

LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE SEPTENTRIONALE DU MASSIF AX-MONTCALM

PAR

J. H. ALLAART

Le Massif cristallin Ax-Montcalm (gneiss, migmatites et granite) est un grand dôme plongeant vers l'Ouest. Vers le Nord, sa couverture sédimentaire primaire est séparée du Massif du St Barthélémy par une zone de calcaires métamorphiques mésozoïques (faille Nord-pyrénéenne). Vers l'Ouest, cette même couverture est limitée par le granite intrusif post-tectonique de Bassiès-Auzat.

La cartographie de cette région a été exécutée pendant les étés 1951—1952. Le „Stichting Molengraaff Fonds”, auquel je suis extrêmement reconnaissant, a subventionné mon séjour sur le terrain en 1952.

A. Stratigraphie

La série paléozoïque comporte, de haut en bas, les termes suivants:

Dévonien supérieur
Dévonien moyen et inférieur
Gothlandien
Ordovicien supérieur
Infra-Ordovicien.

Comme c'est la règle presque partout dans l'Ariège, les fossiles font défaut en dehors de quelques gîtes dans le Gothlandien. Les attributions d'âges ont donc été déduites de travaux cartographiques permettant de raccorder les couches aux niveaux des régions voisines. Elles se sont également appuyées sur des comparaisons d'ordre lithologique.

Les horizons repères dont il a été tenu compte sont les lydiennes de la base du Carbonifère, les griottes du Dévonien supérieur et les ampélites du Gothlandien. En première approximation, toutes les formations inférieures aux ampélites à graptolites sont attribuées à l'Ordovicien et à l'Infra-Ordovicien; les calcaires et les caleschistes supérieurs ampélites du Gothlandien sont rapportées au Dévonien.

Lorsque les facies à ampélites font défaut dans le Gothlandien ou lorsqu'ils apparaissent dans l'Ordovicien ou le Dévonien, la délimitation des unités stratigraphiques devient douteuse et difficile. Cet inconvénient est général dans la stratigraphie du Primaire des Pyrénées.

Notre étude débute par la description des roches les plus anciennes. Ces dernières, se présentant de manière différente à l'Ouest et à l'Est de la région envisagée, seront analysées en deux paragraphes.

1. *L'Ordovicien et l'Infra-Ordovicien à l'Est du rocher de Miglos*

Le gneiss du Massif Ax-Montcalm est bordé au Nord par une bande assez étroite de schistes qui débute par des formations à deux micas (gris et gris-vert) et souvent quartzifères. Au-dessus, viennent des schistes à séricite qui passent graduellement à des schistes satinés et, finalement, à des ardoises, vers la base du Gothlandien. Alors que l'on a toujours des zones de transition entre les différents schistes, la limite schistes-gneiss est toujours très nette. La stratification est bien visible dans les ardoises et les schistes satinés où l'on peut souvent discerner des micro-plis. La schistosité est légèrement oblique par rapport à la stratification.

La partie supérieure de cette série schisteuse est identique à la zone des „schistes rubanés” de J. CARALP (1888) qui a pour la première fois bien mis en évidence les divers horizons du Primaire ancien.

Les grès, assez abondants dans les schistes de l'Ordovicien, passent quelquefois à des micro-conglomérats. On peut les rencontrer dans les schistes à deux micas (Savignac), dans les schistes à séricite (Vaychis, au Sud de Larcat, au Nord du rocher de Miglos) et dans les ardoises (au Sud-Est de Luzenac, au Sud de Larcat).

Au voisinage du Gothlandien, les ardoises peuvent contenir une certaine quantité de calcaire. Ce fait se remarque notamment au Sud-Est de Luzenac, sur la route nationale.

2. *L'Infra-Ordovicien à l'Ouest du rocher de Miglos*

Lorsque l'on s'éloigne du rocher de Miglos pour se diriger vers l'Ouest, l'on voit les assises de l'Ordovicien et de l'Infra-Ordovicien devenir de plus en plus épaisses. La limite schistes-gneiss s'incurve en même temps vers le Sud-Ouest de telle sorte que, dans la vallée de Viedessos, les schistes de l'Ordovicien et de l'Infra-Ordovicien occupent presque toute la région située à l'Ouest du Massif Ax-Montcalm.

On retrouve la succession lithologique observée plus à l'Est (micaschistes, schistes à séricite, schistes satinés et ardoises), les variations portant essentiellement sur l'épaisseur des différentes zones. Les passages entre les divers niveaux sont toujours graduels. En dehors de sa partie supérieure qui contient des calcaires, toute la série est constituée par des alternances de schistes et de grès ou micro-conglomérats.

Les éléments arrondis des micro-conglomérats sont le plus souvent quartzeux, rarement schisteux ou quartzitiques. Atteignant 1 cm resp. 3 cm de diamètre, ils sont liés par un ciment gréseux plus ou moins développé. Ils sont généralement bien calibrés, leur taille étant à peu près constante dans un horizon déterminé. Les petits galets sont enfin très fréquemment aplatis.

Les zones conglomératiques peuvent se suivre sur plusieurs kilomètres. CARALP les avait déjà signalées en 1888 près de Mare et, récemment (en 1950) DESTOMBES les a observées à 1000 m au-dessous du Gothlandien. En 1953 enfin, DESTOMBES et RAGUIN on fait connaître les conglomérats qui avoisinent l'étang d'Izourt.

Nos travaux ayant démontré que ces micro-conglomérats étaient beaucoup plus nombreux qu'on ne l'imaginait, il n'y a aucune raison de considérer l'un d'eux comme repère entre Cambrien et Ordovicien (Cf. les travaux de DESTOMBES). Les micro-conglomérats existent en effet dans toute la série (à l'exception toutefois de la zone des calcaires supérieurs) et aucun d'eux ne

constitue un repère témoignant d'un arrêt dans la sédimentation. Ce faciès détritique et néritique, si caractéristique de l'Ordovicien des Pyrénées, peut même localement renfermer des poudingues grossiers (à Bentaillou par exemple).

L'ensemble de la zone dont la largeur est de 10 km contient peut-être plusieurs charnières anticlinales. Il y en a en tous cas une à hauteur de l'étang d'Izourt. L'épaisseur totale de la série pré-Gothlandienne peut être évaluée à 4000 m, chiffre un peu inférieur à celui que l'on peut tirer des coupes de ROUSSEL (1904) et de CAREZ (1906).

3. *L'Ordovicien supérieur (Caradoc)*

Au Sud du granite de Bassiès, le sommet de l'Ordovicien comporte des calcaires. Ces calcaires ne doivent pas être attribués au Dévonien selon l'interprétation donnée sur la carte géologique de Foix, et ceci pour les raisons suivantes :

1) Si les calcaires signalés étaient dévoniens, on ne retrouverait pas de Gothlandien au-dessus de l'Ordovicien.

2) Les calcaires surmontent directement les micro-conglomérats si caractéristiques de l'Ordovicien inférieur.

3) A l'Ouest d'Auzat, la zone calcaire du Caradoc (inférieure au Gothlandien) qui se poursuit jusqu'au delà de la frontière qu'elle franchit au Port de Salau, a les caractères des calcaires qui nous occupent, avec en particulier des niveaux de schistes intercalés.

Au Nord du village de l'Artigue, la zone calcaire de l'Ordovicien supérieur comporte, de haut en bas :

d) Adossés aux granites intrusifs de Bassiès, ou recoupés par eux, calcaires dolomitiques marmoréens à lits quartzeux, 30 à 100 m.

e) Schistes métamorphiques à rares intercalations calcaires, 500 m.

b) Cornéennes avec quelques bancs calcaires, 200 m.

a) Calcaires, en bancs atteignant 10 m au maximum, alternant avec des lits quartzeux ou schisteux. Il y a, dans les calcaires, de minces lits (50 cm au maximum) de schistes graphiteux, 40—100 m.

Au Sud du granite de Bassiès, la puissance totale de la série est de 800 m.

Près d'Olbier, le Caradoc affleure sur près de 2 km bien que ses pendages soient verticaux. Les calcaires dolomitiques ont presque disparu et, jusqu'à la zone de Ranet, les modestes affleurements visibles dans la forêt se rapportent presque uniquement à des cornéennes. Il est probable que des complications tectoniques ont au moins doublé l'épaisseur de la série (p. 268).

Vers l'Est, près du col de Grail, la série se termine en biseau sur 4 km. La zone calcaire de Ranet qui disparaît elle-même quelques centaines de m plus loin, touche presque le Gothlandien.

Si on trouve encore un niveau de calcaire à entrôques dans les schistes de la vallée de Siguer, les calcaires sont inconnus plus à l'Ouest dans l'Ordovicien supérieur.

L'Ordovicien qui affleure enfin dans un même anticlinal près de Bouan et près de Norgeat est alors constitué par des schistes tantôt quartziteux, tantôt satinés ou séréciteux.

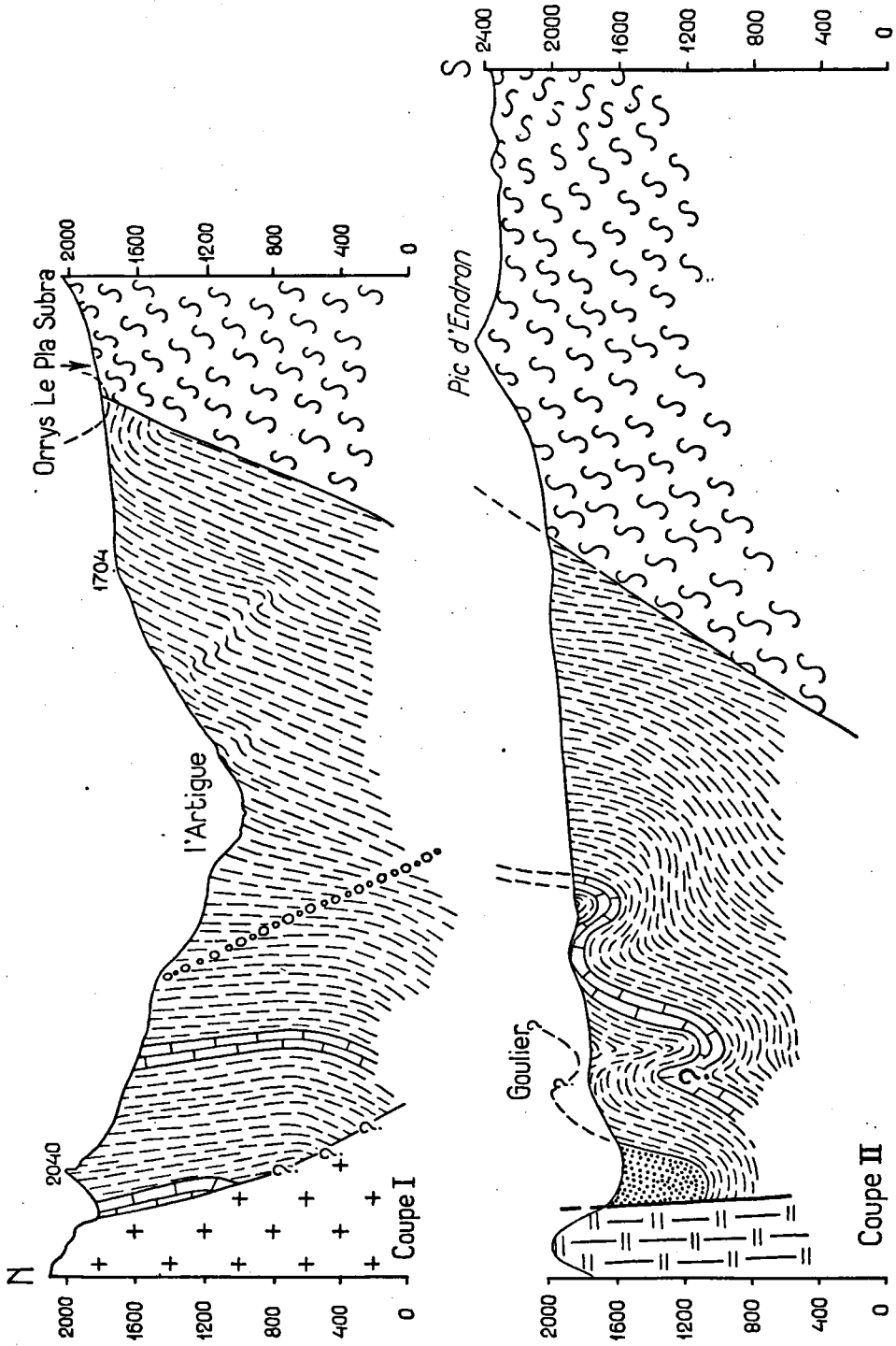


Fig. 1. (Légende voir fig. 2.)

4. *Le Gothlandien*

Le Gothlandien est formé, comme partout ailleurs, de schistes noirs et d'ardoises bleu-foncé. Des graptolites ont été signalés par CARALP (1888) près d'Unac et nous en avons trouvés au Sud d'Olbier. Les schistes contiennent parfois de la pyrite et sont toujours très ferrugineux. Il arrive que le Gothlandien ne soit représenté que par des ardoises bleu-foncé comme, par exemple, au Nord-Est du pic de Ganchette, sur le versant Ouest de la vallée de Siguer. En général les schistes sont tendres et ils ont facilité le creusement des vallées. Ils peuvent cependant constituer quelquefois des rochers. En un seul point, sur le col d'Olent à l'Ouest d'Aston, ils contiennent une lentille de calcaire bleu-foncé.

5. *Le Dévonien*

Le Dévonien à facies axial est surtout formé de calcschistes contenant des bancs ou des lentilles de calcaire. Les calcaires ont toujours un grain fin. De couleur grise, blanche ou rougeâtre, ils sont bien stratifiés. Ils contiennent souvent des intercalations de lits schisteux et ils ont alors des facies annonçant les calcschistes. Lorsqu'ils sont dolomitisés, ce qui est fréquent, ils prennent une teinte brun-rougeâtre en surface. Les zones dolomitisées, très irrégulières, peuvent envahir des bancs entiers ou simplement former des taches plus ou moins grandes.

De couleur souvent verdâtre et à surfaces de clivages fréquemment satinées, les calcschistes et les schistes renferment quelquefois du tale (A l'Est du Pic de Lercoul par exemple).

La distribution des calcaires dans les schistes est irrégulière. Les horizons calcaires ont des épaisseurs qui varient de quelques mm à 400 m. Ils atteignent même 800 m dans la région du Pic de Lercoul, mais là, il y a peut-être un redoublement tectonique. On arrive rarement à suivre les bancs calcaires sur de longues distances. Lorsqu'on y parvient, il apparaît que l'épaisseur des niveaux est très variable.

Les schistes prédominent parfois (au Nord de Tignac par exemple), les calcaires devenant prépondérants ailleurs (au Sud d'Axiat notamment).

Les schistes graphiteux sont rares dans le Dévonien (il y en a dans la vallée de Miglos au Sud-Est de Norgeat et au Sud de Gestiers). On n'est d'ailleurs jamais certain qu'il ne s'agisse pas alors de Gothlandien introduit par un plissement intense.

6. *Le Dévonien supérieur*

Le Dévonien supérieur est connu dans toute la zone Nord-pyrénéenne. Il est formé de calcschistes bariolés à la base, de griottes à grain très fin au-dessus et, localement et au sommet de la série, de calcaires blancs parfois silicifiés.

Le Dévonien supérieur n'affleure qu'en un seul point dans notre région : la lentille de Lordat comporte, du Sud au Nord :

100 m de calcaires compacts blancs, silicieux, bien stratifiés.

80 m de griottes rouges, blancs, verts et violets.

A l'Ouest du château de Lordat, les griottes contiennent un poudingue calcaire „monomicte” à galets bien arrondis.

Les calcaires sont plissés en anticlinal et l'ensemble de l'affleurement n'est certainement pas en place.

7. *Le Carbonifère*

Le Carbonifère fait complètement défaut bien qu'il soit indiqué dans des synclinaux sur la feuille de Foix (1950). Les terrains attribués au Carbonifère sur cette carte se montrent souvent formés de schistes noirs graphiteux du Gothlandien (vallée de Siguer). Ailleurs (vallée de l'Ariège), on est surtout en présence de schistes gris-clairs et verdâtres et de calc-schistes alternant avec des calcaires que nous rapportons au Dévonien. L'absence complète de griottes et lydiennes entre les zones schisteuses et les calcaires nous amène en effet à laisser ces derniers dans le Dévonien et par conséquent à supprimer le Carbonifère.

8. *Le Secondaire*

Les calcaires et dolomies du Secondaire, marmorisés et contenant parfois des intercalations de schistes, sont le plus souvent séparés de la couverture primaire du Massif Ax-Montcaum par un grand accident (Faille Nord-pyrénéenne). Des contacts normaux existent cependant dans la vallée de Meda, à l'Ouest de Bouan, et dans la vallée de Miglos. Nous y reviendrons plus loin. Disons que, selon CASTERAS (1933), ces formations appartiennent au Lias et à l'Aptien.

B. *Pétrographie*

Comme nous l'avons déjà dit, le métamorphisme de l'Infra-Ordovicien et de l'Ordovicien augmente vers le bas de la série. Tout à fait à la base, il y a du gneiss, nettement séparé des micaschistes. (Rocher de Miglos-Savignac.) Nous n'avons pas étudié cette roche mais pouvons signaler qu'elle a le même faciès que l'orthogneiss décrit par ZWART (1954). DESTOMBES et RAGUIN (1953) en font plutôt une migmatite (embréchite). La limite gneiss-micaschistes est très nettement tranchée depuis Savignac à l'Est jusqu'au Pla de Montcamp à l'Ouest. Nous n'avons donc pas à analyser la genèse du gneiss dans notre étude de la série métamorphique qui le surmonte.

1. *Le métamorphisme des roches ordoviciennes*

Les passages entre les diverses zones de métamorphisme de cette série sont toujours graduels. Le métamorphisme a affecté toute la série en diminuant d'intensité vers le haut. On peut à la rigueur tracer un contour entre les micaschistes et les schistes à séricite (en se basant sur l'apparition des cristaux visibles de biotite) mais il n'est pas possible, macroscopiquement du moins, de séparer nettement les schistes à séricite, les schistes satinés et les ardoises. Une première question qui se pose est la suivante: les lignes d'isométagmorphe sont-elles parallèles à la stratification? Pour répondre à cette question, il faut trouver des niveaux stratigraphiques longeant ou recoupant les lignes d'isométagmorphe dont la seule bien établie correspond à l'apparition des schistes à deux micas. Par bonheur, de tels repères nous sont fournis par les micro-conglomérats de l'Infra-Ordovicien. Si ces micro-conglomérats passent très fréquemment à des grès ou des quartzites, et ceci surtout vers l'Est, on peut néanmoins trouver des zones où ils se suivent sur de longues distances.

Une zone de micro-conglomérats, large de 1 km et très étendue, se ren-

contre au Nord de l'étang Sourd. Elle se poursuit vers le Pic d'Endron, en passant au Sud du chalet du Montcalm, à Mounicou et à la centrale de Pradières. Sur la frontière franco-espagnole, elle se trouve dans les ardoises et les schistes satinés; au Sud du chalet du Montcalm, elle passe dans les schistes à séricite; à hauteur du Pic d'Endron enfin, elle est dans les micaschistes.

Un autre exemple apparaît près d'Orrys Le Pla Subra, à 2,5 km au Sud du village de l'Artigue. Là et lorsque l'on passe du versant Ouest du ruisseau à son versant est, on voit un micro-conglomérat, plissé en synclinal, quitter des schistes sans biotite pour pénétrer dans des micaschistes à biotite.

Nous avons donc répondu de manière très nette à la question posée: le métamorphisme est indépendant des niveaux stratigraphiques; il rayonne par contre autour du centre cristallin du massif, les niveaux d'isométamorphisme recoupant les repères stratigraphiques.

Nous avons fait tailler 20 coupes minces dans des échantillons prélevés sur un profil N—S de 2,5 km le long de la vallée d'Arties. Ces lames montrent comment s'accroît le métamorphisme lorsque l'on se rapproche du centre du massif. Au Nord, les ardoises et schistes satinés renferment des lits très quartzifères et des lits sériciteux. Il y a toujours une faible quantité de feldspath et quelquefois un peu de chlorite. Le zircon et la tourmaline ne se rencontrent qu'accessoirement. Les cristaux de quartz et de feldspath sont orientés parallèlement à la schistosité. Les lits de séricite sont souvent ondulés. Des grains de quartz grossiers sont souvent broyés.

Plus au Sud, la biotite vient s'associer aux autres minéraux. Très rare à son apparition, elle augmente vite en quantité et en dimensions. On reconnaît la biotite au microscope une centaine de mètres avant qu'on puisse la distinguer macroscopiquement. A 400 ou 500 m au Sud de la limite de la biotite, apparaît l'andalousite, d'abord en petits cristaux puis en porphyroblastes pouvant atteindre plusieurs décimètres (jusqu'à 65 cm). Les gros cristaux de biotite et d'andalousite contiennent toujours de nombreuses inclusions allongées et orientées dans le plan de la schistosité (biotite, quartz et minerais). Les lits sériciteux ondulés buttent contre les porphyroblastes ou les contournent.

2. *Le granite de Bassiès*

A l'Ouest de notre terrain, s'élève le Massif granitique de Bassiès. Ce granite dont le grain est moyen est en général très homogène. Les minéraux constituants sont les suivants:

Plagioclase (oligoclase-andésine) zonaire et légèrement altéré avec zoisite et séricite.

Feldspath-alkalin (partiellement microcline) à texture microperthitique, à extinction onduleuse, contenant comme produit d'altération un peu de kaolin.

Quartz à extinction fortement onduleuse, souvent broyé.

Biotite, quelquefois altérée en pennine, à extinction onduleuse, en cristaux allongés souvent courbés ou cassés.

Comme minéraux accessoires, on rencontre de l'apatite et du zircon.

La roche, légèrement cataclastique, a une structure dense et non orientée. La composition minéralogique de la roche, mesurée avec une platine d'intégration, est la suivante: plagioclase, 38.5 % (volume) — feldspath alkalin, 25.3 % — quartz, 20.1 % — biotite et accessoria, 16.1 %. Cette composition est celle d'une granodiorite. Ce résultat s'accorde bien avec les trois analyses de granite à biotite données dans la littérature:

% pond .				Valeurs de Niggli			
	a	b	c		a	b	c
SiO ₂	72.10	61.90	69.10	si	348	223	300
Al ₂ O ₃	15.8	19.95	14.80	al	45	42	38
Fe ₂ O ₃	2.71	2.25	1.64	fm	21	24	25
FeO	—	3.00	1.74	c	10	15	14
MgO	1.27	1.80	2.18	alk	24	19	23
CaO	1.99	3.85	3.08	k	0.40	0.19	0.5
Na ₂ O	3.10	4.30	2.72	mg	0.46	0.40	0.55
K ₂ O	3.12	1.60	4.08				
Fe ₂ O	—	—	0.41				
H ₂ O	—	—	1.00				
	100.09	98.65	100.75				

- a. Analyse LACROIX. Granite à biotite, porphyrique. Quérigut.
 b. Analyse LONGCHAMBON. Granite à biotite. Au Sud du massif des Trois Seigneurs.
 c. Analyse de ROMEU. Granite à hornblende. Arbizon.

Toutes ces roches ont une composition granodioritique (selon la nomenclature de P. NIGGLI).

Dans la vallée de Viédessos, la bordure du granite contient de nombreux xenolithes arrondis et à grain fin, plus foncés que le granite. On peut surtout distinguer deux variétés d'inclusions. La première, la plus fréquente, a la composition d'une diorite quartzreuse avec, comme seul minéral noir, de la biotite. L'autre, plus rare, ne contient que des feldspaths et de la chlorite avec un peu de muscovite et de quartz (titanite et apatite accessoires).

Au voisinage de sa bordure, le granite renferme localement des hornblendes. La limite du granite et des sédiments est presque toujours très nette. On rencontre cependant quelquefois une zone de transition de 3 à 5 m dans laquelle le granite pénètre intimement dans les schistes.

La surface de contact est très bien visible au Nord du village de l'Artigue, à l'Ouest de la faille de décrochement NO—SE. Cette surface plonge, sur une hauteur de 10 m, de 80° vers le Sud, sa direction étant parallèle à la stratification de l'Ordovicien (ENE—WSW). Lorsque le granite vient au contact des dolomies de l'Ordovicien, on trouve, sur 2 ou 3 m de largeur, une roche à quartz et à clinocllore. Si l'on s'éloigne du granite, on observe des filons de pegmatite, d'aplite, de quartz ou de granite qui pénètrent dans la roche encaissante jusqu'à 100 m du contact. Dans la dolomie, on rencontre des filons de quartz et clinocllore ou de quartz et calcite les derniers avec des cavités à beaux cristaux de quartz.

c. L'auréole de contact du granite de Bassiès

Au Nord du village de l'Artigue et lorsque l'on s'éloigne du contact du granite, on rencontre les roches suivantes :

- 30—100 m de dolomies et calcaires marmorisés.
- ± 200 m de micaschistes à grain très fin.
- ± 500 m de cornéennes alternant avec des schistes tachetés.
- 50 m de calcaire caradocien (Zone calcaire de Ranet).
- 400 m de schistes tachetés.

La largeur de l'auréole est ici d'environ 1200 m.

Les schistes tachetés.

Les taches foncées, ovales ou rondes, de quelques mm de diamètre ou allongées sur 1,5 cm, se trouvent toujours sur les surfaces de clivages. Leur taille varie considérablement. En allant du Sud au Nord, on passe graduellement de schistes ardoisiers tachetés à des cornéennes tachetées. Dans les schistes tachetés, la biotite en petits éléments est le premier minéral qui se forme après la séricite (cf. HARKER 1952). Si l'on va plus loin, on voit augmenter la taille des cristaux de biotite en même temps qu'apparaît de la muscovite. Au microscope, on voit que les taches contiennent de la séricite avec quelques inclusions de biotite. Les micas, situés en dehors des taches, sont disposés selon le contour des taches.

Les cornéennes

Les cornéennes, d'une couleur bleuâtre, deviennent prépondérantes au Nord de la zone calcaire à graphite. Ces roches sont dures et compactes, sans schistosité bien nette. Elles contiennent un peu de calcaire. Les minéraux observés sont les suivants: hornblende, épidote, zoïsite, quartz, séricite, muscovite, biotite et calcite. On remarque souvent une alternance de lits à micas et de lits à silicates de chaux. Il ne fait pas de doute que ces cornéennes sont des marnes métamorphisées (cf. RAGUIN 1946).

Les micaschistes

Plus près du granite, se rencontrent des micaschistes à grain très fin. La biotite est visible à l'œil nu. Ces formations sont souvent noduleuses, les nodules renfermant de la muscovite, de la biotite et quelquefois de la cordiérite et de l'andalousite.

A l'Ouest de notre région d'étude, à l'Est de l'étang de Montestaure, il n'y a pas des cornéennes et l'on passe directement des schistes tachetés aux micaschistes. A l'Ouest de Ranet, il n'y a pas de schistes tachetés. Au Nord de la zone calcaire de Ranet, on rencontre, en allant vers le granite, des cornéennes et des micaschistes. En ces derniers points, l'auréole de métamorphisme est encore très épaisse: à l'Est du village de Goulier on trouve encore des cornéennes à 3 km du granite.

3. Une porphyrite à hornblende et biotite

A environ 300 m au Nord de l'étang Sourd, nous avons observé un dyke d'une roche intrusive basique. La structure est porphyrique: phénocristaux de feldspath dans une pâte de biotite et séricite. Au microscope, on remarque des phénocristaux de plagioclases zonaires, légèrement altérés en séricite, calcite et zoïsite. Dans la pâte, on reconnaît de la biotite, de la hornblende et, accessoirement, de l'apatite et des minerais. Les phénocristaux ne sont pas orientés. Les éléments de la pâte le sont par contre, bien que les éléments de biotite et de hornblende suivent les contours des phénocristaux. Bien que le dyke soit situé à 2,5 km du granite de Bassiès, il n'est pas impossible qu'il représente un lamprophyre de ce granite.

4. *Les intrusions de gabbro-diorite (ophite)*

On peut observer, dans notre région d'études, cinq masses intrusives de gabbro-diorites :

1. Dans les calcschistes du Dévonien, entre Lordat et Vernaux.
2. Dans le Dévonien inférieur, au voisinage du Gothlandien, près du village de Vèbre.
3. Dans le Dévonien inférieur près d'Albiès.
4. Dans le Gothlandien, au Nord du Pic de Canchette, à l'Ouest de Siguer. La roche est alors adossée à une faille du Primaire.
5. A l'Ouest du Pic de Risoul, dans la vallée de Goulhier, entre les calcaires secondaires au Nord et le Gothlandien ou Dévonien inf. au Sud.

Dure et massive et d'une couleur gris-verte, la roche a un grain fin. Elle contient des taches vertes réparties de manière régulière et elle est souvent cassée.

Le microscope permet de distinguer de l'andésine et de la hornblende verte (ouralite). Le plagioclase a été souvent complètement altéré et séricite et épidote. Accessoirement, on observe du zircon et des minerais. La roche est recoupée par des filonnets d'épidote, de calcite et de chlorite et certaines de ses cavités renferment de la pyrite et de l'amiante. Les teneurs en plagioclase et en hornblende sont à peu près égales. La structure est ophitique. Comme partout dans les Pyrénées, les ophites de notre région sont situées au voisinage des grandes failles liées aux accidents Nord-pyrénéens.

5. *Lherzolites*

Notre région comprend trois masses intrusives de lherzolites, toutes situées dans les calcaires secondaires :

1. Près de Bestiac.
2. A quelques centaines de m au Nord du village d'Urs, sur la faille Nord-Pyrénéenne.
3. A la c. 1342, au NNW de Lercoul.

Ce sont des roches vert-foncées dans lesquelles on distingue à l'oeil nu de la serpentine et du pyroxène. On reconnaît au microscope de l'olivine souvent très altérée en serpentine, une augite à extinction droite (probablement de l'enstatite) et du minerai probablement de la picotite. L'olivine est beaucoup plus abondante que l'augite. Dans la masse de Bestiac, elle a été presque entièrement altérée en serpentine s'étant elle-même transformée en amiante qui a été autrefois exploitée. Les limites des lherzolites et des roches encaissantes sont très irrégulières. La roche éruptive envoie même souvent des filons dans les calcaires environnants. On peut rencontrer de temps à autre dans la lherzolite des xénolithes calcaires de quelques cm.

Comme les ophites, les lherzolites sont toujours situées au voisinage de la faille Nord-pyrénéenne, mais elles sont toujours localisées dans les calcaires secondaires.

C. Tectonique

1. *Structure générale*

Les conceptions structurales de notre région ont bien évolué depuis CAREZ (1906) qui n'y voyait qu'une succession normale de Dévonien au Cambrien. En 1912 CAREZ changeait d'avis et dessinait un synclinal contenant du Carbonifère en son centre. C'est sur la première édition de la feuille de Foix (LÉON BERTRAND 1912) que, pour la première fois, plusieurs structures sont reconnues sur le flanc septentrional du Massif Ax-Montcalm. L'édition de 1950 de cette même carte figure une interprétation plus simple.

Dans la vallée de l'Ariège, on reconnaît dans la couverture sédimentaire du Massif Ax-Montcalm deux synclinaux séparés par un anticlinal. Les synclinaux nous montrent du Dévonien tandis que dans l'anticlinal apparaît du Gothlandien et même, en deux endroits, de l'Ordovicien (schistes). La zone gothlandienne méridionale et son substratum ordovicien constituent le flanc septentrional du Massif Ax-Montcalm.

Plus loin vers l'Ouest, dans la vallée de Siguer on trouve un anticlinal gothlandien tranché par la faille Nord-pyrénéenne. Au Sud de cet anticlinal il y a un double synclinal Dévonien.

Les plis sont fortement comprimés, leurs flancs étant presque partout verticaux et leurs charnières n'ayant jamais été trouvées.

Au Sud de la zone bordière, s'étend l'immense dôme du Massif Ax-Montcalm plongeant vers l'Ouest. L'existence d'une terminaison périclinale à l'Ouest est démontrée par la décroissance des pendages vers le Nord (Ordovicien) et, près de la frontière, par des pendages Sud.

La couverture sédimentaire fortement comprimée du Massif Ax-Montcalm est limitée au Nord par la faille Nord-pyrénéenne qui la sépare des calcaires métamorphiques du Secondaire. A l'Ouest, c'est l'intrusion du granite de Bassiès qui met fin aux affleurements sédimentaires du Primaire.

2. *La faille Nord-pyrénéenne*

Depuis Caussou à l'Est jusqu'à Verdun, on peut suivre une grande faille qui sépare le Primaire du Secondaire. Sa prolongation au-delà de Verdun est incertaine car elle se perd alors dans les calcaires métamorphiques.

Depuis Auzat jusqu'au-delà de Siguer, une autre faille, analogue à la première, sépare le Secondaire du Primaire au Sud de la vallée de Viedessos. Ce second accident se perd dans les schistes ordoviciens au Nord du rocher de Miglos.

Les deux failles ne se rejoignent pas mais représentent une structure en échelon. Entre elles, on rencontre une zone où le Secondaire repose en discordance sur le Primaire. Nous proposons de nommer cette zone, Zone de Miglos.

La faille de la vallée de l'Ariège est accompagnée d'une zone fortement mylonitisée. La largeur de cette zone dans le Primaire est de 50 à 100 m et même, localement, de 300 m. Dans le Secondaire, les mylonites ne dépassent pas 25 m de puissance. La faille de Viedessos ne donne pas lieu à des mylonites aussi épaisses: ces dernières, très réduites dans le Secondaire, atteignent au maximum 50 m dans le Primaire. La faille de l'Ariège est pratiquement verticale. Celle de Viedessos plonge vers le S avec un angle d'au moins 75°.

D'après CASTERAS, 1933, la fracturation s'est produite entre l'Urgonien et le Cénomanién. DE SMYTER, 1953, pense par contre qu'il s'agit d'accidents hercyniens qui ont fonctionné de nouveau lors du paroxysme anté-Cénomanién.

3. *La zone de Miglos*

Le long de l'Ariège et depuis Bouan jusqu'en amont de Norgeat, l'anticlinal septentrional se recourbe vers le Sud au point que les niveaux primaires prennent une direction N—S. Au Sud de Norgeat, l'anticlinal est recoupé par la faille d'Auzat. Le contact du Primaire et Secondaire est parallèle à la courbure du pli et ne correspond plus à une faille mais à une discordance. Cette discordance est très nette au Sud de Norgeat, sur le versant oriental de la rivière: là, un petit affleurement de calcaires mésozoïques repose sur le Primaire, les pendages des deux formations étant très différents en direction et en valeurs. Au SE de Norgeat le plan de discordance s'incline vers l'Ouest, tandis qu'au NW de Norgeat ce plan a un pendage vers l'Est. Puisque cette discordance suit dans ses grandes lignes la courbure de l'anticlinal primaire, il est probable que le pli est dû, au moins en partie, à la compression anté-cénomaniénne. On constate toutefois, au Sud du col de Lafayolle, que les pendages des calcaires mésozoïques et du Primaire, bien que parallèles, ont des valeurs différant d'environ 30°. Les couches primaires étaient donc déjà plissées en anticlinal au moment du dépôt de l'Urgonien. Cette ancienne déformation représentait probablement le plongement du Massif des Trois Seigneurs qui s'insère ici entre la zone axiale au Sud et le Massif du St Barthélémy au Nord.

4. *Le synclinal dévonien occidental*

Traversé par la vallée de Sem, le synclinal dévonien occidental est partiellement recoupé très obliquement par la faille d'Auzat. L'horizon calcaire du Pic de Canchette qu'on peut suivre de Gestières jusqu'au Pic de Risoul, est séparé de cette faille ou du Gothlandien de Lercoul par une bande étroite de schistes verts. Les mêmes schistes verts se retrouvent, avec une épaisseur de 10 à 20 m, à la bordure méridionale du calcaire de Canchette qu'ils séparent du Gothlandien au Sud du Pic de Risoul. On peut soupçonner ici une structure synclinale contenant du calcaire dans sa partie centrale. La même zone calcaire se retrouve encore dans la masse calcaire du Pic de Lercoul que l'on peut considérer comme constituant un second synclinal. Les deux synclinaux pincés plongent vers l'Est dans la vallée de Sem: le versant Ouest de ce ruisseau est en effet presque entièrement occupé par le Gothlandien alors que son versant Est ne comporte que du Dévonien. On ne peut pas attribuer à une faille cette différence de constitution des deux versants car on ne discerne aucun rejet à la limite du Gothlandien et de l'Ordovicien ou dans le calcaire de Ranet. Vers l'Est, le calcaire de Lercoul repose sur les mêmes schistes et calcschistes verts. Plus loin encore et jusqu'au col de Camel, on ne rencontre que des calcschistes verts et gris qui remplacent probablement le calcaire.

L'anticlinal séparant les deux synclinaux précédents ne se voit nulle part. Il nous faut cependant signaler, au Sud de Gestières un affleurement de schistes très noirs qui appartiennent peut-être au Gothlandien.

Vers l'Ouest comme vers l'Est, les axes synclinaux s'élèvent, les termi-

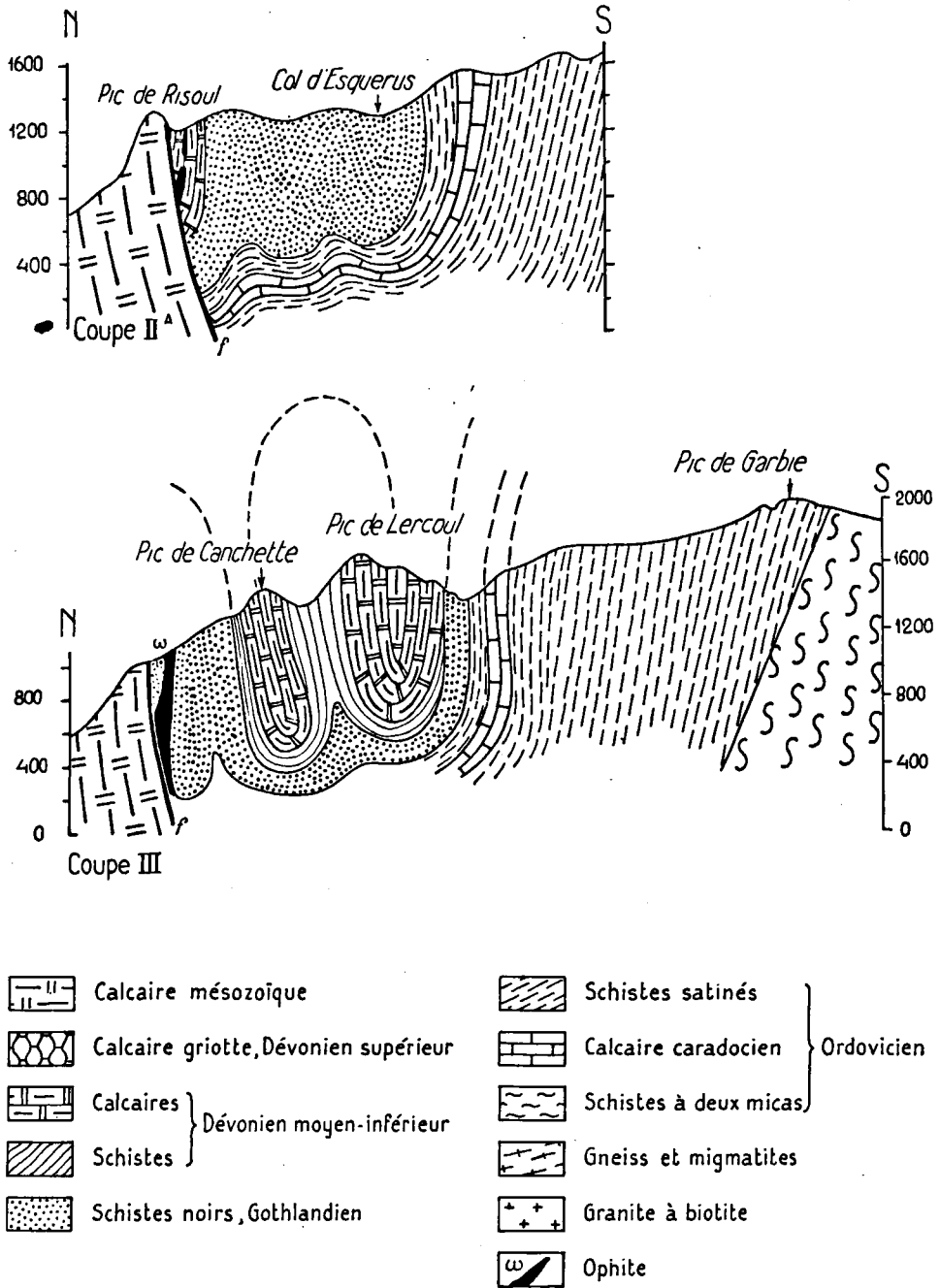


Fig. 2.

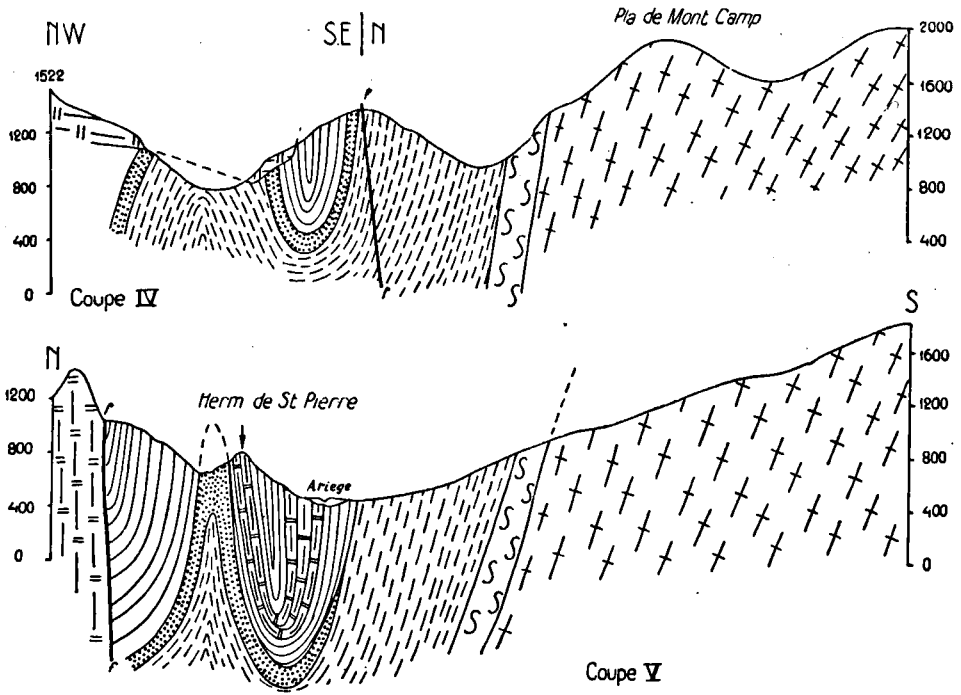


Fig. 3. (Légende voir fig. 2.)

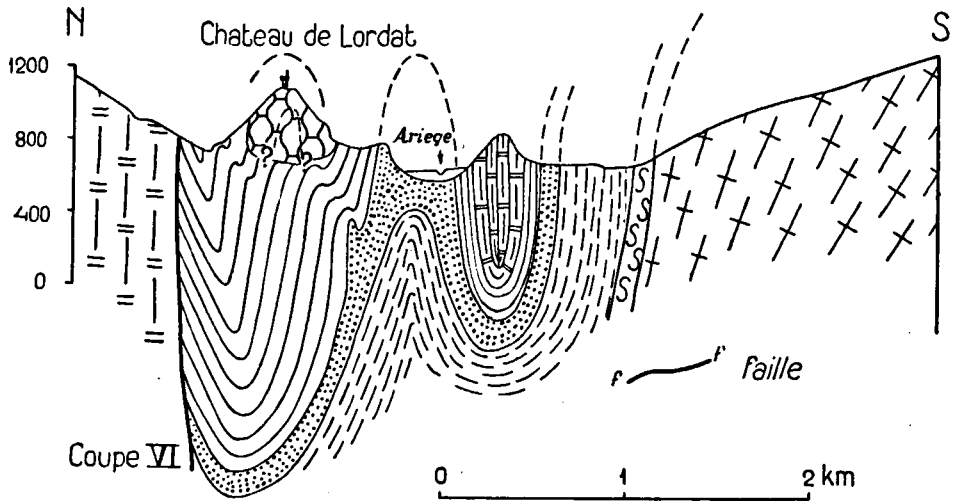


Fig. 4. (Légende voir fig. 2.)

naisons périsynclinales étant dessinées par le Gothlandien. Au Sud de Gestières, le plongement axial doit être d'au moins 18°. On n'observe nulle part de charnière, ni dans les schistes, ni dans les calcaires.

5. *Le synclinal dévonien oriental*

La longue zone de Dévonien comprise entre deux bandes gothlandiennes, de la vallée de l'Ariège a aussi une structure double: il y a en effet deux zones calcaires très reconnaissables depuis Albiès. Il serait possible que l'on est là encore en présence de deux synclinaux contenant chacun du calcaire dans leur partie centrale et séparés l'un de l'autre par un anticlinal. A l'Est d'Albiès, le calcaire septentrional disparaît, la zone dévonienne se rétrécit et s'élargit de nouveau vers l'Est, au SE d'Unac.

Le Dévonien de Verdun-Vernaux appartient à un autre synclinal qui est recoupé par la faille Nord-pyrénéenne. Comme il n'y a pas de zone calcaire continue dans ce Dévonien, on ne peut pas préciser le détail de cette dernière structure.

6. *La structure de l'Ordovicien et de l'Infra-Ordovicien*

Entre Auzat et la frontière franco-andorrienne, on ne rencontre que des formations appartenant à l'Ordovicien ou à l'Infra-Ordovicien. Près d'Auzat, la stratification est quasi verticale. En allant vers le Sud, les pendages Nord décroissent graduellement et, au Sud du Pla de Soulcen, les couches plongent faiblement vers le Sud. En arrivant aux abords de la frontière, on constate que l'inclinaison des bancs augmente de nouveau.

On distingue très nettement une voûte anticlinale sur le versant occidental du Pic d'Endron, depuis la vallée d'Artières.

Légèrement au Sud du sommet apparaît un banc de quartzite épais qui, d'abord horizontal, va s'incliner lentement vers le Sud. La même voûte anticlinale se retrouve sur le versant occidental de la vallée de l'étang d'Izourt. Elle se voit moins bien par contre dans la vallée de Vicdessos où elle est oblitérée par de nombreux plis secondaires. Un tel plissement dont l'amplitude est de 50 à 200 m est d'ailleurs assez fréquent dans cette voûte anticlinale; il se voit bien dans le micro-conglomérat du Pla Subra et sur la crête située au Nord du Pic des Cadelats. Bien entendu et en opposition avec les plis pincés du Dévonien et du Gothlandien, la voûte anticlinale du Massif Ax-Montcalm a un grand rayon de courbure. Une disharmonie due à la plasticité des schistes gothlandiens peut exister entre la structure du soubassement ordovicien et celle du Primaire supérieur. FONTBOTÉ, 1949, a aussi constaté ce fait dans la vallée du Ter.

Au Sud de Goulier, le flanc septentrional du Massif Ax-Montcalm est affecté d'un repli: le calcaire de Ranet réapparaît très localement avec des pendages qui soulignent une structure anticlinale. La région est trop boisée pour que l'on puisse suivre ce repli dans les cornéennes (coupe II).

7. *La structure et l'emplacement du Dévonien supérieur de Lordat*

Le Dévonien supérieur de la klippe de Lordat n'a pas des contours parallèles à la direction régionale des couches. Le Dévonien inférieur sous-jacent est par contre en harmonie avec cette direction générale et il en est de même de la stratification du Dévonien supérieur lui-même.

La klippe a une structure anticlinale avec des flancs verticaux parallèles à ces contours. La charnière anticlinale est très nette depuis Urs et Vèbre.

La klippe ne flotte pas sur le Dévonien inférieur mais s'y enfonce légèrement.

Ces divers faits sont difficiles à interpréter et nous incitent à admettre une évolution structurale un peu complexe. On peut supposer que la klippe est un fragment de la couverture dévonienne du Massif du St Barthélémy qui a glissé vers le bas pendant le paroxysme hereynien pour être ensuite affecté par le plissement anté-cénomaniens : la direction de ses contours est en effet parallèle à une forte courbure locale de la faille Nord-pyrénéenne.

On pourra également s'expliquer la nature exotique de la klippe par la phase tectonique intra-dévonienne que. DE SITTER, 1951, croit pouvoir discerner. On considèrera alors que le Dévonien supérieur est en discordance sédimentaire avec le Dévonien inférieur. La mise en place de la klippe s'explique de manière analogue dans les deux hypothèses, mais la seconde permet difficilement d'interpréter sa structure anticlinale.

Il est intéressant de regarder la petite lentille de gneiss située à l'Est de Lordat. Il s'agit d'une écaille coincée dans la zone faillée dont des brèches entourent la lentille. Comme la klippe et la lentille de gneiss doivent leur position à une tectonique antérieure à la phase anté-cénomaniens de la faille Nord-pyrénéenne, il nous faut invoquer un mouvement hereynien de la faille déjà par L. U. DE SITTER, 1953 : cette phase hereynienne qui a causé le broyage du Dévonien inférieur aurait permis la mise en place de la lentille de gneiss. Le glissement de la klippe, venant probablement du Nord, se serait ensuite produit après le soulèvement du Massif du St Barthélémy le long de la faille.

8. *La schistosité*

En général, toutes les roches primaires sont affectées par une certaine schistosité plus avancée dans les schistes que dans les calcaires. Dans les schistes, cette schistosité a souvent effacé la stratification. Dans d'autres terrains, on retrouve souvent la stratification originelle. C'est le cas notamment pour les ardoises du sommet de l'Ordovicien et pour les schistes gothlandiens entre Luzenac et Siguer et au Nord du Col de Larnat. En général, la schistosité n'est pas parallèle à la stratification et elle lui est même quelquefois perpendiculaire. La schistosité semble être à peu près parallèle aux axes des plis.

Dans les micaschistes de l'Infra-Ordovicien, la stratification et la schistosité semblent coïncider, mais il est encore trop tôt pour que nous puissions l'affirmer.

REFERENCES

1. BERTRAND, L., 1907. „Contrigition à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées centrales et orientales". Bull. Carte Géol. Fr. No. 118, t. XVII.
2. CARALP, J., 1888. „Etudes géologiques sur les hauts massifs des Pyrénées centrales (Ariège, Haut Garonne, Vallée d'Aran)". Thèse.
3. CAREZ, L., 1906. „La Géologie des Pyrénées françaises" (tome IV).
4. CAREZ, L., 1912. „Résumé de la Géologie des Pyrénées Françaises". Mém. de la Soc. Géol. de Fr. 4me Série, t. II, Mém. no. 7.
5. CASTERAS, L., 1933. „Recherches sur la structure du versant Nord des Pyrénées centrales et orientales". B. Crt. G. F. No. 189, t. XXXVII, 1933.
6. DESTOMBES, J. P., 1950. „L'Ordovicien de la Haute Ariège". C.R. somm. S. G. F. No. 5, p. 75.
7. DESTOMBES, J. P., 1951. „Les calcaires du Paléozoïque inférieur des Pyrénées centrales". C. R. somm. S. G. F. No. 3, p. 40.
8. DESTOMBES, J. P. et RAGUIN, E., 1953. „Observations préliminaires sur le massif de gneiss Ax-Montcalm (Ariège)". C. R. Somm. S. G. F. no. 5, p. 73.
9. FONTBOTÉ, J. M., 1949. „Nuevos datos geologicos sobre la cuenca alta del Ter". Anales del Instituto de estudios Gerundenses.
10. FOURMAREE, P., 1951. „Schistosité, foliation et microplissement". Arch. des Sciences, édité. par la Soc. de Phys. et d'hist. nat. de Genève, volume 4, fasc. I, p. 1.
11. FOURMAREE, P., 1951. „Remarques au sujet de la distribution de la schistosité dans les Pyrénées". B. S. G. F. 6e Série, t. I, fasc. 7, p. 543.
12. GARRIGOU, F., 1865. „Aperçu géologique sur le bassin de l'Ariège". B. S. G. F., 2me série, t. XXII, p. 476—513.
13. GARRIGOU, F., 1868. „Étude du terrain stratifié dit Laurentien ou Anté-silurien dans l'Ariège et dans les autres parties des Pyrénées". B. S. G. F. 2me Série, t. XXV, p. 97—119.
14. HUPÉ, P., 1947. „Sur l'âge des migmatites dans les Pyrénées". C. R. somm. S. G. F. no. 5, p. 85.
15. HUPÉ, P., 1951. „A propos l'âge des migmatites des Pyrénées". C. R. somm. S. G. F. no. 3, p. 38.
16. JACOB, CH., 1930. „Zone axiale versant sud et versant nord des Pyrénées". Centenaire de la S. G. F., t. II, p. 389—410.
17. JUNG, J. et ROQUES, M., 1952. „Introduction à l'étude zonéographique des formations crystallophyliennes". B. Crt. G. F. no. 235, t. L.
18. LACROIX, A., 1898. „Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact (1er Mém.)". B. Crt. G. F. no. 64, T. X.
19. LACROIX, A., 1900. „Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact (2me Mém.)". B. Crt. G. F. no. 71, t. XI.
20. LEYMERIE, A., 1863. „Esquisse géognostique de la vallée de l'Ariège". B. S. G. F. t. XX, 2me Série, p. 245.
21. LONGCHAMON, M., 1911. „Contribution à l'étude du métamorphisme des terrains secondaires dans les Pyrénées orientales et ariégeoises". B. Crt. G. F. no. 131, t. XXI.
22. MAGNAN, H., 1871. „Matériaux pour une étude stratigraphique des Pyrénées et des Corbières". Mém. S. G. F. 2me série, t. X. Mém. no. 1.
23. MUSSY, M., 1868. „Description de la constitution géologique et des ressources minérales du canton de Vicdessos et spécialement de la mine de Rancié".
24. MUSSY, M., 1870. „Carte géologique et minéralurgique du dép. de l'Ariège. Texte explicatif." Foix.
25. POUËCH, 1882. „Note sur le massif calcaire de Tarascon-Ussat". B. S. G. F. 3me série, t. X, p. 588.
26. RAGUIN, E., 1938. „Contribution à l'étude des gneiss des Pyrénées". B. S. G. F. 5me série, t. VIII, p. 11, 36.
27. RAGUIN, E., 1946. „Géologie du granite". Masson - Cie, Paris.
28. RAGUIN, E., 1951. „A propos des terrains primaires et des granites ariégeois". C. R. somm. S. G. F. no. 3, p. 36.

29. ROGGEVEEN, P. M., 1929. „Geologisch-petrografische onderzoeken in het graniet-massief van Lès-Aristot in de Oostelijke Spaanse Pyreneën”. Diss. Utrecht, 1929.
30. ROMEU, A. DE, 1907. „Les roches filoniens paléozoïques non-granitiques des Pyrénées”. B. S. F. Mineral, t. XXX.
31. ROUSSEL, J. 1894. „Etude stratigraphique des Pyrénées”. B. Crt. G. F. no. 35, t. V.
32. ROUSSEL, J., 1904. „Tableau stratigraphique des Pyrénées”. B. Crt. G. F. no. 97, t. XV.
33. SETTER, L. U. DE en ZWART, H. J., 1950. „Le calcaire de Bentailou dans les Pyrénées ariégoises”. C. R. somm. S. G. F. no. 13, p. 229.
34. SETTER, L. U. DE, 1951. „Les granites des Pyrénées centrales et ariégoises”. C. R. somm. S. G. F. no. 2, p. 18.
35. SETTER, L. U. DE, 1951. „Une phase tectogénique intradévonienne dans les Pyrénées centrales”. C. R. somm. S. G. F. no. 15, p. 378.