PANNEAU 0

La randonnée qui est proposée dure environ 4h, en incluant la lecture des onze panneaux et le temps de la flânerie pour apprécier les paysages et les objets, car regarder alternativement un panorama, un affleurement ou le grain d’une roche demande à notre œil un effort d’adaptation... Cet itinéraire permet de raconter 600 millions d’années de l’histoire de la Terre, ce qui est exceptionnel sur un trajet aussi bref, et il va nous faire remonter le temps en pénétrant au cœur de la montagne de Llo.

Notre esprit a du mal à concevoir ce temps profond géologique : 600 millions d’années (que nous allons abréger en Ma pour la suite) cela peut nous paraître gigantesque, et pourtant ce n’est qu’une bribe de l’histoire de la terre, qui a duré plus de 4 milliards d’années. Mais, à la manière de l’historien qui restitue le passé avec quelques débris d’archives, nous ne savons reconstituer que des fragments de cette longue histoire. Nos témoins, ce sont les roches, que décryptent les méthodes de la géologie, mais aussi pour les périodes les plus récentes (les derniers millions d’années), les formes du paysage, le relief, qui relèvent des méthodes de la géomorphologie.

La chaine de montagne que nous allons découvrir au fil de ce bref itinéraire a eu trois vies (les géologues parlent de cycles orogéniques). C’est d’abord, après plus de 300 millions d’année de sédimentation au fond des mers du Précambrien et de l’Ere primaire (le Paléozoïque) et un modeste épisode orogénique ordovicien, l’édification d’une première chaîne de montagne, la Chaîne hercynienne (à la fin du Paléozoïque, pendant l’époque carbonifère, 340-290 Ma avant le présent), couvrant presque toute l’Europe et au-delà. Ces premières Pyrénées sont rapidement détruites par l’érosion, durant le Permien (298-252 Ma).

Sur les ruines aplanies de la chaîne hercynienne, les mers de l’Ere secondaire (le Mésozoïque) reviennent progressivement au cours du Trias (252-201 Ma) et du Jurassique (201-145 Ma). Ce sont des mers chaudes peu profondes, où prolifèrent les organismes récifaux. Au cours du Crétacé (145-66 Ma), principalement au Crétacé moyen, la plaque européenne s’étire et se brise ; un long sillon marin profond séparant l’Ibérie du reste de l’Europe préfigure les futures Pyrénées et reçoit une épaisse sédimentation d’argiles et de grès en milliers de feuillets alternés (ce que l’on nomme des flyschs). Mais dès le Crétacé supérieur et jusque dans le Paléogène (85-30 Ma, première partie de l’Ère tertiaire ou Cénozoïque), les deux plaques se rapprochent et écrasent l’ancien sillon marin entre leurs mâchoires. Le raccourcissement présumé serait de 100 à 160 km. C’est la formation des Pyrénées alpines, élément d’un vaste ensemble plissé qui s’étend du golfe de Gascogne et des Alpes jusqu'à l'Himalaya. Le plissement pyrénéen se fait en plusieurs épisodes et progresse d’est en ouest. Dans notre domaine il semble achevé pour l’essentiel à la fin de l’Eocène ou au début de l’Oligocène (entre 35 et 30 Ma) et la chaîne a émergé des mers éocènes au cours du Lutétien, dès 45 Ma.

Ces Pyrénées alpines sont détruites par l’érosion en même temps qu’elles s’édifient et plusieurs km de conglomérats grossiers, qui témoignent de cette destruction, se déposent sur les piémonts nord (Aquitaine) et sud (Èbre). Dès la fin de l'Éocène (35 Ma) jusqu'au Miocène moyen (12 Ma), dans l’Est des Pyrénées au moins, cette destruction atteint son terme, avec la réalisation de surfaces d’aplanissement presque généralisées. En même temps, l’édifice pyrénéen, qui s’étendait initialement des Cantabriques à la Provence sur plus de 1500 km, est morcelé par des fossés d’effondrements et par l’ouverture du Golfe du Lion et de la Méditerranée occidentale, le bloc continental de Corse-Sardaigne ayant entrepris sa migration vers le sud-est. La géographie actuelle est en train de prendre forme progressivement. C’est alors, depuis 10 à 12 Ma, que débute la dernière vie des Pyrénées, avec le soulèvement progressif de la montagne actuelle, les néo-Pyrénées. Les ultimes fossés d’effondrement se mettent en place, comme la Cerdagne et le Capcir ; l’érosion fluviale découpe un réseau de profondes vallées, que bientôt, depuis 2 Ma, les glaciers viendront périodiquement occuper et sculpter.

PANNEAU 1

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-Campcardos.

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 sont des sédiments torrentiels grossiers ocres et rougeâtres près de la montagne, notamment au sud, puis des dépôts fluviatiles moins grossiers ocres et gris et très localement des dépôts lacustres ou marécageux d’argiles à lignites, autrefois exploités sous le village d’Estavar. Ils ont fournis de nombreux fossiles de mammifères datés du Miocène supérieur (11-6 Ma) et caractéristiques de deux étages géologiques continentaux successifs dénommés Vallésien et Turolien (car définis respectivement dans la dépression du Vallès et dans celle de Teruel, en Espagne). On y trouve, notamment au Vallésien, Hipparion primigenium (l'ancêtre du cheval), des Mastodontes (les ancêtres des éléphants), un Rhinocéros, un carnassier (Amphycion major), des castors, un suidé (Microstonyx antiquus).

Depuis 5 Ma le fossé de Cerdagne ne piège 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 dénivelé. Au flanc de ces vallées de nombreux ravinements 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.

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.

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 dépôts 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 piton 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 Saillagouses, probablement à l’extême fin du Miocène, au cours du Turolien, 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’étage Turolien 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 déblaiement 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.

PANNEAU 2

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.

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 méconnaissable, et de zones fracturées (ou zone de dommages), parcourues par de nombreux plan 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 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, où le plan de faille est incliné vers le bloc abaissé. Si la région subit un raccourcissement horizontal, on obtiendra des failles compressives, dites inverses, où 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 coulissage ou décrochement.

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.

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 Escaldes sur une faille NW-SE, les Escaldes 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°. Ces eaux très chaudes peuvent dissoudre de nombreux minéraux et se chargent 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, fracturés, 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°.

PANNEAU 3

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).

1. À l'Édiacarien supérieur (575 Ma), dépôt des pélites marines qui, pendant l'orogenèse 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'orogenèse 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.

Micaschistes de la Formation de Canaveilles

Calcaires de la Formation de Canaveilles

orthogneiss hercynien

PANNEAU 4

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 lits des 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.

PANNEAU 5

Le piton de Castell Vidre, apprécié des grimpeurs, culmine à 1629 m et domine le Segre de 150 m. Les couches qui le constituent sont régulièrement inclinées de 40° vers le SW. Les roches qui les composent appartiennent à la Formation de Canaveilles, la plus ancienne du territoire, remontant à l’Édiacarien (600 Ma). Comme partout dans le socle hercynien des Pyrénées, les roches qui forment le piton de Castell Vidre ont été déformées et transformées sous l’effet de la pression et de la température (métamorphisme) au Carbonifère supérieur, il y a 320-300 Ma, lors de l’orogenèse hercynienne. Les protolithes (roches initiales, avant métamorphisme) de ces roches sont des pélites (roches sédimentaires argileuses, très fines déposées en milieu marin) à l’origine des schistes et des micaschistes, des grès fins, des calcaires et des dolomies à l’origine des marbres, etc.

Ces roches sédimentaires sont datées – indirectement faute de fossiles – d’environ 580 Ma, c’est-à-dire de l’Édiacarien supérieur. Les déformations hercyniennes se traduisent par le développement d’une intense schistosité confondue avec la stratification, par les petits plis bien visibles dans les barégiennes et, à une autre échelle, par un basculement général lié à des plis de grande taille. Aucune déformation notable ne s’est produite ici pendant l’orogenèse alpine ni pendant la période postalpine néogène. Les couches 2 à 4 appartiennent au premier niveau d’un horizon carbonaté qui peut se suivre, malgré d’importantes variations latérales, jusque dans le Vallespir, à plus de 30 km. C’est un repère lithostratigraphique majeur définissant la base de la partie moyenne de la Formation de Canaveilles.

Schistes très siliceux

Banc de marbre

Calcaires et dolomies

Alternance de lits calcaires et siliceux

Micaschistes

PANNEAU 6

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 où pouvaient se mêler quelques hêtres, et à partir de 1800 m la forêt subalpine à pins à crochets, 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.

Mais 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, celle dite de Cassini au XVIIIème siècle, ou celle dite d’Etat-Major au milieu du XIXème. 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 Patiras (Gervasy sur la carte de Cassini ; Mas d’en Girvès et Mas d’en Marcons sur celle d’Etat-Major) 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

PANNEAU 7

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 fluviatiles 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.

Domaine englacé au dernier maximum du froid (25 000 ans)

Cônes alluviaux caillouteux proglaciaires à chenaux en tresses

Amphithéatre morainique frontal bien conservé

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 joli 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.

Un cirque glaciaire est différent d'un vallon fluviatile : 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 Ariège 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, échancrées de cirques bien plus caractérisriques que les modestes formes du Puigmal.

PANNEAU 8

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.

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 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’orogenèse hercynienne, (~290 Ma)~, elle est aujourd’hui peu lisible en raison de sa reprise en faille inverse pendant le cycle alpin (voir panneau 3)

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 qur une demi douzaine de kilomètres.

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

PANNEAU 9

Depuis le rocher de Llo 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 abordée au fil des étapes du sentier et de replacer plus aisément cette histoire dans le contexte plus large des Pyrénées orientales.

Quand il n’y avait plus de Pyrénées

Deux surfaces aplanies successives se sont formées, étagées de quelques centaines de mètres et bien conservées sur le massif du Carlit, séparées par un épisode de soulèvement. De S1 il ne reste que des lambeaux. S2 se parachève au cours du Miocène moyen. On y présume des écoulements saisonniers divagants, en contexte sec, transportant surtout des sables et des limons, mais rien ne permet de reconstituer leurs tracés…

Renaissance de la montagne

L’extension de la croûte reprend et le demi-graben de Cerdagne se forme. La géographie actuelle commence à se mettre en place. La faille de la Têt est très active et l’escarpement à facettes se façonne, à mesure que les torrents entaillent le bloc soulevé et détruisent la surface S2, découpée en lanières. Les séismes provoquent de grands écroulements sur les parois des facettes et des panneaux de schistes de taille hectométrique ou plus viennent s’interstratifier dans les sédiments du bassin. La montagne reste encore peu soulevée et le plancher du bassin est à basse altitude (moins de 500 m probablement) car les flores fossiles des sédiments lacustres renferment des espèces typiques de climats chauds et identiques à celles connues dans les bassins côtiers à la même époque.

Une pause dans le soulèvement

Le soulèvement des horsts cesse au Pliocène. L’incision des vallées cesse donc aussi ; elles s’évasent de plus en plus car leurs versants s’émoussent et reculent et c’est un nouvel aplanissement S3 qui se met en place. Mais il reste très localisé car la période favorable à sa formation est trop brève. C’est le plateau de La Perche, prolongé par la banquette qui porte le village de Targasonne, et, au-dessus de Llo le panneau aplani d’el Pla dans les gneiss, à 1700 m, reste d’une vieille vallée du Sègre en berceau très large, bien différente de la gorge actuelle.

La sculpture des paysages actuels

Depuis 2 à 3 Ma les Pyrénées connaissent un soulèvement d’ensemble de l’ordre de 1 km. La faille de la Têt a pu rejouer aussi au Quaternaire ancien, en décalant d’une centaine de mètres au plus la surface S3, entre le plateau de la Perche et le lambeau d’el Pla. Le soulèvement général provoque une incision rapide des vallées, étroites et en V dans les roches dures, mais facilement élargies dans les sédiments tendres du Miocène de Cerdagne : c’est ainsi que se dessine le bassin actuel, 300 m sous les restes de la surface S3, avec ses vastes plans inclinés qui sont la marque des systèmes de terrasses étagées et qui portent le damier des champs de blé et des prairies. À chaque crise froide, les glaciers façonnent les cirques et les auges des hauts massifs et nourrissent les cours d’eau d’abondantes alluvions grossières, qui s’accumulent en nappes successives sur les piémonts.

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 apparait au loin, entre Cadi et Moixero. Là il s’agit de roches calcaires du Jurassique et du Crétacé inférieur, qui formaient initialement la couverture sédimentaire marine de la moitié nord de la zone axiale. Lors du plissement pyrénéen, en particulier au cours de l’Éocène moyen (le Lutétien : 48-41 Ma) cette couverture sédimentaire a glissé vers le sud, par-dessus la Serra de Cadi qui était encore un domaine marin non déformé : c’est ce que l’on nomme une nappe de charriage. Les tirets verts symbolisent la base de cette nappe et suggèrent sa provenance au nord de l’Andorre : Pedraforca nous semble une montagne tombée du ciel !

C’est qu’en réalité l’érosion, pendant l’Éocène supérieur et l’Oligocène, à mesure que les Pyrénées continuaient à se plisser, a fait disparaître plusieurs km de roches de la Zone axiale et une bonne partie de ces débris est maintenant enfouie sous forme de conglomérats et de molasses dans le Bassin aquitain et le Bassin de l’Èbre.

L’érosion qui aplanit les montagnes

Le terme de cette longue période d’érosion est marquée par les surfaces d’aplanissement qui se parachèvent entre 25 et 12 Ma et couronnent à l’horizon tous les vmassifs : Carlit, Campcardos, Serra de Cadi...

Les montagnes actuelles, ou néo-Pyrénées, naissent bien tardivement, avec la formation du fossé de Cerdagne, depuis 11 Ma. On devine à l’horizon le basculement des surfaces d’aplanissement depuis 2900 m, vers le demi-graben et sa faille majeure située au sud. Les détails de l’histoire récente sont résumés dans la frise, à droite.

PANNEAU 10

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.

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.

PANNEAU 11

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 !).

L’église Sant Fructuos de Llo

Encore un monument de l’époque romane (XIIème 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 noyaaux 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.