

NOTE PRÉLIMINAIRE SUR LA GÉOLOGIE DU VAL D'ARAN

PAR

L. ULBO DE SITTER

Introduction

Faisant suite aux levés géologiques dans la zone Nord-Pyrénéenne et dans la zone axiale des Pyrénées ariégeoises et de la haute-Garonne, le Val d' Aran et le Haut-Pallaresa ont été incorporés dans la cartographie depuis 1952. Néanmoins les résultats provisoires ont déjà une importante influence sur notre conception de la structure générale de la zone axiale centrale. Il paraît utile d'en esquisser une première ébauche, quoiqu'il paraisse certain que beaucoup de détails seront corrigés par les levés postérieurs.

Le Val d' Aran depuis el Puente del Rey jusqu'au Puerto de Bonaigua constitue un vaste bassin dans lequel naît la Garona, alimentée par une dizaine d'affluents venant du Sud, de l'Est et du Nord. Sa situation au centre de la grande chaîne paléozoïque des Pyrénées en fait le lieu le plus propice pour étudier le développement stratigraphique du Primaire et sa déformation structurale accompagnée de deux phases magmatiques, datant de la fin de cette époque.

La morphologie du Val d' Aran est une des plus simples et grandioses manifestations de la surélévation tardive d'une chaîne orogénique tertiaire, resculptée à la fin de cette époque et puis remodelée par les glaciers de l'époque quaternaire. Les hauts plateaux très étendus entourants la vallée principale, conservent au dessus de l'altitude de 2000 m le modelé tertiaire presque intact, dont seules les crêtes ont été remodelées légèrement par les cirques des glaciers. Les vallées tertiaires, profondément incisées dans ce plateau après la surélévation d'au moins 1500 m à la fin de l'époque tertiaire ont été déblayées et remodelées par les glaciers.

Ce modelé est particulièrement avantageux pour la génération de force électrique, puisque l'on peut rassembler les eaux des hauts plateaux à plusieurs endroits et utiliser le saut de 500 à 800 m abrupte vers le fond des vallées. Les travaux hydro-électrique sont en pleine construction. Les hauts plateaux constituent également la seule richesse agricole du pays, ce sont les pâturages d'été du bétail, tandis que le foin est récolté dans le fond des vallées et sur les pentes inférieures. Entre ces deux régions de prés et de paturage on trouve sur les pentes raides des bois de sapins et de bouleaux.

Les petites mines de zinc, souvent arrêtées, ne contribuent que très peu à l'économie du pays.

Les grandes lignes structurales de la vallée sont d'une part les grandes voûtes de l'Ordovicien plongeant au Nord-Ouest vers l'Est et au Sud-Est

vers l'Ouest, et d'autre part le massif granitique tardé-tectonique¹⁾ du Maladetta se continuant par les massifs plus petits de l'Artiès, de Tredos, de Salardu et de la Roca Blanca vers celui d'Auzat-Bassiès sur le versant français. Ainsi il s'est formé un bassin très large de Dévonien avec son axe dans une direction NE—SW, depuis le Mont Valier, jusqu'au massif du Maladetta et de Salardu jusqu'à Bosost.

Stratigraphie

A la base de la série primaire nous ne connaissons qu'une très épaisse série néritique de l'Infra-Ordovicien dont on ne sait pas si elle incorpore le Cambrien ou non. Dans son état non métamorphique elle consiste en une succession monotone de pelites et psammites, variant en épaisseur de quelques millimètres jusqu'à des bancs épais de quartzites, de microconglomérats ou de schistes. Son caractère le plus constant est l'aspect de schistes sériciteux et son plissement en microplis. Vers le sommet on y trouve une zone calcaire au dolomitique très importante, le calcaire Caradocien, souvent accompagné de poudingues. C'est le calcaire de Bentaillou avec les poudingues de la Plange du versant français. La zone calcaire disparaît vers l'Ouest, on en trouve les derniers vestiges tout à fait au sommet de l'Ordovicien, au SE de Bosost près de la Bordeta.

L'épaisseur totale de toute la série ordovicienne et infra-ordovicienne est évidemment inconnu puisque l'on n'en connaît pas la base. L'épaisseur de la série affleurante entre St.-Béat, où elle surgit au dessous le Gothlandien, jusqu'à Bosost doit être grande, et doit se mesurer par plusieurs milliers de mètres.

Dans la région de Bosost l'Ordovicien est par endroit très métamorphique en relation avec l'intrusion d'un granite leucocrate à muscovite et à grenat, accompagné de nombreuses veines de pegmatite. Les schistes sériciteux ont été changés en micaschistes (à biotite) souvent chargés d'andalousite.

Au Nord de Bosost on trouve même un peu de migmatites. Les granites forment des petits stocks comme celui de La Bordeta, ou des sills de grandes dimensions comme ceux au nord de Bosost, ou des pegmatites, qui se sont introduits également le plus souvent parallèlement à la stratification, et ont été plissés intenses avec les schistes. Sans aucun doute, toute cette phase magmatique est syntectonique. L'auréole métamorphique s'avance également dans le Gothlandien et dans le Dévonien, quoique ni les pegmatites ni les granites ne pénètrent jamais plus haut que le sommet de l'Ordovicien.

Le Gothlandien se présente en général sous son facies habituel des

¹⁾ En général on peut distinguer dans les Pyrénées quatre phases tectogéniques plus ou moins distinctes dans la période orogénique hercynienne, post-viséenne.

Ce sont:

1. une phase préliminaire, qui commence avant le Dévonien sup. et se poursuit dans le Carbonifère inférieur.
Dans l'état de nos connaissances actuelles on peut dire seulement que c'est une phase de bombement, de surélévation sans que l'on puisse désigner des structures individuelles.
2. phase maximale de plissement post-viséenne, accompagnée de migmatitisation et injection de granulite et pegmatite.
3. phase tardé-tectonique d'intrusions de granite à biotite.
4. une phase cassante de longues failles E—W dont plusieurs ont certainement un rejet horizontal considérable.

Pyénées, schistes noirs, très ferrugineux, comportant rarement des nodules ou des bancs de calcaire noir.

Les graptolites, qui sont quelquefois très nombreux n'ont pas été trouvés encore dans le Val d'Aran. Près de l'Ordovicien métamorphique les schistes noirs peuvent se charger de petits cristaux blancs de chiastolite. Son épaisseur est difficile à mesurer à cause du plissement intense, mais paraît être environ 200 m.

Vers l'Est le faciès typique disparaît, et depuis Salardu jusqu'au Port de Salau on ne peut plus distinguer clairement entre les schistes du Dévonien et ceux du Gothlandien, de sorte que le faciès dévonien semble reposer directement sur l'Ordovicien calcaire de la Roca Blanca. Le *Dévonien* est développé sous son faciès typique de la zone axiale, comme une alternance de calcaires et de calc-schistes et d'ardoises sans aucun trait distinctif. Toutefois nous croyons pouvoir distinguer une série de base où les calcaires prédominent suivie d'une série où les calc-schistes et ardoises sont plus abondants. Il semble même que le sommet soit formé par une série gréseuse, où des grès gradiés alternent avec des schistes et des ardoises. Toutefois cette succession n'est pas encore bien établie à cause de la difficulté que nous éprouvons à débrouiller la structure très compliquée du Dévonien. Au sommet il doit y avoir un calcaire épais puisque le Carbonifère du bassin du Rio Negro repose partout sur un calcaire.

Le *Carbonifère* ne se trouve que dans une région très restreinte longeant au Nord le massif granitique du Maladetta. C'est une série très typique de grès noirs, micacés, alternant avec des schistes noirs, avec de rares calcaires surtout vers la base et au sommet. La série contient beaucoup de fragments de végétaux, parmi lesquels nous avons cru pouvoir reconnaître des calamites du type du Carbonifère inférieur, et des *Lepidodendrons*. Ce bassin continental ne conserve qu'un seul trait d'union avec le Carbonifère marin de la zone nord-pyrénéenne. Ce sont quelques graviers dont les petits galets bien arrondis sont épars dans une pâte gréseuse ou arkosique, qui ressemblent beaucoup aux graviers carbonifères associés aux arkoses, contenues dans la zone carbonifère longeant la faille Nord-pyrénéenne depuis le Col de Menté jusqu'aux vallées de la Lourse dans le versant français de la zone axiale.

Puisque sur le versant espagnol de la zone axiale, sud du Massif du Maladetta, le Carbonifère se présente de nouveau sous son faciès habituel marin, il est certain que ce bassin continental du Rio Negro représente bien un bassin isolé sur le sommet de la zone axiale, qui s'était déjà élevée au dessus du niveau de la mer pendant le Dévonien supérieur. Ceci est en parfait accord avec le fait que les poudingues de base du Carbonifère de la région au Nord du massif de Quérigut et ceux de Bellver dans la vallée du Sègre contiennent des roches cristallines métamorphiques.

La mise en place des *massifs de granite à biotite* en grands batholites comme celui de la Maladetta, ou en petit stock comme celui de Salardu est certainement tardé-tectonique et post-viséen, puisqu'ils coupent carrément les lignes structurales de plissement et d'autre part se trouvent en contact intrusif avec le Carbonifère du Rio Negro. Ils sont entourés partout par des auréoles métamorphiques contenant des marbres, des cipolins et des cornéennes. Le granite lui-même est très homogène et uniforme, mais peut devenir porphyrique à certain endroits avec de gros feldspaths idiomorphes. Nul part il a donné lieu à la formation de pegmatites, mais il est accompagné de plusieurs dykes de caractères divers.

Le *Secondaire* n'est représenté dans notre région que par un petit affleure-

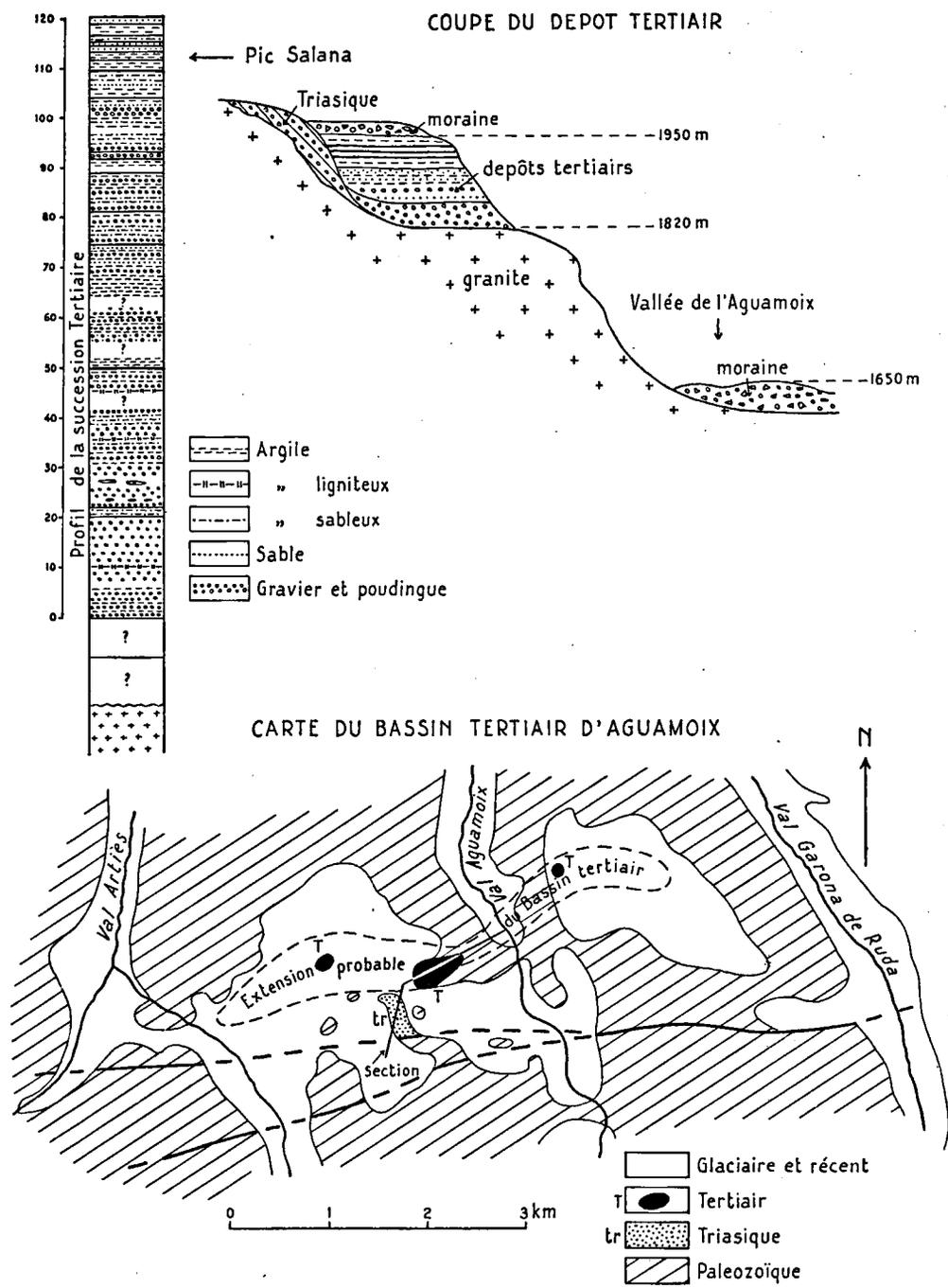


Fig. 1

ment de Permo-Trias, grès, poudingues et schistes rouges, formant un petit placage sur les cornéennes, contournant le massif granitique du Maladetta, au nord du Pic de Salana entre les vallées d'Aguamoix et d'Artiès. Son emplacement bien au centre de la zone axiale prouve peut-être que toute cette zone a été couverte, une fois par le Permo-Trias. Un dépôt du *Tertiaire* (Miocène?) est très curieusement conservé dans une vallée pré-glaciaire, non déblayée par les glaciers à cause de son orientation E—W, sur la crête entre les vallées de l'Aguamoix et de l'Artiès. C'est une succession, de 200 m d'épaisseur maximum, avec, à la base des puissants poudingues, contenant surtout des galets du Permo-Trias et du granite, suivis d'argiles, de sables et alternant avec peut-être une vingtaine de bancs très minces de lignite. La série est parfaitement horizontale, et s'étend de 1780 jusqu'à 1960 m d'altitude, c. à. d. son sommet se trouve au niveau d'aplanissement tertiaire et est couvert par des blocs morainiques. Evidemment il s'agit d'un remplissage d'un petit lac formé avant la surélévation de la chaîne, conservé à cause de son alignement perpendiculaire aux vallées N—S creusés plus tard après la surélévation. Nous espérons dater ce dépôt plus exactement à l'aide de nombreux grains de pollen contenus dans les lignites et qui semblent bien indiquer un âge miocène.

Les dépôts quaternaires sont nombreux, tantôt des moraines, tantôt des terrasses fluviales. Leur étude reste à faire.

Tectonique

Dans la structure du Val d'Aran on doit distinguer plusieurs unités plus ou moins indépendantes. Ce sont :

1. les grands bombements ordoviciens;
2. les massifs granitiques;
3. les plis aigus dévoniens;
4. les grandes failles E—W.

Notre terrain est occupé au NW par un grand bombement ordovicien, plongeant vers l'Est et vers l'Ouest depuis le méridien de Fos-Bosost. Sur le versant français ce bombement contient la région Est et Ouest de la Garonne, la crête frontière, l'anticlinal de Bentaillou et plusieurs anti-clinaux plongeant vers l'ouest de sorte qu'à l'ouest de la vallée de la Pique il ne reste que quelques petits témoins de cette formation. Il est très probable que sa culmination axiale se trouve tout près au nord de Bosost où la migmatisation et les intrusions du granite pegmatoïde sont les plus fréquentes. La grande faille E—W de Bosost dont il sera question plus loin en affaire le flanc sud. La structure intime de ce massif ordovicien est difficile à déceler par manque de niveaux repères, mais il est certain que l'on peut y reconnaître plusieurs anti-clinaux dont les péri-clinaux sont parfois clairement discernables. Quoique les structures gothlando-dévoniennes soient assurément très disharmoniques par rapport à celles de l'Ordovicien, cela ne veut pas dire que la surface supérieure de l'Ordovicien soit lisse; au contraire on y trouve souvent des traînées de Gothlandien profondément encaissées (mais jamais du Dévonien).

Le péri-clinal d'un autre anticlinorium ordovicien pénètre de l'Est dans le Val d'Aran, anticlinorium qui plus à l'Est couvre un vaste territoire s'étendant dans l'Andorre vers l'Est et jusqu'à la vallée d'Espot vers le

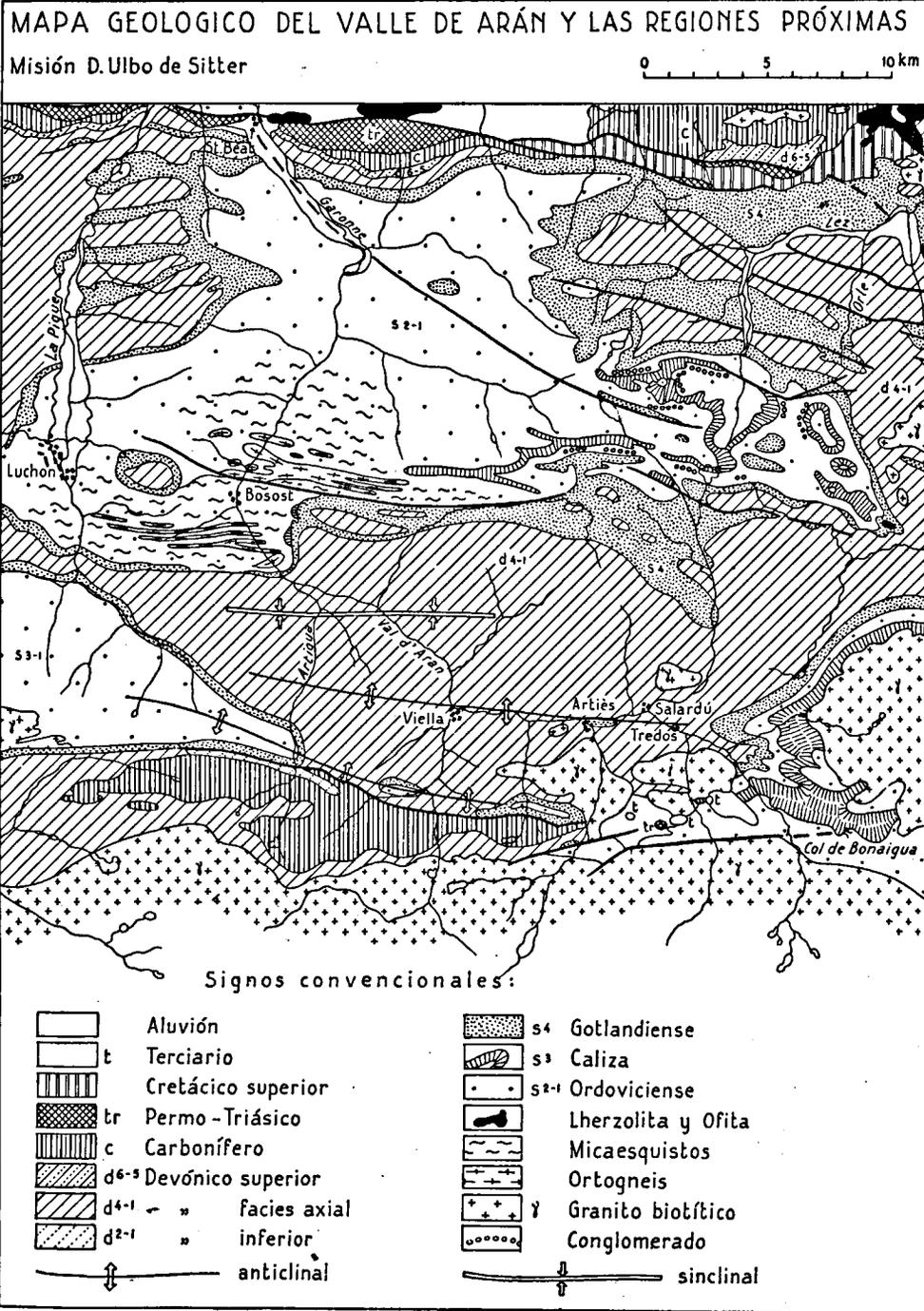


Fig. 2

Sud et occupe la crête frontière avec les Pics des Mulats et du Mt. Rouge vers le Nord.

Sa structure dans notre territoire est largement masquée par l'intrusion de la masse granitique de la Roca Blanca; néanmoins on peut conclure des contours compliqués des périelinaux qu'il est fortement plissé.

Dans le Sud-Ouest de notre terrain on trouve encore un autre anticlinal plongeant vers l'Est dont le noyau consiste en Ordovicien entouré de Gothlandien. C'est la continuation du grand massif ordovicien du Lys qui s'étale largement dans la haute vallée du Lys jusqu'à la vallée de la Neste et qui se termine ici par un anticlinal aigu suivant la crête du Pic de Escaleta.

Quoique le noyau ordovicien disparaisse dans la vallée de l'Artikue, ainsi que son enveloppe gothlandienne, l'anticlinal continue et nous retrouverons l'anticlinal de Escaleta dans les vallées du Rio Negro et de l'Artiès, de nouveau avec son noyau ordovicien.

Les deux bombements ordoviciens principaux se relaient de sorte qu'il s'est formé une large région de dépression remplie par le Dévonien qui s'étend depuis Aulus et la vallée du Haut-Salat jusqu'à Bénasque et peut-être plus loin.

Avant de nous occuper des structures du Dévonien nous examinerons les massifs granitiques. Ce sont les massifs de la Maladetta, d'Artiès, de Tredos, de Salardu et de la Roca Blanca. Tous consistent du même granite à biotite, tous ont le même caractère tardi-tectonique.

Le grande batholite de la Maladetta dépasse de beaucoup les autres en grandeur; le plus petit est le stock de Salardu. Les petits massifs d'Artiès et de Tredos sont séparés du batholite de la Maladetta par l'anticlinal de l'Escaleta et par deux failles, dont nous nous occuperons plus tard. Sauf le petit stock de Salardu, tous les massifs ont la curieuse propriété d'être enveloppés presque uniquement par des calcaires, soit ordoviciens, soit dévoniens évidemment fortement marmorisés. Nous n'avons pas d'explication pour ce phénomène. Dans notre exposé structural il a été question à deux reprises de grande failles E—W, celle de Bosost et celle de l'Artiès. Il faut en ajouter une autre, qui accompagne l'anticlinal de Escaleta sur son flanc méridional, séparant le Gothlandien de cet anticlinal ou bien du calcaire du sommet du Dévonien ou bien du Carbonifère. Appelons „la faille de Jueu”, puisque la fameuse source, Guëls de Jueu, dans l'Artigue de Lin jaillit non loin de la faille. Pour ces trois failles, on peut fixer un âge maximum pour celle de l'Artiès, qui a causé une très forte mylonitisation dans le granite de la Maladetta. J'admettrais volontier qu'elle a joué pendant une ou plusieurs phases alpines; c'est même très probable puisque le seul affleurement de Permo-Trias est situé tout près de cette faille, mais il me semble bien que ces failles si étroitement liées au plissement hercynien, doivent avoir une origine hercynienne tardive. Dans une autre note²⁾ j'ai déjà avancé plusieurs arguments pour un âge original hercynien de la grande faille Nord-pyrénéenne et il paraît bien probable maintenant que la dernière activité tectonique hercynienne a été une phase cassante, postérieure à la montée des batholites de granite.

Le sens du mouvement le long de ces failles est toujours une lèvre méridionale affaîsée, le même sens que l'on trouve pour la phase hercynienne de la faille Nord-pyrénéenne. Ainsi les failles découpent le pays en zones

²⁾ L. U. DE SMYTER: La faille Nord-Pyrénéenne dans l'Ariège et la Haute-Garonne. Leidse Geol. Med., Vol. 18, 1954.

longitudinales caractérisées par des formations devenant de plus en plus jeunes en allant vers le sud. Ainsi nous pouvons distinguer un bloc ordovicien au nord de Bosost, un bloc essentiellement dévonien au centre et un bloc dévonien-carbonifère au sud.

Les plis dans le complexe gothlandien-dévonien-carbonifère ont un caractère très compliqué, toujours très aigus avec souvent des plongements axiaux très forts, mais tous ont une direction rigoureusement E—W.

Au bord du massif de la Maladetta on peut reconnaître facilement les structures individuelles, puisque les anticlinaux ont des noyaux de calcaire dévonien et des flancs de grès carbonifères. On peut distinguer deux de ces anticlinaux, dont le plus septentrional est coupé longitudinalement par la faille de Jueu. Au Nord de cette faille nous avons rencontré déjà l'anticlinal de l'Escaleta caractérisé par un noyau ordovicien, et un peu plus loin on trouve un autre anticlinal bien exposé dans la crête du Pic de l'Entecada et bien visible sur le versant Est du Pic de Corbizon, à l'Ouest de Viella. Nous l'appelons l'anticlinal de Viella. Les affleurements du Gothlandien dans les excavations de la centrale d'Artiès appartiennent sans doute à l'axe de cet anticlinal. Plus loin vers le Nord il devient extrêmement difficile de discerner d'autres plis quoique on puisse observer ici et là des charnières. Il paraît probable que l'on doit situer un axe synclinal passant par Las Bordas, mais un lèvé très détaillé, quoique incomplet, nous a révélé que dans les grès et schistes on peut compter au moins cinq charnières, synclinales et anticlinales et probablement quelques failles obliques sur une distance de 300 m seulement. Dans cette formation gréseuse on a l'avantage de pouvoir distinguer la base du sommet des bancs de grès grâce à la gradation et d'autres particularités des grès, ce qui facilite beaucoup une analyse structurale, néanmoins il est impossible de construire encore une coupe détaillée faute d'horizon repère. D'autre part le clivage, qui n'est pas très fort sur les flancs des structures masque souvent toute trace de stratification dans les charnières, de sorte que l'on ne peut les trouver que sur des affleurements exceptionnellement bien exposés. Il y aura encore beaucoup de travail de détail à faire avant que de bonnes coupes puissent être construites.

Hydrologie

Il nous reste à signaler un fait très curieux d'ordre hydrologique. A plusieurs endroits et dans diverses formations l'eau des hautes plateaux disparaît dans une caverne dans un calcaire et ne jaillit dans une source que beaucoup plus bas dans le fond d'une vallée, parfois étrangère à son origine, mais toujours dans le même calcaire. L'entrée et la sortie de l'eau sont souvent séparées par une crête. Le cas le plus connu est celui du Guëls de Jueu qui reçoit son eau des glaciers du Maladetta dont la source est séparée par une crête de 2400 à 2600 m. Très importantes sont aussi deux sources dans le Barrados, le Fuente de Rio de Terme et le Fuente de la Pila dans le Valle Escorxada, dont l'origine des eaux doit être cherchée dans l'étang de Liat et d'autres petits lacs de cette région qui tous perdent leurs eaux dans le même calcaire ordovicien. Les eaux des lacs de Basibe dans le granite de Roca Blanca se perdent également dans un calcaire ordovicien au lieu de descendre le Rio Malo et l'eau doit bien sortir quelque part dans la Garona de Ruda dans une source non-identifiée encore. Une quatrième exemple est le petit lac de Bagadera, dont l'eau se perd sans doute dans le calcaire dévonien et jailli de nouveau dans l'importante Fuente de Estuá dans la

vallée de l'Artiès près de Ressech. Dans tous les cas l'entrée et la sortie de l'eau se trouvent dans le même banc calcaire, soit Dévonien (Guels de Jueu, Fuente de Estuá) soit Ordovicien (Barrados et Rio Malo). Il me semble que ce phénomène de cavernes longues, descendant plusieurs centaines de mètres (jusqu'à 650 m dans le cas du Guëls de Jueu) est peut-être du à l'élévation pre-glaciaire de la chaîne. Il se peut très bien qu'antérieurement à la surélévation des cavernes, des cours d'eau souterrains s'étaient formés déjà dans les calcaires, presque toujours marmorisés, et que l'eau une fois enfoncé dans le calcaire à cherché et forcé son chemin à travers le même calcaire après les élévations tertiaires successives du pays. A part de cette considération d'ordre générale il est à noter que toutes les sources sont situées tout près d'une des grandes failles E—W.