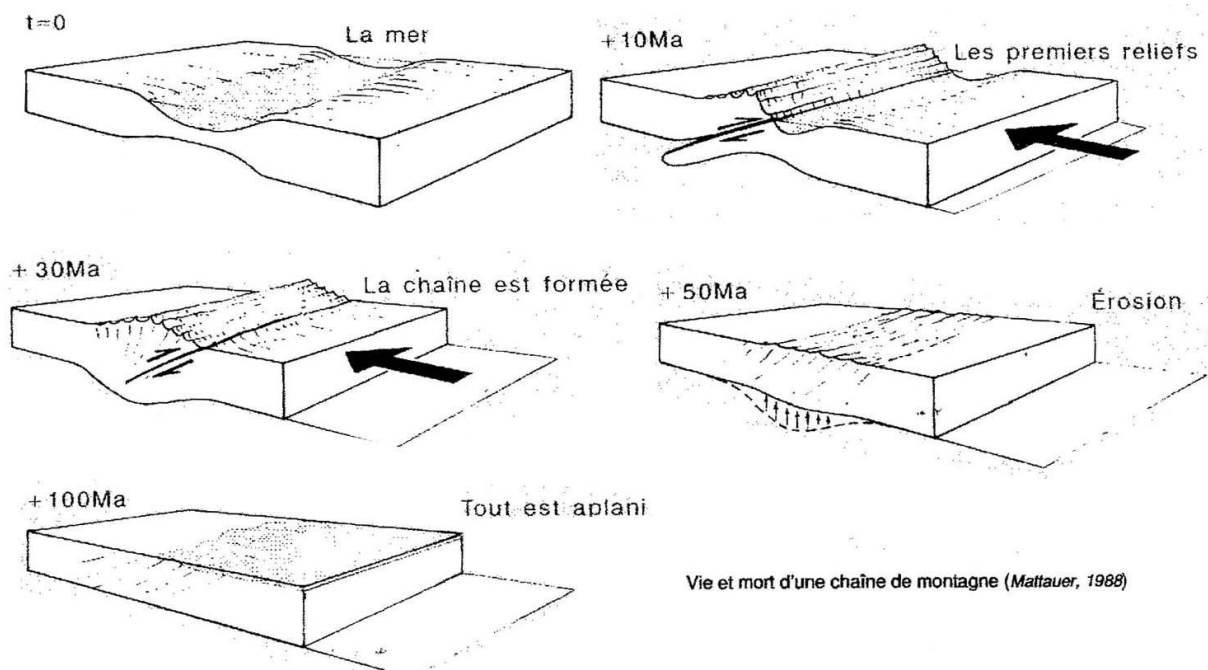


Voyage dans les Pyrénées (Gavarnie) du 19 au 24 septembre 2016 avec Isabelle Corbières Mardi 20 septembre

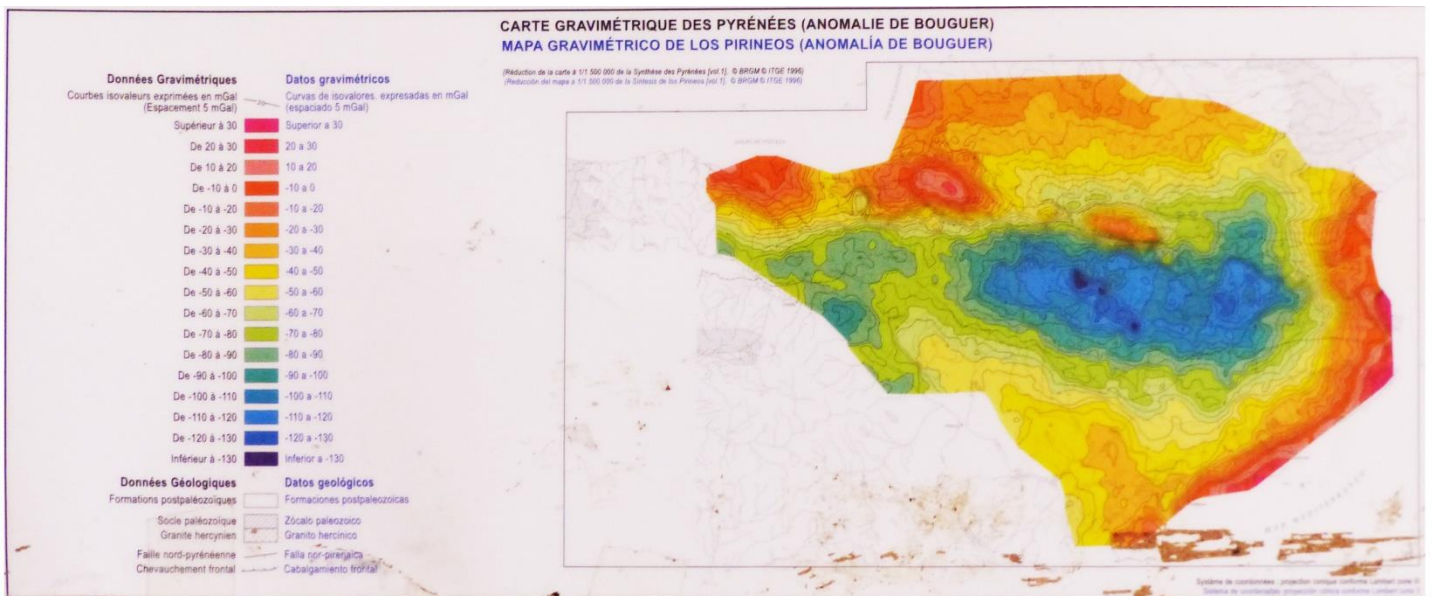
Petite esquisse sur les Pyrénées, extraite d'un envoi fait par JP Vilain (Pangée) lors d'un voyage au pied d'autres nappes de charriage et venant de <http://geologie-lot.fr/Publications/Publis-Rey/Pyrenees-traversee-geologique.pdf> :

Quelques étapes dans l'histoire géologique des Pyrénées

- Entre 315 et 300Ma, formation de la chaîne hercynienne, vaste chaîne de montagne occupant la majeure partie de l'Europe et se poursuivant en Amérique du Nord avec les Appalaches. L'Ibérie est à l'emplacement du golfe de Gascogne.
- Entre 300 et 250Ma, démantèlement des reliefs hercyniens et accumulation de conglomérats, grès et pélites rouges, en milieu continental et sous un climat chaud et humides, *volcanisme (pic d'Ossau) et ophites*.
- Entre 200 et 110Ma, une mer peu profonde s'étend à l'emplacement du bassin d'Aquitaine, des Pyrénées et du bassin de l'Ebre (*145-110Ma : émergence, bauxitisation*)
- Entre 110 et 98Ma, le golfe de Gascogne s'ouvre. Divers fossés se créent puis fusionnent dans son prolongement vers l'Est. Une plaque ibérique se dissocie de la plaque européenne. Elle est progressivement repoussée vers l'Est en raison de l'ouverture et de l'élargissement de l'océan Atlantique Nord. La bordure septentrionale de la plaque ibérique se soulève et émerge localement, provoquant l'érosion de tout ou partie des terrains secondaires antérieurement déposés.
- Entre 98 et 65Ma, la plaque ibérique subit une rotation senestre. La sédimentation marine s'étend sur les deux plaques à la suite d'une montée du niveau marin. Entre 86 et 85Ma un flux de chaleur recristallise les terrains sédimentaires au niveau de la croûte amincie, sur la bordure sud de la plaque européenne.
- Entre 65 et 16Ma, la plaque ibérique remonte vers le Nord en raison de l'ouverture simultanée de l'Atlantique Sud et de l'Océan Indien qui repousse l'Afrique vers le Nord. La plaque ibérique entre en collision avec la plaque européenne. La chaîne des Pyrénées se crée, avec un dispositif classique en éventail (déversements et déplacements vers le Nord au Nord, vers le Sud au Sud). La déformation commence à la limite des deux plaques, au niveau de l'axe géologique de la chaîne puis se propage vers le Nord au Nord et vers le Sud au Sud, entraînant plissements, chevauchements, décollements et nappes de charriage (ces dernières principalement en zone sud pyrénéenne). Simultanément, les reliefs émergés sont soumis à l'érosion ; les produits de cette érosion s'accumulent plus au Sud, dans un bassin d'avant-pays marin puis continental, avant d'être pris à leur tour par l'onde de plissement.
- Entre 15 et 5 Ma, l'érosion se poursuit. Les sédiments qui en résultent s'accumulent dans le bassin de l'Ebre au Sud et dans le bassin d'Aquitaine au Nord. A la fin du Miocène (5Ma), les Pyrénées sont réduites à un pays de collines dont l'altitude ne devait guère dépasser 500m.
- Depuis 5Ma, la chaîne remonte par un mouvement vertical. Celui-ci est dû au fait que la couche superficielle de l'écorce terrestre (couche granitique) est moins dense que les couches plus profonde (isostasie ou effet du "bouchon de liège", cf figure suivante). La remontée est la plus forte là où la couche granitique est la plus épaisse, sous le bourrelet frontal de la chaîne ibérique. Les reliefs les plus hauts apparaissent donc sur la plaque ibérique, dans la haute chaîne primaire. Ils sont donc décalés vers le Sud par rapport à l'axe géologique de la chaîne. Ainsi, les reliefs actuels résultent, non pas directement de l'affrontement des deux plaques, mais d'un mécanisme plus récent de remontée de la croûte terrestre. Lorsque cette remontée s'achèvera, l'érosion finira de détruire les Pyrénées qui seront réduites à une pénéplaine.



Ceci incite à mettre ici une carte vue le dernier jour sur la carte géologique ainsi que le commentaire de cette carte.

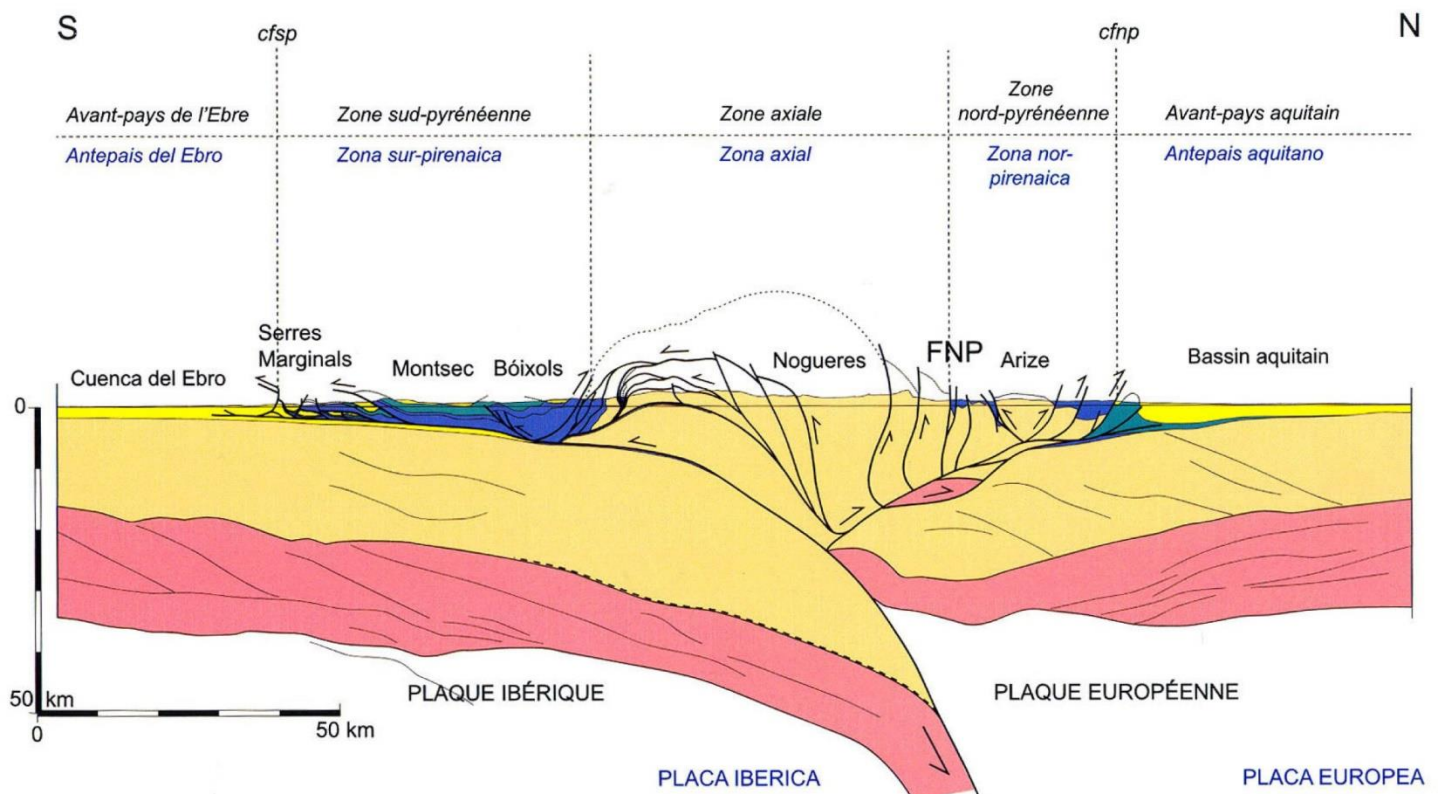


Cette carte gravimétrique, dite «anomalie de Bouguer» représente les variations régionales du champ de pesanteur terrestre de la zone pyrénéenne. Ces variations sont induites par les contrastes de densité des roches constituant le sous-sol. En rouge les zones d'anomalie positive liées à des excès de masse (roches denses) relativement aux zones bleues associées à des formations géologiques moins denses.

La «zone axiale», au centre de la chaîne montre un fort épaissement de la croûte terrestre, de faible densité (en bleu). Vers les côtes catalanes, les teintes rouges indiquent une remontée du manteau (de forte densité) due à l'ouverture de la Méditerranée nord-occidentale (dérive du bloc Corse-Sardaigne au Miocène).

Coupe à travers les Pyrénées centrales (Projet ECORS)

Corte a través de los Pirineos centrales (Proyecto ECORS)



Les Pyrénées forment une chaîne étroite de 450 km de longueur, résultant de la collision au Crétacé sup. Eocène entre la plaque européenne et la microplaque ibérique. Elle présente une structure asymétrique à double vergence, bordée au Nord et au Sud par les bassins d'avant-pays d'Aquitaine et de l'Ebre. Cette chaîne alpine est classiquement subdivisée en 4 zones structurales parallèles à son allongement qui sont du Nord au Sud (cf. profil ECORS) :

- l'avant-pays molassique nord (rétro-bassin d'avant-pays) représenté par le Bassin aquitain et la Zone Sous-Pyrénéenne, limité au Sud par le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen ;
- La Zone Nord-pyrénéenne, véritable suture orogénique montrant des structures à vergence nord et qui comprend au Sud, la Zone Interne Métamorphique limitée par la Faille Nord-pyrénéenne,
- La Zone axiale qui représente une culmination antiforme de terrain du socle hercynien, à vergence sud. Elle constitue les reliefs les plus élevés des Pyrénées,
- La Zone Sud-pyrénéenne, empilement de nappes de couverture à vergence sud, impliquant autant le socle hercynien en profondeur que les sédiments du bassin d'avant-pays sud pyrénéen en surface,
- Le bassin de l'Ebre, situé au Sud du Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen, qui correspond aux derniers stades de sédimentation molassique d'avant-pays.

L'interprétation du profil sismique ECORS permet de concevoir la structure collisionnelle pyrénéenne en forme de "mâchoires de crocodile" ouvertes vers le Nord et pinçant la plaque européenne. La "mâchoire inférieure" est constituée par la lithosphère ibérique qui plonge vers le nord sous le bloc européen. La "mâchoire supérieure" est limitée, à sa base, par un réflecteur sismique qui se raccorde au chevauchement Nord-Pyrénéen. Entre les 2 mâchoires se ferme le biseau de la plaque européenne, à 30 km de profondeur à l'aplomb de la Zone Axiale.

L'enregistrement sédimentaire du cycle alpin témoigne de 3 étapes majeures conduisant à la formation des Pyrénées actuelles.

- Du Trias au Jurassique, des sédiments continentaux puis marins marquent la transgression de l'océan téthysien vers l'Atlantique central.
- Au Crétacé inférieur, un bombement généralisé provoquant une émergence de l'axe pyrénéen est immédiatement suivi par la création du profond sillon Nord-pyrénéen qui marque l'ouverture et le coulissage entre la plaque ibérique et européenne. Ce sillon "déborde" sur la zone axiale pyrénéenne encore au cours du Crétacé supérieur.
- Les premiers mouvements de compression entre les deux plaques débutent à la fin du Crétacé supérieur pour se terminer à l'Oligocène. Les sédiments éocènes à oligocènes, sont les produits de démantèlement des reliefs qui marquent la propagation de la chaîne pyrénéenne.

Pour en finir avec les généralités, un dernier "cours" (dans lequel il n'est pas question de la remontée des derniers Ma) et un lien sur un article trop long pour ce CR)

D'après Raymond Mirouse (université de Toulouse (<http://pierre.gruneisen.pagesperso-orange.fr/geolval/histoire.htm>))

L'histoire géologique pyrénéenne, longue d'environ 500 Ma, est ponctuée par deux plissements:

L'orogénèse Hercynienne (- 360 à - 290 Ma) et l'orogénèse Pyrénéenne (- 53 à -33 Ma)

Les roches sédimentaires qui sont affectées par ces deux plissements se sont déposées avant, pendant, ou entre les deux plissements. Ce sont donc des centaines de millions d'années de dépôts divers qui sont à l'origine des roches telles qu'on peut les observer actuellement.

Bien que les dépôts les plus anciens datent de l'Ordovicien (-500 Ma), c'est aux calcaires du Dévonien que nous accorderons plus d'attention:

Ils renferment des fossiles de coraux plus ou moins bien conservés selon que leur lieu de dépôt subissait ou non l'action vigoureuse des vagues. D'autres couches sont constituées de boues carbonatées ennoyant des organismes fossiles bien conservés témoignant d'un dépôt en milieu calme à l'abri d'une barrière récifale.

La diversité des faciès calcaires laisse penser que ces roches se sont formées dans une ambiance tropicale (la seule qui permet la précipitation de la calcite), à proximité d'une barrière récifale comme celle de l'actuelle grande barrière australienne. Il y avait donc à cette époque une plate-forme peu profonde parsemée de récifs à l'emplacement même des Pyrénées occidentales.

A cet épisode de dépôt calcaire succède des dépôts turbiditiques, qui sont caractérisés au carbonifère supérieur par des dépôts peu profonds avec présence de charbons et de fossiles de plantes.

L'orogénèse hercynienne, qui concerne une partie de l'Europe et de la péninsule ibérique, va alors plisser les terrains déposés entre l'Ordovicien et le Carbonifère inférieur. Les roches postérieures et donc non affectées par le plissement permettent de repérer la fin de ce phénomène dans le temps.

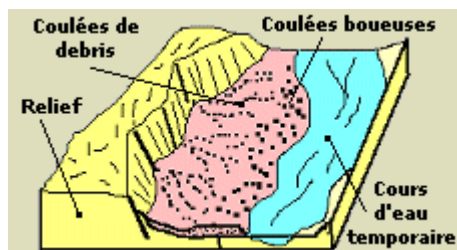
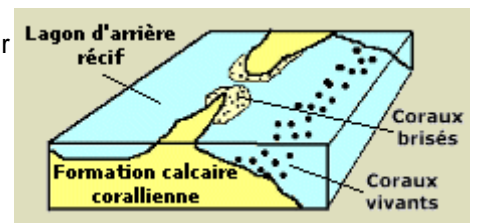
Au début du Permien le nouveau relief bien plus imposant que l'actuel offre un terrain de prédilection à l'érosion, qui dissout le calcaire, creuse des fossés dans lesquels vont s'étaler des coulées de cailloutis portés par une matrice argilo-sableuse.

S'installent aussi des volcans tel le pic du Midi d'Ossau qui va se présenter sous la forme d'une caldera entourée de coulées de laves et de dépôts de cendres volcaniques.

A cette époque le climat offre des périodes pluvieuses qui alternent avec des épisodes de chaleur, oxydant les minéraux ferrugineux et conférant ainsi aux dépôts une pigmentation rouge caractéristique. Les roches issues de cette sédimentation intra montagneuse seront à juste titre appelées "grès rouges" du Permo-Trias.

Les sédiments déposés au Jurassique (-200 à -130 MA) sont des dolomies résultant de la transformation de boues calcaires, par l'action de l'eau très magnésienne des fonds de lagons.

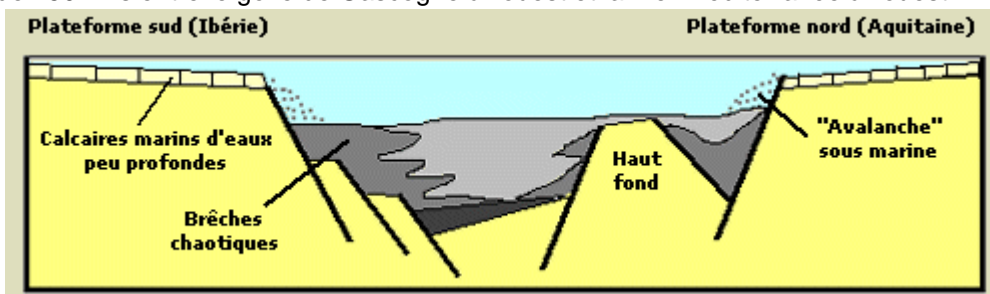
Le Crétacé inférieur se caractérise par la sédimentation de marnes puis à nouveau de calcaires récifaux (Urgoniens) sur des centaines de mètres d'épaisseur. Il y avait donc à cette époque en Béarn et en Bigorre des lignes de rivage au tracé capricieux, bordant des terres momentanément immergées, et des zones marines aux profondeurs variables au fil des temps.



La vieille chaîne hercynienne réduite à une pénélaine, en partie recouverte par la mer devait s'enfoncer par endroits pour former de bassins capables de stocker des quantités importantes de sédiments.

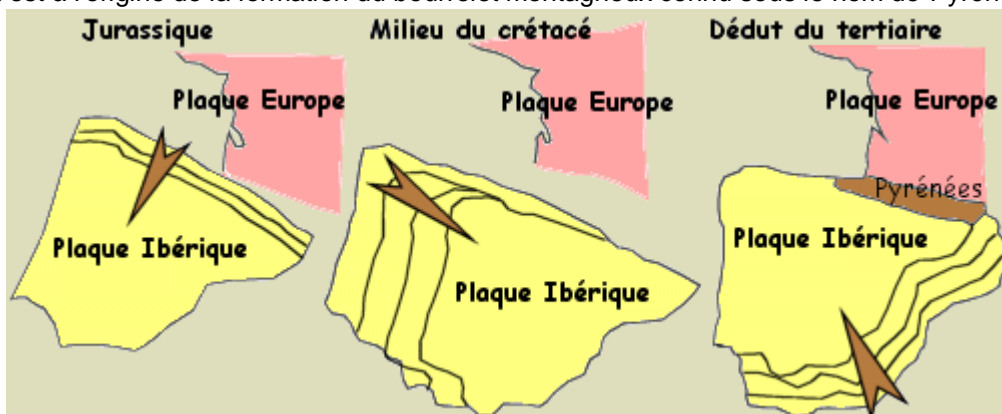
C'est au Crétacé supérieur (- 100 MA) que la mer pyrénéenne stocke les dépôts les plus profonds: les Flysch que l'on préfère appeler aujourd'hui des turbidités. La pénélaine fracturée est entaillée de sillons profonds aux bords abrupts séparant la plate-forme ibérique de la plate-forme Aquitaine. Les sédiments argilo-sableux sédimentés en bordure de plate-forme sont précipités dans les sillons à la manière d'avalanches sous-marines. Les particules les plus grossières se déposent en premier, suivies des plus fines, offrant ainsi des couches grano-classées, sur des milliers de mètres d'épaisseur, traduisant des avalanches successives de sédiments instables sur des pentes, parfois de faible déclivité (quelques degrés).

Comme les décrit Mattauer, les Pyrénées sont une chaîne en collision. Cette collision se fait dès la fin du Crétacé supérieur entre la plaque espagnole et la plaque européenne. Le rapprochement violent de ces deux plaques a provoqué un bourrelet long de 250 kms entre le golfe de Gascogne à l'ouest et la Mer Méditerranée à l'ouest.



Les plaques ibérique et européenne qui depuis le Jurassique se sont éloignées au rythme de quelques centimètres par an, pour ouvrir les sillons, vont se rapprocher pendant toute la durée de l'Eocène:

Un des premiers processus fut un éloignement de la plaque ibérique vers le SSW qui ouvrit des failles momentanément empruntées par des magmas ophitiques. Vers le milieu du crétacé le fond océanique du golfe de Gascogne s'ouvre et la plaque ibérique amorce un mouvement de translation-rotation vers le sud-est. Plus tard vers la fin du crétacé et le début du tertiaire l'Ibérie converge vers l'Aquitaine refermant progressivement les fossés et bassins sédimentaires. Ce raccourcissement est à l'origine de la formation du bourrelet montagneux connu sous le nom de Pyrénées:



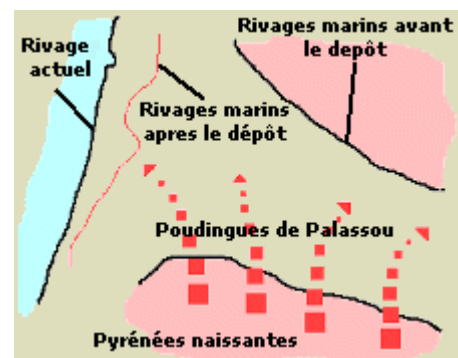
Tous les sédiments post-hercyniens sont déformés, témoignant d'un autre cycle orogénique, à l'origine des Pyrénées actuelles. La compression a pour résultat un très grand raccourcissement horizontal de l'édifice pyrénéen, suivant un axe Sud-Nord. Les terrains de la haute chaîne primaire forment la zone axiale (granites), les terrains secondaires plissés au nord et au sud viennent chevaucher des roches bien plus récentes à la faveur de failles faiblement inclinées. Certains présentent une schistosité prononcée, preuve de l'action du métamorphisme général qui a transformé les roches et fait apparaître de nouveaux minéraux.

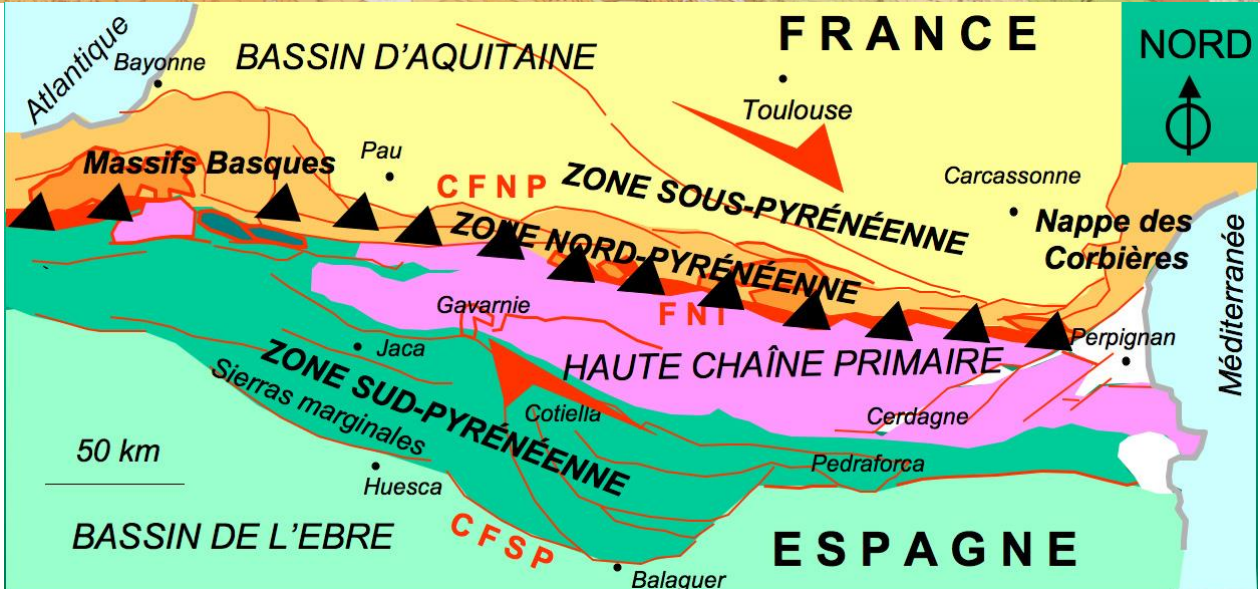
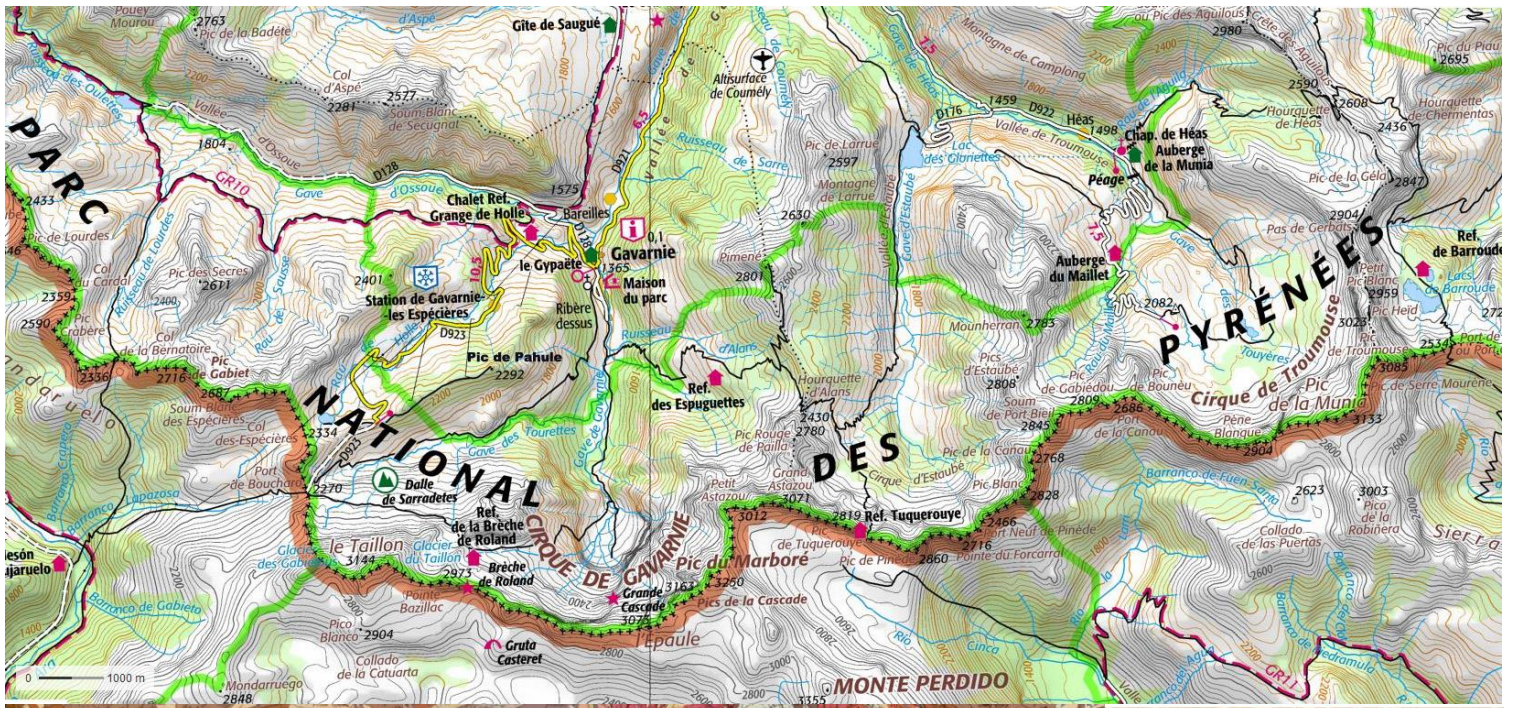
Au Paléocène et pendant l'Oligocène les Pyrénées naissantes, en voie de soulèvement offrent à nouveau du relief à l'action d'érosion. Celle-ci expédie au sud (Bassin de l'Ebre) et nord (bassin aquitain), des accumulations de débris caillouteux en milieu tout d'abord littoral, puis deltaïque et fluvial. Ces dépôts (poudingues de Palassou) ont contribué à combler une partie du bassin aquitain. Au Miocène (-20MA) l'érosion se poursuit et les nombreux cours d'eau qui coulent perpendiculairement à la chaîne, accumulent des molasses contenant des galets, des grès, et des calcaires argileux, en couches à peu près horizontales. Ils reposent en discordances sur les derniers terrains plissés, montrant ainsi la fin de l'épisode de compression.

Plus tard, au Quaternaire, une dernière phase érosive importante est liée à la présence de glaciers qui ont modelé les vallées Nord-Sud " en auge " et déposées à leur sorties des moraines. Ces dépôts ont été repris récemment par l'érosion fluviale et l'on est arrivé ainsi aux formes des reliefs tels que l'on peut les observer aujourd'hui dans les Pyrénées.

A voir éventuellement : <http://geologie-et-alpes.pagesperso-orange.fr/tfa/texte/geodyna.html>

Cartes de coin (courage pour la carte géol sur laquelle il y a des problèmes de raccord et peut-être des différences de code !)





"Au pied du cirque de Gavarnie"

Programme : Au départ à pied de Gavarnie, sentier du Pailla, lecture de paysage sur le plateau de Bellevue en rive gauche, cirque puis retour par le sentier.

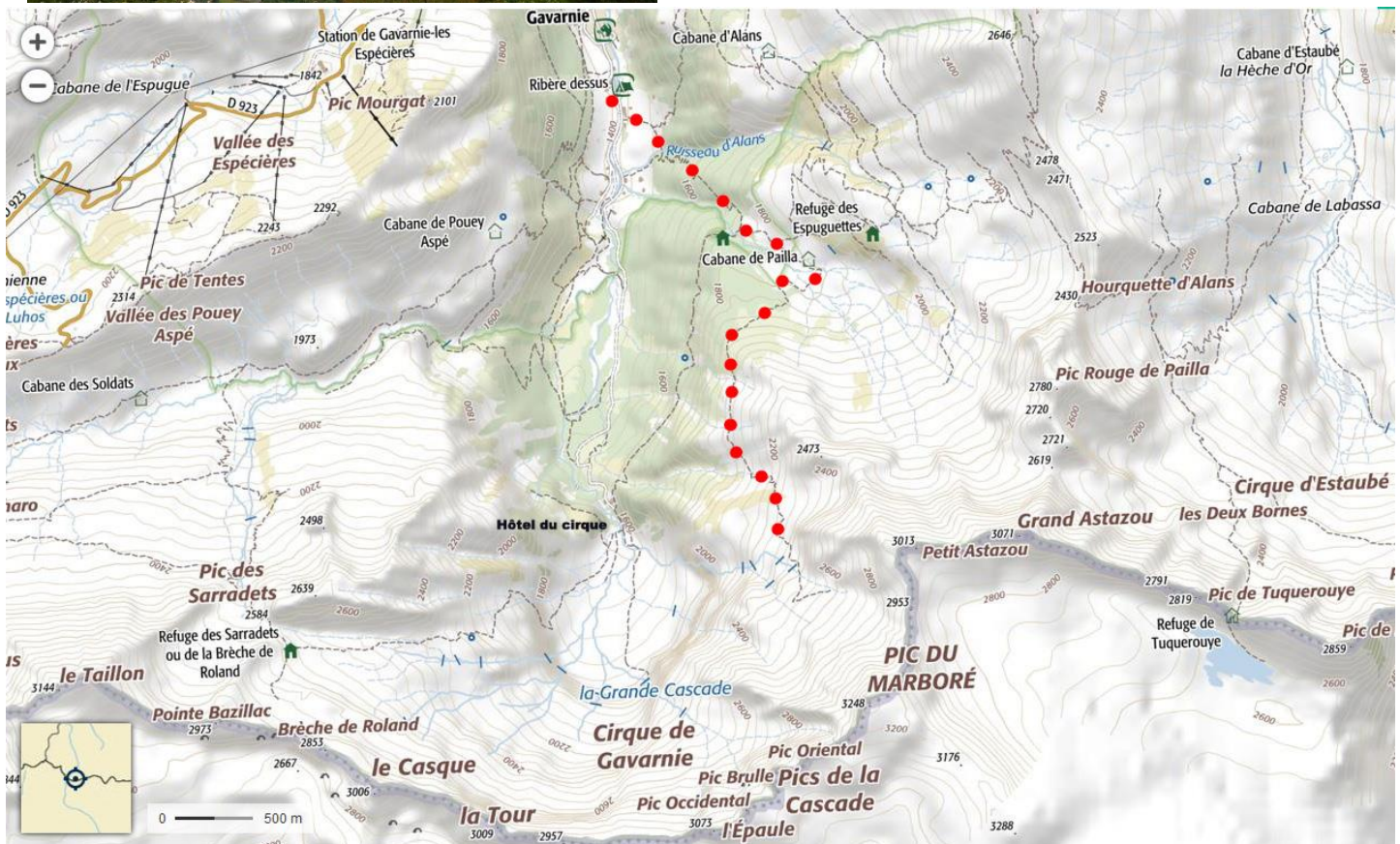
Thème : socle, couverture autochtone, allochtone, tectonique.

Sur la carte ci-dessous nous suivons le chemin marqué en rouge, mais pour rejoindre le cirque il n'est plus marqué.

Au début on trouve pas mal de blocs erratiques. Le fond de la vallée au loin laisse apparaître des formes arrondies, un peu lourdes dues sans doute à des roches assez faciles à éroder avec des escarpements gris sombres un peu verdasses (?).



En arrière un empilement de couches avec des strates qui plissent, gris souris ou ocre (photo, pour ce qu'on en voit!). Sur notre passage, les roches sont variées : du substrat, des choses amenés par les glaciers. On entend des gros mots : schistouille, granitouille, des gros cristaux recoupant des blocs orientés : de la gneissouille (2^e photo), peut-être des amphibolites (1^e photo). Un peu plus haut, dans des niveaux en place, des roches grises, avec des points brillants, qui rayent le marteau : une roche métamorphique avec des micas, détritique de type grès (3^e photo). Christian voit des flysch ainsi que des argilites (4^e photo). Quand on parle de métamorphisme, s'agit-il de métamorphisme hercynien ou pyrénéen ?





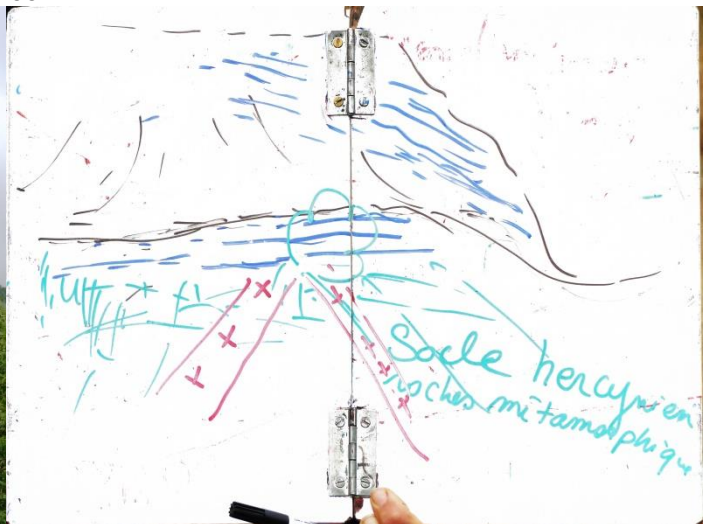
Allez, président!

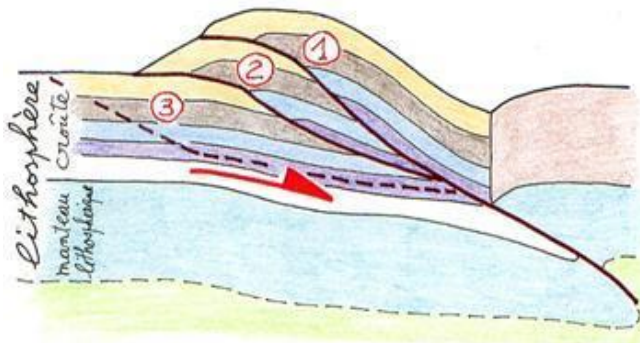
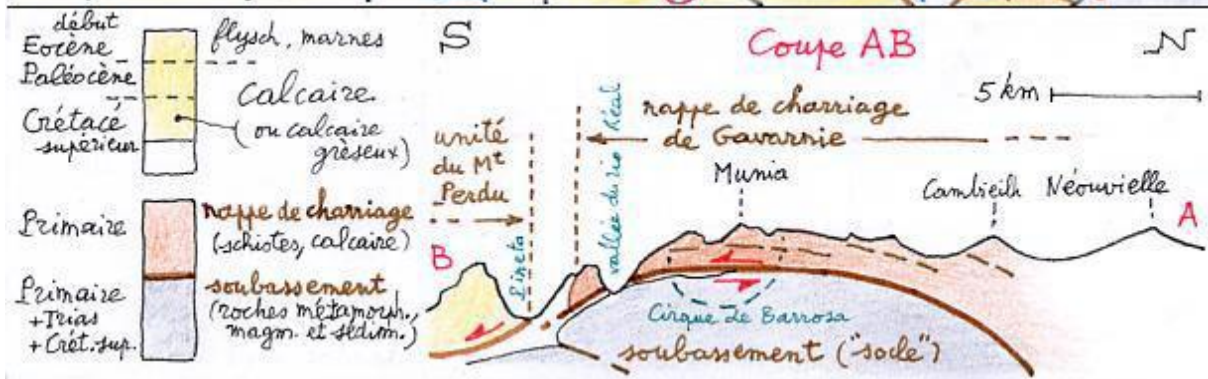
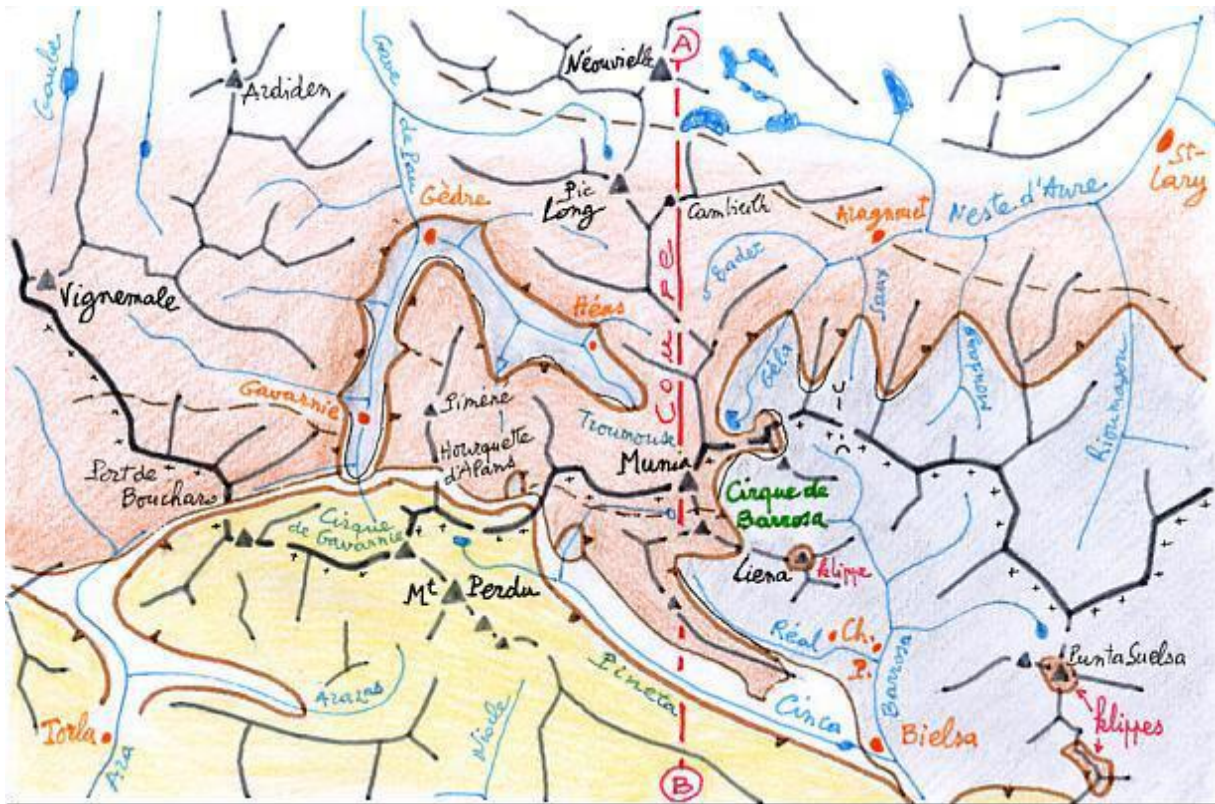
On croise un filon magmatique, type granitoïde, sans doute une manifestation du magmatisme tardyhercynien (310Ma). L'environnement est donc plus vieux : le grès précédent était antéhercynien. Encore un peu plus haut, un marbre recoupé par un filon granitique (quartz, feldspath) : c'est donc un calcaire plus vieux que 305Ma. Nous sommes dans une strate carbonatée. Le filon a été retravaillé car bien boudiné et discontinu : photos ci-dessous, surtout à droite de la photo de droite. Reste de l'apetus (océan rhéique), entre Gondwana et Laurasia ? Du coup, petite recherche ... dont le résultat se trouve à la fin du CR de cette première journée.



Revenons à nos Pyrénées. Sur un replat glaciaire on retrouve des niveaux de "granitouille" avec des micaschistes : on est dans le socle. En regardant vers l'Ouest et avec beaucoup d'imagination vu le temps plutôt londonien, on voit deux niveaux de stratification dans des niveaux gris souris et ocre. On voit mieux la chevelure d'Isabelle ! Le dessin nous dit ce qu'il faut voir. Les strates obliques nous seront dévoilées plus tard comme étant du calcaire du Dévonien. Sous les strates horizontales qui se révéleront être du crétacé, le socle hercynien avec quelques granites. On est dans le bleu de la carte en-dessous : une fenêtre de socle liée à l'érosion.

La carte de la page suivante se trouve sur cirquedebarrrosa.free.fr.





Qui dit collision continentale
dit compression horizontale,
donc **chevauchements**
empilés par en-dessous,
donc montagne

Cette figure est un condensé d'une belle explication sur la formation des Pyrénées, insérée à la fin du CR sur cette première journée. Retenons : L'expression "nappe de charriage" est ancienne, le mot "charriage" n'étant plus utilisé : aujourd'hui on parle plutôt d'"unité chevauchante", ou de "chevauchement". L'expression "nappe de Gavarnie" reste cependant correcte. A propos de Gavarnie :

La mise en place de cette nappe, c'est-à-dire son charriage, ou son chevauchement, d'une dizaine de kilomètres, du nord vers le sud, sur une unité chevauchante inférieure (le "socle") a participé à la surrection des Pyrénées dont la phase la plus active s'est située dans la première moitié de l'ère tertiaire (en gros vers -40 à -50 Ma). La carte ci-dessus montre la topographie de cette nappe de charriage, dite de Gavarnie (dite aussi "paléozoïque" car constituée surtout de terrains d'âge primaire), dans la partie centrale des Hautes-Pyrénées et la partie orientale de l'Aragon. Au-dessous un cartouche en montre une coupe (AB) nord-sud. Ses limites latérales, hors de la carte, sont floues car elle s'amortit progressivement. Elle a une centaine de km de large, s'étendant en gros de la vallée du rio Aragon (sur le méridien d'Oloron) à l'ouest, à la vallée du rio Esera (sur le méridien de Luchon) à l'est, soit environ 50 km de part et d'autre de la vallée de Gavarnie. On voit qu'à l'Ouest, de part et d'autre de Gavarnie, le front de la nappe se situe à hauteur du port de Boucharo et de la Hourquette d'Alans. Dans les vallées de Gavarnie et de Héas l'érosion de la nappe a découvert le soubassement. Elle a créé de la même façon deux autres "fenêtres" plus petites dans les vallées de Pineta et d'Estaubé. Tout en creusant le cirque de Barrosa dans la superposition de la nappe sur le "socle" (comme le montre la coupe dans le cartouche : tiré vert) l'érosion glaciaire, à l'est de La Munia, a fait reculer le front de la nappe vers le nord, où il recoupe les chaînons qui séparent les vallées des Nests.

Comme le montre la figure de la page 5 nous sommes sur la plaque ibérique, la limite entre les 2 plaques étant très au nord de la chaîne. La haute chaîne est ibérique et hercynienne, avec une couverture du Tertiaire seulement dans le ¼ le

plus à l'Ouest. Ici, si on passe la brèche de Roland, on passe dans le Tertiaire (le Mont Perdu est du Tertiaire) et la grande cascade du cirque de Gavarnie est partiellement due à une résurgence, alimentée par l'étang Glacé, lui-même situé sous le Monte Perdido. La faille nord pyrénéennes compte une quarantaine de massifs avec de la lherzolite, venant du manteau profond. Avant la collision (100Ma), il y a eu une cassure avec un flux de chaleur qui a fait remonter la lherzolite dans une phase de rotation qui a précédé la reprise de la collision. Le rift a avorté donc pas d'océanisation. Sur le plateau on est dans le calcaire du calcaire du Dévonien inférieur et moyen, donc dans une couverture antéhercynienne. Nous ne sommes pas en position stratigraphique mais sur une nappe de charriage, la nappe de Gavarnie, de vergence sud (les nappes partent vers le sud ou le socle vers le nord) et que des crinoïdes ont permis de dater. Ce Dévonien chevauche le Crétacé vu auparavant lors de la lecture de paysage (?) déjà évoquée. Du crétacé, il y en a en place mais surtout beaucoup de déplacé : nappe du Mont Perdu. La nappe de Gavarnie, déplacement de Dévonien, est la seule nappe affectant du Primaire. Mais, si j'ai bien compris la carte page 11 et le récit fait dans l'excursion décrite sur le site de ladite carte, nous sommes ici dans le crétacé.



Vue vers l'Ouest



Calcaire crétacé



Plein de stries de calcites



Certains ont vu un contact (?)



Certains ont vu un contact (?)



Saxifrages des Pyrénées

Cette fleur à longues feuilles ("couronne de roi" du côté espagnol), s'accroche aux parois des falaises. Elle est assez rare et souvent inaccessible. Pendant plusieurs années, la plante est réduite à une rosette très dense et régulière, formée de

longues feuilles pointues, linéaires et légèrement élargies en spatule au sommet, de couleur glauque, bordées de fines dents blanches (dépôt de calcaire sécrété par un pore) ; elle peut atteindre 20 centimètre de diamètre (cf J4). A la fin, une hampe florale de 30 à 70 centimètres de long s'allonge au centre de cette rosette, portant une multitude de fleurs blanches, tassées en panicule pyramidale, si nombreuses et si denses qu'elles la font ployer sous leur poids. La plante ne fleurit qu'une seule fois ; après cette exubérante production de fleurs et de graines, elle meurt rapidement.
Lors d'une pause :



Brève vue au soleil



plus de détail mais sans soleil

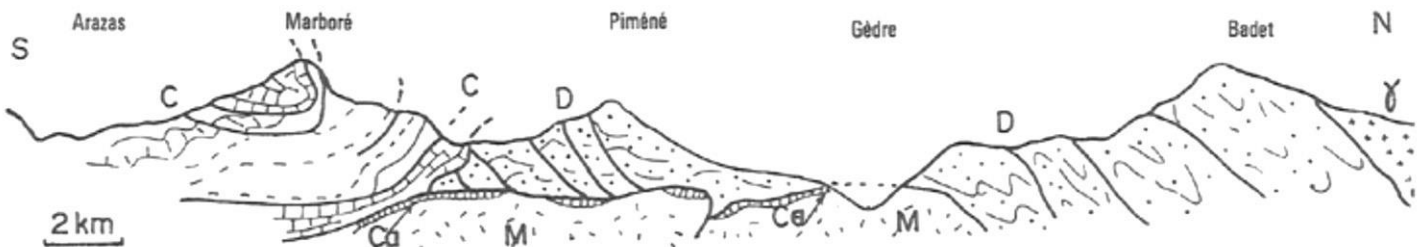
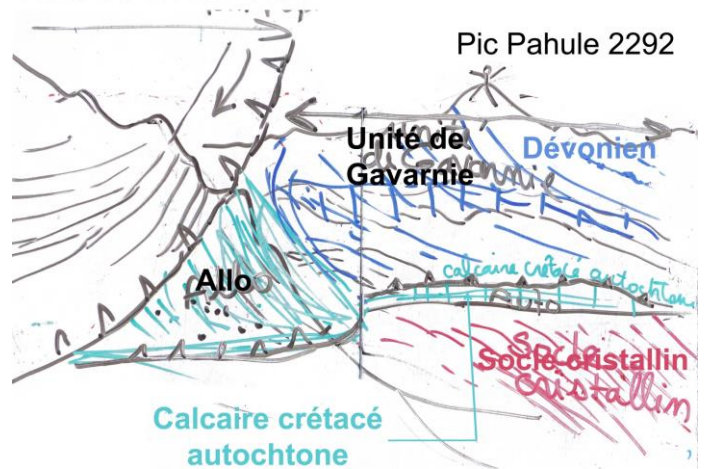


A gauche la nappe du Mont Perdu (pic des Sarradets) séparée de celle de Gavarnie (à droite) par la vallée des Pouey Aspe. Sur la nappe de Gavarnie on voit le pic de Pahule au programme demain. A la limite boisée on retrouve le niveau repère, quasi horizontal, vu plus tôt, du Crétacé. Au-dessus, c'est le calcaire dévonien du chevauchement, en-dessous la "schistouille" cristalline et métamorphique du socle. Sur la nappe du Mont Perdu, du Crétacé rebroussé. Sauf erreur, voilà le schéma ci-dessous.

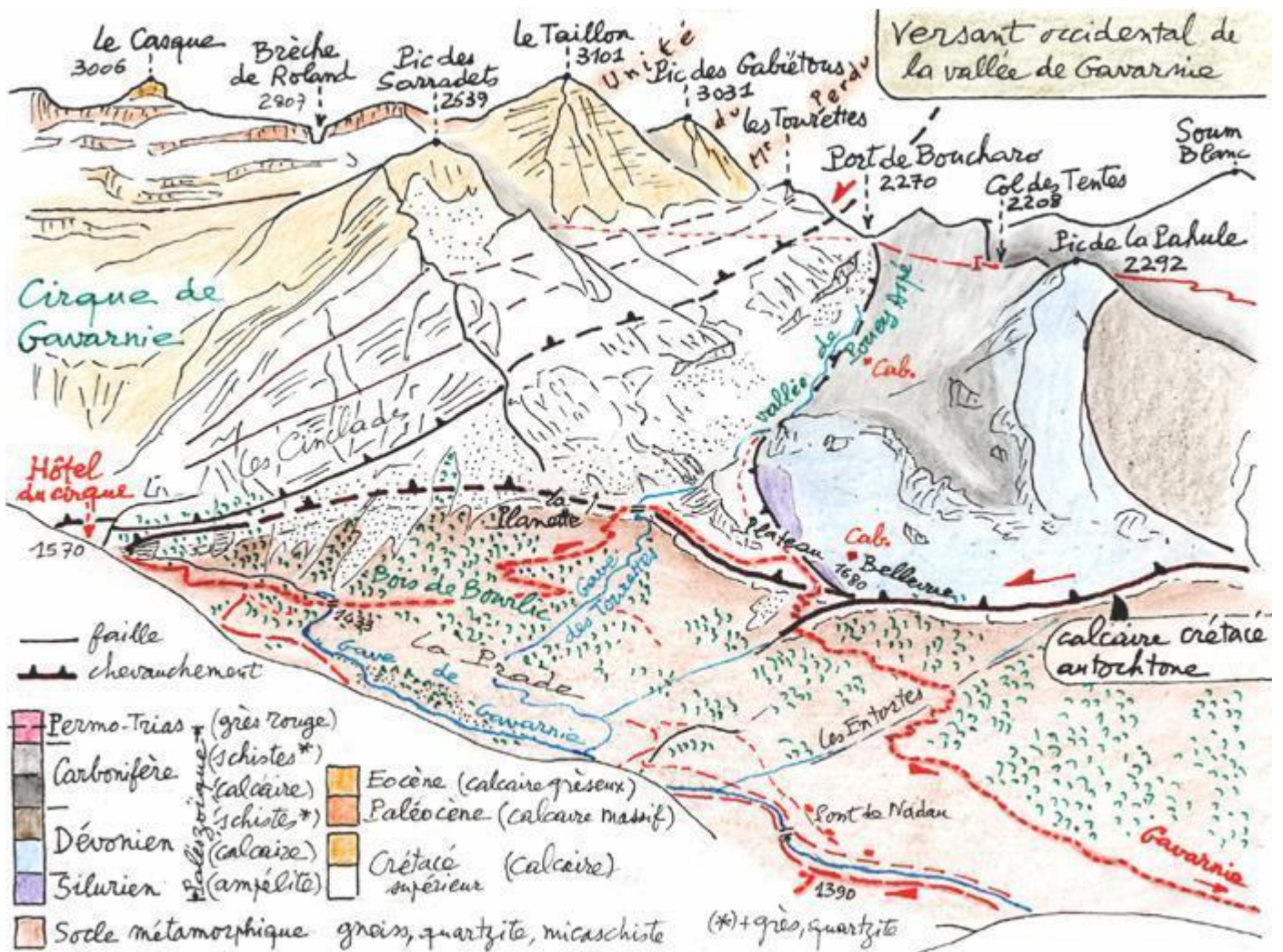
La nappe de Mont Perdu est anté-oligocène, entraînée sur le dos de celle de Gavarnie. Les nappes de charriage se sont mises en place progressivement de l'Est vers le Sud-Ouest, à l'Eocène supérieur pour celle de Gavarnie.

(entre antéoligocène et éocène supérieur, on fait quoi ?)
Curieusement le cirque lui-même n'a pas été détaillé si ce n'est qu'on y a cherché des fossiles de nummulites qui sont restés bien cachés.

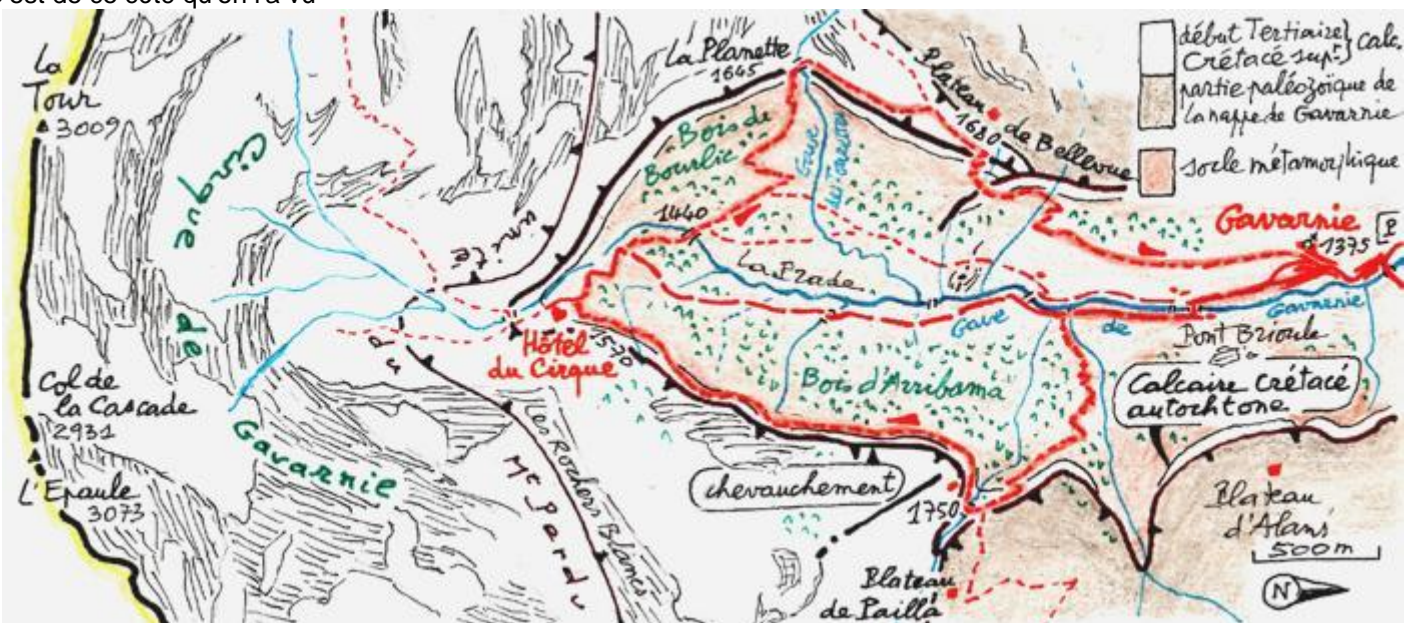
Unité du Mont Perdu



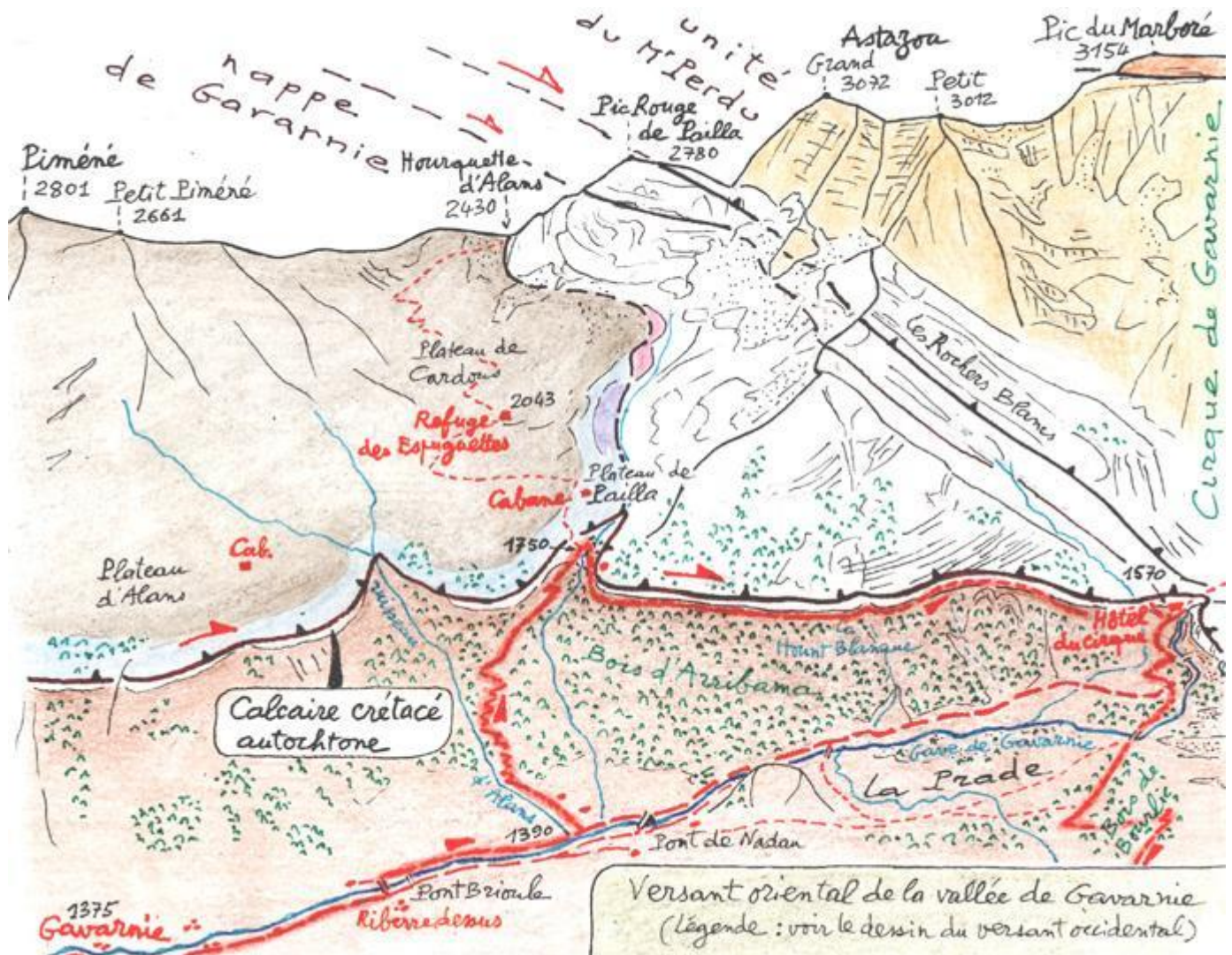
Coupe montrant l'état actuel des structures dans la haute vallée du Gave de Pau (secteur de Gavarnie).
C: Crétacé allochtone Ca: Crétacé autochtone D: Dévonien M: Soubassement γ: Granite



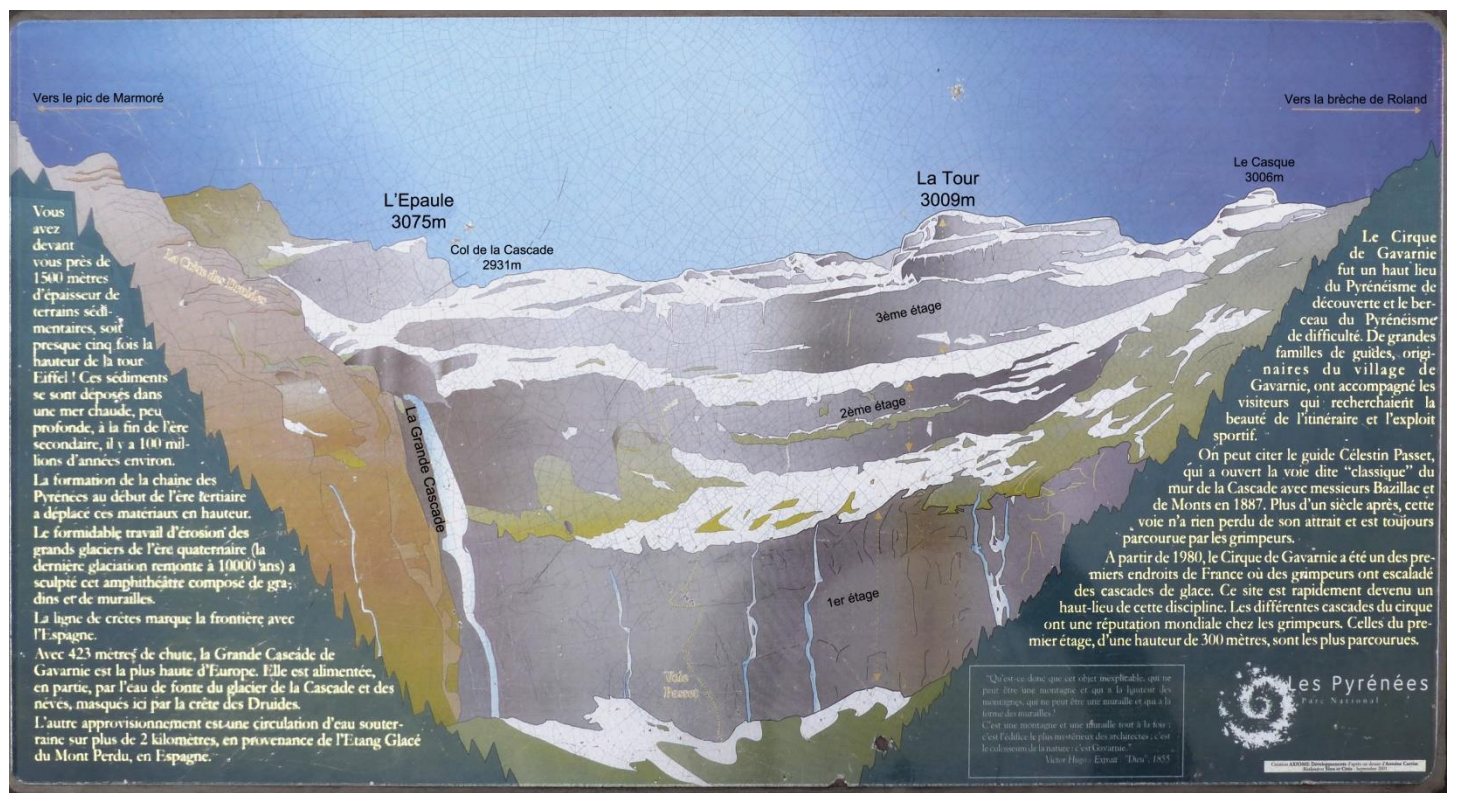
C'est de ce côté qu'on l'a vu



CARTE de la vallée de Gavarnie, topographique et géologique (simplifiée), situant le circuit (qui est aussi le nôtre pour la partie sur plateau de la Paila) par rapport au plan de chevauchement de la nappe de Gavarnie, donc à l'assise de calcaire crétacé autochtone sur laquelle elle repose, et par rapport au cirque.
(<http://cirquedebarroza.free.fr/calccretautogav.htm>)



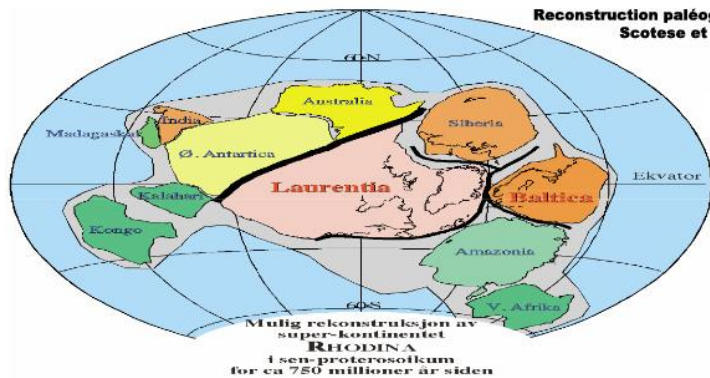
DESSIN du versant oriental de la vallée de Gavarnie entre le Piméné et le pic de Marboré. La partie nord, paléozoïque, de la nappe de Gavarnie chevauche sa partie sud, en calcaire crétacé et l'ensemble chevauche le socle métamorphique (couvert par la fine couche de calcaire crétacé), visible dans la vallée grâce à la fenêtre creusée dans la nappe par l'érosion. Au front de la nappe de Gavarnie l'unité (chevauchante) du Mont Perdu a glissé vers le sud.



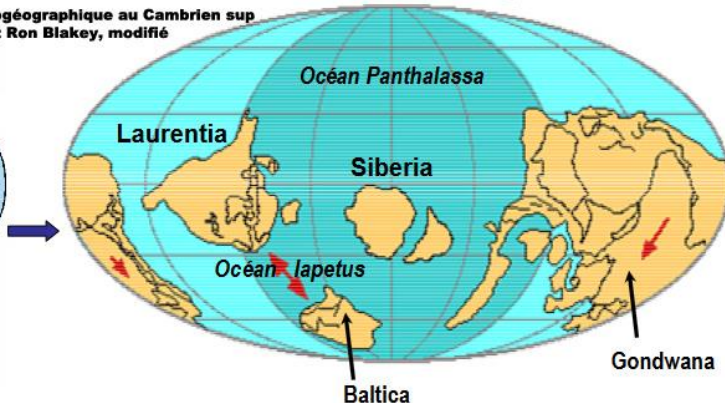
Panneau devant le cirque de Gavarnie

Petite histoire du primaire

Reconstruction paléogéographique au Cambrien sup
Scotese et Ron Blakey, modifié



Mulig rekonstruksjon av
super-kontinentet
RODINIA
i sen-proterozoikum
for ca 750 millioner år siden



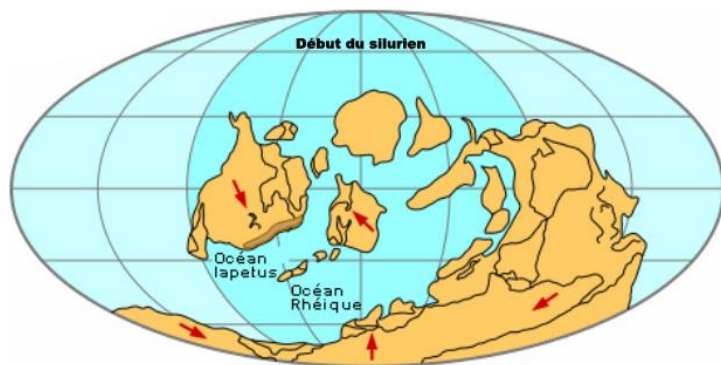
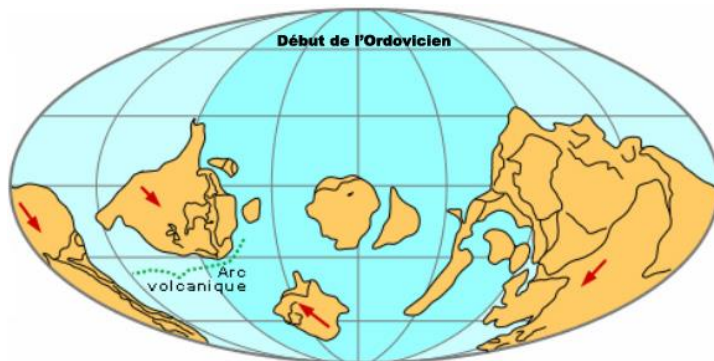
Le Cambrien: - 540 Ma à - 505 Ma

Le Rodinia (supercontinent précambrien) se disloque pour donner naissance à :

- un mégacontinent appelé le Gondwana (Afrique, le sud de l'Europe, Inde, Australie, Amérique du sud et l'Antarctique),
 - un microcontinent dit Siberia
 - une dorsale médio océanique = océan Iapetus qui s'ouvre entre deux microcontinents : Laurentia (constitué de l'Amérique du nord) et Baltica (Europe du nord).
- C'est le début du cycle orogénique calédonien.

L'Ordovicien : - 505 à - 438 Ma

Après le début de l'ouverture de l'Océan Iapetus, il s'est développé à la marge de Laurentia une zone de subduction, créant du même coup un arc volcanique insulaire. L'océan Iapetus commençait à se refermer ; Laurentia et Baltica convergeaient.



Le Silurien : - 438 Ma à - 408 Ma

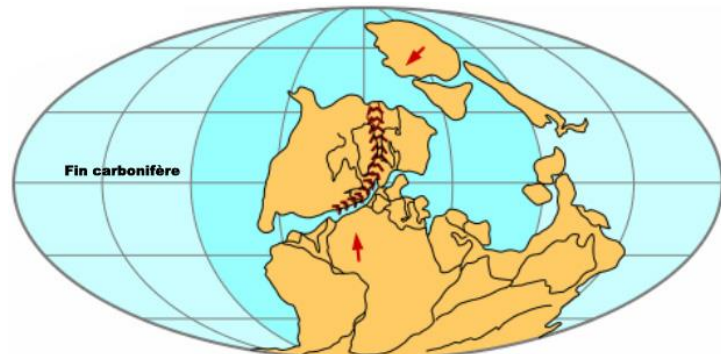
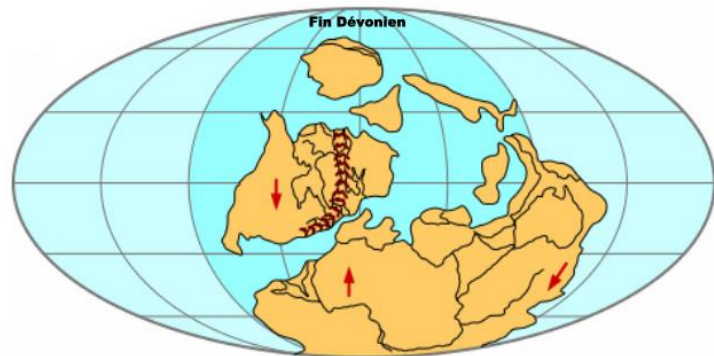
Au début du Silurien, Iapetus était devenu un océan étroit entre Laurentia et Baltica. Gondwana migrait toujours vers le nord.

La fin du Silurien correspond à la fermeture de l'Océan Iapetus : C'est la phase finale du cycle orogénique dit calédonien ; elle correspond à la naissance de la chaîne calédonienne. L'espace océanique entre, au nord Laurentia et Baltica, et au sud Gondwana, a été appelé l'océan Rhéique. Il s'agit de la future naissance d'un nouveau cycle orogénique dit hercynien.

Le Dévonien : - 408 Ma à - 360 Ma

Au Dévonien, l'océan Iapetus disparaît, tandis que l'Amérique du Nord et l'Europe entrent en collision. Peu à peu la Pangée se met en place.

A la fin du Dévonien, l'ensemble des masses continentales se rapprochait. L'océan Rhéique était presque fermé. C'est le début de la formation de la chaîne hercynienne • le Gondwana se déplaça vers le nord, l'Europe, l'Amérique du Nord et le Groenland se rejoignirent pour former un seul continent

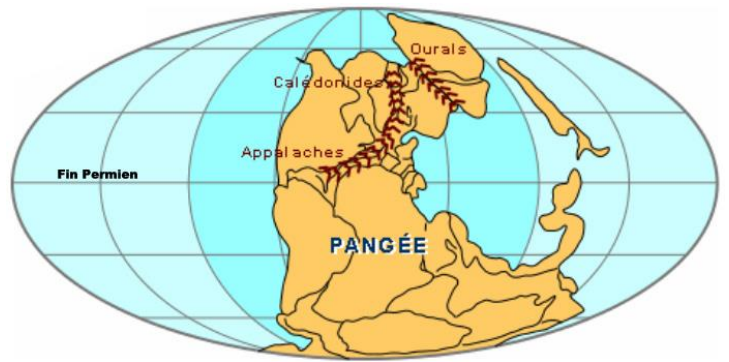


Le Carbonifère : - 360 Ma à - 280 Ma

La fin du Carbonifère correspond à la fermeture de l'Océan Rhéique entraînant la collision entre Gondwana et Laurentia-Baltica, deux grandes masses continentales. C'est la progression du cycle orogénique hercynien

Le Permien: - 280 Ma à - 245 Ma

La fin du Permien est marquée par l'assemblage du supercontinent Pangée ; celle-ci résulte de la jonction entre le Gondwana et la plaque Laurentia-Baltica en formant une méga suture orogénique hercynienne. Cette dernière correspond à l'emplacement des chaînes de montagnes orogéniques de l'Oural et des Appalaches qui s'étendent depuis l'Amérique par les Mauritanides, en passant par l'Europe et le Maroc. C'est la fin de l'orogénèse hercynienne.



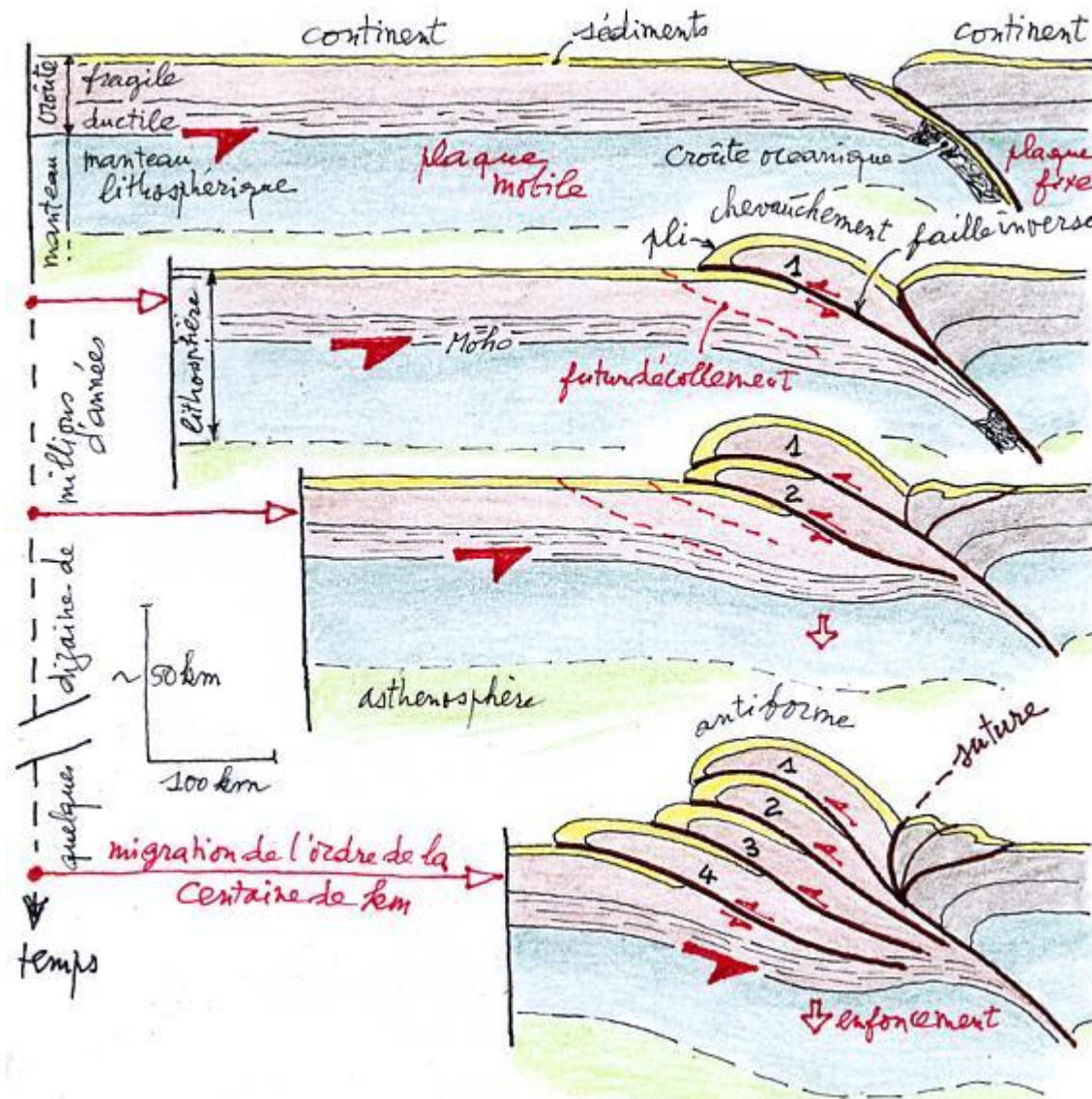
Mécanisme des chevauchements : quelques extraits du site cirquedebarroza.free.fr

Formation des montagnes par collision continentale (est pris ici pour modèle le scénario simplifié d'une collision succédant à une subduction océanique sous un continent)

Une chaîne de montagne naît dans une zone du globe où deux plaques tectoniques convergent (à la vitesse de quelques cm par an, soit quelques dizaines de km par Ma :

Une collision continentale se produit quand la croûte continentale portée par une plaque en cours de subduction océanique finit par arriver au contact du continent porté par la plaque chevauchante, supposée fixe (tout dépend de la référence qu'on prend), une fois résorbée la croûte océanique qui séparait les deux continents (figure 2). La subduction de la plaque mobile va se poursuivre, mais plus difficilement et plus lentement, car la croûte continentale qu'elle porte renâcle à l'accompagner dans l'asthénosphère en raison de sa faible densité (2,7, contre 3,3 pour le manteau) : une grande partie de cette croûte continentale mobile va ainsi échapper à la subduction et s'entasser par un processus d'"écaillage" contre le front de la plaque chevauchante, qui agit comme un rabot.

La subduction peut cependant forcer ce qui reste de croûte à descendre jusqu'à une profondeur de l'ordre de 100 km. Ce processus est le suivant (figure 3) :



Venant buter et s'immobiliser contre le front de la croûte continentale fixe, une première grande "écaille tectonique" (dont l'épaisseur est de l'ordre du km) se décolle de la croûte mobile suivant un plan de faille inverse proche de l'horizontale, échappe ainsi à la subduction, et, par à-coups, séisme après séisme, chevauche (sur une ou plusieurs dizaines de km), le reste, aminci, de la croûte qui, continuant de migrer en-dessous, poursuit sa subduction. Un pli anticlinal du front de l'écaille (qui est souvent sédimentaire) accompagne son chevauchement (on parle de "pli-faille", ou de "pli-nappe"). Un nouveau plan de décollement apparaît ensuite dans la croûte mobile, et

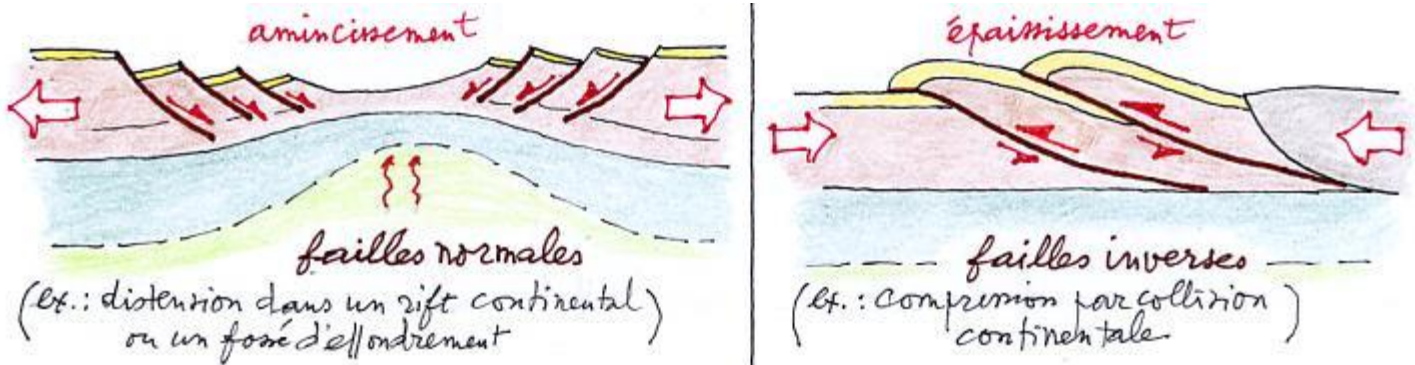
prend le relais, sous le premier, presque parallèle à lui, un peu plus au large, de telle sorte qu'une deuxième écaille chevauchante s'immobilise, de la même façon contre (ou sous) la première, qu'elle redresse (ou soulève). Et ainsi de suite.

Schéma expliquant le processus d'empilement des écaïlles tectoniques (il fait abstraction de l'érosion).

Tandis que (pendant plusieurs dizaines de Ma) la plaque mobile, presque réduite à sa partie mantellique, poursuit sa subduction sous la plaque fixe (sur plusieurs dizaines de km, à la vitesse de quelques cm par an) et s'enfonce dans l'asthénosphère, un nombre variable d'écaïlles viennent ainsi se coincer et s'empiler (sur plusieurs km d'épaisseur), par chevauchements successifs, les unes sous les autres (et non sur, chacune s'ajoutant à la base de l'empilement), dans l'angle formé par le front de la croûte supérieure et la plaque plongeante qui s'épaissit donc par sa base, par en-dessous (on parle de "prisme d'accrétion", ce mécanisme étant analogue à celui par lequel se forme un prisme d'accrétion lors de la subduction d'un plancher océanique)

Le même processus affecte aussi, le plus souvent à une échelle moindre, le front de la croûte continentale fixe, également débité en grandes lames, séparées par des plans de clivage en sens opposé. De ce fait la cicatrice de l'affrontement entre les deux croûtes, la "suture", est parfois difficile à trouver, sous la forme d'une faille de chevauchement parfois verticalisée, voire renversée.

Cet empilement s'accompagne de **séismes** liés à des ruptures dans la couche fragile, cassante, de la croûte continentale, entre 0 et 15 km de profondeur.



Les deux principaux types de failles : les failles normales et les failles inverses.

Les décollements (ou "plans de chevauchement") des écaïlles (ou "nappes de charriage" quand elles sont grandes, "chevauchements" quand elles sont plus petites, et maintenant plutôt "unités chevauchantes"), sont donc des failles "inverses" (on se trouve dans le cas d'un raccourcissement par compression) : inversement celles liées à une extension, ou étirement, avec amincissement, sont dites "normales".

Le glissement d'une unité chevauchante sur une autre entraîne un cisaillement des roches de part et d'autre du plan de chevauchement : le frottement, sous forte pression, est intense et une énergie abondante est dissipée qui chauffe les roches. D'où un métamorphisme, de moyenne pression et moyenne température, avec schistosité (création d'une structure en mille-feuille), voire fusion partielle, favorisée par la présence d'eau, créant de petites poches de magma cristallisant en profondeur sous forme de petits massifs (des "plutons") granitiques.

Le saut (ou le transfert) d'un décollement à un autre est favorisé par l'augmentation de température et surtout de pression que crée l'unité chevauchante (par son poids et sa base chaude) dans la croûte sous-jacente, couverte de sédiments froids hydratés. Il en résulte une circulation d'eau sous pression qui fragilise la roche par "fracturation hydraulique" : il se crée une bouillie où la résistance au cisaillement est diminuée, ce qui rend le décollement à ce niveau plus facile.

Quoiqu'il en soit les décollements se produisent, dans la croûte, de préférence :

-> par jeu en sens inverse, dans sa couche fragile (cassante), de failles normales héritées de l'époque où sa marge constituait la moitié d'un rift continental avec amorce d'une dorsale océanique (déchirure semblable au rift africain actuel)
-> à la limite entre les différents niveaux mécaniques de la croûte continentale (entre croûte et sédiments, entre couche cassante et couche ductile, ou entre couche ductile et manteau).

-> à l'intérieur d'une couche de terrain de moindre cohésion (par exemple une couche d'ampélite, comme on le voit dans le cirque de Barrosa), ou de grès argileux, ou de gypse, qui par son effet lubrifiant (on parle de "couche-savon"), favorise ensuite le glissement d'une unité sur la croûte sous-jacente.

C'est cet empilement par en-dessous d'unités chevauchantes qui produit en quelques Ma la surrection d'une montagne (à la vitesse moyenne de quelques mm par an). En effet, s'ajoutant à la superposition des deux croûtes, il épaissit, en la raccourcissant horizontalement (d'une distance de l'ordre de la centaine de km), la croûte continentale (dont l'épaisseur peut ainsi doubler, atteignant 60 à 80 km).

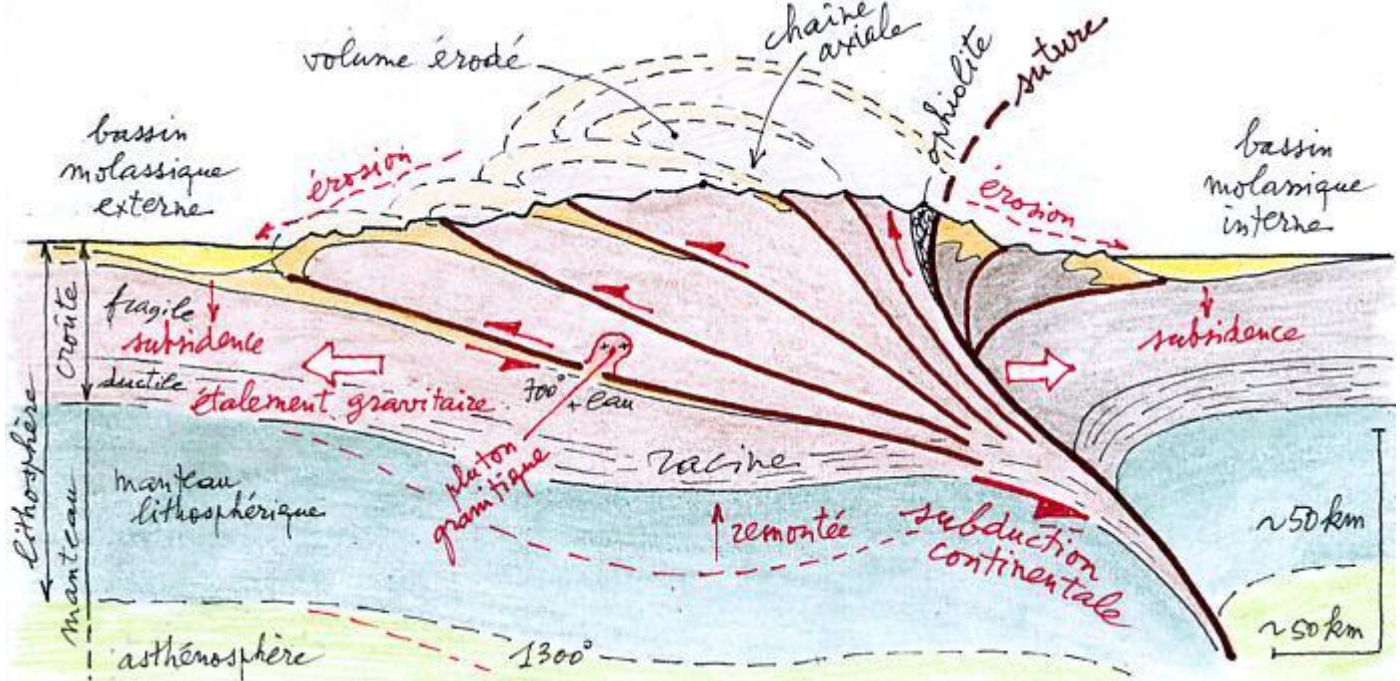
Épaississement qui se fait vers le haut, créant une antiforme en éventail à l'échelle de la chaîne, dans lequel l'érosion sculpte des reliefs montagneux (qui peuvent culminer jusqu'à une altitude de 8 à 9 km).

Mais aussi vers le bas, l'augmentation de son poids entraînant un enfoncement de la lithosphère ainsi épaissie et alourdie (selon le principe d'Archimède, ou d'"isostasie", comme dans le cas d'un iceberg) dans l'asthénosphère chaude (1300°), et ductile. Les reliefs montagneux sont ainsi compensés en profondeur par une "racine".

Quand la collision n'est pas franchement frontale, mais oblique et que les croûtes continentales coulissent le long de leur affrontement, des étirements peuvent se combiner aux épaississements.

Les sédiments portés par les continents sont aussi affectés par les chevauchements, mais ils le sont surtout par des plissements. La couverture sédimentaire peut (sous l'effet d'un chevauchement) se décoller de son substratum cristallin (roches métamorphiques ou granitiques), et n'y laisser qu'une mince couverture (telle la couche de calcaire crétacé autochtone sous la nappe de Gavarnie).

Les terrains anciens impliqués dans les chevauchements, qui peuvent être des restes de chaînes anciennes (ex la chaîne hercynienne), sont également remaniés par des plissements et par le métamorphisme lié à une augmentation de la pression et de la température, métamorphisme qui commence dès le début de la subduction continentale.



Coupe d'une chaîne de montagne constituée, attaquée par l'érosion.

Dès le début de sa surrection la montagne est attaquée par l'érosion. Les sédiments détritiques (argile, sables, graviers arrachés aux reliefs montagneux par les glaciers et les torrents) vont s'accumuler ("molasse", parfois sur 1km d'épaisseur), de part et d'autre de la chaîne, dans de larges bassins. Ce sont les " bassins molassiques " (tel celui de la plaine du Pô), dont le poids accentue (on parle de "subsidence") la flexure imprimée à la lithosphère par le poids de la montagne (phénomène qui se fait sentir par exemple à Venise).

Mécanique ou chimique, elle peut atteindre 4 mm/an (et même 1 m/an sous l'effet des glaciers, comme cela a été le cas il y a 20000 ans lorsque la terre était en grande partie couverte de glace).

Lorsque la compression diminue, l'érosion, grandement aidée par le phénomène d'effondrement gravitaire, amincit la chaîne de montagne et finit (en quelques dizaines de Ma) par redonner son épaisseur normale (environ 30 km) à la croûte continentale qui, ainsi allégée, remonte par ajustement isostatique (comme un bateau qu'on décharge). En surface l'érosion arase les reliefs montagneux, et réduit ainsi la chaîne de montagne à l'état de "pénéplaine".

Apparaissent ainsi à l'affleurement, quand elles ne sont pas recouvertes par des sédiments fluviatiles ou marins plus tardifs, des roches qui ont subi, par enfouissement en profondeur, un métamorphisme (changement de nature et réorientation de minéraux) plus ou moins intense.

Se découvrent également (surtout dans les vieilles chaînes de montagne fortement érodées) les "plutons granitiques" (de 10 à 15 km de diamètre) résultant de la cristallisation en profondeur, avant d'avoir pu atteindre la surface, de "bulles" de magma qui montent lentement dans l'épaisseur de la croûte, sous la poussée d'Archimède, magma produit par la fusion partielle de la croûte (quand la température dépasse 700 à 800°), favorisée par l'eau présente le long des plans de chevauchement et qui abaisse la température de fusion) (ces plutons sont nombreux dans ce qui reste de la chaîne de montagne hercynienne érigée vers 300 Ma).

Sur le même site, belle explication de la formation des Pyrénées : <http://cirquedebarroza.free.fr/formpyr2.htm>