



PIC DE MAUBERMÉ

La carte géologique à 1/50 000
PIC DE MAUBERMÉ est recouverte par la coupure
BAGNÈRES (N° 252)
de la carte géologique de la France à 1/80 000

ARREAU	ASPET	ST-GIRONS
BAGNÈRES- -DE-LUCHON *	PIC DE MAUBERMÉ	AULLUS- -LES-BAINS

**CARTE
GÉOLOGIQUE
A 1/50 000**

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

PIC DE MAUBERMÉ

XIX - 48

MINISTÈRE DU DÉVELOPPEMENT INDUSTRIEL ET SCIENTIFIQUE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45018 Orléans Cédex - France



NOTICE EXPLICATIVE

INTRODUCTION

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT ET INTÉRÊT DE LA FEUILLE

Située dans la zone axiale des Pyrénées, la feuille Pic de Maubermé est la première à être publiée en France sur le Paléozoïque de la chaîne, depuis que les géologues ont été sensibilisés aux méthodes modernes de l'analyse structurale.

La structure très complexe de cette zone, qui résulte de la superposition de plusieurs phases de plissements, impose au géologue cartographe un effort d'analyse particulièrement important et détaillé, mais qui dépend essentiellement des conditions d'observation et d'accessibilité.

Ainsi au-dessous de 1 800 m, le couvert forestier important fait que les affleurements y sont rares et discontinus. De plus l'extrême complication de la tectonique, surtout dans le Dévonien, rend aléatoire le tracé précis des contours géologiques et plus encore l'interprétation des structures.

Au-dessus de l'altitude 1 800 m, les conditions d'affleurement sont meilleures mais certains versants restent à peu près inaccessibles (flanc nord-est du Mail de Bulard, paroi orientale du Tuc de l'Auérade).

Le manque de voies d'accès, l'éloignement de la crête frontière, entre autres, ont, compte tenu des problèmes logistiques, pesé également sur le bon déroulement des travaux.

En raison de toutes ces contraintes, la précision des levés varie notablement d'un point à l'autre de la feuille.

Il n'en reste pas moins qu'un certain nombre de points ont pu être précisés.

1. Le célèbre « Calcaire ordovicien de Bentailou » avait été considéré comme formant une masse très irrégulière, d'âge variable, se ramifiant à plusieurs niveaux de la série stratigraphique et passant latéralement aux phyllades environnantes (Durand et Raguin, 1943). En fait, il constitue une strate unique, et ses apophyses apparentes représentent pour la plupart des charnières de plis couchés. Le niveau de calcaire rubané dit « grauwacke à *Orthis* » n'en est pas un équivalent latéral ; il est plus récent, comme l'avaient déjà indiqué certains auteurs hollandais (Kleinsmiede, 1960, De Sitter et Zwart, 1962).

2. Le Dévonien a été subdivisé en 5 niveaux lithostratigraphiques, ce qui a permis de saisir les grandes lignes de sa structure.

3. Les synclinaux de Dinantien, largement développés plus à l'Est, se prolongent jusque sur la feuille.

4. Dans tout l'édifice, on constate la superposition d'au moins 3, et sans doute 4 phases hercyniennes de plissement.

5. Les minéralisations en plomb-zinc de l'Ordovicien ont été replacées dans leur contexte lithologique et structural, par rapport à l'un et l'autre des niveaux carbonatés.

On a jugé indispensable d'étendre un peu la cartographie au Sud de la frontière, afin d'affiner l'analyse des structures. Le dessin a été complété jusqu'à mi-hauteur de la carte grâce aux levés des géologues hollandais (Kleinsmiede, 1960, Zandvliet, 1960...).

NB : La rareté des bons fossiles rend les datations incertaines. De ce fait, les teintes figurées sur la carte traduisent avant tout une lithostratigraphie, et non une vraie chronostratigraphie. D'où les notations $s_a, s_b, \dots, d_a, d_b, \dots$, employés au lieu de $s_1, s_2, \dots, d_1, d_2, \dots$

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le territoire couvert par la feuille Pic de Maubermé se trouve pour près des 5/6 en Espagne. D'Ouest en Est, il s'étend depuis la Garonne jusqu'au pied de la pyramide terminale du Mont Vallier.

Principaux ensembles géologiques. La série stratigraphique va de l'Ordovicien au Dinantien. Les termes anciens (Ordovicien et Silurien) apparaissent au centre et à l'Ouest du domaine cartographié. Les formations dévoniennes affleurent en limite nord de la feuille et se développent largement à l'Est d'une importante ligne structurale qui correspond à la vallée subméridienne de l'Orléans. Le Dinantien, très peu représenté, apparaît au Nord-Est.

Cette répartition géographique des termes de la série est le résultat d'un ennoyage général de la structure vers l'Est.

Dans les assises sédimentaires, on distingue surtout :

- des formations finement détritiques :
 - schistes plus ou moins gréseux (phyllades) de l'Ordovicien et du Dévonien moyen ;
 - schistes noirs du Silurien.
- des calcaires :
 - calcaire ordovicien de Bentaillou...
 - calcaires dévoniens.

Deux massifs plutoniques interrompent la continuité des formations sédimentaires :

- à l'Ouest, un corps ramifié de granite affleurant au cœur du « dôme thermique de la Garonne » ;
- à l'Est, la granodiorite circonscrite du Riberot.

Grandes lignes du relief. A partir de la Garonne à l'Ouest, la crête-frontière s'élève par paliers jusqu'au Crabère (2 629 m) puis, formant le « massif du Haut-Biros », se maintient à une altitude assez importante : 4 sommets dépassent 2 700 m ; parmi eux, le Pic de Maubermé (2 880 m), point culminant de la frontière entre l'arrière-pays de Luchon et les confins Ariège-Andorre.

Le versant français est presque entièrement drainé vers Saint-Girons et le Salat par les hautes vallées du Lez et de ses affluents : Orléans et Riberot. Que ce soit en France ou en Espagne, tous les autres torrents de la feuille - hormis la Pallaresa (« Rio Noguera Pallaresa ») - rejoignent la Garonne, soit au Nord de la frontière (vallée du Mauban), soit dans le Val d'Aran. Le dessin de ce réseau hydrographique a clairement été imposé

par des directions de failles et de diaclases : on ne s'étonne donc pas de voir le Lez et ses affluents recouper presque à angle droit les principales structures plissées.

L'opposition des deux versants est frappante. Du côté français, la dénivellation totale atteint 2 000 m sur l'emprise pourtant restreinte de la feuille. Les pentes sont raides, les crêtes aiguës, les entailles profondes. Au-dessus des forêts, les calcaires redressés du Dévonien tendent à former des barres, des chicots acérés, tandis que le calcaire ordovicien de Bentaillou, moins incliné, dessine une intercalation à profil mou entre les falaises des phyllades.

Le modelé glaciaire, encore très apparent dans la plupart des hauts cirques (Araing, Tartereau, Urets, Orle et surtout Riberot), a été plus ou moins effacé en aval par l'action des torrents : la reprise d'érosion se voit notamment dans la vallée de l'Orle entre le refuge de Fonta et le hameau de La Pucelle.

Le versant espagnol est dans l'ensemble moins tourmenté (à l'exception de l'impressionnante paroi sud du Canéjan). Les dénivellations dépassent rarement 1 000 mètres. Des restes de surfaces d'érosion tertiaires subsistent dans ce secteur (Pla de Berets).

A l'exception du petit village d'Eylie, dans la vallée du Lez, où un reste d'activité se maintient grâce à l'élevage et à l'usine hydroélectrique du Bocart, il n'existe pratiquement pas d'habitat permanent du côté français. Avant tout, le secteur reste un domaine de pâturage à moutons pour les villages situés en aval (Sentein, Bonac, Bordes). Les mines de zinc, dont la plus importante (Bentaillou) était encore exploitée après la seconde guerre mondiale, étaient toutes fermées lors de la rédaction de cette notice.

Jusqu'à présent, la région a été desservie auprès du touriste par son isolement relatif, par l'absence de sommets pouvant rivaliser avec les « plus de 3 000 m » des Pyrénées, et enfin par un certain manque d'équipements. Elle mériterait d'être plus connue ; le site est d'une très grande beauté, notamment dans le bassin du Riberot. L'Est de la feuille couvre pour l'essentiel la réserve de chasse du Mont Vallier ; de ce fait, l'isard y est assez abondant et devrait attirer le chasseur d'images. Sous l'impulsion de Norbert Casteret, la spéléologie s'est découverte un beau champ d'action avec le gouffre Martel et la grotte de la Cigalère dans le Calcaire ordovicien de Bentaillou.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE RÉSUMÉE

Sédimentation. Les plus anciens terrains accessibles à l'observation (Ordovicien inférieur ou moyen) sont des sédiments marins finement détritiques, souvent rythmés. A cette époque, on ne devine guère la proximité d'une terre émergée ; mais ce voisinage va se préciser soudain, grâce à des apports détritiques grossiers - conglomérats - (conséquence des premiers mouvements tectoniques ?).

C'est dans le centre du domaine étudié que se marquera ensuite une tendance à l'émersion : la puissante assise du Calcaire de Bentaillou est peut-être d'origine récifale.

La sédimentation reprend ensuite très brusquement avec des caractéristiques comparables à celles déjà notées pour le premier ensemble de terrains : rythmes de détritique fin, puis conglomérats. Sans doute assiste-t-on à une transgression sur le calcaire tout juste émergé. Pendant la fin des temps ordoviciens, la sédimentation va s'uniformiser et devenir très fine, non sans quelques à-coups exprimés par des bancs de grès ou de grauwackes et par un niveau carbonaté.

Les conditions propres au dépôt des schistes noirs du Silurien s'installent progressivement : mer peu agitée, caractère réducteur du milieu, finesse extrême des particules terrigènes.

La paléogéographie du Dévonien apparaît plus diversifiée. Assez réduites au Nord, les formations du Dévonien inférieur (alternance de roches détritiques fines, de calcaires et de calcschistes) augmentent beaucoup en épaisseur près de la crête-frontière. Après le dépôt d'une forte assise calcaire, la sédimentation finement

détritique a envahi tout le Dévonien moyen. Deux domaines s'opposent au Dévonien supérieur : du côté français, un secteur marqué par une tendance régressive (calcaires griottes) ; du côté espagnol, un sillon est-ouest, rempli de turbidites (faciès gréseux de Las Bordas daté du Frasnien par S. Krylatov et D. Stoppel, 1969).

Les derniers sédiments paléozoïques que l'on trouve sur la feuille sont des schistes, lydienes et calcaires de la base du Dinantien. Or dans l'ensemble des Pyrénées, les strates du Carbonifère passent pour être transgressives sur les terrains antérieurs plus ou moins érodés. Tel pourrait être le cas ici, si l'on en juge par la découverte (D. Stoppel) de quelques Conodontes du Dévonien remaniés dans les calcaires dinantiens. Mais l'étude du terrain ne permet pas d'affirmer quoi que ce soit de net à ce sujet.

L'orogénèse hercynienne. Datée pour l'essentiel du Carbonifère supérieur (mais ceci par l'étude d'autres secteurs des Pyrénées), l'orogénèse hercynienne est marquée par toute une série d'événements :

1. *Déformations.* Il s'est succédé au moins trois générations de plis. Alors que les premières structures apparaissent transverses à l'allongement de la chaîne, les deux suivantes, plus marquées, ont des axes parallèles à cette direction (N 120° E). La deuxième phase a donné des plis couchés qu'accompagne une schistosité « régionale » de plan axial. La troisième a fait naître des plis dissymétriques à plans axiaux redressés, plis qui dégénèrent en flexures et en failles.

2. *Métamorphisme régional.* Synchrone des plis couchés, il est resté peu marqué, sauf aux abords du « dôme thermique » de la Garonne.

3. *Plutonisme.* Dans le dôme de la Garonne, il semble que l'apport de chaleur, lié peut-être à une intrusion profonde, ait provoqué la fusion partielle de la série paléozoïque. Le magma « anatectique » formé s'est un peu élevé au-dessus de sa zone de naissance, puis a cristallisé en leucogranites.

La granodiorite du Riberot a une origine plus profonde (base de la croûte terrestre) et s'est mise en place plus haut dans des terrains à peine touchés par le métamorphisme général. Elle a donné une importante auréole de métamorphisme de contact. La mise en place du magma accompagne les tout derniers mouvements hercyniens.

Événements post-hercyniens. Aucun terrain d'âge plus récent que le Paléozoïque n'affleure sur la feuille, à l'exception des éboulis et moraines. Il n'est donc pas possible de saisir l'ampleur des mouvements pyrénéens d'âge tertiaire. Sans doute se sont-ils limités à des rejeux d'accidents hercyniens et à un exhaussement général. On notera en effet que la granodiorite recoupe tous les plis et qu'elle n'apparaît faillée qu'en de rares endroits (faille de Cornave)*.

Les glaciations du Quaternaire n'ont pas épargné ce secteur des Pyrénées. Le recusement des vallées en U par les eaux torrentielles est à l'heure actuelle fort actif.

DESCRIPTION DES TERRAINS

ORDOVICIEN

Les schistes noirs du Silurien, faciles à identifier, constituent le principal niveau-repère de la carte. De ce fait, on a rangé dans l'Ordovicien tout l'ensemble des terrains sous-jacents : une comparaison avec des séries mieux connues d'autres secteurs (Hospice de France près de Luchon, Canaveilles dans les Pyrénées orientales) rend très improbable l'existence de Cambrien.

Les dépôts de l'Ordovicien consistent surtout en grès fins et en schistes plus ou moins quartzeux, tantôt homogènes et fort monotones, tantôt rubanés et alors bien

* Certains auteurs (Mattauer, 1964 - Mattauer et Séguret, 1966) estiment que l'on a trop souvent tendance à minimiser les déformations d'âge tertiaire dans la zone axiale des Pyrénées.

reconnaissables grâce à l'alternance de lits clairs et sombres (1 à 10 cm d'épaisseur en moyenne). Au milieu de la feuille, cet ensemble détritique est partagé en deux par la puissante assise du Calcaire de Bentaillou. On distingue donc de bas en haut :

Sa. Une première série détritique, souvent rubanée, localement conglomératique.

Sb. Le Calcaire de Bentaillou.

Sc-d. Une deuxième série détritique, d'abord rubanée ou conglomératique (S_s), puis homogène (S_d). Un mince niveau carbonaté (S_dC) s'intercale dans la formation S_d. Dans tout l'Ordovicien, seul est daté avec quelque certitude le calcaire S_d qui appartient à l'Ashgillien. Par extension, on peut raisonnablement considérer les formations S_c comme d'âge caradocien.

Le Calcaire de Bentaillou s'amincit vers l'Ouest et disparaît au-delà d'une ligne E.NE-W.SW qui part de l'étang d'Araing. Les formations rubanées S_a et S_c deviennent alors indiscernables et ont été regroupées (S_{ac}).

Le Calcaire de Bentaillou manque aussi dans l'Ouest du secteur non levé pour la présente carte (vallée du Toron), et aucune subdivision n'a été introduite dans l'Ordovicien, noté S_a, c, d.

Sa. **Formations sous-jacentes au Calcaire de Bentaillou.** L'entaille la plus profonde est celle du Cirque de la Plagne, mais compte tenu de la tectonique du secteur (pendage prononcé, redoublements possibles), il ne semble pas que l'on observe effectivement plus de 300 à 400 m de série. Ainsi, la coupe de la route de Bentaillou montre (de bas en haut) :

1. Phyllades (siltites quartzseuses) à cassure gris verdâtre ou noire, homogènes ou finement rubanées, formant le fond du cirque.

2. Alternances centimétriques à décimétriques de lits gréseux clairs et de lits schisteux sombres. Cette formation rubanée est très caractéristique de l'Ordovicien. Présente surtout entre 1 250 et 1 450 m d'altitude, elle recèle encore des passées de phyllades homogènes et presque noires.

Cet ensemble (1) et (2) renferme les minéraux suivants :

- . quartz, largement dominant dans les rubans clairs,
- . séricite, prépondérante dans les passées schisteuses de la formation rubanée,
- . débris de feldspaths, toujours subordonnés,
- . biotite orientée d'origine métamorphique,
- . chlorite, abondante dans certains lits.

Le métamorphisme, épizonal, a donc atteint la zone de la biotite.

3. Intercalations de conglomérats polygéniques dans la formation rubanée. Les plus apparentes s'observent entre 1 250 et 1 350 m d'altitude. La carte suggère leur appartenance à un niveau unique, mais ce point n'est pas démontré. Une intercalation plus réduite, non cartographiée, se voit à 1 410 m d'altitude dans un lacet de la route.

Généralement étirés, les galets ont de quelques millimètres à 20 cm de long. Leurs dimensions varient sur le même affleurement. Pour la plupart, ils sont en quartz, mais on remarque aussi des quartzites, des grès feldspathiques, des schistes gréseux (phyllades) et quelques roches éruptives (granites fins, rhyolites ou tufs rhyolitiques, voire kératophyres).

4. Grès et microconglomérats massifs. Ils apparaissent à partir d'environ 1 450 m d'altitude, plus ou moins dans le prolongement des conglomérats de la cote 1 410. Compacts, en gros bancs, ils sont caractérisés par des quartz arrondis et limpides de 2 à 3 millimètres.

Vus en lame mince, certains de ces quartz ont des tronçons de contours hexagonaux ; on identifie avec doute des golfes de corrosion. Il existe des débris de feldspaths.

S'il paraît exagéré d'appeler ces roches des pyroclastites, on peut au moins suggérer qu'elles remanient des terrains volcano-sédimentaires.

5. Schistes et quartzites noirs graphiteux. Ils annoncent le mur du Calcaire de

Bentaillou. Les termes schisteux (« shales ») avaient été confondus au début du siècle avec les schistes siluriens. En fait, ils sont plus durs, plus siliceux. Ce sont les schistes « pseudo-carburés » de J.P. Destombes. Par endroits, ils renferment des quartz arrondis qui évoquent ceux de la formation n° 4.

Principales variations

- *Conglomérats* : on en connaît en d'autres points du cirque de la Plagne-Urets, sans qu'il soit possible de préciser leurs relations avec les précédents.

- *Schistes noirs sans au mur du calcaire* : aux environs de l'étang d'Albe, ils renferment des lamelles caractéristiques de graphite, les plus grosses que l'on ait découvertes en France jusqu'à ce jour*. Ils augmentent beaucoup d'épaisseur vers l'Est, et l'on ne voit guère qu'eux sous la barre calcaire du flanc nord-est du Mail de Bulard ; leur aspect est alors celui de shales plus ou moins gréseux.

Sb. **Calcaire de Bentaillou.** Il succède à la formation noire sans par l'intermédiaire de calcschistes graphiteux, qui alternent ou non avec des passées de calcaire blanc. Le contact avec la formation sc du toit est beaucoup plus net. Il est difficile d'apprécier l'épaisseur du dépôt car la tectonique est responsable d'un fluage accusé, sans doute aussi de redoublements et d'effets de bourrage. La puissance actuelle atteint au moins 100 m entre Serre-Haute et le Mail de Bulard et semble maximale sur le versant de ce dernier sommet.

Le biseautage observé au Nord, en amont d'Eylie, est dû à une diminution originelle d'épaisseur. En effet, dans le bois de Ruérech, on voit le calcaire passer latéralement à des calcschistes puis aux formations détritiques. Mais ce biseautage a peut-être été accentué par un accident de type chevauchant, ultérieurement redressé aux abords de la verticale (voir le paragraphe géologie structurale). Le biseau visible entre le Pic de Canéjan et le Mail de Luzès est une charnière de pli couché vers le Sud (coupe I de la carte). Un peu à l'Ouest, sur le versant nord du Canéjan, la disparition du calcaire correspond bien à l'interruption du dépôt.

- *Description du Calcaire.* Roche massive ou schistosée selon les endroits, bien cristallisée, de patine grise à blanche. Elle montre souvent un rubanement centimétrique, dû à l'alternance de bandes blanches et grises. Les rubans apparaissent plissotés ; ils contournent des îlots décimétriques qui sont sans doute des fragments de bancs dolomitiques plus durs, tronçonnés par boudinage. La teinte grise de certains lits pourrait être due à des particules graphiteuses. Présence sporadique de décharges sableuses, surtout à la base. Quelques minéraux de métamorphisme épizonal : trémolite, attestant le caractère localement dolomitique du dépôt (en particulier dans les lits boudinés) ; séricite, chlorite ferrifère et clinocllore, témoins d'anciennes passées marneuses.

- *Les lentilles ankéritiques.* Des corps de teinte brune à rouille s'observent au mur du calcaire, le long de la route de la Plagne à Bentaillou. Ils forment soit des lentilles concordantes et métriques, soit des couches d'épaisseur décimétrique, étalées sur plusieurs mètres. Postérieurs au rubanement du calcaire, ils sont d'origine secondaire et ne dérivent donc pas du boudinage de bancs continus.

Étude minéralogique (d'après M. Besson, inédit). Les fissures sont tapissées de magnétite et le contact avec le calcaire est souvent souligné par des concentrations de chlorite.

La composition minéralogique des zones brunes est la suivante : ankérite, cummingtonite, biotite, chlorite, talc ferrifère, stilpnomélane, quartz (rare) ; opaques : magnétite, mispickel, pyrrhotite, pyrite.

- D'après une étude au microscope et à la microsonde, le carbonate évolue entre une dolomie ferrifère et une ankérite. Il est manganésifère.

* Étude inédite, B.R.G.M., 1969.

La cummingtonite se caractérise par : $ng\ 1c \sim 15^\circ$, $\frac{Fe}{Fe+Mg} = 0,5$; présence de Mn. Elle semble se développer aux dépens du carbonate.

Le talc a un rapport $\frac{Fe}{Fe+Mg}$ voisin de 0,16. Il est associé dans un échantillon à l'amphibole. La biotite, d'un brun assez rouge, est alumineuse et très riche en fer. La chlorite est d'un type intermédiaire, à Fe et Mg abondants, avec un peu de Mn (ripidolite ?). Elle apparaît souvent en rétro-morphose de la biotite.

Le stilpnomélane s'associe aux carbonates et parfois aux chlorites. Il est très pléochroïque (jaune-olive pâle à brun-noir).

Sc, Sd. Formations ordoviciennes surmontant le Calcaire de Bentaillou.

Sc. Grès et schistes rubanés (quartzophyllades), conglomérats. Cette formation ressemble beaucoup à ce que l'on connaît sous le Calcaire de Bentaillou. Le contact avec ce dernier est très net. L'épaisseur des « rubans » va de quelques millimètres à plusieurs mètres ; elle semble maximale dans le secteur du Port d'Orléans, où existent de véritables bancs de quartzites blancs. La puissance totale de la série varie de quelques mètres (Bentaillou) à plus de 100 m (crête frontière).

La formation rubanée manque sur l'arête nord du Pic de la Montagnolle. A sa place et dans la même position spatiale par rapport à la couche repère **Sc,d** sus-jacente, on observe des grès massifs à cassure gris clair. Cette variation de faciès apparaît à la fois brutale et localisée.

Les conglomérats suivent de peu le Calcaire de Bentaillou et tendent à le remanier : des galets de calcaire ont été signalés au Mail de Bulard et au Pic de Past. Sous le Port de la Hourquette (versant nord) et au Pic de Past, ils affleurent avec des grès massifs, microconglomératiques, à quartz arrondis et limpides (cf. les roches observées sous le calcaire).

Sd. Formation dite des « schistes bleus ». Elle est constituée par des roches détritiques dont la granulométrie diminue de bas en haut.

1. Grès sombres à cassure grise ou bleutée, parfois vert foncé. Ils renferment une proportion variable de feldspath et de minéraux phylliteux, biotite, séricite, chlorite. En fait, certains bancs sont formés de grauwackes.

- **Intercalation sac. Calcaire rubané de l'Ashgillien** (« Grauwacke à *Orthis* ») des anciens auteurs français, « calcaire en sandwich » des géologues hollandais.

Ce niveau est sans aucun doute plus continu que la carte ne le donne à penser, mais il n'a guère été représenté en dehors des itinéraires parcourus.

Des calcaires *s. str.*, des calcaires silteux (calcschistes) ou gréseux et quelques siltites non carbonatées, alternent en lits dont l'épaisseur va du centimètre à quelques décimètres. Les affleurements ont un aspect caractéristique, avec dissolution préférentielle des lits les plus carbonatés. Les passées silteuses renferment séricite, biotite et clinocllore.

La puissance de cette intercalation va de 1 à 5 m environ, mais elle augmente dans le Nord-Ouest de la feuille (Pic de Crabère). Il est probable que le niveau correspond aux calcaires gréseux d'Uls (10 à 20 m d'épaisseur) situés sur la feuille voisine Aspet (Michard, 1969).

2. Ardoises grossières à cassure bleutée (« schistes bleus » *s. str.*) et patine blanc jaunâtre ou rouille.

3. Schistes noirs. Ils annoncent ceux du Silurien mais sont moins plissotés et ne tachent pas les doigts. On les observe notamment à la cantine de Bentaillou.

S. SILURIEN

Aux schistes noirs de l'Ordovicien terminal succèdent peu à peu les « schistes carburés » que l'on considère comme typiques du Silurien. Ce sont des schistes argileux (shales) noirs à grain très fin, froissés, souvent pyriteux, tachant les doigts.

Les très fortes variations d'épaisseur observées (quelques mètres à 200 m) résultent avant tout des contraintes tectoniques. Bien représentés à l'Ouest de l'Orléans, les schistes noirs n'apparaissent plus à l'Est que dans des cœurs anticlinaux du Dévonien (Cornave, Girette). Vers le haut de la formation, on rencontre de petites intercalations de calcaires noirs à tiges de Crinoïdes (500 m Nord-Est du Pic de la Girette).

Au Bocard, on a trouvé des Graptolithes appartenant aux zones 19 à 33 de Elles, c'est-à-dire au Llandovérien supérieur, au Wenlockien et à la base du Ludlowien.

En plusieurs points (Serre d'Araing, Villeneuve...), les schistes noirs renferment des cristaux d'andalousite-chiastolite (« schistes maclifères »).

La cartographie d'une formation aussi typique ne pose en général pas de problèmes, à part une certaine difficulté à préciser la limite avec l'Ordovicien. Ainsi, sur la surface structurale qui forme la Montagne de Mont Ner (versant nord du Mail de Bulard), on a bloqué avec les schistes noirs une partie des couches de passage, étendant notablement le domaine figuré en Silurien.

d. DÉVONIEN

On rapporte au Dévonien l'essentiel des terrains sédimentaires qui affleurent à l'Est de la vallée de l'Orléans. Cet étage reste bien représenté vers l'Ouest, de part et d'autre des affleurements de terrains siluro-ordoviciens. Sur le versant espagnol, les terrains dévoniens ont été cartographiés très rapidement dans le bassin du Rio Bergante.

On distingue deux grands ensembles :

. Alternances de calcaires et de schistes noirs (shales, siltites) : Dévonien inférieur et moyen, d_a à d_c . L'épaisseur des divers niveaux varie beaucoup sur l'emprise de la feuille.

. Calcaires en principe sub-lithographiques, incluant le « faciès griotte » : Dévonien supérieur, d_d et d_e . Les calcaires ont partout été soumis à l'influence de la granodiorite intrusive du Riberot : d'où une diversité assez déroutante d'aspects (patine, grain, couleur de la cassure, rubanement).

d_a . **Calcaires rubanés, calcschistes et schistes noirs (Dévonien inférieur)**. Cet ensemble comprend une dominante de calcschistes, mais les variations latérales sont considérables.

- *Bord nord de la feuille, du Pic de l'Har à Orléans*. Aux schistes noirs (« shales ») du Silurien succèdent peu à peu des calcschistes gris (à séricite, chlorite), parfois un peu sableux, dans lesquels s'intercalent des calcaires à figures de dissolution alvéolaire, des schistes noirs et, vers le haut, des calcaires fossilifères (Encrines, moules de Gastéropodes et de Pélécytopodes) à patine ocre ou rousse. Ces intercalations ont de 10 cm à 1 m d'épaisseur. La puissance de l'ensemble serait d'une centaine de mètres.

- *Bassin du Riberot, haute vallée de l'Orléans*. On retrouve deux des types lithologiques mentionnés ci-dessus, mais avec une puissance bien supérieure :

1) Calcaires rubanés, consistant en alternances décimétriques de lits en relief et de lits affectés par une dissolution alvéolaire. Dans les charnières des plis métriques à hectométriques, les alvéoles se montrent aplaties transversalement au litage et restent parallèles à la schistosité de plan axial.

L'attribution au Dévonien inférieur semble imposée par les grandes lignes du dispositif. Au Tuc de Pourtillou, le calcaire d_b (voir ci-après) s'interpose entre ces calcaires rubanés et les schistes noirs d_c , eux-mêmes authentifiés par leur passage aux griottes du Dévonien supérieur. De plus, il est logique de placer dans le Dévonien inférieur les terrains qui entourent les deux lames siluriennes de Cornave et de la Girette.

2) Couches noires quartzo-sériciteuses, avec ou sans carbonates : schistes (« shales ») et grès fins (siltites). Au Tuc de Pourtillou, elles alternent avec les calcaires rubanés. Près de l'Étang Long, on observe des masses importantes de siltites compactes.

Ici encore, malgré une nette ressemblance avec les siltites *dc*, l'attribution au Dévonien inférieur semble la plus plausible, étant donné le raccord apparent avec les terrains du Tuc de Pourtillou. On pourrait aussi envisager que ces roches compactes de l'Étang Long soient des schistes noirs siluriens, modifiés par la granodiorite du Riberot. L'hypothèse n'a pas été retenue, car le métamorphisme connu dans les schistes noirs d'âge silurien sûr se traduit par l'apparition d'andalousite sans perte de fissilité.

db. Barre calcaire inférieure. Dans le Nord de la feuille, le Dévonien sous-jacent aux « shales » *dc* ne renferme qu'une seule grande barre calcaire. On a supposé qu'il en va de même au Tuc de Pourtillou et au Sud de la granodiorite ; or un peu à l'Est, dans le Bassin du Salat, cette barre est divisée en deux niveaux (Zandvliet, 1960) : il resterait donc à découvrir l'endroit où elle se ramifie ainsi.

La barre calcaire change beaucoup d'aspect, selon qu'elle a ou non été impliquée dans l'auréole du pluton intrusif.

- *Du Pic de l'Har au Tuc du Coucou.* Barre à patine jaune-ocre, bien reconnaissable sur les crêtes, trouant parfois les forêts. C'est le long du sentier horizontal Bentaillou-Tuc des Ours que les conditions d'observation sont les meilleures. Le calcaire a les caractères suivants : grain fin, cassure foncée (gris-noir), présence occasionnelle d'entroques, pauvreté en grains de quartz détritique, aspect plus ou moins schistosé selon les conditions locales. Tous les 0,5 à 30 cm, il présente des intercalations silteuses, minces (1 à 10 mm), microplissées, tronçonnées si la roche a été très déformée.

- *Dans l'auréole de la granodiorite du Riberot.* La patine vire au gris, au blanc, au bleuté, et la cassure s'éclaircit. Le calcaire devient plus cristallin, parfois saccharoïde. Dans le secteur du Trapech, il renferme de la biotite et du chloritoïde. Aux environs du port de Cornave, très près de la roche intrusive, il se charge en gros grenats, en diopside, en tremolite.

dc. Couches noires non carbonatées (siltites compactes et « shales » fissiles). Si l'on considère que les griottes sus-jacents représentent en principe le Dévonien supérieur, ces roches noires seraient à rapporter au Dévonien moyen. Elles seraient alors les équivalents des schistes à Trilobites eiféliens de Catherviella, Hautes-Pyrénées (J.P. Destombes, 1959).

Cet ensemble est peu caractéristique dans le petit synclinal du Nord du Pic de l'Har, où il renferme des intercalations calcaires. Il devient beaucoup plus homogène entre l'Orle et le Riberot ; mais à la limite nord de la feuille où la forêt rend la structure indéchiffrable, on ne peut exclure une confusion avec certains termes du Dinantien. La formation débute très brusquement, et le contact avec le calcaire *db* est très net. En revanche, vers le haut de la série, les couches noires se chargent peu à peu en intercalations de calcaire gris à cassure fine. Il en résulte des rubanements qui peuvent évoquer les alternances calcaires - schistes, notés dans le Dévonien inférieur. On passe ainsi aux griottes sus-jacents.

Au Sud du Port de Cornave et de la frontière, la formation a été délimitée de façon hypothétique avec l'aide des photographies aériennes. Son existence entre le Pic de Barlonguère et le Port de l'Esque est rendue certaine par la présence de griottes. Elle a été vérifiée en quelques autres points du versant espagnol (rive gauche du ravin de Liesca, versant sud du Port de la Girette).

dd. Calcaires griottes du Dévonien supérieur.

1) Les griottes *s. str.* sont connus surtout dans la montagne de Trapech et au Pic de Barlonguère (les petits synclinaux dessinés à l'Est du pédoncule nord-sud de diorite quartzique ont été plus déduits qu'observés).

Ces roches sont caractérisées par l'aspect noduleux de leur cassure, par leur grain très fin (« calcaires sublithographiques »), par leurs teintes changeantes (brun, rouge, verdâtre).

Les nodules ne s'observent en réalité que dans les charnières de plis (cf. Barrouquère

et al., 1969). Sur les flancs, ils font place à des alternances de lits centimétriques ayant les couleurs énumérées ci-dessus.

A l'affleurement, les bancs sont tantôt massifs, tantôt plus ou moins vacuolaires, et ont une patine jaune-ocre clair.

Dans les charnières de plis, les vacuoles se montrent aplaties transversalement au litage, et parallèlement à la schistosité de plan axial.

2) Des calcaires rubanés gris, à cassure fine, affleurent dans le secteur du Pic de Montgarié. Mis en évidence par des figures de dissolution sélective, le rubanement correspond à de légères différences de composition (calcaires *s. str.*, calcaires un peu siliceux ou micacés...).

Il est probable que les calcaires rubanés du Pic de Montgarié incluent des griottes *s. str.*, modifiés par le métamorphisme de contact qui contribue certainement à l'induration et à la mise en relief de certains lits.

de. Calcaire blanc du Dévonien terminal. Très blancs et massifs, les bancs sont bien visibles sur les hautes pentes dénudées du coin nord-est de la feuille. La roche a une cassure claire, sub-lithographique le plus souvent. On note quelques fines intercalations silteuses (< 0,5 cm d'épaisseur).

dd-e. Calcaires indifférenciés du Dévonien supérieur. Les calcaires du Dévonien supérieur (griottes et calcaire blanc) ont parfois été tellement déformés et recristallisés qu'il devient impossible de les distinguer les uns des autres. La cassure tend à devenir saccharoïde, la texture noduleuse disparaît et l'on risque à tout moment une confusion avec le calcaire db, lui-même modifié. Ainsi pour les barres qui encadrent au Nord et au Sud le calcaire Dinantien h₁₋₂ : celle du Nord n'est attribuée à dd-e qu'en raison de la proximité de h₁₋₂ ; dans celle du Sud, ainsi qu'au Mail du Tucau des Loups, on a fini par reconnaître de loin en loin la cassure très fine des griottes. A toutes ces difficultés s'ajoutent celles qui sont dues à un accès par trop problématique (face est du Tuc de l'Auérade).

h₁₋₂. DINANTIEN

Pour les auteurs de la feuille Bagnères-de-Luchon à 1/80 000, les assises dinantiennes sont largement représentées dans le secteur, tandis que sur les documents hollandais, plus récents, elles n'existeraient pas à l'Ouest de la crête Mont-Vallier—Port de la Core (feuille Aulus). Or on en trouve au minimum deux témoins dans l'angle nord-est de la carte :

h_{1-2s}. Schistes noirs à fines intercalations de lydienes grises ou noires, reposant sur le calcaire de du Dévonien supérieur. Leur affleurement dessine une bande étroite à l'Est du Pic de Montgarié, mais s'élargit beaucoup sur la feuille Aulus.

h_{1-2c}. Calcaires gris, schistosés et rubanés, à Conodontes du Dinantien IIδ - IIIα* (*Gnathodus bilineatus* Roundy, *Gn. cuneiformis* Mehl et Thomas, *Gn. typicus* Cooper), associés à des Conodontes remaniés du Dévonien moyen et supérieur.

L'échantillon daté a été prélevé au Nord du ruisseau de Lazié, le long du sentier de la cote ~ 1000 m (x = 493,35 ; y = 60,4).

Remarque : Le calcaire h_{1-2c} ressemble beaucoup aux calcaires db du Dévonien. Il est encadré par des microquartzites et schistes noirs dont l'aspect évoque soit le Dévonien moyen (dc), soit la formation h_{1-2s}. Pour la logique du dessin, on a retenu le second terme de l'alternative. Reste alors un problème non résolu de raccord avec les affleurements dévoniens de la rive gauche, très boisée, du Riberot. Le problème de l'extension du Dinantien serait donc à reconsidérer dans ce secteur.

* Détermination inédite de D. Stoppel, 1971.

MÉTAMORPHISME ET ROCHES PLUTONIQUES

Métamorphisme régional

Erratum : Dans la légende de la carte, sous le titre « *Métamorphisme régional* », lire : « limite externe de la zone à biotite » au lieu de « limite externe de la zone à porphyroblastes de biotite ».

Si l'ensemble du domaine cartographié a subi un léger métamorphisme régional, d'âge hercynien, ce phénomène ne se laisse guère étudier à l'Est de la vallée de l'Orléans, secteur où la granodiorite plus tardive du Riberot a imposé son métamorphisme de contact. La description ne s'applique donc qu'aux terrains situés à l'Ouest de l'Orléans.

L'association séricite-chlorite s'observe dans tous les métasédiments de composition favorable (grès et calcaires argileux, pélites...). Contrôlée par les plans de schistosité principale, elle paraît contemporaine des plis couchés synschisteux*.

La biotite est souvent présente dans l'Ordovicien (gorges du Lez, route de Bentaillou, crête frontrière), contrôlée comme le mica blanc par la schistosité principale ; mais l'on n'a pas cherché à délimiter une « zone de la biotite ». Le minéral ne paraît pas réparti de façon uniforme.

Il semble que la biotite ait tendance à se concentrer dans les amas ankéritiques du Calcaire de Bentaillou (voir p. 6), ainsi qu'au voisinage des corps minéralisés en plomb et zinc. On peut y voir l'effet, non d'un métamorphisme régional au sens strict, mais d'un métamorphisme hydrothermal (ou de percolation). La source des fluides serait à rechercher en profondeur dans une extension orientale du « dôme thermique de la Garonne ».

L'andalousite apparaît en plusieurs endroits dans les schistes noirs siluriens : Serre d'Araing, Est de Bentaillou, Villeneuve. Il ne s'y associe pas de biotite. L'éventualité d'un métamorphisme de percolation n'est pas à exclure, dans la mesure où l'on remarque une association spatiale entre les secteurs à andalousite et certains accidents ou corps minéralisés : faille Araing-Bentaillou, minéralisations de Bentaillou et de Fourcaye. Le chloritoïde en lamelles postcinématiques est connu dans le Dévonien (crête nord du Pic de l'Har).

A l'Ouest, on a reproduit sans modifications** les isogrades du dôme de Bosost (ou de la Garonne), d'après H.J. Zwart (1962). Ces lignes d'égal métamorphisme sont tout à fait discordantes sur la lithologie originelle. On ignore si la zone à biotite du Toron se raccorde ou non à celle du Haut Lez.

Roches plutoniques

γ1-2. **Leucogranites et pegmatites du dôme de la Garonne** (d'après Zwart, 1958 et 1962). Ils renferment : quartz, albite ou oligoclase sodique, microcline, muscovite et un peu de biotite ; les proportions relatives des deux feldspaths varient beaucoup. A l'œil nu, le grain est moyen, la texture peu orientée. En lame mince, les cristaux apparaissent xénomorphes, souvent protoclastiques.

Ces granites constituent des masses circonscrites, nombreuses, parfois minuscules. Il s'y associe des dykes et sills de pegmatite. Presque tous ces corps plutoniques restent cantonnés à l'intérieur de la zone à cordiérite - sillimanite. Quelques uns, qui sont toujours de petite taille, essaient jusque dans la zone à staurotite-andalousite-cordiérite. Une telle relation spatiale entre le plutonisme et le métamorphisme le plus intense de la région suggère que les deux phénomènes résultent d'un même apport de chaleur.

L'histoire des leucogranites est en grande partie synchrone des plissements, mais elle ne s'est achevée que dans un stade post-cinématique.

γ4, η2. **Massif du Riberot et auréole de contact.** De forme très irrégulière à l'affleurement, ce massif mesure 6 km de long et 4 km dans sa plus grande largeur.

* Voir chapitre « Géologie structurale » ci-après.

** Voir cependant l'erratum page 10.

L'étendue de son auréole de contact (voir plus loin) et le dessin de son apophyse occidentale suggèrent une extension bien supérieure en profondeur. Un pointement mineur apparaît sur le bord de la feuille, d'autres existent à proximité sur la feuille Aspet : on peut supposer que tous ne sont que des émissaires du massif principal.

Le contact avec la série dévonienne est à l'emporte-pièce. Dans le détail, il a un tracé en angles et redents : on en conclut que la mise en place a été contrôlée par des diaclases de l'encaissant. D'innombrables apophyses partent sur les côtés et vers le haut (rive gauche du ruisseau de Peyralade). Le contact apparaît souvent très redressé, voire vertical (Étang Rond), mais ceci résulte de la topographie chaotique du toit de la coupole.

γ4. **Granodiorite à biotite et hornblende.** La roche courante est une granodiorite à grain moyen, un peu orientée est-ouest dans l'apophyse occidentale, sans orientation ailleurs. Elle renferme :

- dominante de plagioclase (andésine en cristaux automorphes de 3 à 5 mm, zonés, souvent accolés en synneusis*
- microcline interstitiel, moiré, peu perthitique,
- quartz interstitiel,

ANALYSES CHIMIQUES (LABORATOIRE DU B.R.G.M.)

Paramètres calculés par l'ordinateur IBM 1130

SiO ₂	64,90	65,30
Al ₂ O ₃	16,10	14,55
Fe ₂ O ₃	0,30	1,65
FeO	3,80	3,10
TiO ₂	0,65	0,59
MnO	0,07	0,07
CaO	4,75	4,65
MgO	2,70	3,05
K ₂ O	2,85	2,45
Na ₂ O	2,90	3,60
P ₂ O ₅	0,15	0,11
H ₂ O ⁻	0,05	0,25
H ₂ O ⁺	0,95	0,95
Total	100,17	100,32
si	242,65	244,35
al	35,41	32,02
fm	28,26	31,85
c	19,02	18,64
alk	17,29	17,47
Q	20,72	22,39
Or	16,85	21,29
Ab	24,50	20,70
An	22,44	18,02
Di	0,20	3,56
Hy	12,42	9,38
Ma	0,43	2,39
Ilm	1,23	1,12
Ap	0,32	0,24

* Accolement de deux ou plusieurs cristaux par une face cristalline bien développée, réalisé dans le magma (ne pas confondre avec une macle).

- biotite rouge, parfois chloritisée,
- hornblende vert pâle, groupée en amas (3-5 mm) de cristaux maclés et mal formés qui pseudomorphosent d'anciens ferromagnésiens.

L'ensemble des ferromagnésiens représente en volume 10 à 15 % de la roche.

72. **Diorite quartzique à grain fin.** Dans l'apophyse occidentale, la roche est plus fine et se montre affectée par une altération hydrothermale intense (séricitisation des feldspaths, chloritisation des biotites...). La composition originelle était plutôt celle d'une diorite quartzique que d'une granodiorite.

Le massif renferme des enclaves arrondies de microdiorite (« enclaves micro-grenues »), notamment près de ses contacts (Étang Rond). Enfin, on a signalé des taches de leucogranite à tourmaline.

Métamorphisme de contact. Tout en modifiant l'apparence des bancs et la cristallinité des roches, il a mis en valeur les rubanements originels des sédiments (voir la description des terrains). Près du port de Cornave et à proximité du contact, on observe de la fibrolite dans les pélites, du diopside et de gros grenats dans les calcaires.

Mais les minéraux les plus courants de l'auréole sont la biotite (vallon du Trapech), la clinzoïsite, la trémolite.

RECouvreMENTS RÉCENTS

EF. Les alluvions, éboulis et cônes de déjection n'ont pas fait l'objet de distinctions cartographiques particulières. Les éluvions qui recouvrent certaines grandes pentes au profil régulier (rive gauche de la vallée de l'Orle, en aval) ont été confondus avec eux.

G. Le modelé glaciaire apparaît nettement en altitude : pentes au Sud de l'étang d'Araing, combe au Nord du Port de la Hourquette, combes de Tartereau et d'Urets ; le plus beau cirque est celui du Haut Riberot, taillé dans la granodiorite massive. En aval, le surcreusement par les eaux, rendu important par la pente très rapide, a souvent rétabli un profil en V (vallée d'Orle).

Il subsiste peu de moraines bien authentifiées par leurs formes. Une origine morainique a été attribuée aux accumulations de blocs dans des cuvettes à fond plat (combe de Tartereau et d'Urets, haute vallée d'Orle).

GÉOLOGIE STRUCTURALE

GÉNÉRALITÉS

Les grands traits du dispositif apparaissent assez simples. Orientée N 160° E, la flexure-faille de l'Orle sépare deux domaines :

- à l'Ouest, un large anticlinorium de terrains ordoviciens, flanqué sur sa retombée nord par les couches du Silurien et du Dévonien inférieur.

- à l'Est, un secteur plus complexe où alternent anticlinaux et synclinaux un peu déversés vers le Nord. Une zone synclinale à cœur de griottes dévoniens et de calcaires dinantiens s'étend depuis la granodiorite du Riberot jusqu'à la limite septentrionale de la feuille. Entre la granodiorite et la frontière, s'allongent deux anticlinaux pincés qui font affleurer les schistes du Silurien (Cornave, la Girette).

Dans l'ensemble, les axes sont orientés N 110 à 120° E, parallèlement à la chaîne pyrénéenne. Ils ont tendance à plonger vers l'Est : ce fait s'ajoute au jeu de l'accident d'Orle pour expliquer que l'âge des terrains affleurants diminue d'Ouest en Est. Mais il ne s'agit là que d'une simplicité apparente. L'analyse structurale, conduite à toutes les échelles, a mis en évidence des déformations superposées, preuve que les plissements se sont faits en plusieurs phases. Précisons que cette tectonique semble hercynienne en totalité : en effet, la granodiorite du Riberot recoupe les plis de toutes les générations.

Le style général du plissement paraît plus désordonné dans le Dévonien que dans l'Ordovicien (voir par exemple comment la barre de serpente sur la carte). Cette différence de comportement a deux causes : une lithologie contrastée (calcaires dévoniens, schistes et grès ordoviciens), et la présence des schistes noirs extrêmement déformables du Silurien.

LA ZONE ANTICLINORIALE DE L'OUEST

(Bentaillou, Pic de Maubermé, Mail de Bulard)

Pour décrire la structure d'un domaine aussi complexe, il est plus commode de commencer par les déformations les plus récentes.

Les grandes lignes apparentes sur la carte (déformations tardives). Ramené à l'essentiel, le dispositif se lit clairement dans le paysage : horizontalité approximative des couches avoisinant la frontière, basculement progressif vers le Nord et passage à la verticale près du bord de la feuille (coupes II, IV, V). Il s'agit là d'un bombement kilométrique, à surface axiale redressée et orientée N 120° E. Le tireté bleu du schéma structural souligne schématiquement l'axe de la zone où la formation est la plus prononcée ; notons que cet axe passe par le secteur de la mine de Bentaillou.

La mégastucture ainsi définie est accidentée d'ondulations, de flexures brutales, voire de plis droits serrés. Ces déformations passent souvent à des accidents longitudinaux. D'échelle hectométrique, elles sont synchrones du grand pli. Comme lui, elles déforment une schistosité antérieure, qui était subhorizontale à l'origine et développée dans toute la région (voir plus loin). Dans les secteurs nettement repris par des plis droits, cette schistosité se trouve transposée en une schistosité verticale.

Une première ligne de ces flexures et plis serrés joint le Nord-Ouest de la feuille (Tuc des Pans) au Pic de Past, en passant au pied de l'abrupt sud des Pics de Canéjan et de Serre Haute ; un mince ruban de schistes noirs siluriens s'y trouve pincé*. Un deuxième axe se suit depuis le pied du Crabère jusqu'au versant nord du Pic de Past, en passant par l'étang de Chichoué. Deux axes encadrent le Pic de Maubermé : celui du Sud jalonne aussi la limite entre Dévonien et Siluro-Ordovicien dans le Bassin du Rio Bergante.

Une direction N 70-80° E s'observe nettement. Elle se traduit par des flexures, des plis droits peu marqués et, à petite échelle, par des microplis en chevrons. On a admis que les directions N 70° et N 120° étaient conjuguées**. Elles concourent à découper le secteur en compartiments lenticulaires d'allongement est-ouest.

Exemples de ces axes structuraux N 70° - 80° E :

- Bentaillou - Eylie
- Étang d'Albe - vallée est-ouest du Lez
- Port de la Houquette - Pic de Past
- Versant nord-est du Mail de Bulard (noter la courbure du tireté bleu sur le schéma structural).

Les déformations précoces (plis couchés « synschisteux » et plis antérieurs).

1 - Les surfaces subhorizontales qui déforment les plis et les flexures dont il était question ci-dessus, ne correspondent pas à la stratification originelle des sédiments, mais à une schistosité. Celle-ci est née parallèlement aux plans axiaux de plis couchés « synschisteux » plus ou moins dissymétriques (fig. 1 et coupes II, III et IV).

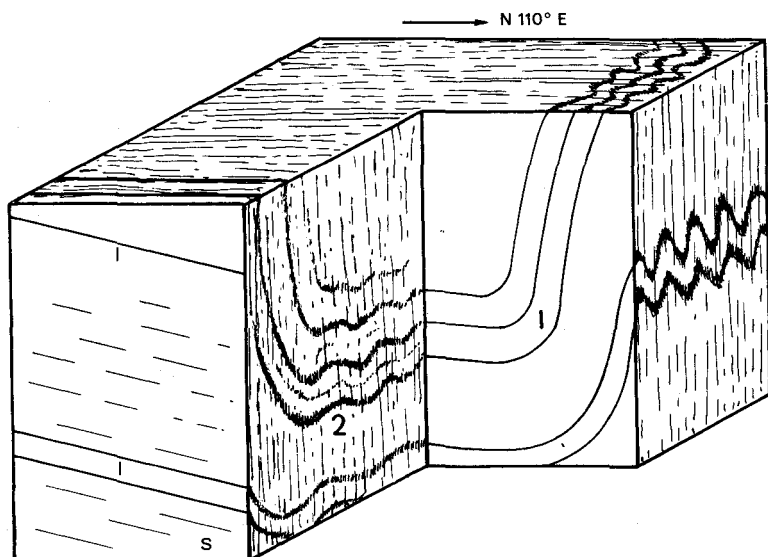
Ces plis couchés sont d'amplitude métrique à hectométrique, et en principe déversés vers le Sud (coupe I, coupes IV et V à gauche). Les coupes II à IV montrent des exceptions apparentes (voir plus loin). Ils paraissent sensiblement homoaxes avec la

* Non figuré sur les coupes I et II.

** Notons toutefois que les microplis orientés N 70° sont postérieurs aux microplis connus des déformations, orientés N 110°. C'est ce que traduit le symbole structural : « superposition de deux générations de microplis tardifs ».



Fig. 1 – Plis synschisteux décamétriques "en gradins"
dans l'Ordovicien du Mail de Bulard



s : schistosité régionale verticalisée, primitivement horizontale
1 : linéation d'intersection de la stratification et de s.

Fig. 2 – Plis anteschisteux (1) et synschisteux (2) dans le Dévonien du Tuc des Ours

phase à N 120°. Celle-ci les reprend à des degrés divers. Aussi voit-on des plis encore nettement couchés (flanc nord de Serre-Haute, Past), tandis que d'autres, plus difficiles à mettre en évidence, ont été redressés à la verticale (Montagne d'Ourdouas); il faut se garder de confondre ces derniers avec des plis droits de la phase tardive à N 120°.

2 - Certaines particularités ne peuvent s'expliquer que par l'existence de plis encore plus précoces, dits « anté-schisteux ». Orientés approximativement nord-sud, ils seraient d'amplitude au moins hectométrique. Ils ne semblent pas s'accompagner d'une schistosité. L'un d'entre eux est représenté sur la coupe II (limite verticale entre Sc-d et Sb sur le flanc nord de Serre-Haute). On explique ainsi :

a) Les sens opposés de déversement des plis « synchisteux » de la phase suivante (coupes I à V) : un pli couché vers le Nord correspond au plissement du flanc inverse d'une structure précoce, elle-même déversée.

b) Le fait que des charnières de plis « synchisteux » aient un plongement très variable dans le plan de schistosité.

Exemple du Tuc des Ours (montagne d'Ourdouas) : dans le plan verticalisé de schistosité, la trace d'une charnière de pli « synchisteux » hectométrique passe en quelques mètres d'un plongement de 20° E à un plongement de 75° W (fig. 2). La stratification était donc déjà déformée avant la naissance des plis « synchisteux ».

On a tracé sur le schéma structural l'axe supposé de cette structure précoce (trait vert oriental), ainsi que les axes des deux autres plis plus hypothétiques.

Commentaires des coupes I à V.

Coupe I : Plis couchés vers le Sud, avec schistosité de plan axial (en rouge). Replissement et verticalisation. On voit que la stratification peut avoir deux raisons bien différentes d'être verticale : ou bien elle correspond à la charnière d'un pli couché et se trouve alors recoupée par la schistosité « rouge » (falaise du versant français entre le Pic de Canéjan et le Pic Blanc du Portillon, via la Planiole d'Albe), ou bien elle a été redressée ultérieurement, en même temps que la schistosité, par un pli droit à N 120° (abrupt du versant espagnol); dans le deuxième cas, une nouvelle schistosité s'est formée, pour peu que le replissement ait été intense.

Le crochon que dessine Sb vers le Nord de la coupe correspond au détail cartographié à 300 m au Sud de la cote 2283 m du Mail de Luzes : c'est un pli déversé vers le Sud, et replissé.

Coupe II : La schistosité principale (rouge) est déformée par la phase tardive à N 120°. Une schistosité verticale (en bleu) caractérise les zones de serrage intense (talus sud de Serre-Haute, étang de Chichoué). La structure du versant nord de Serre-Haute a été commentée plus haut (p. 14) : des plis synchisteux à déversement apparent vers le Nord se superposent à un pli anté-schisteux que recoupe la schistosité principale.

Les plis de la Montagne d'Ourdouas sont synchrones de la schistosité principale et ont été « verticalisés ». A l'origine, ils étaient déversés vers le Sud.

Coupe III : Cf. la coupe II. Sous le Pic de la Montagnolle, une ondulation anté-schisteuse de Sb est recoupée par la schistosité principale.

Coupe IV : Plis synchisteux couchés des Pics de Maubermé et du Past. Replissement de l'ensemble par la phase tardive à N 120° (cf. coupe II). Au Sud, pli du Dévonien, à déversement sud supposé.

Coupe V : Replissement de la schistosité principale, apparition locale d'une nouvelle schistosité (cf. les coupes précédentes). Dans le Dévonien du Sud, plis à déversement sud, déformés par des plis redressés à N 120°.

LE SECTEUR ORIENTAL (Rive droite de l'Orle, Riberot)

Moins poussée dans ce secteur que dans le précédent, l'analyse n'a pas abouti à un

schéma complet de l'évolution structurale. On se limitera donc à des généralités, puis à un choix de points particuliers.

Généralités. Pour la plupart, les grands plis visibles sur la carte (synclinaux à cœur de griottes, anticlinaux axés sur les schistes noirs siluriens...) sont déversés de 50° ou 60° vers le Nord (coupe VI) ; leur schistosité de plan axial plonge donc au Sud. Mais dans le Nord de la carte, entre l'Orléans et le Riberot, les plis sont droits et la schistosité apparaît verticale (prolongement vers l'Est de la schistosité verticalisée de la montagne d'Ourdouas, cf. coupes II, IV et V). Les deux domaines s'affrontent entre le Tuc de Coucou et le Cap de Raspé par l'intermédiaire de zones broyées en direction N 70° E. Une autre dislocation importante, qui joint La Pucelle au Tuc de Coucou, apparaît conjuguée des précédentes en direction N 120°.

Ces accidents s'amortissent dans le vallon du Trapech. Sur la rive droite du Riberot, on retrouve un style en plis déversés d'environ 70° vers le Nord, mais l'étirement des bancs semble ici particulièrement fort. On peut donc supposer un relai longitudinal des zones du laminage par des structures de fluage prononcées.

Quelques points particuliers (voir l'agrandissement à 1/20 000).

Les plis précoces « anté-schisteux » du Pic de Lagarde. Constitué par des terrains du Dévonien inférieur d_a , ce sommet est cerné par la barre d_b . A l'Ouest, celle-ci est en position synclinale au sein de d_a . A l'Est, les schistes noirs d_a affleurent en position synclinale puisque la barre d_b réapparaît au-delà. Le sommet du pic correspond donc à l'affleurement d'un cœur de brachyanticlinal. Les deux synclinaux et l'anticlinal intermédiaire étaient dirigés NE-SW mais ont ensuite été déformés et schistosés.

Les charnières verticales précoces de la vallée de l'Orléans, rive droite. Entre les parallèles des granges de Flouquet et de Graüllès, les barres de calcaires d_b dessinent des charnières à axes très redressés. La schistosité de plan axial est ici commune avec celle des grandes structures à axes peu inclinés. Si la trace de la stratification ondule dans le plan de schistosité (comme au Tuc des Ours, voir p. 15 et fig. 2), il semble logique d'admettre que les charnières redressées sont celles de plis précoces « anté-schisteux ». *La grande flexure tardive de la vallée de l'Orléans rajeunirait donc un trait structural ancien.*

Autres exemples probables de charnières anciennes : cote 2059 m de la crête au Nord-Est du Tuc de Pourtillou (barre d_b), Pic de Montgaré (banc d_a). Ces charnières sont actuellement verticales. En revanche, les arcs dessinés par la barre d_b sur le versant ouest du Tuc de Pourtillou seraient tardifs et liés à la flexure d'Orléans.

SUBSTANCES MINÉRALES

MINÉRAIS MÉTALLIQUES*

Les indices et petits gisements de minerais métalliques connus sur la feuille constituent un ensemble assez homogène. Pour la plupart, ils sont localisés dans les terrains ordoviciens. Quelques uns d'entre eux se trouvent dans le Dévonien inférieur de la vallée de l'Orléans et du Val d'Aran espagnol.

Ces minéralisations essentiellement sulfurées, zinco-ferrifères, peu plombifères et rarement cuprifères, se présentent en amas stratiformes ou en remplissages de fractures dans les calcschistes et calcaires rubanés dévoniens (d_a), le Calcaire de Bentaillou (S_b), les alternances calcaireuses ashgilliennes (C dans S_a) et les faciès schisto-gréseux superposés ou sous-jacents. Depuis quelques années, on les considère comme syngénétiques et volcano-sédimentaires, par analogie avec les gîtes plus étudiés de

* Par P. Chambolle.

Carboire (Ariège) et de Pierrefitte (Hautes-Pyrénées). Mais elles ont été quelque peu remaniées et concentrées sous l'influence du métamorphisme hercynien. Ces minéralisations peuvent être réparties en deux groupes minéralogiques :

- l'un, peu important, à pyrite dominante accompagnée de pyrrhotite, quartz, oxydes de fer et chalcopryrite rare ;

- l'autre, à blende dominante, pyrrhotite, galène, pyrite, avec accessoirement chalcopryrite, mispickel, covellite, boulangérite, cuivre gris, cubanite, mackinawite, magnétite, greenockite. La gangue est constituée par du quartz, de la dolomite ou de la calcite. Les minéraux d'altération les plus fréquents sont : calamine, cérusite, smithsonite, hydrozincite, limonite, malachite et argent natif.

Localement, le métamorphisme hercynien a provoqué la formation de graphite, actinote, anthophyllite, chlorite, grenat, biotite, andalousite et cummingtonite. Tous ces minéraux se trouvent mêlés aux minéralisations remaniées et recristallisées.

Les quelques analyses d'oligo-éléments de blendes et de galènes donnent les résultats suivants (intervalles entre valeurs extrêmes en g/t ou %) :

Blende (brune à noire)

Fe :	de 7 à 13 %	Sn :	de 2 à 600 g/t
Mn :	de 0,01 à 0,13 %	Ag :	de 2 à 7 g/t
Ge :	de 2 à 120 g/t	In :	de 10 à 35 g/t
Ga :	de 5 à 40 g/t	Co :	de 75 à 400 g/t
Cd :	de 0,17 à 2,5 %	Pb, Cu, Hg :	traces

Galène

Sn :	de 40 à 145 g/t	Cd :	de 35 à 82 g/t
Ag :	de 480 à 1800 g/t	Cu :	de 3 à 6 g/t
Sb :	de 1150 à 2000 g/t	Zn :	de 0,34 à plus de 1 %
Bi :	de 0 à 1160 g/t		

Les premiers indices semblent avoir été découverts au XVIIIème siècle, mais les recherches et exploitations épisodiques eurent lieu surtout au XIXème et pendant la première moitié du XXème siècle. La dernière période d'activité minière s'est achevée en 1958.

Les plus grandes exploitations minières furent celles de Liat, de Victoria et de Margarita du côté espagnol, de Bentaillou-Rouge (10) et de Mail de Bulard (20) du côté français.

De 1853 à 1953, l'exploitation de Bentaillou-Rouge a produit 1 million de tonnes de tout-venant minéralisé, d'où furent extraites 120 000 t de métaux (3 fois plus de Zn que de Pb).

A Mail de Bulard, l'exploitation (1893-1918) a fourni 30 000 t de blende marchande, et 138 t de galène contenant environ 650 g d'Ag à la tonne de Pb. Le tout-venant contenait de 22 à 50 % de Zn, moins de 5 % de Pb et de 7 à 13 % de Fe.

Les concessions encore en vigueur en 1970 sont les suivantes (côté français seulement) :

« Sentein-Saint-Lary » de 2347 ha, pour Zn et Pb (créée le 25 septembre 1848) appartenant à la Société française des mines de Sentein ;

« Bulard » de 434 ha, pour Zn, Pb, Ag et métaux connexes (créée le 15 juin 1893) appartenant à la même société que ci-dessus ;

« Orle » de 440 ha, pour Zn, Pb, Ag et métaux connexes (créée le 17 décembre 1907 et modifiée le 9 août 1913) appartenant à la Société des mines de Bormettes.

AUTRES SUBSTANCES MINÉRALES

Le Calcaire de Bentaillou est exploité depuis peu de temps, le long de la route

E.D.F. La Plagne—Bentaillou, pour la confection de charges devant servir à fabriquer des matières plastiques.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

CHOIX D'AFFLEUREMENTS REMARQUABLES

Avertissement

Ces affleurements ont été choisis en fonction de leur intérêt tectonique. Certains d'entre eux (4, 7, 10, 11) ont été peu étudiés, mais on a jugé utile de les signaler étant donné leur caractère spectaculaire ou l'importance des problèmes qu'ils posent. Il est bien évident que dans une région aussi riche en affleurements, tout choix ne peut qu'être arbitraire.

1 - 200 m Est du Pic de Canéjan ($x = 479,85$; $y = 58,8$).

Charnière de Calcaire de Bentaillou, pincée et couchée vers le Sud (cf. coupe I).

2 - Falaise nord Canéjan—Portillon ($x = 480$; $y = 58,6$).

Plissotements des formations rubanées de l'Ordovicien supérieur. Le plan moyen de stratification est vertical, les replis (décimétriques à métriques) sont en V, couchés, et recoupés par la schistosité principale à faible pendage nord (cf. coupe I).

3 - Tuc des Ours ($x = 483,8$; $y = 60,5$) Fig. 2.

La barre de calcaire dévonien d_b est affectée par la schistosité principale, initialement à plat, puis redressée (verticalisée). On aperçoit clairement des plis synschisteux décimétriques de la stratification : celle-ci est mise en évidence par de minces intercalations à figures de dissolution alvéolaires. Noter que dans les charnières, les alvéoles sont allongées parallèlement à la schistosité et transversalement à la stratification. De petites intercalations silteuses, épaisses de quelques millimètres et très plissotées, ont été tronçonnées par le fluage accompagnant la naissance de la schistosité.

La trace de la stratification dans le plan de schistosité donne le plongement axial des plis synschisteux : il est en principe de 20° vers l'Est—Sud-Est. Mais juste au Nord de la conduite forcée, sur la face sud d'un bec rocheux détaché en avant de la paroi, l'intersection schistosité-stratification est subverticale (75° W). La charnière est donc courbe dans le plan de schistosité. Ceci peut indiquer l'existence de plis « anté-schisteux ».

4 - Versant ouest du Pic de Maubermé ($x = 483,75$; $y = 56$).

La schistosité principale à plat est très marquée. Sur la même coupe verticale, on rencontre plusieurs fois un mince niveau carbonaté (Sac supposé) : il peut s'agir d'une répétition d'origine tectonique.

5 - Pic de Past, versant ouest, sur le sentier horizontal d'Urets à Bentaillou ($x = 484,05$; $y = 58$).

Conglomérats schistosés de l'Ordovicien supérieur, dans la charnière synclinale du Past. La stratification est mise en évidence par de minces intercalations gréseuses, de grain homogène et fin. Elle apparaît plissotée, en moyenne très redressée. La schistosité, parallèle au plan axial du pli couché, recoupe la stratification et plonge un peu vers le Sud (cf. coupe IV).

6 - Crête de calcaire dévonien d_b à 1 km au Sud des mines de Fourcaye ($x = 486,65$; $y = 54,65$).

Charnières métriques impliquant d_a et d_b , initialement couchées, puis verticalisées.

7 - Versant nord d'un vallon est—ouest, affluent rive droite du Rio Bergante, 2 km Sud-Est de l'affleurement précédent ($x = 487,4$; $y = 52,8$).

On aperçoit une charnière de calcaire dévonien d_b , couchée vers le Nord.

8 - 700 m Est du Tuc du Coucou ($x = 491,8$; $y = 59,95$).

Charnière synschisteuse très redressée (60 à 75° W) de calcaire d_b . Débit en crayons des schistes d_c (intersection de la stratification et de la schistosité principale qui traverse la charnière).

9 - Rive droite du vallon du Trapech, altitude 1600 m, sur le sentier joignant la cabane du Trapech au Tuc de l'Auérade ($x = 492,15$; $y = 58,75$).

Sur la carte, ce point a été placé 2 mm trop au Nord-Est. Affleurement typique de calcaires griottes à faciès noduleux. On voit nettement que les nodules de griotte sont d'origine tectonique et non sédimentaire (cf. Barrouquère et al., 1969). A quelques mètres plus haut sur la pente apparaît une antiforme décamétrique à cœur de calcaire post-griotte ; la série est ici renversée.

10 - Cote 2059 m sur l'arête nord-est du Tuc de Pourtillou ($x = 492,35$; $y = 58,1$).

Charnière subverticale de calcaire d_b très recristallisé, à patine et cassure grises ou bleues. Cette charnière est entourée par les schistes noirs d_c .

11 - 500 m Est-Sud-Est du Tuc Blanc (étang alt. 2467 m sur la carte à 1/20 000) ($x = 494,74$; $y = 54,7$).

Beaux plis couchés dans des calcaires rubanés attribués au Dévonien inférieur d_a . La schistosité principale du plan axial est bien développée. Les axes plongent modérément vers l'Est-Sud-Est.

TABLEAU RÉCAPITULATIF DES INDICES ET GISEMENTS DE MINÉRAIS MÉTALLIQUES *

N°	Nom	Contenu	Morphologie	Autres caractères
1	La Coumasse (31 Melles)	Zn	Amas stratiforme	Imprégnation calcschistes et dolomie
2	Mail de Cristal (31 Melles)	qa	Filon	W.NW-E.SE. Puissance = plusieurs mètres
3	La Coume (31 Melles)	Zn	Amas stratiforme	Dolomie à fissures remplies de blende
4	Le Crabère (31 Melles)	Zn pyr	Amas stratiforme	35 m de long, 20 cm de puissance
5	Serre d'Araing (09 Sentein)	Zn Pb	Amas stratiforme	Puissance = 5 à 170 cm ; puissance réduite ZnS : 20 cm NW-SE, pendage S.SW
6	Albe (09 Sentein)	Zn	Amas	Cône d'éboulis, 300 m x 150 m
7	Pic blanc du Portillon (09 Sentein)	pyh Fe	Filons et amas	Boxworks dans le calcaire ashgillien S_d . Filonnets dans les schistes S_d .
8	Pic de Serre Haute (09 Sentein)	Cu Zn Fe	Amas	Puissance = 10 à 30 cm. W.NW-E.SE, pendage N et 45° S
9	La Hourquette (09 Sentein)	Zn Cu	Filonnets, diaclases, amas	Puissance = 5 à 15 cm
10	Bentaillou (09 Sentein)	Zn Pb	Amas	Teneur : 8 à 9 % Zn, 3 à 4 % Pb Réserve : 120 000 tonnes à 5 à 6 % Zn Pb Puissance = 2-3 m
11	Filon du Chasseur (09 Sentein)	Zn	Amas stratoïde et filon	Filonnets irréguliers
12	Ardaing (09 Sentein)	pyr	Filon	

N°	Nom	Contenu	Morphologie	Autres caractères
13	Tartereau (09 Sentein)	pyh	Amas ou filon	
14	Urets (09 Sentein)	Pb	Amas	
15	Barrage d'Urets (09 Sentein)	pyr	Amas	
16	Artignan (09 Sentein)	Zn	Lentilles dans zone broyée stratoïde.	
17	Mont Ner (09 Sentein)	pyr	Amas	
18	La Plagne (09 Sentein)	Zn Pb	Filons	Puissance = 0,5 à 3 m
19	Bois de Bastard (09 Sentein)	Cu	Filon	
20	Mail de Bulard (09 Bonac)	Zn (Pb)	Filon	Orientation N 110°E - Pendage 45-70° S.SW Puissance = 2 m
21	Pic des Cingles (09 Bonac)	Zn pyr quartz	Amas Filon	
22	Port d'Orle (09 Bonac)	Zn	Amas ? Filon couche ?	
23	Fontaine Rouge (09 Bonac)	Zn	Filonnets, amas	
24	Bularède (09 Bonac)	Zn	Filonnets	Orientation NE-SW
25	Bularic (09 Bonac)	Zn Pb	Amas	300 x 400 m W.NW-E.SE, pendage 50-60° N
26	Grauillès (09 Bonac)	Zn Pb	Amas et filon	Orientation N 30° E. Puissance = 10 cm
27	Darnaca (09 Bonac)	Zn	Amas	
28	Bois d'Uget (09 Bonac)	Zn Pb	Amas, filon	

BIBLIOGRAPHIE RÉSUMÉE

Cette bibliographie ne comprend que des textes *publiés*. Elle omet donc les nombreux rapports⁽¹⁾ rédigés sur cette région de grand intérêt métallogénique. De plus, elle ne cite pas de travaux antérieurs au XXème siècle.

BARROUQUÈRE G., DERAMOND J., MAJESTE-MENJOULAS C. et SOULA J.C. (1969) - Interprétation microtectonique de la structure « griotte ». *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 269, série D, p. 431-433.

DESTOMBES J.P. (1958) - Sur un mode tectonique particulier des formations ordoviciennes de la mine de Bentailou (Ariège). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. VIII, p. 105-112.

(1) Une grande partie de cette documentation existe à la Division de recherches « Sud-Ouest » du B.R.G.M. (D.R.M.M.) 49, avenue de Courfèges - 31000 Toulouse.

- DESTOMBES J.P. (1959) - Position stratigraphique des schistes à Trilobites de Cathervielle (Haute-Garonne). *Bull. Soc. Études scient. Angers*, nouvelle série, t. II, p. 111-113.
- DURAND J., RAGUIN E. (1943) - Sur la structure du massif de Maubermé dans les Pyrénées ariégeoises. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 13, p. 9-19.
- GRAMONT X. de (1966) - Application de la notion de faciès métamorphique à des minéralisations de caractère hydrothermal. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 263, sér. D, p. 705-707.
- GRAMONT X. de (1966) - Contrôle lithologique des minéralisations du massif de Maubermé (Ariège et Val d'Aran). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 102, Fasc. 2-3, p. 453-456.
- KLEINSMIEDE W.F.J. (1960) - Geology of the Valley de Aran (Central Pyrénées). *Leidse Geol. Med.*, 25, p. 129-244.
- KRYLATOV S., STOPPEL D. (1969) - La série des Agudes-Cap de Pales (zone primaire axiale des Pyrénées aux confins de la Haute-Garonne et des Hautes-Pyrénées). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XI, p. 484-490.
- MATTAUER M. (1964) - Sur les schistosités d'âge tertiaire de la zone axiale hercynienne des Pyrénées. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 259, p. 2891-2894.
- MATTAUER M. et SÉGURET M. (1966) - Sur le style des déformations tertiaires de la zone axiale hercynienne des Pyrénées. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, P. 10-12.
- ROUVEYROL P., Division SO D.R.M.M. du B.R.G.M. (1963) - Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000. Feuille de Toulouse. Fiches n° 274, 275.
- SITTER L.U. De, ZWART H.J. (1962) - Geological map of the Paleozoic of the central Pyrenees. Sheets 1 (Garonne), 2 (Salat), France, 1/50 000. *Leidse Geol. Med.*, 27 p., 191-236.
- VISVANATH S.N. (1957) - Étude géologique de la région minière de Sentein (Pyrénées ariégeoises). *Sc. de la Terre*, t. 5, n° 2-3, p. 137-244. Nancy.
- ZANDVLIET J. (1960) - The geology of the Upper Salat and Pallaresa valleys, central Pyrenees, France/Spain. *Leidse Geol. Med.*, 25, p. 1-127.
- ZWART H.J. (1958) - Regional metamorphism and related granitization in the Valle de Aran (Central Pyrenees). *Geol. en Mijnbouw*, 20, p. 18-30.
- ZWART H.J. (1962) - On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). *Geol. Rundschau*, 52, p.38-65.

REMARQUES SUR LES NOTATIONS EMPLOYÉES

1 - Étant donné les incertitudes qui règnent sur l'âge de la plupart des formations rencontrées, on a accolé des lettres et non des chiffres aux notations d'étages : d_a à d_e au lieu de d₁ à d₇.

2 - La feuille Pic de Maubermé a été dessinée avant l'élaboration du nouveau tableau des notations pour la carte géologique de la France à 1/50 000. L'Ordovicien est noté au moyen de la lettre s (a à d) -et non avec la lettre o, la lettre s (sans exposant ni indice) étant réservée au Silurien.

J. BOISSONNAS