

Les portes de la montagne : un paysage très récent

Le rocher auquel s'adosse le village de Llo et où s'ouvre la gorge du Sègre marque la limite entre le bassin de Cerdagne et le massif montagneux du Puigmal. Ce front montagneux majeur, qui peut se suivre sur des dizaines de km vers l'est et le Conflent comme vers l'ouest, nous raconte les tout derniers épisodes de la longue histoire géologique des Pyrénées. La Cerdagne est un fossé d'effondrement (ce que les géologues appellent aussi, d'un terme allemand, un graben), encadré par deux blocs soulevés (que l'on nomme aussi horst), celui du Puigmal et celui du Carlit-Campardon.

Le massif du Carlit à l'horizon porte de vastes plateaux qui sont les vestiges des surfaces d'aplanissement réalisées aux dépens de la chaîne pyrénéenne entre la fin de l'Oligocène et le Miocène moyen, après la période de compression majeure. Ces plateaux s'inclinent vers le sud et les roches anciennes du socle hercynien qui les constituent (granites et schistes) disparaissent sous le remplissage détritique du fossé de Cerdagne, daté du Miocène supérieur.

En effet pendant la formation du fossé, les débris arrachés par l'érosion aux blocs soulevés se sont entassés au cœur du graben sur près de 1 km d'épaisseur. Ce

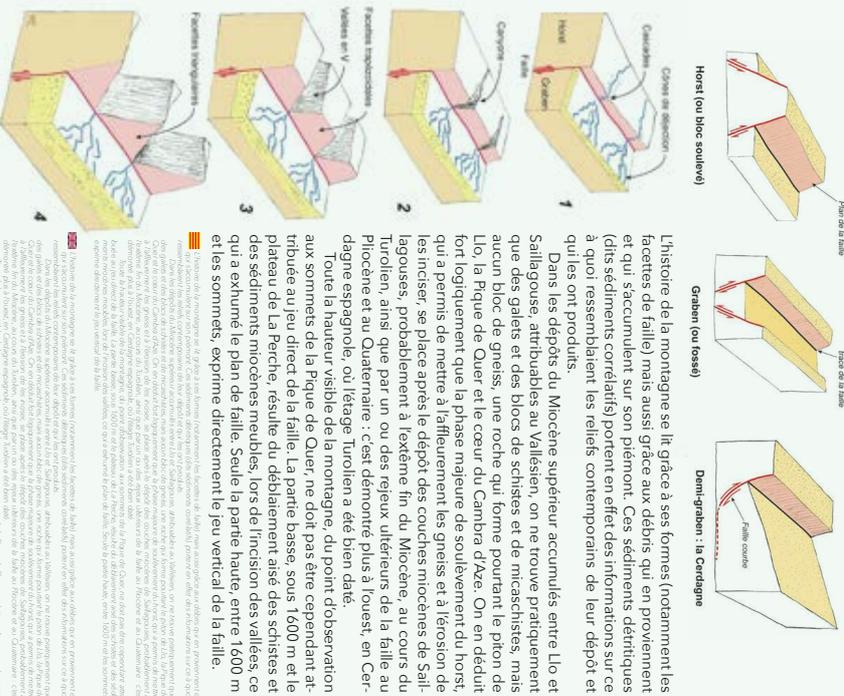
Le rocher auquel s'adosse le village de Llo et où s'ouvre la gorge du Sègre marque la limite entre le bassin de Cerdagne et le massif montagneux du Puigmal. Ce front montagneux majeur, qui peut se suivre sur des dizaines de km vers l'est et le Conflent comme vers l'ouest, nous raconte les tout derniers épisodes de la longue histoire géologique des Pyrénées. La Cerdagne est un fossé d'effondrement (ce que les géologues appellent aussi, d'un terme allemand, un graben), encadré par deux blocs soulevés (que l'on nomme aussi horst), celui du Puigmal et celui du Carlit-Campardon.

Des Mastodontes (les ancêtres des éléphants), un Rhinocéros, un carmassier (*Amphycion major*), des castors, un suidé (*Microstonyx antiquus*).

Depuis 5 Ma le fossé de Cerdagne ne piége plus de sédiments, car il a été soulevé avec l'ensemble des Pyrénées et le réseau hydrographique du Sègre y a incisé des vallées sur plus de 300 m de dénivellé. Au flanc de ces vallées de nombreux ravinnements récents, notamment entre Saillagouse et Llo, en rive droite du Sègre, permettent de voir les anciens sédiments miocènes. L'incision des vallées s'est périodiquement interrompue pendant le Quaternaire, à chaque période glaciaire, par

l'accumulation de nappes alluviales torrentielles sur le piémont de la montagne. Des plus anciennes il ne reste que des lambeaux de terrasses étagées au flanc des vallées, mais le point de départ de ce sentier est posé sur un cône de déjection récent du Sègre, attribuable à l'avant-dernière période froide (le Riss) et qui forme le grand plan incliné qui descend doucement vers Saillagouse.

La formation d'un escarpement de faille à facettes



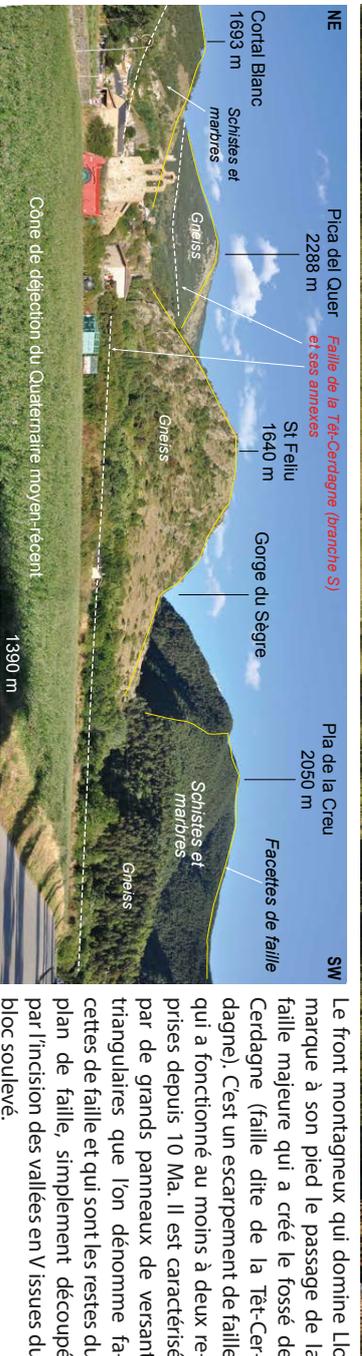
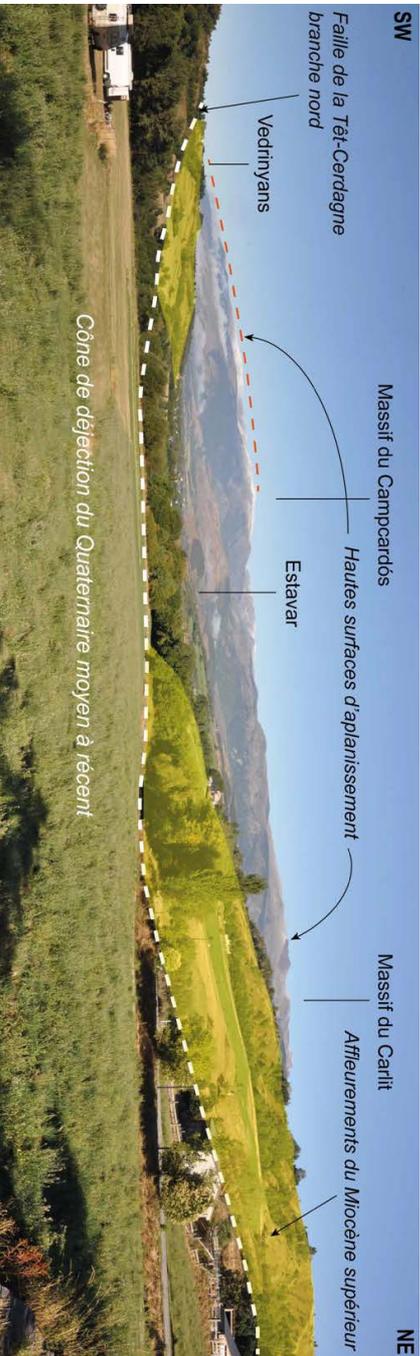
L'histoire de la montagne se lit grâce à ses formes (notamment les facettes de faille) mais aussi grâce aux débris qui en proviennent et qui s'accumulent sur son piémont. Ces sédiments détritiques (dits sédiments corrélatifs) portent en effet des informations sur ce à quoi ressemblaient les reliefs contemporains de leur dépôt et qui les ont produits.

Dans les débuts du Miocène supérieur accumulés entre Llo et Saillagouse, attribuables au Vallésien, on ne trouve pratiquement que des galets et des blocs de schistes et de micaschistes, mais aucun bloc de gneiss, une roche qui forme pourtant le pignon de Llo, la Pique de Quer et le cœur du Cambra d'Aze. On en déduit fort logiquement que la phase majeure de soulèvement du horst, qui a permis de mettre à l'affleurement les gneiss et à l'érosion de les inciser, se place après le dépôt des couches miocènes de Saillagouse, probablement à l'extrême fin du Miocène, au cours du Turœlien, ainsi que par un ou des rejeux ultérieurs de la faille au Pliocène et au Quaternaire : c'est démontré plus à l'ouest, en Cerdagne espagnole, où l'étagage Turœlien a été bien daté.

Toute la hauteur visible de la montagne, du point d'observation aux sommets de la Pique de Quer, ne doit pas être cependant attribuée au jeu direct de la faille. La partie basse, sous 1600 m et le plateau de La Perche, résulte du débaillement aisé des schistes et des sédiments miocènes meubles, lors de l'incision des vallées, ce qui a exhumé le plan de faille. Seule la partie haute, entre 1600 m et les sommets, exprime directement le jeu vertical de la faille.

Le rocher auquel s'adosse le village de Llo et où s'ouvre la gorge du Sègre marque la limite entre le bassin de Cerdagne et le massif montagneux du Puigmal. Ce front montagneux majeur, qui peut se suivre sur des dizaines de km vers l'est et le Conflent comme vers l'ouest, nous raconte les tout derniers épisodes de la longue histoire géologique des Pyrénées. La Cerdagne est un fossé d'effondrement (ce que les géologues appellent aussi, d'un terme allemand, un graben), encadré par deux blocs soulevés (que l'on nomme aussi horst), celui du Puigmal et celui du Carlit-Campardon.

Le rocher auquel s'adosse le village de Llo et où s'ouvre la gorge du Sègre marque la limite entre le bassin de Cerdagne et le massif montagneux du Puigmal. Ce front montagneux majeur, qui peut se suivre sur des dizaines de km vers l'est et le Conflent comme vers l'ouest, nous raconte les tout derniers épisodes de la longue histoire géologique des Pyrénées. La Cerdagne est un fossé d'effondrement (ce que les géologues appellent aussi, d'un terme allemand, un graben), encadré par deux blocs soulevés (que l'on nomme aussi horst), celui du Puigmal et celui du Carlit-Campardon.



Le front montagneux qui domine Llo marque à son pied le passage de la faille majeure qui a créé le fossé de Cerdagne (faille dite de la Têt-Cerdagne). C'est un escarpement de faille qui a fonctionné au moins à deux reprises depuis 10 Ma. Il est caractérisé par de grands panneaux de versant triangulaires que l'on dénomme facettes de faille et qui sont les restes du plan de faille, simplement découpé par l'incision des vallées en V issues du bloc soulevé.

Le rocher auquel s'adosse le village de Llo et où s'ouvre la gorge du Sègre marque la limite entre le bassin de Cerdagne et le massif montagneux du Puigmal. Ce front montagneux majeur, qui peut se suivre sur des dizaines de km vers l'est et le Conflent comme vers l'ouest, nous raconte les tout derniers épisodes de la longue histoire géologique des Pyrénées. La Cerdagne est un fossé d'effondrement (ce que les géologues appellent aussi, d'un terme allemand, un graben), encadré par deux blocs soulevés (que l'on nomme aussi horst), celui du Puigmal et celui du Carlit-Campardon.

La faille de la Têt-Cerdagne

La faille de la Têt-Cerdagne est un accident tectonique majeur à l'échelle des Pyrénées : elle se suit sur au moins 150 km à terre, du bassin de la Seu d'Urgell jusqu'au Roussillon, et elle se prolonge sous la Méditerranée au large des côtes languedociennes. Sa direction dominante est NE-SW, associée à des segments E-W plus courts. Sa genèse est liée à l'ouverture de la Méditerranée occidentale à l'Oligocène, bien que son jeu vertical majeur dans ce secteur ait lieu au Miocène, lors du remplissage du fossé de Cerdagne.

La faille de la Têt-Cerdagne est un accident tectonique majeur à l'échelle des Pyrénées : elle se suit sur au moins 150 km à terre, du bassin de la Seu d'Urgell jusqu'au Roussillon, et elle se prolonge sous la Méditerranée au large des côtes languedociennes. Sa direction dominante est NE-SW, associée à des segments E-W plus courts. Sa genèse est liée à l'ouverture de la Méditerranée occidentale à l'Oligocène, bien que son jeu vertical majeur dans ce secteur ait lieu au Miocène, lors du remplissage du fossé de Cerdagne.

La faille de la Têt-Cerdagne est un accident tectonique majeur à l'échelle des Pyrénées : elle se suit sur au moins 150 km à terre, du bassin de la Seu d'Urgell jusqu'au Roussillon, et elle se prolonge sous la Méditerranée au large des côtes languedociennes. Sa direction dominante est NE-SW, associée à des segments E-W plus courts. Sa genèse est liée à l'ouverture de la Méditerranée occidentale à l'Oligocène, bien que son jeu vertical majeur dans ce secteur ait lieu au Miocène, lors du remplissage du fossé de Cerdagne.

Qu'est-ce qu'une faille ?

Une faille est une cassure de l'écorce terrestre, accompagnée d'un déplacement entre les deux blocs qu'elle sépare. Lorsque les contraintes dépassent le seuil de rupture, la faille fonctionne en libérant brutalement l'énergie qui s'est accumulée : cela se traduit par un séisme. À chaque séisme le déplacement est d'ordre métrique, ou moins : il faut donc de nombreux séismes pour produire un déplacement vertical kilométrique comme sur la faille de la Têt-Cerdagne.

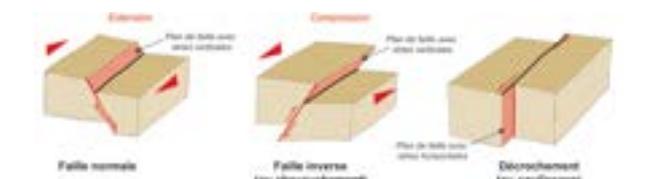
Les types de failles dépendent de la répartition des contraintes dans l'écorce terrestre : si la région subit un étirement horizontal, il se formera des failles normales, ou le plan de faille est incliné vers le bloc abaissé. Si la région subit un raccourcissement horizontal, on obtiendra des failles compressives, dites inverses, ou le plan de faille est incliné vers le bloc soulevé, voire des chevauchements si la faille est presque horizontale. Il peut exister une troisième situation où le déplacement d'un bloc par rapport à l'autre se fait horizontalement : c'est un coulisage ou décrochement.

Une faille est une cassure de l'écorce terrestre, accompagnée d'un déplacement entre les deux blocs qu'elle sépare. Lorsque les contraintes dépassent le seuil de rupture, la faille fonctionne en libérant brutalement l'énergie qui s'est accumulée : cela se traduit par un séisme. À chaque séisme le déplacement est d'ordre métrique, ou moins : il faut donc de nombreux séismes pour produire un déplacement vertical kilométrique comme sur la faille de la Têt-Cerdagne.

Les types de failles dépendent de la répartition des contraintes dans l'écorce terrestre : si la région subit un étirement horizontal, il se formera des failles normales, ou le plan de faille est incliné vers le bloc abaissé. Si la région subit un raccourcissement horizontal, on obtiendra des failles compressives, dites inverses, ou le plan de faille est incliné vers le bloc soulevé, voire des chevauchements si la faille est presque horizontale. Il peut exister une troisième situation où le déplacement d'un bloc par rapport à l'autre se fait horizontalement : c'est un coulisage ou décrochement.

Une faille est une cassure de l'écorce terrestre, accompagnée d'un déplacement entre les deux blocs qu'elle sépare. Lorsque les contraintes dépassent le seuil de rupture, la faille fonctionne en libérant brutalement l'énergie qui s'est accumulée : cela se traduit par un séisme. À chaque séisme le déplacement est d'ordre métrique, ou moins : il faut donc de nombreux séismes pour produire un déplacement vertical kilométrique comme sur la faille de la Têt-Cerdagne.

Les types de failles dépendent de la répartition des contraintes dans l'écorce terrestre : si la région subit un étirement horizontal, il se formera des failles normales, ou le plan de faille est incliné vers le bloc abaissé. Si la région subit un raccourcissement horizontal, on obtiendra des failles compressives, dites inverses, ou le plan de faille est incliné vers le bloc soulevé, voire des chevauchements si la faille est presque horizontale. Il peut exister une troisième situation où le déplacement d'un bloc par rapport à l'autre se fait horizontalement : c'est un coulisage ou décrochement.



Miroir de faille

2

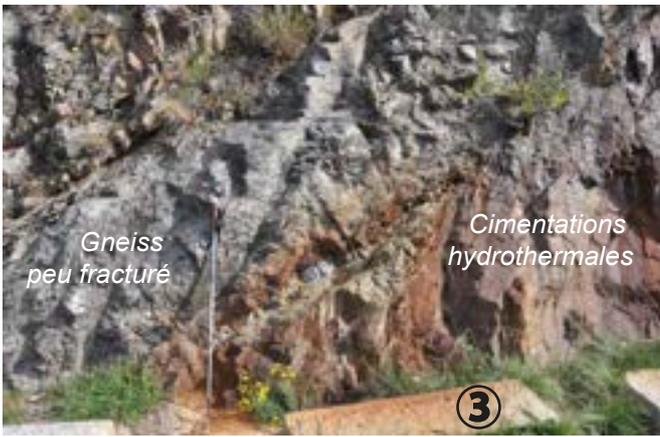
Certains plans de cassure principaux ou annexes sont polis par le mouvement de la faille, consolidés par des recristallisations liées à la circulation des eaux thermales et parfois striés ou cannelés, ce qui permet de connaître très précisément la direction et le sens du mouvement de la faille. Un de ces plans polis, un miroir de faille, mais ici sans stries bien distinctes, est visible et signalé au milieu de la coupe. Il nous indique qu'il s'agit d'une faille normale, extensive.

Certains plans de cassure principaux ou annexes sont polis par le mouvement de la faille, consolidés par des recristallisations liées à la circulation des eaux thermales et parfois striés ou cannelés, ce qui permet de connaître très précisément la direction et le sens du mouvement de la faille. Un de ces plans polis, un miroir de faille, mais ici sans stries bien distinctes, est visible et signalé au milieu de la coupe. Il nous indique qu'il s'agit d'une faille normale, extensive.



Terrasse alluviale

1



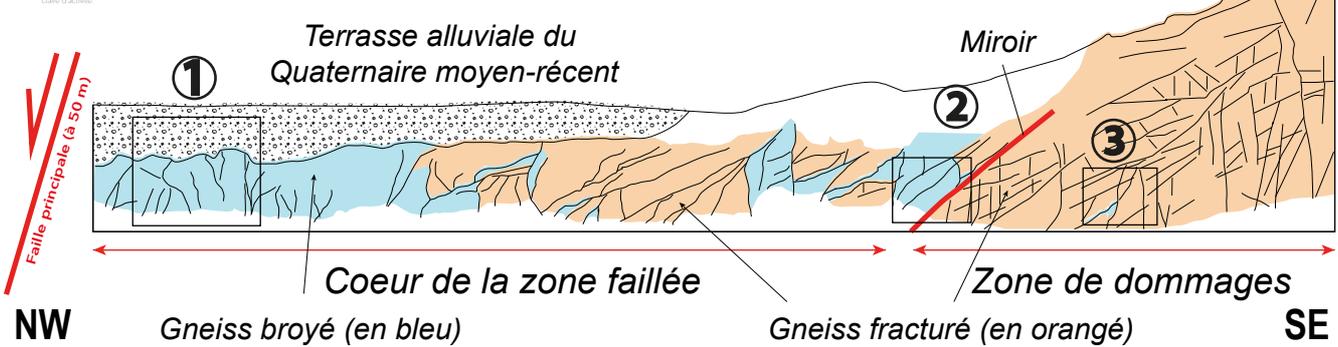
Gneiss peu fracturé

Cimentations hydrothermales

3

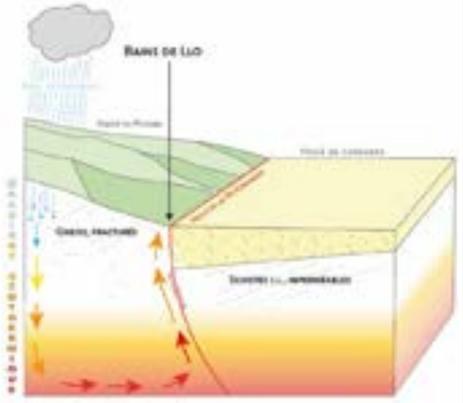
Une faille n'est jamais un simple trait sans épaisseur, comme son dessin sur la carte géologique pourrait le laisser croire ; elle s'accompagne souvent de zones de broyage où la roche est fragmentée ou réduite en poudre et micromassifiable, et de zones fracturées (ou zone de dommages), parcourues par de nombreux plans de cassure. Ces zones sont d'autant plus épaisses que la faille est importante et a joué longtemps. Elles atteignent plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur ici, dans la longue coupe dégagée face aux bains de Llo. Dans la partie nord de la coupe on peut voir, posée sur la zone broyée, la nappe alluviale du cône de déjection rissien, qui n'est apparemment pas dérangée par la faille : il n'y a pas ici d'indice de déformation quaternaire et cette faille est parfois considérée comme actuellement inactive. Son tracé n'est jalonné que par de rares séismes historiques dont l'intensité n'a pas dépassé VI-VII, au surplus très mal localisés et les enregistrement de la sismicité actuelle depuis quelques décennies ne laissent pas voir d'évidence claire d'activité.

Une faille n'est jamais un simple trait sans épaisseur, comme son dessin sur la carte géologique pourrait le laisser croire ; elle s'accompagne souvent de zones de broyage où la roche est réduite en poudre et micromassifiable, et de zones fracturées (ou zone de dommages), parcourues par de nombreux plans de cassure. Ces zones sont d'autant plus épaisses que la faille est importante et a joué longtemps. Elles atteignent plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur ici, dans la longue coupe dégagée face aux bains de Llo. Dans la partie nord de la coupe on peut voir, posée sur la zone broyée, la nappe alluviale du cône de déjection rissien, qui n'est apparemment pas dérangée par la faille : il n'y a pas ici d'indice de déformation quaternaire et cette faille est parfois considérée comme actuellement inactive. Son tracé n'est jalonné que par de rares séismes historiques dont l'intensité n'a pas dépassé VI-VII, au surplus très mal localisés et les enregistrement de la sismicité actuelle depuis quelques décennies ne laissent pas voir d'évidence claire d'activité.



NW Gneiss broyé (en bleu) Gneiss fracturé (en orangé) SE

Les grandes failles des Pyrénées orientales localisent de nombreuses sources chaudes (dites thermales) : Amélie-les-Bains sur la faille du Tech, Vernet-les-Bains, Canaveilles, Thuès, St-Thomas et bien sûr Llo sur la faille de la Têt, mais aussi Dorres-les-Escalades sur une faille NW-SE, les Escalades en Andorre, Ax-les-Thermes... La source de Llo alimentait à l'origine un lavoir, que devaient apprécier les lavandières du village ! Vous pouvez aller le visiter en rive gauche du torrent, après le pont. Les bains actuels captent l'eau en profondeur par forage. La circulation hydrothermale est contrôlée par la gravité : les eaux de pluie tombées au-dessus de 2000 m s'infiltrent dans les fractures de la roche. Dans les granites ou les gneiss, comme ceux du massif de Carança-Canigou, qui sont des roches rigides, ces fractures restent potentiellement ouvertes jusqu'à 2,5 km de profondeur et le gradient géothermique (30° par km) permet à l'eau d'atteindre plus de 130°. Les eaux très chaudes peuvent dissoudre de nombreux minéraux et se charger en sulfates, en sodium... Sous la pression de la colonne d'eau qui s'infiltre en amont, ces eaux chaudes remontent rapidement le long des drains privilégiés que constituent les zones de dommages, fracturées, des grandes failles. Par contre la zone broyée est imperméable, ainsi que les roches schisteuses du compartiment abaissé de la faille, car dans ces dernières, plus plastiques, les fractures se referment sous le poids des terrains à 200 m de profondeur à peine. Comme l'eau remonte rapidement, elle garde une température élevée et émerge, selon les sources, entre 30° (Llo : 37 à 39°) et 70°.



Les grandes failles des Pyrénées orientales localisent de nombreuses sources chaudes (dites thermales) : Amélie-les-Bains sur la faille du Tech, Vernet-les-Bains, Canaveilles, Thuès, St-Thomas et bien sûr Llo sur la faille de la Têt, mais aussi Dorres-les-Escalades sur une faille NW-SE, les Escalades en Andorre, Ax-les-Thermes... La source de Llo alimentait à l'origine un lavoir, que devaient apprécier les lavandières du village ! Vous pouvez aller le visiter en rive gauche du torrent, après le pont. Les bains actuels captent l'eau en profondeur par forage. La circulation hydrothermale est contrôlée par la gravité : les eaux de pluie tombées au-dessus de 2000 m s'infiltrent dans les fractures de la roche. Dans les granites ou les gneiss, comme ceux du massif de Carança-Canigou, qui sont des roches rigides, ces fractures restent potentiellement ouvertes jusqu'à 2,5 km de profondeur et le gradient géothermique (30° par km) permet à l'eau d'atteindre plus de 130°. Les eaux très chaudes peuvent dissoudre de nombreux minéraux et se charger en sulfates, en sodium... Sous la pression de la colonne d'eau qui s'infiltre en amont, ces eaux chaudes remontent rapidement le long des drains privilégiés que constituent les zones de dommages, fracturées, des grandes failles. Par contre la zone broyée est imperméable, ainsi que les roches schisteuses du compartiment abaissé de la faille, car dans ces dernières, plus plastiques, les fractures se referment sous le poids des terrains à 200 m de profondeur à peine. Comme l'eau remonte rapidement, elle garde une température élevée et émerge, selon les sources, entre 30° (Llo : 37 à 39°) et 70°.

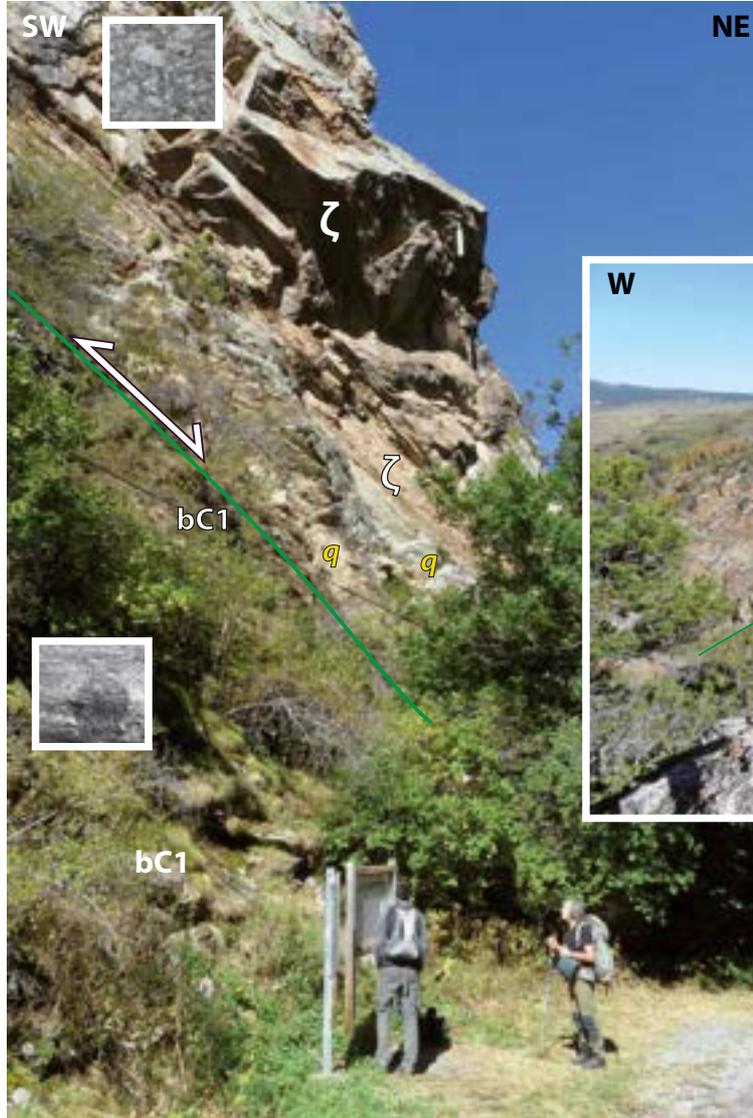
Les grandes failles des Pyrénées orientales localisent de nombreuses sources chaudes (dites thermales) : Amélie-les-Bains sur la faille du Tech, Vernet-les-Bains, Canaveilles, Thuès, St-Thomas et bien sûr Llo sur la faille de la Têt, mais aussi Dorres-les-Escalades sur une faille NW-SE, les Escalades en Andorre, Ax-les-Thermes... La source de Llo alimentait à l'origine un lavoir, que devaient apprécier les lavandières du village ! Vous pouvez aller le visiter en rive gauche du torrent, après le pont. Les bains actuels captent l'eau en profondeur par forage. La circulation hydrothermale est contrôlée par la gravité : les eaux de pluie tombées au-dessus de 2000 m s'infiltrent dans les fractures de la roche. Dans les granites ou les gneiss, comme ceux du massif de Carança-Canigou, qui sont des roches rigides, ces fractures restent potentiellement ouvertes jusqu'à 2,5 km de profondeur et le gradient géothermique (30° par km) permet à l'eau d'atteindre plus de 130°. Les eaux très chaudes peuvent dissoudre de nombreux minéraux et se charger en sulfates, en sodium... Sous la pression de la colonne d'eau qui s'infiltre en amont, ces eaux chaudes remontent rapidement le long des drains privilégiés que constituent les zones de dommages, fracturées, des grandes failles. Par contre la zone broyée est imperméable, ainsi que les roches schisteuses du compartiment abaissé de la faille, car dans ces dernières, plus plastiques, les fractures se referment sous le poids des terrains à 200 m de profondeur à peine. Comme l'eau remonte rapidement, elle garde une température élevée et émerge, selon les sources, entre 30° (Llo : 37 à 39°) et 70°.

Quand une faille fait marche-arrière...

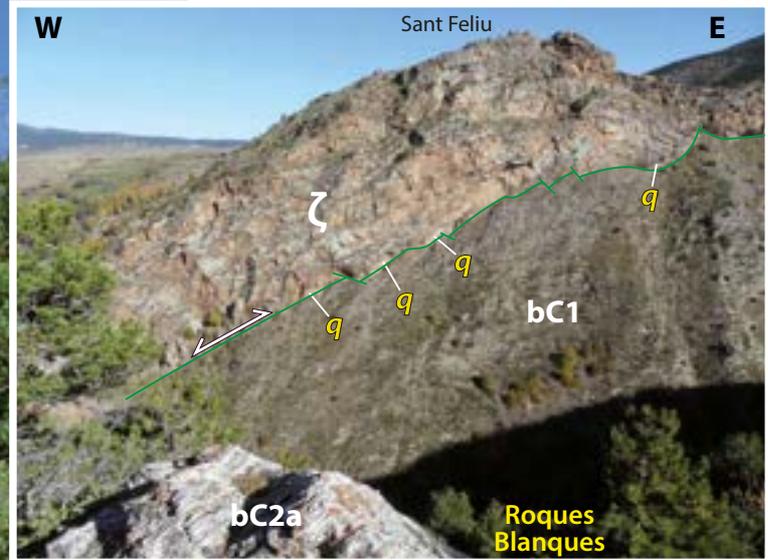
L'arrêt n° 3 montre la superposition des gneiss de Sant Feliu sur les micaschistes de la base de la Formation de Canaveilles, ce qui est l'inverse de ce que l'on observe régionalement. Cependant, un examen attentif du contact montre qu'il est tectonique (les roches sont très écrasées), c'est une faille. De plus, cette faille est jalonnée par des lentilles de quartz blanc hyper-déformé. L'analyse complète de cet affleurement permet, en le replaçant dans le contexte régional, de reconstituer une histoire en cinq étapes principales (sans entrer dans les détails donc).

L'arrêt n° 3 montre la superposition des gneiss de Sant Feliu sur les micaschistes de la base de la Formation de Canaveilles, ce qui est l'inverse de ce que l'on observe régionalement. Cependant, un examen attentif du contact montre qu'il est tectonique (les roches sont très écrasées), c'est une faille. De plus, cette faille est jalonnée par des lentilles de quartz blanc hyper-déformé. L'analyse complète de cet affleurement permet, en le replaçant dans le contexte régional, de reconstituer une histoire en cinq étapes principales (sans entrer dans les détails donc).

L'arrêt n° 3 montre la superposition des gneiss de Sant Feliu sur les micaschistes de la base de la Formation de Canaveilles, ce qui est l'inverse de ce que l'on observe régionalement. Cependant, un examen attentif du contact montre qu'il est tectonique (les roches sont très écrasées), c'est une faille. De plus, cette faille est jalonnée par des lentilles de quartz blanc hyper-déformé. L'analyse complète de cet affleurement permet, en le replaçant dans le contexte régional, de reconstituer une histoire en cinq étapes principales (sans entrer dans les détails donc).



calcaires du Membre moyen de la Formation de Canaveilles	
bC2a	Calcaires de la Formation de Canaveilles Calcaires de la Formation de Canaveilles
micaschistes du Membre inférieur de la Formation de Canaveilles	
bC1	Micaschistes de la Formation de Canaveilles Micaschistes de la Formation de Canaveilles
orthogneiss hercynien (= métagranite ordovicien, ~470 Ma)	
ζ	orthogneiss hercynien orthogneiss hercynien



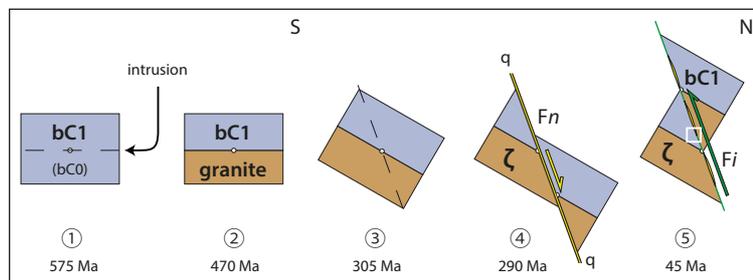
① À l'Édiacarien supérieur (575 Ma), dépôt des pélites marines qui, pendant l'orogénèse hercynienne (315-300 Ma), seront transformées en micaschistes bC1.

② À l'Ordovicien inférieur (470 Ma), intrusion d'un gros massif granitique dans les pélites, intrusion dont on voit le toit (sous les pélites bC1, donc).

③ Au Carbonifère supérieur (305 Ma), basculement de l'ensemble en liaison avec les grands plis hercyniens tardifs (très schématisés ici).

④ Au permien inférieur, formation d'un filon de quartz qui fonctionne aussi comme une faille normale abaissant son compartiment nord de quelques centaines de mètres.

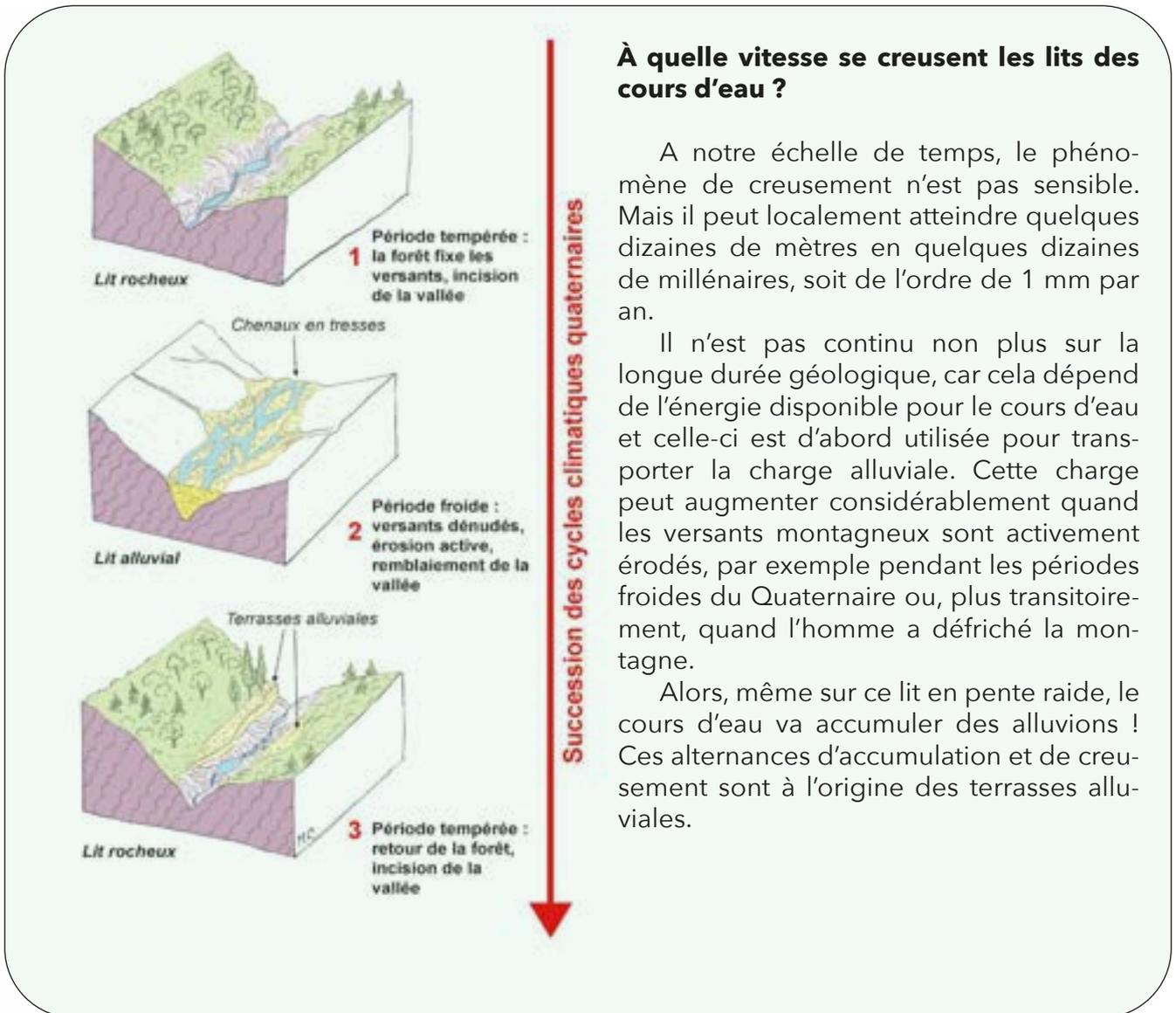
⑤ À l'Éocène (45 Ma), pendant l'orogénèse alpine, rejeu en sens inverse de la « faille normale à quartz », qui devient la faille inverse de Llo ; le rejeu (1 km peut-être) étant supérieur au jeu normal précédent, les gneiss sont amenés, en superposition inverse, sur les micaschistes. Le quartz est "lenticulé" est ne forme plus que des "lentilles" dans la faille.



- | | |
|--|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| | <ol style="list-style-type: none"> 1. À l'Édiacarien supérieur (575 Ma), dépôt des pélites marines qui, pendant l'orogénèse hercynienne (315-300 Ma), seront transformées en micaschistes bC1. 2. À l'Ordovicien inférieur (470 Ma), intrusion d'un gros massif granitique dans les pélites, intrusion dont on voit le toit (sous les pélites bC1, donc). 3. Au Carbonifère supérieur (305 Ma), basculement de l'ensemble en liaison avec les grands plis hercyniens tardifs (très schématisés ici). 4. Au permien inférieur, formation d'un filon de quartz qui fonctionne aussi comme une faille normale abaissant son compartiment nord de quelques centaines de mètres. 5. À l'Éocène (45 Ma), pendant l'orogénèse alpine, rejeu en sens inverse de la « faille normale à quartz », qui devient la faille inverse de Llo ; le rejeu (1 km peut-être) étant supérieur au jeu normal précédent, les gneiss sont amenés, en superposition inverse, sur les micaschistes. Le quartz est "lenticulé" est ne forme plus que des "lentilles" dans la faille. |
| | <ol style="list-style-type: none"> 1. À l'Édiacarien supérieur (575 Ma), dépôt des pélites marines qui, pendant l'orogénèse hercynienne (315-300 Ma), seront transformées en micaschistes bC1. 2. À l'Ordovicien inférieur (470 Ma), intrusion d'un gros massif granitique dans les pélites, intrusion dont on voit le toit (sous les pélites bC1, donc). 3. Au Carbonifère supérieur (305 Ma), basculement de l'ensemble en liaison avec les grands plis hercyniens tardifs (très schématisés ici). 4. Au permien inférieur, formation d'un filon de quartz qui fonctionne aussi comme une faille normale abaissant son compartiment nord de quelques centaines de mètres. 5. À l'Éocène (45 Ma), pendant l'orogénèse alpine, rejeu en sens inverse de la « faille normale à quartz », qui devient la faille inverse de Llo ; le rejeu (1 km peut-être) étant supérieur au jeu normal précédent, les gneiss sont amenés, en superposition inverse, sur les micaschistes. Le quartz est "lenticulé" est ne forme plus que des "lentilles" dans la faille. |

L'érosion fluviale

Des Bains de Llo à Mas Patiras le chemin suit le Sègre. Cette rivière est ici un torrent de montagne en pente raide (de l'ordre de 6 à 7 %). Il transporte en période de crue des alluvions grossières, des gros blocs mal usés, car sa pente lui confère une très forte énergie. Mais surtout il creuse activement son lit dans la roche en place : en plusieurs points, notamment ici, les alluvions ne masquent pas la roche et la rivière coule directement sur les schistes, allant de vasques en cascades et polissant les roches les plus dures. C'est ce que l'on nomme un lit rocheux. Il en existe de beaucoup plus spectaculaires que celui, bien modeste, du Sègre : allez voir les gorges de Carança par exemple, ou la Rotja entre Sahorre et Py.



 Des Bains de Llo à Mas Patiras le chemin suit le Sègre. Cette rivière est ici un torrent de montagne en pente raide (de l'ordre de 6 à 7 %). Il transporte en période de crue des alluvions grossières, des gros blocs mal usés, car sa pente lui confère une très forte énergie. Mais surtout il creuse activement son lit dans la roche en place : en plusieurs points, notamment ici, les alluvions ne masquent pas la roche et la rivière coule directement sur les schistes, allant de vasques en cascades et polissant les roches les plus dures. C'est ce que l'on nomme un lit rocheux. Il en existe de beaucoup plus spectaculaires que celui, bien modeste, du Sègre : allez voir les gorges de Carança par exemple, ou la Rotja entre Sahorre et Py.

À quelle vitesse se creusent les cours d'eau ?

A notre échelle de temps, le phénomène de creusement n'est pas sensible. Mais il peut localement atteindre quelques dizaines de mètres en quelques dizaines de millénaires, soit de l'ordre de 1 mm par an.

Il n'est pas continu non plus sur la longue durée géologique, car cela dépend de l'énergie disponible pour le cours d'eau et celle-ci est d'abord utilisée pour transporter la charge alluviale. Cette charge peut augmenter considérablement quand les versants montagneux sont activement érodés, par exemple pendant les périodes froides du Quaternaire ou, plus transitoirement, quand l'homme a défriché la montagne.

Alors, même sur ce lit en pente raide, le cours d'eau va accumuler des alluvions ! Ces alternances d'accumulation et de creusement sont à l'origine des terrasses alluviales.

 Des Bains de Llo à Mas Patiras le chemin suit le Sègre. Cette rivière est ici un torrent de montagne en pente raide (de l'ordre de 6 à 7 %). Il transporte en période de crue des alluvions grossières, des gros blocs mal usés, car sa pente lui confère une très forte énergie. Mais surtout il creuse activement son lit dans la roche en place : en plusieurs points, notamment ici, les alluvions ne masquent pas la roche et la rivière coule directement sur les schistes, allant de vasques en cascades et polissant les roches les plus dures. C'est ce que l'on nomme un lit rocheux. Il en existe de beaucoup plus spectaculaires que celui, bien modeste, du Sègre : allez voir les gorges de Carança par exemple, ou la Rotja entre Sahorre et Py.

À quelle vitesse se creusent les cours d'eau ?

A notre échelle de temps, le phénomène de creusement n'est pas sensible. Mais il peut localement atteindre quelques dizaines de mètres en quelques dizaines de millénaires, soit de l'ordre de 1 mm par an.

Il n'est pas continu non plus sur la longue durée géologique, car cela dépend de l'énergie disponible pour le cours d'eau et celle-ci est d'abord utilisée pour transporter la charge alluviale. Cette charge peut augmenter considérablement quand les versants montagneux sont activement érodés, par exemple pendant les périodes froides du Quaternaire ou, plus transitoirement, quand l'homme a défriché la montagne.

Alors, même sur ce lit en pente raide, le cours d'eau va accumuler des alluvions ! Ces alternances d'accumulation et de creusement sont à l'origine des terrasses alluviales.

L'évolution historique des paysages

Le paysage actuel de la vallée de Llo résulte d'une transformation plurimillénaire par l'Homme et n'a plus rien de naturel. Originellement c'était la forêt de l'étage montagnard, pins sylvestres (Pi roig) auxquels pouvaient se mêler quelques hêtres, et à partir de 1800 m la forêt subalpine à pins à crochets (Pi negre), résistants à la neige et au froid mais de plus en plus rabougris et épars vers le haut, associés à des landes à genêts ou à rhododendrons. Les pelouses alpines à fétuques et trèfle n'existaient qu'au-dessus de 2400-2500 m.

Les pasteurs néolithiques parcourent la montagne depuis 6 à 7 millénaires et installent leurs cultures dans les vallées. Le rocher de Llo porte les traces d'un important village protohistorique daté de la fin de l'Âge du Bronze (env. 1000 ans avant notre ère). Les richesses minières sont aussi exploitées dès l'Antiquité, notamment l'or contenu dans les schistes et le fer. Les forêts ont payé un lourd tribut à ces activités et la vallée de Llo n'en montre plus aucun vestige sur les premières cartes, et même sur ces photographies anciennes. Les pelouses alpines, richesse pour les troupeaux transhumants, ont été artificiellement étendues vers le bas par le déboisement et elles occupent encore de nombreux replats, fonds de cirques et croupes en pente douce, entre 2000 et 2400 m.

Depuis la fin du XIXème et de nos jours encore, les reboisements ont surtout regarni les versants raides de rive gauche, exposés au nord-est donc plus froids et plus continûment enneigés. La grande soulane de la Pica del Quer, exposée au sud-ouest et où la neige ne se maintient que peu de temps, est restée dénudée, car elle a longtemps constitué un terrain de parcours privilégié pour les troupeaux d'ovins. Le Mas Patiràs est le seul vestige encore vivant de cette activité rurale. Quant au canal d'irrigation qui parcourt tout le versant vers 1700 m, le Rec d'Esplugues, il n'existait pas sur les premières cartes des XVIII et XIXèmes siècles. Il nous rappelle que le climat de la Cerdagne est sec et chaud en été. Sans cet aménagement assez tardif, les belles prairies de Cerdagne ne seraient pas aussi vertes et cela marque une première phase d'intensification et de modernisation de l'agriculture locale.

Le paysage actuel de la vallée de Llo résulte d'une transformation plurimillénaire par l'Homme et n'a rien de naturel. Originellement c'était la forêt de l'étage montagnard, pins sylvestres (Pi roig) où pouvaient se mêler quelques hêtres, et à partir de 1800 m la forêt subalpine à pins à crochets (Pi negre), résistants à la neige et au froid mais de plus en plus rabougris et épars vers le haut, associés à des landes à genêts ou à rhododendrons. Les pelouses alpines à fétuques et trèfle n'existaient qu'au-dessus de 2400-2500 m.

Le paysage actuel de la vallée de Llo résulte d'une transformation plurimillénaire par l'Homme et n'a rien de naturel. Originellement c'était la forêt de l'étage montagnard, pins sylvestres (Pi roig) où pouvaient se mêler quelques hêtres, et à partir de 1800 m la forêt subalpine à pins à crochets (Pi negre), résistants à la neige et au froid mais de plus en plus rabougris et épars vers le haut, associés à des landes à genêts ou à rhododendrons. Les pelouses alpines à fétuques et trèfle n'existaient qu'au-dessus de 2400-2500 m.



Les pasteurs néolithiques parcourent la montagne depuis 6 à 7 millénaires et installent leurs cultures dans les vallées. Le rocher de Llo porte les traces d'un important village protohistorique. Les richesses minières sont exploitées dès l'antiquité, notamment l'or contenu dans les schistes et le fer. Les forêts ont payé un lourd tribut à ces activités et la vallée de Llo n'en montre plus aucun vestige sur les premières cartes, et même sur ces photographies anciennes. Les pelouses alpines, richesse pour les troupeaux transhumants, ont été artificiellement étendues vers le bas par le déboisement et elles occupent encore de nombreux replats, fonds de cirques et croupes en pente douce, entre 2000 et 2400 m.

Depuis la fin du XIXème et de nos jours, les reboisements ont surtout regarni les versants raides de rive gauche, exposés au nord-est donc plus froids et plus continûment enneigés. La grande soulane de la Pique de Quer, exposée au sud-ouest et où la neige ne se maintient que peu de temps, est restée dénudée, car elle a longtemps constitué un terrain de parcours privilégié pour les troupeaux d'ovins. Le Mas Patiràs est le seul vestige encore vivant de cette activité rurale. Quant au canal d'irrigation qui parcourt tout le versant vers 1700 m, le Rec d'Esplugues, il n'existait pas sur les premières cartes des XVIII et XIXèmes siècles. Il nous rappelle que le climat de la Cerdagne est sec et chaud en été. Sans cet aménagement assez tardif, les belles prairies de Cerdagne ne seraient pas aussi vertes et cela marque une première phase d'intensification et de modernisation de l'agriculture locale.

Les pasteurs néolithiques parcourent la montagne depuis 6 à 7 millénaires et installent leurs cultures dans les vallées. Le rocher de Llo porte les traces d'un important village protohistorique. Les richesses minières sont exploitées dès l'antiquité, notamment l'or contenu dans les schistes et le fer. Les forêts ont payé un lourd tribut à ces activités et la vallée de Llo n'en montre plus aucun vestige sur les premières cartes, et même sur ces photographies anciennes. Les pelouses alpines, richesse pour les troupeaux transhumants, ont été artificiellement étendues vers le bas par le déboisement et elles occupent encore de nombreux replats, fonds de cirques et croupes en pente douce, entre 2000 et 2400 m.

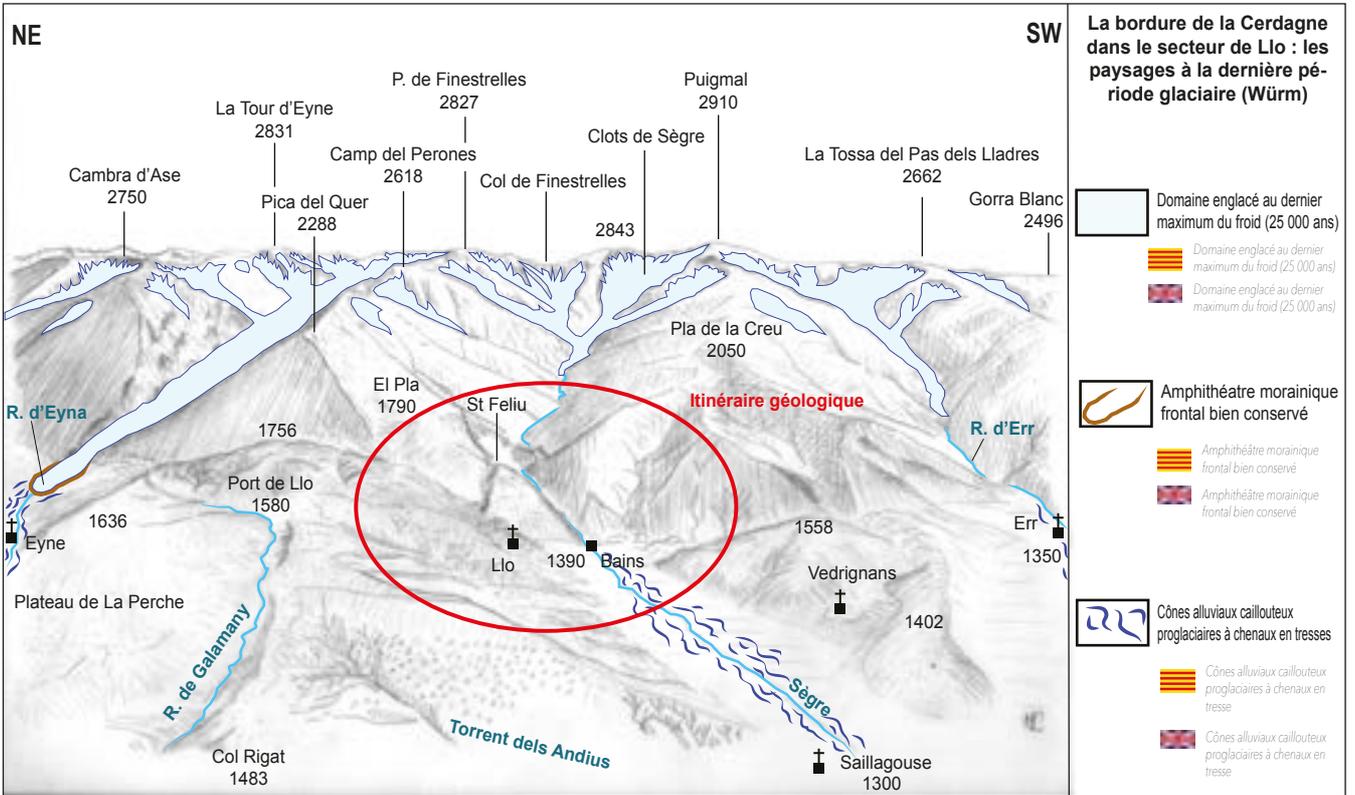
Depuis la fin du XIXème et de nos jours, les reboisements ont surtout regarni les versants raides de rive gauche, exposés au nord-est donc plus froids et plus continûment enneigés. La grande soulane de la Pique de Quer, exposée au sud-ouest et où la neige ne se maintient que peu de temps, est restée dénudée, car elle a longtemps constitué un terrain de parcours privilégié pour les troupeaux d'ovins. Le Mas Patiràs est le seul vestige encore vivant de cette activité rurale. Quant au canal d'irrigation qui parcourt tout le versant vers 1700 m, le Rec d'Esplugues, il n'existait pas sur les premières cartes des XVIII et XIXèmes siècles. Il nous rappelle que le climat de la Cerdagne est sec et chaud en été. Sans cet aménagement assez tardif, les belles prairies de Cerdagne ne seraient pas aussi vertes et cela marque une première phase d'intensification et de modernisation de l'agriculture locale.

Vallée fluviale, vallée glaciaire

Le Sègre et ses affluents ont incisé dans le massif montagneux du Puigmal un réseau de vallées étroites dotées de versants raides. Ce sont des vallées fluviales dont le profil en travers s'apparente à un V. Mais les formes changent vers l'amont, car à plusieurs reprises au cours du Quaternaire le haut bassin du Sègre a été occupé par de petits glaciers. Du point d'observation où nous sommes on voit à peine les formes façonnées par ces petits glaciers : ce sont les deux cirques de Coma Dolça à droite et des Clots de Segre, le plus grand, au centre. Vers la gauche, les vallons du col de Finestrelles ont probablement abrité aussi de la glace mais les formes du relief y sont moins caractéristiques.

Le Sègre et ses affluents ont incisé dans le massif montagneux du Puigmal un réseau de vallées étroites dotées de versants raides. Ce sont des vallées fluviales dont le profil en travers s'apparente à un V. Mais les formes changent vers l'amont, car à plusieurs reprises au cours du Quaternaire le haut bassin du Sègre a été occupé par de petits glaciers. Du point d'observation où nous sommes on voit à peine les formes façonnées par ces petits glaciers : ce sont les deux cirques de Coma Dolça à droite et des Clots de Segre, le plus grand, au centre. Vers la gauche, les vallons du col de Finestrelles ont probablement abrité aussi de la glace mais les formes du relief y sont moins caractéristiques.

Le Sègre et ses affluents ont incisé dans le massif montagneux du Puigmal un réseau de vallées étroites dotées de versants raides. Ce sont des vallées fluviales dont le profil en travers s'apparente à un V. Mais les formes changent vers l'amont, car à plusieurs reprises au cours du Quaternaire le haut bassin du Sègre a été occupé par de petits glaciers. Du point d'observation où nous sommes on voit à peine les formes façonnées par ces petits glaciers : ce sont les deux cirques de Coma Dolça à droite et des Clots de Segre, le plus grand, au centre. Vers la gauche, les vallons du col de Finestrelles ont probablement abrité aussi de la glace mais les formes du relief y sont moins caractéristiques.



Il est possible de reconstituer le paysage quand les glaciers l'occupaient : cette vue perspective montre à quoi pouvait ressembler le massif du Puigmal il y a 25 000 ans, lors du dernier grand maximum d'englacement. Le glacier d'Eyne est bien plus long que les autres et sort de la montagne où il a construit une jol moraine frontale en demi-cercle, ponctuée de gros blocs de gneiss : allez le voir ! Il doit cet avantage à l'altitude plus élevée de la vallée, qui reste à 1600 m au débouché de la montagne, alors que le Sègre, beaucoup plus fortement incisé, descend très rapidement sous la limite d'équilibre glaciaire.

Il est possible de reconstituer le paysage quand les glaciers l'occupaient : cette vue perspective montre à quoi pouvait ressembler le massif du Puigmal il y a 25 000 ans, lors du dernier grand maximum d'englacement. Le glacier d'Eyne est bien plus long que les autres et sort de la montagne où il a construit une jol moraine frontale en demi-cercle, ponctuée de gros blocs de gneiss : allez le voir ! Il doit cet avantage à l'altitude plus élevée de la vallée, qui reste à 1600 m au débouché de la montagne, alors que le Sègre, beaucoup plus fortement incisé, descend très rapidement sous la limite d'équilibre glaciaire.

Il est possible de reconstituer le paysage quand les glaciers l'occupaient : cette vue perspective montre à quoi pouvait ressembler le massif du Puigmal il y a 25 000 ans, lors du dernier grand maximum d'englacement. Le glacier d'Eyne est bien plus long que les autres et sort de la montagne où il a construit une jol moraine frontale en demi-cercle, ponctuée de gros blocs de gneiss : allez le voir ! Il doit cet avantage à l'altitude plus élevée de la vallée, qui reste à 1600 m au débouché de la montagne, alors que le Sègre, beaucoup plus fortement incisé, descend très rapidement sous la limite d'équilibre glaciaire.



Les masses de glace qui provenaient du Puigmal, certainement épaisses d'une centaine de mètres au plus, confluaient à l'aval, au niveau du refuge de la Culassa, et formaient une petite langue glaciaire de moins de 2 km de long qui venait fondre vers 1650 m. La vallée s'y élargit quelque peu et esquisse un profil en U caractéristique d'une auge glaciaire. Les débris transportés par le glacier (les moraines) s'y sont déposés : les galets émoussés et parfois striés, emballés dans une pâte limoneuse grise, sont visibles dans les talus de la piste routière. En allongeant l'itinéraire (5 km aller-retour) il est possible d'aller voir tout cela en suivant la piste en amont de Mas Patiras.

Les masses de glace qui provenaient, certainement épaisses d'une centaine de mètres au plus, confluaient à l'aval, au niveau du refuge de la Culassa, et formaient une petite langue glaciaire de moins de 2 km de long qui venait fondre vers 1650 m. La vallée s'y élargit quelque peu et esquisse un profil en U caractéristique d'une auge glaciaire. Les débris transportés par le glacier (les moraines) s'y sont déposés : les galets émoussés et parfois striés, emballés dans une pâte limoneuse grise, sont visibles dans les talus de la piste routière. En allongeant l'itinéraire (5 km aller-retour) il est possible d'aller voir tout cela en suivant la piste en amont de Mas Patiras.

Les masses de glace qui provenaient, certainement épaisses d'une centaine de mètres au plus, confluaient à l'aval, au niveau du refuge de la Culassa, et formaient une petite langue glaciaire de moins de 2 km de long qui venait fondre vers 1650 m. La vallée s'y élargit quelque peu et esquisse un profil en U caractéristique d'une auge glaciaire. Les débris transportés par le glacier (les moraines) s'y sont déposés : les galets émoussés et parfois striés, emballés dans une pâte limoneuse grise, sont visibles dans les talus de la piste routière. En allongeant l'itinéraire (5 km aller-retour) il est possible d'aller voir tout cela en suivant la piste en amont de Mas Patiras.

Les masses de glace qui provenaient, certainement épaisses d'une centaine de mètres au plus, confluaient à l'aval, au niveau du refuge de la Culassa, et formaient une petite langue glaciaire de moins de 2 km de long qui venait fondre vers 1650 m. La vallée s'y élargit quelque peu et esquisse un profil en U caractéristique d'une auge glaciaire. Les débris transportés par le glacier (les moraines) s'y sont déposés : les galets émoussés et parfois striés, emballés dans une pâte limoneuse grise, sont visibles dans les talus de la piste routière. En allongeant l'itinéraire (5 km aller-retour) il est possible d'aller voir tout cela en suivant la piste en amont de Mas Patiras.



Un cirque glaciaire est différent d'un vallon fluvial : plus large, de forme circulaire (d'où son nom), avec des parois raides et un fond plan. C'est le bassin d'alimentation du glacier : la neige s'y entasse, se transforme en glace et, comme la glace est plastique, elle s'écoule vers l'aval, très lentement (quelques dizaines à centaines de mètres par an). Malgré sa lenteur et grâce aux débris de roche que le glacier transporte à sa base, c'est un puissant agent d'érosion, qui creuse et élargit sa vallée. Les glaciers du Puigmal étaient petits, car la Cerdagne est sèche, abritée des flux humides apportant la neige, et l'ensoleillement favorisait la fusion estivale. La limite d'équilibre glaciaire, qui sépare sur le glacier la zone d'accumulation de la zone de fusion, était donc très haute (2200-2300 m), alors que en Anèrge elle pouvait descendre à 1400 m. Pour voir de beaux paysages formés par les anciens glaciers, il faut aller par exemple dans le massif du Carlit : l'auge du Querol en particulier, celles d'Angoustrine, de la Têt, du Galbe, et bien sûr, toutes les crêtes de ce massif, échanquées de cirques bien plus caractéristiques que les modestes formes du Puigmal.

Un cirque glaciaire est différent d'un vallon fluvial : plus large, de forme circulaire (d'où son nom), avec des parois raides et un fond plan. C'est le bassin d'alimentation du glacier : la neige s'y entasse, se transforme en glace et, comme la glace est plastique, elle s'écoule vers l'aval, très lentement (quelques dizaines à centaines de mètres par an). Malgré sa lenteur et grâce aux débris de roche que le glacier transporte à sa base, c'est un puissant agent d'érosion, qui creuse et élargit sa vallée. Les glaciers du Puigmal étaient petits, car la Cerdagne est sèche, abritée des flux humides apportant la neige, et l'ensoleillement favorisait la fusion estivale. La limite d'équilibre glaciaire, qui sépare sur le glacier la zone d'accumulation de la zone de fusion, était donc très haute (2200-2300 m), alors que en Anèrge elle pouvait descendre à 1400 m. Pour voir de beaux paysages formés par les anciens glaciers, il faut aller par exemple dans le massif du Carlit : l'auge du Querol en particulier, celles d'Angoustrine, de la Têt, du Galbe, et bien sûr, toutes les crêtes de ce massif, échanquées de cirques bien plus caractéristiques que les modestes formes du Puigmal.

Un cirque glaciaire est différent d'un vallon fluvial : plus large, de forme circulaire (d'où son nom), avec des parois raides et un fond plan. C'est le bassin d'alimentation du glacier : la neige s'y entasse, se transforme en glace et, comme la glace est plastique, elle s'écoule vers l'aval, très lentement (quelques dizaines à centaines de mètres par an). Malgré sa lenteur et grâce aux débris de roche que le glacier transporte à sa base, c'est un puissant agent d'érosion, qui creuse et élargit sa vallée. Les glaciers du Puigmal étaient petits, car la Cerdagne est sèche, abritée des flux humides apportant la neige, et l'ensoleillement favorisait la fusion estivale. La limite d'équilibre glaciaire, qui sépare sur le glacier la zone d'accumulation de la zone de fusion, était donc très haute (2200-2300 m), alors que en Anèrge elle pouvait descendre à 1400 m. Pour voir de beaux paysages formés par les anciens glaciers, il faut aller par exemple dans le massif du Carlit : l'auge du Querol en particulier, celles d'Angoustrine, de la Têt, du Galbe, et bien sûr, toutes les crêtes de ce massif, échanquées de cirques bien plus caractéristiques que les modestes formes du Puigmal.

Un cirque glaciaire est différent d'un vallon fluvial : plus large, de forme circulaire (d'où son nom), avec des parois raides et un fond plan. C'est le bassin d'alimentation du glacier : la neige s'y entasse, se transforme en glace et, comme la glace est plastique, elle s'écoule vers l'aval, très lentement (quelques dizaines à centaines de mètres par an). Malgré sa lenteur et grâce aux débris de roche que le glacier transporte à sa base, c'est un puissant agent d'érosion, qui creuse et élargit sa vallée. Les glaciers du Puigmal étaient petits, car la Cerdagne est sèche, abritée des flux humides apportant la neige, et l'ensoleillement favorisait la fusion estivale. La limite d'équilibre glaciaire, qui sépare sur le glacier la zone d'accumulation de la zone de fusion, était donc très haute (2200-2300 m), alors que en Anèrge elle pouvait descendre à 1400 m. Pour voir de beaux paysages formés par les anciens glaciers, il faut aller par exemple dans le massif du Carlit : l'auge du Querol en particulier, celles d'Angoustrine, de la Têt, du Galbe, et bien sûr, toutes les crêtes de ce massif, échanquées de cirques bien plus caractéristiques que les modestes formes du Puigmal.

Un cirque glaciaire est différent d'un vallon fluvial : plus large, de forme circulaire (d'où son nom), avec des parois raides et un fond plan. C'est le bassin d'alimentation du glacier : la neige s'y entasse, se transforme en glace et, comme la glace est plastique, elle s'écoule vers l'aval, très lentement (quelques dizaines à centaines de mètres par an). Malgré sa lenteur et grâce aux débris de roche que le glacier transporte à sa base, c'est un puissant agent d'érosion, qui creuse et élargit sa vallée. Les glaciers du Puigmal étaient petits, car la Cerdagne est sèche, abritée des flux humides apportant la neige, et l'ensoleillement favorisait la fusion estivale. La limite d'équilibre glaciaire, qui sépare sur le glacier la zone d'accumulation de la zone de fusion, était donc très haute (2200-2300 m), alors que en Anèrge elle pouvait descendre à 1400 m. Pour voir de beaux paysages formés par les anciens glaciers, il faut aller par exemple dans le massif du Carlit : l'auge du Querol en particulier, celles d'Angoustrine, de la Têt, du Galbe, et bien sûr, toutes les crêtes de ce massif, échanquées de cirques bien plus caractéristiques que les modestes formes du Puigmal.

Un cirque glaciaire est différent d'un vallon fluvial : plus large, de forme circulaire (d'où son nom), avec des parois raides et un fond plan. C'est le bassin d'alimentation du glacier : la neige s'y entasse, se transforme en glace et, comme la glace est plastique, elle s'écoule vers l'aval, très lentement (quelques dizaines à centaines de mètres par an). Malgré sa lenteur et grâce aux débris de roche que le glacier transporte à sa base, c'est un puissant agent d'érosion, qui creuse et élargit sa vallée. Les glaciers du Puigmal étaient petits, car la Cerdagne est sèche, abritée des flux humides apportant la neige, et l'ensoleillement favorisait la fusion estivale. La limite d'équilibre glaciaire, qui sépare sur le glacier la zone d'accumulation de la zone de fusion, était donc très haute (2200-2300 m), alors que en Anèrge elle pouvait descendre à 1400 m. Pour voir de beaux paysages formés par les anciens glaciers, il faut aller par exemple dans le massif du Carlit : l'auge du Querol en particulier, celles d'Angoustrine, de la Têt, du Galbe, et bien sûr, toutes les crêtes de ce massif, échanquées de cirques bien plus caractéristiques que les modestes formes du Puigmal.

Un cirque glaciaire est différent d'un vallon fluvial : plus large, de forme circulaire (d'où son nom), avec des parois raides et un fond plan. C'est le bassin d'alimentation du glacier : la neige s'y entasse, se transforme en glace et, comme la glace est plastique, elle s'écoule vers l'aval, très lentement (quelques dizaines à centaines de mètres par an). Malgré sa lenteur et grâce aux débris de roche que le glacier transporte à sa base, c'est un puissant agent d'érosion, qui creuse et élargit sa vallée. Les glaciers du Puigmal étaient petits, car la Cerdagne est sèche, abritée des flux humides apportant la neige, et l'ensoleillement favorisait la fusion estivale. La limite d'équilibre glaciaire, qui sépare sur le glacier la zone d'accumulation de la zone de fusion, était donc très haute (2200-2300 m), alors que en Anèrge elle pouvait descendre à 1400 m. Pour voir de beaux paysages formés par les anciens glaciers, il faut aller par exemple dans le massif du Carlit : l'auge du Querol en particulier, celles d'Angoustrine, de la Têt, du Galbe, et bien sûr, toutes les crêtes de ce massif, échanquées de cirques bien plus caractéristiques que les modestes formes du Puigmal.

Trois générations de failles... et des plis!

Le rocher de Sant Feliu offre un panorama géologique remarquable « à 360 ° » sur la Cerdagne et vers l'E sur la vallée du Segre, côté montagne. La structure géologique de la vallée du Segre est très compartimentée, du fait notamment de l'existence de trois générations de failles recoupant de nombreux plis.

Le rocher de Sant Feliu offre un panorama géologique remarquable « à 360 ° » sur la Cerdagne et vers l'E sur la vallée du Segre, côté montagne. La structure géologique de la vallée du Segre est très compartimentée, du fait notamment de l'existence de trois générations de failles recoupant de nombreux plis.

Le rocher de Sant Feliu offre un panorama géologique remarquable « à 360 ° » sur la Cerdagne et vers l'E sur la vallée du Segre, côté montagne. La structure géologique de la vallée du Segre est très compartimentée, du fait notamment de l'existence de trois générations de failles recoupant de nombreux plis.

La série métamorphique hercynienne (gneiss, micaschistes, schistes) est affectée de plis de style et de taille diverses expliquant ses penchages vers le S ou vers le N et, parfois, son renversement. Ces plis, largement disloqués par les failles alpines et néogènes, sont d'âge hercynien tardif (Carbonifère tardif, 305-300 Ma).

À la fin du cycle hercynien (305-300Ma), la série hercynienne (gneiss, micaschistes, schistes) est affectée de plis de styles et de tailles diverses, largement disloqués par les failles alpines et néogènes.

La « faille normale sur quartz » de Llo, mal visible d'ici, est une structure E-W remarquable, une fracture ouverte, d'où son remplissage par du quartz (déjà vu à l'arrêt 3) ayant également joué en faille normale à regard N, c'est-à-dire que le compartiment supérieur (à gauche) est abaissé (de 100-200 m peut-être) relativement au compartiment inférieur droit. De cette structure longue de 25 km, on voit ici l'extrémité occidentale, mais difficilement car elle est reprise à l'Alpin (voir ci-dessous et arrêt 3). Filon et faille normale sont attribués à la toute fin de l'orogénèse hercynienne (Permien inférieur, vers -290 Ma) ; ils enregistrent l'effondrement et le début de l'effacement de la chaîne hercynienne.

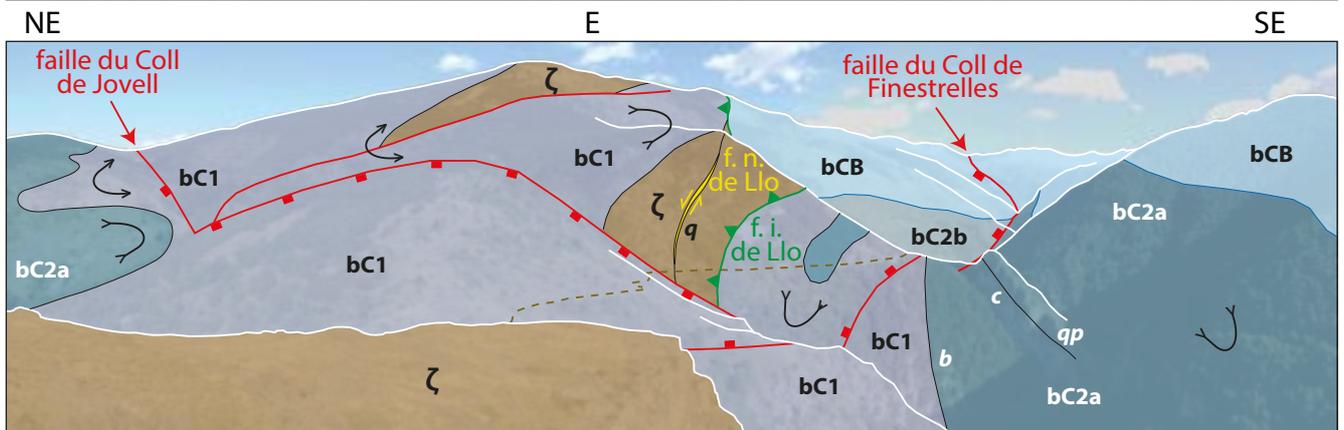
La « faille normale sur quartz » de Llo est une fracture longue de 25 km, comblée par un filon de quartz, dont on observe ici l'extrémité orientale. Attribués à la fin de l'orogénèse hercynienne, (-290 Ma)-, elle est aujourd'hui peu visible en raison de sa reprise en faille inverse pendant le cycle alpin (voir panneau 3).

La faille inverse de Llo est un contact qui amène en superposition anormale les gneiss de Sant Feliu - el Pla sur le Groupe de Canaveilles de la vallée du Segre, pourtant normalement situé dessus, comme cela a été exposé à l'arrêt 3. C'est l'inversion du mouvement normal sur la faille à quartz de Llo qui est responsable de cette disposition. À l'arrêt 3, c'est très exactement la faille normale qui a rejoué ; plus à l'E, sous el Pla et la Solana del Pou, les deux failles ont des trajectoires un peu différentes, la faille inverse étant moins pentée que la faille normale initiale, comme c'est l'habitude (elle pourrait alors être appelée "chevauchement" de Llo). La faille inverse de Llo, qui se suit vers l'E sur une demi-douzaine de kilomètres, est alpine et date de l'Éocène inférieur ou moyen (50-45 Ma).

Comme rencontré à l'arrêt 3, la faille inverse de Llo amène en superposition le gneiss de Sant Feliu sur les micaschistes du Groupe de Canaveilles, pourtant normalement situé en dessous. À cet endroit, c'est la faille normale sur quartz qui a joué. Plus à l'est, les deux failles ont des trajectoires différentes. La faille inverse de Llo, active autour de 50-45 Ma, se suit vers l'est sur une demi douzaine de kilomètres.

Enfin viennent les failles normales néogènes, post-alpines, qui sont de deux types :
 - la faille du Coll de Jovell, ENE-WSW, qui est directement liée à la faille de Cerdagne (voir panneaux 1 et 9) ; elle abaisse le compartiment du Cortal Blanc
 - la faille du Coll de Finestrelles, NW-SE, quant à elle, est à regard NE et abaisse, à grande échelle, le bloc de Carança, au NE, relativement au bloc du Puigmal, au SW.
 Ces failles, très récentes, sont aujourd'hui largement visibles dans le paysage puisqu'elles en déterminent la topographie.

Enfin, viennent les failles normales néogènes. Très récentes, elles sont aujourd'hui largement visibles dans le paysage, puisqu'elles en déterminent la topographie.



	failles normales néogènes (25-1 Ma)	<p>Groupe de Canaveilles (Édiacarien, 575-545 Ma)</p> <p>bCB Formation de Cabriils schistes gris à noirs</p> <p>bC2b Membre moyen de la Formation de Canaveilles (2) schistes</p> <p>bC2a Membre moyen de la Formation de Canaveilles (1) marbres calcaires et dolomitiques (c), barégiennes (b) ± micaschistes et quartzophyllades (qp)</p> <p>bC1 Membre inférieur de la Formation de Canaveilles micaschistes ± marbres calcaires (c)</p>
	faille inverse alpine (~50-45 Ma) (faille de Llo)	
	filon de quartz et faille normale associée (~290 Ma)	
	1. synclinal 2. anticlinal plis hercyniens tardifs (305-300 Ma)	
	orthogneiss hercynien (= métagranite ordovicien, ~470 Ma)	

Castell Vidre (voir panneau 5)

Un fossé d'effondrement de la fin de l'Ère Tertiaire

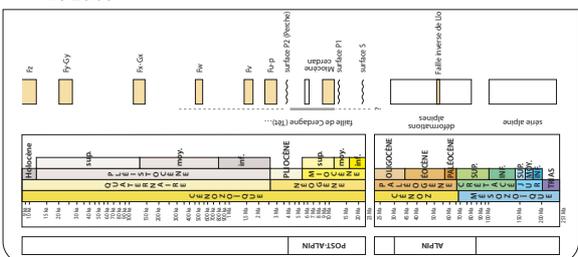
Depuis la lecture de la carte, il est possible de saisir d'un seul coup d'œil tout le bassin de Cerdagne et ses bordures montagneuses. Ce vaste panorama va nous permettre de récapituler l'ensemble de l'histoire géologique bordée au sud et à l'est par les Pyrénées et de replacer plus facilement cette histoire dans le contexte plus large des Pyrénées orientales.

La mer à la place des Pyrénées il y a moins de 50 Ma

C'est d'abord la longue barre montagneuse de la Serra de Cadi, plus de 2 km de sédiments gréseux et surtout calcaires déposés dans les mers du Crétacé supérieur, puis de l'Éocène inférieur, jusqu'à l'Yprésien-Lutétien inférieur (46-47 Ma). La mer recouvre donc toute la partie sud de l'actuelle Zone axiale des Pyrénées, un espace alors beaucoup plus étendu que ce qu'il en reste car les compressions alpines n'ont pas encore significativement rapproché l'Ibérie de l'Europe.

Une montagne tombée du ciel ?

C'est ensuite la double corne de la Pedraforca, qui apparaît au loin, entre Cadi et Moixeró. Là il s'agit de roches calcaires du Jurassique et du Crétacé inférieur, qui forment initialement la couverture sédimentaire marine de la moitié nord de la zone axiale. Les dépôts moyens de l'Éocène (48-41 Ma) s'accumulent au-dessus de la Serra de Cadi qui était un domaine marin non déformé : c'est ce que l'on nomme une nappe de charriage. Les tirés verts symbolisent la base de cette nappe et suggèrent sa provenance au nord de l'Andorre : Pedraforca nous semble une montagne tombée du ciel !

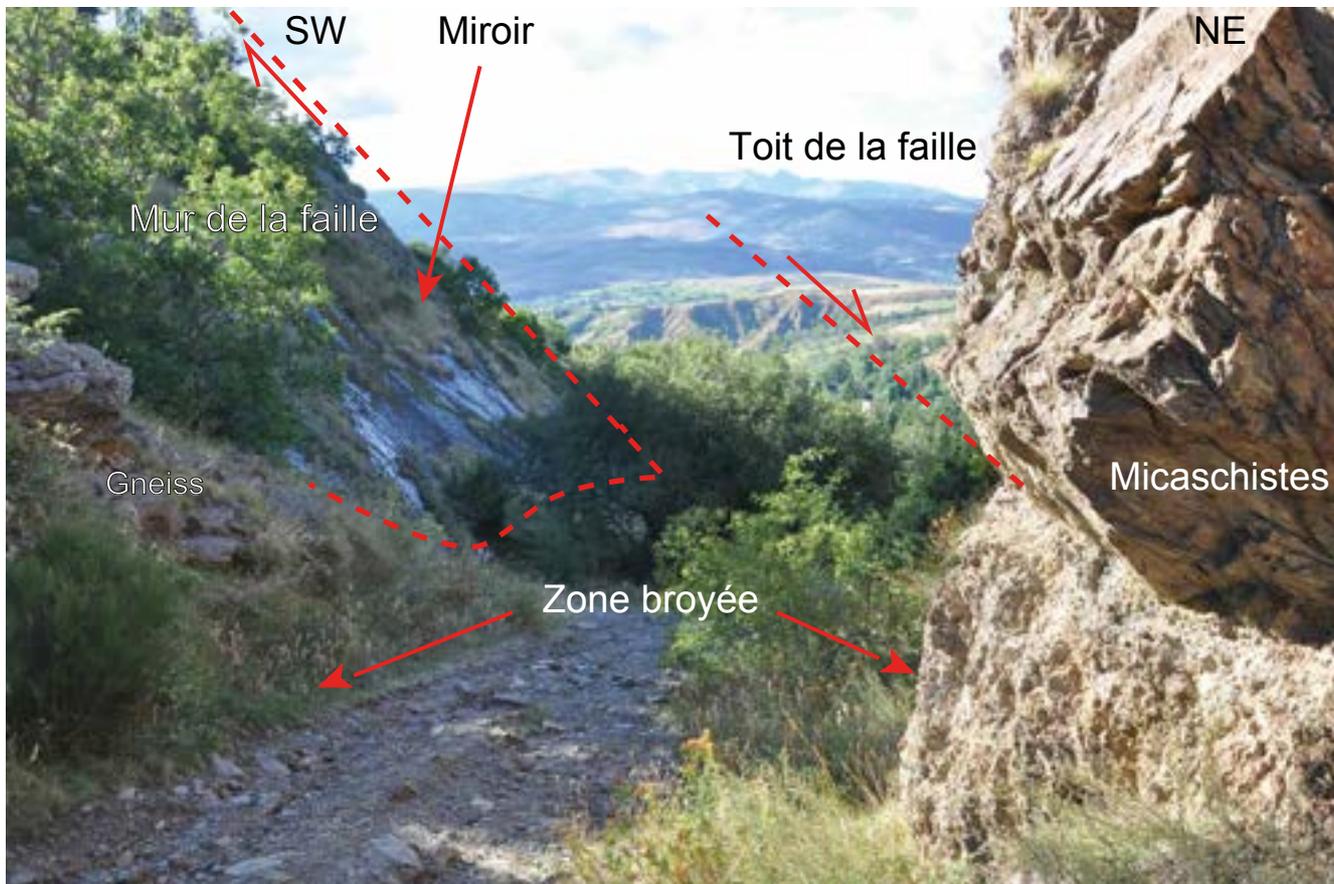


La faille de Finestrelles

Le sentier suit le tracé de cette faille et la recoupe à plusieurs reprises depuis Mas Patiras. Ici elle est particulièrement visible. À droite du sentier affleurent les micaschistes, broyés vers leur base au niveau de la piste. A gauche affleurent les gneiss de Sant Féliu, qui forment une dalle lisse inclinée à 50° vers l'E, brillante sur la photo : c'est un miroir de faille.

Le sentier suit le tracé de cette faille et la recoupe à plusieurs reprises depuis Mas Patiras. Ici elle est particulièrement visible. À droite du sentier affleurent les micaschistes, broyés vers leur base au niveau de la piste. A gauche affleurent les gneiss de Sant Féliu, qui forment une dalle lisse inclinée à 50° vers l'E, brillante sur la photo : c'est un miroir de faille.

Le sentier suit le tracé de cette faille et la recoupe à plusieurs reprises depuis Mas Patiras. Ici elle est particulièrement visible. À droite du sentier affleurent les micaschistes, broyés vers leur base au niveau de la piste. A gauche affleurent les gneiss de Sant Féliu, qui forment une dalle lisse inclinée à 50° vers l'E, brillante sur la photo : c'est un miroir de faille.



Ce miroir porte des marqueurs indiquant le mouvement intervenu sur la faille : les cannelures sont parallèles à la direction du mouvement, les gradins d'arrachement sont perpendiculaires. Les cannelures étant dans la ligne de plus grande pente, la faille est, soit normale, soit inverse. Comme normalement les gneiss sont situés sous les micaschistes alors que c'est l'inverse que l'on observe ici, on en déduit que la faille est donc une faille normale, extensive, à regard Est, le bloc soulevé étant celui des gneiss, le bloc affaissé (descendu ?) celui des micashistes.

Ce miroir porte des marqueurs indiquant le mouvement intervenu sur la faille : les cannelures sont parallèles à la direction du mouvement, les gradins d'arrachement sont perpendiculaires. Les cannelures étant dans la ligne de plus grande pente, la faille est, soit normale, soit inverse. Comme normalement les gneiss sont situés sous les micaschistes alors que c'est l'inverse que l'on observe ici, on en déduit que la faille est donc une faille normale, extensive, à regard Est, le bloc soulevé étant celui des gneiss, le bloc affaissé (descendu ?) celui des micashistes.

Ce miroir porte des marqueurs indiquant le mouvement intervenu sur la faille : les cannelures sont parallèles à la direction du mouvement, les gradins d'arrachement sont perpendiculaires. Les cannelures étant dans la ligne de plus grande pente, la faille est, soit normale, soit inverse. Comme normalement les gneiss sont situés sous les micaschistes alors que c'est l'inverse que l'on observe ici, on en déduit que la faille est donc une faille normale, extensive, à regard Est, le bloc soulevé étant celui des gneiss, le bloc affaissé (descendu ?) celui des micashistes.

Cannelures

Gradins d'arrachement ("broutage")



La faille de Finestrelles est de direction NNW-SSE ; elle appartient à la même génération que la faille de la Têt-Cerdagne et a donc fonctionné au Néogène. Son rejet (dénivellation entre le bloc soulevé et le bloc affaissé) est faible ; son rôle est cependant important car elle a localisé le tracé du Sègre et le creusement de sa vallée depuis quelques millions d'années, entre le col de Finestrelles à l'amont et le fossé de Cerdagne à l'aval. Elle peut aussi expliquer que le massif du Puigmal à l'W (2910 m) domine nettement le pic de Finestrelles à l'E (2827 m). Ici, la plus grande résistance à l'érosion des gneiss relativement aux micaschistes, ajoutée au jeu de la faille, expliquent que le bloc de la chapelle soit en relief.

La faille de Finestrelle est de direction NNW-SSE ; elle appartient à la même génération que la faille de la Têt-Cerdagne et a donc fonctionné au Néogène. Son rejet (dénivellation entre le bloc soulevé et le bloc affaissé) est faible ; son rôle est cependant important car elle a localisé le tracé du Sègre et le creusement de sa vallée depuis quelques millions d'années, entre le col de Finestrelles à l'amont et le fossé de Cerdagne à l'aval. Elle peut aussi expliquer que le massif du Puigmal à l'W (2910 m) domine nettement le pic de Finestrelles à l'E (2827 m). Ici, la plus grande résistance à l'érosion des gneiss relativement aux micaschistes, ajoutée au jeu de la faille, expliquent que le bloc de la chapelle soit en relief.

La faille de Finestrelle est de direction NNW-SSE ; elle appartient à la même génération que la faille de la Têt-Cerdagne et a donc fonctionné au Néogène. Son rejet (dénivellation entre le bloc soulevé et le bloc affaissé) est faible ; son rôle est cependant important car elle a localisé le tracé du Sègre et le creusement de sa vallée depuis quelques millions d'années, entre le col de Finestrelles à l'amont et le fossé de Cerdagne à l'aval. Elle peut aussi expliquer que le massif du Puigmal à l'W (2910 m) domine nettement le pic de Finestrelles à l'E (2827 m). Ici, la plus grande résistance à l'érosion des gneiss relativement aux micaschistes, ajoutée au jeu de la faille, expliquent que le bloc de la chapelle soit en relief.

Pour compléter l'itinéraire

Ce point marque le terme de l'itinéraire. Le premier mouvement, en pénétrant dans la montagne, nous a fait remonter le temps ; le retour nous a ramené vers des époques plus récentes. Mais sur une boucle il n'est jamais possible de montrer toutes les roches, toutes les formes du relief, tous les moments de la longue saga géologique. Les panneaux précédents étaient en effet émaillés d'invites à aller voir ailleurs, ou plus loin ! Ici, deux derniers sites sont offerts à votre curiosité : le premier impose un petit détour de 2 km ; le second est sur le chemin du retour au parking.

 Ce point marque le terme de l'itinéraire. Le premier mouvement, en pénétrant dans la montagne, nous a fait remonter le temps ; le retour nous a ramené vers des époques plus récentes. Mais sur une boucle il n'est jamais possible de montrer toutes les roches, toutes les formes du relief, tous les moments de la longue saga géologique. Les panneaux précédents étaient en effet émaillés d'invites à aller voir ailleurs, ou plus loin ! Ici, deux derniers sites sont offerts à votre curiosité : le premier impose un petit détour de 2 km ; le second est sur le chemin du retour au parking.

 Ce point marque le terme de l'itinéraire. Le premier mouvement, en pénétrant dans la montagne, nous a fait remonter le temps ; le retour nous a ramené vers des époques plus récentes. Mais sur une boucle il n'est jamais possible de montrer toutes les roches, toutes les formes du relief, tous les moments de la longue saga géologique. Les panneaux précédents étaient en effet émaillés d'invites à aller voir ailleurs, ou plus loin ! Ici, deux derniers sites sont offerts à votre curiosité : le premier impose un petit détour de 2 km ; le second est sur le chemin du retour au parking.

Le Miocène torrentiel de Cerdagne

Prenez le chemin qui contourne la tour médiévale de Llo et gagnez la route d'Eyne, que vous suivez vers le nord-ouest jusqu'au premier virage. La faille de la Têt passe immédiatement au pied nord-ouest de la tour, mais n'est pas visible ; la route recoupe ensuite un panneau de schistes glissé dans le bassin sédimentaire miocène, quand la faille était très active, puis elle atteint les sédiments torrentiels du Miocène.

Ces matériaux, dont il a été beaucoup question au fil de l'itinéraire, peuvent être touchés ici dans le talus de la route, à la faveur de travaux d'élargissement qui ont dégagé l'affleurement. On les voit aussi dans le paysage, entaillés par de multiples ravins. C'est un dépôt torrentiel, alternativement fin et rougeâtre, coupé de bancs épais de galets et de blocs de schistes ; certains blocs non usés atteignent près de 1 m. Le tout est déformé par la tectonique, qui a basculé les strates vers la montagne et trituré les galets, souvent striés (et ici ce ne sont pas des stries glaciaires !).

Les ravins visibles en face, dans la petite vallée du Rec dels Torrents, sont actifs à chaque averse et l'érosion est donc ici au travail ! Ces formes sont nommées bad land par les géomorphologues, un terme d'origine américaine. Mais ici ce n'est pas la nature qui en serait directement responsable : les archéologues pensent qu'il s'agit de travaux miniers antiques qui exploitaient ces dépôts par lavage, les paillettes d'or étant piégées au bas des ravins par des peaux de moutons sur lesquelles on faisait passer l'eau. Ces méthodes ont été d'ailleurs décrites par les auteurs antiques. Cela suppose des canaux similaires aux actuels pour amener l'eau depuis les torrents ; mais ici c'était facile car la rivière d'Eyne coule tout près à peine incisée sous le plateau de La Perche.

 Le Miocène torrentiel de Cerdagne
Prenez le chemin qui contourne la tour médiévale de Llo et gagnez la route d'Eyne, que vous suivez vers le nord-ouest jusqu'au premier virage. La faille de la Têt passe immédiatement au pied nord-ouest de la tour, mais n'est pas visible ; la route recoupe ensuite un panneau de schistes glissé dans le bassin sédimentaire miocène, quand la faille était très active, puis elle atteint les sédiments torrentiels du Miocène.

Ces matériaux, dont il a été beaucoup question au fil de l'itinéraire, peuvent être touchés ici dans le talus de la route, à la faveur de travaux d'élargissement qui ont dégagé l'affleurement. On les voit aussi dans le paysage, entaillés par de multiples ravins. C'est un dépôt torrentiel, alternativement fin et rougeâtre, coupé de bancs épais de galets et de blocs de schistes ; certains blocs non usés atteignent près de 1 m. Le tout est déformé par la tectonique, qui a basculé les strates vers la montagne et trituré les galets, souvent striés (et ici ce ne sont pas des stries glaciaires !).

 Le Miocène torrentiel de Cerdagne
Prenez le chemin qui contourne la tour médiévale de Llo et gagnez la route d'Eyne, que vous suivez vers le nord-ouest jusqu'au premier virage. La faille de la Têt passe immédiatement au pied nord-ouest de la tour, mais n'est pas visible ; la route recoupe ensuite un panneau de schistes glissé dans le bassin sédimentaire miocène, quand la faille était très active, puis elle atteint les sédiments torrentiels du Miocène.

Ces matériaux, dont il a été beaucoup question au fil de l'itinéraire, peuvent être touchés ici dans le talus de la route, à la faveur de travaux d'élargissement qui ont dégagé l'affleurement. On les voit aussi dans le paysage, entaillés par de multiples ravins. C'est un dépôt torrentiel, alternativement fin et rougeâtre, coupé de bancs épais de galets et de blocs de schistes ; certains blocs non usés atteignent près de 1 m. Le tout est déformé par la tectonique, qui a basculé les strates vers la montagne et trituré les galets, souvent striés (et ici ce ne sont pas des stries glaciaires !).



L'église Sant Fructuos de Llo

Encore un monument de l'époque romaine (XII^{ème} siècle), où vous pourrez retrouver les pierres de la montagne choisies par les bâtisseurs. Il arrive que les édifices anciens soient de bons marqueurs pour dater et quantifier des phénomènes géologiques. Allez voir son porche : les colonnettes qui l'encadrent sont sculptées dans un granit gris assez riche en mica noir, probablement une granodiorite. Il est évident que les bâtisseurs ont mis en œuvre à l'origine de la belle pierre saine.

Mais ces colonnes ont subi les injures du temps. L'eau de pluie, les microorganismes aussi, ont altéré cette roche, ses micas d'abord et certains feldspaths ; c'est une altération chimique, une hydrolyse disent les spécialistes, à quoi a pu s'ajouter ensuite, dans la roche devenue poreuse, l'action du gel. Le résultat est une arénisation qui transforme le granit en roche friable, en sables (arena : sable en latin). Il a donc fallu 8 siècles pour produire une tranche arénisée et écaillée de 2 à 3 cm d'épaisseur, dans un contexte de climat de montagne froid et sec, a priori peu favorable à l'hydrolyse qui aime la chaleur.

En extrapolant, c'est un taux de 3 m en 100 000 ans et 30 m en 1 Ma : à l'échelle des temps géologiques c'est un processus rapide ! Allez voir le chaos granitique de Targasonne : il résulte de ce même processus d'altération, qui produit des arènes meubles épaisses mais qui préservent quelques noyaux de roche saine aux formes de boules ou de parallélépipèdes. Il suffit ensuite que le ruissellement déblaie ces arènes, ce qui peut se faire très vite.

 L'église Sant Fructuos de Llo
Encore un monument de l'époque romaine (XII^{ème} siècle), où vous pourrez retrouver les pierres de la montagne choisies par les bâtisseurs. Il arrive que les édifices anciens soient de bons marqueurs pour dater et quantifier des phénomènes géologiques. Allez voir son porche : les colonnettes qui l'encadrent sont sculptées dans un granit gris assez riche en mica noir, probablement une granodiorite. Il est évident que les bâtisseurs ont mis en œuvre à l'origine de la belle pierre saine.

Mais ces colonnes ont subi les injures du temps. L'eau de pluie, les microorganismes aussi, ont altéré cette roche, ses micas d'abord et certains feldspaths ; c'est une altération chimique, une hydrolyse disent les spécialistes, à quoi a pu s'ajouter ensuite, dans la roche devenue poreuse, l'action du gel. Le résultat est une arénisation qui transforme le granit en roche friable, en sables (arena : sable en latin). Il a donc fallu 8 siècles pour produire une tranche arénisée et écaillée de 2 à 3 cm d'épaisseur, dans un contexte de climat de montagne froid et sec, a priori peu favorable à l'hydrolyse qui aime la chaleur.

En extrapolant, c'est un taux de 3 m en 100 000 ans et 30 m en 1 Ma : à l'échelle des temps géologiques c'est un processus rapide ! Allez voir le chaos granitique de Targasonne : il résulte de ce même processus d'altération, qui produit des arènes meubles épaisses mais qui préservent quelques noyaux de roche saine aux formes de boules ou de parallélépipèdes. Il suffit ensuite que le ruissellement déblaie ces arènes, ce qui peut se faire très vite.

 L'église Sant Fructuos de Llo
Encore un monument de l'époque romaine (XII^{ème} siècle), où vous pourrez retrouver les pierres de la montagne choisies par les bâtisseurs. Il arrive que les édifices anciens soient de bons marqueurs pour dater et quantifier des phénomènes géologiques. Allez voir son porche : les colonnettes qui l'encadrent sont sculptées dans un granit gris assez riche en mica noir, probablement une granodiorite. Il est évident que les bâtisseurs ont mis en œuvre à l'origine de la belle pierre saine.

Mais ces colonnes ont subi les injures du temps. L'eau de pluie, les microorganismes aussi, ont altéré cette roche, ses micas d'abord et certains feldspaths ; c'est une altération chimique, une hydrolyse disent les spécialistes, à quoi a pu s'ajouter ensuite, dans la roche devenue poreuse, l'action du gel. Le résultat est une arénisation qui transforme le granit en roche friable, en sables (arena : sable en latin). Il a donc fallu 8 siècles pour produire une tranche arénisée et écaillée de 2 à 3 cm d'épaisseur, dans un contexte de climat de montagne froid et sec, a priori peu favorable à l'hydrolyse qui aime la chaleur.

En extrapolant, c'est un taux de 3 m en 100 000 ans et 30 m en 1 Ma : à l'échelle des temps géologiques c'est un processus rapide ! Allez voir le chaos granitique de Targasonne : il résulte de ce même processus d'altération, qui produit des arènes meubles épaisses mais qui préservent quelques noyaux de roche saine aux formes de boules ou de parallélépipèdes. Il suffit ensuite que le ruissellement déblaie ces arènes, ce qui peut se faire très vite.