

NOTE PROVISOIRE SUR LA GÉOLOGIE PRIMAIRE DES PYRÉNÉES ARIÉGEOISES ET GARONNAISES

PAR

L. U. DE SITTER

Introduction

Depuis 1948 des groupes d'étudiants en géologie de l'Université de Leiden sous ma direction, plus tard assisté par M. ZWART, se sont occupés de la géologie du Primaire des Pyrénées centrales. Le levé s'est déplacé graduellement du Nord vers le Sud et de l'Est vers l'Ouest, de sorte qu'en 1953 nous avons dépassé la frontière franco-espagnole et entrepris la cartographie du Val d'Aran et de la Haute Pallaresa. Evidemment nous nous sommes basés largement sur les travaux de nos prédécesseurs, français surtout, et sur les feuilles au 80.000ième de la carte géologique, dont surtout les nouvelles éditions des feuilles de Foix et de Bagnères de Luchon ont été un précieux appui. Tous les noms des grands géologues pyrénéens, DE LEYMERIE, CARALP, MUSSY, DALLONI, LÉON BERTRAND, RAGUIN, CASTERAS, sont associés à ces cartes et je crois qu'il est superflu de rappeler à chaque instant leur rôle individuel dans ce court exposé.

Le manque presque total de fossiles oblige chaque géologue de terrain de notre région à opérer par comparaisons de facies lointains et considérations générales et l'oblige à cartographier la totalité d'une grande région afin d'aboutir à une conception générale. Chaque lacune du levé de terrain se venge irrévocablement par des raccordements faux, il faut tout suivre sur le terrain, autrement on tombe dans des erreurs graves puisque les facies ne sont pas très constants.

Heureusement il y a deux facies qui se sont montrés stables dans notre région et bien au delà du reste, ce sont les schistes noirs (quelquefois à graptolites) du Gothlandien, séparant l'Ordovicien du Dévonien et les lydiennes à la base du Carbonifère, accompagnées des griottes du Dévonien supérieur. Quand le facies de schistes noirs, que je n'ose plus appeler „carburés” pour des raisons que l'on verra plus loin, manque, ce qui arrive par exemple dans la région frontière entre les Pies de l'Homme et de Barlonguère, il n'y a plus moyen de fixer la limite entre l'Ordovicien et le Dévonien conformément aux principes employés ailleurs. On est obligé d'insérer entre les deux formations une zone gothlando-dévonienne arbitraire.

D'autre part il s'est avéré que les lydiennes sont plus fidèles quoiqu'elles fassent souvent défaut sur de courtes distances. La règle n'est pas sans exception, comme dans la région Ouest de la Pique et Est de la Garonne et le long du Massif de la Maladetta, mais heureusement le facies du Carbonifère se distingue alors très clairement de celui du Dévonien sousjacent. En outre le Dévonien supérieur de la zone Nord-Pyrénéenne est bien caractérisé

par des griottes typiques. Ce facies manque très rarement sauf dans la zone axiale où il est totalement absent.

En dehors de ces difficultés d'ordre purement stratigraphique, on est souvent gêné par l'impossibilité de construire des coupes exactes dont on puisse déduire la puissance des différentes formations, parce que le mode de plissement rend cette construction très hasardeuse. Surtout dans la zone axiale, mais également dans beaucoup de massifs Nord-Pyrénéens on trouve un plissement isoclinal dont les charnières sont complètement masquées par le clivage ou la schistosité. En ce qui concerne par exemple le Dévonien nous avons souvent hésité entre une puissance totale de quelques kilomètres et de quelques centaines de mètres. Des levés à grande échelle sont souvent nécessaires pour déterminer le redoublement exact que les formations ont subis, et encore on n'arrive qu'à des évaluations. Il va sans dire que si le plissement a déformé une zone de facies indistinct, comme celle de la frontière dont il a été question plus haut, le résultat devient encore plus douteux et on ne pourrait arriver à une conclusion quelque peu déterminée sans la connaissance des régions limitrophes.

Il ne faut pas séparer le court exposé préliminaire de nos résultats généraux qui va suivre, de toutes les restrictions sur leur exactitude que nous venons d'exposer. Comme il reste encore de grandes lacunes dans la cartographie de toute la région et que certains levés sont encore dans un état provisoire, non contrôlé, la note suivante ne peut être que très préliminaire. Toutefois il nous semblait utile d'ajouter aux premières descriptions définitives, qui sont publiées dans ce volume, une note de caractère plus général.

Stratigraphie

Les paragneiss précambriens

Comme terme le plus ancien des roches primaires des Pyrénées M. ZWART dans sa thèse distingue des paragneiss catazonaux sous-jacents à l'Infra-Ordovicien migmatisé du Massif du Saint-Barthélemy. Ce sont des gneiss à quartz, plagioclase acide, feldspath alcalin, biotite et grenat, souvent à texture linéaire, donc fortement tectonisés, comportant des intercalations de parties rubanées et ocellées, des cipolins et des amphibolites. Parmi les amphibolites on peut distinguer deux groupes, l'une des ortho-amphibolites, d'origine intrusive, contenant plagioclase, hornblende et biotite, l'autre des para-amphibolites, d'origine sédimentaire contenant plagioclase, hornblende, scapolite et diopside, faisant transition vers les cipolins. Ce gneiss se distingue assez facilement sur le terrain des migmatites qui en font le toit. Mineralogiquement il se distingue surtout par son caractère franchement catazonal, en contraste avec le caractère meso-catazonal des migmatites. Il faut bien que l'Infra-Ordovicien des Pyrénées possède un substratum métamorphique de vieille date puisque l'on sait depuis longtemps que les poudingues de la base du Carbonifère de la région d'Escouloubre (Aude) et de Bellver (Espagne) contiennent des galets de roches cristallines tandis que le métamorphisme de l'Ordovicien est plus tardif, postérieur au Viséen selon nous. Il n'est pas surprenant qu'on ait enfin trouvé ces roches anciennes affleurant sous l'Infra-Ordovicien. RAGUIN (1938) a prédit leur découverte très justement du reste, quoique pensant qu'elles seraient peut-être méconnaissables à cause de la migmatisation plus tardive. Dans une note de 1938, RAGUIN fait allusion déjà au gneiss catazonal dans le Massif de Castillon. L'âge de ce paragneiss reste incertain, mais on

peut le regarder comme précambrien puisque le Cambrien a été reconnu sous un état beaucoup moins métamorphique par CAVET 1951. D'après nos levés provisoires dans les Massifs de l'Arize et des Trois Seigneurs et la zone axiale, ses affleurement se restreignent au Massif de St. Barthélemy jusqu'à Bompas sur l'Ariège.

L'Infra-Paléozoïque et l'Ordovicien

Une série souvent très puissante de roches sousjacentes au Gothlandien bien reconnaissable a été rassemblée sous le nom d'Infra-Paléozoïque. CAVET (1951) y a trouvé des traces d'*Archeocyathus* dans des calcaires appartenant à la base, et le sommet contient des fossiles caradociens et du Llandeilo (DALLONI, 1910, 1930). Nous n'avons jamais pu trouver d'autres fossiles que des tiges de crinoïdes dans le calcaire caradocien. A beaucoup d'endroits cet Ordovicien se montre fortement métamorphisé, c'est-à-dire sous forme de migmatites et micaschistes, tandis qu'à d'autres endroits l'Ordovicien est encore à l'état non ou très peu métamorphique.

Dans la série non métamorphique peut se reconnaître une série de base, très puissante, de grès et microconglomérats alternants avec des schistes avec une transition lente vers une série supérieure mieux différenciée en ardoises, schistes satinés, calcaire et grès. Toutefois c'est dans la série supérieure que l'on rencontre des poudingues grossiers et localement elle peut avoir un caractère aussi psammitique que les roches de base. Les microconglomérats sont très quartzifères et il y a toutes les transitions vers des quartzites. Il y a peut-être une raison de croire que le grain de la série inférieure devient plus petit en allant vers l'Ouest et qu'il est le plus grossier à l'Est du Haut Pallaresa, puisque les microconglomérats sont plus fréquents au Nord et au Sud du Massif de Montcalm qu'autre part. Vers le haut de la série entière on rencontre une zone de calcaires, très irrégulière il est vrai, mais bien développée sur de grandes distances, probablement appartenant au Caradocien. Quelquefois on ne trouve qu'un seul calcaire puissant avec une zone de calcaire gréseux à la base; quelquefois il y a plusieurs calcaires ou dolomies, quelquefois on ne rencontre que des lentilles, quelquefois comme dans l'Arize le calcaire fait tout à fait défaut. Dans la couverture primaire septentrionale du Massif d'Ax-Montcalm les dernières traces des calcaires se trouvent près de Rancié, plus à l'Est le calcaire est absent mais dans le Massif du St. Barthélemy ils se trouvent bien développés sous forme de dolomie et transformés partiellement en talc jusqu'à sa limite orientale près de la carrière de Trimouns. Vers l'Ouest on peut les suivre sans interruption dans la zone axiale jusqu'au delà de la mine de plomb-zinc de Bentaillou, mais dans les affluents de la Garonne ils ont disparu. On en trouve encore quelques traces dans le Val d'Aran près de Bosost, mais toute la crête frontière entre la Garonne et la Pique en est dépourvue. Puisqu'ils manquent également dans le Massif d'Arize leur répartition est assez bien fixée comme appartenant à une région centrale. Vers le Sud l'extension des calcaires est encore plus ou moins indéterminée.

Dans la région axiale de Bentaillou des poudingues grossiers accompagnent les calcaires, tantôt au toit, tantôt au mur. L'extension de ces poudingues se borne à la zone frontière autour de Bentaillou, les derniers lambeaux vers le sud se trouvent sur le Port de Bonaïgua. Toutefois DALLONI (1930) le signale de nouveau dans la vallée du Sègre. La puissance de toute la série reste inconnue puisque l'on ne connaît sa base que dans le Massif du St. Barthélemy.

Là on trouve un amincissement considérable vers le coin SE du Massif qui ne peut être que réel quoique la tectonique de forte compression l'a peut-être exagéré. En outre le fort plissement et l'allure isoclinale très générale des plis ne nous permet pas de mesurer sa puissance avec quelque exactitude. Toutefois dans une série si tranquille à pendage modéré, comme celle qui s'étend le long de la Garonne depuis St. Béat jusqu'à Bosost, où on ne peut soupçonner qu'une seule faille importante, la puissance doit bien monter à plusieurs kilomètres. D'autre part on peut se tromper facilement sur l'allure des couches.

En descendant par exemple le Noguera de Pallaresa depuis Alos d'Isil on reste dans la même série isoclinale avec un pendage Nord de 50—70° jusqu'à l'embouchure du ruisseau de St. Mauricio sur une distance de 13 km sans jamais trouver de charnières. Néanmoins en haut sur le versant Ouest du Noguera au dessus de Isil on peut voir le Caradocien calcaire en position quasi horizontale et à l'embouchure du St. Mauricio on rencontre de nouveau les schistes noirs du Gothlandien. Nous ignorons encore complètement combien de redoublements on doit dessiner sur ce trajet. Le sommet de l'Ordovicien, ou plutôt la limite avec les schistes noirs du Gothlandien se trouve en général une centaine de mètres au-dessus du calcaire caradocien, mais quelquefois, comme près de Bosost sur la rive droite de la Garonne les schistes noirs succèdent immédiatement au calcaire.

Ailleurs, comme à Bentaillou il y a 400 m de schistes et poudingues entre le calcaire et le Gothlandien. Quand le calcaire caradocien manque on n'a aucun moyen de déterminer la situation relative du sommet, de sorte que l'on ignore forcément si les schistes noirs sont concordant ou discordant sur l'Ordovicien. Quand les graptolites sont nombreux il semble bien que même le Tarannon est représenté dans le Gothlandien, de sorte qu'en général on peut supposer qu'il y a concordance. Parfois la limite est assez nette, ailleurs comme dans le Massif d'Arize, il y a transition de schistes ardoisiers aux schistes noirs.

On peut parler d'un métamorphisme général dans l'Intra-Ordovicien puisqu'on constate une transition très lente du haut vers le bas d'ardoises à des schistes satinés. Mais lorsqu'on trouve de la biotite remplaçant la chlorite ou la séricite, on est en présence d'un autre métamorphisme du à une migmatisation locale. Nous nous occuperons de ce problème plus loin.

Le Gothlandien

Le Gothlandien se présente dans les Pyrénées sous forme de schistes noirs. On les dit souvent graphiteux ou carburés mais je voudrais éviter ces termes, plus expressifs pourtant, parce qu'une analyse chimique faite dans notre laboratoire par Mme DE SITTER—KOOMANS nous a appris qu'un échantillon particulièrement noir et tâchant fortement les mains ne contient que 0.3 % de graphite, analyse confirmée d'ailleurs par une analyse röntgenographique. Les analyses, chimique et röntgenographique, sont intéressantes aussi par la teneur extrêmement élevée de 33 % de Al_2O_3 et le manque complet de quartz libre. Evidemment il y a ici un problème à étudier.

Les schistes noirs sont partout très ferrugineux, les affleurements sont partout pleins de sources dont l'eau peint en rouge les lits des ruisseaux. L'analyse en question donne 8 % de Fe_2O_3 et de FeO.

Souvent on trouve des graptolites, mais le seul endroit où on a pu col-

lectionner une série un peu complète se trouve dans le Haut Lez avec ses affluents entre Bordes et Sentein. Les fossiles indiquent que le Gothlandien complet, au moins depuis le Tarannon jusqu'au Ludlow, est compris dans le facies de schistes noirs. Il est impossible toutefois de cartographier les sous étages du Gothlandien. Par places on trouve un calcaire noir avec des orthocères et *Cardiola interrupta* près du sommet du Gothlandien, et près d'Argut-dessus et vers l'Est on y trouve un calcaire blanc. Dans le Massif d'Arize quelques quartzites se trouvent intercalés dans les schistes.

La puissance du Gothlandien est difficile à évaluer parce que cette formation a agi comme lit lubrifiant entre les plis de l'Ordovicien et ceux du Dévonien et par conséquent est partout très tectonisée. Je ne crois pas qu'elle dépasse 200 m et vers l'Est et le Nord elle est certainement moindre.

Le Dévonien

Dans le Dévonien il faut distinguer deux facies, le facies Nord-Pyrénéen différencié et le facies axial non-différencié. Dans le facies Nord-Pyrénéen on peut distinguer trois unités, un Dévonien inférieur, moyen et supérieur. Ils sont bien représentés dans les Massifs de l'Arize (KEIZER, 1954) et du St. Barthélemy (ZWART, 1954), auxquels je me permets de renvoyer le lecteur pour des descriptions détaillées. Le Dévonien inférieur se présente en facies de calc-schistes, le Dévonien moyen en facies de calcaire massif, souvent spathique ou dolomitisé, le Dévonien supérieur en calcaire griotte et calcschistes bariolés. Le Dévonien inférieur fait souvent défaut dans le Massif de l'Arize mais il ne me semble pas qu'il y a une discordance puisque le Gothlandien est toujours présent, peut-être une période de non dépôt. Le Dévonien supérieur est le facies le plus typique du Dévonien Nord-Pyrénéen, par ses couleurs vives et la texture amygdalaire de ses calcaires. Parfois les calcaires sont dolomitisés et perdent alors leur couleur caractéristique. Vers l'Ouest et dans le Massif de l'Arize les griottes sont encore surmontés par les dolomies blanches ou des calcaires silicifiés blancs. Ici et là, on trouve des poudingues de galets exclusivement calcaire parmi les griottes. Les griottes contiennent une faune de goniatites du Dévonien supérieur.

Dans la zone axiale cette différenciation en facies successifs manque complètement. Tout le Dévonien se présente sous un facies de calcschistes et calcaires blancs, bleus et gris alternant en bancs épais et lits minces. Tantôt les calcaires prédominent à la base comme dans le Val d'Aran, tantôt les schistes comme dans le Haut-Lez et Haut Salat, mais nulle part on ne peut tracer une subdivision sur une distance considérable. Ce facies de calcschistes change un peu dans le Val d'Aran ou on peut distinguer vers le milieu des calcschistes alternant avec des grès assez purs et au sommet des schistes alternant avec des grès gradés. Ce facies franchement gréseux paraît être restreint au Val d'Aran entre Las Bordas et Viella.

La puissance du Dévonien est évaluée dans le Massif de l'Arize à 600 m, dans le Massif du St. Barthélemy à 800 m et dans la zone axiale elle est indéterminée encore à cause du plissement isoclinal, mais elle ne dépassera pas ici 1000 m, je crois. La limite des deux facies se trouve sur la bordure de la zone axiale, c'est-à-dire que les griottes du facies Nord-Pyrénéen débordent ça et là sur la zone axiale, comme dans le Haut-Salat. Nous reprendrons la question de cette disparition du facies des griottes un peu plus loin.

Le Carbonifère

Le Dévonien supérieur est normalement surmonté par un horizon de lydiennes qui peut exceptionnellement atteindre une épaisseur d'un centaine de mètres et d'autre part souvent fait défaut sur des distances de quelques kilomètres. Dans la Montagne Noire le même horizon est bien daté comme Tournaisien supérieur ou Viséen inférieur, de sorte que l'on doit accepter une lacune tournaisienne. D'autre part on trouve dans le Massif de l'Arize localement un calcaire une dizaine de mètres au-dessus des lydiennes qui a un faciès ressemblant beaucoup aux griottes. La même situation se présente dans la Montagne Noire, de sorte que l'on est en présence d'une sorte de transition de faciès entre le Dévonien sup. et le Carbonifère inférieur. Dans la région d'Escouloubre et de Merial sur l'Aude le Carbonifère comporte des poudingues puissants surtout vers la base; les poudingues contiennent presque toujours des fragments de lydiennes et quelques galets de roches cristallines dont il a été question plus haut.

Les lydiennes ou les poudingues sont suivis d'une série monotone de schistes foncés, de grès mal différenciés. La série est tantôt plus gréseuse comme dans l'Est du massif de l'Arize tantôt plus schisteuse comme dans l'Ouest de ce Massif. Près de St. Girons (Mondette) on y a trouvé une faune du Dinantien, et à Larbont et à Saint Antoine une faune analogue. Vers l'Ouest, dans les environs de St. Béat les schistes carbonifères contiennent près de leur base un puissant lit d'un grès arkosique avec de petits galets bien arrondis épars dans la roche.

Ce faciès marin du Carbonifère est répété sur le versant Sud des Pyrénées, mais au centre, adossé au massif granitique de la Maladetta on trouve un faciès continental de grès noirs micacés alternant avec des schistes noirs souvent criblés de fragments végétaux. Nous avons pu y reconnaître des *Lepidodendron* et peut-être *Mesocalamites*, et ZEILLER (1886) en décrit une flore à *Sigillaria*, *Calamites*, *Halonnia*, *Lepidodendron*. Evidemment le faciès marin, marginal de la chaîne n'a jamais été déposé sur la région centrale des Pyrénées et on n'y trouve qu'un seul bassin continental de cet âge de dimension très restreints. Le soulèvement de la zone axiale annoncé par les poudingues de l'Aude et les arkoses de la Garonne est bien confirmé par ce bassin continental. Les lydiennes y manquent et le calcaire sousjacent ne ressemble d'aucune manière aux griottes du Dévonien supérieur que l'on retrouve du reste avec une grande puissance plus loin sur le versant méridional.

Histoire structurale du Primaire des Pyrénées centrales

Le faciès de l'Infra-Paléozoïque est typiquement un faciès néritique à relief grossier. Probablement il s'est formé plusieurs bassins, s'affaissant assez vite et avec un relief cotier bien accidenté d'où les rivières apportaient de grandes quantités de débris assez grossiers.

Vers la fin de l'Ordovicien, il émergeaient des paliers entre les bassins et des conditions épicontinentales favorables au développement de calcaires se sont installées pour quelques temps. En même temps l'émersion produisait des poudingues locaux. Tout cette histoire apparait comme une épisode mouvementé, surtout vers sa fin et on peut attribuer cette agitation à la période orogénique calédonienne. Dans son ensemble le faciès de cette période se distingue bien des régions limitrophes. Dans la Montagne Noire le Cambrien est bien différencié et caractérisé par une faune classique et l'Ordovicien s'y

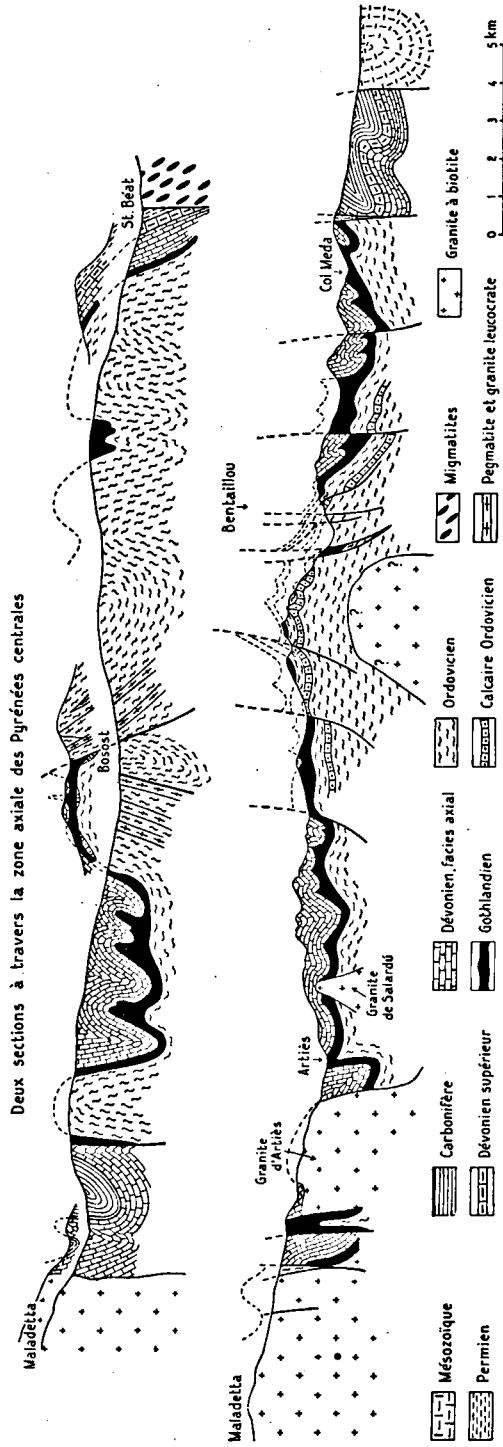


Fig. 1

présente comme une série de schistes plus uniformes que dans les Pyrénées.

A la fin de l'Ordovicien les circonstances changent beaucoup, le Gothlandien couvre de très grandes étendues avec son facies marin d'eau très tranquille, épicontinentale, les côtes étant très éloignées.

Dans le Dévonien le bassin sédimentaire des Pyrénées s'individualise. On peut reconnaître des zones bordières épicontinentales septentrionale et méridionale avec au centre un bassin allongé d'eau plus profonde et conséquemment un facies moins différencié. Vers la fin du Dévonien le bassin central profond devient encore plus accentué et plus étroit avec un court épisode de facies géosynclinal à grès gradé. Donc il y avait forcément émergence de la région bordière du bassin central, les poudingues intercalés dans les griottes du Dévonien supérieur le prouvent aussi. Il est difficile de décider, si le Dévonien supérieur est représenté dans la zone axiale, ou bien si il manque. Les circonstances sur la bordure de la zone axiale, où les griottes sont sans doute superposés aux calcschistes de la zone axiale font croire que l'affaissement du bassin central s'est produit avant le Dévonien supérieur et que l'on peut attribuer l'absence des griottes et du Carbonifère marin à une émergence de la zone axiale au Dévonien supérieur.

Dans une note précédente (DE SITTER, 1951) nous avons déjà avancé cette notion d'une phase d'émergence dans le Dévonien supérieur. Dans cette note les arguments étaient surtout tirés de la région au sud du Haut-Lez où nous croyions le calcaire bréchoïde dite de Balacet, recouvert en discordance par une poudingue incontestablement permien, représenter le Dévonien supérieur. Son âge avait déjà établi comme cénomaniens (RAGUIN & CASTERAS 1943, CASTERAS 1951), mais la présence d'un lambeau permien nous paraissait plus convaincante que des fossiles que nous n'avons pas pu retrouver sauf en fragments méconnaissables. Toutefois un levé très détaillé des environs de Balacet et de toute la bande mésozoïque de la crête nous a convaincu de la justesse de l'opinion de nos confrères français. La structure de ce coin est très compliquée du reste et nous pensons revenir sur cette question dans une note ultérieure. Une cartographie détaillée de la bordure de la zone axiale qui n'est pas finie encore, nous fait douter que l'on puisse constater une discordance nette des griottes sur le Dévonien de la zone axiale. De sorte que je ne crois plus que l'on puisse parler d'une phase orogénique intradévonienne, mais que l'on doit attribuer les poudingues des griottes, et l'absence des griottes et du Carbonifère marin sur la zone axiale à une émergence de cette zone au commencement du Dévonien supérieur. La présence de roches cristallines dans les poudingues carbonifères indique bien qu'il devait y avoir une longue période de dénudation préalable.

A la fin de cette époque la mer s'est retirée tout à fait des Pyrénées et ce n'est qu'avec le Viséen supérieur qu'elle a inondé de nouveau les zones marginales de la chaîne. Pendant cette lacune tournaisienne ou peut être pendant la transgression du Viséen supérieur il existait un bassin d'eau douce de faible profondeur sur la zone axiale, s'affaisant assez vite et se remplissant de grès et d'argiles. Il me semble qu'il est très important de dater plus exactement ce bassin continental.

Une élévation d'une portion restreinte de la zone Nord-Pyrénéenne vers l'Est de notre région, dans le Namurien probablement, a dû causer l'érosion des lydiennes et le dépôt des poudingues de la base du Carbonifère dans l'Ouest du dept. de l'Aude. Dans le Westphalien l'orogénèse principale et unique du Primaire a fortement bouleversé les Pyrénées, nous en parlerons plus loin.

En résumé on peut constater que l'histoire primaire des Pyrénées se divise en deux sections bien définies. La première une période de sédimentation plus ou moins agitée finissant avec l'Ordovicien supérieure et la deuxième une période de sédimentation plus tranquille mais avec un bassin axial bien défini pendant le Dévonien. L'orogénèse hercynienne s'annonce déjà dans le Dévonien supérieur par des émergences partielles et des régressions et transgressions dans le Carbonifère inférieur et moyen.

Les phases magmatiques du Primaire des Pyrénées

Une phase initiale caractérisée par des intrusions de péridotites dans la phase géosynclinale est totalement inconnue dans les Pyrénées.

La première activité magmatique est la phase syntectonique de la migmatisation et de l'intrusion des granites leucocrates et leurs pegmatites. On est en présence d'un complexe d'activités diverses que l'on doit sans doute regarder comme appartenant toutes à la même phase, mais dont les facteurs agissant sont différents. Les influences sont d'une part d'ordre purement structural, compression et élévation de grandes voûtes, d'autre part c'est l'action thermique que l'on ne peut pas séparer de l'action intrusive. Mais chaque facteur dépend des autres, sans compression il n'y aura pas eu d'intrusion et sans action intrusive il n'y aura pas eu une action thermique.

L'ensemble de ces actions se traduit par deux phénomènes de métamorphisme, la formation des micaschistes, zone de transition entre les schistes à séricitite ordinaires de l'Ordovicien vers les migmatites et les migmatites elles-mêmes.

Les micaschistes peuvent atteindre une épaisseur de 500 à 1000 m et contiennent surtout de la biotite, de la muscovite et de l'andalousite comme minéraux distinctifs. Les migmatites se présentent sous leur puissance totale de 3 à 4000 m en trois groupes :

- I. alcalin, pauvre en Al; origine: arkose; minéraux: quartz, plagioclase, feldspath alcalin, muscovite, biotite.
- II. alumineux, pauvre en alcalins; origine: pélite; minéraux: quartz, plagioclase, muscovite, sillimanite, biotite.
- III. groupe de roches homogènes; origine: marnes; minéraux: quartz, plagioclase, biotite, hornblende.

Le premier et le second groupe se distinguent par le fait que l'on voit du feldspath potassique au lieu de sillimanite, c'est-à-dire que la teneur en potasse est basse et celle d'aluminium haute dans le deuxième groupe. Le premier groupe occupe la base de la série au-dessus des paragneiss, le deuxième plus épais la recouvre et entre les deux on trouve une zone de transition où le feldspath potassique est associé à la sillimanite. Le troisième groupe contient toute une série de roches homogènes dont la paragénèse de sillimanite, muscovite et biotite est graduellement remplacée par biotite-hornblende, puis par diopside-hornblende et enfin par diopside-calcite quand on est arrivé aux cipolins. Elle forme un chapelet de concentrations dans l'épaisse couche du deuxième groupe.

Toutes ces variations dans les migmatites s'expliquent très bien par une variation normale des roches sédimentaires, arkoses, pélites et marnes sans un apport important d'éléments nouveaux. Les roches non marnuses, les vraies migmatites dans lesquelles on distingue des couches noires alternant avec des couches blanches, se sont formées sous l'action thermique par un processus

d'exsudation, concentration d'éléments acides dans une couche, et concentration des minéraux foncés dans l'autre. Dans les roches homogènes la présence de carbonate de chaux a eu pour conséquence d'empêcher cette séparation en couches différentes dans le processus de recristallisation.

Les orthogneiss puissant des Massifs du St. Barthélemy et de Montcalm, se trouvent presque toujours au sommet des migmatites, mais s'insèrent aussi en masses importantes comme des sills dans les migmatites et micaschistes. Ces gneiss ont une composition minéralogique très peu variable, quoique leur aspect macroscopique soit assez variable. Ce gneiss-granite contient toujours du quartz, plagioclase acide, du feldspath alcalin, de la muscovite et de la biotite, parfois du grenat et dans ses pegmatites de la tourmaline. Quand le gneiss a un grain grossier il peut acquérir une texture de gneiss oeilé, mais quand il est d'un grain plus fin il est parfois même difficile de noter sa schistosité. Il semble bien que l'intrusion des pegmatites très fréquentes est un peu plus tardive puisqu'elles ne montrent que rarement une schistosité. Il semble aussi probable que les venues aplitiques en petits stocks, contenant toujours les mêmes minéraux, sont moins tectonisées et plus discordantes. Je crois que nos collègues français appellent les orthogneiss grossiers, à texture de gneiss oeilé, „des embréchites”, et les venues aplitiques „des granites tarditectoniques”, et „granulites” les sills les moins épais, mais il est difficile d'en juger sans description complète, sans carte et sans connaître leurs terrains.

Nous renvoyons le lecteur à la thèse de M. ZWART contenue dans ce volume pour les détails de ce complexe; nous ne voulons insister ici que sur leur caractère syngénétique appartenant à la phase paroxymale de l'orogénèse hercynienne.

La contrainte tectonique a probablement mis en action tout le mécanisme, forçant premièrement les magmas de profondeur vers la surface et leur fournissant les voies d'accès en dégageant les roches selon leur plan de stratification, leur permettant ainsi de s'insérer entre les couches.

Quoique la migmatisation et l'intrusion des granulites ne pénètre jamais plus haut que le sommet de l'Ordovicien, le thermo-métamorphisme monte plus haut jusqu'à la marmorisation des calcaires dévoniens et formation de schistes tachetés dans les schistes dévoniens, prouvant ainsi l'âge hercynien de cette phase magmatique principale. Quoique l'on puisse certainement distinguer des phases successives dans l'intrusion des différentes roches granulitiques, les pegmatites et les aplites étant en général plus tardives, il faut se garder de les confondre avec les granites intrusifs se présentant en stocks et batholithes plus ou moins grands, toujours plus ou moins discordants avec la structure de la roche encaissante, qui pénètrent jusqu'à dans le Carbonifère. Ils ont un caractère minéralogique bien distinct des orthogneiss surtout par l'absence de muscovite. Chimiquement et minéralogiquement ce sont des granodiorites. La règle que les granites syntectoniques sont plus acides que les granites post- ou tarditectoniques se vérifie dans beaucoup de régions orogéniques et peut-être regardée comme générale. Le problème de leur mise en place est étroitement lié à la question de la relation de ces granites avec le cours de la compression latérale. Il est évident que la seule discordance ne dit presque rien sur cette relation, même un granite ante-tectonique, intrusif dans une série sédimentaire non plissée peut avoir des contacts discordants. La discordance par rapport aux lignes tectoniques, axes des plis ou failles, est seule déterminante dans ce problème. Très fréquemment on peut constater que ces granites suivent les lignes tectoniques, ainsi par exemple le massif granitique

de Bassiès-Auzat qui est sensiblement parallèle aux lignes directrices de l'Ordovicien. Le granite de Foix fait devier les contours des formations de leur direction Est—Ouest habituel. Ailleurs, par exemple sur le versant Nord du grand batholite de la Maladetta, sur tout le pourtour du granite de la Roca Blanca, et sur les deux flancs du granite de Bassiès-Auzat on peut constater qu'un seul niveau calcaire, soit-il dévonien ou ordovicien l'entoure. Aussi on peut constater souvent que l'amplitude des plis, c. à d. leur intensité, augmente à l'approche d'un batholite. Tel est le cas au Nord du granite de Lacourt et le long du massif de la Maladetta. D'autre part ces granites ne sont jamais tectonisés comme les granites syntectoniques. Toutes ces observations prouvent que la mise en place a été accompagnée de mouvements, qu'ils sont tardifs par rapport au plissement mais non post-tectoniques.

Les granites à biotite sont accompagnés de toute une gamme de dykes de porphyres et porphyrites, très peu étudiés encore, mais qui ne semble pas être très différenciés. Savoir si on peut regarder l'action volcanique et intrusive d'ophites et porphyres permo-triasiques, surtout développés sur le versant espagnol, comme le phase post-orogénique est une question que nous ne voulons pas aborder ici. Elle se pose aussi bien pour le Permien des Alpes et d'autres chaînes de montagnes.

Géologie structurale

Quant on veut discuter la tectonique des Pyrénées il faut bien distinguer entre la structure hercynienne et la structure alpine (= phase précénomienne et phase pyrénéenne), ce qui n'est pas toujours facile.

Evidemment on connaît les lignes directrices de la structure alpine par l'excellent travail de CASTERAS, 1933, mais pour le Primaire, on est encore dans le vague. Dans le Massif d'Arize la direction des axes anticlinaux est Est—Ouest, parallèle à sa bordure septentrionale mais déviant de la direction générale WNW—ENE des plis dans le Secondaire. Dans le Massif de St. Barthélemy on peut à peine parler d'une direction générale des plis primaires. M. ZWART propose pour ce massif une tectonique d'écoulement dans des directions radiales partant du centre. Pour son versant Nord, il avance l'opinion qu'ils ont été fortement comprimés pendant une des phases alpines. Dans la zone axiale on peut constater que les plis ont une direction W—E qui est coupé par la faille Nord-Pyrénéenne. Cette direction des axes est bien constante dans tout le Val d'Aran et toute la zone de la frontière, sauf évidemment quand les axes plongent fortement comme dans la zone Haut-Garonnaise. La conclusion que la direction des plis hercyniens était W—E et fut coupée obliquement par la direction WNW—ESE de la phase alpine semble être bien fondée. Mais quand on considère la phase magmatique syntectonique, on peut suivre une zone migmatisée qui commence dans le Massif Ax-Montcalm avec son flanc septentrional dans le Massif du St. Barthélemy et se poursuit par le Massif des Trois Seigneurs et celui de Castillon vers le petit Massif de Milhas, indiquant ainsi une direction NW—SE, plus méridionale que les plis secondaires. Il est vrai que l'on rencontre d'autres zones migmatisées, ou au moins de granites acides intrusifs, par exemple sur les deux versants du Val d'Aran à la hauteur de Bosost et encore le long et au Nord de la faille Nord-Pyrénéenne de St. Béat à Sost. En outre on doit tenir compte des déplacements que les massifs satellites ont subis certainement le long des failles qui les séparent entre eux et des failles qui les séparent de la zone axiale. En résumant je crois que l'on doit accorder plus de foi

à la direction des axes des plis qu'à une direction assez vaguement discernable dans l'alignement des zones migmatisées. On peut aussi bien regarder celles-ci comme des bombements indépendants, distribués au hasard des points culminants des structures hercyniennes.

Dans toute la zone axiale, on peut observer un style de grandes voûtes de l'Infra-Paléozoïque avec une couverture dévonienne comprimée en plis isoclinaux ayant glissé sur les schistes noirs du Gothlandien. L'Infra-Paléozoïque lui-même est souvent fortement plissé, comme dans toute la région espagnole de notre carte, enfermant ça et là des synclinaux comprimés du Gothlandien. Dans la grande voûte du Massif Ax-Montcalm ce plissement de l'Ordovicien est moins intense, et dans le Massif du St. Barthélemy il a encore diminué. Dans le Massif d'Arize les plis du Dévonien et du Carbonifère ne sont plus isoclinaux mais ont le caractère ordinaire de plis concentriques. L'intensité de la contrainte latérale diminue visiblement du centre vers la bordure et on peut en conclure que c'est là bien un résultat de la compression hercynienne et non une structure secondaire superposée, puisque les fronts des Massifs Nord-Pyrénéens ont certainement éprouvé plus l'action de la contrainte tardive que l'axe de la zone axiale.

La différence de style entre la structure de l'Ordovicien et de sa couverture est peut être aussi la cause du fait que la migmatisation et l'intrusion des roches granulitiques ne sont jamais montées plus haut que le sommet de la série inférieure. Ceci peut difficilement être la conséquence de la pression générale puisque la puissance de la couverture ne dépassait guère un millier de mètres sur la zone axiale, peut-être bien moindre.

En conséquence on doit admettre, je crois, que les deux phénomènes, d'une part la migmatisation et d'autre part le style de grande voûte avec plissement, sont tout les deux les effets d'une même cause. Cette cause, doit forcément être intimement liée au fait que les voûtes sont des plis de fond dans le sens d'Argand. La question de savoir pourquoi la couverture de cette infrastructure de plis de fond s'est développée en plis isoclinaux au lieu de plis concentriques avec des charriages etc. entre tout à fait dans le domaine théorique, nous ne nous en occuperons pas ici. Néanmoins nous pouvons constater que probablement pour des raisons tectoniques l'infrastructure des plis de fonds a été prédisposée pour recevoir l'intrusion des orthogneiss et subir l'action de la migmatisation, tandis que la superstructure, encore pour des raisons tectoniques, restait libre.

On peut arriver ainsi à la conclusion que tout l'ensemble des phénomènes de la migmatisation, d'intrusion et de la métasomatose est du a trois causes, une d'ordre thermique, l'autre tenant à une intrusion active et finalement une d'ordre tectonique, et que probablement la cause tectonique est celle qui prédomine. C'est elle qui a libéré les forces thermiques contenue à la base de l'écorce, c'est elle qui a forcé le magma à monter et c'est elle qui a prédisposé la voûte d'un plis de fond à les recevoir.

Avant de pouvoir examiner la disposition des grandes lignes de la structure hercynienne il faut essayer de déplacer les massifs satellites de la zone Nord-Pyrénéenne vers leurs positions originelles avant le décrochement le long du réseau de failles Nord-Pyrénéens. Grâce au fait que ces failles sont postérieure à l'intrusion des granites intrusifs, nous pouvons faire la reconstruction dans un seul cas. Le granite de Bassiès-Auzat semble bien trouver son homologue dans celui du Col d'Ercé dans le Massif des Trois Seigneurs; on découvre même un lambeau intermédiaire adossé à la grande faille du Lac de Lherz. En déplaçant tout le Massif des Trois Seigneurs vers l'Est et en même

temps celui du St. Barthélemy vers le Nord, en laissant celui de l'Arize à sa place, le premier s'est inséré entre le Massif Ax-Montcalm et le Massif du St. Barthélemy.

Le résultat de cette reconstruction est sans doute de réunir plus intimement ces trois massifs satellites dont les zones migmatisées deviennent alors un seul noyau d'un seul grand bombement, séparé de celui de Ax-Montcalm par un synclinal important rempli de Dévonien. De ce synclinal il nous reste les synclinaux pincés de les Cabanes-Luzenac et de Signer dans la Haute Ariège et Videssos et la zone d'Aulus coupée obliquement par le granite d'Auzat.

Une telle reconstitution est hasardeuse et on ne peut pas lui accorder trop de confiance puisque il semble bien que le décrochement le long de la faille Nord-Pyrénéenne a été accompagné aussi de mouvements verticaux, de sorte qu'un bombement d'aujourd'hui n'en était pas un peut-être avant l'action de la faille. Quoiqu'il en soit je crois que l'on peut admettre que l'on pourrait distinguer deux axes d'anticlinoria, le plus septentrional liant les Massifs du St. Barthélemy, des Trois Seigneurs, de Castillon à celui de Milhas et de la Barousse, et le plus méridional celui d'Ax-Montcalm trouvant sa prolongation dans la région du Haut-Pallaresa et plongeant vers l'Ouest en s'approchant du Port de Bonaïgua. Un autre anticlinorium se trouve sur la crête frontale au Sud de Luchon dont plusieurs détails nous sont connus par des notes de RAGUIN et DESTOMBES (1948). Il plonge vers l'Est et suit le flanc Nord de la Maladetta en anticlinal pincé. Vers le Nord on constate un autre bombement plongeant vers l'Ouest dans la vallée de la Pique et vers l'Est sur la crête de la frontière près du Pic de l'Escaleta. A cause des plongements axiaux il est apparu une zone synclinale, remplie de Dévonien surtout, qui traverse obliquement toute la zone axiale depuis Vénosque dans le Haute Esera, en passant par le Val d'Aran presque au Haut Salat. C'est dans cette zone que l'on peut étudier le style isoclinal de la couverture gothlando-dévonienne. Elle est traversée par quelques anticlinaux plus importants que les autres, celui de Couflens dans le Haut Salat, et ceux du Haut Lez, mais en général c'est une succession de petits plis très difficiles à reconnaître sur le terrain. En général les vallées ne révèlent rien, il faut parcourir les crêtes pour apprendre à les discerner.

Sans doute ces plis sont encore intensifiés le long des grandes intrusions des granites à biotite. Le long de la Maladetta on trouve par exemple le synclinal carbonifère du Plan des Etangs à côté de l'anticlinal ordovicien de l'Escaleta, ce qui signifie une augmentation d'amplitude que l'on n'observe nulle part ailleurs. Un phénomène semblable se trouve au Nord du massif de Lacourt où deux anticlinaux auxiliaires se sont formés dans un flanc ailleurs tranquille.

La dernière phase hercynienne, après l'intrusion des granites à biotite, est la phase cassante des failles Nord-Pyrénéennes dont il était question plus haut et qui est traitée plus en détail dans ce volume (DE SITTER, 1954). Du fait que le Mésozoïque est transgressif sur des formations devenant plus jeunes en allant du Nord au Sud sur le Massif du St. Barthélemy, que d'autre part la différence de hauteur du Trias des deux côtés de la faille comme près de St. Béat est beaucoup moindre que celle des formations primaires, il résulte qu'une grande partie du mouvement de la faille est hercynien. ZWART (1954) dans sa thèse nous apprend également que le faciès gypsifère du Trias de Tarascon peut s'expliquer par le même âge hercynien de la faille de décrochement de St. Paul et celle que l'on doit supposer le long de l'Ariège entre Foix et Tarascon. D'autre part la phase orogénique pré-cénomaniennne a fait

rejouer ces failles de sorte qu'il est souvent impossible de débrouiller l'activité des deux phases sur le même plan de faille.

Nous connaissons en outre dans la zone axiale plusieurs failles parallèles à la faille Nord-Pyrénéenne. Ce sont les failles de Bosost, de Jueu et de Moncasau. La faille de Bosost a été repérée déjà par CALEMBERT (1952), elle sépare l'Infra-Baléozoïque au Nord de Bosost d'une longue bande gothlandienne et meurt dans l'Ordovicien vers l'Ouest avant d'arriver à la vallée de la Pique. La faille de Jueu longe le bassin carbonifère du Plan des Etangs au Nord et sépare ce synclinal de l'anticlinal d'Escaleta. Les failles de Moncasau longent le massif granitique de la Maladetta, mais coupent aussi le granite et y causent alors des zones fortement mylonitisées.

La même difficulté de débrouiller les phases d'activités des failles se présente pour l'action des phases alpines sur le plissement du Primaire. ZWART (1954) soutient avec beaucoup d'arguments convainquants que le plissement intense subi par la couverture dévono-carbonifère septentrionale du Massif du St. Barthélemy est due pour une grande partie aux phases alpines. Les mêmes arguments peuvent être appliquées à la bordure du Massif de l'Arize entre La Bastide de Serou et Foix, où on sait du reste grâce à la présence d'un synclinal triasique sur le Primaire que le plissement tardif a bien effectué la surface de discordance post-hercynienne. Il est également bien probable que le long des grandes failles longitudinales, où presque tout le Secondaire est en position verticale, la structure du Primaire aussi a subi des alterations importantes. Peut-être qu'une partie du clivage intense que l'on observe dans les calcschistes du Dévonien en est le résultat, mais de nouveau on se heurte à la difficulté de débrouiller les deux phases qui sont localement quasi parallèles.

La contrainte alpine a également fait rejouer toutes les failles longitudinales. Pour celles appartenant au groupe des failles Nord-Pyrénéens il n'y aucune doute à ce sujet puisque l'Urgonien est fortement plissé et métamorphisé par une phase de „métamorphisme d'émanations”, comme l'exprime H. TERMIER (1953, p. 92), accompagné de lherzolites et d'ophites anté-cénomaniennes. Celles situées en plein Primaire ont probablement été réactivées aussi comme le petit lambeaux de Trias, au centre de la zone axiale, adossé au massif de la Maladetta sur une des failles de Moncasau le démontre clairement.

En résumé on pourra dire que la contrainte alpine a joué un peu partout, surtout aux bords septentrionaux des massifs satellites et le long des failles longitudinales de la zone axiale, mais que son influence dans les massifs a été minime.

Soulèvement tertiaire de la chaîne

Sur ce sujet nous pouvons être très court, il a été traité avec beaucoup de compétence pas plusieurs auteurs (GORON, 1942; SERMET, 1950; BOISSE-VAIN, 1934).

Nous pouvons y ajouter un seul fait, de grande importance il est vrai, mais encore à l'étude. Sur la crête N—S qui sépare les vallées de l'Aguamaix et de l'Artiès, tous les deux affluents de la Garonne venant du massif de la Maladetta dans le Val d'Aran, il a été découvert un gisement horizontal de poudingues, de sable, d'argiles et de lignites, encaissé dans les granites et leurs enveloppes métamorphiques, dont l'âge est certainement Tertiaire, probablement Miocène ou même Oligocène. Le sommet se trouve à 1975 m d'alti-

tude, et est couvert d'une épaisse couche morainique würmienne, la base se trouve 200 m plus bas sur le granite surplombant la vallée de l'Aguamaix encore de 200 à 300 m. Comme on a trouvé encore un petit reste de la même formation de l'autre côté de cette vallée à la même altitude il est sûr que la direction de cette vallée ancienne, remplie pour trois quarts d'un gravier grossier, était E—W. Elle existait avant la surélévation de la chaîne et elle a été conservée parce que la direction des rivières, creusant ensuite leurs lits, était N—S. Le sommet de ce remplissage tertiaire coïncide exactement avec le niveau d'érosion „du fond des cirques” qui atteint les 2000 m dans le centre de la chaîne et s'abaisse vers ses bordures. On peut espérer que la détermination des pollens que les lignites contiennent nous donnera des données plus exactes sur l'âge des soulèvements de la chaîne pyrénéenne.

LITTERATURE

- BOISSEVAIN, Étude géologique et géomorphologique d'une partie de la Vallée de la Haute Sègre (Pyr. Catalanes). Thèse Utrecht, 1934.
- CALEMBERT, L. Sur la géologie des environs de Bosost (Hautes Pyrénées, Espagne). Ann. Soc. Géol. de Belg., T. LXXV, p. 123—1301, 1951.
- CASTERAS, M. et RAGUIN, E. Seconde note sur les schistes de la bordure Nord du Massif de Castillon (Ariège). C. R. S. S. G. F., no. 6, p. 59, 1943.
- CASTERAS, M. Extension de la couverture cénomaniennne sur la feuille de Bagnères de Luchon au 80.000e. B. S. G. F., no. 231, t. XLVIII, p. 215, 1950.
- CAVET, P. Découverte du Cambrien à Archaéocyathides dans la zone axiale des Pyrénées-Orientales; interprétation de cette zone. C. R. Ac. Sc., t. 232, p. 743, 1951.
- DALLONI, M. Étude géologique des Pyrénées de l'Aragon, Thèse Doct. Marseille, 1910.
- DALLONI, M. Étude géologique des Pyrénées Catalanes. Alger, 1930.
- GORON, L. Les Pré-Pyrénées ariégeoises et garonnaises. Thèse Toulouse, 1942.
- KEIZER, J. La géologie de la couverture sédimentaire du Massif de l'Arize. Leidse Geologische Mededelingen, deel 18, 1953.
- RAGUIN, E. Contribution à l'étude des gneiss des Pyrénées. B. S. G. F., 5e série, t. 8, 1938.
- RAGUIN et DESTOMBES, J. P. Massif granitique du Lys-Caillaouas dans la Haute-Garonne. B. S. G. F., 5e série, t. XVIII, p. 75, 1948.
- RAGUIN, E. Découverte des roches éruptives ordoviciennes dans les Pyrénées centrales. C. R. Ac. Sc., t. 223, p. 816, 1946.
- RAGUIN, E., CASTERAS, M. et FONTAN, J. B. Sur l'extension de la couverture post-hercynienne au Sud de la vallée de la Bouigane (Ariège). C. R. Ac. Sc., t. 230, p. 106, 1950.
- RAGUIN, E. Sur l'existence de leptynites dans les Pyrénées. C. R. S. S. G. F., no. 17, p. 323, 1938.
- SERMET, J. Réflexions sur la morphologie de la zone axiale des Pyrénées. Pirineos, no. 17—18, 1950.
- SITTER, L. U. DE. Une phase tectogénique intra-dévonienne dans les Pyrénées centrales. C. R. S. S. G. F., no. 15, p. 278, 1951.
- SITTER, L. U. DE. Essai de géologie structurale comparative de trois chaînes tertiaires, Alpes, Pyrénées et Haut-Atlas. Bull. Soc. Belg. Géol. Paléont. Hydr., t. LXII, fasc. 1, p. 38, 1953.
- TERMIER, H. Géologie et pétrogénèse. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, n. sér., Bull. no. 2, 1953.
- ZWART, H. J. La géologie du Massif du Saint-Barthélémy. Leidse Geologische Mededelingen, deel 18, 1953.