P-T rencontrées dans la partie basale du prisme sont typiques des conditions métamorphiques du faciès des schistes bleus (étoile).

sous-placage - extension / érosion

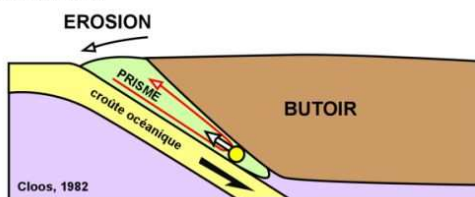


Le fonctionnement des prismes d'accrétion permet d'expliquer la genèse de certaines roches métamorphiques de haute pression mais il permet également d'expliquer l'exhumation de ces mêmes roches de HP/BT. Ainsi pour Platt (1986), le sous-placage, au cours du temps, de matériel sédimentaire produit un épaissement important du prisme générant progressivement son soulèvement, accommodé en surface par de l'extension puis de l'érosion.

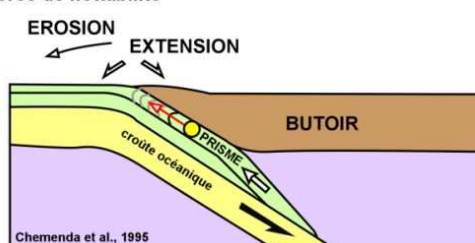
Dans un tel le modèle le moteur de l'exhumation semble être le couple extension/érosion.

D'autres auteurs comme Cloos (1982), Allemand et Lardeaux (1997), proposent un mécanisme de "corner flow" ou coin de convection. Il s'agit de la création d'un courant de retour dans un matériel de faible viscosité coincé entre deux plaques dans une zone de subduction. Enfin, un dernier modèle favorise le rôle des forces de flottabilité comme moteur de l'exhumation (Chemenda et al., 1995). Ce modèle est basé sur des différences de densité entre le matériel HP/BT accrété à la base du prisme et son encaissant. Il se forme des écaillés successives de grande dimension. Le prisme est alors constitué par l'accumulation d'écaillés sous-charriées (figure 4).

"corner flow"



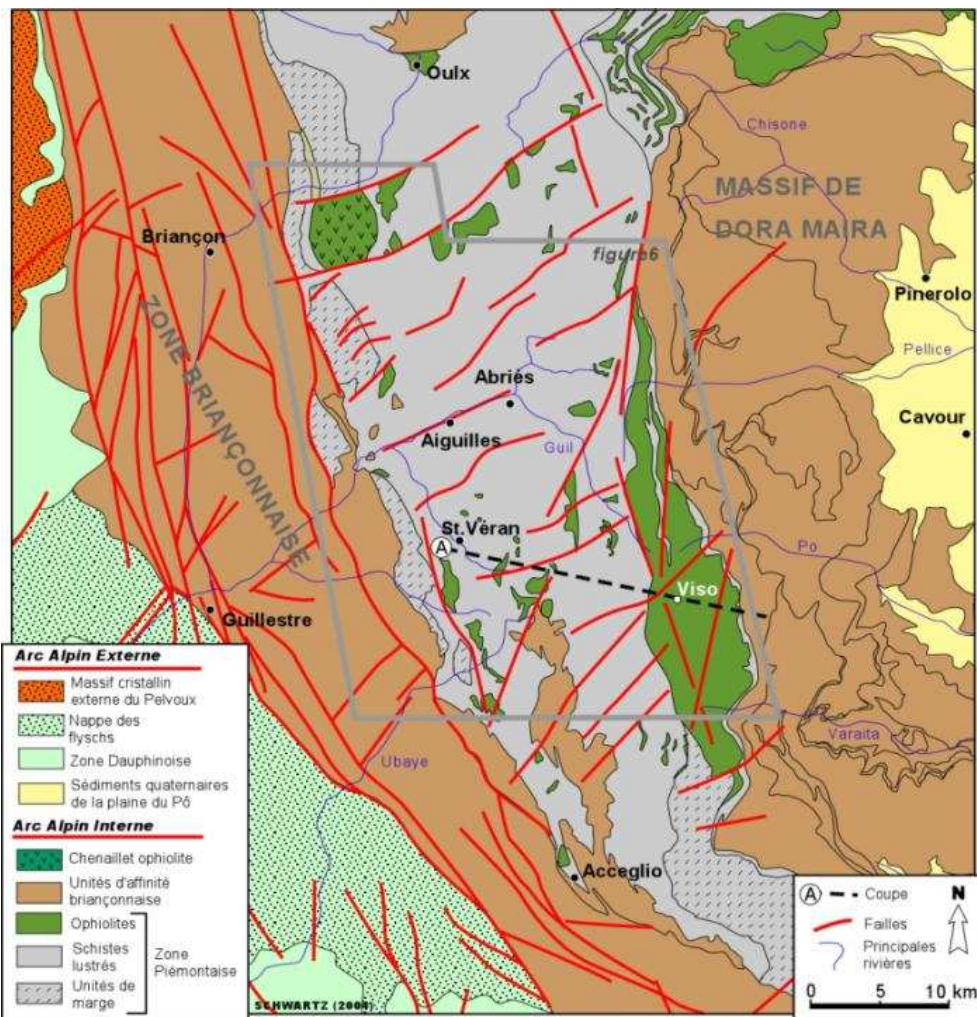
force de flottabilité



Où peut-on trouver un prisme d'accrétion dans les Alpes ?

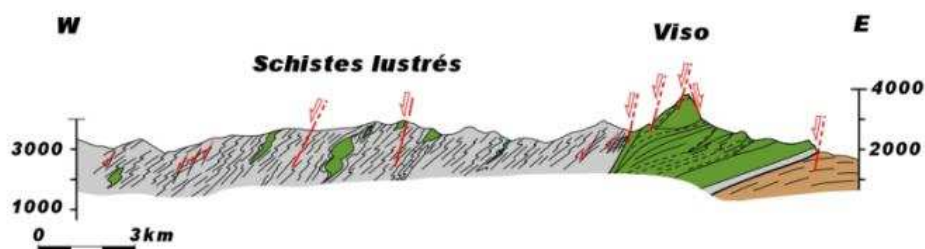
Les Alpes sont installées sur la limite entre les plaques Eurasie et Afrique et témoignent de la convergence de ces plaques, en particulier au Crétacé-Cénozoïque. Plus précisément, c'est le promontoire Nord de la plaque Afrique (Apulie), qui est impliqué dans la convergence avec l'Europe.

La chaîne occupe l'emplacement d'un océan et de ses marges passives, développées alors que les mêmes plaques divergeaient, au Mésozoïque.



L'essentiel de l'océan, la Téthys alpine ou océan liguro-piémontais, a disparu par subduction. Il n'en reste que quelques témoins, les ophiolites et leurs couvertures sédimentaires, les Schistes Lustrés. Ces deux ensembles lithologiques constituent la zone liguro-piémontaise. Il apparaît clairement que seuls les Schistes Lustrés peuvent représenter un paléo-prisme d'accrétion sédimentaire au sens strict (sédimentaire). Quels sont les arguments ?

La zone liguro-piémontaise est constituée par deux ensembles juxtaposés. La partie la plus occidentale est à dominante sédimentaire et correspond aux unités de Schistes lustrés qui peuvent être assimilées à un paléo-prisme d'accrétion. Ces unités reposent sur des unités ophiolitiques (Viso).



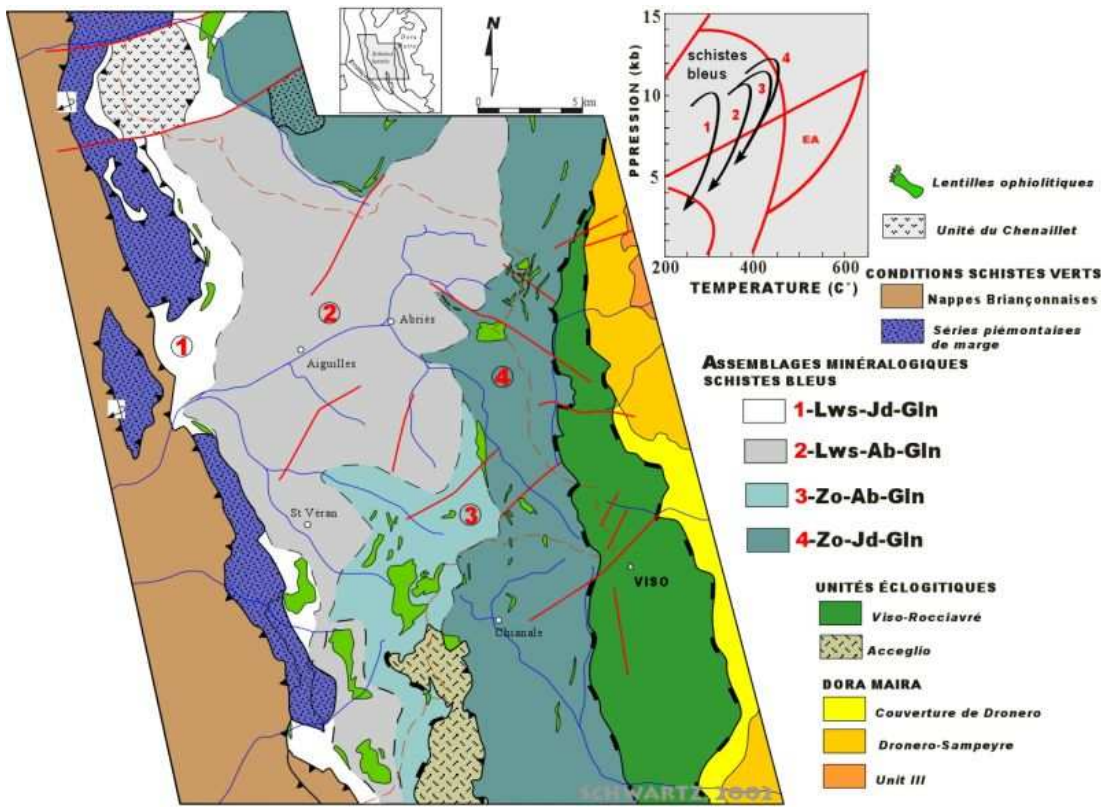
Arguments sédimentaires et structuraux

Le domaine des Schistes lustrés se caractérise par d'abondants volumes de sédiments océaniques correspondant à des calcschistes qui emballent quelques fragments de lithosphère océanique (figure 5 et 6). La complexité structurale apparente des Schistes lustrés tient en premier lieu au changement de sédimentation au cours du temps qui se traduit, dès le Jurassique, par le dépôt d'unités à ophiolites dissociées, suivi par le dépôt de calcschistes monotones au Crétacé inférieur et qui se termine par le dépôt d'unité à olistolites et mélange tectonique au Crétacé supérieur. Cette série reste cependant idéale car elle n'affleure jamais sur le terrain sous cette forme, mais est affectée par de nombreux événements tectoniques syn à post-sédimentation qui accentuent la complexité de l'édifice.

Les masses ophiolitiques lorsqu'elles sont présentes, sont constituées de serpentinites, de métagabbros et de prasinites complètement dissociées et dilacérées, il n'existe plus de vrai plancher océanique (figures précédente et suivante). Ce démembrement incombe à l'écaillage de la lithosphère océanique lors de la subduction.

Le domaine des Schistes lustrés correspond donc à l'accumulation d'important volume de matériel sédimentaire associé à des reliques de croûte océanique. L'ensemble présente une structuration complexe où l'on peut néanmoins reconnaître différentes unités superposées.

Carte des conditions métamorphiques dans les Schistes lustrés d'après l'observation de différents assemblages minéralogiques au sein des lithologies basiques.



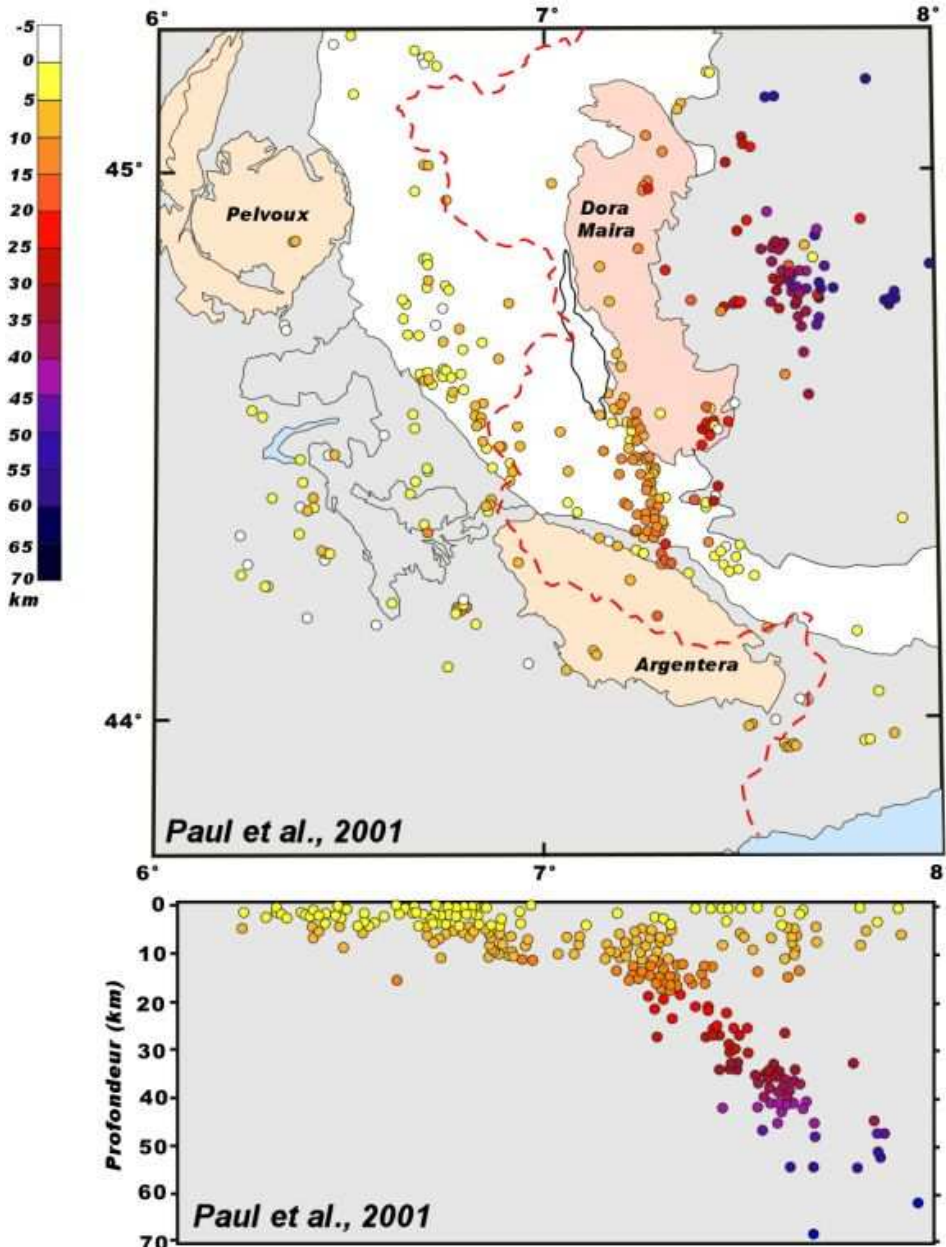
Les conditions de P-T évoluent d'ouest en est depuis les conditions du faciès des schistes bleus de basse température jusqu'à la transition éclogite / schistes bleus).

Arguments métamorphiques
Les différentes unités des Schistes lustrés piémontais montrent systématiquement des paragenèses de HP-BT. On observe dans les métasédiments la présence de chloritoïde ou de carpholite, tandis que dans les lithologies plus basiques on observe l'occurrence de lawsonite, zoisite, glaucophane et parfois d'omphacite.

Les conditions métamorphiques évoluent d'ouest en est, depuis les conditions du faciès des schistes bleus de basse température (8 kbar - 300°C) pour les unités les plus à l'ouest jusque à la transition éclogite-schistes bleus (13 kbar - 450°) pour les unités les plus à l'est (figure 6).

Les Schistes lustrés des Alpes occidentales représentent donc un paléo-prisme d'accrétion. Ce prisme dont la dimension ne va cesser d'augmenter au cours du temps, du fait du retrait de la plaque plongeante subduite, est constitué par du matériel provenant du rabotage progressif des sédiments déposés sur le plancher océanique. A l'avant du prisme va se constituer un empilement précoce d'écailles sédimentaires essentiellement constituées de matériel pélagique et d'une petite fraction dérivée de la croûte océanique. Progressivement l'alimentation du prisme va se faire par sous-placage en continu de roches sédimentaires métamorphiques qui auront été enfouies à des profondeurs de plus en plus importante le long du plan de subduction. Ce phénomène en continu permet d'expliquer l'évolution progressive des conditions P-T observées au sein des Schistes Lustrés.

L'observation d'un paléo-prisme d'accrétion comme celui des Schistes lustrés, signe donc la présence d'une paléo-zone de subduction, en l'occurrence celle liée à la fermeture de l'océan liguro-piémontais débuté au Crétacé. Cependant il existe d'autres



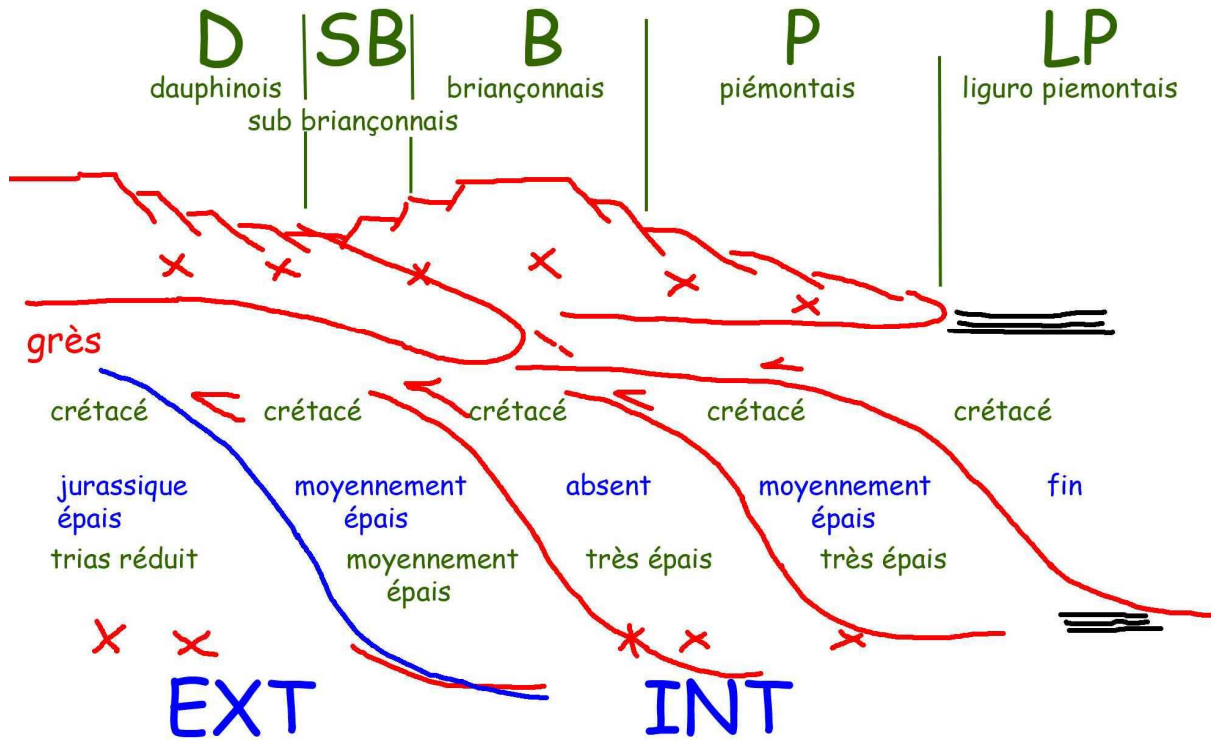
indices à l'échelle des Alpes comme par exemple :

- l'enregistrement de phénomène d'obduction, comme en témoigne l'absence d'assemblage minéralogique de haute pression au sein de l'ophiolite du Chenaillet ;
- la présence de roches magmatiques calco-alkalines (cf zone Sesia) ;
- la répartition de la sismicité actuelle à travers l'arc alpin qui souligne le plan de subduction de la plaque européenne sous la plaque Apulienne (figure 7).

Carte de localisation des séismes après inversion 3D sur une carte structurale simplifiée et sur coupe ouest-est en page précédente. La sismicité dessine le plan de subduction de la lithosphère européenne sous la plaque apulienne

Document sous : <http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOM-prisme-alpes.xml>

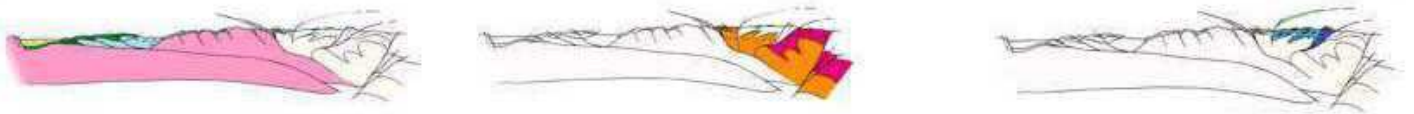
Autre rappel :



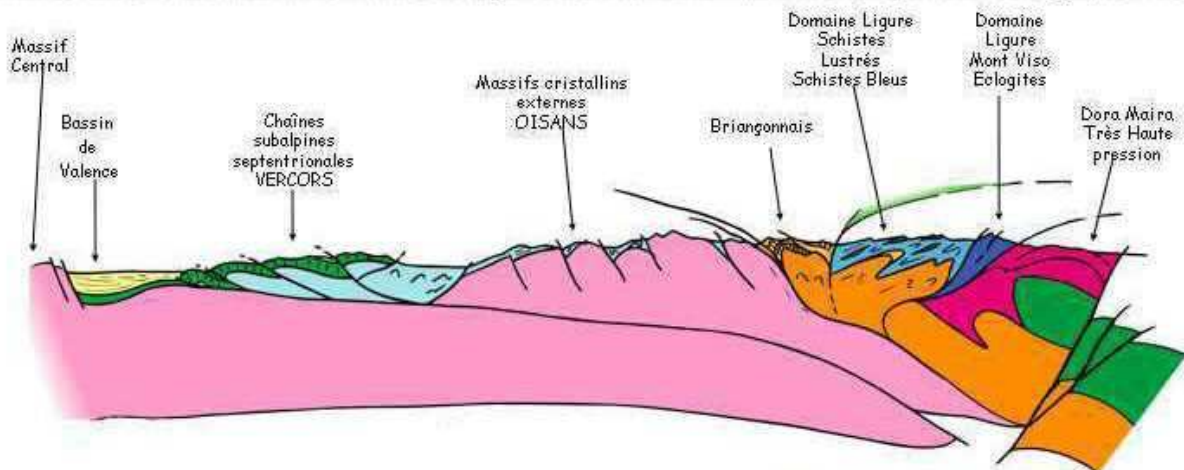
Au CNRS on fait de bons croquis :

http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosgeol/01_decouvrir/08_alpes/Alpes/Front_pennique.html

Prisme dauphinois, Oligocène-Miocène Prisme briançonnais, Paléocène-Eocène Prisme ligure, Crétacé sup.-Paléocène



La structure actuelle résulte de l'emboîtement de 3 prismes d'accrétion formés aux dépens de la marge passive et de l'océan



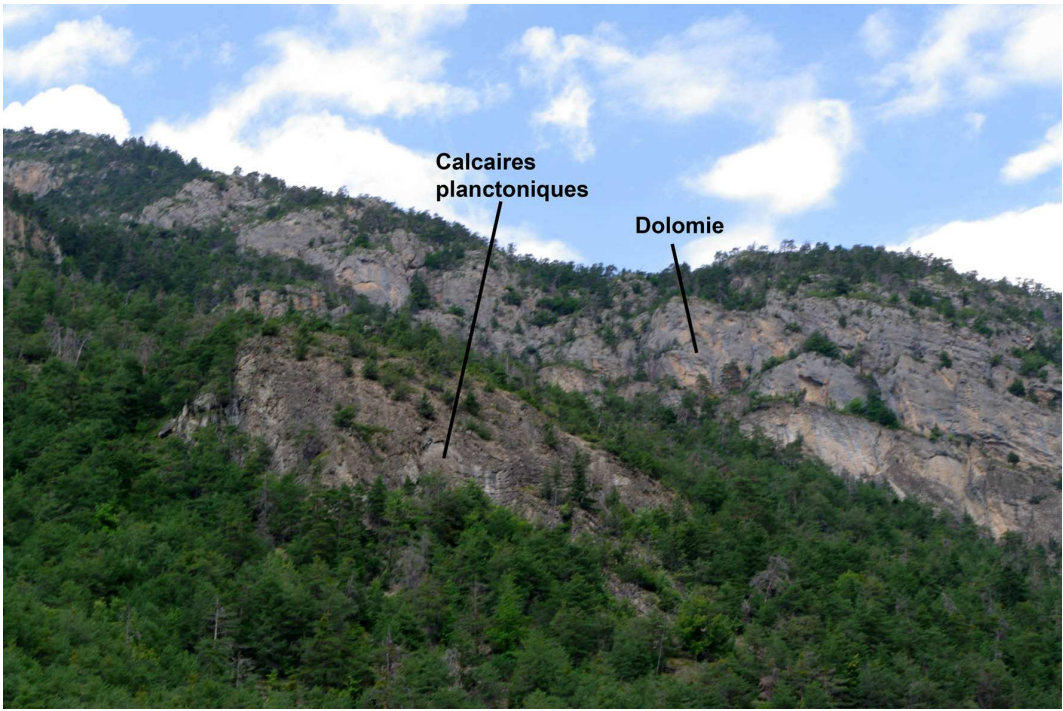
On s'arrête donc à la mythique Casse Déserte : Le col d'Izoard est célèbre pour son lieu-dit La Casse Déserte, situé sur son versant sud, site remarquable par son paysage d'éboulis d'où surgissent des pitons cargneuliques.

Ces affleurements représentent la zone de contact entre deux ensembles rocheux voisins : à l'est les calcaires dolomitiques de l'Arpelin, à l'ouest les gypses du soubassement de la Pointe de Clôt la Cime. C'est sous l'influence des eaux sulfatées provenant de ces gypses que les calcaires dolomitiques ont été bréchifiés et partiellement dissous selon le processus de la cargneulisation.

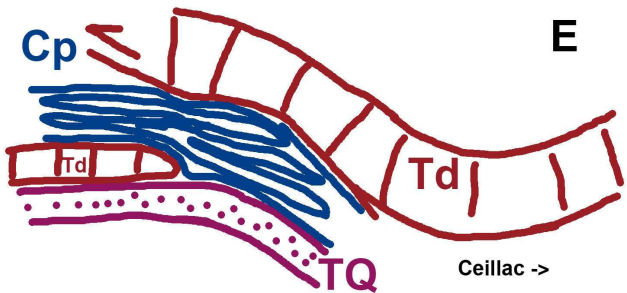


Les éboulis sont dûs au gel. On est au dos de Côte Belle. Le Clôt la Cime est passé par dessus Côte Belle. La dolomie de Côte Belle a été fissurée. Les eaux chargées de sulfates de calcium issues des gypses (séléniteuses) se sont infiltrées et ont partiellement dissous la dolomie, carbonate double de calcium et de magnésium $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$. MgCO_3 est évacué et CaCO_3 reprécipite en calcite : la dolomie est cloisonnée par la calcite, donnant la cargneule. La calcite résistant mieux que la dolomie à l'érosion, il en résulte l'aspect vacuolaire de la roche en surface. L'érosion dégage le sommet et donne cet aspect ruiniforme où le sommet des pitons est généralement moins cargneulisé que la base. Sur la photo de détail, en gris la dolomie, en beige la calcite.

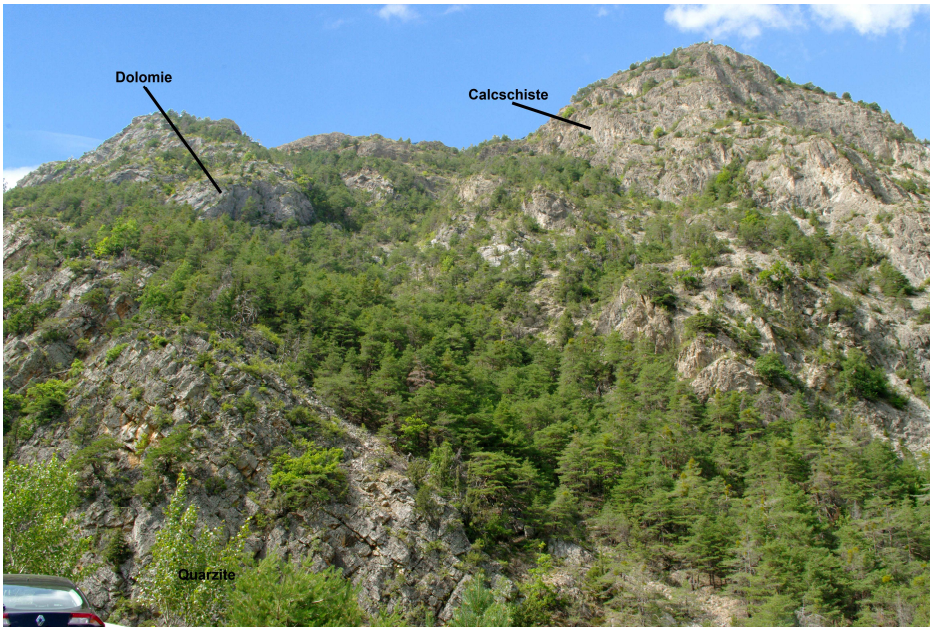
Un bon casse croûte s'impose.



En descendant le Guil, on se dirige ensuite vers la Maison du Roy, au confluent du Guil et du Cristillan, la rivière qui arrose Ceillac. En regardant vers l'amont on a sur notre droite l'Assan, en dolomie du trias. Cette dolomie remonte sur l'autre rive du Guil (photo) où elle repose sur des calcaires planctoniques, révélant une mer profonde, très schistosés et datant du crétacé. Ceci n'est donc pas un contact normal. Le Guil a entaillé la dolomie, ce qui permet de voir la couche inférieure : on parle de la fenêtre inférieure du Guil.



On trouve de tout : des ondulations, des schistosités, des traces d'outils pour tailler la route, des géologues. Les injections blanches correspondent à des injections de quartz ou de calcite venant d'eaux chargées en minéraux. Une figure qui va se compléter.



Pour le moment on a juste vu la partie de droite : avec la dolomie du trias (Td) sur le calcschiste du crétacé, Cp pour crétacé planctonique.

On est dans le Queyras calcaire à vergence normale vers l'ouest (grosse pente plus à l'est, vers Ceillac). La vergence changera de sens "à droite" de Ceillac.

Nouvel arrêt un peu plus loin : dolomie et calcaire au programme tout près ainsi qu'au loin. Toujours sur la rive droite du Guil.

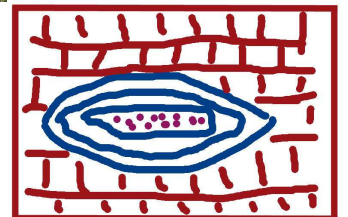
Pourtant, de l'autre côté de la route, en rive gauche, on trouve du quartzite : grains de quartz cimentés par de la silice, un sable quartzueux, donc une roche détritique. On est



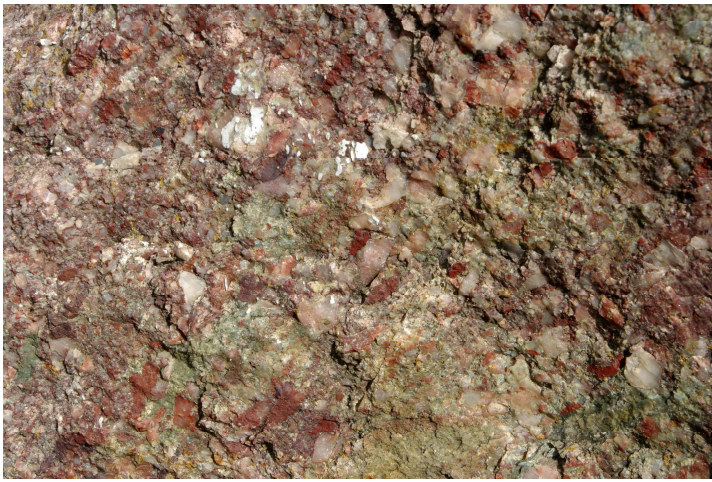
à la base du trias. Si on regarde de nouveau en rive droite mais plus en aval, on retrouve ce quartzite. On voit aussi un gros rognon de dolomie. C'est ce qui est représenté sur la figure précédente avec la couche inférieure de quartzite et le rognon de dolomie à droite. On remarquera dans ces couches l'absence de jurassique (pas déposé ou disparu on verra) : on parle d'une lacune.. La figure en bas montre ce qu'on verrait vu du ciel : le Guil a entamé la dolomie pour nous faire voir les calcaires du crétacé et le quartzite. Encore un petit effort et on s'arrête entre les 2 tunnels. On y trouve une pierre un peu verdâtre, bleuâtre sous les quartzites. On en voit de gros affleurements en rive droite, comme le montre le bas de la photo ci-dessous.



On distingue dans cette roche de petits éléments blancs dans une matrice violette. Les petites parties blanches sont plutôt rectangulaires : des petits cristaux, pas alignés, mais dans une matrice où on ne distingue rien. On a affaire à une roche magmatique volcanique. C'est une rhyolite ou une dacite, roche assez acide, représentée avec des v oranges sur le dessin plus loin. Elle est datée du permien, vers 280Ma. La pénéplaine hercynienne est déjà là. Un peu de magma granitique arrive à s'épancher çà et là en domes empâtés (quand le magma refroidit en profondeur, c'est du granite). La pénéplaine est donc recoupée de dômes de rhyolite. Quand la mer va revenir, elle va grignoter ces volcans et dans les quartzites, produits d'érosion de la pénéplaine on va retrouver des morceaux des produits d'érosion des volcans : à côté du tunnel, on trouve effectivement des quartzites, niveau inférieur du trias, qui incluent dans dans leur sable quartifère des "dragées" rougeâtres qui sont des galets de rhyolite : c'est du verrucano.



Verrucano : Formation conglomératique quartzueuse caractérisée par la présence de fragments rouges de roche volcanique permienne (Liparite). Elle forme un niveau presque constant mais d'épaisseur variable (de quelques mètres à plus de 200 m) à la partie inférieure des quartzites triasiques Briançonnais.

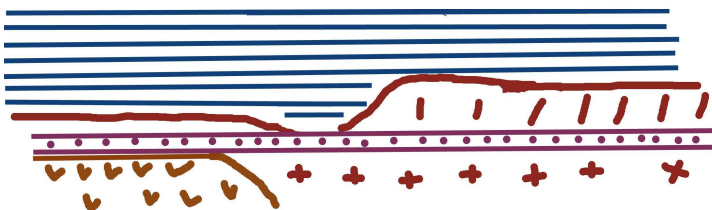


Dernier arrêt le long du Guil. Sur la rive gauche du Guil on a le massif de Peyre Eraute, déjà vu l'an dernier depuis Ste Marguerite dans la vallée de la Durance. Sur la photo, au niveau du replat on est dans les calcschistes.



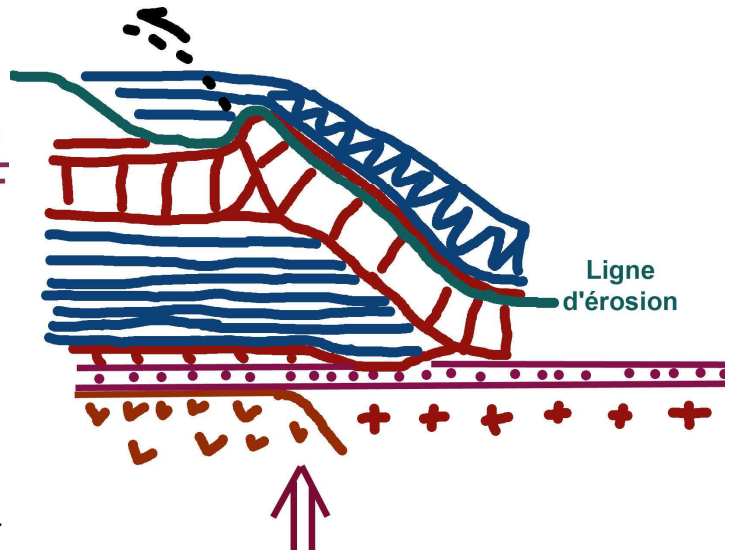
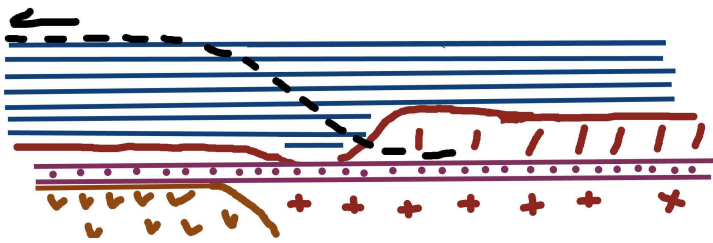
On a un bombement anticlinal d'un ensemble de nappes, anticlinal érodé par le Guil, ce qui permet de regarder par la fenêtre.

Pas visible sur la photo, sur la gauche, les mêmes calcaire du jurassique supérieur que l'on verra à Guillette ainsi que des calcschistes. Le vert sous les calcschistes représente le jurassique manquant ! On a donc un empilement rhyolite, quartzite, dolomie et calcschistes. On se retrouve avec un empilement de 2 nappes, celle du bas parce qu'on pourrait voir qu'il y a des terrains encore plus jeunes par dessous. La nappe du dessus vient de l'est (vergence normale). Reste à trouver un scénario.



On part d'un "socle" avec une partie volcanique et une partie plus classique, cristalline, à l'est. Il s'y dépose le quartzite puis la dolomie du trias. A la fin du trias, soulèvement de l'île Briançonnaise : **pas de jurassique**. L'érosion grignote la dolomie, plus ou moins selon les endroits. Il est restée beaucoup de

dolomie à l'est puisqu'on voit que la dolomie épaisse de l'échelle supérieure viendra plus tard de l'est et qu'il en manque dans l'échelle inférieure à l'ouest. Au jurassique supérieur se produisent des dépôts à l'ouest. L'absence de dépôts à l'est peut s'envisager avec la présence de courants importants qui amènent ou remportent les sédiments selon les endroits. Suit une période de mer profonde au crétacé et d'importants dépôts de calcschistes. Et maintenant, la tectonique ! Au tertiaire se produit le décollement et l'ouest passe sous l'est. On pousse même tellement que la dolomie finit par casser. Dernière étape, on soulève le tout pour donner le bombement.



Dernière étape de la journée : nous allons aux carrières de Guillestre. On y exploitait le "marbre" de Guillestre, appellation impropre puisqu'il s'agit de calcaire. On voit de grandes plaques avec des nodules blancs dans une pâte rouge, une matrice argileuse rouge. Les nodules blancs sont des ammonites. Au Jurassique supérieur, la mer est profonde, y compris dans le Briançonnais. Les calcaires se déposent sur les dolomies du trias. La couleur rouge est due à de l'oxyde de fer. Les courants froids véhiculent de l'oxygène, érodent par endroits et déposent ailleurs des marnes. Le calcaire, dans sa coquille est préservé de l'oxydation.

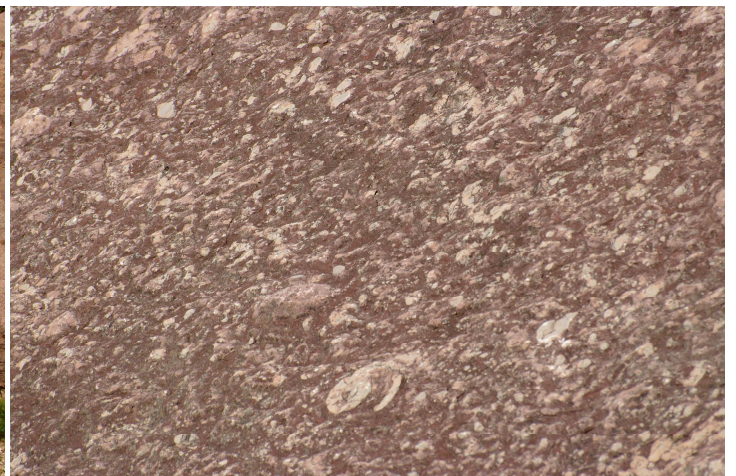
La roche est ammonitico rosso, sur laquelle il y a encore des tas de théories. En tout cas elle a fasciné sculpteurs et architectes et même les poètes !

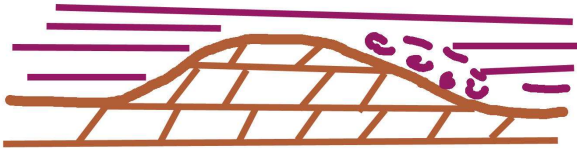
*Quand sur toi leur scie a grincé,
les tailleurs de pierre ont blessé
quelque Vénus dormant encore,
et la pourpre qui te colore
te vient du sang qu'elle a versé'*
Alfred de Musset, *Poésies Nouvelles*

D'où vient cette couleur qui rend la pierre si précieuse?

- XVIII^e-XIX^e siècles: rouge = fer (Delhaye, 1908)
- le fer est 'détritique' (Reijers, 1985), transporté puis mélangé à la matrice carbonatée lors de la sédimentation...
- sa concentration et son degré d'oxydation sont responsables des teintes ± foncées

Un peu plus tard (1964-1988), la relation ferruginisation - paléogéographie - climat est à la mode: les sols délavés équatoriaux (latérites) fournissent de grandes quantités d'oxydes de fer





Sur la photo de gauche, on voit que le calcaire a moulé la dolomie.

Imaginons un relief sous marin, ici de dolomie. Sous l'effet des courants les sédiments sont démantelés et la "première couche" de sédiments ne peut pas mouler directement le relief.



On a donc directement un contact trias – malm (Jurassique supérieur) soit un saut de plusieurs dizaines de Ma.



Carrière de marbre et Guillestre