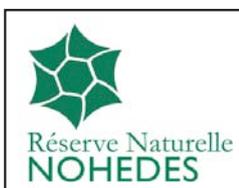
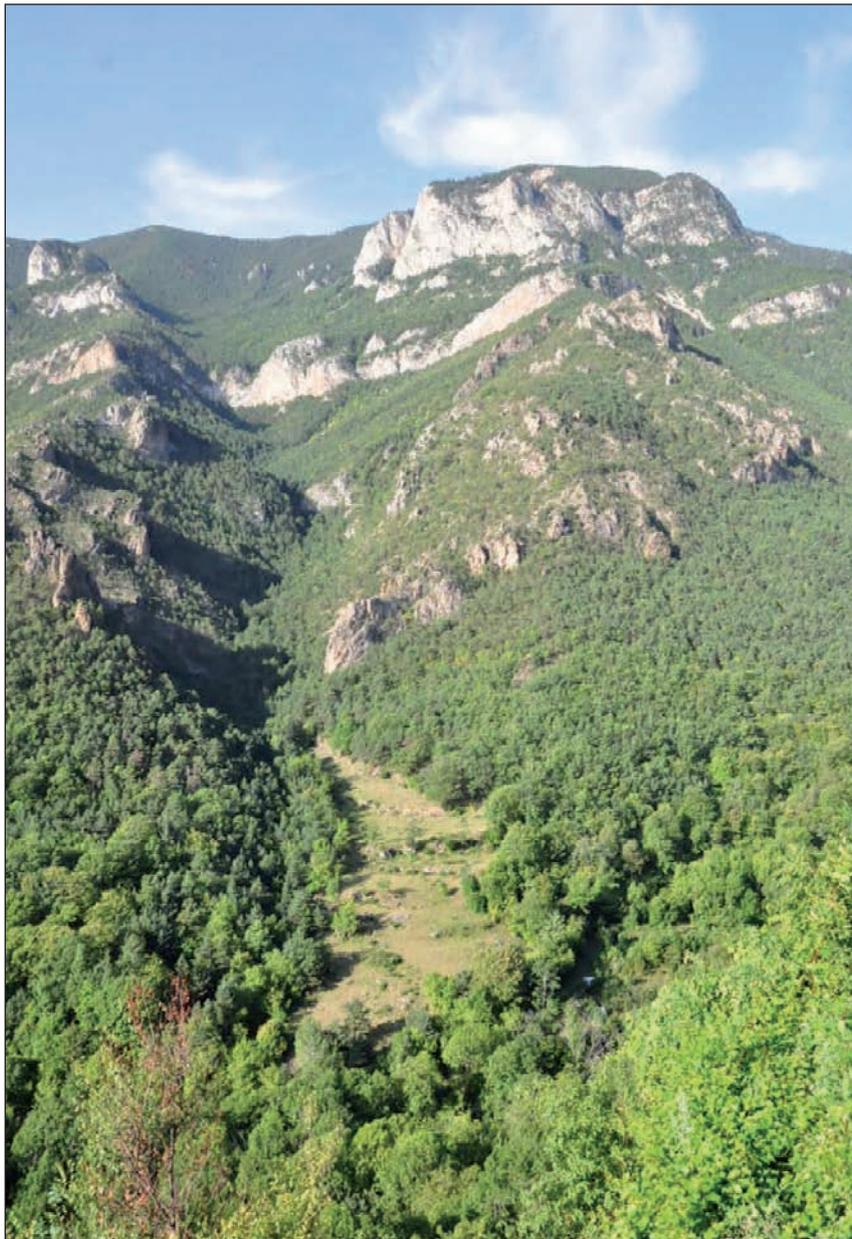


Itinéraires géomorphologiques dans la Réserve naturelle de Nohèdes

Marc CALVET¹ et Magali DELMAS²

¹ Professeur de Géographie physique à l'Université de Perpignan

² Maître de Conférences de Géographie physique à l'Université de Perpignan



Fédération des Réserves naturelles catalanes
Réserve naturelle de Nohèdes

Médi-Terra
Équipe de recherches en géoenvironnement
EA 4605



ITINÉRAIRES GÉOMORPHOLOGIQUES DANS LA RÉSERVE NATURELLE DE NOHÈDES

GÉNÉRALITÉS

PRÉAMBULE	3
1. LA GÉOMORPHOLOGIE OU LA SCIENCE DES FORMES DU RELIEF	3
2. LE MASSIF DU MADRÈS DANS SON CADRE GÉODYNAMIQUE	4
2.1. CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET GÉODYNAMIQUE	4
2.1.1. CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET GÉODYNAMIQUE	4
2.1.2. LE CYCLE ALPIN ET L'OROGENÈSE PYRÉNÉENNE	5
2.1.3. RIFTING ET OUVERTURE DE LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE AU NÉOGÈNE	5
2.2. LES GRANDS TRAITS GÉOMORPHOLOGIQUES DU MASSIF DU MADRÈS	6
2.2.1. LES PLATEAUX CULMINANTS : LES PLUS VIEUX PAYSAGES DU MASSIF	8
2.2.2. LITHOLOGIE ET GRANDES UNITÉS DE RELIEF	10
LES CALCAIRES MASSIFS ET ÉPAIS DU DÉVONIEN	10
LES SÉRIES SCHISTEUSES DU PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR	10
LES ROCHES GRANITIQUES	11
2.2.3. LA PART DE LA TECTONIQUE RÉCENTE DANS LES VOLUMES DE RELIEF	12
2.2.4. LA SCULPTURE DU RELIEF AU QUATERNAIRE	13
LA PART LIMITÉE DE L'ÉTOSION GLACIAIRE	13
ÉROSION FLUVIALE, KARST, MODELÉS PÉRIGLACIAIRES	16
LES PROCESSUS ET LES FORMES D'ÉROSION ACTUELS	16
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES RÉGIONALES	17
LEXIQUE	19

PRÉAMBULE

La réserve naturelle de Nohèdes occupe, avec ses voisines de Conat et de Jujols, une petite partie du massif du Madrès. Mais elle en propose un échantillonnage assez complet car, dans cette montagne aux vallées rayonnantes, elle s'organise selon l'axe de la rivière de Nohèdes ou El Callau, sur près de 1800 m de dénivelé, depuis les zones culminantes jusqu'aux abords du bassin du Conflent. Cependant, en raison du dénivelé, de la raideur des pentes et des distances, les accès au massif sont difficiles depuis Nohèdes. L'accès aux parties culminantes depuis le site de Montaila (1200 m), demande une très longue journée de randonnée ou un bivouac en altitude, facilité par le refuge du CAF à la Font de la Perdrix. La piste du col de Portus par la Mouline, depuis Évol, est actuellement fermée. Le col de Jau et le refuge du Caillau au N ainsi que le col de Sansa à l'W fournissent des alternatives intéressantes ; pour prendre une connaissance du massif du Coronat, les accès sont plus aisés par sa face S et SE, depuis Belloc ou depuis la Réserve de Jujols¹. D'une manière générale, tous ces accès périphériques conduisent au bord même de la longue vallée de Nohèdes, aux marges du territoire de la Réserve, et en fournissent des panoramas d'ensemble variés et spectaculaires.

Depuis Nohèdes même, ce livret propose quatre itinéraires qui permettent de présenter tous les thèmes géomorphologiques présents sur le territoire de la Réserve. Mais, pour les aborder avec le plus de profit, il nous a paru utile de compléter ce préambule par une brève définition de ce qu'est la géomorphologie et de le faire suivre d'une présentation générale du massif du Madrès, replacé dans son contexte, les Pyrénées orientales et plus largement l'*orogène*² pyrénéen. Les lecteurs désirant plus de détails trouveront à la fin du livret une courte bibliographie recensant pour l'essentiel les ouvrages les plus abordables.

1. LA GÉOMORPHOLOGIE OU LA SCIENCE DES FORMES DU RELIEF

La géomorphologie (du grec *gê*, la terre, *morphê*, les formes, *logos*, le discours ou l'étude) fait partie des sciences de la terre ou géosciences ; mais elle est souvent méconnue du grand public et confondue avec ses voisines comme la géologie ; elle émerge comme discipline autonome à la fin du XIX^e siècle et s'est surtout développée dans le champ de la géographie. Pour simplifier, disons que le géologue s'occupe des roches et de l'histoire des roches, avec une perspective temporelle qui peut couvrir les 4,5 milliards d'années de l'histoire de la planète. Le domaine de la géomorphologie³ est le relief tel qu'il peut être observé actuellement (c'est ce qui fait le caractère géographique de cette discipline), les creux et les bosses de la terre ; des terres émergées certes, mais aussi sous les mers et les océans car il existe une géomorphologie sous-marine.

La géomorphologie comporte une double perspective : elle porte sur les formes du terrain d'une part (une géographie du relief), sur les processus qui sont responsables de leur façonnement d'autre part (une physique du relief), principalement les processus d'érosion. La perspective temporelle est beaucoup plus courte que celle de la géologie. C'est l'actuel ou le temps court sur lequel on peut observer les processus d'érosion et leur fonctionnement. Ce sont, pour les formes, au plus les périodes géologiques récentes, Quaternaire, Tertiaire, rarement plus de quelques dizaines de millions d'années, car la terre est une planète vivante où l'érosion travaille vite ; par conséquent les formes du terrain sont rapidement modifiées et les reliefs anciens effacés.

Quatre paramètres contrôlent l'aspect des formes de relief :

- D'abord *la tectonique*^{*} récente, principalement à travers sa composante verticale, qui explique les volumes montagneux et le détail de leur géométrie en fonction du style et de l'intensité des déformations ; celles-ci peuvent se prolonger bien évidemment dans le présent, mais toutes les montagnes ne sont pas également actives : la sismicité est modérée dans les Pyrénées et le soulèvement actuel mesuré est de l'ordre au plus du millimètre par an (valeur que rien ne permet d'extrapoler linéairement sur la longue durée !).

- Ensuite, *la lithologie*^{*} et *la structure*^{*}, qui guident, orientent, facilitent ou au contraire ralentissent le travail de l'érosion. La branche de la discipline qui explore ces domaines, tectonique incluse, se nomme *géomorphologie structurale* et on y distingue souvent une *géomorphologie tectonique*, plus précisément centrée sur les régions de déformation active.

- Le troisième paramètre est constitué par *les processus d'érosion*^{*} qui désagrègent les roches, sculptent le relief, transportent les matériaux érodés et les déposent. Ils sont extrêmement variés, depuis les mécanismes de détail qui fonctionnent sur les versants (*altération chimique*^{*}, *cryoclastie*^{*}, *ruissellement*^{*}, *solifluxion*^{*}, *éboulis*^{*}, *éboulements*^{*}...), jusqu'aux grands agents d'érosion qui fonctionnent en continu sur de vastes espaces (cours d'eau, glaciers, vent...). L'étude de leur fonctionnement actuel, si possible de façon quantitative, relève de la *géomorphologie dynamique*. Cette approche a d'importantes applications en terme de gestion et d'aménagement de l'espace naturel. Mais ces études portent sur une plage de temps très brève, où l'on mesure au mieux quelques années de transports fluviaux ou d'accumulation de débris sur un cône d'éboulis par exemple. Et leur extrapolation sur la longue durée géologique, pour expliquer les formes de relief, n'est donc pas toujours aisée, même en utilisant toutes les techniques modernes de modélisation.

- On retrouve là le quatrième et dernier paramètre, *le temps* et donc *l'histoire* des formes du relief. Ce mode d'approche se nomme *géomorphogénèse* ou *géomorphologie historique*. Son développement a beaucoup bénéficié des nombreuses méthodes de reconstitution des environnements passés (paléoclimats, couvertures végétales successives), qui gouvernent la succession et l'efficacité des systèmes d'érosion à l'œuvre dans une région donnée. Elle exploite aussi les progrès considérables dans les méthodes de datation absolue, qui seules permettent d'assigner un âge aux différents éléments constituant le relief ou de mesurer directement la vitesse de l'érosion⁴ (datations radiométriques, *thermochronologie*^{*}, *isotopes cosmogéniques*^{*}...). On en trouvera des exemples plus loin, appliqués au massif de Madrès.

¹ Il existe déjà pour ce secteur un guide géologique : Laumonier B. (1994), Les hauts de Jujols (massif du Coronat, Pyrénées orientales), itinéraires géologiques, *Cahiers de la réserve naturelle de Jujols*, 1, 28 p.

² Les mots en italique suivis de * font l'objet d'une brève définition dans le lexique en fin d'ouvrage

³ Pour une bonne présentation de cette science, voir en français l'ouvrage de R. Coque, *Géomorphologie*, Colin édit., 6^e éd., 1998, 503 p. ; on conseillera aussi R. J. Huggett, *Fundamentals of Geomorphology*, Routledge édit., 2011 3^e éd., 516 p, plus novateur et plus au fait des derniers développements de la discipline.

⁴ Sur ces techniques de datation, voir un bon résumé dans Huggett, 2011, p.462-467.

2. LE MASSIF DU MADRÈS DANS SON CADRE GÉODYNAMIQUE

Le massif appartient à la Zone axiale des Pyrénées (Figs. 1 et 2) ; il en partage l'histoire géologique, qui peut être découpée en trois temps de durée très inégale. L'époque hercynienne, à l'Ère primaire, voit la mise en place des grands

ensembles lithologiques ; le cycle orogénique alpin, à l'Ère secondaire et tertiaire, s'achève par le plissement pyrénéen dans la première moitié du Tertiaire ; la période post-orogénique, du Miocène au Quaternaire, est marquée par la fragmentation tectonique de l'ancienne chaîne pyrénéenne, en relation avec l'ouverture du bassin marin de la Méditerranée occidentale, et voit la formation des principaux reliefs actuels.

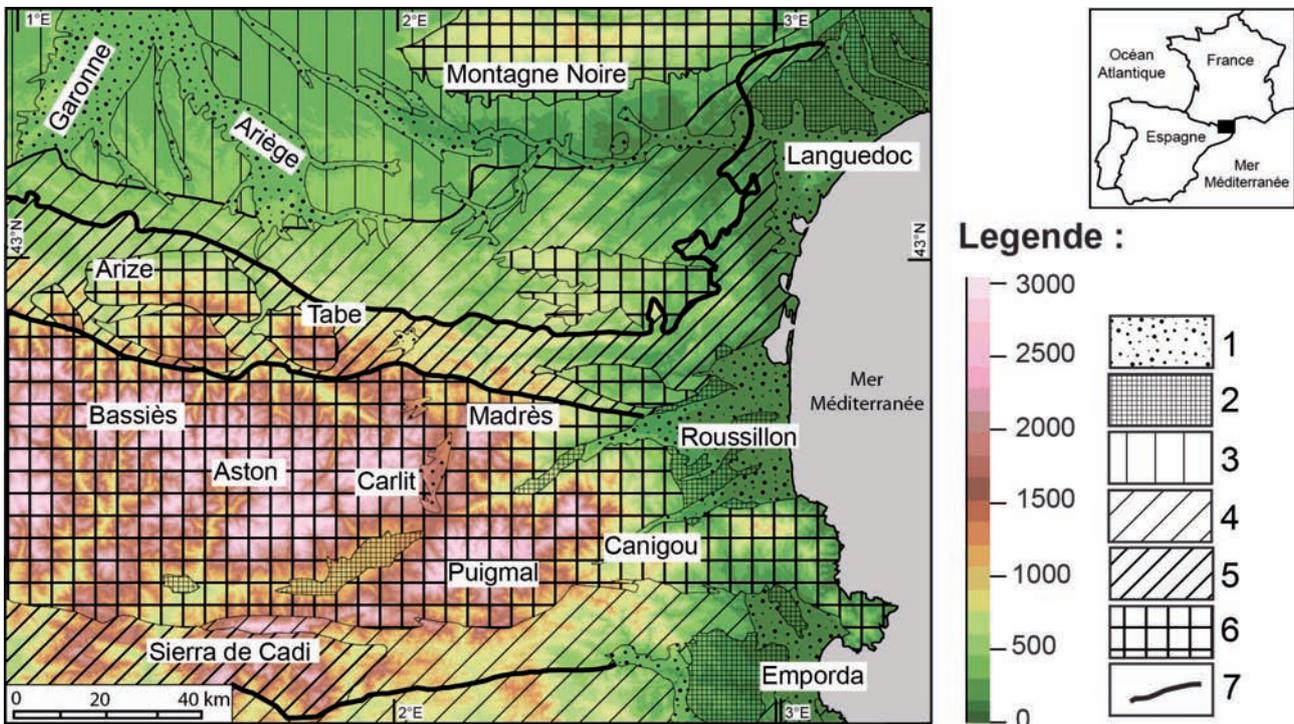


Fig. 1. Carte de localisation. Relief et grands ensembles structuraux des Pyrénées orientales.

1- Dépôts quaternaires. 2- Terrains néogènes des fossés d'effondrement. 3- Terrains molassiques éocènes et miocènes de l'avant-pays aquitain. 4- Terrains crétacés à oligocènes plissés de la zone sous-pyrénéenne. 5- Terrains triasiques à crétacés plissés de la zone nord-pyrénéenne et de l'unité de Pédrasca (versant sud). 6- Terrains paléozoïques de la zone axiale et des massifs satellites nord-pyrénéens. 7- Principaux accidents compressifs pyrénéens. (Cartographie M. Delmas, 2012 ; fond topographique, Modèle numérique de terrain SRTM, traité avec Microdem.)

2.1. Contexte géologique et géodynamique*

2.1.1. Un bloc de socle hercynien

La Zone axiale des Pyrénées, à la fois axe orographique majeur de la chaîne et son épine dorsale géologique, est formée par des terrains très variés, d'âge précambrien et paléozoïque, plissés lors de l'orogénèse hercynienne pendant le Carbonifère (355-295 Ma⁵). Ces terrains, fortement plissés, métamorphisés et pénétrés par des masses granitiques, dans les profondeurs d'une chaîne de montagne en construction, sont ensuite ramenés progressivement vers la surface par l'érosion qui démantèle et aplanit peu à peu la montagne. C'est ainsi que se constitue ce que les géologues et les géomorphologues appellent un socle : portion de lithosphère devenue rigide et que recouvrent en *discordance** des sédiments continentaux et marins. Cette évolution s'est produite pendant le Permien (295-250 Ma) dans les Pyrénées et les premières couches largement discordantes sur le domaine de l'ancienne chaîne sont les grès rouges continentaux du Trias inférieur, suivis par les calcaires marins du Trias moyen. Il n'y en a pas d'affleurements dans le cœur de la Zone axiale (donc dans le Madrés), trop profondément

ment érodée au Tertiaire, mais on peut en observer sur ses marges, en particulier dans le bassin d'Amélie-les-Bains.

À l'exception des noyaux de gneiss œillés, qui n'affleurent que dans les dômes métamorphiques anticlinaux du Canigou - Roc de France, de l'Agly, des Albères, de l'Aston-Hospitalet et de Mont-Louis, le massif du Madrés présente un échantillonnage complet des principales unités lithologiques hercyniennes. On renverra à la feuille géologique Prades à 1/50 000 pour une description détaillée.

L'axe du massif du Madrés est formé par le synclinal de Villefranche, d'orientation WNW-ESE. C'est un empilement de nappes de charriage hercyniennes reployées tardivement en synclinal, qui concernent des terrains sédimentaires ou très peu métamorphiques du Paléozoïque moyen et supérieur. Les calcaires massifs ou les dolomies (Dévonien et Carbonifère basal) y occupent la place la plus importante, faisant de cet ensemble, complexe et hétérogène dans le détail, un môle de roches résistantes à l'érosion. Vers le bas de la série stratigraphique (Silurien et Ordovicien supérieur, où apparaissent les plus vieilles faunes marines conservées), comme vers le haut (Carbonifère inférieur - Viséen) ce sont plutôt des schistes pélitiques ou gréseux, des calcschistes et des argilites qui affleurent, en moyenne beaucoup moins résistants à l'érosion de par leur structure feuilletée, à l'exception des poudingues quartzueux du Caradoc.

Flanquant au N comme au S cet axe, deux ensembles de roches schisteuses, puissants de plusieurs milliers de

⁵ Ma : abréviation utilisée pour million d'années

mètres, représentent l'Ordovicien, le Cambrien et probablement le Protérozoïque supérieur (Précambrien). *Azoïques**, métamorphosés en schistes à chlorite et séricite, voire en micaschistes dans la partie la plus profonde, ces matériaux forment de la base au sommet les séries de Canaveilles et de Jujols. Pétrographiquement ce sont des ensembles très variés, incluant des faciès pélitiques, gréseux, microconglomératiques, volcanodétritiques, avec des bancs de marbre de plus en plus puissants vers la base de la série de Canaveilles. Mais d'un point de vue géomorphologique le comportement est très homogène, l'ensemble plutôt friable et facilement incisé par les cours d'eau.

Trois massifs granitiques hercyniens (on utilise aussi le terme de pluton), mis en place vers 300 Ma, sont intrusifs dans cet ensemble. Ce sont des langues extravasées (massifs "stratoïdes", en forme de *laccolite**), avec un plancher généralement situé dans la série de Canaveilles et un toit dans le Paléozoïque supérieur. Ce dispositif est très visible dans les parties culminantes du Madrès, où des enclaves de marbres et de cornéennes résultant du métamorphisme de contact affectant des synclinaux de Dévonien, sont conservées "en pendentifs" au sommet de la masse granitique. Ces granitoïdes sont de composition minéralogique et de structures variées, rares gabbro-diorites sombres, *granodiorites** et *monzogranites** pour l'essentiel, faciès à grain moyen équiant ou porphyroïde à grands cristaux d'orthose isolés. Mais ces différenciation pétro-structurales ne se traduisent que très peu dans les formes de relief. Par contre, l'aptitude à l'altération des granodiorites et monzogranites, arénisées sur de grandes épaisseurs parfois, en fait des ensembles lithologiques beaucoup plus sensibles à l'érosion que la plupart des autres catégories de roches. Le lobe oriental du pluton de Mont-Louis affleure au S dans la région de Raillou. Le pluton de Quérigut forme les sommets du Madrès et toute sa retombée N, de la vallée de l'Aiguette au bassin de Roquefort-de-Sault. Un isthme étroit, au droit du col de Jau, le relie au pluton de Millas, qui affleure surtout au N de la Castellane. La mise en place des plutons s'est traduite dans l'encaissant par un métamorphisme de contact : cette bande de cornéennes est particulièrement développée au S des plutons de Millas-Quérigut. mais cette recristallisation ne semble pas changer radicalement le comportement des séries schisteuses face à l'érosion.

2.1.2. Le cycle alpin et l'orogénèse pyrénéenne

Du Trias au Crétacé inférieur (245-120 Ma) des mers peu profondes, dites épicontinentales, recouvrent probablement tout le domaine de la Zone axiale et y déposent des marnes et surtout des calcaires, souvent de type récifal. Il n'en reste rien sur le Madrès, mais le compartiment de Zone axiale situé entre la faille du col de Jau et la faille nord-pyrénéenne a porté une série assez complète échelonnée du Trias au Crétacé inférieur, encore conservée entre Gesse et Niort en Pays de Sault. Cette période est mise en relation avec le *rifting** téthysien qui étire ce segment de plaque européenne, en relation aussi avec les débuts de l'ouverture de l'océan Atlantique. Cette ouverture se précise et se propage dans le golfe de Biscaye au Crétacé moyen ; des fossés marins profonds à sédimentation de marnes noires et de *flyschs** épais se forment au bord N de la Zone axiale ; la plaque Ibérique s'individualise au S de cette zone de rift et entame sa rotation vers l'E, le long de la faille nord-pyrénéenne qui, dans notre secteur, se suit de Millas à Sournia, Montfort et Gesse (décrochement ou coulissage senestre : depuis un observatoire situé sur le Madrès on verrait la plaque européenne se déplacer vers la gauche).

La fermeture de ces sillons, sous l'effet du rapprochement des plaques Ibérique et Europe (la première poussée vers le N par l'Afrique) s'amorce vers 83 Ma au Crétacé supérieur.

La convergence va se maintenir jusqu'au début du Miocène pendant près de 60 Ma, résorbant progressivement les bassins marins établis sur une *croûte** continentale très amincie, puis aboutissant à la collision des deux plaques et à l'épaississement considérable de la croûte supérieure ibérique pour former l'actuelle Zone axiale. On estime le raccourcissement total à près de 160 km, ce qui nous donne la mesure de la largeur des anciens bassins marins, et l'épaississement maximal de la croûte à plus de 50 km sous la Zone axiale. Corrélativement une tranche de roches de 6 à 10 km a été enlevée par l'érosion et une partie de ces débris est stockée sous la forme des conglomérats et *molasses** déposés depuis la fin du Crétacé et une bonne partie du Tertiaire dans les bassins d'avant-chaîne (Èbre et conglomérats de Berga ; Aquitaine et poudingues dits de Palassou). La compression a débité la croûte supérieure ibérique rigide en grandes dalles ou écailles, épaisses de plus de 10 km chacune, empilées les unes sur les autres et reployées en une sorte d'énorme anticlinorium, tandis que la *lithosphère** ibérique plonge en subduction sous la plaque européenne. Le mécanisme d'écaillage a débuté au N dès le Crétacé final et s'est déplacé progressivement vers le sud. Dans le massif de Madrès ces écaillages peuvent être recherchés dans les failles inverses très redressées et à *regard** S, de Mérens et de Molitg - col de Jau, mais ils ne paraissent pas avoir l'ampleur de ceux décrits dans les Pyrénées centrales, où le modèle a été établi grâce au profil sismique Ecors.

L'orogénèse pyrénéenne semble avoir connu plusieurs paroxysmes successifs et quelques pauses. Une pause est signalée entre 68 et 53 Ma. Un paroxysme majeur se place vers la fin de l'Éocène et à l'Oligocène inférieur, entre 37 et 30 Ma. Pour notre domaine oriental (incluant le Madrès), une chaîne de montagne étroite et ne dépassant pas les Pyrénées centrales vers l'W existe dès la fin du Crétacé, bordée de piémonts continentaux à dépôts détritiques rutilants (les faciès garumniens), puis de sillons marins au début de l'Éocène (Yprésien, 56-49 Ma). Cette chaîne ne va cesser de s'élargir et de se propager vers l'W : la mer quitte le sillon septentrional (l'actuelle moyenne vallée de l'Aude et les Corbières du N) dès la fin de l'Yprésien et ne persiste qu'en Aquitaine occidentale. Le sillon marin méridional, de l'Emporda à la Navarre, se maintient plus tardivement mais se ferme brutalement au début du Priabonien (37 Ma), quand le plissement des Pyrénées atlantiques coupe le bassin de l'Èbre de l'océan Atlantique et le transforme en bassin *endoréique** (cet événement coïncide avec le dépôt des évaporites de Cardona, sel, potasse et gypse).

2.1.3. Rifting et ouverture de la Méditerranée occidentale au Néogène

Tandis que les Pyrénées centrales et occidentales restent sous un régime compressif, la partie orientale de la chaîne est largement concernée par ces phénomènes extensifs qui, à partir de l'Oligocène, s'exercent à l'échelle de toute l'Europe de l'Ouest et de la Méditerranée occidentale. Il s'agit d'abord d'un système de fossés en extension, traduisant l'étirement de la *lithosphère** européenne selon une direction E-W et qui se développent de la mer du Nord à l'actuelle Méditerranée dès le Priabonien (37-34 Ma), effet indirect probable de la collision alpine. Dans l'aire méditerranéenne et un peu plus tardivement au cours de l'Oligocène, ce sont des fossés similaires, traduisant une extension NW-SE, qui se mettent en place et commencent à séparer le bloc Corse-Sardaigne (initialement placé au contact des côtes de la Catalogne à la Provence) du reste de l'Europe. Ce dispositif est lié à la mise en place d'une subduction océanique plongeant sous la marge SE de l'Europe, de Gibraltar à la Corse ; cette subduction se retire progressivement vers le SE (elle est actuellement active sous l'arc de Sicile-Calabre) et détermine un étirement dans la plaque européenne sus-jacente. Ce phé-

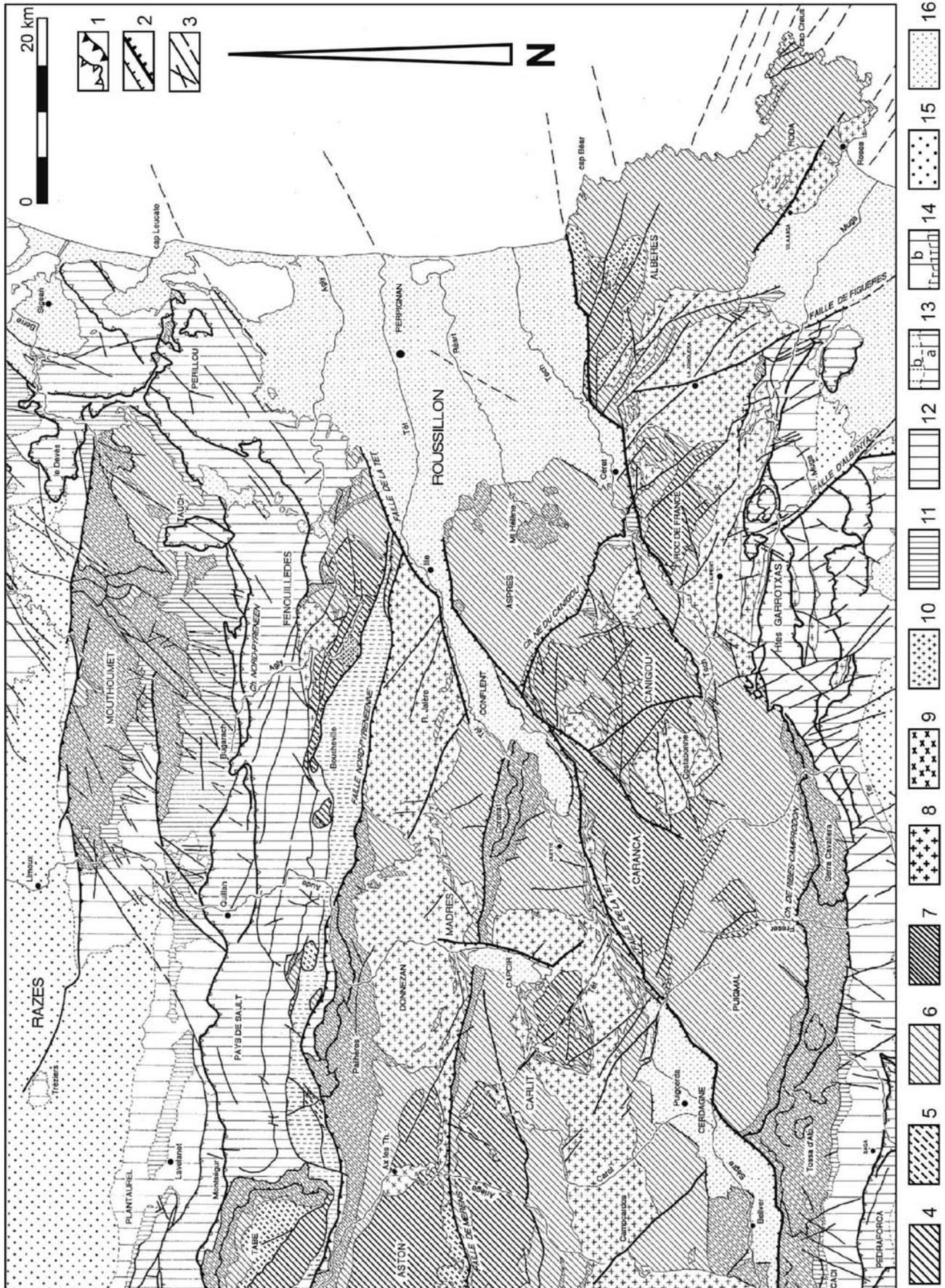


Fig. 2. Carte structurale de l'Est des Pyrénées.

Tectonique : 1- Chevauchement pyrénéen dans la couverture sédimentaire, chevauchements et failles inverses dans le socle hercynien ou pyrénéen. 2- Faille normale néogène. 3- Autres failles, failles probables ou masquées.

Socle hercynien : 4- Orthogneiss dérivant de granites ordoviéens et paragneiss. 5- Migmatites dans la base du Paléozoïque. 6- Paléozoïque inférieur (Cambro-ordovicien) et Précambrien supérieur. 7- Paléozoïque moyen et supérieur (Caradoc, Silurien, Dévonien, Carbonifère). 8- Granitoïde en massifs supérieurs. 9- Granites intermédiaires. 10- Granites profonds catazonaux.

Couverture plissée : 11- Mésozoïque métamorphique nord-pyrénéen. 12- Série nord-pyrénéenne et zone des flyschs (Mésozoïque carbonaté et marneux puissant et peu lacunaire). 13- Série mésozoïque décollée ou charriée sud-pyrénéenne (a), surmontée de Paléogène (b). 14- Série sous-pyrénéenne et couverture sud de la Zone axiale, base mésozoïque très lacunaire (a) (Trias, Crétacé supérieur...), séquence éocène marine (b) à base continentale. 15- Conglomérats syntectoniques et molasses continentales paléogènes (Éocène et Oligocène) des bassins flexuraux bordiers. 16- Remplissage détritique des fossés orientaux (Oligocène, Miocène, Pliocène) et molasses néogènes de l'Aquitaine.

(Cartographie M. Calvet, 1996, d'après la Mapa geologic de Catalunya au 1:250 000 et les cartes géologiques françaises disponibles.)

nomène de rifting évolue au Miocène inférieur (21-15 Ma) en ouverture d'un micro-océan à plancher basaltique (un bassin marginal, l'actuel bassin algéro-provençal) tandis que le bloc Corse-Sardaigne migre jusque dans sa position actuelle.

Pris en écharpe par ces phénomènes, le domaine pyrénéen oriental, initialement continu jusqu'en Provence, s'effondre et se morcelle en fossés remplis d'épaisses séries sédimentaires détritiques d'âge oligocène (fossés de Narbonne-Sigean) ou miocène inférieur (Roussillon, Valles-Penedès, Conflent). Des reliefs de faille éphémères peuvent surgir localement, par exemple sur l'actuel Canigou à la marge du fossé du Conflent ; mais ce morcellement facilite l'arasement de la vieille chaîne pyrénéenne, aplanie en presque totalité dans sa moitié orientale au moins. Un nouveau niveau de base marin s'est établi immédiatement à l'E du domaine, selon une direction NE-SW et un tracé proche du littoral actuel. On en a retrouvé les sédiments dans les sondages profonds du Roussillon (Canet et Elne) et la mer y formait un golfe assez profond vers l'W, mais on peut voir ces littoraux du Miocène moyen (15-13 Ma) sur toute la bordure des Corbières (La Clape, Lapalme, Leucate...).

Les effondrements se répètent au Miocène supérieur (11-5,5 Ma) et se prolongent au Pliocène inférieur (5,3-3,5 Ma). Ils affectent non seulement les bassins côtiers (Roussillon, Emporda) mais pénètrent plus loin vers l'W au cœur de la Zone axiale, avec les fossés de Cerdagne, de La Seu d'Urgell, du Capcir et leurs épais remplissages détritiques datés entre 12 et 6 Ma. Cette deuxième phase d'effondrements coïncide avec le démarrage du volcanisme catalan en Emporda. La racine lithosphérique lourde et dense créée lors de la subduction pyrénéenne s'est progressivement réchauffée

et a disparu à l'E. Désormais l'épaisse racine de croûte légère édiflée par la tectonique pyrénéenne peut faire sentir ses effets ; elle remonte comme un bouchon plongé dans l'eau, selon la loi de l'*isostasie**, et forme progressivement depuis 10 Ma le puissant bourrelet montagneux des Pyrénées actuelles.

2.2. Les grands traits géomorphologiques du massif du Madrès

Vu de loin, le Madrès s'individualise comme un dôme (Fig. 3) aux formes très lourdes et régulières, bien différent de ses voisins, Canigou ou Carlit, ponctués de pics et d'arêtes.

Cette image se vérifie parfaitement côté N depuis le piémont du Lauragais ou, plus près, depuis le plateau de Sault ; mais c'est aussi le cas pour son versant S contemplé depuis le Canigou ou le massif de Carança. En plan, c'est un quadrilatère compact, découpé par un système de vallées rayonnantes principalement orientées vers le N, l'E et le S. Sa limite W est la plus nette, car formée par un escarpement rectiligne, élevé, à peine découpé par quelques ravins, qui domine le fossé du Capcir et la vallée de l'Aude sur près de 40 km de long. Vers le S et SE, le massif s'incline progressivement vers le fossé du Conflent et de profondes vallées affluentes de la Têt l'incisent. C'est vers le N et le NE que ses limites sont les moins nettes, car le petit massif du Dourdou - Serre d'Escalès en forme une annexe, au-delà de la vallée de la Castellane, et l'on passe sans véritable solution de continuité aux reliefs montagneux calcaires de la Zone nord-pyrénéenne plissée.

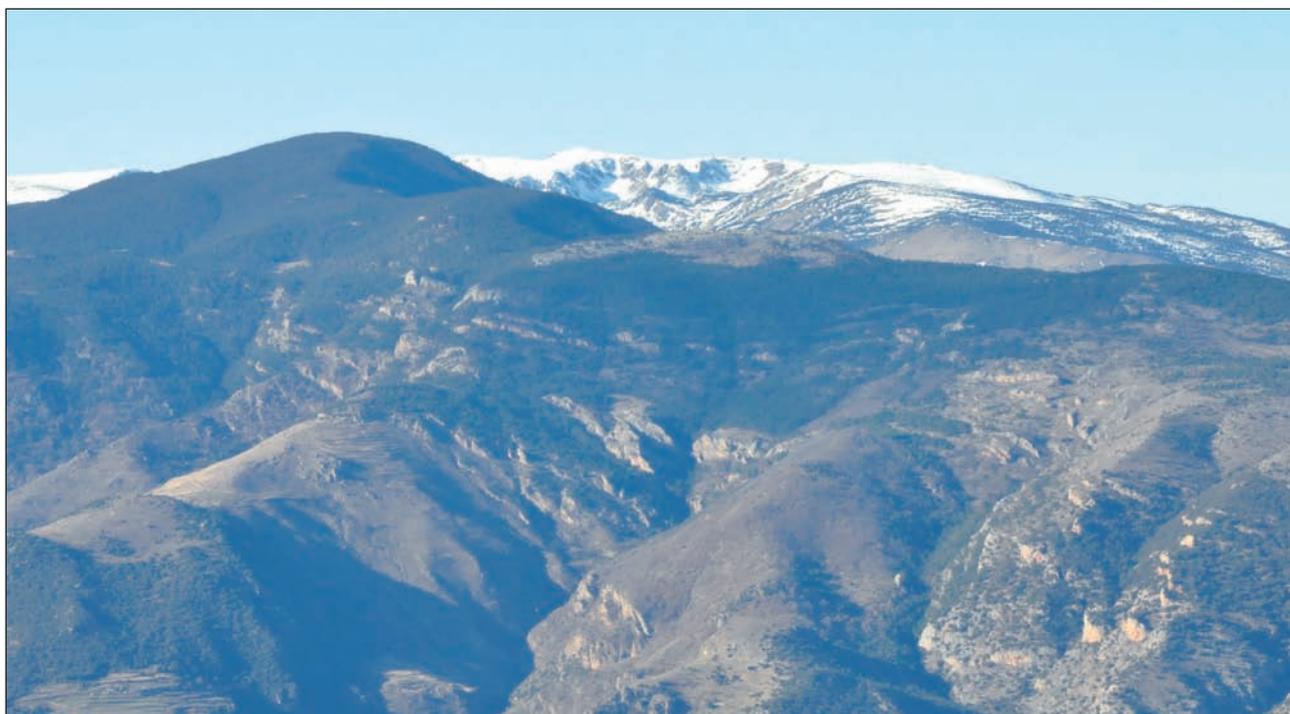


Fig. 3. Panorama du Madrès depuis le massif du Canigou.

Noter la forme en dôme, les aplanissements au fond, sur granites, et au premier plan sur les calcaires dévoniens du Coronat au Pla des Horts. On repère aussi les cirques glaciaires de l'Estelat.

(Vue au téléobjectif, M. Calvet.)

2.2.1. Les plateaux culminants : les plus vieux paysages du massif

Ce sont ces plateaux qui confèrent au Madrès sa forme en dôme régulier, car ils en couronnent le faite et se suivent sur l'ensemble des crêtes qui s'en détachent, où des vestiges en sont conservés et progressivement abaissés vers le N, le S et l'E (Fig. 4).

Ces plateaux nivellent tous les types de roches et tronquent toutes leurs déformations : ce sont ce que les géomorphologues appellent des surfaces d'érosion, ou d'aplanissement. C'est-à-dire des topographies planes qui résultent de l'usure d'un relief montagneux suite à une très longue

période d'érosion. L'élaboration de ces surfaces planes a pu être précisément datée : elles sont postérieures au plissement pyrénéen et ont commencé à se former pendant l'Oligocène. Elles recoupent en effet et nivellent les structures tectoniques pyrénéennes : dans le Madrès ces plateaux existent sur les deux lèvres de la faille de Mérens, aussi bien sur le compartiment N (Pla des Gourgs) que sur le compartiment S (sommets du Coronat et Pla des Horts, Fig. 3) ; le même constat peut être fait de part et d'autre de la faille de Molitg - col de Jau ; plus au nord ce sont les plis de la Zone nord-pyrénéenne et des Corbières qui sont clairement recoupés et qui portent des restes de plans d'érosion (anticlinal de la forêt des Fanges, pli-faille de Galamus...).

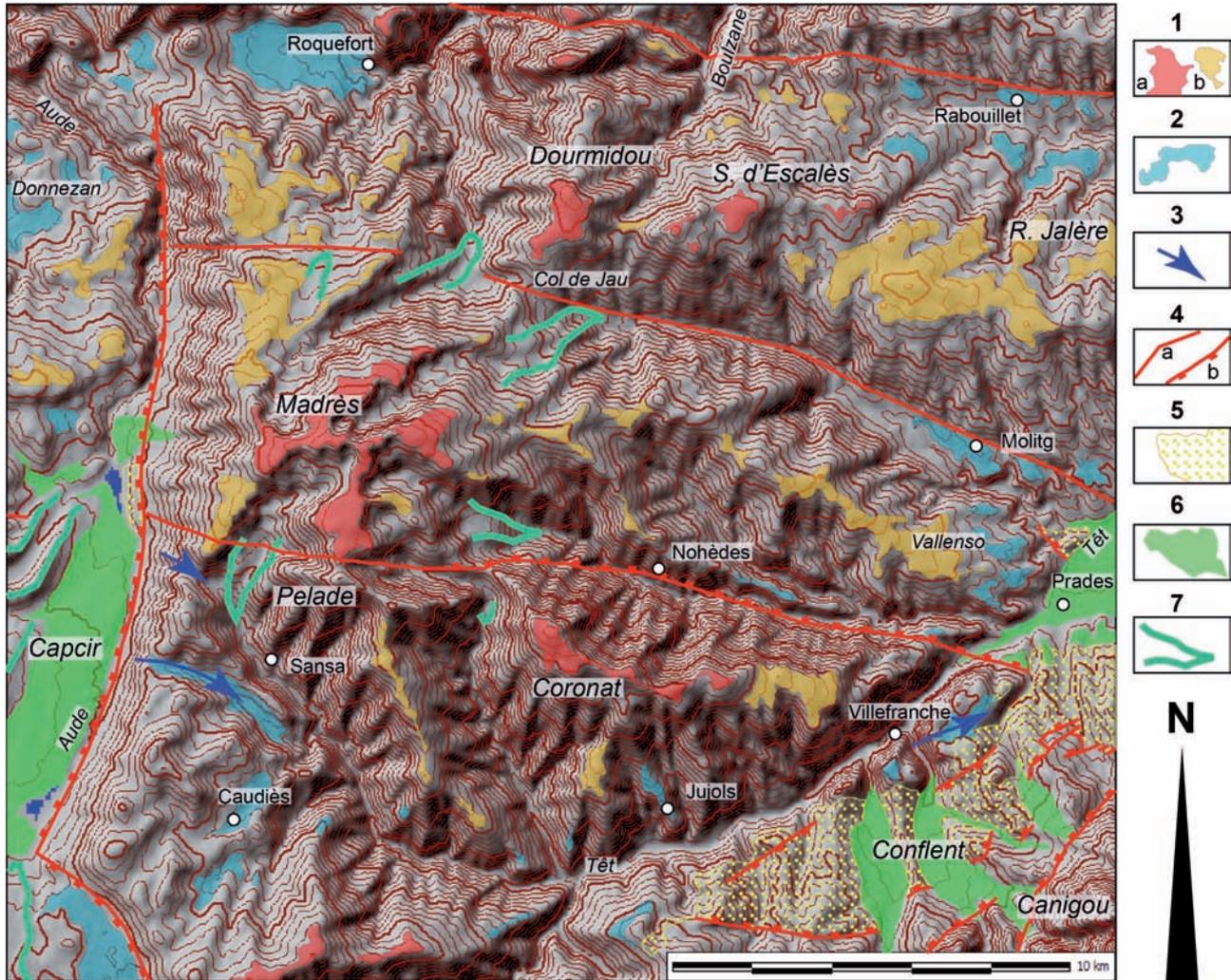


Fig. 4. Les grandes formes du relief dans le massif de Madrès.

1- Surfaces d'aplanissement culminantes : a, oligo-miocène ; b, miocène moyen. 2- Aplanissements partiels et alvéoles granitiques de la fin du Tertiaire (Pliocène). 3- Paléovallées et direction des écoulements de la fin du Tertiaire. 4- Tectonique : a, principales failles ; b, failles à jeu extensif au Néogène. 5- Remplissage des fossés néogènes (Miocène inf. en Conflent ; Miocène sup. en Capcir). 6- Terrasses alluviales quaternaires. 7- Moraines. (Cartographie M. Calvet, 2012 ; fond Modèle numérique de terrain SRTM traité avec Microdem.)

La thermochronologie a permis récemment de confirmer et de préciser ces conclusions, en datant et en quantifiant l'érosion qui a conduit à l'aplanissement des Pyrénées. On a utilisé pour cela les cristaux d'apatite, un minéral secondaire extrait des roches granitiques, et les prélèvements ont été faits sur tous les restes d'aplanissements conservés dans l'E des Pyrénées, depuis l'Ariège jusqu'au Madrès et au Canigou. Dans l'apatite, qui contient de l'uranium radioactif, la désintégration de cet élément produit des traces microscopiques, les traces de fission. Au-dessus de l'isotherme 110°, c'est à dire dans les 4 premiers km de la croûte, ces

traces ne se cicatrisent plus et s'accumulent régulièrement au fil du temps, constituant un chronomètre naturel si on peut les compter. Il est donc possible de dater le moment où cet isotherme est franchi, à mesure que l'érosion fait disparaître des tranches de roche successives et que l'échantillon est progressivement ramené vers la surface. Si les traces de fission sont longues (14 µm et plus), ce qui est précisément le cas de la plupart des échantillons étudiés, on peut en déduire que l'exhumation par l'érosion est très rapide et donc que l'âge trace de fission est proche de l'âge de mise à l'affleurement, donc de la réalisation des aplanissements.

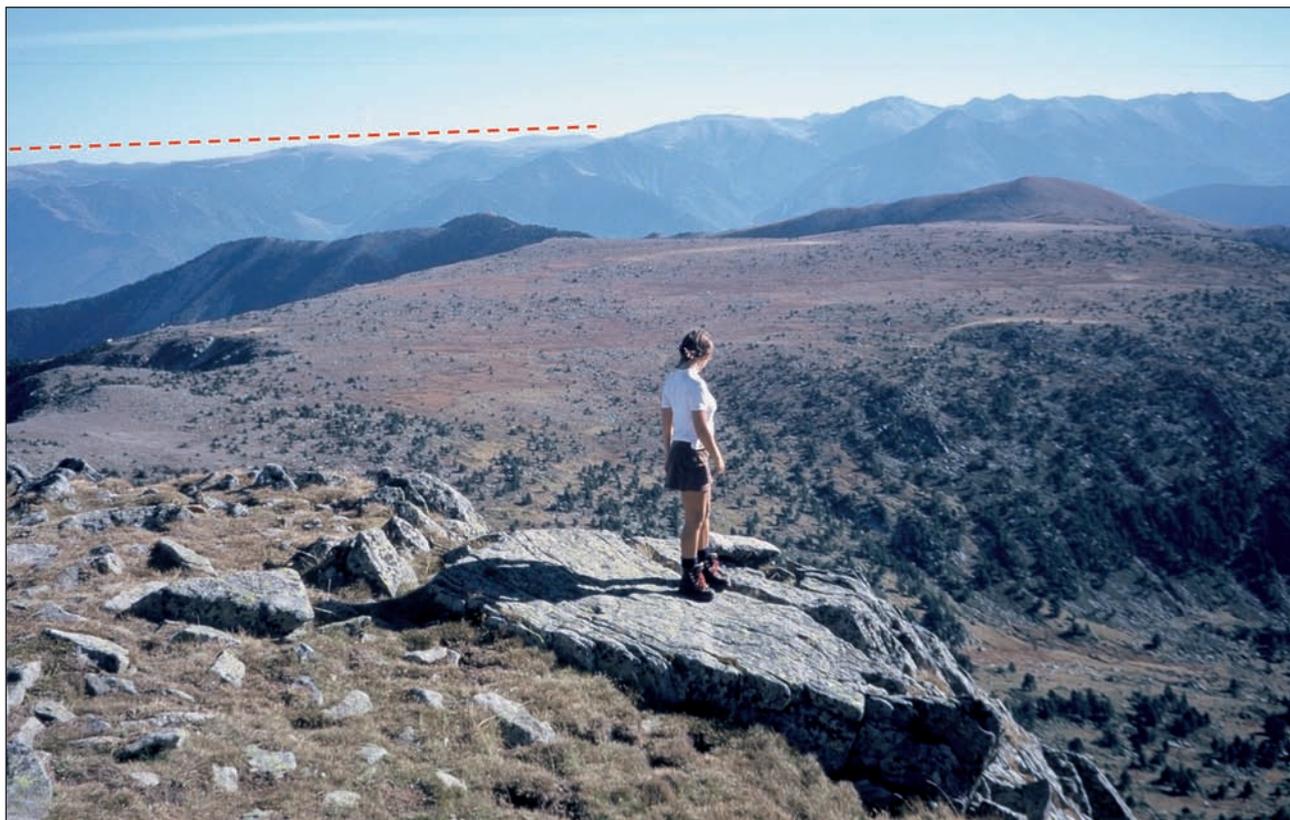


Fig. 5. Pla des Gours vu depuis le Madrès.

La surface culminante recoupe les granites et au second plan les calcaires de la Pelade-Escoutou. Au fond à gauche (tireté rouge), les aplanissements du Pla Guillem à Campmagre, sur le horst Canigou-Carança.

(ph. M. Calvet)

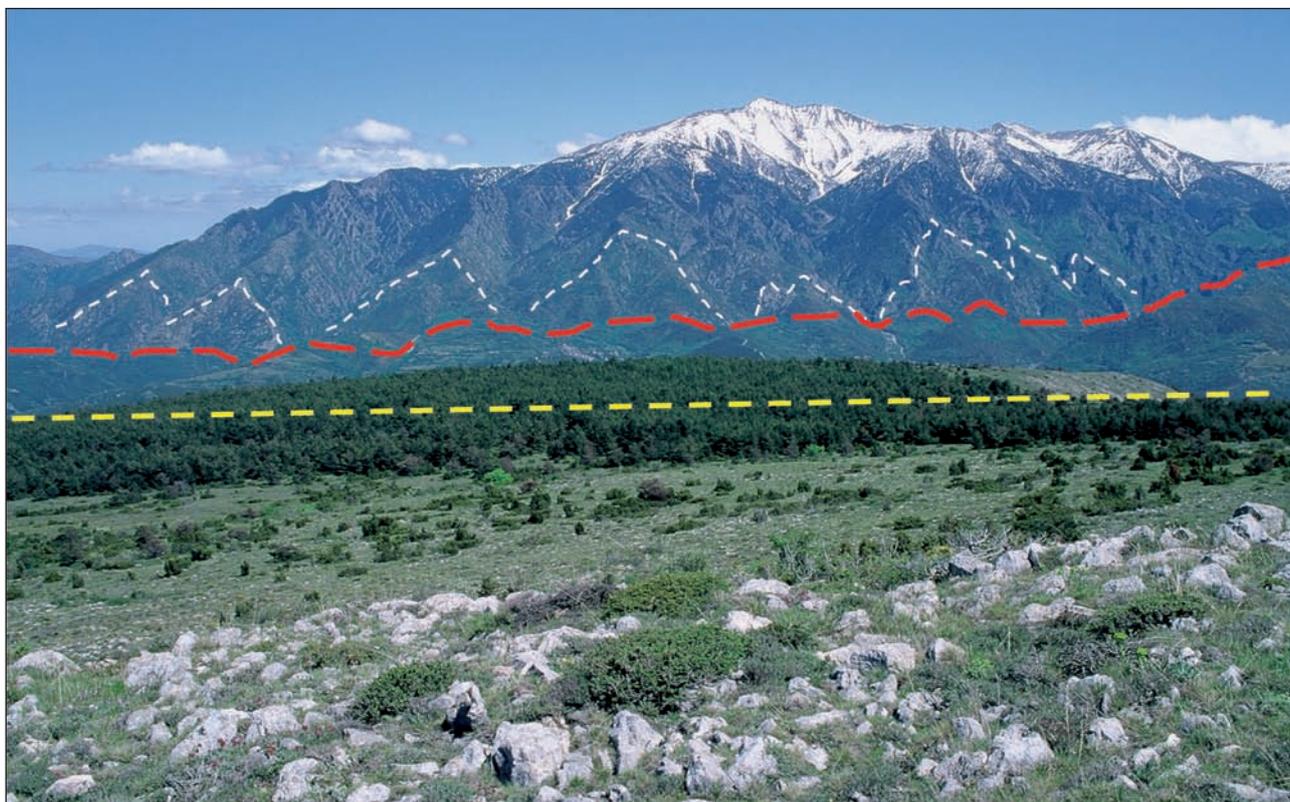


Fig. 6. Le Pla des Horts, sur les calcaires dévoniens du Mont Coronat.

Au fond, le fossé du Conflent et le horst du Canigou, dont la base est soulignée par les facettes triangulaires (tireté blanc) qui indiquent un rejeu récent (fin Tertiaire - Quaternaire ancien) de l'escarpement de faille. Tireté rouge : tracé de la faille bordière du horst du Canigou ; tireté jaune : surface des Horts.

(ph. M. Calvet)

Une autre méthode est utilisée conjointement : les séries de désintégrations amorcées par celle de l'uranium produisent à terme un élément stable, l'hélium, qui s'accumule dans le cristal dès que sa température descend en-dessous de $\sim 60^\circ$, soit une profondeur de 2 km dans la croûte terrestre. Le dosage de l'hélium fournit donc un autre chronomètre. L'utilisation conjointe de ces deux chronomètres et des longueurs de traces permet de "modéliser" l'exhumation des roches, leur remonté vers la surface par érosion des reliefs et soulèvement isostatique corrélatif : on a ainsi démontré que tous nos échantillons sont arrivés à proximité de la surface entre 35 et 25 Ma. Dans le Madrès, le Pla de la Rouquette a procuré un âge - trace de fission de 49,3 Ma et un âge-hélium de 39,6 Ma, avec des longueurs de traces de 13,42 μm . Cela permet de calculer un taux d'érosion moyen de l'ordre de 200 m par Ma pendant l'Éocène moyen et supérieur.

Cette méthode ne permet pas plus de précisions quant à la réalisation des aplanissements. Mais il apparait que leur histoire est sensiblement plus compliquée, car l'examen des paysages montre l'existence de deux niveaux étagés d'âge manifestement différent. Le niveau le plus ancien forme les plateaux culminants : Pla des Gourgs, Pla de la Rouquette, Pla du Madrès, du Bernard Sauvage et de la crête qui descend vers la Glèbe. Ses jalons se suivent sur les calcaires dévoniens massifs, du Coronat à la Tartère vers le SE, mais aussi sur les sommets du Dourmidou et de la Serre d'Escalès au N. Après une phase de soulèvement, un niveau plus récent s'est inscrit quelques hectomètres en contrebas, à la périphérie du dôme, dont la partie centrale a été préservée en position de relief résiduel. Cette deuxième génération de plans n'est bien conservée que sur les calcaires, au-dessus de Villefranche, où elle forme le Pla des Horts, incliné de 1200 à 1450 m et adossé à la masse résiduelle de la Tartère - Roque Fumade. Elle se retrouve sur les Pâturages de Madrès, au versant N entre 2000 et 1500 m, mais aussi au N de Conat, sur les schistes du Pla de Vallenso, inclinée entre 1200 et 700 m. Plus au N on lui rattachera les plateaux granitiques au pied de la Serre d'Escalès et jusqu'à Roque Jalère, entre 1200 et 1000 m. Enfin, au S de la barre calcaire de la Pelade-Coronat, ce niveau peut être recherché sur les plas de la Llabanère (2090 m) à Lloumet (1656 m) et, du côté E de la vallée d'Évol, sur le pla du col Diagrè (1450 m).

On peut mettre cet étagement de surfaces au compte de la tectonique extensive qui crée le fossé d'effondrement du Conflent au début du Miocène, à l'Aquitainien-Burdigalien ancien (24-18 Ma). C'est en fait un demi-fossé, limité du côté du Canigou par une faille majeure mais dont le côté N est formé par un plan régulièrement basculé vers le SE depuis les sommets du Madrès. Le remplissage détritique du Conflent, de faciès torrentiel très grossier (Formation dite d'Escaro, plus de 800 m d'épaisseur et d'âge burdigalien inférieur), est presque exclusivement alimenté par le horst de Canigou-Carança ; seuls les sables granitiques (arkoses) de Marquixanes ainsi que les faciès à galets schisteux de Codalet, à la base et d'âge aquitainien, traduisent une érosion assez modeste sur la bordure N du bassin, manifestement très modérément soulevée. Il est d'ailleurs possible que l'achèvement de la surface supérieure soit contemporain du dépôt des arkoses aquitainiennes de Marquixanes.

La surface d'érosion inférieure n'a épargné que quelques petits massifs résiduels isolés, sur le Madrès, le Carlit, probablement aussi Carança et Canigou : elle forme en effet les Plas Guillem et Campmagre au S du Conflent, ainsi que le plateau des étangs du Carlit, bien visibles depuis les sommets du Madrès. En direction du littoral et dans les Corbières elle prend une extension régionale et elle vient se raccorder à son niveau de base marin, marqué par les sédiments littoraux du Miocène moyen (15-13 Ma) qui sont visibles à Leucate, Lapalme et autour du massif de la Clape (cf *supra* point 2.1.3.). Dans ce secteur littoral l'achèvement de cet aplanissement inférieur a pu être daté autour de 10-12 Ma.

2.2.2. Lithologie et grandes unités de relief

Le relief du Madrès est assez largement contrôlé par la disposition et la nature des grands ensembles de roches qui le composent. En effet, lors du soulèvement de la montagne, depuis 10 à 12 Ma, l'érosion a déblayé aisément certaines roches et a épargné les plus résistantes. C'est ce que l'on nomme l'érosion différentielle.

• Les calcaires massifs et épais du Dévonien

Ces roches, qui forment le synclinal de Villefranche, constituent l'axe de relief principal du Madrès. Cette barre montagneuse, défendue par de longues parois rocheuses étagées rousses ou blanchâtres (fig. 3), s'étire et s'élargit progressivement de Réal à Villefranche, selon une direction WNW-ESE. Elle est ponctuée par les sommets de l'Esquena d'Aze (2006 m), de la Pelade (2370 m), du Puig d'Escoutou (2292 m) et du Coronat (2172 m). De part et d'autre, les séries schisteuses plus tendres ont été facilement excavées par l'érosion et cela explique la mise en valeur de cette barrière de roches résistantes. Deux brèches seulement l'éventrent, qui sont des cluses façonnées par les rivières issues de la coupole culminante du massif : à l'W la rivière de Cabrils et au centre celle d'Évol, à la Mouline. Ces cours d'eau se sont initialement établis sur le plan formé par la haute surface d'érosion, en suivant son inclinaison vers le S, et ils ont creusé leur vallée à mesure que le massif se soulevait ; ce mécanisme qui explique l'inadaptation des cours d'eau aux grands axes du relief et de la structure, se nomme surimposition.

Mais la genèse de la cluse de la Mouline pose néanmoins un problème car, en amont, la rivière d'Évol est adaptée à la structure et suit un sillon schisteux au contact de la faille de Mérens, sillon qui se prolonge vers l'E par la vallée de Nohèdes. Cette vallée aurait donc pu être l'exutoire logique de la rivière d'Évol, qui fait un coude brutal et à angle droit pour s'enfiler dans la cluse de la Mouline, en direction du S. On pressent ici des phénomènes de capture et de réorganisation du drainage et plusieurs hypothèses sont possibles pour expliquer la cluse de la Mouline, qui seront exposées en détail dans l'itinéraire 4. Ce style d'évolution du relief, par érosion différentielle et surimposition à partir d'une surface d'érosion recoupant des structures plissées, est ce que l'on nomme un style appalachien, du nom de la chaîne de montagne hercynienne de l'E de l'Amérique du Nord où il a été décrit et défini : la barrière Pelade-Coronat est donc une barre appalachienne.

• Les séries schisteuses du Paléozoïque inférieur

Le rôle orographique des séries schisteuses est assez ambigu. Ces roches en effet sont hétérogènes et renferment des bancs plus siliceux, gréseux, quartzitiques ou carbonatés résistants et sont recristallisées en cornéennes massives au contact des granites. Elles peuvent former des croupes culminantes convexes, aux formes très lourdes et peu ou pas découpées par les ravins élémentaires, qui constituent des cloisons montagneuses entre les principaux bassins-versants. C'est le cas du Dourmidou (1843 m), entre Aiguette, Boulzane et Castellane, qui forme une ligne de partage des eaux majeure entre les bassins de l'Aude, de l'Agly et de la Têt. C'est le cas aussi des crêtes qui séparent Castellane et rivière de Nohèdes, de la marge du Pla de la Rouquette (2200 m) au pic de Portepas (1798 m) et au Serrat Gran (1430 m). Mais leur feuilletage et leur fracturation intense rendent ces roches très sensibles à l'érosion fluviale. Aussi, plus on se rapproche des axes de drainage principaux, plus ces roches se laissent-elles découper par une violente dissection torrentielle, en ravins et vallées étroites aux pentes très raides. Ce phénomène est très sensible dans les bas-



Fig. 7. Pla de Vallenso.

Le plan miocène est bien conservé, dans les schistes, à droite, et descend clairement en continu depuis le Serrat Gran (tireté). Replats pliocènes en berceau emboîtés dans la surface miocène (flèches blanches).

Noter le passage à une dissection intense vers l'aval.

(ph. M. Calvet)

sins des rivières de Nohèdes et d'Urbanya, mais aussi au sud de la barre appalachienne, dans les bassins du Cabrils, de la rivière d'Évol, de Jujols, de Flassa.

• **Les roches granitiques**

Les granitoïdes ont aussi un comportement ambigu vis à vis de l'érosion. La sensibilité de ces roches à l'altération chimique et à l'arénisation est bien connue, principalement pour les faciès les plus répandus, *monzogranites** et *granodiorites** à grain moyen ou grossier. Cela explique que s'y localisent d'amples dépressions de forme subcirculaire, à fond plan, souvent encore tapissées de tranches arénisées, épaisses localement de plusieurs décamètres ; quand l'érosion a décapé ces arènes et exhumé le front d'altération, ce sont des chaos de blocs et de boules granitiques qui hérissent et tapissent les versants, voire le plancher de ces dépressions. Les plus belles cuvettes granitiques, nommées aussi alvéoles, sont au N du Madrès, le magnifique bassin de Roquefort de Sault, celui d'Escouloubre, celui aussi de Molitg ; mais on retrouve l'équivalent au S, avec les bassins de Railleu et Caudiès de Conflent (Fig. 4).

Les arènes se forment à des vitesses mal connues, mais qui peuvent être de l'ordre de 20 à 30 mm par millénaire, selon des mesures d'érosion chimique actuelle en région méditerranéenne. Cependant le processus n'est pas linéaire et doit se ralentir avec le temps : d'autres auteurs admettent 5 à 20 m par Ma et seulement 5 à 10 m en zone tempérée et fraîche. Le processus devient très lent sous les climats froids, par exemple actuellement en montagne au-dessus de 2000 m. Le déblaiement des arènes par l'érosion peut être beaucoup plus rapide que leur formation, par exemple pendant les crises climatiques froides ou sèches qui éclaircissent ou éliminent le tapis végétal protecteur. Mais au total c'est la vitesse d'arénisation qui contrôle le creusement des alvéoles : ces grandes dépressions, parfois inscrites plusieurs hectomètres en contrebas des restes d'aplanissements, sont donc des formes qui ont commencé à se former il y a plusieurs millions d'années. Leur genèse a été plus rapide à la fin du Miocène et au Pliocène, quand le climat était beaucoup plus chaud que l'actuel et donc favorable à l'altération. Les périodes froides ont certainement bloqué le processus et cela explique que toutes ces cuvettes restent perchées au-dessus des vallées actuelles, qui, elles, ont



Fig. 8. Tors et chaos de boules granitiques du col de Tribes - Roque Jalère.

Ici la surface d'aplanissement miocène (tireté jaune) est défoncée par de nombreux petits alvéoles. Au fond, la Serre d'Escalès, qui masque le massif du Dourmidou

(ph. M. Calvet)

continué à s'inciser activement pendant tout le Quaternaire. En effet le granite sain, où les diaclases sont souvent espacées de plusieurs mètres, est, à la différence des schistes, une roche qui résiste très fortement à l'érosion fluviale ; seuls les cours d'eau suffisamment bien alimentés peuvent s'y enfoncer. Ces alvéoles sont donc pour l'essentiel des formes héritées et datables de la fin du Tertiaire.

Mais tous les affleurements de granitoïdes ne sont pas en creux, pour des raisons souvent mal comprises. Comme ce n'est pas systématiquement la composition chimique et minéralogique, ni la taille des grains que l'on peut incriminer, le facteur déterminant semble être la fissuration et la microfissuration des quartz, qui lorsqu'elle est présente et importante permet la pénétration de l'eau et donc l'arénisation. Les monzogranites forment aussi bien le massif culminant de Roque Jalère que l'alvéole de Sournia. L'alvéole de Roquefort est dans les granodiorites, comme celle de Caudiès, et celle d'Escouloubre dans les monzogranites. Quant à la position culminante de la coupole du Madrès, où tous les types de granitoïdes sont représentés, elle peut s'expliquer par la présence d'une armature résistante : nombreuses enclaves de marbres et de cornéennes, filons de microgranites, amas de *gabbros** aussi, roches très compactes et que l'absence de quartz sensible à la fissuration rend peu perméable. Cependant la raison principale pourrait résider dans la forme en dôme elle-même, qui fait de la coupole culminante une zone de divergence des écoulements et donc de moindre érosion : un relief résiduel de position et non de dureté.

2.2.3. La part de la tectonique récente dans les volumes de relief

Le volume montagneux relève principalement d'un soulèvement d'ensemble, à valeur régionale et qui concerne toute la chaîne pyrénéenne depuis 10 à 12 Ma. L'altitude des restes d'aplanissements en fournit la mesure approximative et la géométrie en plan : le Madrès peut être décrit comme un dôme dissymétrique, à la fois basculé vers le N, l'E et le SE. Mais les aplanissements étaient dotés d'une pente initiale, car ce sont des formes d'origine continentale liées au travail des eaux courantes. Il ne faut donc pas les utiliser comme s'il s'agissait d'un niveau repère sédimentaire marin initialement horizontal et situé à l'altitude zéro ! Avec une pente initiale de l'ordre de 0,5 à 1%, le soulèvement maximum total, depuis la réalisation de la haute surface d'aplanissement, n'a pas dépassé 2 km. Ce soulèvement est enregistré aussi dans la déformation des sédiments miocènes du fossé du Conflent : ils sont ployés en synclinal légèrement dissymétrique, avec des pendages sensiblement plus redressés côté S, vers le Canigou, qu'au N, où les couches détritiques de la Formation d'Escaro (Burdigalien inférieur) adossées en discordance sur les calcaires dévoniens atteignent 20 à 30° S dans la vallée du Cady.

Les roches de la Zone axiale, qui constituent le massif du Madrès, demeurent relativement rigides. Le bombement s'est donc accompagné de cassures, dont certaines jouent un rôle important dans les paysages actuels. Vers l'W le Madrès est limité par un escarpement de faille proche de

Fig. 9. Le fossé d'effondrement du Capcir, vu du pic de Ginèvre à l'W.

Le plancher du fossé est recouvert par des nappes alluviales quaternaires et des moraines. Noter l'escarpement rectiligne et à peine incisé par quelques ravins, qui limite le massif de Madrès (faille en tiretés). Au-dessus des villages de Réal et Villeneuve, on repère les échancrures en berceau des paléovallées des cols de Creu et de Sansa (flèches). Pla des Gourgs et sommets du Madrès à gauche ; au fond, Canigou et plas Guillem et Campmagre
(ph. M. Calvet)



N-S et long de près de 40 km, qui domine le fossé d'effondrement du Capcir (Figs. 4 et 9). Il s'agit en fait d'un demi-fossé, généré par une seule faille à regard W et le basculement vers l'E du massif du Carlit. Ce fossé renferme des dépôts lacustres et fluviaux, probablement contemporains de ceux de Cerdagne, datés par leurs faunes de mammifères et leurs flores du Miocène supérieur (12-6 Ma), mais qui n'ont pas fourni de fossiles en Capcir. Un rejeu significatif de la faille au Plio-Quaternaire doit être envisagé, car l'escarpement est très continu, à peine incisé par des ravins élémentaires, en dépit du fait qu'il recoupe à angle droit des ensembles lithologiques très différentes (calcaires, schistes divers, granitoïdes) dont certains très sensibles à la dissection torrentielle. Ces rejeux de faille récents semblent aussi avoir tronçonné et réorienté vers l'Aude un ancien réseau hydrographique, drainant initialement le massif du Carlit vers l'E à l'image de la Têt actuelle, et confluant avec le bassin

de la Têt dans le secteur d'Olette. Il en reste de grands cols en berceau ouvert qui éventrent toute la partie supérieure de l'escarpement (col de Sansa, col de Creu prolongé par l'ample paléovallée en berceau de Railleu, col del Torn ouvert sur l'alvéole granitique perché de Caudiès.

Un rejeu récent peut aussi être mis en évidence sur la faille de Mérens. Cet accident majeur a un jeu principal compressif à regard S lors de la tectogenèse pyrénéenne, dans la première moitié du Tertiaire. Mais il semble avoir fonctionné en faille normale (extensive) à regard N pendant le Néogène, lors de la formation des fossés d'effondrement du Conflent et du Roussillon. Ce rejeu est attesté par la géométrie du fossé du Conflent et serait postérieur au Burdigalien, car il a presque totalement isolé l'une de l'autre les deux cuvettes de Vernet et de Prades, en faisant affleurer le plancher dévonien et micaschisteux du fossé, entre Taurinya et le plateau

d'Ambulla. Cela explique aussi l'importance exceptionnelle de la muraille formée par la face N du Coronat, du col de Porthus à Conat. La surface d'aplanissement inférieure, datée du Miocène moyen, est décalée de 300 à 400 m entre le Pla des Horts et le Pla de Vallenso (Fig. 6 et 7), ce qui nous donne le sens et la mesure du rejeu de la faille, fonctionnellement en "touche de piano" car le rejeu récent, nul au droit de la Pelade (Fig. 5), augmente régulièrement vers l'E. L'itinéraire 3 permettra d'illustrer plus en détail cette question et l'itinéraire 2 montrera le rôle probable de cette tectonique dans la réorganisation du réseau hydrographique autour de la cluse de la Mouline.

Le Madrès ne s'est pas soulevé en continu, mais on peut déceler plusieurs épisodes. Le premier est contemporain de la formation du fossé du Conflent, au Miocène inférieur ; il explique l'étagement de la haute surface culminante et de la surface inférieure développée en périphérie et on a montré plus haut que ce soulèvement était resté modeste sur le Madrès. Le soulèvement majeur s'amorce à la fin du Miocène, quand se forment les fossés d'effondrement du Capcir et de Cerdagne ; il semble se prolonger jusque dans le Pliocène inférieur, marqué en bas Conflent et en Roussillon par de puissants apports torrentiels très grossiers et des traces de déformation contemporaines de la sédimentation (déformations synsédimentaires). La fin du Pliocène semble correspondre à une pause prolongée dans le soulèvement. En effet c'est alors que se façonnent de larges vallées à fond plan, voire de véritables surfaces d'érosion locales (des pédiments), à la périphérie des bassins (plateau de la Perche en Cerdagne, par exemple). Dans le Madrès ce sont les vastes alvéoles granitiques déjà décrits (Fig. 4), mais aussi des vallées en berceau très évasées dans les schistes, dont il reste maints vestiges sous forme de replats, par exemple sur l'interfluve entre les rivières de Nohèdes et d'Urbanya

(itinéraire 3), vers Flassa et Jujols, dans la vallée d'Évol... On y rattachera la paléovallée d'Ambulla, sur le Dévonien, ainsi que le petit plateau qui tronque ce même Dévonien à Badebany, les deux sites étant jalonnés de vieilles alluvions à blocs et galets de quartz. C'est enfin la reprise du soulèvement au Quaternaire ancien qui peut seule justifier l'ampleur et la vigueur de l'incision des vallées en contrebas de ces formes évasées, même si les changements climatiques associés aux grandes crises glaciaires ont certainement favorisé aussi ce phénomène.

2.2.4. La sculpture du relief au Quaternaire

• La part limitée de l'érosion glaciaire

L'empreinte glaciaire concerne exclusivement ou presque la coupole culminante du Madrès et elle est restée discrète, façonnant surtout des cirques caractéristiques (Figs. 3 et 10), en amont, mais seulement des esquisses d'auges, aux versants peu raidis. Les cirques aux parois bien dessinées sont presque exclusivement orientés à l'E ou au SE, en raison des phénomènes de suralimentation neigeuse par vents de NW, manifestement prévalents tout au long du Quaternaire. Le massif est actuellement situé sur une charnière climatique majeure, entre un versant méridional méditerranéen plutôt sec et un versant septentrional déjà à caractère de montagne océanique humide, beaucoup plus neigeuse. Cette dissymétrie climatique semble perdurer avec les mêmes caractères pendant toutes les crises froides quaternaires : la limite altitudinale des neiges saisonnières actuelles suit un exact parallélisme avec la limite des neiges permanentes et les empreintes glaciaires (Fig. 11) que l'on peut reconstituer pour le Quaternaire, qui montrent un contraste considérable entre les deux façades de la montagne.



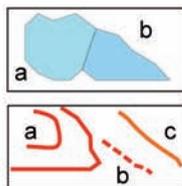
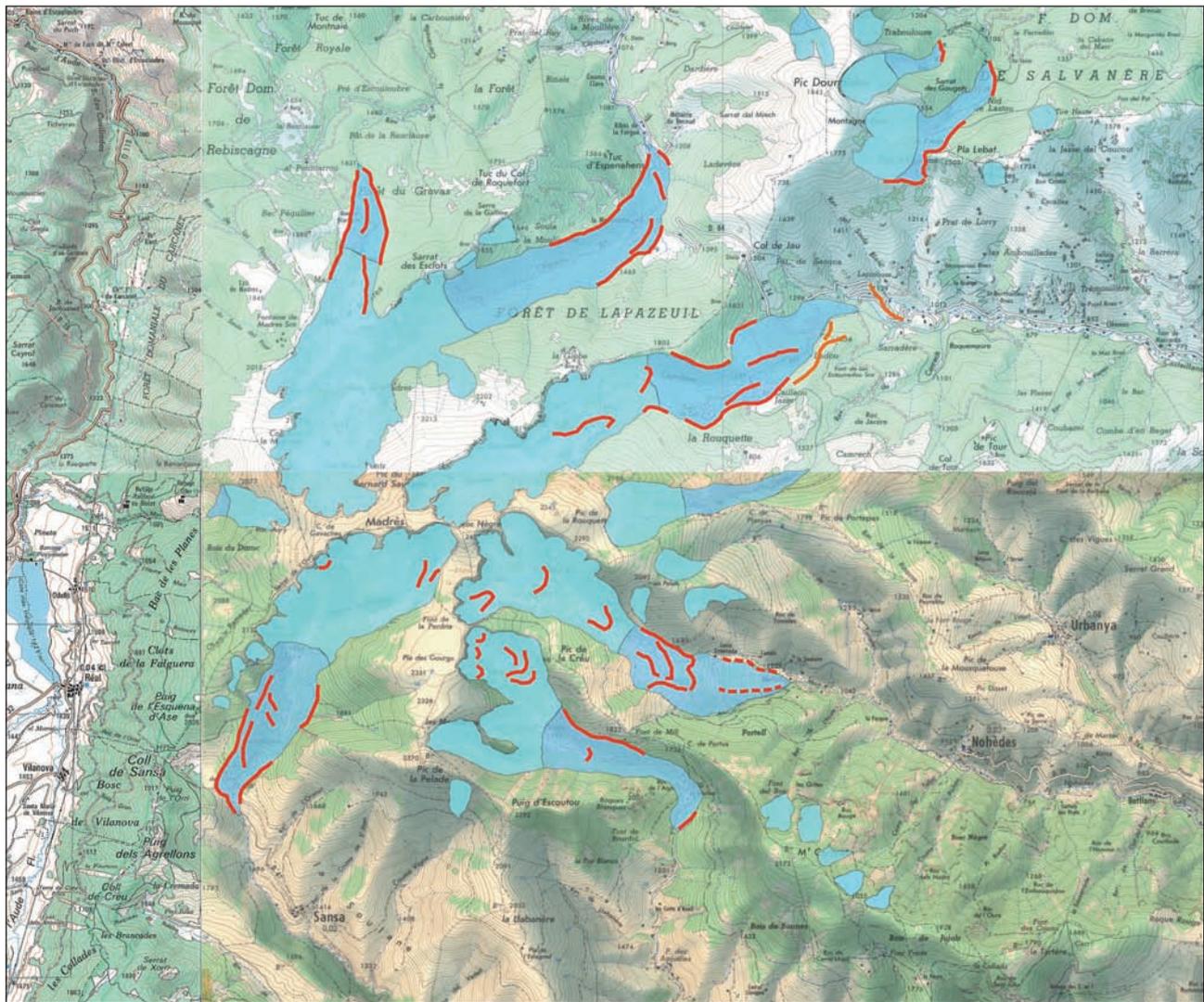
Fig. 10. Exemple de cirque glaciaire typique.

Ce cirque mord sur les hautes surfaces planes du Roc Nègre. Noter les parois rocheuses très raides et le fond plan, actuellement encombré de moraines de retrait. Éboulis récents ou subactuels en pied de versant.

(ph. A. Mangeot)

Au N le petit massif du Dourmidou (1843 m) a porté, essentiellement sur sa face E favorisée par la suralimentation neigeuse liée aux vents dominants d'W à NW, des petits glaciers de cirques munis d'esquisses de langues qui descendaient à 1200 m dans la vallée de la Boulzane. Cela place la ligne d'équilibre glaciaire entre 1600 et 1500 m lors de la dernière période froide. Au même moment les glaces de l'Aiguette débordaient en diffuence sur les Pâturages de Madrès et la langue principale, longue de 6 km, descendait jusqu'à 1150 m en façonnant la seule auge véritable du massif. La langue de la Castellane ne dépassait pas 1200 m et

5 km de long. Sur le versant méridional les langues ne sont pas allées au-delà de 1600-1500 m et ne dépassaient pas 3 à 4 km, avec une ligne d'équilibre entre 1900 et 2000 m. Une esquisse de cirque peu creusé marque le ravin de Canrech, mais aucune forme caractéristique n'est décelable dans le ravin de Roc Mary au-dessus du Capcir, pourtant probablement englacé, ni d'ailleurs sur les deux versants de la haute barre calcaire de la Pelade au Coronat : une niche peut-être au SE de la Pelade et potentiellement des plaques de glace dans les têtes de ravins sur la face N du Coronat, où aucune moraine n'a cependant été caractérisée.



Englacement maximum würmien, (a) zone d'accumulation, névés isolés, (b) zone d'ablation, la ligne de séparation marque la ligne d'équilibre glaciaire

Moraines, (a) cordons morainiques würmiens et cordons de retrait, (b) cordons würmiens possibles, (c) cordons du Quaternaire moyen

Fig. 11. Carte de l'englacement du Madrès pendant la dernière période froide.

On notera la dissymétrie N-S. Les névés isolés du Coronat, de la Pelade, d'Als Pelats, de Serre d'Escalès et de Roc Mary sont hypothétiques, de même que l'extension vers l'aval de la langue de Canras.

(Cartographie M. Calvet, 2012, sur fond topographique IGN au 1:50 000)

Les fronts morainiques (Fig. 12) sont souvent d'énormes bouchons aux formes de cordons mal dessinés ; cela suggère des glaciers mal alimentés, peu actifs et en définitive pauvres en eau de fonte aptes à déblayer vers l'aval ces matériaux. Dans le cadre régional on a montré qu'il existe au moins trois générations de moraines, aux états d'altération chimique très contrastés (fig 13). La plus récente, contemporaine de la dernière crise froide, le Würm, est de teinte gris clair et à peu près tous les galets et les blocs sont inaltérés. C'est cette génération qui forme l'essentiel des matériaux morainiques frontaux des vallées du Madrès : les dépôts plus anciens sont probablement enfouis à la base des gros bouchons de Nohèdes-Montailla et de Sansa, ou détruits par l'érosion ultérieure dans la cluse étroite de la Mouline ou la gorge de l'Aiguette. Par contre la Castellane a procuré la seule évidence de pluralité des phases glaciaires dans le Madrès. Les matériaux sains du Würm, à la carrière de talc du Callau, viennent recouvrir une moraine très altérée,

à galets de granite totalement arénisés et blocs métriques enveloppés d'écailles arénisées de plusieurs décimètres d'épaisseur. Ces matériaux anciens forment un cordon frontal recoupé par la route du col de Jau au Clot del Pasquer, à 1100 m. Sous le cône proglaciaire associé à ce cordon et plus en aval, un lambeau de moraine plus ancien à gros blocs altérés et galets de cornéennes striés affleure à la cote 1012 m.

La chronologie de la dernière glaciation est maintenant bien connue dans les Pyrénées orientales. Le maximum d'extension de ces glaciers vers l'aval pourrait être Würm ancien ou moyen. Mais au Würm récent, lors du "Dernier maximum glaciaire global" (19 000 à 24 000 ans), période où les glaces continentales ont acquis leur extension et leur volume maximaux, ces glaciers des Pyrénées orientales ont connu une avancée majeure qui les a ramenés pratiquement sur leurs fronts antérieurs. Cette avancée a été datée autour de 22 000 ans sur la Têt (Mont-Louis), le Carol, le Malniu,



Fig. 12. Le front morainique würmien de Nohèdes-Pla d'Avall

Cet énorme bouchon a son toit à 1650 m et descend jusqu'à 1200 m à Montaila. Arc frontal bien conservé datant probablement du dernier maximum glaciaire (Würm récent?), sous les pins derrière le lac (flèches rouges) ; cordon de retrait au milieu du lac et moraine d'ablation à gauche (flèches blanches).

(ph. M. Calvet)



Fig. 13. Exemples de matériels morainiques ancien et récent

À gauche, moraine ancienne (Riss) altérée, matrice ocre vif, galets pourris, blocs à écailles concentriques arénisées (flèche rouge).

À droite, moraine récente (Würm), matrice gris clair, galets et blocs sains. Les moraines très anciennes à gros blocs totalement arénisés ne sont pas montrées ici. Ces photos sont prises en Cerdagne et Capcir, mais des états d'altération comparables sont observables sur les coupes du col de Jau-Jasse de Callau. Il n'y a pas de coupes significatives dans la vallée de Nohèdes.

(ph. M. Calvet).

par isotopes cosmogéniques. Il est probable que les petits cordons frontaux si bien dessinés qui surmontent l'énorme bouchon de Montaila, à 1650 m au Pla d'Avall-Soucarrades, représentent la même génération, mais il reste à les dater. Le retrait de ces glaciers à la fin du Würm a été extrêmement rapide et leur disparition très précoce. En effet dès le Dryas ancien (17000 - 15 000 ans) le cirque de Gorg Nègre est libre de glace et cette période a été caractérisée à la base d'une séquence pollinique déposée dans le lac. La tourbière de la Moulinasse, sur l'Aiguette, montre que dès l'Alleröd, période d'amélioration climatique qui commence à 14 700 avant le présent, la limite supérieure des forêts est remontée à 1800 m. Mais elle redescend près de la tourbière (1300 m) lors de la dernière crise froide du Dryas récent,

qui a duré un millénaire (12 900 - 11 700). À ce moment, de petites plaques de glace ont pu éventuellement se reconstituer dans les creux de cirques les plus élevés et les plus à l'ombre. Mais ce sont surtout des glaciers rocheux, probablement mis en place au Dryas ancien, qui ont alors pu continuer à fonctionner. Rappelons que les "glaciers rocheux" ne sont pas des glaciers véritables, mais d'énormes amas de blocs alimentés par les éboulis des parois et comportant dans leur masse des lentilles ou un ciment interstitiel de glace. Cela leur permet de fluer très lentement et de former de courtes langues accidentées de sillons et de bourrelets transversaux. Ces formes sont assez rares dans le Madrès, principalement concentrées dans les cirques de l'Estelat et du Gorg Nègre (itinéraire 1).

• Érosion fluviale, karst*, modelés périglaciaires

Cette gamme de processus affecte avec une intensité très inégale le reste du massif, non englacé au Quaternaire. La dissection fluvio-torrentielle est le mécanisme dominant, en particulier dans les schistes (Fig. 7), mais aussi plus paradoxalement dans les carbonates massifs, particulièrement là où les pentes sont très raides. Les grandes vallées montrent que cela s'est fait par étapes, scandées par le dépôt de terrasses alluviales. On compte, sur la Têt par exemple, 5 niveaux de terrasses principaux, mais tous ne sont pas préservés dans la haute vallée de la Têt. La plus haute est vers +110 m sous le fort de Villefranche ; la suivante forme le niveau de Sirach ; les deux plus récentes forment le fond actuel de la vallée autour de +30 et +20 m. La terrasse la plus basse, aux galets non altérés, est assimilable au Würm. Dans la vallée de Nohèdes seules ces deux basses terrasses sont ponctuellement conservées (itinéraire 4b).

Le karst souterrain suit l'enfoncement des vallées. Chaque étape de stabilité est marquée par la formation de grands drains au fonctionnement noyé, phréatique ou épiphréatique, souvent colmatés par des alluvions fluviales issues de la Têt. Dans la cluse de Villefranche, le processus a commencé dès avant le Quaternaire, avec par exemple la grotte de Notre Dame de Vie à +280 m ; la grotte du Faubourg, entre +95 et +120 m, est manifestement associée à la terrasse supérieure du château. La même évolution caractérise la rive droite de la rivière de Nohèdes : la grotte des Encantades (itinéraire 4b) est aussi une ancienne galerie noyée, avec des restes de galets fluviaux siliceux, 70 m au-dessus du lit actuel, ce qui en fait un équivalent possible de la haute terrasse. Le karst superficiel est extrêmement discret : aucune doline sur les plateaux du Coronat au Pla des Horts, seulement quelques champs de lapiaz à sillons structuraux dont le creux atteint rarement le mètre, le plus évident occupant le petit plateau de la Tartère. Cette modestie est probablement liée à l'hétérogénéité des carbonates, souvent impurs et riches en accidents siliceux. Il faut incriminer aussi la sécheresse de cette façade du massif, où en soulane les espèces méditerranéennes comme le chêne vert montent jusqu'à plus de 1300 m.. Enfin la pierraille de gélifraction, abondante dans les parties les plus hautes, a certainement masqué et/ou démantelé les formes de lapiaz.

Les processus périglaciaires ont fonctionné activement à chaque période froide et à tous les étages du massif, des vallées les plus basses aux hautes surfaces. Les hautes surfaces granitiques n'ont de toute évidence jamais porté de glaciers, car la neige y était activement balayée par le vent et entassée en contrebas dans les cirques. Elles conservent des lambeaux d'arènes à boules, probablement pré-quaternaires. Les quelques tors* rocheux qui émergent sont en général très démantelés par le gel et des nappes de blocs anguleux métriques à plurimétriques tapissent leur pied comme l'ensemble des plas. Ces nappes de blocs se sont lentement déplacées par géli-solifluxion ; les éléments grossiers sont souvent posés à plat, mais localement redressés et suggérant des cloisons de grands polygones de pierres, comme on peut en observer de plus évidents sur d'autres massifs voisins (Campcardos, Carlit).

Toutes ces dynamiques sont actuellement figées, sous la lande arbustive ou la pelouse alpine, mais elles étaient certainement fonctionnelles jusqu'à la fin du Würm. Des nappes de blocs similaires tapissent aussi tous les versants d'auges et se sont mises en place pendant et à la fin du retrait des glaciers. La cryoclastie a été très active sur les calcaires. Au-dessus de 2000 m tous les versants de la Pelade-Escoutou sont façonnés en grands plans réguliers couverts d'une mince pellicule de pierraille qui masque presque partout la roche en place, des "versants réglés". Mais en raison de la raideur des pentes et de l'étroitesse des fonds de vallées les dépôts, tabliers et cônes d'éboulis, sont très discontinus et mal conservés. Là où ils existent (vallée de la Têt, vallée de Nohèdes) on y rencontre au moins deux générations, l'une meuble, l'autre déjà cimentée et associée au deuxième niveau de terrasse alluviale. Ce sont souvent des grèzes ou groizes, c'est à dire des éboulis à éclats assez bien calibrés et souvent disposés en lits plus ou moins riches en matrice fine. Des matériaux similaires mais beaucoup plus riches en fines sont produits par les versants schisteux. Ils sont très épais entre Olette et Sordinya et principalement associés à la même terrasse pré würmienne ; des nappes de débris plus minces couvrent en général les versants convexes régularisés des massifs schisteux et ces matériaux se généralisent au dessus de 1000-1500 m selon l'exposition.

Fig. 14. Grotte de N. D. de Vie à Villefranche.

Cette grotte est une ancienne galerie phréatique qui a fonctionné comme perte de la Têt probablement au Pliocène.

(ph. M. Calvet)



• Les processus et les formes d'érosion actuels

L'érosion est maintenant assez assoupie dans le massif du Madrès et cette situation caractérise toute la période

holocène, depuis que s'est achevé le dernier gros coup de froid du Dryas récent. Le manteau végétal est en effet plutôt dense et continu, dans les étages montagnard, subalpin et



Fig. 15. Polygones de pierre péglaciaires.

Exemple pris sur les hautes surfaces planes du Campcardos, dans des granites comparables à ceux du Madrès.

(ph. M. Calvet)

alpin, et il protège les versants de la plupart des morsures érosives. Cette atonie érosive est démontrée par la persistance des étendues lacustres dans les cirques, qui sinon n'auraient pas manqué d'être comblées depuis 12 000 ans. Les seuls qui ont subi ce sort sont de petite taille : le Clot Redon dans la Coume de Pontails et la Balmette sur la Castellane, et encore leur remplissage est-il assez ancien puisque une tourbière en occupe toute la surface. Le petit delta qui frange à l'amont l'Estelat n'en a colmaté que 10 % de la surface initiale. Les processus visibles dans l'étage supra-forestier sont lents et génèrent des microformes, terrassettes ou guirlandes de solifluxion entravée par la végétation herbacée, petites rigoles d'orage dans les couloirs raides où affleurent des arènes meubles, quelques écorchures métriques liées au ravinement concentré dans les pelouses, bref rien de spectaculaire. Les éboulis sont à peu près tous figés et les pierres encroûtées de lichens. Seuls quelques rares panneaux ou couloirs semblent mobiles, au pied des plus hautes parois granitiques ou calcaires, et montrent en particulier les traces récentes de petits *debris flows* (laves torrentielles) liés aux gros abats d'eau orageux.

Les formes les plus évidentes de la haute montagne, qui mordent largement sur l'étage forestier, sont les couloirs d'avalanches. Ils sont nombreux sur les versants raides de la Pelade au Coronat, surtout en exposition nord. Mais le ramonage par les avalanches produit surtout des débris végétaux, comme le montrent les cônes herbeux du Pla de la Baillette, apparemment peu nourris en pierraille. L'érosion est beaucoup plus évidente sur les versants schisteux raides des étages inférieurs, méditerranéens, où le couvert végétal naturel a été très dégradé et très éclairci par les actions anthropiques. Il y existe ponctuellement des glissements de terrain (Jujols), d'origine naturelle. Les nappes de pierraille y sont remaniées à chaque averse et l'incision des talwegs élémentaire peut s'y poursuivre.

Mais cette atonie de la morphogenèse doit être relativisée. En effet l'érosion est par essence très discontinue dans le temps et dans l'espace. Elle est le fait de crises brèves liées aux événements météorologiques excessifs. Celui d'octobre 1940, dont la fréquence est présumée bi- ou tri-séculaire, a laissé des traces spectaculaires sur tout le versant N du Coronat, visibles encore sur le terrain et sur les photos aériennes qui ont suivi la catastrophe : laves torrentielles linéaires de toutes tailles, qui ont ramoné les talwegs et les couloirs d'éboulis, des crêtes jusqu'à la rivière de Nohèdes,

ravinements et décapage généralisés des anciens dépôts de pente sur les versants. Toutefois les versants granitiques de la montagne ou les versants schisteux ne montraient à peu près rien d'équivalent. Les dégâts majeurs sont restés localisés à ce versant très raide, haut de 1000 à 1400 m, localement tapissé d'épais dépôts de pente très sensibles à l'érosion. Il est possible aussi que cette barrière montagneuse ait localisé un paroxysme pluviométrique local, non enregistré dans les pluviomètres : situation banale dans toutes ces *per-turbations** orageuses.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES RÉGIONALES

- Bousquet J.C. (1997) - *Géologie du Languedoc-Roussillon*, BRGM et Les Presses du Languedoc édit., 142 p. [synthèse grand public averti pour l'ensemble de la géologie régionale, illustrations couleurs]
- Calvet M., Delmas M., Gunnell Y., Braucher R., Bourlès D. (2011) - Recent advances in research on Quaternary glaciations in the Pyrenees. In: J. Ehlers & P.L. Gibbard (Eds.), *Quaternary Glaciations, Extent and Chronology, a closer look, Part IV*, Elsevier édit, *Developments in Quaternary Science*, vol. 15, ch. 11, p. 127-139. [synthèse à caractère scientifique, pdf disponible auprès de calvet@univ-perp.fr]
- Calvet M., Gunnell Y., Delmas M. (2008) - Géomorphogenèse des Pyrénées, In : *Actes du Colloque Pyrénées d'Hier et d'Aujourd'hui*, Année Internationale de la Planète Terre, Univ. Pau, 20-21 sept. 2008, Atlantica édit., p. 129-143. [synthèse grand public averti, à jour sur les Pyrénées dans leur ensemble, pdf disponible auprès de calvet@univ-perp.fr]
- Calvet M. (2000) - Les Pyrénées-Orientales, Milieu naturel. In : *Pyrénées-Orientales - Roussillon, Encyclopédies Bonneton*, p. 211-255. [synthèse grand public non averti, sur les paysages naturels des Pyrénées orientales]
- Calvet M. (1996) - *Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales*. Thèse Doct. d'État. (1994), Document du BRGM n° 255, 3 t, 1177 p., 293 ph. h.t., pochette de cartes h.t.
- Canérot J. (2008) - *Les Pyrénées*, t1 : *Histoire géologique*, (516 p.), t2 : *Itinéraires de découverte*, (127 p.), Biarritz, Atlantica et BRGM édit. [une synthèse géologique des Pyrénées détaillée et illustrée en couleur, cartes, schémas et photos]
- Guitard G., Geysant J., Laumonier B., Autran A., Fontailles M., Dalmayrach B., Vidal J.C., Bandet Y. (1992) - *Carte géologique de*

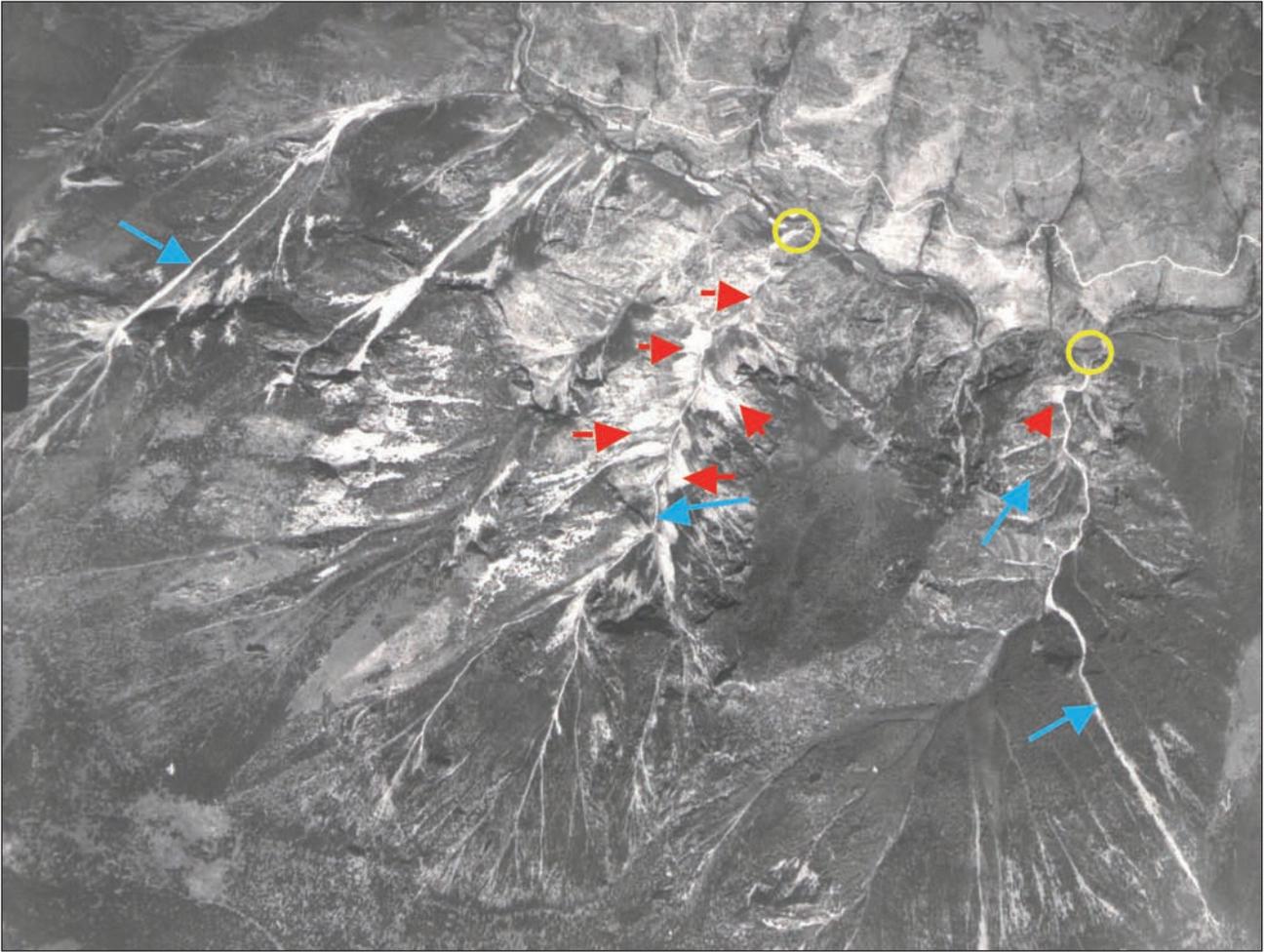


Fig. 16. Traces de la crue de 1940 sur les ravins du Coronat.

On remarque (i) les ravins linéaires de taille diverse formés par de grandes laves torrentielles (flèches bleues, leur cône de déjection est indiqué par un cercle jaune), (ii) des foirages localisés découpant de larges panneaux de versant (flèches rouges). Ces formes sont absentes sur le versant schisteux de Nohèdes, dépourvu de dépôts de pentes fragiles.

(Extrait de la photo aérienne IGN 1953, n° 258)

la France (1:50 000) feuille Prades (1095), Orléans, BRGM édit. Notice explicative par G. Guitard et al., 1998, 198 p.

Gunnell Y., Calvet M., Brichau S., Carter A., Aguilar J.P., Zeyen H. (2009) - Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, t. 278, p. 208-218. [synthèse à caractère scientifique, pdf disponible auprès de calvet@univ-perp.fr]

Jalut G. (1977) - *Végétation et climat des Pyrénées Méditerranéennes depuis quinze mille ans*, Thèse doct. d'État, Univ. Toulouse, Archives d'Ecologie Préhistorique, 2 t., 141 p., 32 pl. [décrit en particulier le site de la Moulinasse, sur l'Aigüette].

Laumonier B. (1994), Les hauts de Jujols (massif du Coronat, Pyrénées orientales), itinéraires géologiques, *Cahiers de la réserve naturelle de Jujols*, 1, 28 p. [complément de ce guide, pour le massif du Coronat et sa structure géologique complexe]

Raymaekers B. (2005) - *La Cova de les Encantades à Nohèdes*, Mém. Brevet d'État de Spéléologie, 41 p. ronéot.

Reille M. & Andrieu V. (1993) - Variations de la limite supérieure des forêts dans les Pyrénées (France) pendant le Tardiglaciaire.

Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris, série II, t. 316, p. 547-551. [synthèse scientifique sur les relations entre paléoflores et histoire climatique de la fin de la dernière glaciation]

Reille M. & Lowe J.J. (1993) - A re-evaluation of the vegetation history of the eastern Pyrenees (France) from the end of the last glacial to the Present. *Quaternary Science Review*, vol. 12, p. 47-77. [sur la séquence de pollens du Gourg Nègre]

Salvayre H. (2010) - *Le livre des eaux souterraines des Pyrénées catalanes*, Trabucaire édit., 246 p. [pour une présentation du karst des Pyrénées orientales, ch. 7 et 8]

Soutadé G. (1993) - *Les inondations d'octobre 1940 dans les Pyrénées-Orientales*, Conseil général-Archives départ. édit., Perpignan, 351 p. [pour prendre connaissance de cet événement météorologique extrême et de ses effets]

Soutadé G. (1980) - *Modèle et dynamique actuelle des versants supraforestiers des Pyrénées orientales*, Thèse doct. d'État (1978), imp. Coop. Albi, 452 p. [synthèse scientifique, pour prendre connaissance des dynamiques périglaciaires actuelles et récentes sur les versants d'altitude]

LEXIQUE *

Altération chimique : Désagrégation d'une roche par transformation chimique de la totalité ou d'une partie de ses minéraux constituants. Le résultat est une altérite meuble, par exemple une arène granitique, altérite relativement grossière, très sableuse et pauvre en argiles issue de l'altération des granites.

Azoïque : Se dit d'un milieu dépourvu d'êtres vivants ou d'une roche sédimentaire qui ne contient pas de fossile.

Bloc erratique : Rocher de fort volume, d'origine étrangère aux roches sur lesquelles il repose et dans une position telle qu'il n'a pu être apporté que par un courant de glace.

Croûte : Partie supérieure de la lithosphère, 7 à 12 km sous les océans, 30 à 40 km sous les continents et jusqu'à 70 km sous les montagnes, limitée vers le bas par la discontinuité de Mohorovicic (Moho). Composition proche de celle des granites et densité 2,7-2,8 pour la croûte continentale.

Cryoclastie (ou gélifraction) : Fragmentation d'une roche sous l'effet du gel de l'eau contenue dans ses fissures ou ses pores.

Discordance : Contact entre deux formations sédimentaires caractérisées par des pendages très différents et dont le dépôt est séparé par une période de déformation et d'érosion.

Éboulement : Descente soudaine d'une masse rocheuse se fragmentant sur un versant en pente forte (syn. écroulement). Le mot désigne le processus et, par extension, la forme résultante.

Éboulis : Accumulation progressive de fragments rocheux déplacés par gravité et organisés en nappes ou en talus. Le processus responsable se nomme éboulisation.

Endoréisme : Fait, pour une région, de ne pas avoir d'écoulement des eaux vers une mer ouverte.

Érosion, processus d'érosion : Ensemble des mécanismes d'ablation et de transport qui enlèvent à la surface du sol tout ou partie des terrains existants et modifient ainsi le relief.

Flysch : Formation très épaisse de dépôts marins où alternent des lits de grès et de schistes à un rythme très rapide. Ce faciès se forme en général pendant les phases précoces de l'orogénèse.

Gabbro : Roche plutonique grenue de composition basique (pauvre en silice), à plagioclases et pyroxènes. De couleur sombre, elle forme des massifs indépendants ou borde les massifs de granite.

Géodynamique : Vision modernisée de la géologie, qui met l'accent sur le fonctionnement de la planète Terre à toutes les échelles et donc sur les mécanismes en jeux, tels que l'on peut les observer, les mesurer et les étudier dans l'actuel. On distingue la géodynamique interne, qui concerne la dynamique du globe solide, et la géodynamique externe, qui traite des enveloppes externes du globe, atmosphère, hydrosphère et leurs interactions avec la surface, où fonctionnent les processus d'érosion.

Granodiorite : roche plutonique, grenue, voisine des granites, contenant du quartz (~10%), des ferromagnésiens, des feldspaths plagioclases.

Isostasie : Théorie selon laquelle les différents compartiments de l'écorce terrestre se maintiennent en équilibre relatif grâce à la viscosité du milieu (le manteau) sur lequel ils reposent. D'après le principe d'isostasie, tout compartiment surchargé par sédimentation ou englacement s'enfoncé progressivement en provoquant un déplacement de matière vers les compartiments voisins. De même, lorsqu'un compartiment est allégé (érosion ou déglaciation), il a tendance à se soulever.

Isotopes cosmogéniques : Les nucléides cosmogéniques (ou cosmonucléides) sont issues de réactions nucléaires (spallation) liées aux bombardements cosmiques sur l'environnement terrestre. La production de nucléides cosmogéniques (^{14}C , ^3He , ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , ^{21}Ne ...) dans l'atmosphère libre des particules secondaires (protons, neutrons et muons). Environ, 0,1 % des particules secondaires atteignent le sol avec suffisamment d'énergie pour entraîner à leur tour des réactions nucléaires dans les minéraux des roches de surface, y induisant la formation de nucléides cosmogéniques produits *in situ*, les mêmes que dans l'atmosphère. Ces nucléides, concentrés exclusivement dans les 2-3 premiers mètres sous la surface, sont utilisés (en particulier ^{10}Be) à la fois pour dater les surfaces et pour apprécier les taux d'érosion.

Karst : Ensemble des formes superficielles et souterraines liées à l'action particulière des eaux sur les roches calcaires ou salines dans laquelle la dissolution joue le rôle principal. (Le nom dérive de la région du Karst ou Carso en Istrie)

Laccolite : Masse de roche intrusives s'insinuant dans une roche sédimentaire ; elle est bombée à sa partie supérieure et plus ou moins plane dans sa partie inférieure. Les massifs granitiques des Pyrénées sont des laccolites épais au plus de 2 à 4 km.

Lithologie : Nature des roches d'une formation géologique.

Lithosphère : Couche superficielle de la terre, épaisse de 100-120 km, comprenant la croûte légère (d 2,8) et une partie du manteau supérieur, de densité 3,3. Elle a le comportement d'un matériau rigide. Elle est divisée en plaques mobiles reposant sur l'asthénosphère, visqueuse et de densité 3,25.

Molasse : Formation détritique épaisse déposée à la périphérie d'une chaîne de montagne et résultant de sa

* Un certain nombre de notions fondamentales ont été définies dans le texte lui-même ; elles ne sont donc pas reprises dans ce lexique, qui ne peut être exhaustif. On renverra aux dictionnaires spécialisés : George P. (coord), *Dictionnaire de la géographie*, PUF édit., 499 p., nombreuses rééditions dont 1995 (5°) ; Foucault A. & Raoult J.F., *Dictionnaire de géologie*, Dunod édit., 379 p., nombreuses rééditions aussi, dont 2001 (5°).

destruction. Ces dépôts sont marins ou continentaux. Ils sont plus variés que des flysch et ne présentent pas sa structure rythmée ; les variations de faciès se font rapidement dans le sens horizontal et vertical (conglomérats, grès, marnes, calcaires lacustres...).

Monzogranite : Granite clair, de composition minéralogique moyenne, relativement acide (assez riche en silice) à quartz, feldspath alcalins et palgioclases.

Orogène-orogénèse : Ensemble des mécanismes relatifs à la formation d'une chaîne de montagne. Le mot a un sens géomorphologique : formation d'un relief montagneux par soulèvement, et un sens géologique : formation des grandes structures compressives, associant plis, nappes de charriage, métamorphisme et granitisation (ex. : l'orogénèse alpine, l'orogénèse hercynienne...).

Perturbation : Phénomène atmosphérique caractérisé par la rencontre de masses d'air différentes, une pression atmosphérique basse, des vents pouvant être violents et des précipitations. Les perturbations méditerranéennes sont en général de taille modeste mais très violentes ; les cyclones tropicaux sont des perturbations beaucoup plus violentes encore

Regard d'une faille : Direction allant du compartiment soulevé par une faille vers le compartiment affaissé.

Rifting : L'étirement d'une plaque continentale provoque sa rupture et la formation d'un rift (ou fossé d'effondrement majeur), qui est le stade précoce préparant une ouverture océanique. Un rift peut aussi avorter et à rester à ce stade (cas du rift médio-européen, du fossé d'Alsace à la Camargue).

Ruissellement : Écoulement rapide des eaux de pluie et/ou de fusion nivale à la surface des versants alimentant dans les talwegs le ruissellement concentré puis l'écoulement fluvial. Le ruissellement sur les versants est

un agent d'érosion qui peut être très actif lorsqu'il est concentré (ravinement).

Solifluxion : Descente très lente, sur un versant, de matériaux boueux ramollis par l'augmentation de leur teneur en eau liquide. Le gel préalable du sol favorise ce processus, que l'on nomme alors gélifluxion.

Structure géologique : agencement des terrains à l'échelle de l'affleurement rocheux, architecture du sous-sol.

Tectonique : Déformations et mécanismes de déformations enregistrés par la croûte terrestre. La tectonique inclut les déformations souples (plis, flexures), cassantes (failles, diaclases) et les mouvements d'ensemble à moyen ou grand rayon de courbure (soulèvements et affaissements).

Thermochronologie : Utilisation de géo-thermo-chronomètres minéraux pour reconstituer l'évolution et l'histoire des roches dans la croûte terrestre, enfouissement dans des bassins sédimentaires et/ou exhumation lors des phases tectoniques d'étirement ou de collision (exhumation tectonique) ou par le biais de l'érosion sur le long terme, entretenue par le réajustement isostatique (cf ce terme). On date radiométriquement l'âge de fermeture d'un système et on utilise des systèmes dont la température de fermeture est connue. Compte tenu du gradient géothermique (en moyenne 30°/km) dans la croûte on transpose cette température en profondeur. Les géo-thermo-chronomètres les plus utiles en géomorphologie sont les traces de fission (fermeture au plus vers 4 km) et l'Hélium (fermeture au plus vers 2 km), tous les deux dans les cristaux d'apatite. D'autres minéraux permettent d'explorer les histoires plus profondes (et plus anciennes) des roches maintenant arrivées à la surface.

Tor : Empilement naturel de gros blocs granitiques, peu déplacés, subanguleux avec arêtes émoussées, dû au dégagement de leur entourage altéré ou arénisé (terme d'origine gaélique).

ITINÉRAIRES GÉOMORPHOLOGIQUES DANS LA RÉSERVE NATURELLE DE NOHÈDES

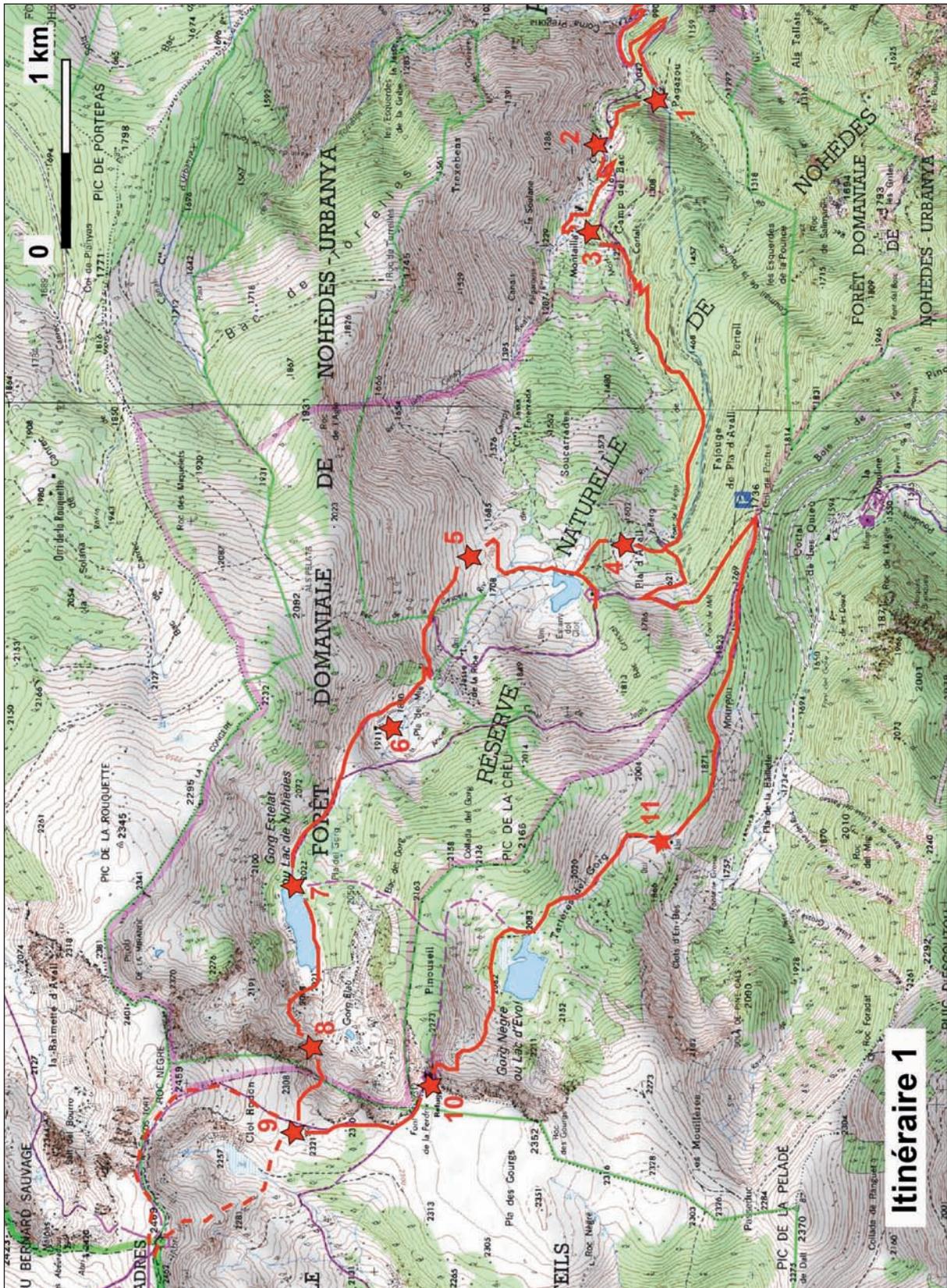
ITINÉRAIRES

Quatre itinéraires complémentaires couvrent la totalité des questions géomorphologiques qui peuvent être abordées sur le territoire de la réserve et ses abords immédiats. La réserve comporte du point de vue géomorphologique deux ensembles d'intérêt inégal. La partie aval de la vallée, de Montailla à la limite communale de Conat et incluant le massif du Coronat, présente très peu de géomorphosites (formes ou dépôts) faciles à exploiter pour un public non averti et, dans l'ensemble, une assez grande monotonie. La partie amont de la vallée est beaucoup plus riche en paysages caractéristiques et aisés à mettre en exergue pour le grand public (formes et dépôts glaciaires et périglaciaires en particulier), depuis des formes d'échelle métrique jusqu'à de grands panoramas. Mais l'obstacle en est l'accessibilité, presque impossible sur la seule durée d'une journée, en raison de la distance et du dénivelé (plus de 1200 m au total) des itinéraires depuis Montailla. Les quatre itinéraires peuvent aussi être combinés entre eux, mêmes paysages et mêmes formes étant en général visibles depuis chacun d'entre eux.

1. SUR LA TRACE DES ANCIENS GLACIERS	23
2. PARCOURIR LES PLAINES D'ÉROSION MIOCÈNES	31
3. LITHOLOGIE ET TECTONIQUE RÉCENTE : PANORAMA DE LA MURAILLE NORD DU CORONAT	37
4. LES CHEMINS DE L'EAU	43
4A. LE KARST DE L'ESCOUTOU	43
4B. LA BASSE VALLÉE DE NOHÈDES	47

1. SUR LES TRACES DES ANCIENS GLACIERS

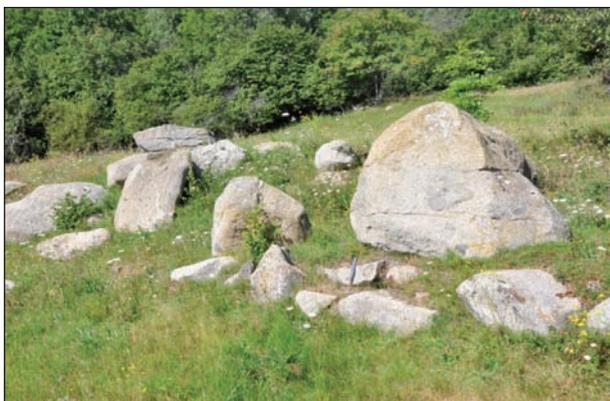
Cet itinéraire privilégie l'observation des formes glaciaires dans la partie amont de la vallée. Il permet aussi d'examiner des formes d'érosion périglaciaires anciennes et des marques érosives actuelles sur les versants. Il recoupe tout à l'amont puis sur le retour l'itinéraire 2 (hautes surfaces miocènes, barre appalachienne de la Pelade et cluse de la Mouline). Toujours sur le retour il permet des aperçus sur l'itinéraire 4A (couloirs et cônes d'avalanche de l'Escoutou).



Description et arrêts

(1) L'accès se fait en voiture jusqu'à Montailla et sur ce trajet, depuis Nohèdes, on note les formes fluviales en V de la vallée, bien différentes des auges glaciaires qui seront suivies plus en amont. À Pagazou la piste recoupe le ravin de Lhoste, issu du sommet du Coronat ; on y observe une coupe dans un dépôt de lave torrentielle à blocs et cailloux anguleux disposés en général à plat et formant des lits mal organisés ; ce dépôt est inactuel car il porte un sol et il est réentaillé de 4 à 5 m par le talweg actif du ravin.

(2) Les premières accumulations de blocs granitiques apparaissent sous un cortal (Cortals du Camp del Bac). Ces matériaux remblaient le fond de la vallée immédiatement en aval de Montailla et forment un replat de terrasse incisé à l'aval d'au moins 30 m par la rivière de Nohèdes. Il s'agit certainement d'un cône proglaciaire situé en aval du front morainique et non d'un matériel morainique : on n'y observe



aucun galet strié. Les schistes y sont parfois déjà altérés mais pas les granites ; la matrice limono-argileuse présente des bariolages d'hydromorphie ; mais au total le degré d'altération du dépôt le place dans le Quaternaire récent et non dans un glaciaire pré-würmien comme l'indiquaient d'anciens auteurs.

(3) À Montailla (*parking des voitures*) on atteint le pied du front morainique. C'est une énorme accumulation haute de 450 m et en pente forte, ponctuée de gros blocs granitiques et où on ne distingue aucune forme clairement construite par le glacier. Deux esquisses de rides sur les marges pourraient être assimilées à des moraines fronto-latérales, mais la dépression entre ces rides a pu aussi être interprétée comme la cicatrice d'un glissement de terrain, dont il faudrait alors chercher la langue et le front dans l'accumulation du Camp del Bac, décrite plus haut. En bord de piste observer les gros blocs erratiques de granite, non altérés mais dont l'un présente des marques de corrosion impliquant une exposition aux intempéries déjà longue (Fig. 1).



Fig. 1. Les premiers blocs morainiques de granitoïdes à Montailla.

Noter sur la photo de droite la mise en saillie des filons de quartz par rapport au granite et la mise en creux de sillons sur l'axe du diaclasage, par l'altération superficielle de la roche : désagrégation granulaire liée à un début d'altération chimique des micas noirs (biotite) et surtout action des microorganismes et des lichens. Ces micromodèles se sont formés au moins durant les 12 000 ans de l'Holocène, sous le climat actuel.

(ph. M. Calvet.)

(4) Le sentier longe la masse morainique par la gauche, en forêt et en restant sur le substrat schisteux et localement calcaire, en recoupant sans que l'on puisse l'observer la faille de Mérens. On atteint à 1600 m le Pla d'Avall (4), petite obturation latérale construite par les ruissellement locaux derrière

le barrage morainique. Suivre le tracé de la conduite forcée et gagner la crête morainique principale à 1650 m. On est là sur une moraine frontale qui dessine un remarquable vallum semi-circulaire (Fig. 2 ; Fig. 12, p. 15 de la présentation générale), ébréché en son centre par le torrent.

Fig. 2. Site du Pla d'Avall, vu de la moraine latérale rive gauche.

Devant le lac, le cordon frontal boisé en forme d'arc de cercle (un vallum frontal, flèches rouges) ; dans le lac petite moraine fronto-latérale de retrait (flèche blanche).

Au fond, l'ensellement du col de Portus et la cluse de la Mouline, entre Escoutou et Coronat.

(ph. M. Calvet)



Cette moraine a certainement été construite par la dernière grande poussée glaciaire du Würm (vers 22 000 ans peut-être). La tranchée de la conduite forcée permet d'observer des coupes assez médiocres dans le matériel morainique : blocs de toutes tailles, en désordre, dans une matrice fine abondante, limoneuse, que l'on nomme d'ailleurs "farine glaciaire" d'une façon très imagée.

Suivre la crête morainique vers l'W, jusqu'à son raccord avec le versant : au niveau du refuge et du carrefour des pistes on y trouve de fréquents blocs et galets de schistes compacts qui portent de belles stries glaciaires et ont une forme allongée, avec une face brisée, très caractéristique des blocs façonnés par les glaciers (Fig. 3).



Fig. 3. Blocs de cornéennes schisteuses à façonnement glaciaire caractéristique.

À gauche, noter la forme partiellement émoussée, avec faces cassées (flèches blanches) et stries (flèches rouges), échelle 12 cm environ. À droite, bloc finement strié en tous sens, ce qui montre qu'il a changé d'orientation sous le glacier qui le façonnait. Ce bloc est dans la piste qui gagne le Pla del Mitg, vers 1820 m d'altitude.

(ph. M. Calvet)

Revenir sur ses pas et gagner le bord du lac : le panorama vers l'amont (Fig. 4) montre un premier cordon morainique de retrait, dont la branche rive droite forme la petite péninsule qui pénètre dans le lac, puis longe l'émissaire du lac à l'aval, pour remonter ensuite en rive gauche sous forme d'un cordon bien distinct et ponctué de gros blocs. Le glacier qui a construit ce vallum n'avait plus que 250 m de large, alors qu'au stade précédent le lobe terminal mesurait près de 800 m de diamètre. Au cœur de ce vallum de retrait s'étale une grosse masse chaotique qui correspond à une moraine d'ablation mise en place pendant la fusion du glacier.

sur la moraine latérale principale de rive gauche (5) en direction de la cote 1685. Suivre la moraine jusqu'au lacet de la piste, au Rec de la Gespeta. En ce point les deux cordons tendent à se confondre, ce qui montre qu'en amont la langue glaciaire n'avait encore maigri que de quelques mètres.

Le versant schisteux d'Als Pelats (Fig. 5), qui domine le site, a été régularisé par la gélifraction et l'éboulisation périglaciaire durant tout le Würm. On voit que cette nappe de débris anguleux est venue colmater le creux entre la moraine et le versant, et elle finit même par surmonter la moraine. Deux niches qui ont dû abriter des plaques de glaces ou des névés accidentent néanmoins ce versant, au Rec de la Gespeta (Fig. 4) et au Roc de l'Agle : leur position sous le vent des pics a favorisé l'alimentation en neige.

(5) Au lac prendre en direction du N par un sentier mal tracé, recouper le cordon de retrait rive gauche et grimper

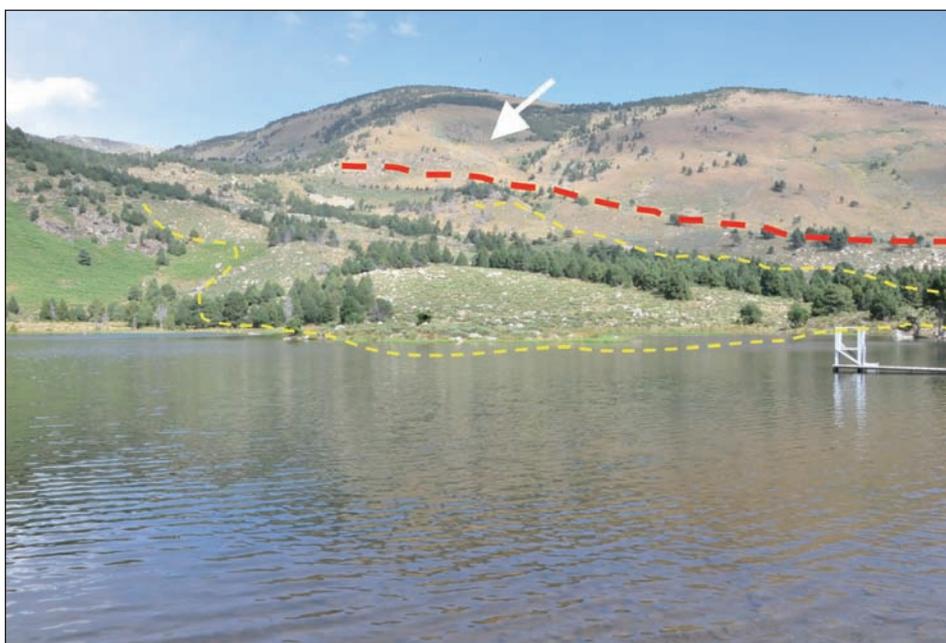


Fig. 4. Le Pla d'Avall, vue depuis l'amont.

Au fond, la moraine latérale de rive gauche correspondant au maximum glaciaire (tireté rouge). Petite niche glaciaire du Rec de la Gespeta (flèche).

Au centre, moraine frontale de retrait (tireté jaune) et moraine d'ablation sous les pins.

(ph. M. Calvet)



Fig. 5. Versant régularisé d'origine périglaciaire d'Als Pelats.

À gauche, le versant "régulé" plan d'Els Pelats et les éboulis de blocs de cornéenne qui le tapissent et viennent s'accumuler derrière la moraine latérale du glacier, immédiatement à droite de la photo (prise sur le sentier, 250 m à l'E du lacet de la piste routière).

À droite vue depuis la piste, versant réglé (flèche) et moraine latérale gauche (en tireté rouge)

(ph. M. Calvet.)

(6) Le Pla del Mitg et sa jasse, où s'arrête la piste, correspond à un petit surcreusement de la vallée glaciaire (ce que l'on nomme un *ombilic*), entre deux secteurs de pente forte qui barrent la vallée (ce que l'on nomme des *verrous*, en marche d'escalier). Dans la piste, sous le premier verrou, on peut voir de fréquents blocs morainiques de schistes striés très caractéristiques (Fig. 3). La roche en place n'apparaît pas au verrou de la Jasse de Ribes, nappé de blocs de moraine d'ablation. Un énorme *bloc erratique** est posé sur le sommet du verrou au lacet de la piste.

Deux petits arcs morainiques de retrait occupent le pla du Mitg (Fig. 6), le premier au centre, recoupé par le sentier, le second bave à peine en aval du verrou supérieur et le refuge pastoral est bâti à sa marge externe. Le verrou amont correspond à une barre rocheuse résistante associant cornéennes et microgranites filoniens, qui affleurent en rive gauche et portent, le long du sentier, de rares traces de polis réalisés par le glacier. Au-dessus du verrou, il existe une couverture de moraine d'ablation informe, avec un cordon de retrait esquissé seulement en rive droite.

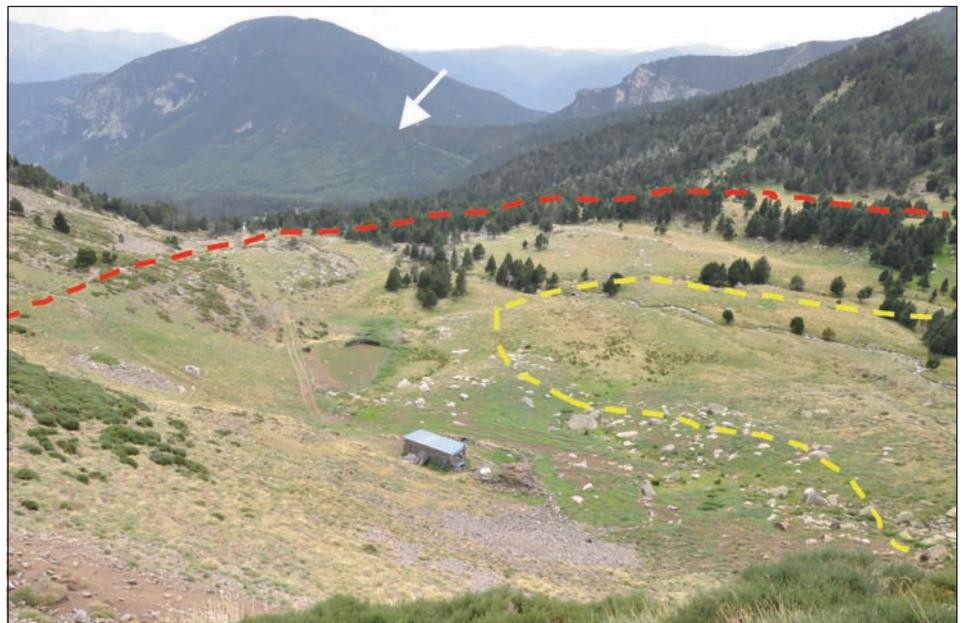


Fig. 6. Le Pla del Mitg.

Moraine de retrait principale en aval du Pla (tireté rouge).

Moraine de retrait secondaire à droite du refuge (tireté jaune)

Vue prise du verrou supérieur ; on devine le verrou aval sous les arbres. Au fond, la cluse de la Mouline et le col de Portus (flèche).

(ph. M. Calvet)

(7) Une nouvelle marche d'escalier, apparemment entièrement constituée de matériel morainique, conduit au Gorg Estelat. Il s'agit ici d'une moraine de retrait volumineuse, de forme en travers très aplatie, et probablement formée de cordons multiples, par un glacier très peu dynamique. Elle retient le lac, dont la forme allongée suggère néanmoins qu'il occupe un segment d'auge légèrement surcreusé. En fond de décor apparaissent les parois rocheuses des trois cirques qui alimentaient le glacier. Contourner le lac par l'une ou l'autre rive et gagner les cirques en gravissant le couloir herbeux qui tranche le verrou rocheux, à droite du sentier,

sous la cote 2098. Cela permet d'examiner les modalités du travail des anciens glaciers : en rive droite du couloir des formes d'arrachage de blocs plurimétriques, qui laissent des cicatrices en dièdres ; en rive gauche par contre c'est un profil émoussé convexe, réalisé par abrasion. Mais les granites n'ont pas conservé de poli glaciaire, car depuis le retrait des glaciers la désagrégation granulaire les a fait disparaître : la surface est rugueuse dans le détail et filons comme enclaves microgrenues, plus résistants à l'altération, sont systématiquement mis en saillie de quelques centimètres. Des tabliers de gros blocs tapissent le pied du verrou, mais



Fig. 7. Le Gorg Estelat vu de l'aval.

Au fond les cirques (flèches rouges), dont le plancher domine de 150 à 200 m le lac, et leurs murailles rocheuses. Au centre, la moraine frontale du Gorg Blau, ultime phase de retrait du glacier (flèche jaune) et à gauche les glaciers rocheux un peu plus récents, en exposition N (tireté blanc).
(ph. M. Calvet)

aussi la pente et tous les replats au-dessus : leur origine est certainement double, avec d'une part des blocs arrachés au substrat par le glacier, puis abandonnés lors de sa fonte, d'autre part et majoritairement des blocs éboulés depuis les parois rocheuses, après le retrait des glaces, par détente du massif rocheux et appel au vide, aidé aussi par l'action de la gélifraction (Fig. 8).



Fig. 8. Verrou rocheux amont de l'Estelat.

Dans le couloir de gauche, formes d'arrachage à gauche et formes polies à droite (détail, photo ci-dessus). Noter les tabliers de blocs éboulés post-glaciaires.

(ph. M. Calvet)



Fig. 9. Le cirque du Gorg Blau.

L'ultime moraine de retrait retient le lac (tireté jaune) ; éboulis et glacier rocheux associés (tireté blanc) ; traces récentes blanches de laves torrentielles dans les couloirs (flèches rouges).

(ph. M. Calvet.)

(8) Au-dessus du verrou, gagner par une traversée ascendante le cirque du Gorg Blau en restant près de la paroi rocheuse vers 2150 m de façon à avoir un panorama assez large. Le site est d'abord un bon exemple de cirque glaciaire, avec sa forme en plan subcirculaire, ses parois raides et rocheuses, son fond plan. Le lac est en arrière d'un ultime cordon morainique de retrait, déjà bien végétalisé (Fig. 9). La forme d'accumulation la plus récente, alimentée en blocs

par la paroi rocheuse exposée au N, est un glacier rocheux (Figs. 9 et 10). Son bourrelet frontal dessine un lobe jusqu'à la pointe amont de l'Estelat ; en arrière du bourrelet la forme est affaissée et cette dépression en pied de paroi montre que la glace interne a fondu depuis longtemps et qu'il s'agit bien d'un glacier rocheux fossile, mis en place à l'extrême fin du Würm.

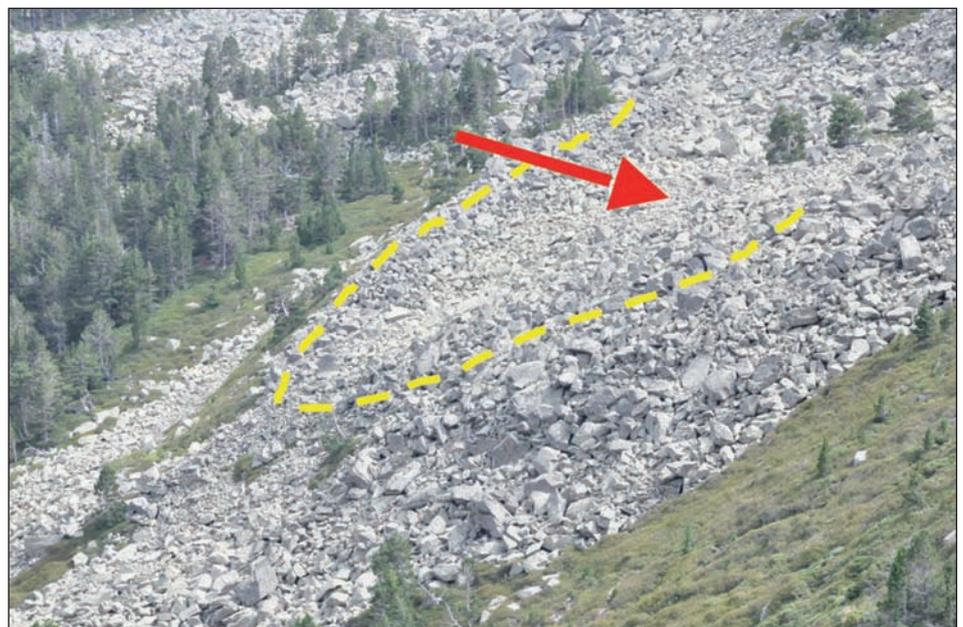


Fig. 10. Le glacier rocheux.

Noter, sur la langue principale, le gros bourrelet (tireté jaune) enserrant une zone affaissée (flèche).

(ph. M. Calvet)



Fig. 12. Laves torrentielles récentes sur l'éboulis.
Zone de départ en tireté rouge ; lobes digités à l'aval dans cercles rouges.
(ph. M. Calvet)

Gagner le plateau par le couloir situé immédiatement au S de la cote 2308 : on y remarque que le granite, jusque là parfaitement sain, devient friable et arénisé sur une épaisseur irrégulière, mais d'au moins 50 m en dessous de la haute surface du Pla des Gourgs (itinéraire 2). Sur les parois du cirque du Gorg Blau on peut examiner des microformes actuelles



Fig. 11. Guirlandes de gispet.
Forme de solifluxion entravée fréquente sur versant raide dans la pelouse à fétuques. Le fonctionnement en est actif pendant les phases de fonte des neiges où le sol est imbibé d'eau.
(ph. M. Calvet)

sur les pelouses, soli-gélifluxion entravée en guirlandes de gispet (Fig. 11), ruissellement ravinant les arènes sableuses du bord du cirque et sables étalés sur les pelouses, mais aussi laves torrentielles remaniant très localement les éboulis de la paroi N (Fig. 12).

(9) Du plateau, qui sera présenté plus en détail à l'itinéraire 2, on peut traverser vers le Clot Rodon (ancien lac comblé par une tourbière) et examiner les cirques S du Madrès, bien dessinés malgré une exposition favorable en théorie à l'ablation, car suralimentés en neige par les vents de NW, à l'image des épaisses congères que l'on y observe actuellement au printemps (Fig. 13).

Si on dispose de temps, gravir le sommet du Madrès : panorama sur les cirques de l'Aiguette et la diffluence des Pâturages de Madrès, ainsi que sur le cirque de la Castellane, divisé en deux par l'arête de marbres et de cornéennes du Salt del Burro. Revenir vers le Roc Nègre par l'arête de recoupement glaciaire du Clos Tort : ici le recul des parois de cirques a fini par ronger totalement les hautes surfaces



Fig. 13. Le sommet du Madrès depuis le Pla des Gourgs.
Au premier plan le rebord du cirque du Gorg Blau. Au fond, crête du Madrès, échancrée de niches glaciaires et arête de Clot Tort.
(ph. M. Calvet)

et les deux cirques sont coalescents, séparés par une crête rocheuse alternant pitons, brèches et couloirs. Belle vue d'en haut sur le cirque E de Roc Nègre (en s'approchant de la lèvre de la haute paroi rocheuse qui le domine) et son remplissage de blocs dessinant ici encore des bourrelets de glacier rocheux.

(10) Suivre les rebords des cirques vers le S (beaux panoramas sur l'auge de l'Estelat). Le refuge de la Font de la Perdrix (10) est construit sur une brève crête de recouplement

glaciaire entre les cirques du Gorg Blau et du Gorg Nègre. Panorama du cirque du Gorg Nègre (Fig. 14) : les ultimes petits arcs de retrait, en très gros blocs, sont situés de part et d'autre de l'éperon coté 2211m ; au fond, de volumineux cordons morainiques de retrait, toujours très riches en blocs, retiennent le lac à 2083 m ; l'un de ces cordons forme une cloison qui pénètre au milieu du lac. Ce lac est le site d'un sondage palynologique qui permet de reconstituer l'histoire de la végétation depuis plus de 15 000 ans et le glacier a fondu ici depuis avant le Dryas ancien (17 000 à 15 000 ans).



Fig. 14. Panorama du Gorg Nègre depuis le refuge de la Font de la Perdrix.

La grosse moraine de retrait qui ferme le cirque et retient le lac (tireté jaune) est complétée en amont par deux autres petits cordons (tiretés rouges) qui recourent le lac ; plus haut petits arcs morainiques terminaux ou arc de névés (tireté orange). Noter la barre calcaire de l'Escoutou et ses couloirs d'avalanche, à droite, la cluse de la Mouline et le sommet aplani (tireté blanc) du Coronat, à gauche. Au fond, les hautes surfaces d'érosion des Plas Guillem et Campmagre, entre Canigou et Carança (tireté violet).

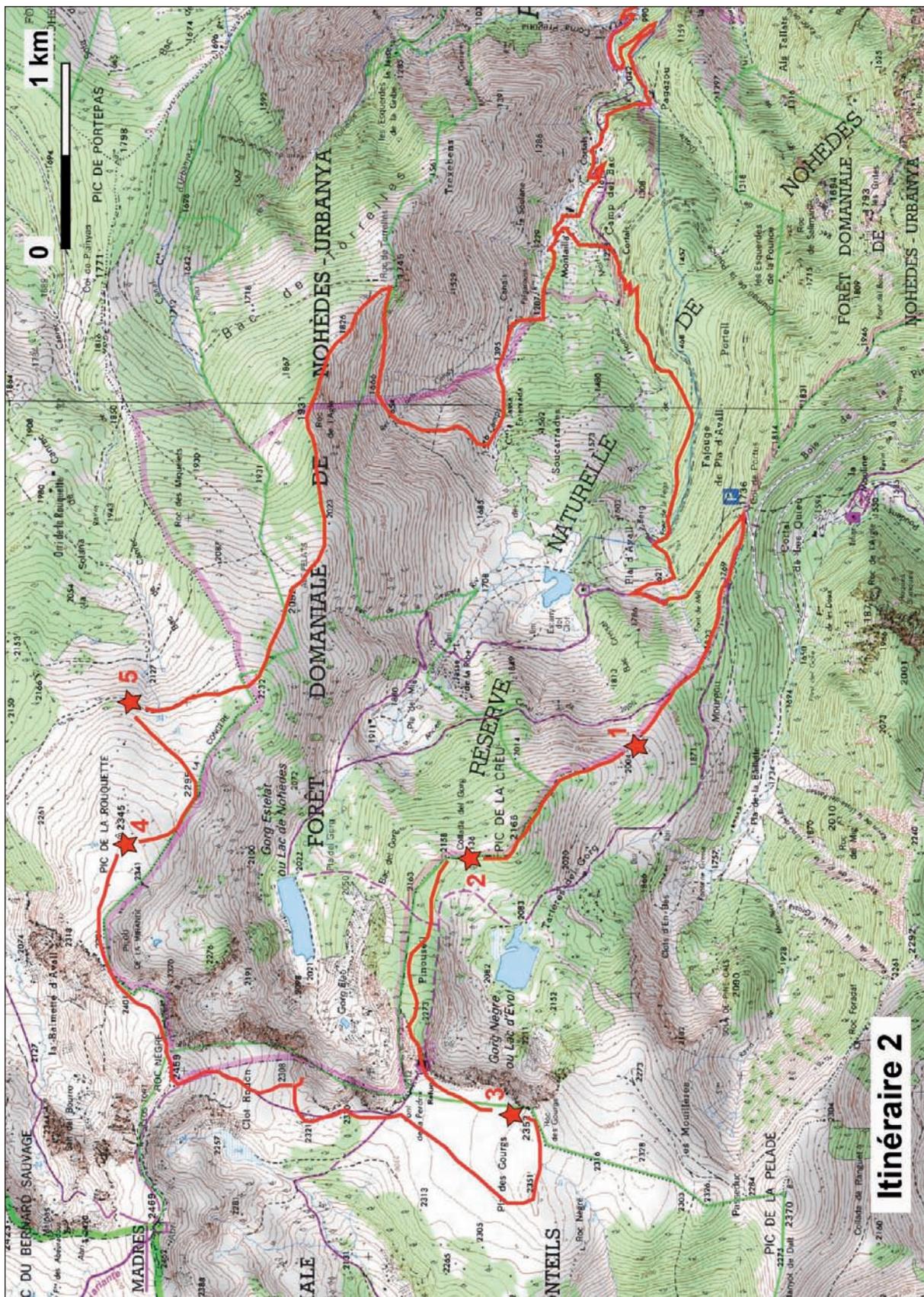
(ph. M. Calvet.)

Gagner le lac par une sente qui descend au creux du cirque sous le refuge, puis le sentier des Tartères del Gorg, au milieu de moraines d'ablation, jusqu'à la piste carrossable (11). Le replat à 1900 m, dans les cornéennes, domine par un haut verrou-gradin l'ombilic et la petite auge de la Bailleite, excavée dans des schistes carbonifères plus tendres et à la

confluence de trois flux de glace, celui du Gorg Nègre, celui du cirque des Clots d'en Bès (bien visible en face) et celui de la Mouillère, dont on entrevoit le débouché. Noter les couloirs d'avalanches actifs qui découpent le versant nord d'Escoutou (itinéraire 4A). Le retour se fait par la piste, le col de Portus et le Pla d'Avall, où on retrouve l'itinéraire de l'aller.

2. PARCOURIR LES PLAINES D'ÉROSION MIOCÈNES

Cet itinéraire est consacré aux grandes formes du relief et au temps long de l'évolution géomorphologique (plus de 20 Ma). Il se branche sur le précédent au Pla d'Avall et permet aussi d'observer les mêmes paysages glaciaires que l'itinéraire 1, ainsi que ceux de l'itinéraire 4A. Mais il privilégie les parcours en crête pour les panoramas.



Description et arrêts

Le trajet est au départ le même que pour l'itinéraire 1, par Montaille et la Pla d'Avall. De là, gagner le col de Portus. Du col, l'accès aux plas se fait par la crête du pic de la Creu et Pinouseil.

(1) Le premier arrêt peut se faire face au panorama en direction du S, vers 2000 m.

Le thème est ici la mise en valeur de la structure géologique par l'érosion différentielle, en l'occurrence la longue barrière de calcaires dévoniens massifs qui arme les crêtes du Coronat à l'Escoutou et à la Pelade, alors que les schistes et, en particulier, le secteur suivi par la faille de Mérens sont largement excavés par les vallées E-W d'Évol et de Nohèdes. Comme l'érosion différentielle a travaillé à partir d'une surface d'aplanissement qui tronquait l'ensemble des structures hercyniennes plissées, cet axe de relief majeur a signification de barre appalachienne (Fig. 1).

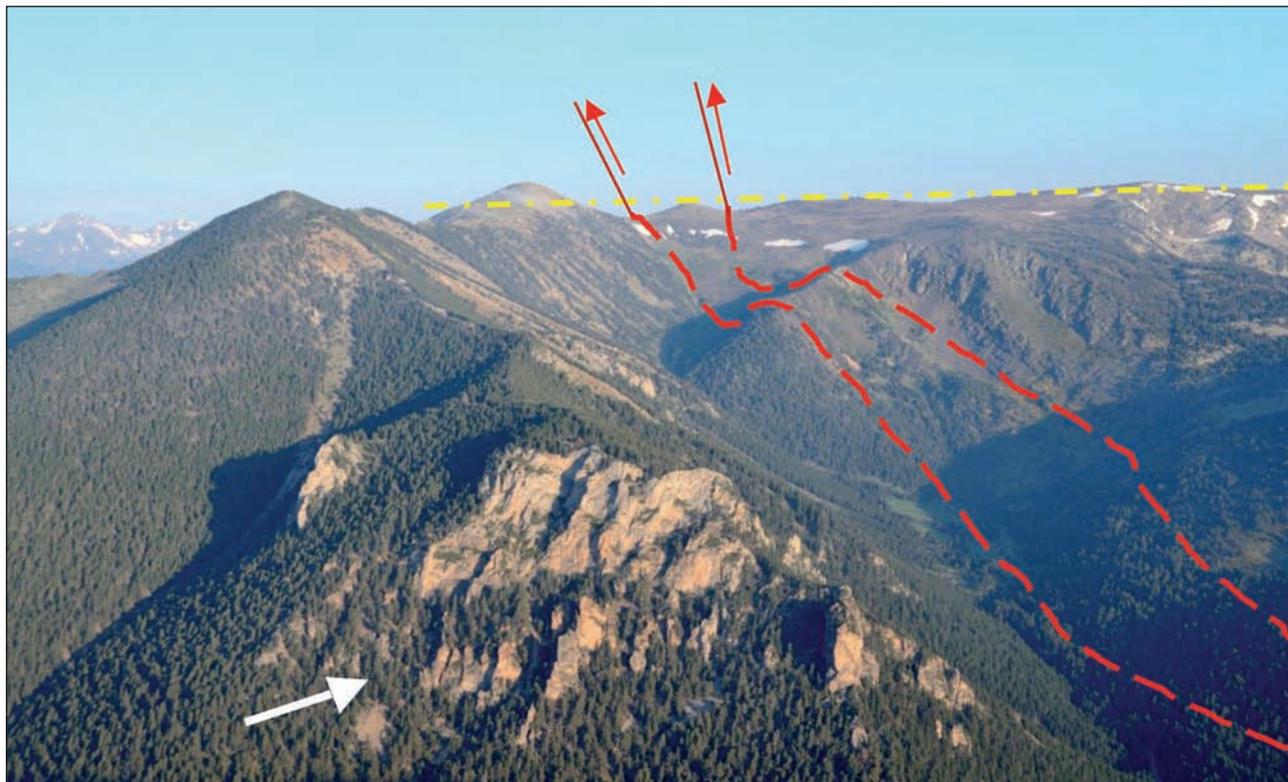


Fig. 1. La barre appalachienne de la Pelade - Escoutou en vue aérienne.

Les calcaires dévoniens massifs arment le relief et sont visibles dans l'escarpement de Roques Blanques, sous la cote 2001, qui forme la rive droite de la cluse de la Mouline (flèche). La faille de Mérens, dédoublée ici (en tireté rouge, les flèches indiquent le mouvement du compartiment supérieur) suit le ravin de la Mouillère et l'auge glaciaire de la Bailliette. Au fond, le Pla des Gours (tireté jaune) tronque clairement la faille de Mérens et est dominé légèrement par la bosse résiduelle de la Pelade. Le pla est échancré par trois cirques glaciaires : à droite le Gorg Nègre, prolongé par les moraines d'ablation des Tartères del Gorg, au centre cirque du Clot d'en Bès, à gauche, souligné par les névés, cirque des Mouillères. (ph. A. Mangeot)

Il est plus difficile d'expliquer la grande brèche de la Mouline, qui échancre largement la barre calcaire, posant le problème du coude du tracé de la rivière d'Évol (Fig. 2).

La première explication possible en fait une capture d'une partie du haut bassin de la rivière de Nohèdes par la rivière d'Évol, dont la pente vers le Conflent est plus rapide que celle de la rivière de Nohèdes (12% contre 9%). Cette capture par recul de tête aurait pu être précédée et aidée par une capture karstique vers le S des eaux du bassin amont. Néanmoins cette hypothèse est peu plausible car c'est le Siluro-dévonien schisteux et calcschisteux autochtone qui affleure au plancher de la cluse et assez haut sur ses versants, non les calcaires et dolomies massifs plus karstifiables du Dévonien moyen allochtone. Réduit à sa maigre alimentation locale, on voit mal le torrent d'Évol ébrécher la puissante barrière calcaire et y ouvrir une cluse aussi ample.

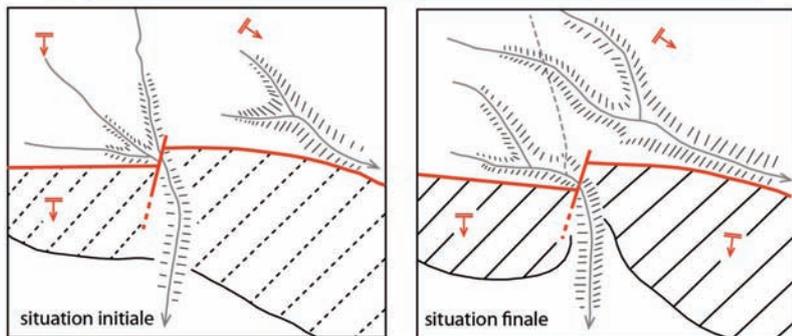
Il est plus simple d'interpréter cette cluse comme le résultat de la surimposition du cours d'eau sur la haute surface d'érosion, à l'image de la cluse voisine sur la rivière de Sansa, au moment de la formation du fossé du Conflent au Mio-

cène inférieur, quand le massif du Madrès est légèrement basculé vers le SSE. Il est possible que la rivière d'Évol ait alors drainé l'ensemble de la coupole culminante, avec les écoulements issus du bassin de l'Estelat qui empruntaient la trouée du col de Portus vers le S. La cluse en effet semble exister dès le Miocène moyen, lors de la réalisation de la surface d'aplanissement inférieure, comme le suggère au centre de la trouée la crête tronquée de Roques Blanques, à la cote 2001 m. C'est le rejeu postérieur de la faille de Mérens, abaissant le compartiment N, qui aurait facilité l'expansion du bassin de la rivière de Nohèdes vers l'W, le long de la bande schisteuse plus tendre, et la capture du bassin de l'Estelat par cette rivière.

Deux hypothèses antagonistes donc, entre lesquelles il est difficile de choisir faute d'arguments déterminants !

(2) Après le pic de la Creu, gagner le vaste ensellement plan de la Collade del Gorg. Cette forme singulière en col, inscrite dans les granites et reliée au Pla des Gours par le versant en plan incliné très doux de Pinouseil, peut être

Hypothèse d'une cluse surimposée sur les aplanissements



Hypothèse d'une cluse liée à la capture par recul de tête

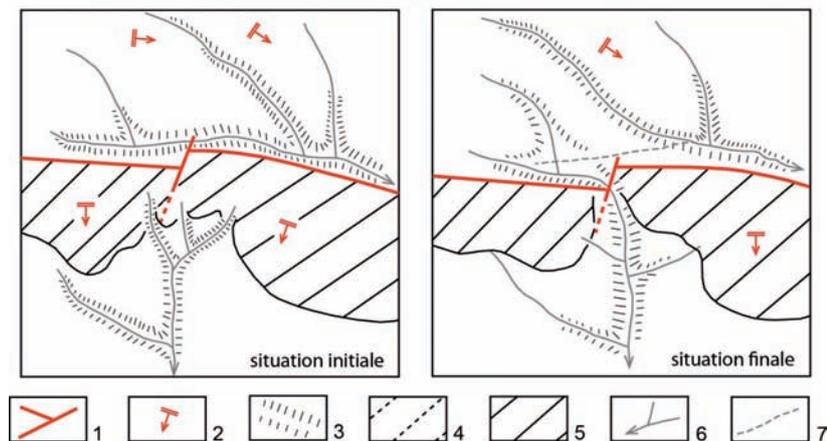


Fig. 2. Hypothèses pour la formation de la cluse de la Mouline.

- 1- Failles.
 - 2- Pendage des surfaces culminantes.
 - 3- Incision des torrents.
 - 4- Bandes calcaires non dégagées.
 - 5- Barre appalachienne mise en valeur par l'érosion différentielle.
 - 6- Tracé des torrents.
 - 7- Paléo-tracé des torrents.
- (Cartographie M. Calvet, 1974)

interprétée comme l'amont de l'aplanissement inférieur miocène moyen, là où il vient s'emboîter dans la coupole résiduelle du Madrès et ses plateaux culminants plus anciens. On peut le relier sans peine au plancher des cirques qui échancrent ces mêmes plas culminants en face, entre Roc Nègre et Pla de la Rouquette : comme c'est bien souvent le cas dans les Pyrénées orientales, les formes d'érosion glaciaires n'ont souvent que retouché assez faiblement des formes beaucoup plus anciennes (recul et raidissement des parois, modeste recreusement des planchers).

(3) Par Pinouseil, gagner le refuge de la Font de la Perdrix et le Pla des Gourgs. On atteint là les plus vieux paysages du Madrès, les restes en position culminante d'une vaste plaine d'érosion qui a tronqué en totalité l'édifice orogénique pyrénéen dans toute sa moitié est, il y a de cela près de 25 Ma. Parcourir à volonté le Pla des Gourgs (Fig. 3). De son point culminant (2352 m) immense panorama circulaire sur les restes d'aplanissements, en particulier au N ceux de la Rouquette et vers l'ESE les lambeaux qui forment le sommet du Coronat, mais aussi plus loin ceux du Carlit et ceux du Canigou-Carança (Pla Guillem, Campmagre...).



Fig. 3. Panorama du Pla des Gourgs depuis la cote 2352.

Noter la platitude remarquable de ce reste de surface d'aplanissement. Il se raccorde à droite au Roc Nègre par un versant convexo-concave très émoussé (flèche blanche) que gravira la suite de l'itinéraire. Les sommets du Madrès - Roc Nègre peuvent être interprétés comme un vieux relief résiduel haut d'une centaine de mètres qui a toujours dominé le plan, lequel se retrouve (flèche jaune) sur l'échine du col des Gavaches. On note les cirques glaciaires exposés au S et SE qui échancrent la crête culminante. Au fond à gauche, massifs du Pérac - Roc Blanc et massif de la Tabé. Le Pla des Gourgs est recouvert par une nappe épaisse de blocs issus du démantèlement des tors et étalée par gélifluxion : ces retouches périglaciaires quaternaires ont certainement contribué à redonner une platitude plus parfaite à cette vieille forme.

(ph. M. Calvet)

Il ne faut pas nécessairement imaginer ces surfaces d'aplanissement comme des tables horizontales parfaites : elles peuvent comporter des reliefs résiduels, comme la bosse convexo-concave surbaissée du Roc Nègre, ou le piton triangulaire des calcaires de la Pelade (Fig. 1). Le plateau porte des restes probablement épais d'altérites, des arènes sableuses qui peuvent atteindre 50 m d'épaisseur comme on peut l'observer sur certaines parois de cirques (au-dessus du Grog Blau (itinéraire 1). En surface ce sont parfois des arènes à boules granitiques sphériques tout à fait typiques qui sont préservées, par exemple là où le sentier qui monte du Gorg Blau atteint le plateau (Fig. 4). La petite source de la Perdrix est certainement alimentée par un

aquifère installé dans ces épaisses arènes, hors d'atteinte du gel hivernal, car elle coule régulièrement malgré un gel intense en surface (observations faites courant décembre). Les altérites sont certainement préquaternaires, car recouvertes la plupart du temps par une chape de blocs anguleux métriques à plurimétriques, issus du démantèlement par le gel des chaos rocheux en place et étalés par la gélifluxion à la surface des plateaux.

On peut observer cela par exemple autour du point coté 2321 m : le tor rocheux en place émerge à peine, en blocs anguleux disjoints, et une nappe de dalles rocheuses posées à plat tapisse ses versants, jusque sur des pentes très faibles (Figs. 3 et 5).



Fig. 4. Arénisation des granites sous le Pla des Gourgs, cirque du Gorg Blau.

En haut à gauche, granite très friable 50 m sous le pla.

En haut à droite coupe dans les arènes immédiatement au rebord du pla.

Ci-contre, arènes à boules bien conservées 150 m à l'E de la cote 2321.

(ph. M. Calvet)



Fig. 5. Tor démantelé de la cote 2321.

Noter la faible élévation du rocher en place (flèche). Le gel quaternaire a totalement démantelé cet affleurement certainement très diaclasé et les blocs ont été étalés vers l'aval par la gélifluxion. Les blocs sont anguleux et posés à plat ; cette nappe se distingue très nettement par son aspect des arènes à boules qu'elle vient masquer sur une large partie de la surface du pla.

(ph. M. Calvet)



Gravir le dôme du Roc Nègre, puis gagner vers l'E le Pla de la Rouquette. Au passage belles vues sur les cirques glaciaires de la Castellane et ceux qui dominent le Gorg Estelat. Brève crête de recoupement glaciaire entre les cotes 2401 et 2381, au droit du Pilou de la Mirande, puis on pénètre sur le Pla de la Rouquette (Fig. 6).

(4) Le rocher du même nom, au centre du pla (2345 m) est un exemple remarquable de tor granitique haut d'une dizaine de mètres. Ce relief résiduel isolé (Fig. 7) correspond à un affleurement particulièrement compact de granite à

gros cristaux de feldspath orthose, orienté N115°. Sur sa face SW on lit aisément la trace du diaclasage orthogonal de maille plurimétrique, qui a guidé l'altération initiale. Les arènes épaisses qui enveloppaient à l'origine ce noyau de roche saine ont ensuite été évacuées par l'érosion superficielle (ruissellement, gélifluxion) et le tor a été exhumé, à une date pour le moment inconnue mais certainement fort ancienne. La face SW et les blocs culminants sont bien conservés, avec encore des formes arrondies d'émoussé chimique ; par contre la gélifraction quaternaire a largement démantelé la face NE du tor.



Fig. 6. Le Pla de la Rouquette, vu en venant du Roc Nègre.

Le tor de la Rouquette (second plan), bien conservé, contraste avec les deux tors démantelés visibles sur la droite du pla mais aussi avec celui, totalement effacé par la gélifraction, qui forme le premier plan. Entaille du cirque de la Mirande à droite.

(ph. M. Calvet)



Fig. 7. Le tor de la Rouquette, vue de détail.

À gauche, le diaclasage, exploité et élargi par l'altération, est très visible. Le tor a été exhumé d'arènes à boules comparables à celles de la Fig. 5. À droite détail de la partie culminante : formes de boules aplaties empilées en équilibre instable, à la surface très émoussée. En arrière, champ de blocs anguleux résultant du démantèlement de la face NE du tor et étalés sur le plateau par la gélifluxion au Quaternaire froid.

(ph. M. Calvet)

(5) Poursuivre vers l'E jusqu'au rebord du cirque de Canrec. Ici la forme de cirque glaciaire est à peine esquissée (Fig. 8).



Fig. 8. La bordure NW du cirque de Canrec.

Le raidissement de la paroi amont est peu marqué (tireté jaune). Noter la suralimantation neigeuse par vent de NW soulignée par les névés tardifs, à gauche. Au fond, massif granitique de la Serre d'Escalès (flèche blanche) et massif schisteux du Dourmidou (flèche jaune) : les formes sont très différentes. Les cirques glaciaires du Dourmidou sont repérés ainsi que leur moraine (flèche et tireté rouge).

(ph. M. Calvet)

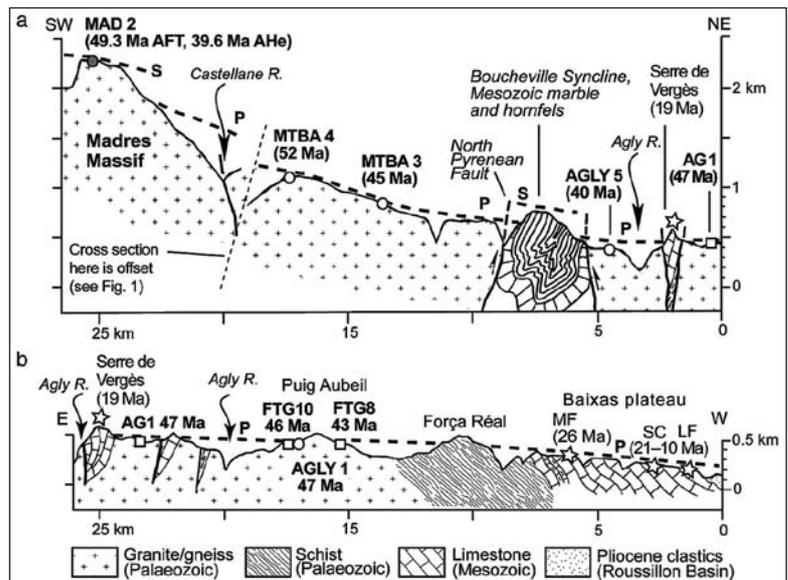
Des granites prélevés en bordure amont du cirque à 2250 m ont livré des âges traces de fission (49,3 Ma) et hélium (39,6 Ma) qui témoignent de la phase de dénudation

érosive précédant et conduisant à la réalisation de la surface d'aplanissement culminante (Fig. 9 ; voir présentation générale du Madrès pour plus d'explications sur la méthode).

Fig. 9. La datation des aplanissements des Pyrénées orientales.

Cette coupe qui va du bord du Roussillon au massif de Madrès est extraite de Gunnell *et al.*, 2009, *Earth and Planetary Science Letters*.

Elle montre que la phase d'aplanissement succède à l'érosion d'au moins 4 km de roches (âges traces de fission [AFT] et hélium [AHe]) et que le plan est réalisé lorsque les gisements de petits mammifères (rongeurs etc...) d'âge oligo-miocènes sont piégés à sa surface dans les secteurs calcaires (étoiles avec âges en Ma). La méthodologie suivie ne permet pas de discriminer l'âge des deux aplanissements que l'on a décrits.

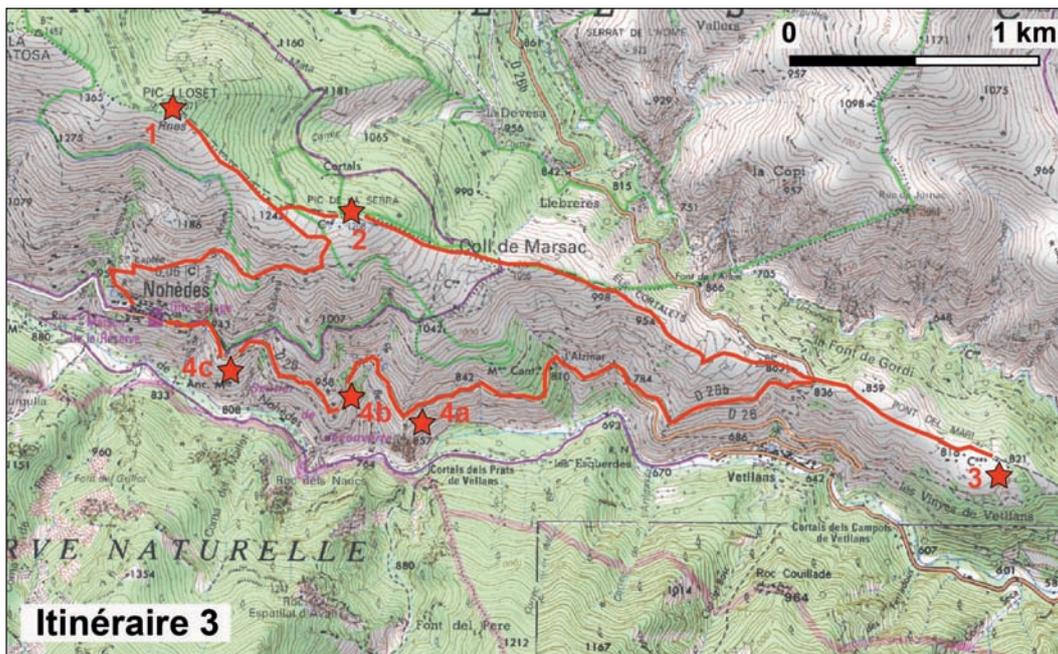


Pour le retour, gagner la crête de la Congère (cote 2232 m) puis descendre au replat d'Els Pelats (2092 m), qui peut marquer l'endroit où la surface d'érosion inférieure d'âge miocène moyen vient s'encocher dans la masse résiduelle du Madrès. En ce point on domine la niche du Roc de l'Agle,

qui a pu abriter un petit glacier de cirque. Belle vue sur le complexe morainique frontal de Pla d'Avall - Soucarrades. Suivre le rebord amont de cette niche jusqu'au Roc de Torrelles, puis la traverser à mi-pente vers la Jassa Enterrada et rejoindre le parking de Montailha.

3. LITHOLOGIE ET TECTONIQUE RÉCENTE : PANORAMA DE LA MURAILLE NORD DU CORONAT

Cet itinéraire complète le précédent, sur la question des grandes formes du relief et de l'histoire de leur formation. Il peut se parcourir en une grosse demi-journée, avec comme point de départ et d'arrivée le village de Nohèdes. Le trajet sur les versants schisteux au N et à l'E du village est monotone dans le détail, mais il vaut pour les grands panoramas qu'il procure, ce qui implique de choisir une journée de beau temps et les heures de la matinée ou de la soirée pour éviter le contre-jour complet autour de midi.



Description et arrêts

(1) Depuis Nohèdes, prendre le sentier du pic de la Serra dans le haut du village. La montée très raide permet d'apprécier la vigueur de l'incision quaternaire des vallées. Par contre l'on débouche au sommet sur des topographies très molles, qui impliquent des paléopaysages bien différents des formes actuelles à la fin de l'Ère tertiaire, avec des vallées très évasées, dans une montagne moins soulevée. Suivre la croupe aplanie, de la cote 1242 vers le pic Lloset à 1371 m.

De là (1) un arrêt prolongé permet d'observer un panorama circulaire de grande ampleur. Au S c'est la haute muraille montagneuse calcaire du Coronat qui domine de plus de 800 m le point d'observation. Au N et à l'E, ce sont les

croupes convexes très molles dans les schistes, au même niveau que le point d'observation et qui s'abaissent progressivement vers l'E, mais sont violemment découpées par l'incision des vallées en gorge, aux versants rocheux (Figs. 1 et 2). Ce paysage et en particulier la muraille montagneuse du Coronat posent de nombreux problèmes géomorphologiques. D'abord celui de son origine : on peut penser que les schistes au nord sont beaucoup moins résistants que les calcaires massifs du Coronat, ainsi mis en valeur par l'érosion différentielle qui les a préservés tandis que le pays schisteux était profondément excavé. Mais cette explication n'est pas suffisante. On met aussi en évidence le rôle de la tectonique récente et d'un rejeu, à regard nord, de la faille de Mérens : en effet les hautes surfaces du Coronat - Pla des Horts, que l'on devine vers le SE, au-dessus de Betllans, sont décalées de 400 m par rapport à celles du Pla de Vallenso - pic del Torn, visibles vers l'E.



Fig. 1 (début). Deux panoramas opposés depuis la crête du pic de la Serra.

Depuis le col de Marsac (le NW est à gauche), formes molles dans les schistes, descendant progressivement du Serrat Grand (1430 m) au Pla de vallenso (700 m) ; en tireté jaune la trace de la surface miocène ; on devine à l'aval la gorge rocheuse de la rivière d'Urbanya.

(ph. M. Calvet)



Fig. 1 (fin). Deux panoramas opposés depuis la crête du pic de la Serra.

Depuis le Pont del Mari, la muraille du Coronat (le NW est à droite) ; le Pla des Horts (surface miocène) s'emboîte immédiatement au bord gauche de la photo, vers 1500 m (tireté jaune). La faille de Mérens suit la vallée de Nohèdes (ligne rouge et sens de son jeu principal au début du Tertiaire en faille inverse). Les panneaux triangulaires (tireté blanc) ont signification de facettes de faille et soulignent le rejeu récent en faille normale à regard N de la faille de Mérens.

(ph. M. Calvet)

Autre question, celle des formes structurales d'échelle moyenne qui accidentent la muraille du Coronat. Pitons rocheux isolés et longues parois rocheuses qui dessinent des corniches successives sont à mettre en relation avec l'empilement de nappes de charriage hercyniennes, redoublant les séries de calcaires massifs et séparées par des ensembles lithologiques plus fragiles (schistes, calcschistes, calcaires à petits bancs). Ces couches sont en général à fort pendage sud et parfois verticalisées (Fig. 2).

Enfin, question du défonçage dissymétrique du massif du Coronat par l'érosion. Sur son versant N, visible ici, il est défoncé par de profonds ravins alimentés par de grands

bassins de réception très creusés et séparés par des arêtes étroites. Sur son versant S, vers Évol ou Olette et Serdinya, ce sont des ravins bien moins creusés, séparés par des croupes convexes très lourdes et qui épargnent les parties culminantes au-dessus de 1700 m. Il y a là un contraste d'origine probablement tectonique : le rejeu de la faille de Mérens a créé un versant N très raide et plus court que le versant S (2 à 1,5 km contre 4 km) ; c'est cette raideur des pentes qui a favorisé le creusement des ravins par les torrents du versant N. Mais ces ravins sont actuellement secs, ce qui est normal en domaine karstique, et ne coulent que très exceptionnellement à l'occasion des événements plu-



Fig. 2. Contrastes de versants, depuis le sentier de Nohèdes à la Serra.

Versant schisteux régulier, raide et rocailleux, de l'entaille quaternaire des vallées. En face, barres rocheuses calcaires et pitons isolés dans les couches redressées à la verticale (flèches)

(ph. M. Calvet)

vieux extrêmes. L'explication doit donc être complétée en examinant l'impact des facteurs paléoclimatique. Sur le versant N, pendant les périodes froides quaternaires, des névés tardifs et probablement aussi des plaques de glace permanentes alimentaient une intense gélifraction des roches et des écoulements torrentiels efficaces, avec un blocage de l'infiltration et du karst profond par le gel permanent ou saisonnier.

L'itinéraire permet aussi de voir les traces des dynamiques érosives actuelles (Fig. 3). Noter juste en face le grand couloir qui descend depuis la paroi rocheuse de Roca Roja. Les

éboulis qui en tapissent le fond sont probablement encore épisodiquement alimentés par la cryoclastie sur la paroi ; mais ces apports sont potentiellement faibles à ces altitudes encore trop basses. Par contre les avalanches et quelques laves torrentielles ramonent suffisamment fréquemment ce couloir pour y limiter la repousse de la forêt. Les événements pluvieux extrêmes, comme celui d'octobre 1940, ont laissé de nombreuses traces sur ce versant, maintenant masquées sous la forêt. Ils seront examinés à l'itinéraire 4B, mais on peut d'ici voir les décapages de versant dans la partie aval de la Coma de Pitxot.

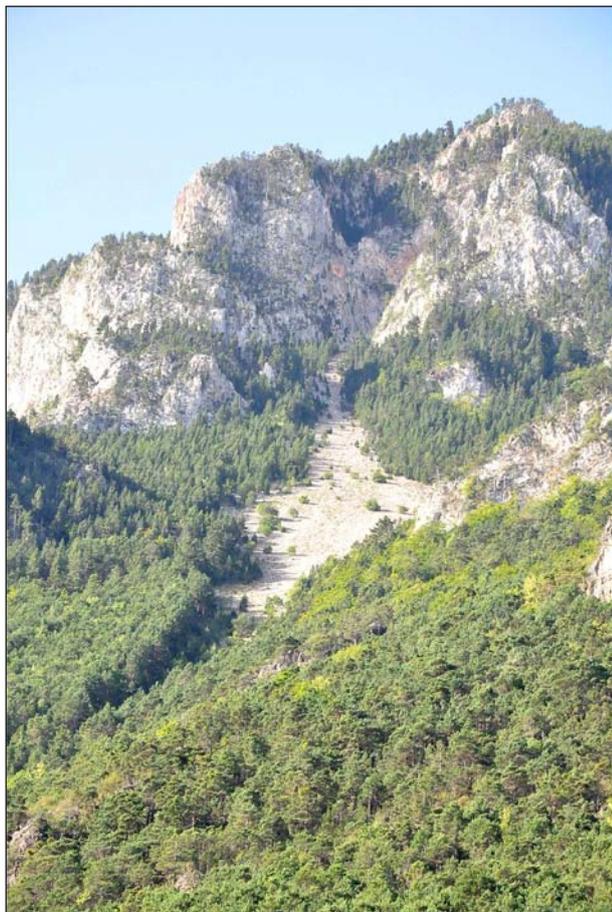


Fig. 3. Érosion actuelle sur le versant du Coronat.

À gauche, l'amont du grand couloir d'éboulis et d'avalanches de Roca Roja.

À droite, les ravinements et décapages de versant du ravin de Pitxot, formés en octobre 1940 (flèches).

(ph. M. Calvet)

(2) Le retour peut se faire par la crête aplanie qui descend vers le Coll de Marsac. Remarquer au passage la petite crête de la Serra à 1208 m (Fig. 4), particulièrement bien nommée et qui correspond à un banc particulièrement ré-

sistant de schistes gréso-quartzitiques ou microconglomératiques. Rejoindre la route d'Urbanya au col emprunté par la route D26b, cote 836 m.



Fig. 4. Pic de la Serra, 1208 m.

(ph. M. Calvet)

(5) Prendre au col la piste vers l'est et gagner les replats de Pont del Mari, à la cote 816 m. Ces topographies planes remarquables (Fig. 5) sont un ancien fond de vallée très évasée, brutalement réincisé par les gorges rocheuses actuelles des torrents de Nohèdes et d'Urbanya.

On suit aisément dans le paysage ces paléofformes en direction du Conflent, où elles restent perchées vers 550-600 m à l'ouest de Prades, soit bien au-dessus des plus

hautes terrasses alluviales, qui sont à 460 m. On peut donc attribuer ces vestiges de paléovallée évasée au Pliocène. On chercherait en vain les éventuelles alluvions anciennes qui ont dû draper ce fond de vallée : elles ont été depuis longtemps balayées par l'érosion. Les quelques rares galets ou blocs de granite trouvés au Pont del Mari sont probablement d'origine anthropique et réutilisés dans les murettes, celle du mas ruiné en particulier.



Fig. 5. Le Pont del Mari, fond de vallée pliocène.

Cette ancienne vallée se prolonge vers l'amont, dans les berceaux aux pentes douces du bassin d'Urbanya et au-dessus de Nohèdes (tiretés blancs).

(ph. M. Calvet)

On revient à Nohèdes par la route D26, en observant au passage le contact faillé entre calcaires et calcschistes (Paléozoïque supérieur) d'une part, séries schisteuses métamorphiques (Paléozoïque inférieur) d'autre part. Ce contact marque le passage de la faille de Mérens, une dislocation

majeure de la zone axiale pyrénéenne, qui se suit de Prades en haute Ariège, sur 80 km. C'est son rejeu récent (fin du Miocène) abaissant le compartiment nord qui peut expliquer la muraille du Coronat (Fig. 1), comme on l'a vu au point (1).

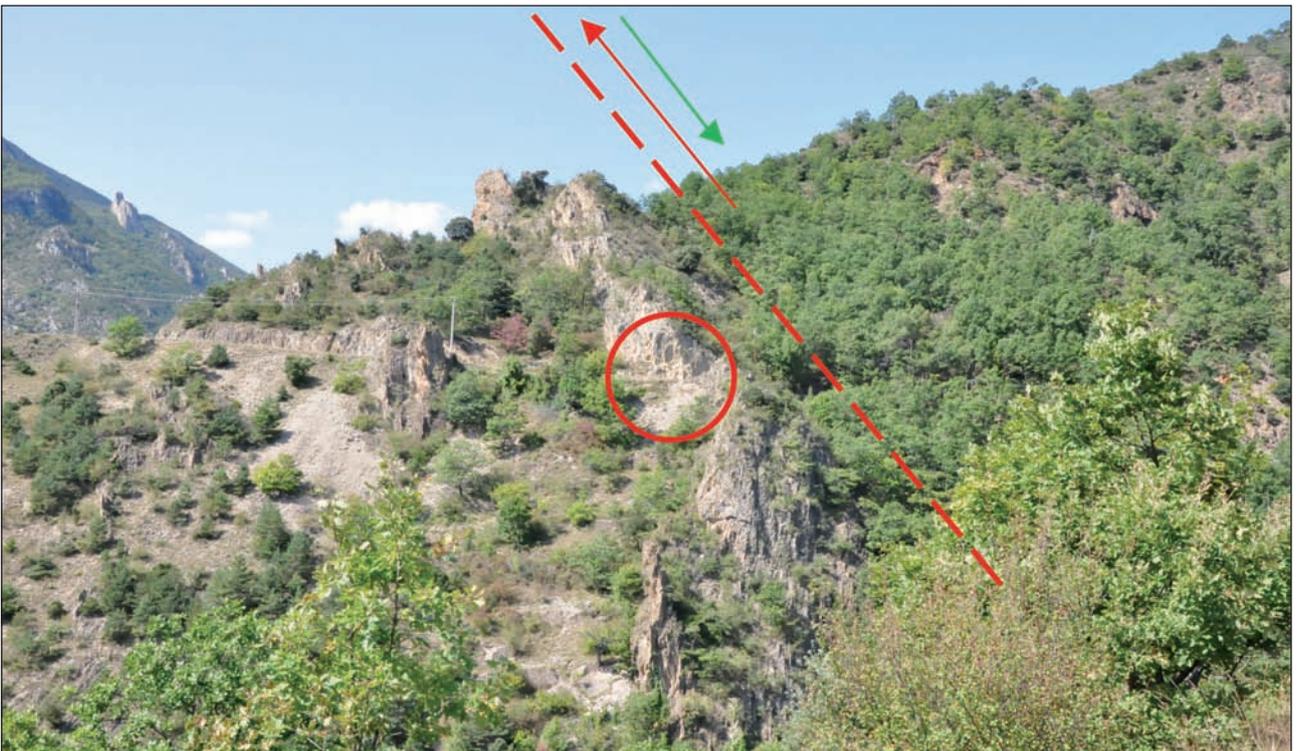


Fig. 6. La faille de Mérens à la cote 958, vue de l'aval.

Le tracé de la faille est indiqué en tireté rouge, son jeu en faille inverse au début du Tertiaire par une flèche rouge, son jeu en faille normale à la fin du Tertiaire par une flèche verte ; le site de la Fig. 7 est cerclé de rouge.

(ph. M. Calvet)

(4a) Au premier éperon que contourne la route, au-dessus de la cote 857, la faille passe sous la route, juste au N des dalles rocheuses calcaires qui portent le point coté 857.

(4b) La route recoupe la faille à l'éperon suivant (Fig. 6), sous la cote 958. Le plan de faille principal, qui n'est pas visible, passe juste au N de la barre rocheuse calcaire que la route entaille. Un grand miroir de faille strié affleure dans la paroi calcaire juste au-dessus de la route (Fig. 7). Il doit marquer un relais oblique à la faille de Mérens, car il ne correspond pas à sa direction, mais montre une forme en S, passant de N70° à N10° puis à N40°. Il porte de belles stries subverticales dont les terminaisons brutales (les "queues de stries") suggèrent un jeu en faille normale affaissant le com-

partiment situé au NW du miroir. Quelques mètres plus au S, au niveau d'un petit parking, une cassure inclinée 50°N sépare les calcaires massifs des calcschistes et sa direction N100° est celle de la faille de Mérens. Des miroirs striés sont visibles à l'éperon coté 958 (versant est) et des broyages meubles derrière la grange du parking à l'entrée du village, suggérant un rejeu tardif, en faille normale et à regard nord, de la faille de Mérens.

(4c) On retrouve la faille au troisième éperon, avant l'entrée du village et au niveau du parking, mais la coupe, d'interprétation peu évidente, est masquée par la grange moderne et difficilement accessible en se glissant entre le mur et la paroi rocheuse.



Fig. 7. Détail de la faille de Mérens à l'éperon de la cote 958.

Miroir de faille (flèche blanche, tracé de la cassure souligné en rouge) associé à la cassure principale et oblique par rapport à celle-ci, coupe de la route côté aval de l'éperon. Détail des stries subverticales (flèches rouges) et surface polie du "miroir".

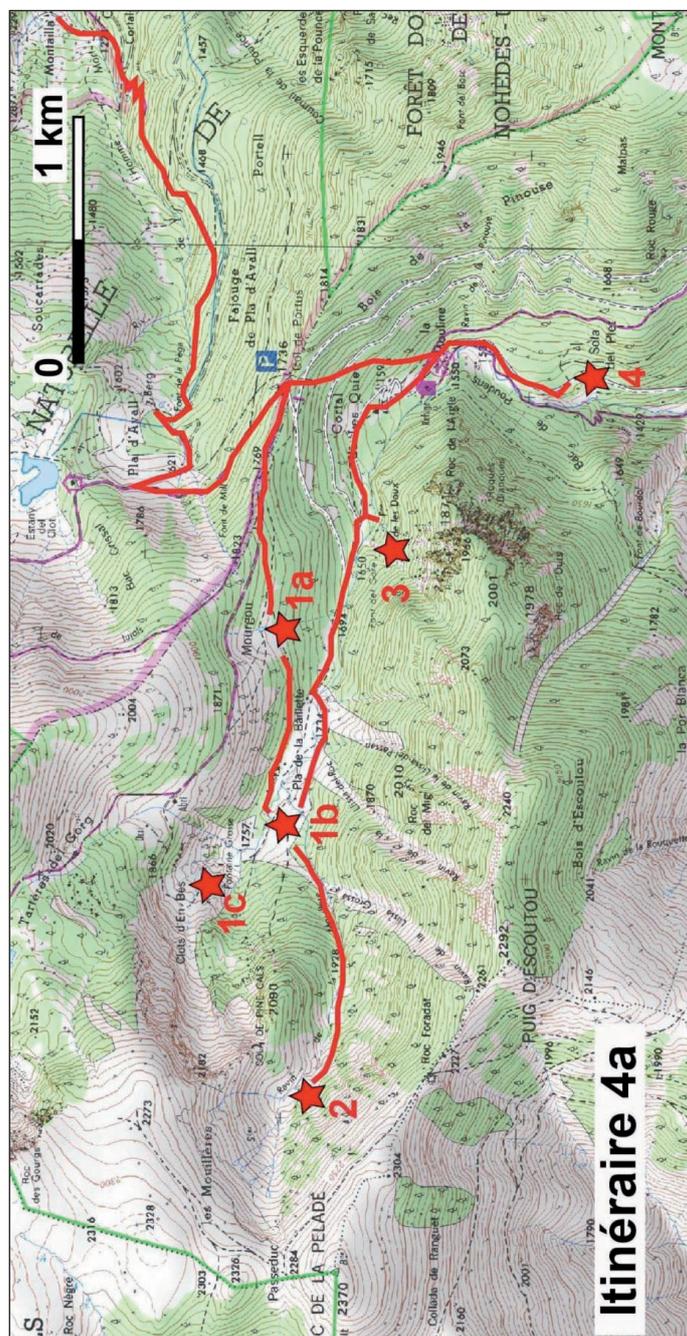
(ph. M. Calvet)

4. LES CHEMINS DE L'EAU

Ce thème fait l'objet de deux itinéraires complémentaires, qui documentent principalement le travail érosif des eaux courantes, autant superficielles (lits fluviaux, ravins) que souterraines (karst). L'un concerne la haute montagne et implique un long trajet d'accès ; l'autre peut être aisément parcouru depuis Nohèdes en une demi-journée.

4A. LE KARST DE L'ESCOUTOU

Cet itinéraire est en marge de la Réserve, mais il procure une illustration très pédagogique de ce qu'est un système hydrologique karstique. Il permet aussi d'examiner de plus près des couloirs d'avalanches et il complète la présentation des formes glaciaires faite à l'itinéraire 1. L'accès à pied d'œuvre depuis Nohèdes est long, mais il peut être couplé avec l'un des deux premiers itinéraires avec bivouac en altitude.



Description et arrêts

(1a) Depuis Nohèdes, accès auto par la piste de Montaila, puis par le sentier ou la piste forestière du Pla d'Avall. Au col de Portus prendre la piste vers le Gorg Nègre et bifurquer sur celle qui descend dans la vallée de la Baillette. On est là au creux d'un ancien ombilic glaciaire, bassin surcreusé à la confluence de trois courants de glace (itinéraires 1 et 2 ; voir Fig. 1, itinéraire 2). En y descendant noter au passage le petit replat de Mourgou **(1a)**, où apparaissent les premiers blocs morainiques de granite : nous sommes là sur la moraine latérale du glacier d'Évol, ce qui permet d'apprécier son épaisseur, de l'ordre de 100 m.

(1b) Le fond de la vallée (Fig. 1) est encombré par des

cônes de déjection enherbés et apparemment peu actifs. Le plus vaste, issu du ravin de la Mouillère, est principalement torrentiel, mais de nature mixte car alimenté aussi par le couloir d'avalanche de la Llisa Grossa. Deux autres couloirs d'avalanche, Llisa del Roc et Llisa del Passan, découpent le versant N de l'Escoutou. Noter les blocs et les troncs de pins qui parsèment les cônes (Fig. 2). La limite des couloirs est tranchée avec la forêt de pins ; les repousses d'arbres plus ou moins jeunes signalent en marge du couloir l'emprise de coulées plus ou moins récentes, dont on peut apprécier l'âge. En effet on date sur les pins les traumatismes d'avalanches en utilisant les tracés coudés d'anciennes branches latérales remplaçant les bourgeons apicaux pour reconstituer un tronc, sachant que chaque niveau d'embranchement depuis le bourgeon apical de l'année en cours représente une année.

Fig. 1. L'ombilic de la Baillette vu de la piste d'accès.

Au premier plan, blocs de granite d'une moraine de retrait.

Au fond on devine le vallon de la Mouillère. Le versant gauche est zébré de couloirs d'avalanches (flèches rouges)

(ph. A. Mangeot)

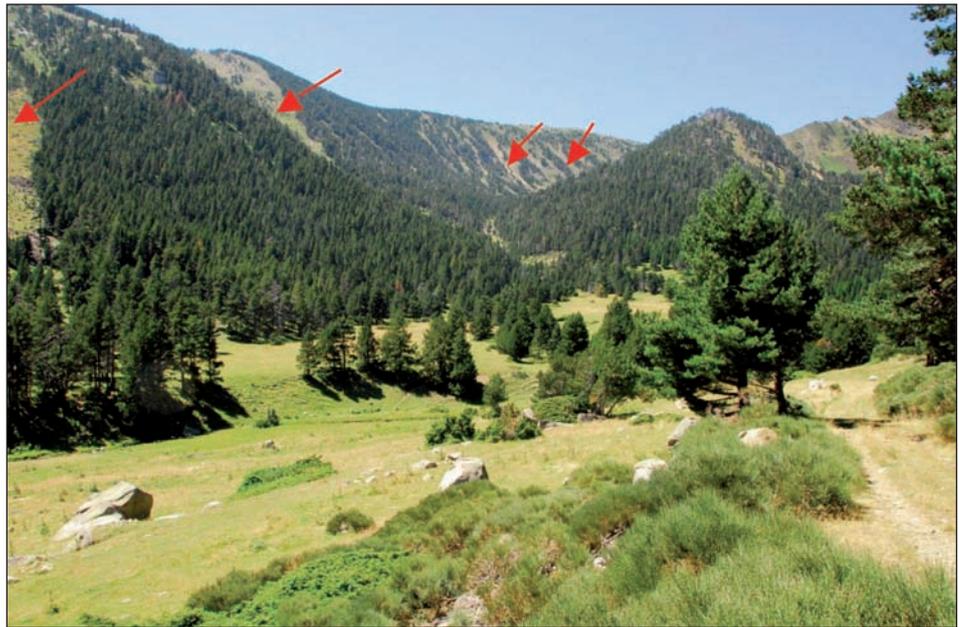


Fig. 2. Un couloir d'avalanches.

On remarque dans le couloir les générations de jeunes pins qui ont repoussé depuis la dernière grosse coulée qui a raclé le couloir dans toute sa largeur.

Sur l'apex du cône, nombreux débris végétaux, troncs et branches, amenés par une avalanche de l'hiver précédent (noter les aiguilles rousses sur les branches de pins).

Au premier plan, quelques apports minéraux, terre et cailloux, posés sur le tronc.

(ph. A. Mangeot)

(1c) Avant de quitter l'ombilic de la Bailleite, examiner la Font Grosse, bien nommée, qui sort au bas du cirque des Clots d'en Bès, au pied d'une écaille de calcaire dévonien, isolée dans les schistes par une branche secondaire de la

faille de Mérens : il s'agit d'une exsurgence karstique (Fig. 3) alimentée par les infiltrations en amont du cirque, voire depuis le vallon de la Mouillère.

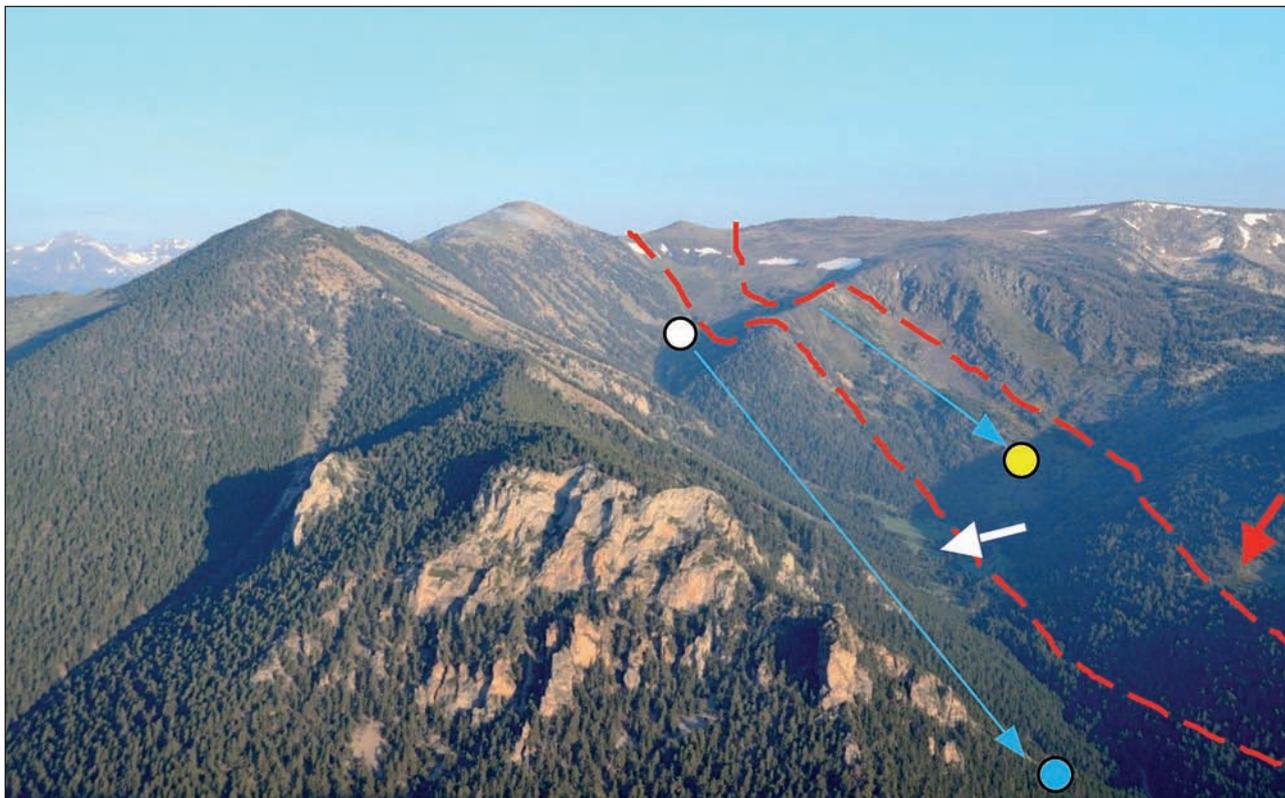
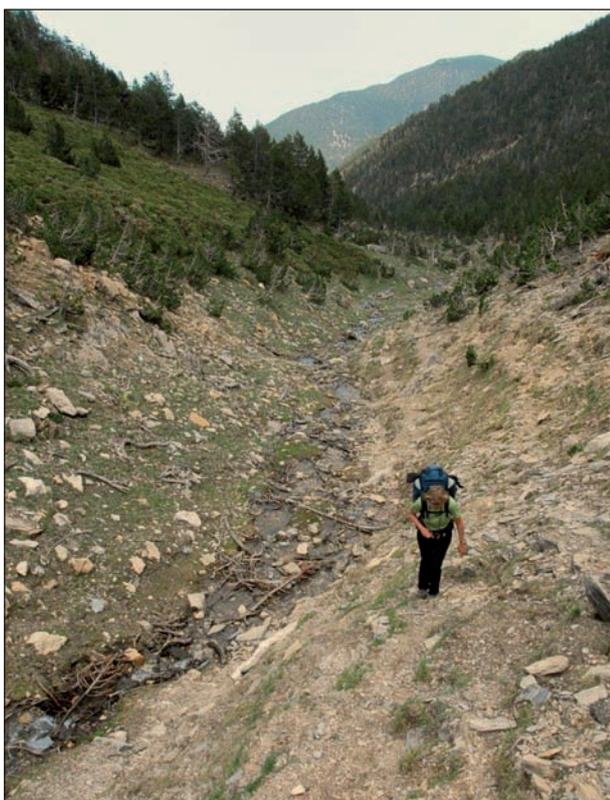


Fig. 3. Les systèmes karstiques de la haute vallée d'Évol.

Le système de faille de Mérens est indiqué en rouge. Perte de la Mouillère cercle blanc ; resurgence de les Doux en bleu ; resurgence de Font grosse en jaune ; réseaux souterrains schématisés par une flèche bleue. L'ombilic de la Bailleite est signalé par une flèche blanche et la moraine latérale de Mourgou par une flèche rouge.

(ph. A. Mangeot)



(2) Remonter le vallon de la Mouillère. Il s'agit d'une ancienne vallée glaciaire, accidentée de verrous et esquissant une forme en auge, par exemple à la cote 1928. Le ravin de la Mouillère est généralement à sec sur tout son tracé (Fig. 4), qui s'inscrit dans des roches calcaires. Mais en le remontant on constate que les écoulements pérennes, issus d'un faisceau de sources dans l'amont schisteux, se perdent brusquement dès le contact avec les calcaires (vers 2020 m), dans une succession d'effondrements métriques.

Fig. 4. L'amont du vallon de la Mouillère.

Le ruisseau coule, juste en amont de la perte. Le ravin a aussi canalisé des avalanches : débris de branches et jeunes pins couchés vers l'aval en rive gauche.

(ph. A. Mangeot)

(3) Revenir par le même chemin, puis suivre le ruisseau d'Évol vers l'aval, par le sentier qui rejoint la piste à la cote 1650. Immédiatement en aval, observer la résurgence du système karstique de l'Escoutou, la Font de les Doux **(3)**, qui jaillit sous un éboulis à 1670 m. Ce sont les eaux perdues à l'aval du cirque des Mouillères (Fig. 3) et la résurgence est particulièrement spectaculaire en période de fonte des neiges. Les eaux ressortent ici car la base imperméable du système, formée par le Siluro-Dévonien autochtone, remonte au niveau de la cluse de la Mouline. La bande calcaire du synclinal de Villefranche abrite d'autres systèmes karstiques plus importants encore, vers l'E (itinéraire 4B), vers

l'W aussi : les eaux du torrent de Sansa s'y perdent en partie à sa traversée et vont résurger à Réal, en Capcir, donc sur le bassin de l'Aude, bel exemple de capture karstique d'un cours d'eau.

(4) On peut terminer l'itinéraire en s'engageant dans la cluse de la Mouline, pour aller voir le front glaciaire würmien, ici un bouchon morainique informe, entre 1470 et 1500 m d'altitude. (Origine de cette cluse et l'explication du tracé de la rivière d'Évol, voir itinéraire 2.)

Rejoindre le col de Portus par le sentier direct et de là le point de départ à Montaila.

4B. LA BASSE VALLÉE DE NOHÈDES

Cet itinéraire d'une grosse demi-journée suit la vallée de Nohèdes et son ruisseau vers l'aval. L'examen en plusieurs points du lit du ruisseau de Nohèdes permet d'observer les principaux types de lits fluviaux et de comprendre comment fonctionnent l'érosion et la dynamique fluviales, et donc l'incision des vallées. L'histoire du creusement de la vallée peut aussi être reconstituée grâce à plusieurs sites et affleurements. Le karst est évoqué à la grotte des Fées (ou Encantades), ainsi que les dynamiques torrentielles actuelles et passées, dans les affluents issus du Coronat.



Description et arrêts

(1) L'accès se fait par la route à l'amont du village, puis, à la Farga, la piste qui suit le fond de la vallée vers l'aval. La piste suit d'abord un fond de vallée alluvial assez large, formé par une accumulation de gros blocs granitiques probablement contemporaine des moraines würmiennes et à signification de nappe alluviale proglaciaire. Le torrent ac-

tuel a beaucoup de mal à s'y inciser car la plupart des blocs dépassent sa compétence, c'est-à-dire son aptitude à déplacer des éléments d'une taille donnée qui est fonction de la vitesse du cours d'eau, donc de sa pente. Il s'agit d'un lit à blocs (Fig. 1), forme fréquemment rencontrée le long de cette vallée et relativement stable, car seules les crues extrêmes semblent capables d'en mobiliser les éléments volumineux. Bonne vue sur ce type de lit au passage des ponceaux successifs.

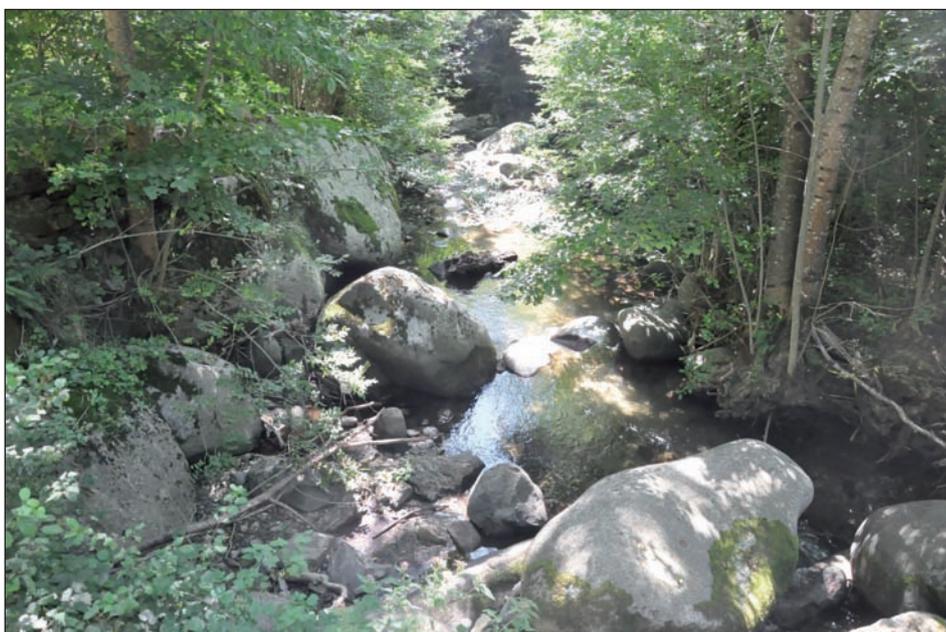
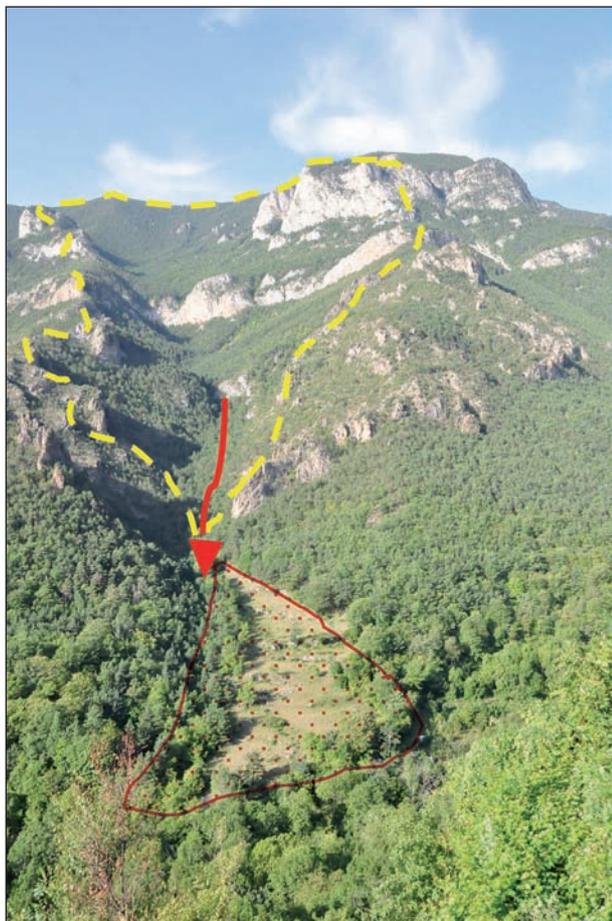


Fig. 1. Lit à méga-blocs.

Ces blocs de granite issus des moraines würmiennes à l'amont, mesurent plusieurs mètres de grand axe. Les plus volumineux sont quasi immobiles et ne subissent qu'une usure passive, par les alluvions qui les abrasent exactement comme pour un lit creusé dans la roche en place.

(ph. M. Calvet)

(2) Au point coté 880, un gros cône de déjection affluent, bien visible depuis le village, barre la vallée (Fig. 2). Il a été construit par le ravin de la Coma dels Tallats et c'est cet obstacle qui explique la petite plaine alluviale que l'on vient de parcourir en amont. Ce cône a été cultivé et aménagé en terrasses ; il est incisé à la fois par le ravin qui l'a construit et par la rivière de Nohèdes, qu'il domine à l'aval d'une quinzaine de mètres. C'est donc une forme héritée, construite très probablement lors de la dernière période froide. La coupe de la piste montre qu'il est fait de blocs énormes de calcaire dévonien (5 à 7 m de long) ; certains émergent aussi de sa surface.



(4) Confluence du ravin de la Coma de Pitxo. Ce site permet d'examiner trois générations de dépôts torrentiels, étagés sur 20 m et construits par ce torrent à son débouché dans la vallée. Mais la végétation dense rend ici les observations malaisées.

Le cône inférieur barre la route, qui le contourne, et s'est mis en place en octobre 1940 en coupant le chemin primitif (Fig. 3). C'est un cône typique de lave torrentielle (4a). Noter en s'avancant vers l'aval, sa surface chaotique faite de creux et de bourrelets caillouteux, maintenant fixés par les noisetiers et les arbres. Le matériel caillouteux désordonné dans une matrice limoneuse abondante est visible dans une petite carrière sur la face amont du cône. Par cette coupe, qu'il faut gravir, on accède à une petite sente qui remonte le ravin. Elle suit un long bourrelet métrique bordant le chenal où s'est écoulée la lave et construit par elle. Plus de 70 ans après la crue, ces formes sont restées presque intactes, sous la végétation forestière qui les a recolonisées.

À la racine du cône (4b) et à sa rive gauche, dominant la route de 10 m environ, il reste une étroite lanière d'un cône ancien, à matériel très désordonné, hétérométrique et non cimenté, que l'on peut attribuer à la dernière période froide,

(3) Remonter le cône et suivre le ravin jusqu'au pied de la barre rocheuse de la Murgulla (20 mn AR). Dans l'axe du talweg, noter les bourrelets de blocs, maintenant fossilisés par la repousse des arbres, mais qui témoignent d'une importante activité érosive passée : ce sont les traces de laves torrentielles (3a) qui se sont mises en place en octobre 1940. Le fonctionnement actuel du ravin semble seulement marqué par quelques embâcles végétales. Un peu en amont de la barre rocheuse et en rive gauche, un orifice crève le talus d'éboulis, d'épaisseur métrique : c'est une résurgence temporaire (3b) qui se met en charge seulement comme un trop plein du karst après des périodes de fortes précipitations. Revenir sur la piste de la vallée.



Fig. 2. Cône würmien du ravin de la Coma dels Tallats.

À gauche, vue d'ensemble du système torrentiel : bassin de réception (tireté jaune), chenal d'écoulement (flèche blanche), cône de déjection (ligne et pointillés rouges).

En haut, coupe de la piste carrossable, montrant le faciès du cône : méga blocs de calcaire émoussés et matériel caillouteux hétérométrique en désordre.

(ph. M. Calvet)

le Würm. Immédiatement au-dessus viennent les vestiges d'un troisième cône plus ancien encore et assez fortement cimenté par le calcaire, que l'on peut attribuer au Quaternaire moyen : outre quelques gros blocs, il est formé surtout par des bancs assez bien organisés, à cailloux homométriques, de quelques centimètres au décimètre, qui résultent d'une cryoclastie active sur le bassin versant (Fig. 4).

(5) Remonter le ravin de Pitxo jusqu'à son coude (700 m en ligne droite depuis la route ; 1h AR).

Le fond en est occupé par la lave torrentielle de 1940, qui masque presque en continu le lit rocheux : noter les gros blocs en désordre, formant des bourrelets transversaux coincés dans les secteurs les plus étroits ou des levées longitudinales en marge du chenal, le tout maintenant colonisé par les pins (Fig. 5).

Vers 1000 m, en rive gauche, on atteint les grands ravinelements (5) visibles depuis le village et qui se sont eux aussi formés lors de l'épisode d'octobre 1940. Pour les examiner, les contourner par l'amont, et gravir entre les pins une vague sente très raide qui conduit à leur lèvresud. Ce sont



Fig. 3. Cône de la lave torrentielle d'octobre 1940 au ravin de Pitxo.

À gauche, surface bosselée du cône à l'aval, visible depuis la piste actuelle ; à droite (flèches blanches), bourrelet de rive gauche construit par la lave torrentielle, en marge du chenal (flèche rouge), et suivi par le sentier. Noter la taille des arbres qui ont poussé depuis 1940.

(ph. M. Calvet)



Fig. 4. Cônes de déjection anciens du ravin de Pitxo.

En haut à gauche, cône würmien à matériel très hétérométrique, riche en gros blocs et non cimenté.

En haut à droite, cône ancien (Riss ?) cimenté par bancs et à blocaille homométrique triée par lits : en bas à gauche, lit d'éclats centimétriques sous le marteau et lit de cailloux décimétriques au-dessus.

(ph. M. Calvet)



Fig. 5. Lave torrentielle du ravin de Pitxo, dans le chenal d'écoulement.

À gauche, aspect chaotique de surface, avec bourrelets transversaux et longitudinaux ; à droite détail des blocs au contact du lit rocheux du ravin, ici raclé par la lave à son passage.

(ph. M. Calvet)

en fait des formes de décapage aussi larges que longues, profondes au plus d'une dizaine de mètres (Fig. 6). Elles se sont développées dans des dépôts de pente épais à blocs et plaquettes de calcschistes et abondante matrice fine, probablement quand la pression hydrostatique de l'eau, infiltrée en masse dans ces dépôts, a éventré le sol et provoqué des foirages. Ce sont ces zones et d'autres situées plus



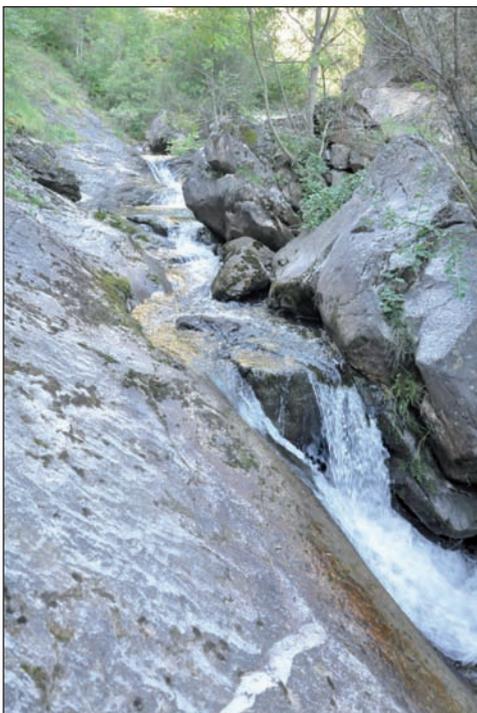
Fig. 6. Les ravinelements de versant en rive gauche de la Coma de Pitxo.

À gauche, vue depuis l'amont de l'entaille, faciès d'éboulis caillouteux à matrice terreuse abondante ; au fond le village de Nohèdes.

À droite, vue d'en bas : on note que le décapage a éliminé toute la couche de l'éboulis et on voit affleurer le substrat de calcschistes dévoniens (flèche) sur la moitié gauche.

(ph. M. Calvet)

(6) Reprendre la route du fond de vallée. Entre les cotes 833 et 808 la piste passe en hauteur, sur un replat tapissé de gros blocs granitiques **(6)** et, en aval de l'ancien moulin, la rivière s'incise très rapidement dans la roche en place ; observer le début de l'incision juste en aval du point 833. Ce dispositif définit ce que l'on appelle une terrasse alluviale, qui naît à la suite d'alternances de périodes d'accumulation et d'incision. Pendant la dernière période froide, la rivière, surchargée en alluvions grossières par le glacier en amont, a remblayé son lit ; depuis la déglaciation la rivière très peu chargée en alluvions peut, au rythme des crues, remobiliser ses anciens dépôts et inciser son lit. On suivra cette terrasse plus loin vers l'aval.



en amont qui ont alimenté la longue lave torrentielle du ravin. Depuis, ces ravines en pente très raide sont quasiment figées, mais difficilement reconquises par la végétation, seulement quelques jeunes pins isolés. L'absence d'alluvions fraîches le long du talweg du ravin de Pitxo, très densément végétalisés, montre bien la faible efficacité des averses saisonnières.



(7) Site du Roc des Naucs. En amont et face à la "Maison de la Montagne", la pente du cours d'eau diminue et on observe un des rares secteurs de lit alluvial mobile **(7a)**, c'est-à-dire un lit que la rivière façonne dans ses propres alluvions et remanie à chaque crue : un banc de crue chaotique et d'aspect récent, où la végétation a à peine entamé sa repousse, occupe la rive gauche juste avant le pont (Fig. 7). La rivière dessine un véritable méandre encaissé autour du Roc des Naucs et le lit devient exclusivement rocheux **(7b)**, en pente forte, avec une succession de vasques et de cascades sur dalles de calcaire massif ; mais il y manque les typiques marmites de géant. Ce lit rocheux ou lit d'érosion, totalement dépourvu d'alluvions, correspond à une rupture



Fig. 7. Types de lits fluviaux sous le Roc des Naucs.

À gauche, lit rocheux en pente forte (*knick point*), cascades, vasques et polissages du calcaire au premier plan.

À droite, un des rares secteurs de lit alluvial mobile, immédiatement en amont du gué de la Maison de la Montagne. Deux chenaux enserrment un banc alluvial construit par une crue récente.

(ph. M. Calvet)

de pente dans le profil en long de la vallée (un *knick point* en langage savant), qui devient ici très raide (Fig. 7). La rivière de Nohèdes est un torrent de montagne, un cours d'eau en pleine jeunesse, qui n'a pas pu encore régulariser son profil en long, et chaque banc de roche dure va se traduire par des ruptures de pente similaires.

(8) Roc de la cote 857. En amont de cette barre calcaire et sur le talus de la route on observe des affleurements de la terrasse alluviale würmienne, 8 à 10 m au-dessus du ruisseau, vers la cote 764 (Fig. 8).



Fig. 8. Restes de terrasses alluviales.

À gauche, galets de granite (flèches) sous des colluvions à dalles de schistes glissées du versant : reste de la basse terrasse würmienne vers la cote 764.

À droite, reste de la moyenne terrasse dans le talus de la piste vers les Prats de Vellans.

(ph. M. Calvet)

Au pont et en rive gauche, noter les gros blocs calcaires éboulés du rocher qui surplombe la route.

(9) En aval du pont la rivière marque une autre rupture de pente et s'incise assez fortement sous les restes de terrasses alluviales des Cortals dels Prats de Vellans. Les prairies correspondent au niveau würmien, plus ou moins dégradé et découpé en paliers. Mais au niveau du talus de la route affleure très ponctuellement un dépôt ancien à galets roulés altérés, où l'on reconnaît schistes et rares granites (Fig. 8). Cette nappe alluviale est surmontée par un ébou-



lis cimenté, épais d'une dizaine de mètres, comparable au cône supérieur du point **4b** ; il est visible 200 ou 300 m en aval du pont mais aussi à l'entrée du chemin des Esquerdes.

(10) Continuer vers l'aval jusqu'au pont, coté 693 m. Juste



Fig. 9. Lit rocheux en schistes durs vers la cote 693.

Au fond lit à blocs (flèche) puis lit rocheux pur, formes de creusement en sillon orienté par une fracture et polis généralisés. Détail : polis et (flèches rouges) esquisses de marmites.

(ph. M. Calvet)

en amont du pont aller voir le lit rocheux dans les schistes durs, qui portent des polis fluviatiles beaucoup plus lisses que sur les calcaires, car mieux conservés (Fig. 9). Ce bref segment de lit rocheux en forte pente est précédé par un lit à bloc et suivi, à l'aval, par une petite plage de sédiments sablo-caillouteux.



(11) Revenir en amont jusqu'au pont sous la cote 857, pour un dernier ensemble d'observations consacrées au karst. La rivière de Nohèdes perd une partie de ses eaux en aval du pont, mais cette perte diffuse, sous les blocs du lit, n'est pas localisable. Elle coïncide avec la faille de Mérens. Cette perte alimente le karst profond du synclinal de Villefranche et doit rejoindre à l'aval la résurgence d'En Gorner.

(12) Prendre en rive droite et juste avant le pont une petite sente assez bien tracée (45 mn AR) qui se dirige en montant vers la Coma de Mallargona. Au bout de 200 m environ on arrive au pied d'un éboulis, sur la gauche, qu'il faut gravir en direction de la barre rocheuse qui domine de 70 m le confluent du ravin avec la rivière de Nohèdes. Sur cet éperon s'ouvre la Grotte des Fées ou Encantades, par un petit

orifice subcirculaire, en pente assez forte (Fig. 10). Dès l'entrée et au plafond de la galerie noter des formes d'érosion en cupules évasées jointives larges de quelques décimètres (des scallops), qui impliquent une corrosion en régime noyé. Des galets fluviaux d'une paléorivière de Nohèdes (quartz, schistes...) sont cimentés au plafond. Tout cela implique que cette galerie est une ancienne perte de la rivière de Nohèdes, qui coulait alors 70 m plus haut et dont on peut placer l'âge vers le Quaternaire ancien. Depuis, le creusement du ravin de Mallargona et le recul des versants sous le travail de l'érosion ont tronqué la partie amont du réseau et le site

initial de la perte a disparu. La courte galerie très concrétionnée et subhorizontale qui prolonge l'entrée peut se visiter : c'est ce que l'on appelle un réseau fossile. Les spéléologues ont exploré à partir de là un système de puits verticaux, qui sont contemporains du creusement de la vallée et rejoignent le réseau actif actuel, au niveau de la rivière de Nohèdes et en dessous.

Regagner la piste puis prendre avant la cote 764 le petit sentier qui grimpe en lacets et rejoint la D26 et le village. Du sentier, belles vues sur la vallée et les ravins du Coronat.



Fig. 4. La grotte des Encantades : une très ancienne perte de la rivière de Nohèdes.

En haut à gauche, l'entrée de la galerie.

En bas à gauche, galets allogènes cimentés au plafond de la galerie.

En haut à droite, vagues d'érosion (scallops), indiquant un régime d'écoulement noyé assez lent car ils sont de grande taille. La flèche indique le paléosens d'écoulement.

(ph. M. Calvet)