



MEMORIAS
DEL
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MEMORIAS

DEL

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO

DE

ESPAÑA

**CONTRIBUTION À L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE
DU CARBONIFÈRE ANTÉ-STÉPHANIEN
DES PYRÉNÉES CENTRALES ESPAGNOLES**

TOMO LXX

MADRID
TIP.-LIT. COULLAUT
Mantuano, 49
1969

**CONTRIBUTION À L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE
DU CARBONIFÈRE ANTÉ-STÉPHANIEN
DES PYRÉNÉES CENTRALES ESPAGNOLES**

El Instituto Geológico y Minero de España
hace presente que las opiniones y hechos con-
signados en sus Publicaciones son de la ex-
clusiva responsabilidad de los autores de los
trabajos.

PAR

MICHEL WATERLOT

Maître-Assistant à la Faculté des Sciences de l'Université
de Lille

Depósito legal: M. 12.290.— 1969

A la mémoire de PIERRE PRUVOST

A Monsieur le Professeur CHARLES DELATTRE,
mon Maître, en témoignage de mon affection
respectueuse.

AVANT - PROPOS

C'est en 1960 que Monsieur le Professeur Delattre me proposa, avec l'accord des géologues espagnols, d'étudier une partie du versant méridional de la haute chaîne axiale.

Dès sa conception, ce projet avait reçu l'assentiment de Monsieur le Professeur Pruvost, Membre de l'Institut, qui, quelques jours avant de nous quitter, m'avait fait l'honneur d'accepter de venir juger ce travail.

Monsieur le Professeur Roubault, Membre de l'Institut, m'avait également encouragé dans cette voie, sa présence dans mon jury de thèse fut, pour moi, la consécration inespérée de ces années de travail.

L'orientation définitive que je dus suivre dans la conduite de mes recherches fut en partie dictée par la présence de géologues hollandais, travaillant depuis de nombreuses années dans ces territoires. Après l'interruption due à mes obligations militaires, je décidais, sur le conseil de MM. Delattre et Clin, de consacrer essentiellement mes recherches à la stratigraphie des terrains carbonifères anté-stéphaniens des Pyrénées centrales espagnoles, c'est à dire d'en réduire les limites dans le temps et de les étendre dans l'espace.

Ces premières difficultés, parmi celles qu'éprouvent la plupart des jeunes chercheurs abordant un travail de thèse, m'auront rapidement permis d'apprécier, dans maintes circonstances délicates, la chance que j'avais d'être dirigé par Monsieur le Professeur Delattre. Il n'hésita jamais à venir me conseiller sur le terrain, consacrant à cette besogne ingrate de nombreuses journées. Au Laboratoire et en dépit de ses lourdes charges administratives, sa sollicitude de tous les instants fit que je ne me sentis jamais isolé en dépit de l'absence d'une équipe spécialisée à laquelle tant de jeunes chercheurs aiment à se joindre. Sa clairvoyance et sa grande connaissance des problèmes du Paléozoïque ont aplani les difficultés au fur et à mesure

qu'elles naissaient. La dédicace que je me suis permis de lui faire de ce travail n'est qu'un faible témoignage de ma reconnaissance.

Monsieur le Professeur Clin, élève de Monsieur le Professeur Roubault, m'accueillit fort aimablement à Nancy tout d'abord, et dans les Pyrénées ensuite. C'est grâce à lui qu'il me fut possible d'aborder la géologie pyrénéenne. De sa maison de Garin, carrefour de la haute chaîne paléozoïque, j'eus l'occasion de rayonner en sa compagnie sur le versant français qui lui est si familier et de m'initier ainsi aux méthodes difficiles et aux exigences de la géologie d'altitude.

De nombreuses difficultés ont été levées grâce à l'accord des géologues espagnols. Je pense en particulier à Monsieur le Directeur Almela, à Messieurs les Ingénieur en Chef et Professeurs Ríos, Fontboté, Llopis-Lladó, Solé-Sabarís. Ces géologues espagnols ont, à mon avis, le grand mérite de tolérer, dans leur territoire national, de nombreux géologues étrangers, bien que, en dépit du ralentissement dû à la guerre civile et à la guerre mondiale, la géologie espagnole soit maintenant forte et hautement efficiente. Cette hospitalité scientifique, variété délicate de la traditionnelle hospitalité espagnole, est, je crois, à souligner.

Le Centre National de la Recherche Scientifique et le Consejo Superior de Investigaciones Científicas m'ont, tous les ans, accordé sous forme de bourses d'échange ou de frais de mission, des sommes qui suffisaient à couvrir mes besoins. Que Messieurs les Directeurs et les Membres du Conseil de ces deux organismes similaires veuillent bien trouver ici l'expression de ma sincère reconnaissance.

L'impression de ce travail a été acceptée dans les colonnes des Travaux de l'Institut Géologique et Minier d'Espagne par la Commission Nationale du Géologie. Que Monsieur le Directeur Aranguren, que Monsieur Juan Manuel López de Azcona, Secrétaire général, et les membres de cet organisme veuillent bien accepter mes très sincères remerciements pour ce soutien inappréciable.

Il m'est également agréable de pouvoir remercier Madame Plin, Monsieur José María Albareda et Monsieur Leopoldo Aparicio qui ont grandement facilité mes démarches administratives.

A la Faculté libre des Sciences de Lille, j'ai toujours été accueilli avec une grande bienveillance par Mademoiselle Le Maître. Sa grande expérience du Primaire me fut très souvent d'un grand secours et les nombreux conseils de tous ordres qu'elle me prodigua furent toujours parmi les meilleurs que je reçus.

Monsieur Dollé, Chef du Laboratoire de Géologie des H. B. N. P. C.,

après avoir guidé mes premiers pas dans l'étude des grès et de leur granulométrie, consacra de nombreuses heures à la discussion et à la résolution des problèmes posés par les lames que je lui soumettais. En dépit de ses nombreuses occupations, il a accepté de relire la partie de mon travail consacrée à la granulométrie des formations gréseuses et me rassurer de son approbation. Qu'il veuille bien accepter, pour lui et les membres de son Laboratoire, mes remerciements sincères.

Monsieur Beugnies, Professeur à la Faculté Polytechnique de Mons (Belgique), entouré de sa belle équipe de minéralogistes et de pétrographes, a toujours supporté avec patience les nombreuses visites que je lui fis lors de la préparation de ce travail. Sa bonne humeur communicative et son grand savoir font de lui un des guides les plus sûrs qui soient. Il accepta de m'accompagner dans le Carbonifère du Plan des Etangs pour en étudier le mode de contact avec le granite de la Maladetta et a supporté, avec l'humour qui ne le quitte jamais, les conditions de confort assez primitives de la vie en montagne.

Les plantes, hélas trop rares, ont toutes été déterminées par Monsieur le Professeur Corsin, Correspondant de l'Institut, Directeur de l'Institut de la Houille et par son collaborateur Monsieur J. P. Laveine, Attaché de recherches au C. N. R. S. Je les en remercie très sincèrement.

A Toulouse, Monsieur le Professeur Mirouse, dont la thèse soutenue en 1962, constitue un pilier de la Géologie du Primaire pyrénéen, m'a toujours reçu chez lui ou dans son Laboratoire, avec une courtoisie dont je lui sais infiniment gré. Il m'a été impossible de suivre son exemple en raison de l'ampleur du travail qu'il a accompli mais je me suis toujours efforcé de réaliser, comme il le fit, un équilibre entre la stratigraphie, la tectonique et les reconstitutions paléogéographiques.

Monsieur Chalard m'a toujours conseillé de manière efficace et a accepté de déterminer les Goniatites, souvent dans un très mauvais état de conservation, que je lui proposais.

A plusieurs reprises, j'ai importuné Monsieur Lys pour la recherche de Conodontes. Les résultats négatifs n'enlèvent rien à la sincérité de mes remerciements.

Il m'est bien entendu agréable de pouvoir remercier Messieurs les Professeurs du Département des Sciences de la Terre de la Faculté des Sciences de Lille. Les fréquentes discussions que nous avons eues m'ont souvent permis de résoudre les problèmes posés par la haute chaîne pyrénéenne. Je pense, en particulier, à Messieurs Monte, Celet, Dercourt, Prouvost et Wa-

terlot. Leur vaste culture géologique me fut souvent d'un recours très appréciable.

A Mons, mon ami Jean-Marie Charlet a bien voulu appliquer, aux formations gréso-feldspathiques que je lui soumettais, son élégante méthode d'identification des quartz et des feldspaths, par leur thermoluminescence. Il m'a ainsi fourni des éléments et des documents inappréciables facilitant et précisant mes reconstitutions paléogéographiques.

Monsieur Robaszynski m'a, dans le même Laboratoire, initié aux méthodes d'étude des minéraux argileux, me permettant ainsi un début de dépouillement de monotones séries schisteuses.

La délicate amitié de Monsieur Emile Mériaux, Maître-Assistant au Laboratoire de Géologie de Lille, m'a toujours été d'un grand secours, en particulier par le soutien qu'il m'a apporté dans les nombreux moments d'incertitude et de découragement qu'engendre une thèse de terrain.

Les photos qui illustrent ce travail sont dues au talent de Monsieur André Leblanc dont l'éloge n'est plus à faire en ce domaine. Les dessins et les cartes, que j'ai essayé de donner aussi nombreux que possible sont tous dus à Monsieur Maurice Prouvot. Monsieur Albert Constant a taillé avec minutie près de 1.500 lames minces.

Je tiens à les remercier tous trois du travail souvent monotone et ingrat qu'ils réalisent avec tant de précision et de bonne volonté.

Monsieur Pluquin et Madame Massinon m'ont aidé avec efficacité dans les nombreuses tâches matérielles nécessitées par la préparation et la rédaction de ce travail.

Il m'est agréable, pour terminer, de remercier les montagnards pyrénéens espagnols de leur accueil toujours noble, généreux et sincère.

P R E M I È R E P A R T I E

Généralités

J'ai limité mon étude aux parties occidentales et centrales du versant espagnol des Pyrénées.

La limite occidentale de mon terrain de recherche est donc la vallée du río Aragón Subordan, située sensiblement au niveau de l'ennoyage de la Zone Primaire axiale sous le recouvrement secondaire du Pic d'Anie. J'ai choisi, comme limite orientale, le río Segre, au S. de la principauté d'Andorre, au niveau de Seo de Urgel. J'ai donc laissé de côté l'étude du Carbonifère des Massifs paléozoïques basques et celle de la partie purement catalane de la chaîne. J'ai, de plus, laissé à part l'étude du Stéphanien dont les formations se rattachent à une logique différente.

Le but essentiel de mon travail était de préciser la stratigraphie antéstéphanienne des bassins carbonifères espagnols, entre le río Aragón Subordan et le río Segre, afin d'effectuer un essai de synthèse paléogéographique de ces formations particulièrement intéressantes car elles reflètent les différentes étapes de l'orogénèse hercynienne.

La possibilité d'utilisation des documents antérieurs a été des plus inégales.

J'ai été amené, parfois, à utiliser la cartographie géologique déjà existante pour ne me pencher que sur les problèmes de stratigraphie détaillée. Ce fut le cas, en particulier, des bassins compris entre le río Aragón Subordan et le río Ara; dans ces régions, en effet, Mirouse R., et les Ecoles géologiques hollandaises viennent de publier des documents que l'on peut, actuellement, considérer comme parfaits.

En d'autres circonstances, j'ai modifié légèrement les cartes géologiques existantes en détaillant un peu plus les formations carbonifères et leurs contacts; ce fut le cas, en particulier, du synclinorium du Plan des Etangs et du synclinorium d'Espot-Andorre. Quelquefois, les cartes existantes étaient à trop petite échelle et j'ai dû, pour asseoir mon étude stratigraphique, me

livrer à un travail cartographique de reconnaissance qui, bien entendu, est toujours resté schématique; j'ai procédé ainsi avec le Carbonifère de Aguiró et de Feixa-Castellás.

Enfin, dernière éventualité, pour certaines régions venant d'être l'objet de levers détaillés qui devaient être publiés incessamment, je n'ai fait que reprendre les séries stratigraphiques afin de les inclure dans la synthèse que j'ai tentée. C'est le cas de la vallée de l'Esera, au S. de Benasque, et de l'ensemble carbonifère de Villaler que Mey P. H. W. vient d'étudier de manière particulièrement détaillée.

Le fond topographique a été, le plus souvent, la carte espagnole au 1 : 50.000° dont j'ai utilisé les feuilles de Zuriza, Ansó, Sallent, Biescas, San Nicolás de Bujaruelo, Broto, Liena, Bielsa, Caneján, Bosost, Benasque, Bisauri, Isil, Esterrí de Aneu, Sort, Tirvia, Seo de Urgel, Orgañá et Andorra. En de nombreuses occasions, j'ai utilisé les excellentes cartes d'ascension au 1 : 25.000° de don Ramón de Semir de Arquer et Llopis Lladó N. (Editorial Alpina, feuilles Posets, Maladetta et Ribagorça). Ces cartes sont particulièrement appréciables en Haute Montagne où la topographie des feuilles au 1 : 50.000° est quelquefois un peu imprécise.

J'ai disposé, de plus, des photos aériennes correspondant aux feuilles de Bosost, Benasque, Liena et Bielsa; les couvertures aériennes des deux premières feuilles m'ont été particulièrement utiles dans l'étude du Synclinorium du Plan des Etangs. Je signalerai enfin, pour l'usage constant que j'en ai fait dans l'étude de ce même synclinorium, le guide d'ascensions Posets-Maladetta par Armengaud A., et Jolis A.

En ce qui concerne la Tectonique, j'ai surtout insisté sur l'étude des grandes lignes, ne m'occupant des structures de détail que lorsque leur connaissance me paraissait nécessaire à la compréhension de la Stratigraphie donc de la Paléogéographie, but de mes recherches.

L'étude paléontologique, sur laquelle je fondais de nombreux espoirs s'est, à ma grande déception, montrée souvent infructueuse tant en Micro-paléontologie qu'en Paléontologie classique animale et végétale. Seules quelques découvertes isolées m'ont un peu récompensé de longues heures monotones passées à rechercher quelques traces déterminables.

Si mes recherches paléontologiques m'ont déçu, il n'en a pas été de même de l'application des techniques pétrographiques, et, en particulier, de l'étude de grès. Ces sédiments, que j'ai analysés à la double lumière des méthodes granulométriques classiques mais améliorées par Dollé P., et des techniques d'utilisation de la thermoluminescence mises au point par Charlet J. M., dans la laboratoire montois de Beugnies A., se sont, à mon avis,

montrés particulièrement intéressants et m'ont fortement aidé dans mes tentatives de reconstitutions paléogéographiques.

L'extension, déjà soulignée, de mon terrain d'étude, rend vaine une introduction géographique qui ne ferait que reprendre les grands traits de la Géographie des Pyrénées espagnoles. Le lecteur français aura tout loisir de se reporter à la récente mise au point de Luis Solé Sabarís (1951).

DEUXIÈME PARTIE

Étude stratigraphique et tectonique
du Carbonifère anté-stéphanien
des Pyrénées centrales espagnoles

CHAPITRE PREMIER

DESCRIPTION DES DIFFÉRENTS BASSINS CARBONIFÈRES ANTÉ-STÉPHANIENS

De manière générale, les différents bassins ont été décrits de l'W. vers l'E.

Les bassins situés au N. et au NE. du massif granitique de la Maladeta ont été décrits avant les bassins situés au S. de ce massif et avant ceux faisant partie de la Zone des Nogueras.

La localisation des différents bassins est précisée sur le dépliant A.

Sur ce dépliant les numéros correspondent aux différents bassins récapitulés, sous forme de tableaux, dans le deuxième chapitre.

Un rappel détaillé de la stratigraphie des formations antérieures au Carbonifère ne me paraît pas utile ici. Les travaux récents de Alastrué A., Almela A., Ríos J. M. (1947, 1957), Fontboté J. M. (1949), Cavet P. (1957), Clin M. (1959), Mirouse R. (1962), apporteront toutes précisions à ce sujet.

Toutefois dans l'étude des différents bassins j'ai récapitulé brièvement les caractéristiques des formations supportant les sédiments carbonifères.

I. Le Carbonifère des régions comprises entre le río Aragón Subordan et le río Ésera

1. Le synclinal d'Aragón Subordan (synclinal Pene Blanque-Pic Rouge)

A) GÉNÉRALITÉS ET SITUATION GÉOGRAPHIQUE

L'étude des formations carbonifères de cette région, déjà schématisée par Dalloni (M.) (1910, p. 88) est reprise en partie par Mirouse R. (1962) qui, étudiant le synclinal houiller partant du ruisseau d'Anaye et descendant vers le S. est amené à suivre en Espagne ce synclinal qui se continue, en prenant une direction NW.-SE., dans la haute vallée du río Aragón Subordan et dans la vallée de son affluent le río Acherito qui descend des cîmes du Quimboa alto.

La stratigraphie de cet ensemble, en forme de croissant à convexité dirigée vers le SW., est relativement simple. Il est toutefois intéressant de la détailler car le Carbonifère du synclinal Pene Blanque-Pic Rouge est le plus occidental des Pyrénées centrales et vient, dans la partie N., buter contre les contreforts du Pic d'Anie. La description qu'en a donnée Mirouse R., pour la partie septentrionale est, à quelques détails près, valable dans la partie méridionale de ce synclinal.

Quatre profils stratigraphiques, les deux premiers levés près du confluent du río Aragón Subordan et Acherito, les deux autres schématisés d'après Mirouse R., permettront d'asseoir, de manière plus précise, l'étude sédimentologique qui sera détaillée dans la troisième partie.

Je décrirai donc successivement les deux premières coupes levées en territoire espagnol et celles schématisées d'après Mirouse R.

La stratigraphie de ce synclinal houiller est relativement homogène. Sur un substratum dévonien de plus en plus ancien au fur et à mesure que l'on descend vers le S., la série carbonifère commence par une masse calcaire d'une puissance de l'ordre de 100 m. dont la base n'est pas ici soulignée par un niveau de lydienes. Cette série, en particulier sur le versant français, contient des faunes déterminables d'âge viséen. Au-dessus vient une alternance assez monotone de schistes et de grès admettant de nombreuses décharges irrégulières de poudingues. Ces poudingues sont toutefois plus importants dans la partie supérieure de la série. Le nombreux exemples de

figures sédimentologiques que j'ai pu relever sur le terrain et en particulier dans la haute vallée du río Aragón Subordan tendent à confirmer la direction NE.-SW. du mouvement transgressif carbonifère. Je donnerai le détail de ces observations et les mesures s'y rapportant dans la troisième partie.

B) COUPE LE LONG DU CHEMIN ALLANT DU CUARTEL DE CARABINEROS À LA FRANCE PAR LE COL DE PAU (PUERTO DEL PALO)

Ce chemin montant en pente raide depuis le refuge des Carabiniers, situé près du río Aragón Subordan (fig. 1), jusqu'au col de Pau, utilise la

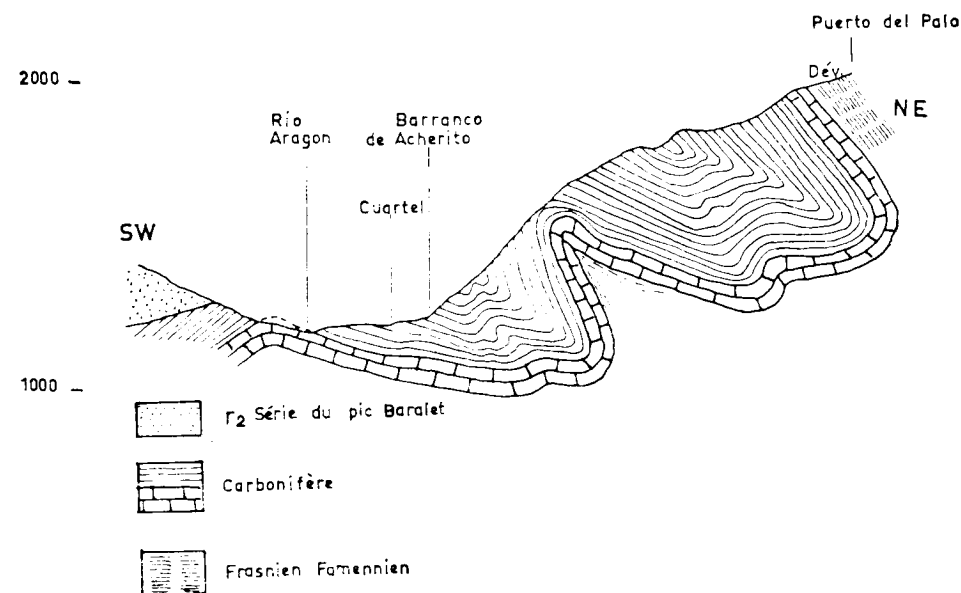


Fig. 1. — Synclinal Pene-Blanque-Pic Rouge.

Coupe dans la haute vallée du río Aragón Subordan entre le Cuartel de Carabineros et le Puerto del Palo.

dépression carbonifère formant vallon entre le Dévonien du massif de Arralla de las Foyas et le r2 (série du Pic Baralet) du Pico Orristé (Pic Rouge). Il atteint, au niveau du col de Pau proprement dit, la base de la série carbonifère et, de ce fait, nous en décrivons la coupe du NE. au SW. Le Dévonien du Col de Pau, ici représenté par des grès et pélites du Frasnio-Famennien, décrits par Mirouse R., sous le nom de série du Pic Lariste, supporte en

concordance un ensemble calcaire d'une centaine de mètres de puissance. Je n'y ai trouvé que les traces de quelques goniatites qui ne sont, par ailleurs, visibles que près du contact avec le Dévonien.

Les premiers bancs calcaires sont, à leur base, assez riches en quartz détritiques bien visibles en lame mince; ce minéral provient probablement des grès dévoniens sous-jacents. Ces quelques bancs de calcaires gréseux sont surmontés d'une vingtaine de mètres de calcaires d'un roux sale contenant de nombreuses amygdales sigmoïdes; cette formation ressemble un peu à certains calcaires griotteux du Dévonien terminal.

Au-dessus vient un ensemble homogène d'une cinquantaine de mètres de calcaire d'un noir franc riche en matière organique et dont la partie supérieure redevient légèrement gréseuse avant de passer à un ensemble monotone d'une puissance de 400 m., relativement tendre, de pélites schisteuses et de grès quartzeux souvent grossiers recelant parfois des conglomérats lenticulaires. Ces conglomérats prennent parfois l'allure de véritables bancs continus. Je n'y ai pas trouvé de faune ni de flore déterminable si l'on veut bien excepter la présence de débris de tige de Calamites et de quelques vestiges végétaux indéterminables et dont l'extraction est pratiquement impossible. Vers le milieu de cette série, au niveau de la Casa de la Mina, on trouve un peu de houille qui était exploitée localement de manière très irrégulière et très archaïque (fig. 2).

L'absence de fossiles caractéristiques dans ce Carbonifère ne permet pas de le dater paléontologiquement mais la corrélation avec les formations décrites et cartographiées par Mirouse R., s'impose: la partie inférieure, calcaire, représente le Viséen et la partie supérieure pélitique et gréseuse, le Houiller (Westphalien + Namurien). En dépit des ressemblances nettes avec le Plan des Etangs, je n'ai pas découvert dans l'ensemble supérieur de Goniatites qui eussent pu affirmer le caractère marin de ces formations.

C) COUPE DANS LES CONTREFORTS DU PIC ROUGE (fig. 2)

Au niveau du Pic Rouge, le Carbonifère est recouvert par les conglomérats et grès de la série du Pic Baralet (r2). La structure synclinale nette de la bande carbonifère se traduit dans le revêtement de Permien par un léger synclinal également orienté NNW.-SSE. et ayant le lac d'Arlet, en France, comme centre.

Une coupe effectuée du N. au S., à partir de la vallée de l'Aragón Su-

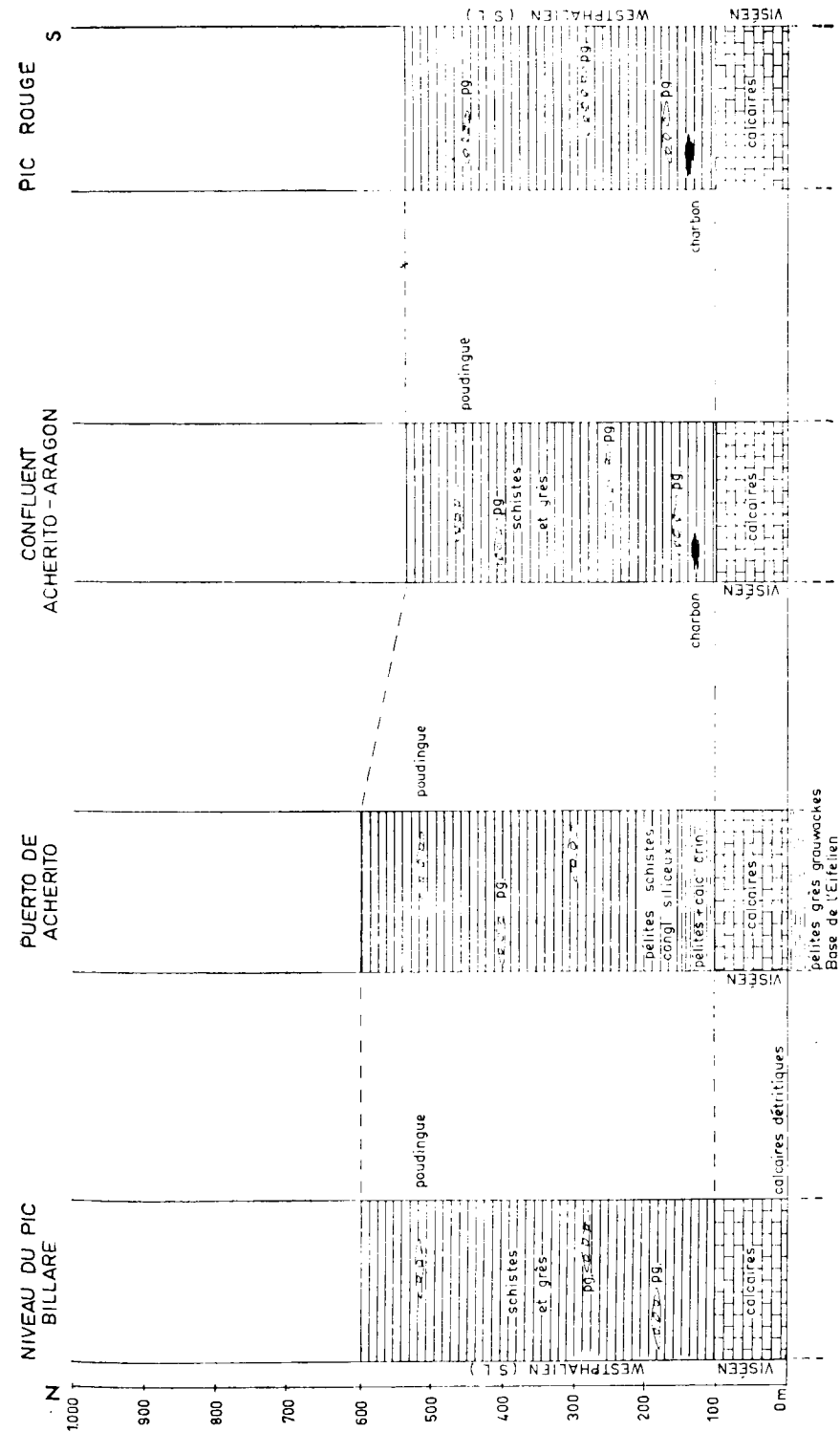


Fig. 2.—Tableau de corrélations stratigraphiques des formations carbonifères du Synclinal d'Aragón Subordan.

bordan vers le Pic Rouge, m'a permis de retrouver une série pratiquement identique à celle décrite précédemment. Il est toutefois opportun de signaler que l'abondance des poudingues s'accroît nettement vers le haut de la série, par rapport à la coupe précédente.

D) DESCRIPTION DES COUPES ÉTABLIES SUR LE VERSANT FRANÇAIS

J'ai schématisé sur la fig. 2 deux coupes établies par Mirouse R. (1962, p. 251-255). La première a été levée au niveau du Pic Billare, l'autre dans la région du Puerto de Acherito.

Selon Mirouse R., dans ces régions, le Carbonifère ne semble débiter par des lydiennes que lorsque le support dévonien terminal est à l'état de griottes. La base du Carbonifère est formée d'un "ensemble calcaire de quelques dizaines de mètres" datés paléontologiquement du Viséen (Goniatites et Conodontes). Ces calcaires sont surmontés par un ensemble puissant de grès, de schistes et de poudingues. Cet ensemble a pu être daté du Westphalien par des débris végétaux. Le Namurien marin n'a pas été distingué ici.

Il est très important de noter que le Carbonifère "se caractérise par un mouvement de transgression qui l'a amené à recouvrir du NE. au SW. des termes de plus en plus anciens du système dévonien" (Mirouse R., 1962, p. 255).

E) TABLEAU DE CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES DES FORMATIONS CARBONIFÈRES DU SYNCLINAL D'ARAGÓN SUBORDAN (fig. 2)

Ce tableau de corrélations résume les grands traits stratigraphiques décrits dans les paragraphes précédents. La série intitulée, par souci de simplification, *Confluent Acherito-Aragón* correspond à la coupe allant du Cuartel de Carabineros à la France par le col de Pau (fig. 1).

La série désignée sous le nom de *Pic Rouge* correspond à la coupe levée dans les contreforts de ce pic. Les deux autres séries, correspondant au niveau de *Pic Billare* et au *Puerto de Acherito* matérialisent la description des coupes établies par Mirouse R. (1962), sur le versant français et que je viens de décrire très sommairement.

2. Terminaison méridionale du Carbonifère du bassin d'Urdos

A) GÉNÉRALITÉS ET SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Ce bassin constitue la terminaison méridionale d'un vaste ensemble commençant en France dans la région de Lescun, où sa partie septentrionale disparaît sous un important manteau glaciaire. Sa terminaison méridionale se fait en Espagne entre le Col du Somport à l'W. et le Pic de los Calcites qui domine le Col du Pourtalet à l'E. J'y rattacherai, bien évidemment, deux affleurements "satellites", d'une part le bassin du río Escarra, formant une bande W.-E. allant du niveau de la Station Internationale de Canfranc jusqu'au Pico de los Tres Hombres qui domine le río Gállego au dessus de Sallent de Gállego et, d'autre part, le bassin compris entre le granite de Panticosa et le granite de la Haute vallée d'Aguas Limpias.

Dans sa thèse, Mirouse R. (1962) rattache, avec juste raison, le grand synclinal d'Urdos dont je me propose d'étudier les prolongements espagnols au synclinal Pene-Blanque Pic Rouge. On trouvera, dans le travail de Mirouse R., un historique et une discussion des différents problèmes stratigraphiques que pose ce bassin carbonifère.

La terminaison espagnole fit l'objet de recherches plus réduites.

Avant Dalloni M. (1910) seuls Mallada L., et, accessoirement, Seunes J., reconnurent la présence de terrains carbonifères dans la région de Somport et du Col du Pourtalet. Avec Dalloni M., nos connaissances sur la stratigraphie et la tectonique se perfectionnent. Schmidt H. (1931) précise les conclusions auxquelles était arrivé Dalloni M., et ces dernières années, les travaux de Van der Lingen G. (1960) et de Wensink H. (1962) constituent une excellente description du Paléozoïque allant de Canfranc aux Bains de Panticosa. Ces deux géologues hollandais précisent la stratigraphie et surtout la tectonique de la terminaison méridionale du bassin d'Urdos et de ses "satellites".

Je vais, dans l'étude qui suit, détailler la stratigraphie, d'une part du Carbonifère compris entre les crêtes dominant le Col du Somport et le Col du Pourtalet en y englobant les affleurements du Canal Astún et du Canal Roya, le Carbonifère de Los Calcites et le Carbonifère compris entre le granite de Cauterets et le granite de Panticosa et, d'autre part, du Carbonifère compris entre la Station Internationale de Canfranc et le Pico de Los Tres Hombres. J'appellerai *Carbonifère du río Escarra* cette dernière bande.

B) CARBONIFÈRE COMPRIS ENTRE LES CRÊTES DOMINANT LE COL DE SOMPORT ET LE COL DU POURTALET

a) GÉNÉRALITÉS.

Afin de permettre des comparaisons utiles entre les formations du versant espagnol et les séries décrites récemment par Mirouse R., je rappellerai les résultats obtenus par ce dernier dans l'étude de la stratigraphie du bassin d'Urdo (fig. 3).

Dans la partie septentrionale de ce bassin, la stratigraphie des formations carbonifères est assez spécifique de cette région; elle est, en effet, essentiellement composée à la base de calcaires viséens, datés paléontologiquement par des Conodontes et des Céphalopodes, surmontés d'un ensemble schisto-gréseux détritique, d'une grande monotonie. Le caractère principal de cet ensemble stratigraphique, qui repose sur les griottes dévoniennes, est de débiter par un niveau de lydiennes et de schistes noirs à nodules phosphatés. J'ai schématisé sur la fig. 3 la succession stratigraphique de la région septentrionale du bassin de Lescun-Urdo. Dans les régions centrales et frontalières le Carbonifère garde une stratigraphie sensiblement identique. Toutefois deux faits très importants sont à signaler :

- les lydiennes ne sont plus représentées à la base de la série viséenne;
- les calcaires viséens reposent, dans la partie française du bassin d'Urdo, sur des terrains dévoniens de plus en plus anciens au fur et à mesure que l'on se rapproche de la frontière franco-espagnole.

Mirouse R., insiste sur la présence de poudingues et de brèches calcaires dans le Viséen supérieur. Ces formations détritiques qui ne s'accompagnent ni d'émersion ni de discordance traduisent une nouvelle pulsation de l'orogénèse hercynienne rattachable à la phase sudète.

b) STRATIGRAPHIE DU CANAL ASTÚN ET DU CANAL ROYA.

Pour compléter, par l'étude du versant espagnol, l'étude stratigraphique de Mirouse R., j'ai été amené à étudier la stratigraphie de détail de la haute vallée du Canal Astún et du Canal Roya. J'ai, pour cela, effectué une série de coupes entre le Monte Astún et le Pico del Anayet.

L'importance de la couverture permo-triasique dans cette région, soulignée par Van der Lingen G. (1960) masque, dans la région ci-dessus désignée, les calcaires viséens. Seule la région frontalière au N. de La Rinconada

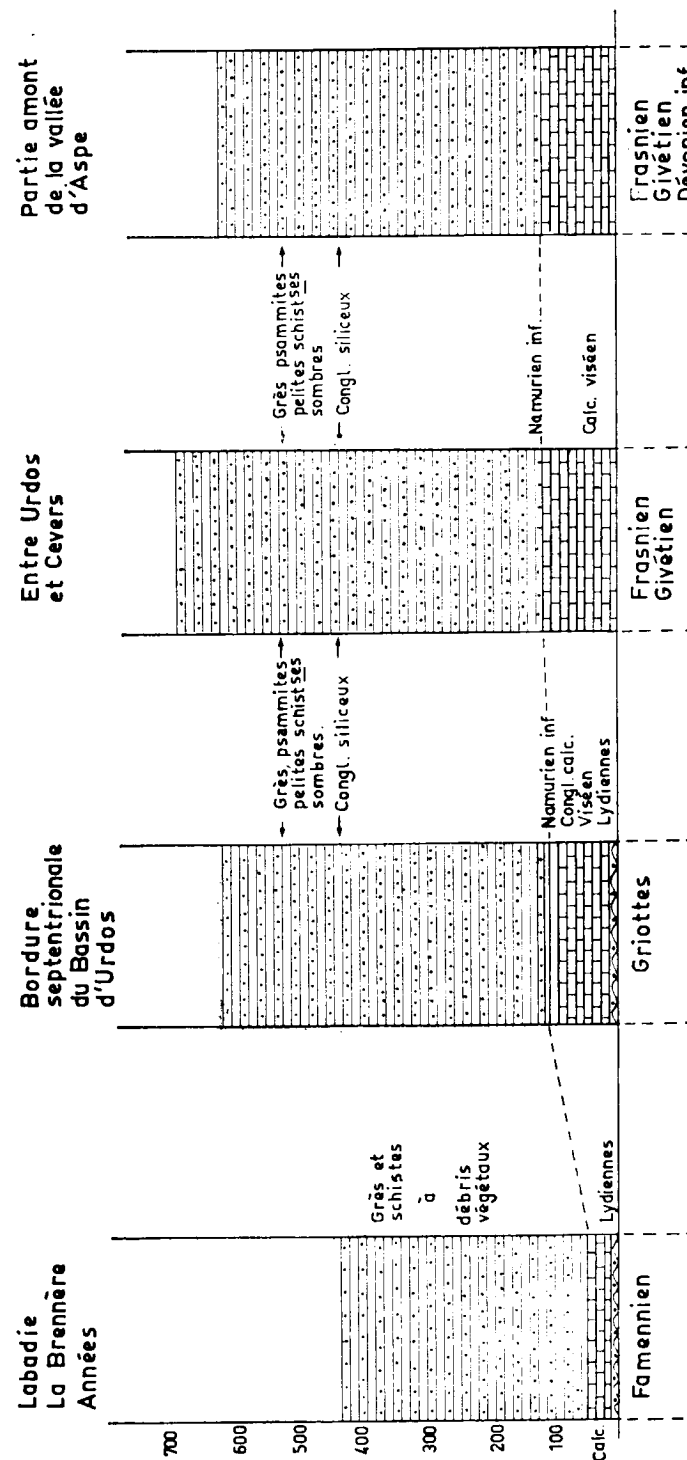


Fig. 3.—Carbonifère du Bassin d'Urdo (Mirouse, 1962).

(région du Pic d'Anéou) permet une étude des séries calcaires de base. Toutefois le contact entre les calcaires viséens et la série détritque sus-jacente est faillé comme le montre la coupe schématique faite, à l'E. de la Peña Blanca, entre le Pico del Anayet (2.540) et le Pic (2.363) (fig. 4).

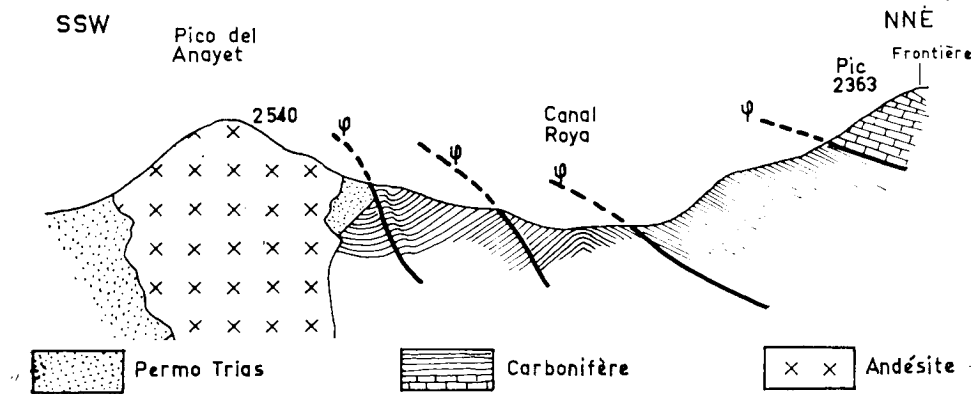


Fig. 4.—Coupe schématique entre le Pico del Anayet et la frontière (longueur de la coupe 3.000 m.)

Une coupe stratigraphique détaillée de cette montagne frontière m'a permis de lever la coupe suivante :

Le contact avec les formations dévoniennes sous-jacentes, ici à l'état de calcaires détritiques et de grauweekes du Dévonien inférieur, se fait sans la présence de l'important niveau repère que constituent les lydiennes. Le Carbonifère commence par une dizaine de mètres de calcaires contenant assez souvent des débris des formations dévoniennes sous-jacentes, signe d'un certain déséquilibre dans la sédimentation. Ensuite on trouve une trentaine de mètres de calcaires noirs en cassure fraîche mais de patine gris-brunâtre. La texture de ces formations calcaires est sub-griotteuse et la perturbation sédimentologique caractéristique des niveaux inférieurs semble donc se poursuivre ici tout en s'atténuant. Une forte barre calcaire d'une puissance d'une trentaine de mètres, beaucoup plus homogène et plus compacte, vient ensuite. J'ai pu y trouver de nombreuses traces de Crinoïdes qui, malheureusement, s'avèrent pratiquement impossibles à dégager et sont indéterminables sur le terrain en raison de leur grande altération.

Dans les deux assises calcaires et en particulier dans l'assise calcaire à allure sub-griotteuse, on observe de très nombreuses traces de Goniatites de tailles extrêmement diverses, allant de l'ordre millimétrique à l'ordre cen-

timétrique, malheureusement souvent indéterminables en raison de leur mauvais état de conservation.

Rappelons que, dès 1931, Schmidt H., avait signalé la présence, dans cette région, d'une faune caractéristique du Viséen :

- *Merocanites applanatus* Frech.
- *Pronorites barroisi* Karp.
- *Muensteroceras (Beyrichoceratoides) castletnomense* Bis.
- *M. (B.) aff. delicatum* Bis.
- *M. (B.) cf. hodderense* Bis.
- *M. (B.) cf. micronotum* Phill.
- *Glyphioceras asturicum* Frech.

Le Viséen se termine par un niveau d'une trentaine de mètres de calcaires noirs, en dalles, parcourus par un lacis extrêmement serré de veinules de calcite secondaire.

Je rattache par analogie de faciès, grâce à la faune découverte par Schmidt H., et énumérée ci-dessus, l'ensemble de ces formations calcaires au Viséen.

En résumé, la partie inférieure du Carbonifère de la région du Pico del Anayet est classique. Elle repose sur le Dévonien inférieur, bien identifié, et se compose de calcaires d'une puissance totale de l'ordre de 80 à 100 m. Ces calcaires sont fossilifères bien que les fossiles déterminables soient rares. Il y a, ici encore, absence des lydiennes.

L'étude de la partie supérieure du Carbonifère de cette bande est beaucoup plus aisée car il affleure plus largement.

Les contacts avec le Viséen calcaire, sont, on l'a vu, rares et faillés tandis que les bords du bassin sont recouverts, en discordance, par les formations permo-triasiques. Comme toujours l'impression qui se dégage de l'étude de ces formations de la partie supérieure du Carbonifère est celle d'une grande monotonie.

Deux faits importants sont à noter :

1. Présence de décharges de poudingues, irrégulières quant à leur étendue et leur position stratigraphique.
2. La grande importance, déjà signalée par Van der Lingen G., des fragments schisteux dans les grès grauweekeux, ainsi que l'augmentation vers l'E. du pourcentage de schistes par rapport aux formations plus grossièrement détritiques. Ce phénomène déjà net ici, sera particulièrement spectaculaire, nous le verrons au cours de cette étude, dans les bassins voisins du Plan des Etangs et du synclinorium de Espot-Andorre.

L'étude paléontologique s'est révélée décevante et il ne m'a été possible de découvrir, dans cet ensemble de grès et de schistes, que des empreintes fort mal conservées et inutilisables de :

Calamites sp.

Dalloni M. (1910, p. 93), rapporte la découverte qu'il fit dans cette région de :

Calamites suckowi Brongn.

sans toutefois donner la position géographique exacte du lieu où il découvrit ce fossile.

c) LE CARBONIFÈRE DE LOS CALCITES - PIC SOQUES.

Ce petit affleurement, qui prolonge vers le NE. le Carbonifère de Pourtalet d'Aneu, constitue, à l'E. du massif andésitique du Pic du Midi d'Ossau, un prolongement du synclinal d'Urdo. Il se présente sous la forme d'une série de plis isoclinaux dont les plans axiaux sont orientés NW.-SE.

Mirouse R. (1962) a étudié ce prolongement sous le Pic Soques, au SE du Caillou de Soques, dans la haute vallée du gave de Brousset et dans la vallée de son affluent le ruisseau Estremère.

J'ai abordé l'étude de ces formations sur le versant espagnol en remontant le cours du Barranco del Arrigal, affluent de la rive gauche du ruisseau Gállego. La vallée de ce torrent est creusée dans les formations dévoniennes et l'escalade du flanc occidental de son bassin de réception mène aux crêtes frontalières sur lesquelles il est possible d'établir une coupe stratigraphique assez complète.

Le passage du Dévonien terminal, à l'état de calcaire à griottes, au Carbonifère se fait sans discordance et, pendant une quinzaine de mètres, des niveaux de lydiennes alternent avec des niveaux nets de schistes noirs très fins. Il est important de noter que les derniers niveaux griotteux contiennent, par endroits, des niveaux de grès et quelques passées de lydiennes.

La série carbonifère au-dessus de ces niveaux à lydiennes peut ensuite être divisée en deux grands ensembles :

- à la base 80 à 100 m. de formations calcaires ;
- au-dessus 500 m. au moins de grès et schistes monotones.

Les formations calcaires.

La fig. 5 ci-jointe, schématise la succession stratigraphique des formations calcaires de la base du Carbonifère, levée dans la haute vallée du Barranco del Arrigal.

Après les lydiennes subordonnées aux calcaires griottes du Dévonien terminal, viennent les premiers sédiments carbonifères. Ils sont à l'état de ly-

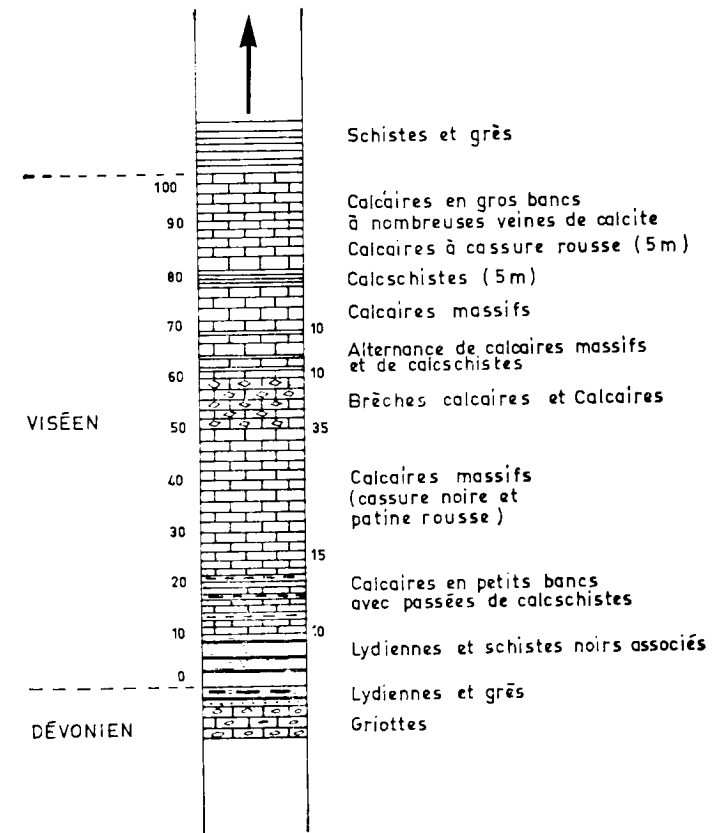


Fig. 5.—Carbonifère de Los Calcites-Pic Soques. Formations inférieures calcaires. Haute vallée du barranco del Arrigal.

diennes très caractéristiques, associées à des niveaux de schistes noirs très fissiles, qui, localement, donnent naissance à de beaux phénomènes de tectonique de glissement et de bourrage.

Le passage de ces schistes et lydiennes aux formations calcaires se fait par le biais d'une dizaine de mètres d'une alternance de calcaires en petits

bancs bien réglés séparés par des niveaux de calcschistes friables d'une teinte rousse.

Le Carbonifère calcaire franc commence alors et on observe une importante barre de calcaires massifs à cassure noire et à patine rousse qui, topographiquement, tranche fort nettement sur les formations sous-jacentes beaucoup plus tendres. La puissance de cette barre calcaire est de l'ordre d'une trentaine de mètres.

Ces formations massives sont surmontées par une dizaine de mètres de calcaires contenant des niveaux bréchiques à éléments homogènes ressemblant, en lame mince, aux calcaires sous-jacents. Ces brèches ressemblent assez fortement à celles que je serais amené à décrire lors de l'étude du Carbonifère de la Pista Grande. Dans cette dernière région les formations bréchiques sont toutefois beaucoup plus réduites.

Ces niveaux de calcaires, de brèches et de calcaires bréchiques, sont surmontés par une alternance, épaisse d'une dizaine de mètres, de calcaires massifs en gros bancs, dont la puissance peut atteindre deux mètres, à cassure noire et à patine gris clair, séparés par des niveaux de calcschistes montrant de nombreux débris de Crinoïdes malheureusement non déterminables. Au-dessus de cette alternance vient un ensemble d'une trentaine de mètres de puissance de calcaires assez massifs dans lesquels une stratigraphie de détail est actuellement illusoire. Il faut toutefois noter que cette masse calcaire est interrompue à peu près en son milieu par un niveau de calcschistes de 4 à 5 m. de puissance. Ces calcschistes, coincés entre deux gros bancs calcaires, contiennent de nombreux petits bancs de calcaires noirs parfois crinoïdiques.

Comme le schématise la fig. 5 les formations calcaires qui sont superposées à ce niveau de calcschistes sont massives, caractérisées au début par une patine rousse et ensuite par de nombreuses veinules et veines de calcite pure pouvant, par places, atteindre 4 à 5 cm. de large et dans lesquelles la calcite se développe volontiers en beaux rhomboédres nets.

Après ces calcaires et pratiquement sans transition, commence l'épandage schisto-gréseux.

Je n'ai pas trouvé dans cette série calcaire d'autres fossiles que des traces de Goniatites et des Crinoïdes sans grand intérêt paléontologique. Toutefois, par comparaison avec les découvertes paléontologiques déjà faites par Bresson A., et Seunes J., sur le versant français, il paraît évident que l'ensemble de ces calcaires peut être rapporté au Viséen. Mirouse R. (1962, p. 234) a proposé une analyse critique des différentes listes fossilifères déjà publiées sur ce sujet par Bresson A., Seunes J., Dalloni M., et Delépine G.

Les grès et les schistes.

Le passage des calcaires en gros bancs, que je considère comme appartenant à la partie terminale du Viséen, aux formations détritiques supérieures, se fait par quelques mètres de calcaires gréseux passant, avant les schistes francs, à des calcschistes gréseux. Les vingt premiers mètres de sédiments pélitiques sont toutefois marqués par des récurrences calcaires qui se présentent sous forme de petits bancs de quelques cm. Ce type de niveaux calcaires a déjà été signalé par Mirouse R., dans le haut de la vallée de Bioux-Artigues (vallon de Baigt de Houer). Cet auteur signale également des niveaux calcaires minces dans la partie supérieure de la série schisto-gréseuse; je ne les ai pas retrouvés ici.

Les schistes sont toujours assez fins, micacés et parfois riches en débris de plantes dont de nombreuses empreintes de :

Calamites sp.

Les grès, en gros bancs, sont quelquefois psammitiques mais toujours fortement micacés, même lorsqu'ils sont assez grossiers. Ils passent parfois à des micropoudingues qui, localement, prennent des allures conglomeratiques assez nettes. Un très mince niveau de houille, lenticulaire, d'une puissance maximum de 10 cm. et d'une vingtaine de mètres de longueur à l'affleurement est situé sensiblement au milieu de la série. Il n'a aucune importance économique et n'a, bien entendu, jamais été exploité, même localement.

Par analogie de faciès avec les formations de même type déjà décrites à l'E., que je décrirai à l'W. ou que les auteurs français ont décrit sur le versant septentrional des Pyrénées, je rattache l'ensemble grésoschisteux décrit ci-dessus au Westphalien.

Les caractères tectoniques du Carbonifère de Los Calcites - Pic Soques ne présentent pas d'originalité nécessitant la rédaction d'un paragraphe spécial et seront étudiés lors de la synthèse des grands traits tectoniques des bassins carbonifères de l'Aragón Subordan et de la terminaison méridionale du bassin d'Urdos.

d) LE CARBONIFÈRE COMPRIS ENTRE LE MASSIF GRANITIQUE DE CAUTERETS ET LE MASSIF GRANITIQUE DE PANTICOSA.

Situé entre le granite du Massif de Cauterets et le granite du Massif de Panticosa, un petit synclinal carbonifère, dont l'âge exact fut longtemps méconnu, vient d'être étudié successivement par Wensink A. (1961) et par

Clin M., et Bezaçon J. P. (1965). Il se prolonge légèrement en territoire français, deux km. à l'E. du Port de Marcadau, là où se rejoignent les deux massifs granitiques.

Affleurant dans la haute vallée de Aguas Limpias, torrent qui, à Sallent de Gállego, se jette dans le río Gállego, il constitue le prolongement direct vers l'E. du Carbonifère de Los Calcites - Pic Soques dont je viens d'indiquer les grandes lignes.

Quelques lambeaux carbonifères isolés constituent le relais entre ces deux ensembles et l'on peut, avec Clin M., considérer comme composés en partie de calcaires carbonifères marmorisés les affleurements constituant la Peña Foratata et El Forata que l'on cartographiait, jusqu'à ce jour, comme appartenant au Dévonien moyen.

La stratigraphie des formations carbonifères est, dans ce petit synclinal, assez délicate à établir tant en raison de la proximité des massifs granitiques que de la fragmentation due à la tectonique.

Pour Wensink H. (1961), la succession stratigraphique est classique : "Dans la haute vallée de Aguas Limpias et dans la région de Campo Plano des calcaires fortement plissés sont recouverts par une alternance de grès quartzitiques et de schistes. Cet ensemble détritique peut être daté du Carbonifère supérieur".

De même Clin M., et Bezaçon J. P. (1965) reconnaissent au lieu dit *Neufontanas*, 2 km. au S. du Lago de Respumoso, la série de Sia, définie sur le versant français par Mirouse, R. (1962), reposant sur un ensemble calcaire parfois d'allure griotteux, parfois en dalles, parfois bréchiques, qu'ils assimilent au Viséen terminal ou à la base du Namurien par comparaison avec les faciès décrits par Mirouse R. (1962, p. 236-237).

Le métamorphisme de contact quelquefois assez important subi par les calcaires de base rend illusoire toute tentative de stratigraphie plus détaillée.

L'épaisseur de cette base calcaire m'a paru être de l'ordre d'une centaine de mètres donc sensiblement la même que celle attribuée aux formations calcaires de la haute vallée du barranco del Arrigal (fig. 5).

La série détritique supérieure que je n'ai étudiée qu'en vue de l'échantillonnage des grès m'a paru avoir une épaisseur comprise entre 700 à 600 m. Outre la région de Neufontanas déjà signalée à propos des travaux de l'école bordelaise, elle m'a semblée assez caractéristique et d'accès relativement facile dans la haute vallée du barranco de Pondiellos, torrent qui se jette dans le torrent de Aguas Limpias, 600 m. en amont de Sallent de Gállego.

Comme ceux de Los Calcites - Pic Soques les caractères tectoniques du Carbonifère compris entre le Massif de Cauterets et le Massif de Panticosa

seront intégrés à la synthèse tectonique des affleurements carbonifères de l'Aragón Subordán et de la terminaison méridionale du bassin d'Urdos.

C) LE CARBONIFÈRE DU RÍO ESCARRA (voir tableau récapitulatif fig. 10)

a) HISTORIQUE DE L'ÉTUDE.

Ce Carbonifère est assez important au point de vue de l'historique de l'étude des formations carbonifères des Pyrénées car la flore qu'y trouva Dalloni M., lui permit d'attribuer au Westphalien moyen les schistes et grès de cette région. Cette flore, déterminée par Zeiller R., est composée de :

- Sphenopteris obtusiloba* Brongn.
- Sphenopteris* sp.
- Nevropteris schlehani* Stur.
- Alloipteris essinghi* (Androe) Potonie.
- Mariopteris acuta* (Brongniart) Zeiller.
- Mariopteris* cf. *muricata* Schloth. sp.
- Calamites* cf. *cisti* Brongn.
- Calamites* sp.
- Sigillaria*.
- Syringodendron*.
- Lepidodendrée.

Par comparaison de faciès, il attribua dès lors un âge westphalien à de nombreux autres affleurements dont la pauvreté paléontologique ne permettait pas de datation précise.

Toujours dans la même région, de la Sierra Condiana, Dalloni M. (1910) rapporte la découverte de :

- Glyphioceras crenistria* Phill.
- Orthoceras* sp.

ainsi que la présence d'encrines, cette faune étant trouvée dans des calcaires dinantiens.

Dalloni M., était donc arrivé, dès 1910, à une conception satisfaisante de la stratigraphie du Carbonifère du río Escarra et avait reconnu la présence, en concordance sur le Dévonien, d'un Viséen calcaire et fossilifère surmonté d'une importante masse schisto-gréseuse au sein de laquelle il eut la bonne fortune de découvrir la belle flore westphalienne citée plus haut.

L'étude de cette bande carbonifère fut reprise par l'école hollandaise et fait partie des thèses de Wensink H., et Van der Lingen G., déjà évoquées. Ces géologues donnent une analyse fine de la tectonique de la région et reprennent les grands traits de la stratigraphie.

b) LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE.

Le Carbonifère du río Escarra forme un ensemble de douze km. de longueur sur une largeur maximale de quatre km. au niveau du Collado de Izas.

La bande carbonifère est particulièrement nette dans la partie orientale, au niveau du Pico de Las Tres Huegas, tandis que la partie occidentale, abondamment morcelée par la tectonique, voit réapparaître de nombreux noyaux anticlinaux de Dévonien. De plus, le recouvrement secondaire allant de la Station Internationale de Canfranc au Campanal de Izas masque une grande partie des affleurements carbonifères.

Sur le plan local, cet ensemble carbonifère est connu depuis longtemps, par la présence d'un lit d'antracite utilisé dans la région de Sallent de Gállego. Ce gisement de houille, d'intérêt économique mineur, donne lieu, par périodes, à l'extraction quotidienne de quelques tonnes d'un combustible de qualité médiocre. Il avait déjà été signalé par Dalloni M. (1910, p. 94), mais cet auteur rattache cet affleurement au Carbonifère du col des Moines.

Notons, dès à présent, que cette partie productive du bassin est maintenant considérée comme stéphanienne (cf. p. 50).

Le Carbonifère du río Escarra se poursuit vers l'W. par le relais du Carbonifère de la Pista Grande sous le Monte Tobazo, pour rejoindre le Carbonifère de la région du Lac d'Estaens qui, lui-même, se poursuit vers le NW. par le Carbonifère que j'ai décrit en premier lieu sous le nom de Carbonifère du Synclinal de Pene Blaque-Pic Rouge. En conséquence, et par souci de simplification, je décrirai ici en complément la stratigraphie de l'affleurement de la Pista Grande déjà citée; le Carbonifère du río Seta et celui de la Station Internationale de Canfranc, que seule une tectonique locale sépare de la bande carbonifère du río Escarra proprement dite, étant absolument comparables.

c) ETUDE DU CARBONIFÈRE DE LA PISTA GRANDE.

Généralités.

Dalloni ne mentionne pas ce petit affleurement. La première individualisation cartographique est faite par Van der Lingen G. (1961). Il représente

ce Carbonifère, composé à la fois de calcaires viséens et de formations détritiques, coïncé entre le Crétacé situé au S. du Monte Tobazo, lui-même faillé, et le Permo-Trias du Candanchú, qui le surmonte à la faveur d'un contact anormal appelé chevauchement d'Izas. Cet auteur, de plus, donne à cette faille d'Izas une "semelle" de schistes westphaliens jusqu'au niveau du Canal de Izas, 6 km. à l'E. La coupe (fig. 11), extraite de son mémoire et légèrement modifiée, illustre cette conception tectonique. Mirouse R. (1962), sans se pencher particulièrement sur les problèmes posés par cette zone frontière, reconnaît la présence du Viséen calcaire au SE. de Sansanet, deux km. au S. du ruisseau de Peyrénère célèbre dans la littérature géologique locale depuis la découverte par Beaugéy (1891) de :

Mariopteris latifolia.

Le recouvrement alluvionnaire important cache, comme le traduit la carte de Mirouse R., les formations détritiques du Westphalien et il faut se déplacer un peu vers le NW. pour retrouver le Carbonifère supérieur dans la région du Fond d'Aspe.

Ces deux auteurs sont donc entièrement d'accord sur la présence, dans la région de la Pista Grande, de formations carbonifères.

Stratigraphie détaillée du Carbonifère de la Pista Grande.

Les calcaires viséens sont ici d'une importance relativement faible et il ne m'a jamais été possible d'en observer le contact stratigraphique normal avec le Dévonien. Il est loisible de penser, par comparaison avec les formations du río Escarra proprement dites, que le niveau des lydiennes n'existe pas ici mais je n'en ai pas la preuve. Dans l'ensemble, les calcaires de base ressemblent assez aux calcaires du Dévonien sous-jacent.

J'ai pu lever une coupe stratigraphique détaillée de cet affleurement le long des flancs du Monte Tobazo.

Les calcaires du Carbonifère inférieur ont une puissance de l'ordre d'une centaine de mètres ce qui est d'un classicisme sans surprise, tandis que l'épaisseur des formations détritiques sus-jacentes n'a pu être évaluée avec précision en raison de la présence de nombreux accidents tectoniques dénaturant les contacts.

La première partie de l'ensemble calcaire, observable sur une dizaine de mètres, est constituée par un calcaire assez grossier, contenant de nombreux grains de quartz détritiques pouvant parfois atteindre une taille de l'ordre du millimètre. Ce caractère détritique provient probablement, comme je l'ai

fait observer précédemment et comme Mirouse R., l'a déjà fait remarquer au sujet du Carbonifère du Puerto de Acherito, du remaniement des formations sous-jacentes.

On trouve ensuite une vingtaine de mètres de calcaire à patine d'un gris terne, contenant les empreintes assez nombreuses mais mal déterminables de *Goniatites*. Les bancs de ce calcaire sont particulièrement bien nets et l'ensemble de ce niveau, bien que d'épaisseur assez réduite, est, topographiquement, bien individualisé. Au-dessus vient une trentaine de mètres de calcaires assez tendres en lits encore nets, mais dont la stratification est souvent marquée par de beaux joints stylolitiques. Ces joints sont d'ailleurs observables également dans certaines formations calcaires du Dévonien de la région.

Pour cette raison, par analogie d'aspect à l'affleurement, certains calcaires viséens avaient été confondus avec les calcaires dévoniens.

La série calcaire de base se termine par une assise de 30 à 40 m. essentiellement composée de calcaires gris-noir assez bien lités. Il convient toutefois de noter une assez grande abondance de passées crinoïdiques pouvant atteindre 50 cm. d'épaisseur. Malheureusement la recherche de *Conodontes* dans cette roche à faciès prometteur n'a rien donné. Près du sommet de la série calcaire, on remarque un banc de puissance assez faible, de l'ordre d'une vingtaine de cm., d'une brèche calcaire manifestement formée sur place, commençant à sa base par un remaniement des bancs immédiatement sous-jacents. Cette manifestation de déséquilibre annonce, comme nous avons déjà eu l'occasion de le voir précédemment, "l'inondation détritique" qui suit l'épisode viséen calcaire.

Cette série détritique, que je vais décrire maintenant, est assez nettement visible, en dépit d'une couverture végétale relativement abondante, au SW. du coude de la route qui conduit au sommet du télésiège du Monte Tobazo. J'ai indiqué, plus haut, les raisons tectoniques qui empêchaient l'étude de la série complète. Toutefois, dans leur partie observable, les formations sont assez caractéristiques de la région.

La série commence par 30 m. de schistes calcareux noirs très friables déterminant dans la topographie un creux fort net. Ces schistes calcareux m'ont livré quelques empreintes inutilisables de *Calamitinées* de taille variable.

Au-dessus vient une importante barre gréseuse régulière dont la position au-dessus de la série calcschisteuse tendre décrite ci-dessus, entraîne, morphologiquement, la formation d'un surplomb que l'on peut facilement suivre sur les flancs de la vallée.

Surmontant immédiatement ce banc gréseux se trouve un ensemble schisto-gréseux noir, où, comme toujours, les divisions stratigraphiques précises sont délicates.

Il est assez important de noter que les grès, toujours feldspathiques, atteignent ici au moins 60 % de l'épaisseur totale mesurable. Il nous sera possible de voir plus à l'E. une diminution assez rapide et nette du pourcentage des grès par rapport aux schistes.

En résumé, le Carbonifère de la Pista Grande est composé d'une centaine de mètres de calcaires viséens, où la présence de lydiennes basales n'a pu être mise en évidence, surmontés d'une importante série détritique à dominante gréseuse.

Je ne décrirai pas dans le détail le Carbonifère des environs de la Station Internationale de Canfranc dont on pourra voir la succession stratigraphique schématisée sur le tableau stratigraphique d'ensemble du Carbonifère du río Escarra (fig. 10). J'illustrerai toutefois, par la fig. 6, la morphologie de cette région.

Je passerai donc immédiatement à l'étude de la stratigraphie du Carbonifère anté-stéphanien de la région du río Escarra sensu-stricto.

d) ETUDE DU CARBONIFÈRE DU RÍO ESCARRA SENSU-STRICTO.

Généralités.

J'ai, au début de ce paragraphe, en faisant l'historique rapide des études géologiques auxquelles le río Escarra avait donné lieu, souligné l'intérêt des travaux de Dalloni M., et j'ai alors exposé brièvement ses conceptions stratigraphiques. Je n'y reviendrai pas et n'exposerai ici rapidement que les travaux de Wensink H. (1962).

Cet auteur souligne la réapparition, fort importante à noter, de l'horizon de lydiennes finement litées à la base du Carbonifère, et rattache au Dévonien supérieur les niveaux calcaires griotteux sur lesquels reposent les lydiennes dans la région du Pico de los Tres Hombres. Il attire l'attention sur la ressemblance de la série avec celle de Los Calcites.

Wensink H., note ensuite la présence de calcaires gris-foncé viséens au-dessus des niveaux de lydiennes. Il signale la présence de niveaux dolomitiques francs ce qui est suffisamment rare dans le Carbonifère pyrénéen pour être souligné. Pour Wensink H., un Namurien essentiellement grésoschisteux d'une puissance de l'ordre de 1.000 m. surmonte ces niveaux calcaires. Il déplore l'absence de fossiles déterminables dans ces formations namuriennes. Pour lui le Namurien est suivi sans coupure stratigraphique

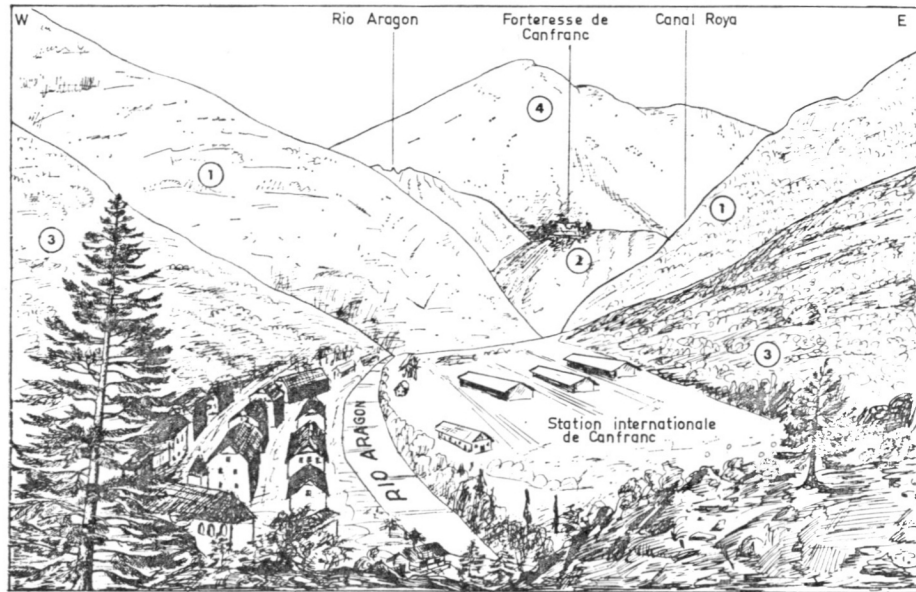


Fig. 6.—Vue panoramique de la vallée du río Aragón, au niveau de la Station Internationale de Canfranc.

4. Permo-Trias de la Raca.—3. Namurien et Westphalien. Schistes et grès feldspathiques de la Station Internationale de Canfranc.—2. Dévonien supérieur et Viséen calcaire de la Forteresse de Canfranc.—1. Dévonien moyen constituant, à gauche, les contreforts du Monte Tobazo et, à droite, le versant méridional de la basse vallée du Canal de Izas.

Vue, orientée W.-E., prise un peu en aval de la Station Internationale de Canfranc. Au tout premier plan, les pentes boisées, du Dévonien moyen, commençant immédiatement au S. de la dépression dans laquelle est située la Station Internationale. Au second plan, les grès et schistes (3) de la partie supérieure du Carbonifère anté-stéphanien déterminant, dans la topographie, la dépression déjà citée. Au troisième plan, les calcaires (1) du Dévonien moyen déterminant, par leur résistance plus grande à l'érosion, un ressaut net dans la topographie. Au quatrième plan, le soubassement de la forteresse de Canfranc formé d'un anticlinal composé de sédiments calcaires du Dévonien supérieur et de la base du Carbonifère (2). A l'arrière plan, les sédiments détritiques permo-triasiques (4) de la montagne de La Raca.

nette de 1.000 m. de sédiments à l'état de schistes, de grès et de grauwackes se chargeant de poudingues au sommet. Il signale, fait important, une inversion du rapport schistes-grès du Namurien au Westphalien. Il note, en effet, que le Namurien est caractérisé par un rapport :

$$\frac{\text{grès-grauwackes}}{\text{schistes}} = \frac{6}{4}$$

tandis que le Westphalien est, selon lui, caractérisé par un rapport

$$\frac{\text{grès-grauwackes}}{\text{schistes}} = \frac{3}{7}$$

J'ai, précédemment, rappelé la liste des fossiles recueillis par Dalloni M., et déterminés par Zeiller R., et je donne ici, en complément, la liste des principales plantes trouvées par Wensink H., et déterminées par Wagner R. H.

Neuropteris schlehami Stur.
N. gigantea Stern.
Mariopteris cf. *muricata* Sch.
Lepidophyllum sp.
Calamites suckowi Brongn.
Calamites cisti Brongn.
Paleostachya.

Les formations dans lesquelles ces plantes ont été trouvées appartiennent donc à la partie supérieure du Westphalien A., Schmidt A., avait établi une liste paléobotanique sensiblement identique et rapportait en outre (p. 61), à l'W. du même Collado de Izas, la présence de faune marine intercalée aux flores terrestres.

Localisation des coupes.

La coupe détaillée qui me servira de base à l'étude stratigraphique et sédimentologique a été levée dans la partie haute du bassin du río Escarra. En effet, le recouvrement postérieur, qu'il agisse de Permo-Trias ou de formations actuelles, n'y existe pratiquement pas et les sédiments dévoniens et carbonifères y affleurent largement. La coupe que j'ai pu établir part de l'W. de la Vuelta de las Negras, remonte vers le Pico de las Tres Huegas, à la faveur du Barranco de las Blancas, passe par le sommet de ce pic, traverse la Sierra Condiana, immédiatement au S. du Pico de los Tres Hombres pour aboutir, après avoir parcouru les pentes du Tosquera, au Dévonien du lit du río Escarra avant sa confluence avec le río Gállego. Cette première coupe

me permettra de décrire, dans les pages qui suivent, la stratigraphie des calcaires de base et des formations détritiques superposées (fig. 7 et 8).

J'ai pu lever deux coupes complémentaires :

- l'une, levée dans la région dite *Hoya de Balsera* dans la partie méridionale de la haute vallée du río Escarra, permettra une étude assez précise et détaillée des calcaires de base du Carbonifère ;
- l'autre, établie dans la *haute vallée du barranco de Culivillas*, en aval du recouvrement permo-triasique de Las Arroyeras.

Au point de vue géographique, l'ensemble des affleurements que j'étudie ici se trouve dans un trapèze situé au NE. du Pico de Escarra qui est, l'

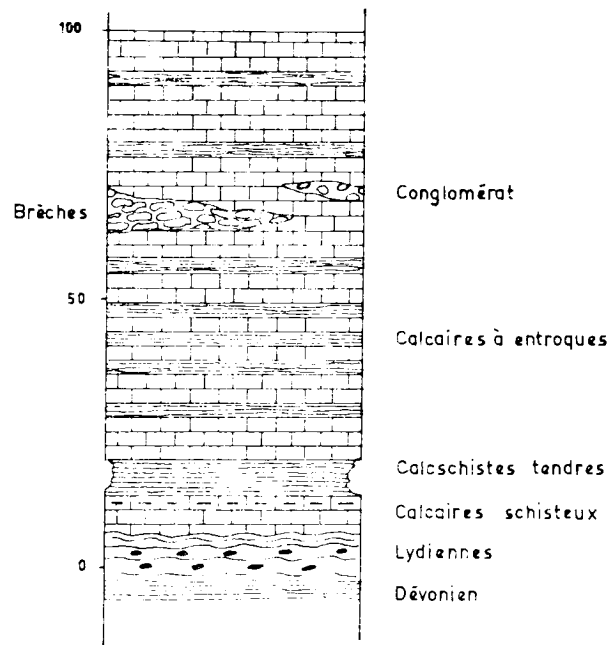


Fig. 7.—Viséen du río Escarra.

composé de beaux sédiments maestrichtiens. Cet ensemble est découpé le río Escarra qui prend la source à 600 m. au S. du sommet du Pico Escarra et qui descend vers le río Gállego dans lequel il se jette au Puen del Diablo un peu en amont du hameau de Escarilla.

Le barranco de los Campos de Troya et le barranco de Culivillas, torrent descendant du SW. vers le NE. et se jetant eux-aussi dans le río Gállego un peu en aval de sa source située au niveau du Col de Pourtalet d'Ane

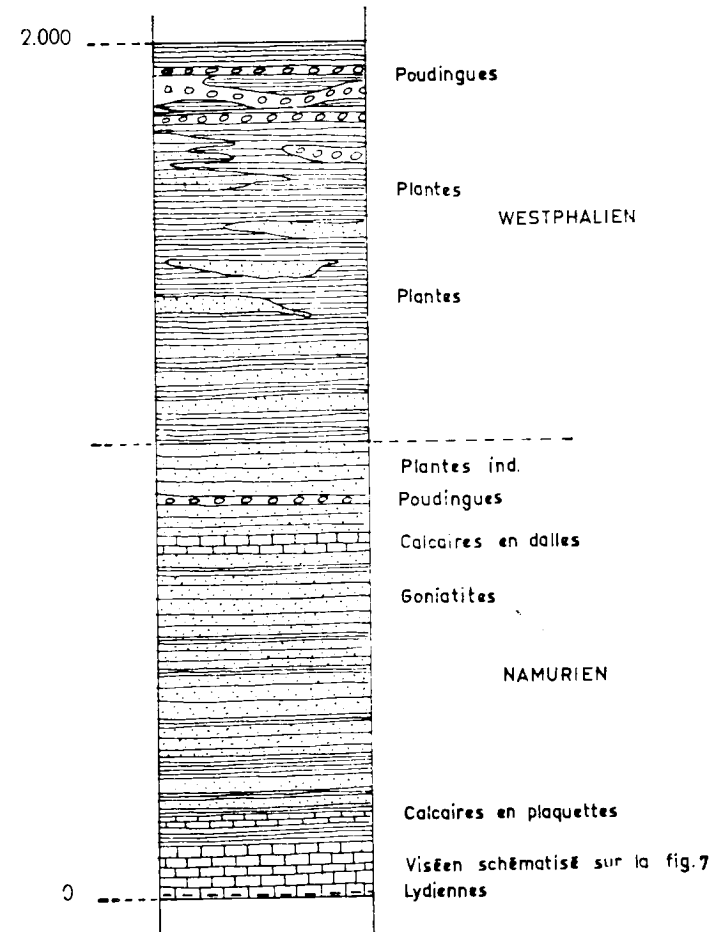


Fig. 8.—Stratigraphie du Carbonifère du río Escarra. Schéma théorique.

dissèquent le massif carbonifère de vallées très découpées, tandis que le lit du río Gállego qui coule, en contrebas, dans le Dévonien inférieur est infiniment plus comblé et d'apparence sénile en dépit de la proximité de la source. Il faut sans doute voir là l'influence du modelé glaciaire qui, comme nous le verrons dans l'étude du río Esera, divise souvent le lit des grandes rivières torrentielles des Pyrénées espagnoles en plans successifs, séparés par des verrous glaciaires. Un dernier torrent d'importance plus faible et orienté E.-W. entaille le recouvrement permo-triasique et alluvionnaire favorisant ainsi l'affleurement d'une bande de Carbonifère que rejoint les affleurements de la région de Canfranc dont je viens de synthétiser les grands traits stratigraphiques.

Coupe de base (partie haute du bassin du río Escarra).

La coupe complète que j'ai pu lever et dont j'ai donné plus haut la localisation permet de voir la succession stratigraphique suivante (fig. 7 et 8).

A la base, un niveau ayant au maximum 10 m., composé d'une alternance de lydiennes caractéristiques, de formations schisteuses noires, assez tendres par endroits et de phanites noirs rubannés. En lame mince les lydiennes, quand elles ne sont pas tectonisées à l'excès, montrent des tests de Radiolaires rendus ovoïdes par les déformations tectoniques. Les formations schisteuses, qui ressemblent, en échantillons macroscopiques, aux schistes gothlandiens, sont assez friables. Elles sont relativement riches en quartz détritiques dont la taille peut atteindre 500 μ . Ensuite apparaît, sur une cinquantaine de m., un ensemble de formations calcaires de teinte claire allant du rouille au brun-clair et que l'on peut décomposer comme suit, du bas vers le haut :

- des calcaires schisteux se délitant en larges plaques polygonales prenant souvent l'allure de carton ;
- des calcschistes tendres brun-clair, extrêmement friables et déterminant des ravinements nets dans la topographie ;
- un ensemble un peu plus puissant de calcaires noirs, tendres, plus massifs, formant des lits d'une épaisseur de l'ordre de 50 cm. souvent séparés par des niveaux de schistes grisâtres ou de calcschistes brunâtres. Ces calcaires contiennent souvent de nombreuses passées cri-noïdiques, qui deviennent de plus en plus régulières au fur et à mesure que l'on monte dans la série. Cet ensemble se termine par un niveau calcaire à entroques particulièrement net et dont le niveau stratigraphique apparaît constant. Notons en outre la présence, sous le niveau à entroques, de formations calcaires de type griotteux qui pourraient peut être correspondre aux conglomérats que décrit Mirouze R. (1962) dans le même horizon stratigraphique. Au-dessus de cet ensemble calcaire clair, dont je viens d'examiner les particularités, se situe une deuxième grande masse, du même ordre de puissance mais que l'on peut facilement distinguer, sur le terrain, par sa couleur. Ces calcaires sont, en effet, de teinte beaucoup plus foncée et peuvent passer à des calcaires franchement noirs. L'ensemble de ces formations calcaires a une puissance de l'ordre de 100 à 120 m.

Au-dessus des niveaux calcaires décrits plus haut et qui sont assimilables au Viséen, vient une importante série détritique assez monotone, dont je

donne (fig. 8) une description stratigraphique rapide sous forme de tableau stratigraphique commenté indiquant les niveaux repères. Il s'agit, nous le verrons, de quelques bancs calcaires et surtout de décharges de poudingues assez irrégulières quant à leur étendue et à leur puissance mais qui, en moyenne, m'ont paru assez stables stratigraphiquement. J'ai en outre rappelé, au début de cet exposé, la distinction faite par Wensink H. (1962) dans cet ensemble détritique, auquel il accorde une puissance de près de 2 km. entre un Namurien à dominante gréseuse et un Westphalien à dominante schisteuse, l'épaisseur de chacune de ces formations étant sensiblement identique donc de l'ordre de 1.000 m. Le Namurien n'a pas été déterminé paléontologiquement de manière précise. J'ai toutefois observé de nombreuses traces de Glyphiocératidés dont les individus sont indéterminables génériquement. La présence de Glyphiocératidés ne signifie pas, bien entendu, qu'il s'agit obligatoirement de Namurien mais, dans cette région des Pyrénées, seul cet étage montre, à ma connaissance, de telles empreintes.

Coupe dans la région de Hoya de Balsera.

La région de Hoya de Balsera (feuille de Sallent) appartient à la haute vallée du río Escarra. J'ai déjà exposé comment certains torrents pyrénéens espagnols étaient, dès leur source, engorgés et apparemment sénilisés. C'est le cas, je l'ai dit, du río Gállego et également de la haute vallée du río Escarra. En effet ce torrent se perd en plans successifs dans sa partie amont, entre Hoya de Balsera, flanc septentrional de la ligne de crête allant de la Punta del Aguila à la Peña del Calcin, et la Balsera qui constitue le flanc sud-oriental du Pico de Escarra.

Ce "plan" de la haute vallée du río Escarra isole deux zones bien distinctes. Au N. la masse carbonifère importante dont je viens de donner une coupe détaillée et qui correspond aux zones d'affleurement de Collado de Izas, du Pico de las Tres Huegas, du Pico de los Tres Hombres ainsi qu'à la Sierra Condiana composée de calcaires viséens.

Au S. une bande de calcaire viséen qui rejoint, après passage du río Escarra, la frange orientale des calcaires viséens de la masse carbonifère décrite précédemment. C'est cette bande calcaire qui fera l'objet de la série stratigraphique détaillée que je décris dans ce court paragraphe.

Il ne m'a pas été possible de mettre en évidence de contact stratigraphique normal entre les formations sous-jacentes et les niveaux carbonifères.

L'absence pratiquement toujours vérifiée des lydiennes dans cette zone peut donc apparaître beaucoup plus comme une conséquence tectonique qu'un

fait stratigraphique. Mais le substratum est ici de Dévonien inférieur et il pourrait sembler que l'absence de lydiennes paraisse logique. Toutefois, non loin du contact entre la crête calcaire, carbonifère, et les formations secondaires du Pico de Escarra j'ai observé de nombreux paquets de schistes noirs, laminés, coincés entre les formations du Dévonien inférieur et les calcaires carbonifères francs. Il semble donc que la présence de schistes noirs qui, en lame mince et en dépit de leur tectonisation extrême, ressemblent aux schistes noirs subordonnés aux lydiennes de la coupe précédemment décrite, puisse nous permettre de supposer la présence, avant la tectonisation, des formations à lydiennes à la base du Carbonifère.

L'épaisseur d'ensemble des formations calcaires est, ici encore, de l'ordre d'une centaine de mètres et la série ressemble assez fortement à celle que je viens de décrire dans le paragraphe précédent. Il est encore facile de distinguer une masse de sédiments calcaires et calcschisteux de teinte gris-roux ou parfois couleur de miel, d'un autre grand ensemble plus franchement calcaire de teinte beaucoup plus sombre. De plus, la masse inférieure se caractérise, à mon avis, par de nombreuses lentilles dolomitiques de teinte blonde.

Je vais reprendre le détail stratigraphique de ces deux grands ensembles

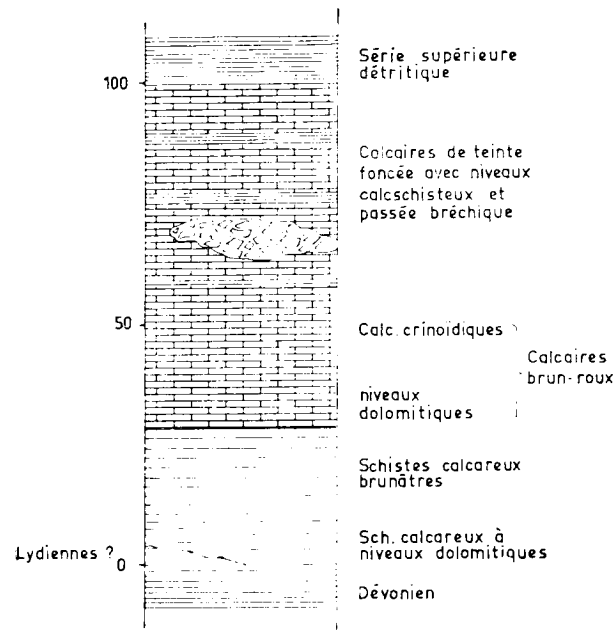


Fig. 9.—Base du Carbonifère. Hoya de Balsera.

et illustrer la description que je vais faire par une colonne stratigraphique idéalisée des formations de cette région (fig. 9).

L'ensemble basal de teinte claire se compose, de bas en haut :

- de schistes calcaires à érosion en larges alvéoles et contenant de petits niveaux dolomitiques d'une fort grande netteté. La teinte d'ensemble de ces formations est brun-clair et leur altération leur confère une coloration encore plus atténuée ;
- de vingt mètres environ de schistes calcaires brunâtres à délit microprismatique donnant à l'affleurement un aspect de schistes frites identiques à certains faciès du Dévonien ardennais ;
- un niveau de calcaires brun-roux déjà plus foncés que les précédents et contenant des passées dolomitiques à la base et crinoïdiques au sommet. Un gros banc de calcaires à entroques peut d'ailleurs servir de niveau repère dans toute la bande d'affleurement considérée.

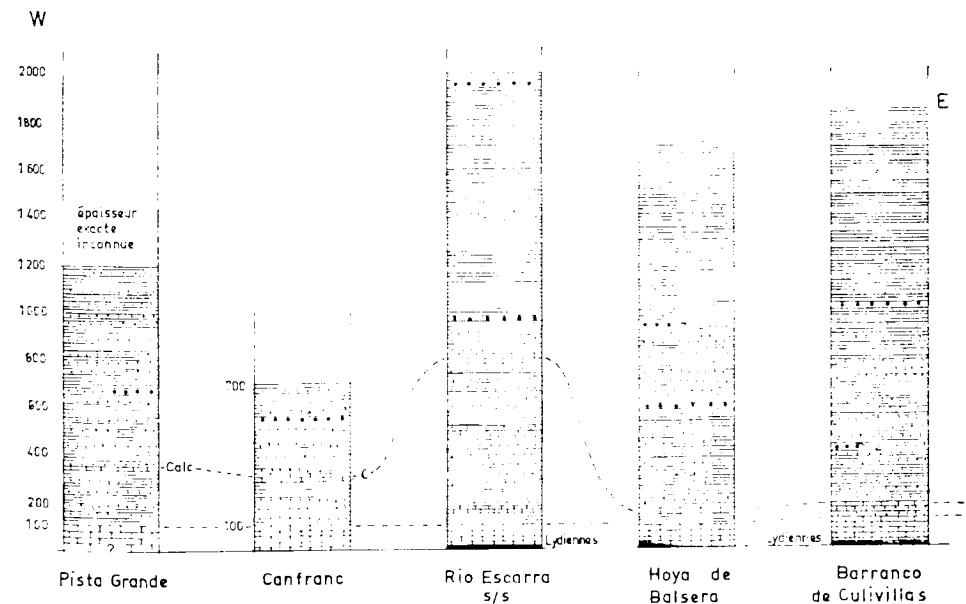


Fig. 10.—Tableau récapitulatif schématique de la stratigraphie du Carbonifère de la région du río Escarra.

Ce tableau récapitule la succession stratigraphique des formations carbonifères anté-stéphanien décrites, sous le nom général de Carbonifère du río Escarra, des pages 37 à 50 de ce mémoire.

L'ensemble supérieur de teinte foncée ne subit pas, quant à lui, de modifications importantes par rapport à la coupe précédemment décrite. Une nouvelle description me paraît inutile et le lecteur voudra bien se reporter à la fig. 10 déjà citée, qui schématise la stratigraphie des formations carbonifères dans cette région.

Observations dans la haute vallée du barranco de Culivillas.

Le barranco de Culivillas se jette dans le tout jeune río Gállego quelques kilomètres en aval du Col du Pourtalet d'Aneu.

Il prend sa source entre la Punta de la Garganta, crête qui se continue vers l'W. pour se prolonger, après l'interruption due aux Ibones de Anayet, par le célèbre Pico de Anayet dont j'ai parlé au début de cette étude et par la crête de las Arroyeras dont j'ai déjà cité le nom lors de la description de la coupe d'ensemble du río Escarra.

L'école bordelaise de Clin M., étudie actuellement en détail la géologie de cette région, proche du col du Pourtalet d'Aneu, tant au point de vue pétrographique qu'au point de vue microtectonique. Heddebaut Cl., de plus, vient d'y faire de belles découvertes paléontologiques.

Il y a en effet trouvé, près de la mine de *Campo de Troya*, exploitation archaïque pratiquement abandonnée, une belle flore déterminée par Monsieur le Professeur Corsin P., et qui indique un âge stéphanien.

Cet ensemble est parcouru par des venues andésitiques particulièrement nettes dans la région de la Punta de la Garganta où se développe une prismation caractéristique.

3. Grands traits tectoniques des bassins carbonifères de l'Aragón Subordan et de la terminaison méridionale du bassin d'Urdos

Le caractère structural le plus important de cette région, et qui entraîne les dispositions tectoniques les plus remarquables, est son ennoyage sous le recouvrement créacé du Pic d'Anie. Dans cette zone les interférences entre les mouvements hercyniens et les manifestations orogéniques postérieures seront des plus nettes. Il est bien évident que l'ensemble paléozoïque, induré, amené à se ployer de manière importante, dans un espace assez réduit, ne le fera que grâce au développement conjugué de cassures subméridiennes et de failles longitudinales qui transformeront cet ensemble rigide en une mosaïque souple.

De plus les plis affectant le Paléozoïque de cette région verront leurs axes être sensiblement parallèles aux limites du recouvrement mésozoïque. Cette remarquable disposition vient d'être illustrée très clairement par Mirouse R. (1962, fig. 133).

Les grands traits de la structure du Carbonifère de ces régions vont refléter les tendances évoquées ci-dessous; je vais exposer brièvement, dans cette étude tectonique, d'une part la disposition des plis et d'autre part les caractéristiques des failles les plus marquantes.

Tous les bassins carbonifères étudiés dans les paragraphes précédents peuvent être rattachés à deux grands synclinaux majeurs.

Le premier est un vaste synclinal en croissant dont la partie septentrionale est d'axe N.-S. et la partie méridionale NW.-SE. Le changement de direction se fait au niveau d'une droite joignant le pic Lariste en France au Quimboa alto sur le versant espagnol.

Le Carbonifère de ce synclinal débute dans sa partie septentrionale à l'E. du Pic d'Anie et descend selon l'axe subméridien précité jusqu'au niveau du río Acherito où son flanc occidental se double d'un petit synclinal annexe correspondant sensiblement à la région de la Gorreta de Los Gabachos et dont il est séparé par la remontée synclinale du río Acherito. Cette remontée anticlinale s'atténue vers le S. et ne se traduit plus que par endroits, en particulier un peu en aval du confluent du río Acherito et du río Aragón Subordan où le Carbonifère inférieur calcaire remonte en anticlinal au milieu des schistes et grès bien développés dans la région du Cuartel de Carabineros.

Après une disparition sous le recouvrement de grès rouges entre le Término de Ansó en Espagne et le signal d'Espelunguère en France, le synclinal se manifeste de nouveau clairement par la présence de Carbonifère autour du lac d'Estaens.

Le synclinal, qui est maintenant d'orientation NW.-SE., se poursuit sur le versant espagnol dans la région du Monte Tobazo par le Carbonifère de la Pista Grande. Vers le SE. il se fragmente en une multitude de plis anticlinaux et synclinaux qui seront à l'origine des affleurements du río Seta, du Carbonifère de la Station Internationale de Canfranc et ensuite, plus à l'E., du grand ensemble homogène que j'ai décrit sous le nom de Carbonifère du río Escarra.

Le synclinal se mêle là, sous un revêtement de grès rouges, aux formations carbonifères du second grand ensemble synclinal, celui d'Urdos dont je vais maintenant rappeler les grands traits.

Le synclinal carbonifère d'Urdos, séparé du précédent par l'axe anticlinal

à cœur dévonien allant du Pic Billare au Bois de Bellonce est plus important et plus tectonisé.

Il commence lui aussi par suivre une direction N.-S. avant d'adopter un axe NW.-SE.

En France, l'homogénéité de ce synclinal carbonifère est rompue, au N. d'Urdo, par la remontée anticlinale du Fort du Portalet qui laisse affleurer des sédiments dévoniens et, plus au N. encore, au-dessus d'Etsaut, par la remontée du Pont de Borce qui sépare le Carbonifère d'Etsaut du Carbonifère du Bois de Pedaing.

Vers le S. et vers l'Espagne, ce synclinal se subdivise en deux bandes, l'une méridionale, l'autre septentrionale, séparées par une voûte anticlinale déterminant la réapparition du Dévonien du ruisseau d'Aneu et du Col de Bicus.

La bande synclinale méridionale constitue en France le Carbonifère du Col des Moines et, en Espagne, le Carbonifère que j'ai décrit sous le nom de Carbonifère du Canal Astún-Canal Roya. Cette bande rejoint, après le Pico del Anayet, le Carbonifère supérieur du río Escarra dans la région du Campo de Troya au SE. du col de Pourtalet d'Aneu.

La bande synclinale septentrionale, particulièrement nette au niveau du Pic Moustarde, se prolonge, en France, après l'interruption due aux andésites du Pic du Midi d'Ossau, par le Carbonifère situé au N. du granite de Cauterets et en Espagne par le Carbonifère allant de Los Calcites au Col du Pourtalet.

Là, les deux bandes synclinales se regroupent en entourant la partie sud-orientale de l'anticlinal du Col de Bioux-ruisseau d'Aneu qui les avait séparées. Vers l'E., le synclinal d'Urdo se prolonge par les affleurements carbonifères de la Peña Foratata et ceux compris entre le granite de Cauterets et le granite de Panticosa.

Les principales failles affectant les bassins carbonifères de l'Aragón Suberdan et de la terminaison méridionale du bassin d'Urdo, sont, je l'ai déjà signalé, de deux grands types :

- des failles sensiblement parallèles aux grandes directions pyrénéennes classiques. Leur plan est souvent fortement oblique ;
- des failles subméridiennes de cassure.

Comme bel exemple du premier type d'accident, je citerai la faille d'Izas ou chevauchement d'Izas dont le tracé a été étudié récemment par Van der

Lingen G. J'ai, sur les fig. 11 et 12, rappelé ou indiqué les caractéristiques de cet accident important ; il débute, à l'E., au niveau du fond d'Aspe, limite au N. le Carbonifère de la Pista Grande, recoupe successivement le Canal Astún et le Canal Roya et se dirige vers l'E. pour constituer, d'après Van der Lingen G. et Wensink H., la limite septentrionale du Carbonifère du río Escarra. Il fait, tout au long de son parcours, chevaucher des terrains

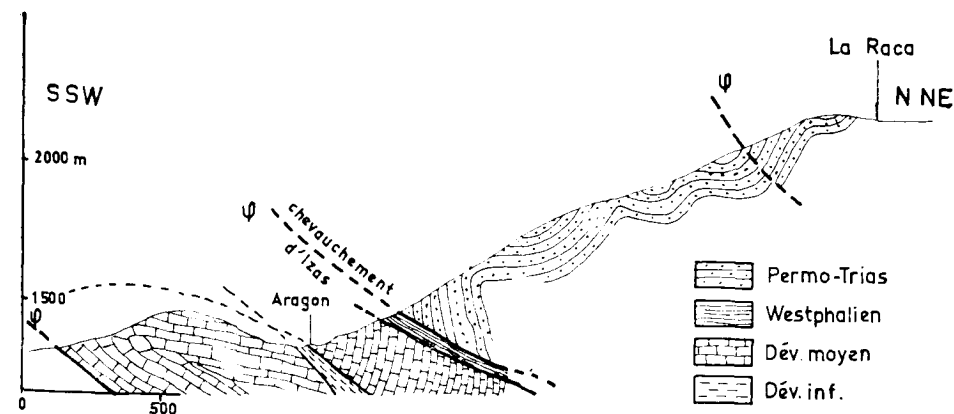


Fig. 11.—Coupe géologique montrant le rôle tectonique des sédiments détritiques du Westphalien. Extrait de Van der Lingen G.

permo-triasiques sur des sédiments carbonifères et dévoniens. De toutes manières le chevauchement se fait toujours à la faveur d'une semelle essentiellement composée de schistes carbonifères qui servent de lubrifiant en se comportant comme le font si souvent les schistes carburés du Gothlandien.

Si le tracé proposé par les auteurs hollandais et notamment par Van der Lingen, G., m'a paru particulièrement précis et indiscutable dans la partie occidentale du Carbonifère décrit dans les paragraphes précédents j'avoue ne pas avoir toujours retrouvé le passage de cet important accident dans le Carbonifère du río Escarra. Les études en cours des équipes de tectoniciens bordelais préciseront certainement le tracé de la partie orientale de cet accident.

Les failles subméridiennes d'effondrement, correspondant au second type d'accident, sont assez nombreuses dans les différents bassins décrits précédemment. Leur importance cartographique est souvent très faible et, dans cette partie du versant espagnol, aucune ne me paraît digne d'une mention dans ces quelques lignes d'ordre général.

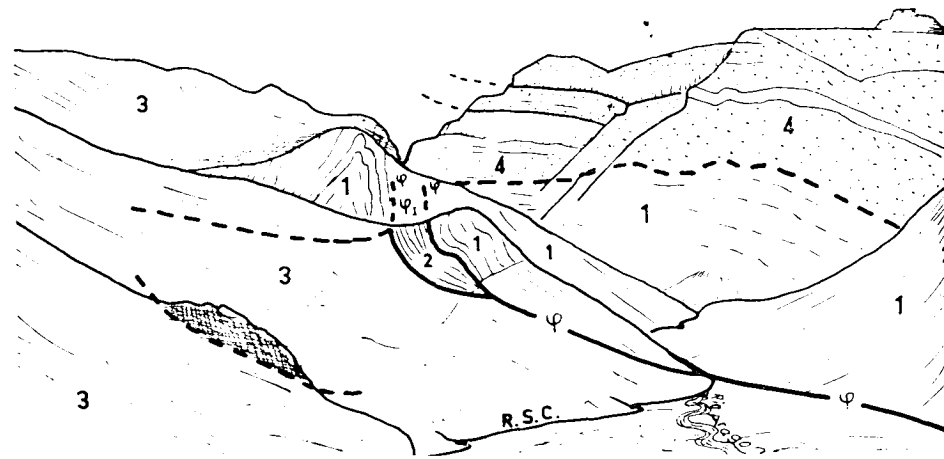


Fig. 12. — Vue panoramique de la haute vallée du río Aragón prise en amont de l'École Militaire Espagnole de Haute Montagne (en partie d'après Van der Lingen). 1. Dévonien moyen.—2. Schistes et grès carbonifères.—3. Permo-Trias.—4. Crétacé. φ . Faille d'Izas.—R. S. C. Route du Col de Somport à Canfranc.

Au premier plan :

- au centre, la route descendant du Col du Somport et, à sa droite, le río Aragón.
- à droite, les contreforts du Monte Tobazo constitué de calcaires massifs dévoniens.

Au second plan :

- au centre, le passage de la faille d'Izas est souligné par un petit col dû à l'érosion des schistes et grès carbonifères pris entre le Permo-Trias et les calcaires dévoniens.

Au troisième plan :

- un anticlinal de calcaires dévoniens dont le flanc méridional descend vers la vallée du río Aragón.

A l'arrière plan :

- le Permo-Trias et le Crétacé de Las Menorias et de la chaîne située à l'E. de Canfranc.

4. Le Carbonifère compris entre la vallée de Bujaruelo et le río Esera

A) LE CARBONIFÈRE DE LA VALLÉE DE BUJARUELO.

Les formations carbonifères de la haute vallée de Bujaruelo s'étendent largement en France, d'une part dans la vallée du ruisseau de Holle et, d'autre part, dans les environs du Pic de Gabiet et du Pic de Lourdes. Dans ces régions, elles viennent d'être étudiées de manière particulièrement détaillée

par Mirouse R. (1962), tandis que Wensing H. (1962), réalisait l'étude cartographique et tectonique du versant espagnol à la faveur des vallées de Otal, de Ara et de Lapazosa. Quant à moi, je n'ai rien eu à ajouter à la stratigraphie de ce petit ensemble carbonifère et je n'ai pu qu'adopter les remarquables relevés de mes prédécesseurs.

Je donnerai, en conséquence, une coupe (fig. 13) constituant le résumé des observations de Mirouse R.

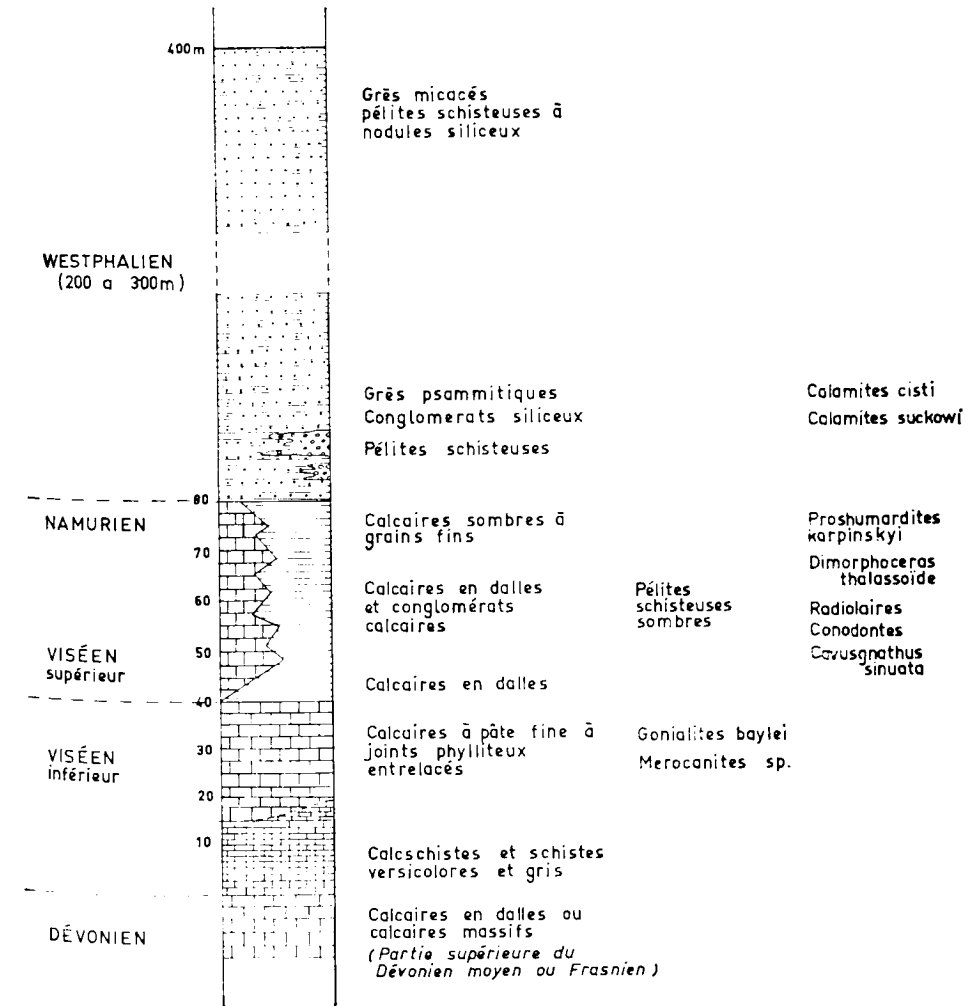


Fig. 13.—Stratigraphie des terrains carbonifères dans la haute vallée de Holle (d'après Mirouse, 1962).

Les séries décrites par Wensink H., ne diffèrent de celle-ci que par leur caractère détritique plus marqué amenant cet auteur à décrire, à la base du Carbonifère, quelques niveaux de conglomérats à galets de quartz (vallée de l'Otal) et quelques niveaux gréseux (vallée de Lapazosa). De même, le sommet de la série se marque, sur le versant espagnol, par des lits gréseux plus importants que ceux décrits par Mirouse.

B) AFFLEUREMENTS SITUÉS À L'E. DE LA VALLÉE DE BUJARUELO ET À L'W. DU RÍO ESERA

Entre la vallée de Bujaruelo et le río Esera n'affleure aucun bassin carbonifère intéressant. Seuls quelques lambeaux décrits par Dalloni M., méritent une mention au moins historique (1910, p. 100). Il s'agit du Carbonifère du pic de Lary auquel est attribuée une épaisseur de 250 à 300 mètres. Cet auteur rapporte la découverte, dans les calcaires qui sont à la base, de :

Phillipsia brongniarti Fisch.
Glyphioceras crenistria, Phill.
G. malladae Barrois.
Prolecanites sp.
Orthoceras giganteum Scw.
Poteriocrinus minutus Roem.

Quelques affleurements carbonifères, de superficie assez réduite, se trouvent dans la région du Pic d'Astós et de la vallée de Lliterola. Ils sont actuellement étudiés par Wenekers H., de l'Institut géologique de Leyde dans le cadre de ses recherches sur la tectonique des vallées de l'Esera et d'Astós.

Nous n'étudierons pas particulièrement ces lambeaux carbonifères dont le faciès est identique à celui du *synclinorium du Plan des Etangs* que nous allons maintenant décrire comme premier grand bassin carbonifère situé en bordure du Massif granitique de la Maladetta.

II. Le Carbonifère de la bordure Nord et Nord-Est du massif granitique de la Maladetta

Dans ce chapitre important, je me propose d'étudier les *synclinoriums* carbonifères du Plan des Etangs et de Espot-Andorre.

I. Le *synclinorium* carbonifère du Plan des Etangs (Dépliants B et C)

Je ne développerai ici que la stratigraphie et ne décrirai que les grands traits structuraux de ce bassin, réservant à la troisième partie l'étude sédimentologique détaillée des belles formations gréso-schisteuses du Plan des Etangs.

A) LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE

Le *Synclinorium* du Plan des Etangs forme une ellipse allongée de l'W. à l'E.. Il borde, presque en continuité la limite septentrionale du massif granitique de la Maladetta. Sa longueur est de l'ordre d'une vingtaine de kilomètres depuis le río de Valartiés qui constitue, pratiquement, sa limite orientale jusqu'à l'Hospital de Benasque à l'W. Sa plus grande largeur, observable un peu à l'E. du Trou du Toro, est de l'ordre de 5 Km. La superficie d'ensemble du *synclinorium* approche 50 km².

J'ai déjà fait remarquer (1965) que trois parties assez nettes pouvaient être distinguées dans la topographie de cet ensemble.

a) Le Carbonifère de la Haute vallée du río Esera, tout d'abord, constitue la partie occidentale du Bassin. Les affleurements sont extrêmement découpés tant par la tectonique que par la topographie.

Le río Esera, en effet, est formé par la confluence de nombreux petits torrents qui descendent du massif granitique de la Maladetta. Ces torrents subissent de nombreuses pertes quand ils passent du granite aux calcaires. Celles-ci se manifestent par des dépressions brutales, importantes, dans lesquelles s'engouffrent les eaux torrentielles. Ces dépressions, que les montagnards espagnols appellent *Forats*, sont ici très nombreuses et toutes les vallées secondaires qui aboutissent à l'Esera en sont perturbées. Le plus célèbre de ces *Forats*, est le Forat de Aigüalluts plus connu en France sous

le nom de Trou du Toro. Il détermine, on le sait depuis les mémorables expériences de Casteret N., la disparition du Torrent de Barrancs qui réapparaît au Güells del Jueu, près de 4 Km. au NE., dans la vallée de l'Artiga de Lin. Là, il se mêle aux eaux du canal de la Rivereta, descendant de la crête de la Pene Nere et du Pico de Toro, pour former le río de Jueu. Celui-ci se jette à Las Bordas (Val d'Arán) dans le río Garona qui, après la frontière, deviendra la Garonne.

On peut admettre qu'une faible partie des eaux du torrent de Barrancs, après la perte du Trou du Toro, puisse avoir un courant souterrain dirigé non pas vers le NE. pour sortir au Güells del Jueu mais vers le NW. pour alimenter l'Esera. De toutes façons, les eaux de l'Esera proviennent, pour leur grande majorité, de la réunion du torrent de Paderna et du torrent qui descend du Pico de Paderna pour rejoindre le Plan des Etangs (*Plan dels Estanys*). L'Esera ainsi formé, après un cours sensiblement E.-W. pendant deux km. fait, au niveau de l'Hospital de Benasque, une courbe qui l'amène à la direction NE.-SW. qu'il gardera sensiblement jusqu'à sa confluence avec le río Cinca un peu en aval de Graus. Cette uniformité de direction ne sera rompue que par le coude brusque dû à la présence de la Sierra de Chía, au niveau de Castejón de Sos.

Le Carbonifère de la haute vallée de l'Esera repose sur les calcaires marmoréens du Dévonien, eux-mêmes pris entre la terminaison orientale du massif granitique de Lys-Caillaouas et la terminaison occidentale du massif granitique de la Maladetta. C'est dans cette région que les découvertes les plus intéressantes ont pu être faites; une carte géologique détaillée au 1/25.000 de cette région permettra de se rendre compte de la complexité de cette partie du gisement (dépliant B).

b) La deuxième grande partie est constituée par l'importante crête de Salies qui, orientée sensiblement du N. au S., sépare la haute vallée de l'Esera de la haute vallée du río Negro qui appartient elle-même à la troisième partie du Synclinorium du Plan des Etangs.

Cette crête, qui forme une dorsale importante dans le paysage, est constituée par le massif entourant le Pico de los Negros (2.535 m.) et par le Pic de Salies (2.573 m.).

c) La troisième partie est formée par le tronçon compris entre la haute vallée du río Negro et le río de Valarties.

Le río Negro prend sa source à l'Estany Nere, immédiatement à l'E. du Pico Forcanada et suit une direction assez uniforme du SW. vers le NE. Après avoir coulé dans le lambeau de sédiments dévoniens qui s'enfoncent dans le massif granitique de la Maladetta pour aboutir sensiblement au

Tozal de Fontana, le río Negro traverse, lui aussi, le massif de la Maladetta et aboutit enfin, par une large vallée, dans la bande carbonifère.

Le fond de la vallée est encombré par d'épais éboulis dont l'épaisseur, en certains points, peut atteindre 100 m. L'été, il arrive fréquemment que le niveau de l'eau descende nettement au-dessous des alluvions à la surface desquelles s'est développé le tapis végétal. La circulation des eaux est encore très rapide; il s'agit ici d'un véritable torrent "sous-alluvionnaire".

Le río Negro quitte les sédiments houillers sensiblement sous l'entrée septentrionale du *Tunnel de Viella*, et va ensuite, après avoir traversé une importante série dévonienne, se jeter dans le río Garona à Viella. Le río de Valarties, que je prendrai comme limite orientale du synclinorium du Plan des Etangs, est relativement moins important. Il descend également du massif granitique de la Maladetta et, après avoir traversé l'apophyse granitique d'Arties, se jette à Arties, dans le río Garona. Ce canevas géographique étant établi, j'aborderai maintenant la stratigraphie du Carbonifère du Plan des Etangs.

B) ETUDE GÉOLOGIQUE

a) HISTORIQUE

L'ensemble des grès et schistes du Plan des Etangs fut considéré comme silurien par les premiers auteurs ayant étudié la région. Hebert Y., et Leymerie A., notamment, confondaient les grès et schistes du Plan des Etangs avec les schistes carburés du Gothlandien. Leymerie A., lui-même, en dépit de ses vastes connaissances sur la géologie pyrénéenne, fut amené à supposer une absence totale du Houiller dans les Pyrénées centrales. Ce géologue avait pourtant souligné la présence de "grauwackes à empreintes végétales".

Durocher (1844), à partir d'observations qu'il fit en 1841, range la plupart des gisements carbonifères dans le terrain de transition comme le montrent la carte et la coupe de son mémoire.

Schmidt H., et Gourdon M., reconnaissent, quant à eux, l'âge carbonifère des formations schisto-gréseuses comprises entre le port de Benasque et le massif granitique de la Maladetta. La découverte par Gourdon M., de vestiges végétaux parmi lesquels Zeiller R., reconnut :

Sigillaria scutellata Brongn.

Calamites suchowi.

Calamites sp.
Lépidodendrée.

permet à ce célèbre paléobotaniste de dire que "malgré leur petit nombre, ces empreintes étaient suffisantes pour affirmer que les schistes du Plan des Etangs appartenaient au terrain houiller".

Dans sa thèse, Dalloni M. (1910), reconnaît l'extension géographique du gisement; par comparaison avec les schistes et grès de la vallée du río Escarra où il avait découvert, comme je l'ai rappelé plus haut, de beaux exemplaires de :

Sphenopteris obtusiloba Brongn.
Neuropteris schlehami Stur.
Alloipteris essinghi (Andrae) Potonié.
Mariopteris acuta (Brongniart) Zeiller

il attribue aux schistes et grès de la région du Plan des Etangs un âge westphalien. Pour Dalloni, cet ensemble est discordant sur le Dévonien sous-jacent.

En 1951, l'Ingénieur des Mines espagnol De Lizáur y Roldán J., publie un travail détaillé sur les sources de la Garonne et du río Esera. Il apporte ainsi de nombreuses précisions hydrogéologiques à l'oeuvre de Casteret N. Toutefois il ne se livre pas à une étude stratigraphique des formations carbonifères ce qui l'amène, dans la carte au 25.000' qui illustre son étude, à accorder une très large place au Silurien et à rapporter à cet étage de nombreux affleurements carbonifères.

Escher B. G. (1953), reprend les travaux de l'auteur précédent, les complète d'après les observations préliminaires de ses élèves de Sitter L. U., et Zwart H. J., et aboutit à un bloc diagramme destiné à montrer la trame géologique de la région du Trou du Toro et du Güell del Jueu. Il est intéressant de remarquer que ce bloc diagramme montre le Carbonifère en concordance absolue sur le Dévonien sans que l'auteur, dans son texte, souligne ce trait tectonique important.

En 1960 Kleinsmiede W. F., de l'Ecole géologique de Leyde, s'attachant à l'étude détaillée de la géologie du val d'Arán, établit une série stratigraphique extrêmement précise et pousse très loin l'analyse de détail. Il arrive, comme il se doit, à conclure au caractère paralique du bassin. Toutefois, comme Dalloni M., il représente cette série grésoschisteuse discordante sur les sédiments dévoniens sous-jacents. Fait curieux, ni Dalloni, ni Kleinsmiede ne tirent de conclusions tectoniques de la discordance

qu'ils décrivent. Cette discordance eut pourtant été une illustration inespérée des premières phases tectoniques de l'orogénèse hercynienne.

b) STRATIGRAPHIE ET ÉTUDE GÉOLOGIQUE DES FORMATIONS VOISINES. ANTÉ-GOTHLANDIEN, GOTHLANDIEN, DÉVONIEN, GRANITE DU LYS-CAILLAOUAS, GRANITE DE LA MALADETTA.

Avant d'aborder l'étude détaillée de la stratigraphie du Carbonifère du Plan des Etangs, j'indiquerai, brièvement, les caractères principaux des formations voisines, qu'elles soient antérieures ou postérieures.

Les massifs granitiques :

Le massif du Lys-Caillaouas.—Cet important massif, dont la majeure partie se trouve en France, vient buter contre la partie occidentale du Plan des Etangs. La partie française a été étudiée récemment très en détail par Clin M. (1959), et le versant espagnol par Clin M., De la Roche H., Lelong F., et Poty B. (1963). Ces auteurs ont pu paralléliser la répartition des faciès ignés avec la "succession des principales unités lithologiques dans les séries paléozoïques granitisées". Cette observation, liée à une étude géochimique systématique, mettant en évidence les grandes ressemblances entre les faciès paléozoïques et les faciès ignés, conduit ces géologues à attribuer au massif du Lys-Caillaouas une origine synorogénique, par granitisation affectant les différents niveaux paléozoïques sans perturber leur ordonnance ni certains de leurs plus importants caractères chimiques.

Le massif de Lys-Caillaouas est coupé en deux par un accident important, la faille de Caillaouas et bordé sur une grande partie de sa limite méridionale par la faille de Consaterre, accident qui suit approximativement le thalweg du río Astós.

La faille de Caillaouas se prolonge vers l'E., borde au N. une grande partie du synclinorium carbonifère du Plan des Etangs, et vient aboutir au début du synclinorium de Espot-Andorre.

Le Massif de la Maladetta.—La pétrographie détaillée de ce massif est en cours d'étude et je ne donnerai ici que quelques indications géographiques destinées à éclairer les relations de la roche éruptive avec le Carbonifère du Plan des Etangs.

Ce massif, coeur des Pyrénées espagnoles, est l'un des plus développés de tous les massifs granitiques des Pyrénées. Les plus hauts sommets des Pyrénées, Aneto et Maladetta, y sont édifiés; ce granite constitue en outre le berceau des plus grands glaciers pyrénéens.

L'extrémité occidentale du massif se trouve au niveau de la vallée de

l'Esera et, en effet, seuls quelques lambeaux de granite affleurent sur la rive droite du torrent. La limite orientale est située plus de 40 km. à l'E., dans la région de San Maurici.

Les formations anté-dévonniennes.

Elles se présentent ici sous leur faciès classique tant en ce qui concerne les formations anté-gothlandiennes que les schistes carburés du Gothlandien. Notons cependant que certains lambeaux gréseux carbonifères ont été longtemps considérés comme anté-gothlandiens. Je pense, en particulier, aux formations de la région des *Baños de Benasque*.

Je ne mentionnerai, à titre de curiosité, qu'un petit affleurement de schistes gothlandiens sous le port de Benasque, apparaissant, en anticlinal extrêmement aigu et faillé, au milieu des calcaires marmoréens du Dévonien. Cet aspect tectonique est clairement représenté sur la fig. 14, faite au niveau du Plan des Etangs proprement dit.

Les formations dévonniennes.

Elles méritent, quant à elles, une mention particulière.

En effet, le Dévonien, dans le voisinage du massif de la Maladetta, possède une épaisseur légèrement réduite. De plus, il prend un aspect marmoréen blanc des plus nets et peut se présenter soit à l'état de plaquettes qui se délitent avec une extrême facilité, soit à l'état de marbres massifs bien représentés, par exemple, dans les environs des *Baños de Benasque*. J'ai pu, dans ces formations, trouver un échantillon de :

Favosites eifeliensis Goldfuss.

caractéristique du Dévonien moyen et particulièrement de l'Eifélien (pl. 4, photos 7 et 8). La comparaison de cet échantillon avec d'autres échantillons que j'avais découverts dans la vallée du río Astós m'avait permis, en 1965, de paralléliser les "séries normales" avec la série dévonienne voisine de la Maladetta.

Par ailleurs, un caractère assez important du Dévonien de cette région est la présence de nombreux tufs interstratifiés contemporains de la sédimentation. J'ai pu étudier ces roches en de nombreux endroits et en particulier entre les Bains et l'Hospital de Benasque ainsi que dans la vallée de la Escaleta. Dans tous les cas, je crois pouvoir rapprocher ces formations des *schalsteins* déjà décrits dans la région de la Lahn où ils sont couramment associés aux spillites et aux kératephyres givétiens. Ces roches furent ici,

probablement émises à l'Eifélien et elles semblent être la conséquence de signes avant-coureurs d'une phase hercynienne précoce (phase bretonne) décelable par des manifestations nettement plus affirmées dans le territoire situé au N. et étudié par Clin M. (1959).

Je serai amené à poser, dans le chapitre deuxième de la troisième partie de ce travail, le problème de l'âge de la partie supérieure de ces formations calcaires. Rien ne prouve, en effet, dans l'état actuel de nos connaissances, que les calcaires situés immédiatement sous les grès et les schistes ne soient pas déjà carbonifères.

Toutefois, pour ne pas alourdir inutilement le texte, je continuerai dans le courant de cette étude stratigraphique à rattacher au Dévonien cet ensemble calcaire.

c) ETUDE DES COUPES STRATIGRAPHIQUES DÉTAILLÉES.

Généralités et localisation des coupes.

En général, la stratigraphie des formations sédimentaires du Plan des Etangs est assez simple. Leur puissance maximale est de l'ordre de 700 m., elles sont essentiellement constituées par une alternance monotone de grès feldspathiques en bancs souvent épais, séparés par des niveaux schisteux. La grande monotonie de cette série est, à diverses reprises, interrompue par des passées calcaires de quelques mètres qui, sur le terrain, constituent d'intéressants repères cartographiques et par des décharges de poudingues assez irrégulières quant à leur étendue.

Afin de donner une idée aussi complète que possible des formations du Plan des Etangs, je décrirai une série de coupes levées dans l'ensemble du synclinorium. Ces coupes, orientées sensiblement N.-S., sont situées :

- au niveau du Plan des Etangs *sensu-stricto* ;
- au niveau de la Rencluse et des lacs de Villamuerta ;
- au niveau du Forat de Aigüalluts et du Pico de Pomero ;
- dans la vallée du río Negro.
- dans l'extrémité orientale du synclinorium.

Coupe au niveau du Plan des Etangs sensu-stricto (fig. 14).

J'ai gardé à l'ensemble du synclinorium le nom de Plan des Etangs et j'appellerai Plan des Etangs *sensu-stricto* la région située sous le port de

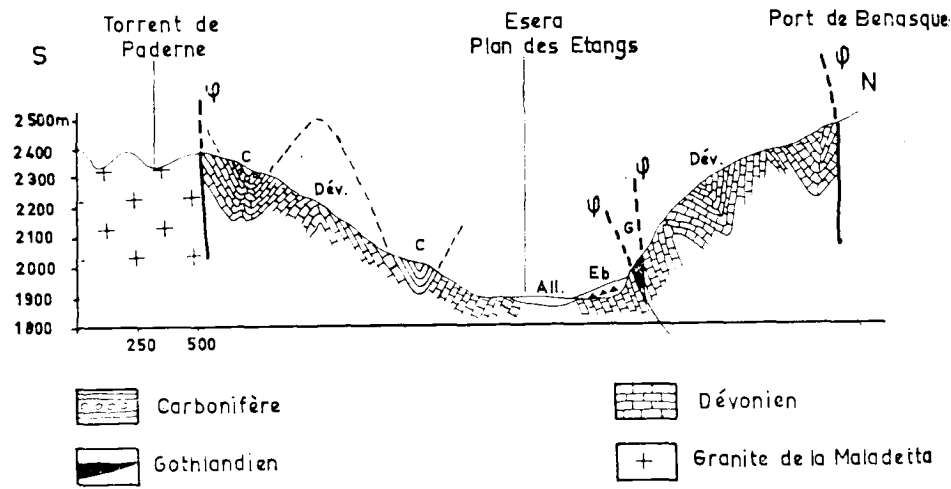


Fig. 14.—Coupe N.-S. au niveau du Plan des Etangs s. s.

Benasque et nommée, en toponymie catalane, *Plan dels Estanys*. La fonte des neiges détermine, là, des étangs assez importants qui, au cours des mois chauds, se résorbent pour ne laisser subsister que quelques mares permanentes.

Il est fâcheux que le Plan des Etangs sensu-stricto ait été l'endroit du synclinorium le plus étudié car le contact avec le Dévonien y affecte, de manière trompeuse, les allures de la discordance.

Cette illusion d'optique, déjà dénoncée (Delattre Ch., et Waterlot M., 1963), est représentée fig. 17, J'y reviendrai lors de l'étude tectonique du synclinorium.

L'illogisme de cette discordance gêna particulièrement les tentatives de synthèse paléogéographique du Carbonifère pyrénéen.

Le Plan des Etangs s. s. est intéressant à un autre titre car il est pratiquement le seul endroit où il m'ait été donné de trouver des faunes déterminables m'ayant permis d'éclairer d'un jour nouveau l'âge des formations basales.

Une coupe au niveau du Lago de Paderne (fig. 15), une coupe au niveau du Plan des Etangs s. s. (fig. 14) et le profil stratigraphique (fig. 16) appuieront la description détaillée qui suit.

Le Plan des Etangs s. s. permet d'observer essentiellement le contact normal avec les formations dévoniennes ainsi que la première moitié de la série carbonifère.

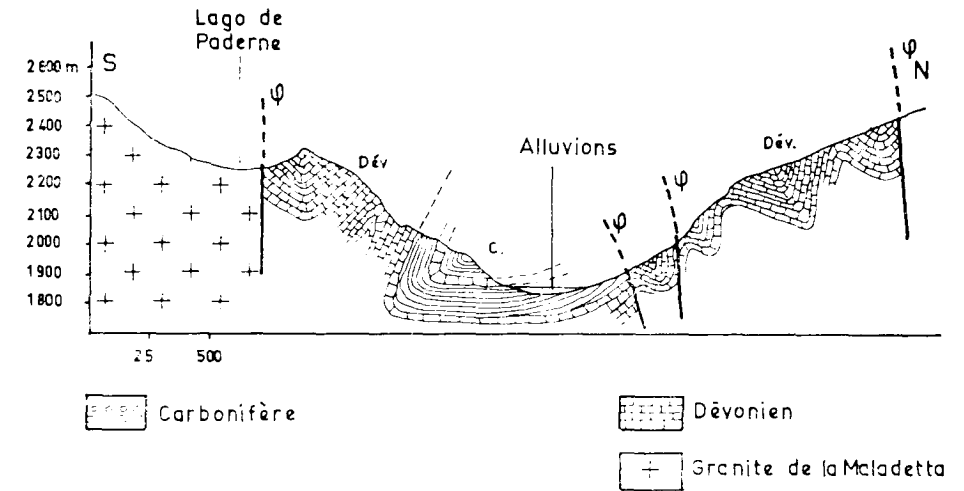


Fig. 15.—Coupe N.-S. au niveau du Lago de Paderne.

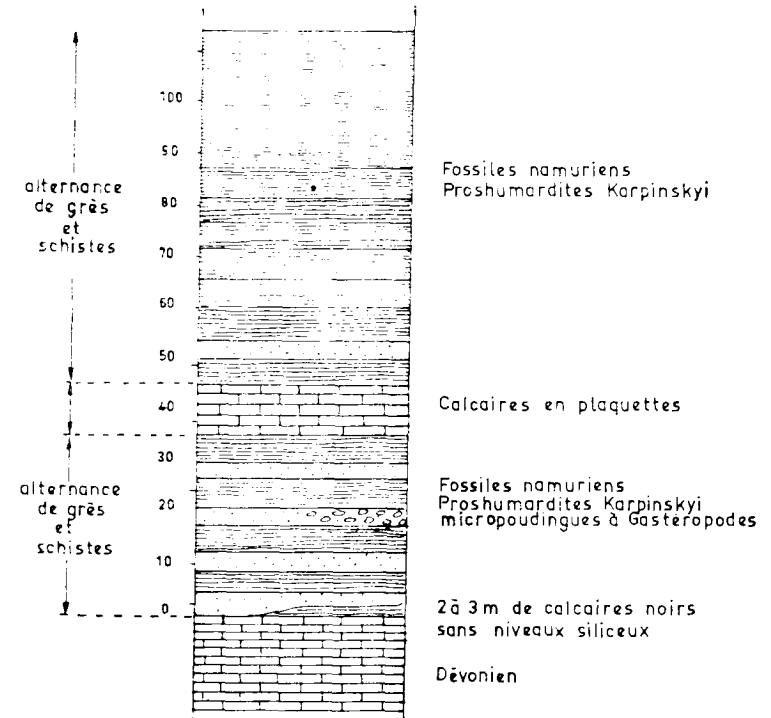


Fig. 16.—Stratigraphie du Plan des Etangs s. s.

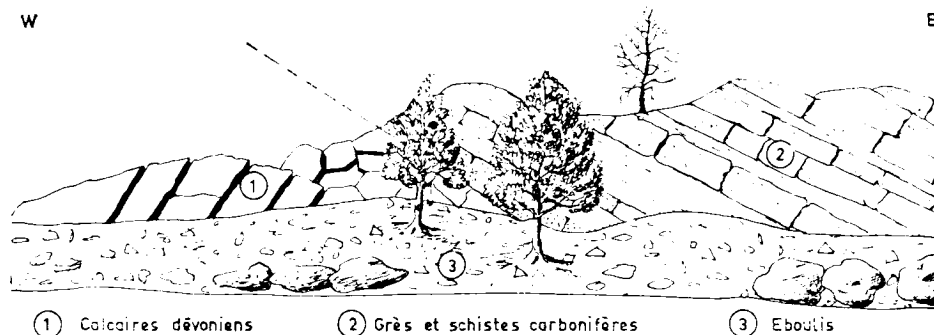


Fig. 17.- Pseudo-discordance du Plan des Etangs.

Sur les calcaires blancs en plaquettes du Dévonien se trouvent deux à trois mètres de calcaires noirs très finement lités dont la cassure est volontiers esquilleuse. Ces formations calcaires ne contiennent aucun niveau siliceux et supportent les premiers sédiments nettement carbonifères qui se présentent quelquefois à l'état de schistes, quelquefois sous forme d'un gros banc de grès feldspathique. De toutes manières, après ces variations de la base, la série devient vite homogène et offre une alternance régulière de grès feldspathiques et de schistes micacés grossiers. Un aspect de la base des formations carbonifères au Plan des Etangs s. s. est schématisé sur la fig. 17, qui, outre la pseudo-discordance, montre les premiers niveaux carbonifères détritiques. Cette première série, grés-schisteuse, comporte quelques faibles passées de micropoudingues.

Les micropoudingues passent vers l'W. et l'E. à des poudingues nettement plus francs. J'aurai l'occasion d'en parler plus abondamment dans la description des coupes situées à l'E. du Plan des Etangs. Toutefois, il est assez important de signaler, à l'W. du Plan des Etangs, un fort développement de ces formations conglomératiques visibles à la faveur des petits synclinaux carbonifères situés sous la crête allant du Pico de la Valleta au Pico de Paderna. Les poudingues y atteignent là une puissance de deux m. et les galets, essentiellement quartzeux, peuvent mesurer de 2 à 3 cm. La fig. 15 rend compte de la présence de ces gros bancs de poudingue, un peu à l'E. du torrent de Paderne. Par contre, dans les affleurements carbonifères situés encore plus à l'E. entre l'Hospital et les Bains de Benasque, je n'ai jamais observé de formations conglomératiques franches.

La première partie de cette série carbonifère se continue, après les microconglomérats, par des schistes grossiers et des grès feldspathiques surmontés par un niveau de calcaires rubannés, en plaquettes, d'une dizaine

de m. de puissance. La régularité de ce niveau lui permet d'être utilisé comme repère cartographique.

Il est particulièrement visible, par la dissection qu'en fait une cascade de l'Esera, dans un vieil enclos à bestiaux, au fond d'une reculée débouchant dans la partie SE. du Plan des Etangs. Une découverte paléontologique heureuse m'a permis de trouver ici, sous les calcaires rubannés en plaquettes, une faune de Goniatites que Chalard J., a bien voulu déterminer comme Glyphiocératidés, famille dont l'apogée a lieu à la base du Namurien. L'étude de ces faunes et leur comparaison avec les exemplaires décrits par Schmidt H. (1951) et Mirouse R. (1962), permettent de rattacher ces formes à :

Proshumardites karpinskyi Rauser-Tschernoussowa.

Les échantillons (photos 9 et 10, pl. 4) sont tous aplatis et leur diamètre moyen est de l'ordre de 40 mm. Certains d'entr'eux, dont je possède le bord ventral, montrent clairement que la section de *P. karpinskyi* devait être nettement arrondie. L'ombilic est toujours étroit, pratiquement punctiforme.

L'ornementation externe se compose de courbes subconcentriques au relief nettement accusé, aigües, séparées par des stries en creux, aussi régulières.

Cette ornementation n'est interrompue que par endroits à la faveur de constriction importantes qui, toutefois, n'existent pas sur tous les échantillons. La ligne de suture n'est entièrement visible sur aucun des échantillons, mais une reconstitution synthétique permet de penser que le lobe ventral, net, est séparé par une selle médiane importante, en deux lobes aciculés. La première selle latérale présente des caractères assez différents suivant la taille, donc l'âge, de l'individu. Le lobe latéral se partage en trois lobes secondaires. Je n'ai pas pu observer de manière satisfaisante la deuxième selle latérale en raison de l'état de conservation des échantillons.

La série primitivement considérée comme westphalienne apparaît donc plus complète. La découverte de Namurien inférieur à une trentaine de mètres au-dessus des sédiments dévoniens permet de penser que l'extrême base des formations carbonifères du Plan des Etangs pourrait être dinantienne. Je pense, en particulier, aux minces niveaux calcaires que l'on trouve parfois entre le Dévonien et les premiers niveaux schisto-gréseux. Une série namurienne de près de 80 m. d'épaisseur suivrait alors.

J'ai en effet, découvert d'autres exemplaires de Glyphiocératidés à près de 100 m. au-dessus des sédiments dévoniens, donc 70 m. au dessus des

exemplaires décrits plus haut. Cette série namurienne supporte les sédiments westphaliens que je vais décrire lors de l'étude des coupes suivantes. Cette hypothèse est à rattacher à la remarque que j'ai été amené à faire, p. 63, sur l'âge éventuellement carbonifère de la partie supérieure des formations calcaires considérées, actuellement, comme dévoniennes.

Coupe au niveau de la Rencluse et des lacs de Villamuerta (Pl. 1, ph. 3; fig. 18).

Le refuge de haute montagne de la Rencluse, construit, sur les calcaires dévoniens, à quelques dizaines de mètres de leur contact avec le granite constitue une excellente base de départ pour l'étude de ces hautes régions

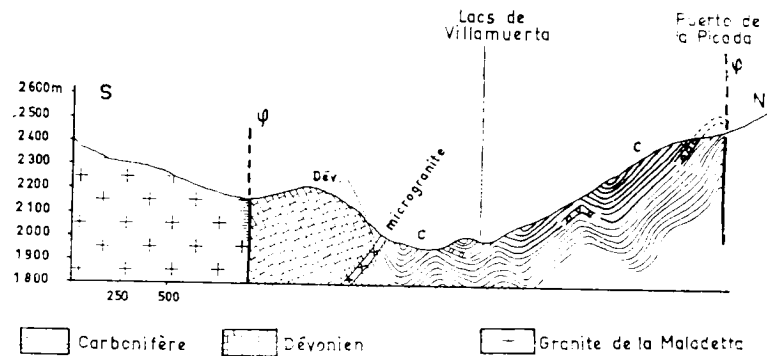


Fig. 18.—Coupe N.-S. au niveau des lacs de Villamuerta.

pyrénéennes. La coupe (fig. 18) que je figurerai passe approximativement à 200 m. à l'E. de ce refuge, descend vers le Plan de Villamuerta et remonte ensuite vers le Puerto de la Picada.

A partir du granite de la Maladetta et en descendant vers la vallée on trouve un filon très important d'un très beau quartz laiteux dont la puissance peut atteindre deux à trois mètres par endroits et qui, sur plus d'un km., jalonne ici la faille séparant le granite des sédiments dévoniens. Ceux-ci présentent peu d'intérêt si l'on excepte la présence de nombreuses passées dolomitiques.

En continuant à descendre vers le fond de la vallée on aboutit à une petite dépression située sensiblement à l'endroit où le chemin qui descend de la Rencluse bifurque pour rejoindre d'une part la vallée de l'Esera et d'autre part, le val d'Arán. Cette dépression montre une coupe intéressante

(fig. 19) permettant d'étudier le contact du Dévonien et du Carbonifère. Ici, encore, le contact est manifestement concordant, comme le montre, outre la fig. 19, la photo 2 de la planche 1.

Les premiers sédiments carbonifères constituent une masse d'une vingtaine de m. de schistes noirs, assez grossiers ayant subi de nombreuses

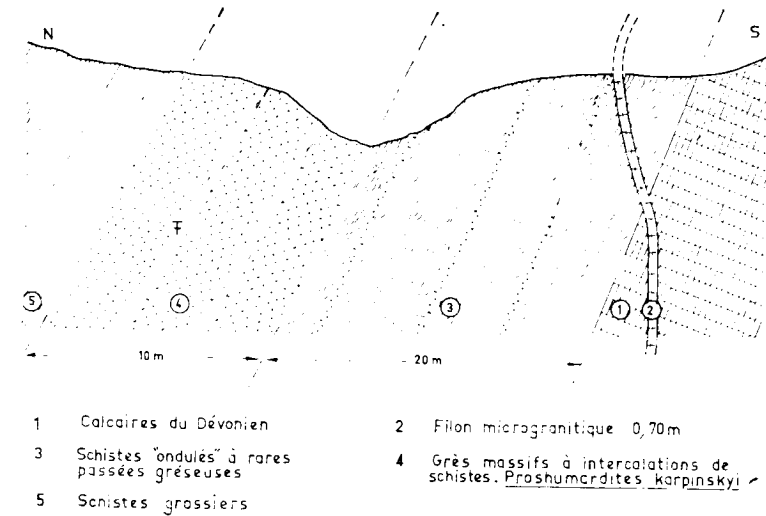


Fig. 19.—Contact entre le Dévonien et le Carbonifère. Coupe levée entre la Rencluse et les lacs de Villamuerta.

microdéformations qui leur donnent une allure ondulée. Quelques rares passées de grès mal cimentés viennent s'intercaler dans cette série de base. Il n'y a aucun niveau calcaire ici entre les schistes carbonifères et les derniers sédiments calcaires dévoniens (fig. 20).

La série se continue par de gros bancs gréso-feldspathiques atteignant 2 à 3 m. d'épaisseur, séparés par des niveaux schisteux dans lesquels j'ai trouvé des exemplaires de :

Proshumardites karpinskyi.

Au sommet de cette première série gréseuse, dans des niveaux très riches en débris de plantes, j'ai observé un exemplaire de *Calamites* malheureusement en assez mauvais état de conservation et dont l'extraction s'est avérée impossible.

Ici localement, les niveaux calcaires observés au Plan des Etangs

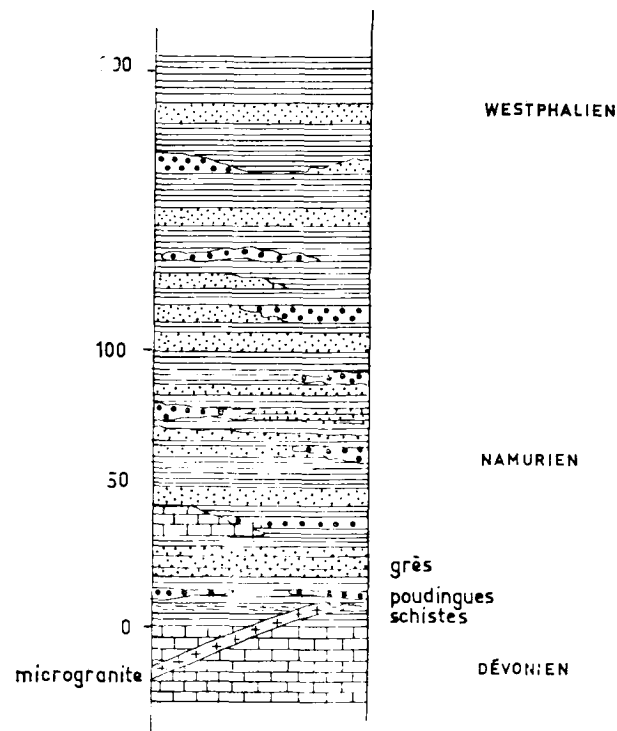


Fig. 20.—Base de la série carbonifère au niveau de la Rencluse et des lacs de Villamuerta.

n'existent pas. Les niveaux que nous venons d'étudier se replient maintenant en un petit synclinal, bien visible sur la fig. 18.

En remontant vers le N. on trouve immédiatement après ce synclinal une série de replis synclinaux et anticlinaux aux formes assez lourdes. L'ensemble vient buter, au niveau du Puerto de la Picada, sur le prolongement de la faille de Caillaouas qui met le Carbonifère en contact avec les formations anté-gothlandiennes. La partie septentrionale de la coupe apporte d'intéressants compléments stratigraphiques. En effet, non seulement elle permet de retrouver les calcaires rubannés en plaquettes que nous n'avions pas encore vu ici, mais encore elle offre de beaux affleurements des formations westphaliennes dont la description détaillée sera faite, à l'occasion de leur développement maximum, au cours de l'étude d'une coupe passant par le Forat des Aigüalluts (Trou du Toro).

Je signale toutefois la découverte d'un assez bel exemple d'une feuille de :

Cordaites sp.

La longueur de la feuille est de 25 cm. et la plus grande largeur atteint 27 mm. L'état de conservation du fossile n'est pas assez bon pour une détermination spécifique mais, en de nombreux endroits, la structure est quand même suffisamment préservée pour qu'on y observe de belles nervures parallèles, continues et disposées tous les demi-millimètres.

Coupes au niveau du Forat de Aigüalluts et du Pico de Pomeró.

L'ensemble du synclinorium commence ici à être de forme beaucoup plus massive. Les nombreux synclinaux qui, plus à l'W., se trouvaient au S. de la masse carbonifère principale, sont maintenant coalescents. Cette disposition fait que, au niveau de la confluence entre la vallée de la Escalata et du torrent de Barrancs, par exemple, on observe, du S. au N. (figure 21) le granite de la Maladetta, une frange dévonienne, un premier

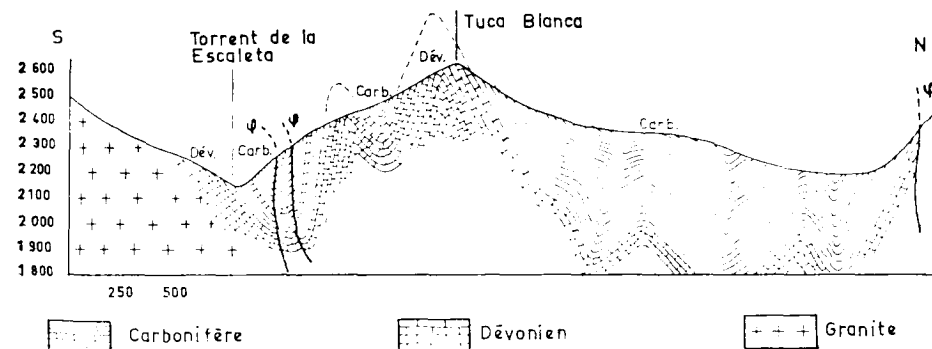


Fig. 21.—Coupe N.-S. au niveau de la Tuca Blanca (W. du Pico de Pomeró).

synclinal, faillé (représenté de manière détaillée par la fig. 22), un anticlinal de Dévonien formant le massif de la Tuca Blanca, auquel fait suite un grand synclinorium massif, lourd, dont le flanc nord se relève suffisamment pour laisser réaffleurer, par endroits, des calcaires dévoniens un peu au S. de la faille de Caillaouas.

C'est dans cette partie du synclinorium du Plan des Etangs qu'il est possible d'étudier à loisir les formations westphaliennes car elles y atteignent leur développement maximum.

Outre cette frange réduite signalée plus haut, le Dévonien, on le voit, est bien représenté au S. du synclinorium entre le granite de la Maladetta et les sédiments carbonifères. La bande dévonienne que nous avons suivie depuis la Rencluse se divise en trois affleurements distincts. La partie sep-

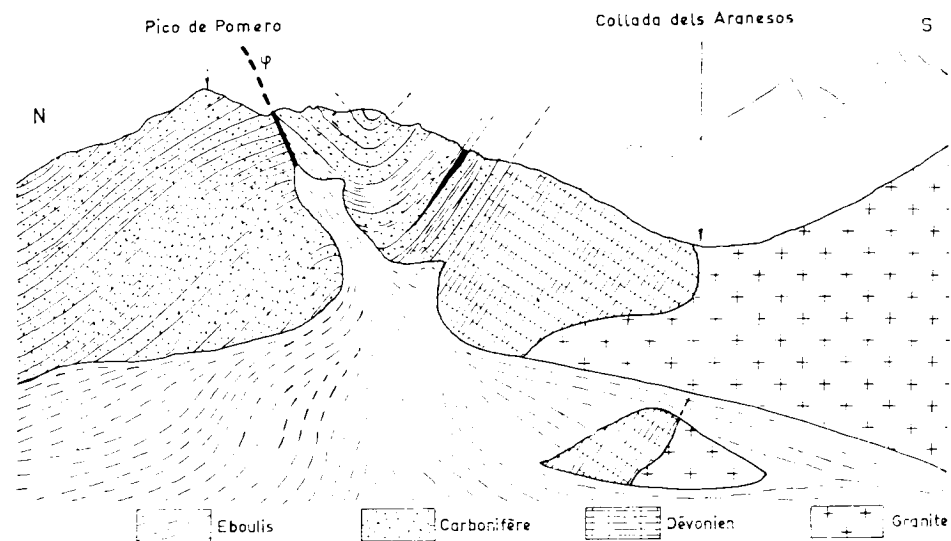


Fig. 22.—Carbonifère du Pico de Pomero.

tentrionale constitue, comme je l'ai dit plus haut, les flancs W. et E. de la Tuca Blanca, et se prolonge, après le sommet, pendant près de 3 km. avant de s'ennoyer, au-delà du Canal de la Rivereta, sous les sédiments carbonifères qui constituent les premiers contreforts de la crête de Salies.

Cette bande est séparée d'un autre anticlinal élémentaire de Dévonien que j'appellerai anticlinal des Aigüalluts par un anticlinal carbonifère qui est le prolongement de celui que j'ai décrit sous la Tuqueta Blanca et au niveau du Pico de Paderna. Cette continuité est corroborée par la présence d'un petit noyau synclinal, long de 250 m., situé immédiatement en amont du Forat des Aigüalluts, au coeur des formations dévoniennes. L'anticlinal de Dévonien des Aigüalluts, s'ennoie très rapidement vers 2.500 m. d'altitude et laisse la place, de nouveau, au Carbonifère qui borde, au N., la Valleta de la Escaleta avant de constituer les cimes massives du Pico de Pomero (Mall de l'Artiga) dont la structure est schématisée par la fig. 22.

Dans cette vallée, le Dévonien, bien développé, est extrêmement riche en niveaux que j'ai défini comme étant des schalsteins. A l'approche du granite de la Maladetta, on peut observer tous les stades de passage, par métamorphisme de contact, entre les calcaires et la granodiorite normale, ce qui montre qu'ici le contact entre le granite et les sédiments dévoniens n'est pas faillé. Un exemple de ce passage est schématisé par la fig. 24, dont la légende, explicative, rappelle les étapes de ce métamorphisme local.

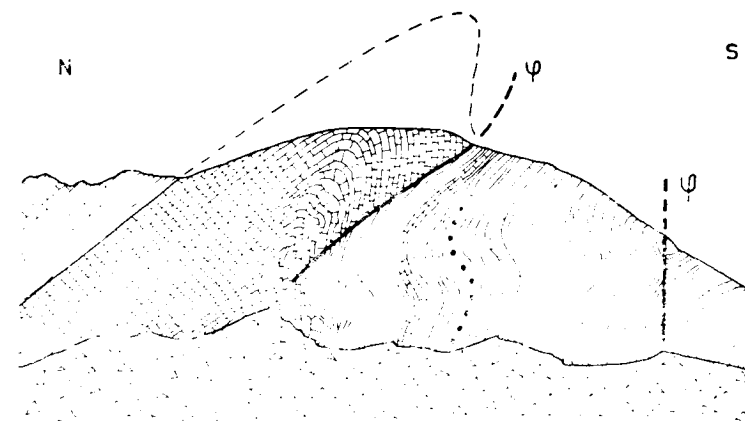


Fig. 23.—Vue orientée N.-S. du fond du Plan des Aigüalluts.

On remarquera, à droite, un synclinal carbonifère faillé, au centre un anticlinal couché de calcaires dévoniens reposant en contact anormal sur le Carbonifère. A gauche de la vue de nouveau le Carbonifère constituant le flanc S. d'un synclinal.

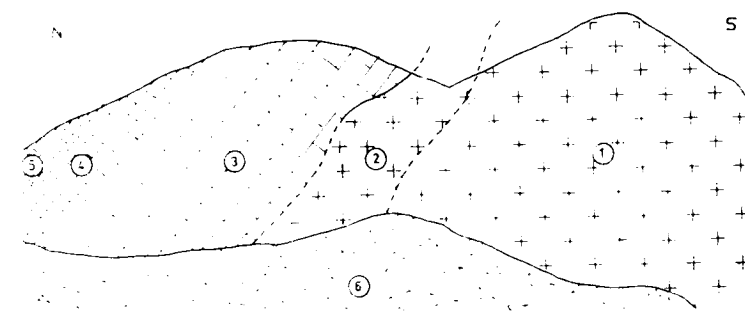


Fig. 24.—Vue schématique N.-S. du contact, au niveau de la Valleta de la Escaleta, entre la granodiorite de la Maladetta et les calcaires dévoniens.

1. Granodiorite normale.—2. Granodiorite sombre, basique.—3. Marbres.—4. Cipolin massif.—5. Cipolin stratifié avec passage progressif aux calcaires marmoréens normaux.—6. Eboulis.

La grande pureté originelle des calcaires a empêché ici, localement, le développement des minéraux classiques de métamorphisme de contact de la séquence carbonatée. Il faut remonter un peu dans la Valleta de la Escaleta pour rencontrer des niveaux, assez nombreux, à allures de barrégiennes, tactites qui, ont le sait, proviennent de la silicatisation des carbonates des marbres à partir des impuretés argileuses.

Les formations dévoniennes sont ici particulièrement riches en excavations karstiques de toutes tailles. Rappelons simplement la présence du Trou du Toro et signalons l'existence, dans la Valleta de la Escaleta, de très nombreuses cavités souvent inexplorées au fond desquelles grondent les eaux descendant de la Maladetta.

Les sédiments carbonifères sont bien développés et leur succession peut être facilement établie (fig. 25).

Au-dessus du Dévonien se trouvent dix m. de quartzites brunâtres, grossiers, en gros bancs, suivis de 6 à 7 m. de grès schistoïdes à stratifi-

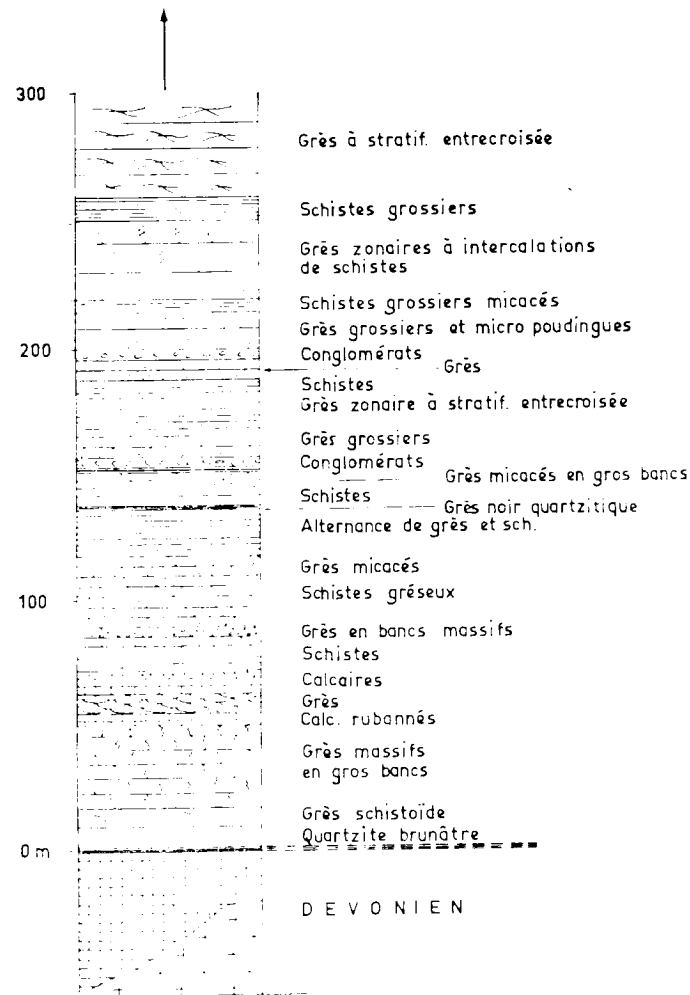


Fig. 25.—La série carbonifère au niveau du Pico de Pomero.

cation souvent imparfaite, toujours mal caractérisée. Les niveaux calcaires que j'ai précédemment signalés au Plan des Etangs s. s. n'existent plus ici à l'extrême base du Carbonifère. Après les premières formations détritiques grossières, on observe, avant les premiers niveaux de calcaires rubannés en plaquettes, environ 25 m. de grès massif, parfois zoné, mais toujours en très gros bancs. Les niveaux calcaires sont ici peu épais et leur puissance est réduite à 3 ou 4 m. Toutefois, nous verrons dans un instant que ce niveau calcaire est double.

Au-dessus du premier niveau calcaire et après un passage progressif, sur 50 cm., allant de calcaires gréseux à des grès légèrement calcareux, vient une masse d'une dizaine de m. de grès zonaires, à stratification entrecroisée caractéristique, montrant de forts beaux exemples de *slumping structure*. Le deuxième niveau de calcaires rubannés surmonte immédiatement ces formations. Il est, lui aussi, d'une puissance relativement faible puisque l'épaisseur la plus grande ne dépasse pas 4 m. Il est utile de remarquer que l'épaisseur totale des calcaires est identique ici à celle consignée dans mes précédentes observations mais que le dépôt calcaire au lieu de se faire sans hiatus a été, au milieu de sa formation, interrompu par une décharge déritique à stratification entrecroisée. Dans la suite de la série stratigraphique cette instabilité se traduira de nouveau par le dépôt de poudingues. La coupe se continue ensuite par une série schisto-gréseuse dont les différents niveaux sont très variés puisque l'on trouve successivement :

- un banc de 50 cm. de grès feldspathique grossier à dragées de quartz ;
- un mètre de grès feldspathique en petits bancs bien réglés de 5 cm. d'épaisseur ;
- 3 m. de schistes fins gaufrés, abondamment micacés ;
- 25 m. de grès feldspathique en gros bancs massifs contenant parfois des niveaux très grossiers passant au micropoudingue ;
- 2 m. de schistes gréseux bien lités ;
- 15 m. de grès feldspathique micacé en gros bancs ;
- 10 m. des sédiments montrant une alternance de grès zonaires en bancs de 50 cm. et de schistes gaufrés en niveaux de 10 à 15 cm. ;
- 10 m. représentés par une alternance qualitativement semblable mais dans laquelle les niveaux schisteux sont nettement plus fins et ne constituent que de minces intercalations entre les bancs gréseux ;
- 1 m. de grès noir micacé fin, quartzitique ;
- 2 m. de schistes noirs, fins.

- 5 m. d'une alternance de grès feldspathique et de petits niveaux schisteux ;
- 20 m. de grès feldspathique, grossier, micacé, en gros bancs.

Cette série schisto-gréseuse, située immédiatement au-dessus du niveau calcaire, est recouverte d'un conglomérat de 50 m. de puissance. Les éléments de ce conglomérat sont des galets de quartz, blanc laiteux ou de quartzites noirs, très durs, enchâssés dans un ciment gréseux particulièrement résistant souvent même véritablement quartzitique.

Ce premier conglomérat est séparé d'une formation sensiblement identique, quant à l'aspect et la puissance, par une série schisto-gréseuse d'une trentaine de mètres d'épaisseur composée de haut en bas de :

- 3 à 4 m. de grès feldspathique grossier ;
- 5 m. de grès feldspathique à intercalations de schistes ;
- 10 m. de grès feldspathique zonaire ayant, par endroits, une stratification entrecroisée ;
- 5 à 6 m. de schistes noirs souvent gaufrés toujours extrêmement micacés ;
- 5 m. de grès feldspathique grossier qui passe au conglomérat par une transformation assez lente du grès grossier en micropoudingue dont la taille des éléments augmente jusqu'à former un véritable conglomérat aussi caractéristique que celui que j'ai décrit précédemment. L'épaisseur de cette formation conglomératique est de l'ordre de 4 à 5 m.

Ce second conglomérat se poursuit par une dernière série schisto-gréseuse composée successivement de :

- 15 m. de grès feldspathiques grossiers contenant souvent des lentilles diffuses de micropoudingues. Si la différenciation en conglomérat est graduelle à son mur, le passage aux grès grossiers est net et se fait même souvent par l'intermédiaire d'un niveau schisteux noir de quelques centimètres ;
- 5 m. de schistes grossiers micacés à nombreux débris de plantes ;
- 30 m. de grès feldspathiques zonaires à nombreuses intercalations de schistes ;
- 10 m. de schistes grossiers à schistosité toujours parallèle à la stratification mais extrêmement imparfaite ;
- 40 m. de grès feldspathiques grossiers à stratification entrecroisée à la base sur quelques mètres ;

- 100 m. d'une alternance monotone et régulière de grès feldspathiques à stratification souvent entrecroisée et de schistes micacés grossiers. Cette série contient quelques niveaux de micropoudingues.

En résumé, l'épaisseur des formations dans la région du Plan des Aigüalluts et du Pico de Pomeró est de l'ordre de 400 m. La série carbonifère, concordante sur le Dévonien, est essentiellement composée d'une alternance monotone de grès feldspathiques et de schistes. Cette série est, à 50 m. de sa base, marquée par la présence de deux niveaux calcaires dont l'épaisseur totale n'excède pas 10 m. Par ailleurs, et plus tard, son caractère détritique est souligné par la présence de deux beaux niveaux conglomératiques. Cet ensemble est donc, en majeure partie, détritique et renferme même deux décharges conglomératiques assez importantes.

Coupe dans le Carbonifère de la Vallée du río Negro.

Je ne décrirai pas ici la série stratigraphique observable au niveau de la crête du Pic Salies car cette série est, à quelques détails près, absolument identique à celle que je viens de décrire. Cependant, l'épaisseur totale des formations peut y atteindre par endroits, près de 700 m. Le sommet de la série ne présente aucune originalité et se compose d'une alternance de gros bancs gréseux séparés par des passées schisteuses recelant souvent des débris de plantes.

Après cette barre transversale, le synclinorium commence à devenir un peu plus étroit. Il s'amincira ensuite régulièrement jusqu'au niveau du río de Valartiés, avant de disparaître.

Le río Negro, en dépit des nombreux éboulis qui le caractérisent et du curieux mode d'alluvionnement dont j'ai évoqué plus haut les particularités, offre une excellente coupe dans le Carbonifère. Par ailleurs, une piste part un peu en dessous de la sortie du tunnel de Viella, longe le río Negro, remonte ensuite à la faveur de la vallée longitudinale déterminée par le Dévonien, jusqu'au Plan des Aigüalluts et, de là, vers la Rencluse. Cette piste, d'accès relativement aisé puisque ses premiers kilomètres constituent un chemin muletier, permet l'étude et la cartographie précise, d'une part des contreforts méridionaux du Pico de los Negros et du Pico de Pomeró et d'autre part, du contact entre le Dévonien et le granite de la Maladetta.

La coupe du Carbonifère du río Negro, dont je décrirai la série stratigraphique sous forme d'une colonne synthétique (fig. 26) ne se caractérise que par une augmentation relative du pourcentage des schistes par rapport

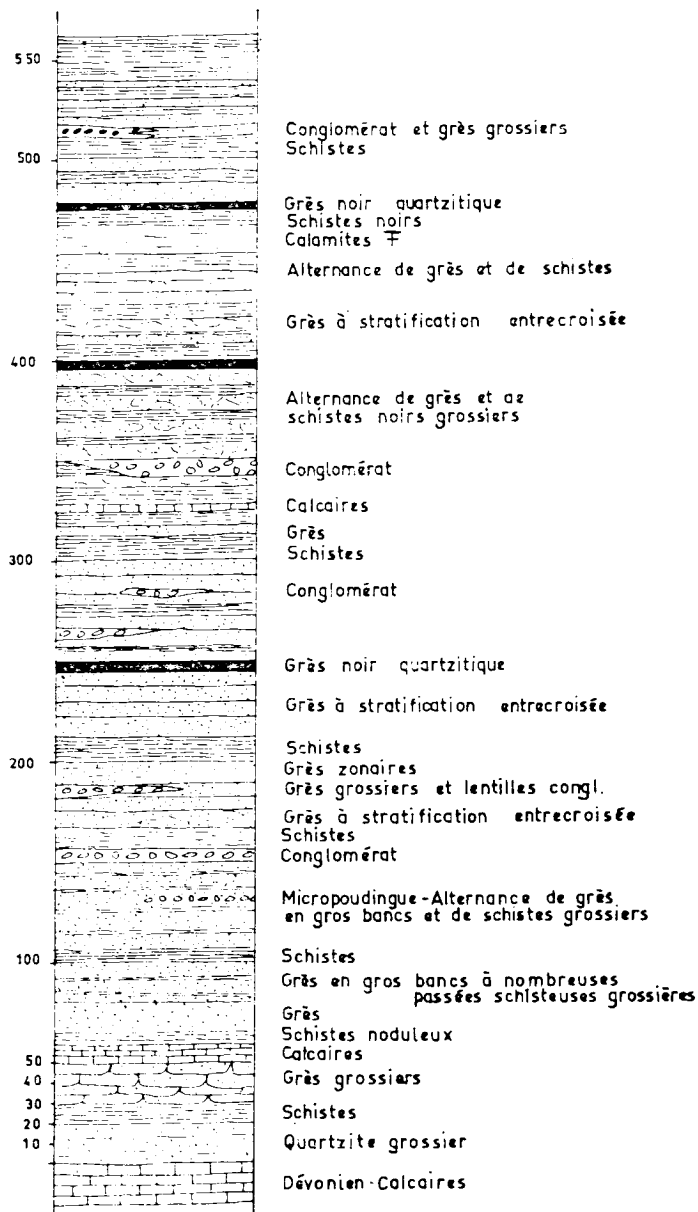


Fig. 26.—La série carbonifère au niveau du río Negro.

aux grès. Les calcaires et les poudingues y sont également observables sous les mêmes faciès et sensiblement les mêmes puissances que dans les coupes précédemment décrites.

J'ai pu reconstituer la série stratigraphique complète en effectuant mes levés pour une faible part sur les flancs très abrupts du Pico de los Negros, et, en majorité, sur la rive droite du río Negro. En effet, au Pico de los

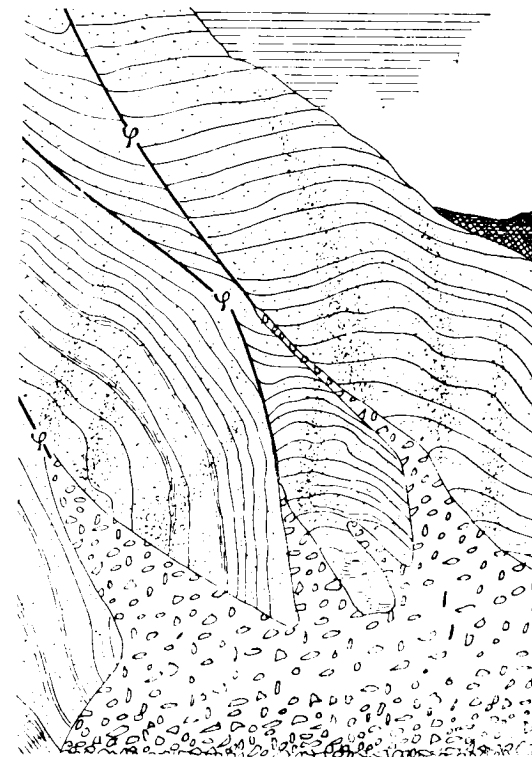


Fig. 27.—Dessin, d'après photographie, du flanc oriental du Pico de Los Negros.

Negros, l'étude d'une série complète est difficile en raison des nombreuses solutions de continuité provoquées par les failles, essentiellement verticales (fig. 27).

En revanche, les crêtes dominant la rive droite ne sont perturbées que par une tectonique assez calme (fig. 28). A partir du granite de la Maladetta, on rencontre, en se dirigeant vers le NNE., une dépression creusée dans les calcaires dévoniens pratiquement verticaux, c'est le Collado de Toro.

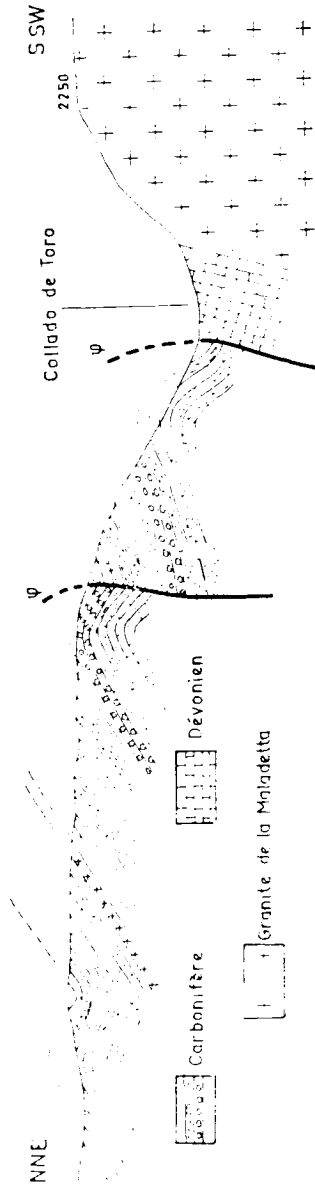


Fig. 28. - Coupe le long de la rive droite du río Negro. Cette coupe, dont la base est masquée par des éboulis, montre du SSW. au NNE. :

- le granite de la Maladetta.
- les calcaires dévoniens dont la moindre résistance à l'érosion détermine la dépression du Collado de Toro. Le col rejoint le chemin qui va de l'Hospital de Viella à Viella et permet les communications entre la vallée du río Negro et la Noguera Ribagorzana.
- le premier anticlinal simple faillé sur ses deux flancs par des accidents verticaux, le plus méridional de ces accidents appartient à l'ensemble des failles Nord-Maladetta.
- une série de replis anticlinaux et synclinaux simples, assez réguliers ainsi qu'un filon microgranitique.

Ces formations dévoniennes sont en contact faillé (failles Nord-Maladetta) avec un anticlinal simple, affectant le Carbonifère, dont le flanc N. est lui aussi faillé. Ce premier anticlinal est suivi vers le NNE. par une série de plis anticlinaux et synclinaux très réguliers. Les formations conglomératiques du Carbonifère sont ici bien nettes. On peut également observer un filon microgranitique, formant dans la topographie un léger ressaut identique à ceux décrits précédemment ; il dépend, comme eux, de la Maladetta.

Extrémité orientale du Synclinorium du Plan des Etangs.

Après le río Negro, vers l'E. le synclinorium carbonifère perd de son importance. Sa largeur diminue constamment et il finit par disparaître, au niveau du río de Valartiés, dans les puissants éboulis du granite de Tredós et de la Maladetta.

Un peu avant le río de Valartiés, la bande carbonifère est même interrompue par une bande dévonnaise et ne réapparaît que sur les flancs de la vallée.

Kleinsmiede (1960) signale, au milieu des éboulis granitiques indiqués plus haut, un petit affleurement de Carbonifère, constituant le dernier jalon oriental du synclinorium. Je n'ai pas retrouvé ce petit affleurement probablement entièrement recouvert d'éboulis depuis le passage de cet auteur. Le synclinorium carbonifère vient donc se terminer ici, enchâssé entre le massif granitique de la Maladetta au S. et les deux apophyses que constituent le massif granitique d'Artiés et le massif granitique de Tredós.

Resumé de la stratigraphie du synclinorium carbonifère du Plan des Etangs.

La série stratigraphique du synclinorium du Plan des Etangs apparaît comme relativement monotone. Le contact avec les formations dévoniennes sous-jacentes est toujours concordant mais quelquefois faillé.

L'épaisseur observable de cette série est extrêmement variable selon les points d'étude puisqu'elle peut passer de 200 m. au Plan des Etangs lui-même (Waterlot M., 1964) à près de 700 m. au niveau du Pic de Salies.

Essentiellement composée d'une alternance de grès feldspathiques souvent assez grossiers et de schistes noirs, la série est, à différents niveaux, marquée par la présence de décharges conglomératiques. De plus des niveaux calcaires, peu épais mais nets, peuvent servir de repères cartographiques.

Les découvertes paléontologiques permettant d'attribuer un âge précis à ces formations sont assez rares. Rappelons toutefois que la présence de

Namurien a pu être établie en raison de la présence de *Glyphiocératidés* caractéristiques de cet étage.

Ces différentes observations permettent de conclure au caractère évidemment paralique de ce petit bassin.

d) LES GRANDS TRAITs TECTONIQUES DU SYNCLINORIUM CARBONIFÈRE DU PLAN DES ETANGS. (Dépliants B et C.)

Le contact entre le Dévonien et le Carbonifère.

Les auteurs ayant précédemment étudié le synclinorium du Plan des Etangs et, en particulier, Dalloni M., et Kleinsmiede W. F., considéraient le Carbonifère du Plan des Etangs comme discordant sur les sédiments dévoniens sous-jacents.

Il est certain que dans cette région du Plan des Etangs s. s. qui semble avoir été plus particulièrement étudiée par ces auteurs, on observe souvent, entre le Dévonien à l'état de calcaires et de calcschistes en niveaux minces très réguliers et les grès carbonifères en bancs assez épais, une disposition qui peut faire penser à une discordance. De fait, et nous avons déjà eu l'occasion de souligner ce trait tectonique (Delattre Ch., Waterlot M., 1963) (Waterlot M., 1964), il ne s'agit que d'illusions d'optique dues au mode de plissement du Dévonien et du Houiller. Sur les figures à petite échelle, on voit que les plissements qui affectent le Dévonien et le Carbonifère se font souvent en "marches d'escalier". La fig. 29 représente ce que l'on peut voir

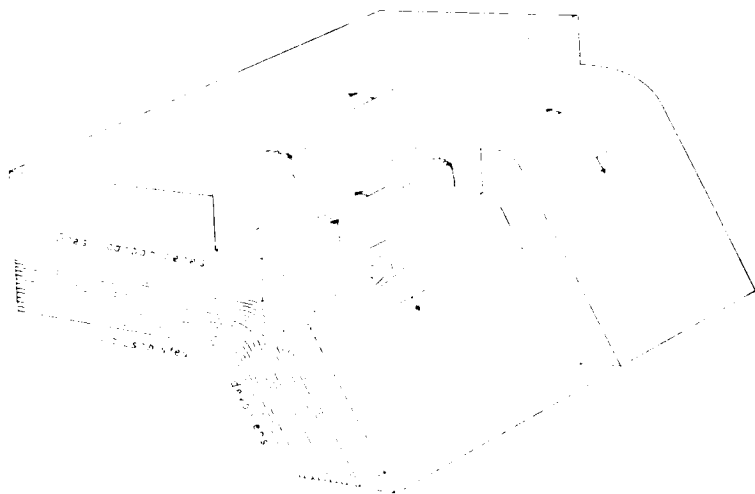


Fig. 29. Pseudo-discordance du Plan des Etangs.

à l'échelle de l'affleurement et explique comment, sous certains angles, on peut croire, en toute bonne foi, à la discordance du Carbonifère sur le Dévonien.

Les grès houillers sont fortement diaclasés et, lorsqu'ils forment un pli comme celui représenté sur cette figure, la partie subverticale tend à ébouler. Il reste en place, dès lors, un niveau de grès feldspathiques subhorizontal paraissant reposer sur des formations dévoniennes subverticales. Le tapis végétal, les lichens et l'altération concourent alors pour diminuer la netteté primitive des contacts et accentuer une allure discordante trompeuse. Toutefois lorsque l'on examine la disposition relative des couches carbonifères et dévoniennes suivant l'axe des plis, il n'y a plus de doute possible. Par ailleurs, dès que l'on quitte la région du Plan des Etangs s. s., tous les affleurements montrent bien une concordance parfaite entre les sédiments dévoniens et le Carbonifère. La photo 2 de la planche 1 et la fig. 19 montrent nettement cette concordance toujours vérifiée et qui s'accorde parfaitement avec les faits paléogéographiques dont nous reparlerons plus loin.

Les principaux plis.

La structure du synclinorium carbonifère du Plan des Etangs est assez simple. L'ensemble, dont j'ai donné plus haut les dimensions et les caractéristiques géographiques principales, comprend une bande synclinale très allongée allant de l'Hospital de Benasque à Valarties.

Cette bande centrale se complique, au milieu de sa bordure septentrionale, d'un petit synclinal annexe, assez tectonisé et faillé, long de 4 km. et large de 5 à 600 m., que j'ai appelé synclinal de Mompius. A l'W., il commence sensiblement à l'aplomb du Güells del Jueu, sa réunion à la bande centrale a lieu au niveau du río Negro.

A l'E. du Forat de Aigüalluts, au S. du grand anticlinal dévonien de la Tuca Blanca, se développe un pli important, le synclinal du Pic Pomero, faillé au N. et au S., qui vient, sous le Pic de Los Negros, rejoindre la bande synclinale centrale.

La partie occidentale du synclinorium est, à cause du relèvement d'axe vers l'W., morcelée en nombreux petits synclinaux élémentaires; quelquefois assez importants comme ceux traversés par la Valleta Blanca et la Valleta del Plan dels Estanys, ils peuvent être de très petite taille comme ceux situés dans la haute vallée de l'Esera ou aux environs du Trou du Toro.

Les plis constituant le synclinorium du Plan des Etangs sont en général de forme assez lourde, comme on peut le voir sur les différentes coupes proposées et sur la photo 1 de la planche 1.

Dans la majorité des cas, leur plans axiaux sont dirigés vers le S. et le coeur des synclinaux est dirigé vers la France.

Les principales failles.

La tectonique du synclinorium carbonifère du Plan des Etangs est, outre les plis, commandée par un ensemble de failles NWW.-SEE. dont la principale est le prolongement vers l'E. de la faille de Caillaouas. Cette faille se dirige vers le SEE., traverse la vallée d'Aigüamoix et disparaît, dans la partie occidentale du synclinorium de Espot-Andorre, au niveau d'Espot, dans les schistes carburés gothlandiens.

Entre le canal de la Rivereta et le río Negro, cette faille se complique et se divise, localement, sur 3 km. pour former un faisceau fusiforme de 3 failles limitant et divisant le petit synclinal annexe de Mompius. Dans le tunnel de Viella le passage de la faille se marquait, avant l'achèvement de l'ouvrage, par des venues d'eau assez importantes qui, quelque temps après les orages violents, transformaient l'entrée du tunnel en un véritable petit torrent.

La faille de Salvaguardia, située légèrement plus au N., vient se confondre avec la faille de Caillaouas au NE. de l'Hospital de Benasque. Elle commence, rappelons-le, dans l'extrémité orientale du massif granitique de Lys-Caillaouas.

Entre les Peñas Blancas et les Etangs de Villamuerta court un accident assez important que j'appellerai faille des Peñas Blancas; elle est à l'origine de deux écaïlles de schistes carburés gothlandiens au milieu des formations dévoniennes. Cette faille se poursuit environ un km. vers l'E. et, par endroits, affecte des allures très légèrement chevauchantes (photo 1, pl. 1). Il est possible de la rattacher aux accidents de la Haute Esera très schématiquement représentés sur le dépliant B.

Dans le prolongement de l'accident précédent et entre les vallées du río Negro et du Canal de la Rivereta, se situe la faille de Los Negros.

Après la faille de Caillaouas, l'accident le plus important est, bien évidemment, l'ensemble de failles que j'ai réunies sous le nom de Failles Nord-Maladetta. Cette importante zone faillée forme un arc de très grand rayon sensiblement orienté de l'W. à l'E. et à concavité tournée vers le N. Les accidents élémentaires qui la composent peuvent déterminer la limite entre le granite et les formations dévoniennes, c'est le cas de la faille de la Renclose, située de part et d'autre du célèbre refuge de haute montagne; elles peuvent également mettre en contact les sédiments dévoniens et carboni-

fères, le granite et le Carbonifère ou même deux panneaux granitiques. Ces trois derniers types de contact se rencontrent, avec le maximum de complications, dans la haute vallée du río Negro. J'ai déjà eu l'occasion de schématiser le résultat de ces accidents en décrivant la coupe de la haute vallée du río Negro (fig. 28).

Les failles Nord-Maladetta rejoignent la faille de Caillaouas un peu avant l'intersection de celle-ci et du río Valartés. Sensiblement au niveau de cette coalescence les failles Nord-Maladetta avaient été rejointes par la faille de Rius, accident débutant à l'E. du lac de Rius et se dirigeant vers le NE., décalant d'une centaine de mètres vers le S. la bande dévonienne située entre le Carbonifère et le granite de la Maladetta et isolant de la masse principale les derniers lambeaux situés à l'extrémité orientale de celle-ci, au niveau du río de Valartés.

La grande majorité des accidents est à pendage N. très fort, de 60 à 90°. Toutefois, la faille de Caillaouas, admet parfois un pendage S. et nous avons vu que la faille des Peñas Blancas affectait parfois une allure localement chevauchante.

Au pourtour du massif éruptif de la Maladetta, se sont développées, de manière classique, des failles verticales perpendiculaires à la limite du granite. Ces accidents, plus récents que les précédents, sont souvent de faible importance et sur les deux cartes qui illustrent cette étude, je n'ai représenté que les plus caractéristiques.

En résumé, le Carbonifère du Synclinorium du Plan des Etangs, concordant sur son substratum dévonien, est replié en synclinaux et anticlinaux aux formes lourdes et cassantes dont le plan axial est à pendage S.; il est découpé par un faisceau de longues failles faiblement inclinées vers le S., concourant vers l'E. en un point situé au niveau de la Fuente de Estua, dans la vallée du río Valartés.

Ces caractères de direction et de pendage différencient assez fortement le synclinorium du Plan des Etangs de celui de Espot-Andorre que nous allons étudier dans les pages qui suivent.

2. Le synclinorium carbonifère de Espot-Andorre

A) LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE

Contrairement au synclinorium carbonifère du Plan des Etangs qui était relativement isolé et n'était traversé par aucun chemin important, le synclinorium de Espot-Andorre, d'altitude moyenne relativement faible, est sillonné de nombreuses routes qui permettent d'établir plus aisément des coupes sérieuses.

La longueur de ce synclinorium est de l'ordre de 40 km. et sa plus grande largeur, observable au niveau du Pico Roselló (ou Pic Rosell) approche 5 km. (Dépliant D).

De même que le Carbonifère du Plan des Etangs se termine, nous venons de le voir, entre la masse principale du granite de la Maladetta et les apophyses d'Artiés et de Tredós, le Carbonifère de Espot-Andorre débute entre les deux apophyses granitiques de Saburo et Basiero qui constituent la limite orientale du même grand batholite. Sa terminaison orientale se fait au niveau du granite de Mont Louis-Andorre, après une interruption due au petit batholite situé à l'W. de la masse granitique principale et séparé d'elle par le río Valira.

La forme du synclinorium de Espot-Andorre est donc celle d'une bande allongée de l'W. à l'E., à concavité tournée vers le N. et traversée par de nombreuses rivières et de nombreux torrents.

Je ne citerai que les plus importants qui sont, d'W. en E. :

- le río d'Espot, émissaire de beau lac de San Mauricio situé dans la dépression comprise entre les apophyses de Basiero et Saburo.

Ce río, dont la vallée, est, comme celle du río Negro, fortement encombrée d'alluvions et d'éboulis, descend d'W. en E. et va se jeter, après avoir traversé la petite station d'Espot, dans la Noguera Pallaresa 3 km. en amont de Escaló, au niveau du Pont de la Torrassa.

Les cartes topographiques espagnoles sont assez partagées quant à la dénomination de ce torrent et les termes suivants sont souvent employés : Ribera de Suar, Ribera de Llaunes. De plus, le nom de río Escrita est parfois employé après la confluence du courant principal et du barranco de Sardiello-Berrade.

- le río d'Escart qui prend sa source sous la crête qui joint le Coma Romadera au Cap de la Socarrada. Ce río, perpendiculaire à la direction du synclinorium carbonifère, coule en contrebas du hameau isolé d'Escart et, après un cours assez bref, dans le Dévonien, se jette, à Escaló, dans la Noguera Pallaresa ;
- le torrent de Bayasca ayant la même direction que le río d'Escart se jette dans la Noguera Pallaresa au niveau de Estaron, petit village perché dans le Dévonien, au pied de la falaise déterminée par les sédiments anté-gothlandiens ;
- la Noguera Pallaresa qui, après avoir recueilli ces différents torrents, traverse à son tour les affleurements carbonifères, du NW. au SE., permettant une belle coupe naturelle souvent perfectionnée par la route venant de France par Viella et le port de Bonaigua, puis rejoignant, par Llavorsi, la ville de Pobla de Segur ;
- la Noguera de Cardós et la Noguera de Vall de Farrera qui se réunissent un peu en amont de Tirvia et traversent la bande carbonifère du NNE. au SSW. avant de se jeter à Llavorsi dans la Noguera Pallaresa ;
- le río Magdalena qui s'individualise, dans les formations anté-gothlandiennes situées au NE. du Burch, sous le Pic Cubil (2.542), par la réunion du Torrente de Manega et du Torrente Sabollera ;
- le río Valira, pour terminer, qui traverse la principauté d'Andorre et recoupe la terminaison orientale du synclinorium carbonifère.

B) ETUDE GÉOLOGIQUE

a) HISTORIQUE.

Le manque d'intérêt économique du Carbonifère de Espot-Andorre a retardé son étude et il faut attendre les travaux de Dalloni M., en 1930, pour que ce synclinorium soit décrit, tant au point de vue stratigraphique qu'au point de vue tectonique, sous le nom de "Carbonifère de la Haute Pallaresa Andorre".

Cet auteur décrit très sommairement la série stratigraphique composée de "schistes noirâtres, souvent psammitiques, accompagnés de grès et de poudingues, avec intercalations calcaires" et pense que la partie inférieure du "terrain carboniférien" est représentée dans ce synclinorium.

Dans les chapitres de son travail consacrés à la tectonique, Dalloni M.

(1930, p. 313) propose une coupe N.-S. du bassin par laquelle il montre bien l'allure isoclinale du synclinorium. Cette coupe est malheureusement difficile à localiser sur les cartes modernes.

Bien que la carte géologique qui accompagne la mémoire de Dalloni M., représente une bande continue de Carbonifère, depuis le Plan des Etangs jusqu'en Andorre, le texte indique (1930, p. 93): "A l'Est du río Negro, ce synclinal se ferme et n'est plus constitué que par le Dévonien". Rien dans le texte de Dalloni ne permet de choisir entre les deux représentations qu'il propose mais nous avons vu que la deuxième version est plus conforme à la réalité.

Dalloni M., souligne bien l'étroite parenté entre le Plan des Etangs qu'il décrit en 1910 et ces formations. Toutefois il ne soulève pas le problème du mode de contact avec le Dévonien qu'il indique ici nettement concordant alors qu'il notait une discordance en 1910 dans l'étude du Plan des Etangs.

Almela A., et Ríos J. M. (1947) synthétisent la géologie de la province de Lérida à laquelle appartiennent, pour leur plus grande part, les formations qui nous intéressent ici. Ils ne décrivent pas particulièrement la stratigraphie de ce synclinorium et reprennent, à quelques détails près, les conclusions tectoniques de Dalloni M. La carte au 1 : 200.000 qui illustre leur travail, range dans le Carbonifère, comme l'avait fait Dalloni M., toute une série d'affleurements situés à l'W. et à l'E. du granite de Marimaña. Ces affleurements sont actuellement rattachés, à la suite des travaux de l'école hollandaise, à la partie supérieure de l'Ordovicien. De plus, ces géologues espagnols cartographient une bande carbonifère NWW.-SEE. dans le prolongement direct de leur représentation du Carbonifère du Plan des Etangs. Cette bande passe par Valencia de Are, Esterri de Aneu, Lladorre et disparaît au niveau de Lladros. Il semble que ces formations soient, en fait, un terme assez ancien de la série cambro-ordovicienne que les géologues de Leyde et, en particulier, Zandvliet J., considèrent, à juste raison semble-t-il, comme surmontant immédiatement les niveaux correspondant à la série de Canaveilles définie dans les Pyrénées catalanes françaises.

Mes propres observations sur le terrain confirment pleinement ce point de vue; il semble bien, en effet, que le seul prolongement vers l'E. du Carbonifère du Plan des Etangs soit constitué par le synclinorium de Espot-Andorre.

Il convient toutefois de remarquer à ce sujet que la confusion est facilement faite, dans ces séries pratiquement isoclinales, entre des schistes noirs considérés comme cambro-ordoviciens, et des formations identiques que seuls

des arguments géométriques permettent de rattacher au Carbonifère. Nous verrons, par exemple, au cours de l'étude de ce synclinorium, que la distinction est malaisée entre :

- certains niveaux carbonifères à l'état de schistes graphiteux;
- le Gothlandien;
- des passées schisteuses noires du Cambro-Ordovicien.

Seule l'absence de Dévonien et d'accidents tectoniques entre les schistes graphiteux et le Carbonifère plus caractérisé oblige, dans l'état actuel de nos connaissances, à rattacher ces formations au Carbonifère.

Zandvliet J. (1960) étudiant dans sa thèse la géologie de la Haute vallée de la Noguera Pallaresa, fait table rase des travaux antérieurs.

Outre une carte au 1 : 50.000, il établit des coupes du synclinorium qu'il nomme "Tirvia-Espot Syncline". Il s'agit, pour lui, d'un pli simple couché vers le S. Ce géologue hollandais accorde au Carbonifère une épaisseur de l'ordre de 550 m., déplore son caractère azoïque, souligne la diminution relative des quelques niveaux gréseux de l'W. vers l'E. et signale l'absence de lydienes à la base des formations carbonifères qu'il décrit comme concordantes sur les formations dévoniennes sous-jacentes. Une série stratigraphique locale, décrite par cet auteur au NW. du village de Espot, est la suivante, la base au sommet :

- schistes bleu-vert à gris, pratiquement sans niveaux gréseux, contenant localement, dans la partie inférieure, des schistes calcareux brunâtres 150 m.
- schistes bleu-noir contenant de nombreux petits lits gréseux très fins ou des lentilles gréseuses de quelques millimètres d'épaisseur. Vers le sommet, l'importance des niveaux gréseux augmente. Puissance de ce niveau 200 m.
- schistes gris-bleu avec d'assez nombreux niveaux gréseux de teinte claire ou de grauwackes de teinte plus sombre dont l'épaisseur varie de 10 à 80 cm. 200 m.

Zandvliet J., insiste, dans son travail, sur la difficulté d'établir une série stratigraphique précise et souligne même les problèmes qui se posent souvent sur le terrain, pour faire le départ entre la partie supérieure du Dévonien et les termes inférieurs du Carbonifère.

Les problèmes qui se posaient encore étaient donc les suivants :

- établir une série stratigraphique cohérente dans cet ensemble azoïque;
- analyser les relations sédimentologiques entre le synclinorium du Plan des Etangs et le synclinorium d'Espot-Andorre.

Dans le paragraphe qui suit, je vais proposer une série stratigraphique synthétique réalisée à partir de nombreuses coupes dans ce synclinorium.

b) LES GRANDES LIGNES STRATIGRAPHIQUES DES FORMATIONS ANTÉRIEURES AU CARBONIFÈRE DU SYNCLINORIUM DE ESPOT-ANDORRE.

Le Cambro-Ordovicien et le Gothlandien.

Ces formations ont été étudiées en détail par Zandvliet J. (1960) qui décrit un ensemble puissant, essentiellement schisteux et gréseux, contenant de nombreuses passées conglomératiques et quelques niveaux calcaires. Cet ensemble cambro-ordovicien dont l'âge avait souvent été discuté (Almeida A., Ríos J. M., 1947; Autran A., et Guitard G., 1955) forme des masses importantes et monotones recouvertes d'un maquis assez dense.

Leur comportement tectonique manque souvent de souplesse et les ensembles réagissent toujours de manière très raide aux sollicitations tectoniques.

Inversement, par leur souplesse et leur plasticité, les schistes carburés gothlandiens, bien datés par des Graptolites, sont à l'origine des complications tectoniques majeures. Leur comportement capricieux fait que leur épaisseur exacte est difficile à préciser. Elle doit cependant être de l'ordre d'une centaine de mètres en moyenne. Quelques niveaux calcaires interrompent la monotonie des schistes noirs mais leur rôle stratigraphique et tectonique est insignifiant.

Le Dévonien.

Pour Zandvliet (1960) le Dévonien du synclinorium qui nous intéresse ici est composé comme suit :

- au sommet, des lits calcaires de 1 à 2 dm., jaunâtre ou d'un blanc sale ressemblant parfois aux griottes, alternant avec des niveaux schisteux gris-vert au vert d'eau de 1 à 4 dm. d'épaisseur. L'épaisseur d'ensemble de ce niveau est de l'ordre de 30 à 40 m. Vers l'W., la partie supérieure du Dévonien ne se distingue plus aussi

nettement. Vers l'E., par contre (région de Burch), elle est caractérisée par des teintes rouges et vertes et par la présence de nodules griottes bien individualisés. Le reste de la série (300 m. environ) se compose du haut vers le bas :

- de 200 m. de schistes assez foncés contenant des niveaux calcaires;
- de 65 m. d'un calcaire massif gris-bleu;
- de 30 m. de schistes gris contenant quelques niveaux de calcaires fins ou de calcschistes.

La succession stratigraphique ainsi proposée m'est apparue comme très satisfaisante.

Je considère toutefois que l'épaisseur proposée par Zandvliet J., est sous-estimée et, avec Llopis-Lladó N. (1960), je serais tenté d'accorder à ces formations dévoniennes une puissance de l'ordre du km.

L'épaisseur de ces formations augmente vers le NW. et les faciès se diversifient fortement, je le rappelle, selon que l'on se trouve au N. ou au S. du granite de la Maladetta.

c) ETUDE DES COUPES STRATIGRAPHIQUES DÉTAILLÉES.

Stratigraphie du Carbonifère le long du río Cardós (coupe-type).

Avant de décrire une série de coupes stratigraphiques sérieuses choisies de l'W. vers l'E., je crois opportun de commenter la coupe qui m'a servi de point de départ pour l'étude de ce synclinorium (fig. 30).

Il s'agit d'une coupe levée le long de la route allant de Ribera de Cardós à Llavorsi, le long de la vallée de la Noguera de Cardós. Cette coupe, assez représentative de l'ensemble du synclinorium, est d'une grande facilité d'accès et constitue donc une coupe-type des plus indiquées.

En partant du Gothlandien caractéristique qui se trouve sensiblement au niveau de la confluence de la Noguera de Tor et de la Noguera de Lladorre, un peu en amont de la borne kilométrique 4 (K. 4 de la fig. 30) de la route, on traverse, en descendant vers le S., l'ensemble des sédiments dévoniens dont la puissance est ici de l'ordre de 800 m. Si la distinction entre le Dévonien et le Carbonifère est extrêmement aisée, de loin, grâce à la végétation (fig. 37 et photo 2 de la planche 2), il n'en est plus de même au niveau de l'affleurement.

Le Dévonien supérieur, en effet, est à l'état de calcschistes clairs, verts.

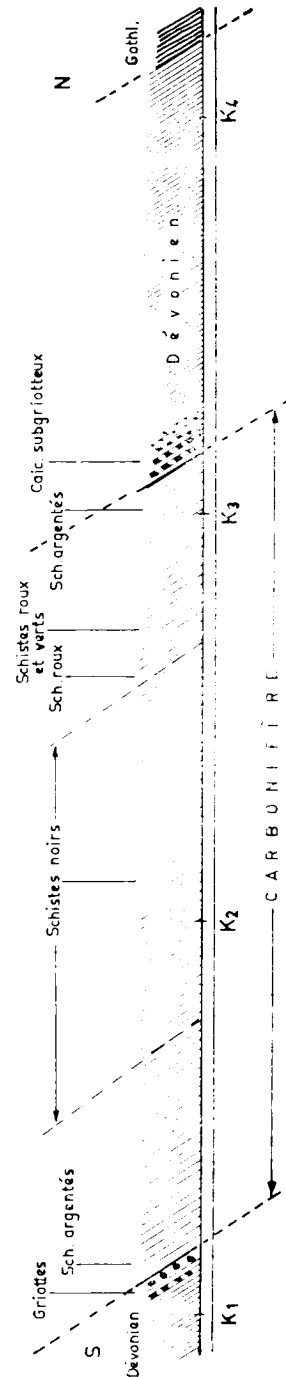


Fig. 30. — Coupe schématique, rabattue dans un plan N.-S., du synclinal Espot-Andorre le long de la Noguera de Cardós.

jaunes ou roux à allure griotteuse ou sub-griotteuse et le passage aux formations carbonifères se fait, de manière assez insensible, sur plusieurs mètres.

Les calcschistes sub-griotteux considérés comme étant le niveau le plus élevé du Dévonien, il est logique d'utiliser un niveau de schistes argentés de teinte gris métallique, par ailleurs fort caractéristiques, qui les surmonte, comme repère conventionnel de la base du Carbonifère.

Les formations carbonifères, que je décris ci-dessous (fig. 31), sont visibles sur deux km. Au S., le passage Dévonien-Carbonifère apparaît plus

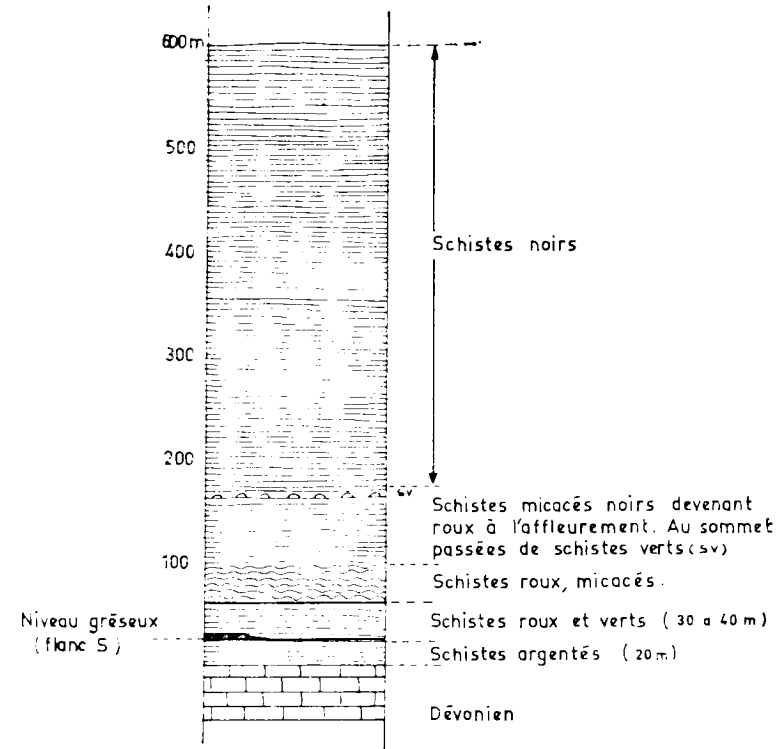


Fig. 31. — Synclinorium de Espot-Andorre. Série carbonifère de la Noguera de Cardós.

nettement, le Dévonien supérieur y étant d'un type griotte plus franc. On recoupe de nouveau, avant le bourg de Llavorsi, toute la série dévonienne ainsi qu'un Gothlandien assez réduit, et tectonisé, avant de retrouver, au niveau du bourg lui-même, les puissantes formations anté-gothlandiennes constituant la retombée méridionale du synclinorium.

L'épaisseur totale du Carbonifère est de l'ordre de 600 m. et les divi-

sions stratigraphiques précises sont assez délicates. Cependant, un levé détaillé m'a permis de dégager de cet ensemble d'une grande monotonie les subdivisions suivantes qui se sont révélées d'extension géographique suffisante pour être utilisables.

- à la base, 100 m. de schistes clairs comprenant de bas en haut :
- 20 m. de schistes argentés ;
- 30 à 40 m. de schistes roux et verts ;
- 40 m. de schistes micacés, roux, tendres assez riches en quartz. Formations souvent pulvérulentes à l'affleurement. Coloration rousse en profondeur ;
- au-dessus de ces schistes roux viennent 70 m. de schistes micacés gris-noir devenant roux à l'affleurement sur une épaisseur de plusieurs cm.

Au sommet de cette série, s'observent quelques belles passées vertes sub-ardoisières.

- La série se termine par plus de 400 m. de schistes noirs monotones.

Ces formations constituent le cœur du synclinorium.

En résumé :

La série carbonifère, concordante sur les sédiments dévoniens, ne montre pas de lydiennes à la base même quand les derniers sédiments dévoniens sont à l'état de griottes.

La coupe décrite ici, sensiblement au milieu du synclinorium, ne montre que des schistes à l'exclusion d'un seul petit niveau gréseux d'une vingtaine de cm. visible dans la partie méridionale du synclinorium. L'épaisseur totale du Carbonifère n'a pu être établie ; l'épaisseur observable ici est de l'ordre de 600 m.

La série est *totale*ment azoïque. Les auteurs précédents avaient déjà souligné ce caractère et, en dépit de recherches longues et systématiques, il ne m'a pas été donné de trouver la moindre trace de fossile. Toutes les tentatives pour trouver des éléments de microfaune se sont également soldées par des échecs.

Ferrer Condal L., Correspondant du Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Médecin à Tirvia, dont les belles découvertes paléontologiques sont bien connues, a passé de nombreuses journées de recherche dans toutes les formations carbonifères de ce synclinorium sans jamais, non plus, observer le moindre indice (comm. orale).

Localisation des autres coupes effectuées.

Après avoir décrit cette coupe-type, je me propose d'établir quatre coupes stratigraphiques choisies de l'W. vers l'E. La première sera établie à la faveur du río d'Escart. Elle sera complétée par les observations faites entre l'extrémité occidentale du synclinorium et le río d'Escart lui-même ; la deuxième sera faite le long du torrent de Bayasca. Elle sera complétée, pour certains détails, par la série stratigraphique établie à l'occasion du passage de la Noguera Pallaresa au travers du synclinorium.

Entre la deuxième et la troisième coupe, prend place la série que je viens de décrire, comme coupe-type, au niveau du río Cardós. La troisième coupe sera faite au niveau de Burch à la faveur des affleurements visibles entre Burch et le Cap del Bosch de Farrera.

La quatrième et dernière série sera décrite au niveau de Civis donc pratiquement à la frontière anderrane.

Coupe géologique le long du río d'Escart (fig. 32).

La série paléozoïque est, ici, faillée par des accidents qui sont presque parallèles à la schistosité. Le synclinal que nous venons de voir le long du río Cardós est compliqué en son centre d'une remontée anticlinale qui laisse affleurer les premiers sédiments carbonifères.

Depuis le confluent du río d'Escart avec la Noguera Pallaresa et en remontant le río d'Escart, on trouvera donc successivement :

- un paquet de schistes carburés gothlandiens fortement tectonisés, coincés entre le Cambro-Ordovicien et les sédiments dévoniens ;
- un bel anticlinal et un petit synclinal de Dévonien à flanc N. faillé ;
- après cette faille, un panneau monoclinale de sédiments dévoniens cassé par deux failles dont la plus septentrionale est pratiquement parallèle à la schistosité tandis que l'autre lui est perpendiculaire ;
- la série carbonifère débute nettement en aval d'Escart ; elle est affectée, nous venons de le voir, par un synclinal et un anticlinal dont la retombée méridionale est faillée ;
- le bord méridional du bassin est composé ici d'un grand panneau monoclinale correspondant à presque toute la série carbonifère.

La série stratigraphique du Carbonifère de cette vallée (fig. 33) comporte quelques différences avec celle du río Cardós. Elle s'en distingue par une légère augmentation des niveaux gréseux. L'un de ces niveaux a d'ail-

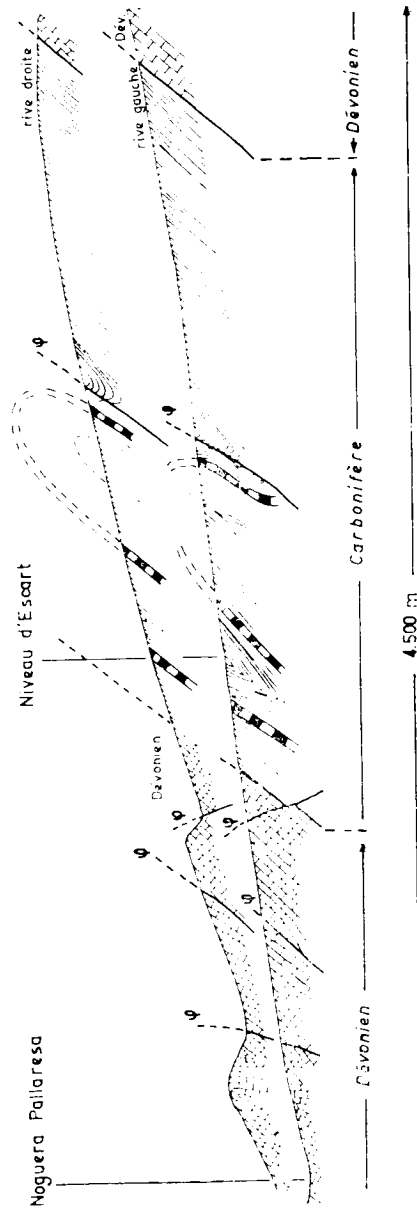


Fig. 32.— Coupes géologiques schématiques le long du río d'Escart.

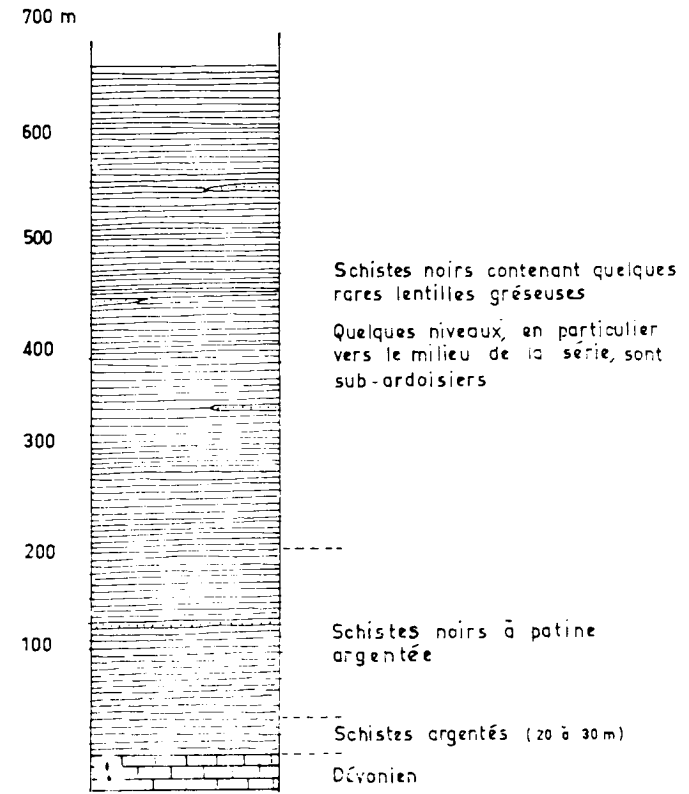


Fig. 33.— Synclinorium de Espot-Andorre. Série carbonifère du río d'Escart.

leurs une puissance et une extension suffisamment grande pour servir de repère cartographique depuis le río d'Escart jusqu'au Pic Rosell situé à l'W.

L'absence de lydiennes est encore vérifiée ici.

J'ai pu effectuer de nombreuses coupes stratigraphiques à l'W. du río d'Escart mais le recouvrement glaciaire, les éboulis et la végétation rendent l'observation difficile, dans cette partie occidentale du bassin. Cependant, il ne semble pas y avoir ici de modifications notables de la stratigraphie, mise à part une augmentation relative de l'importance des niveaux gréseux.

Cette variation est particulièrement observable à la faveur de la tranche effectuée au-dessus d'Espot, pour l'installation de la conduite forcée qui descend à la centrale électrique de San Maurici.

Toutefois, là encore, les dépôts superficiels masquent une grande partie des affleurements. Une coupe effectuée le long du Barranco d'Escariella et

de son prolongement, le río de la Mata, n'a pas apporté de compléments intéressants. L'ascension du Pic Rosell, rendue malaisée par le maquis touffu, difficilement pénétrable, de Chênes Faux-Houx, m'a, par contre, permis un échantillonnage complémentaire des formations gréseuses déjà citées comme repères cartographiques dans l'étude du río d'Escart.

Coupe géologique le long du Torrent de Bayasca.

Le Torrent de Bayasca traverse le synclinorium carbonifère perpendiculairement à la direction des couches et se jette dans la Noguera Pallaresa au niveau du village d'Estaron après avoir reçu, un peu avant ce confluent, les eaux d'un petit affluent, le Torrente de Auresi, qui descend des flancs de la Solana de Auresi.

L'uniformité du synclinal n'est ici interrompue que par un petit anticlinal de Dévonien (fig. 35) qui s'ennoye très vite de part et d'autre du torrent. La série stratigraphique relevée ici diffère de celles que nous venons de voir. Pratiquement tout l'ensemble des sédiments est en effet ici à l'état de schistes noirs (fig. 34). Seul un niveau de schistes gris-clair, d'une puissance de 50 m., situé environ 10 m. au-dessus du Dévonien rompt la monotonie des schistes noirs. Les schistes noirs de la partie supérieure sont utilisés localement, de manière discontinue, comme ardoises grossières.

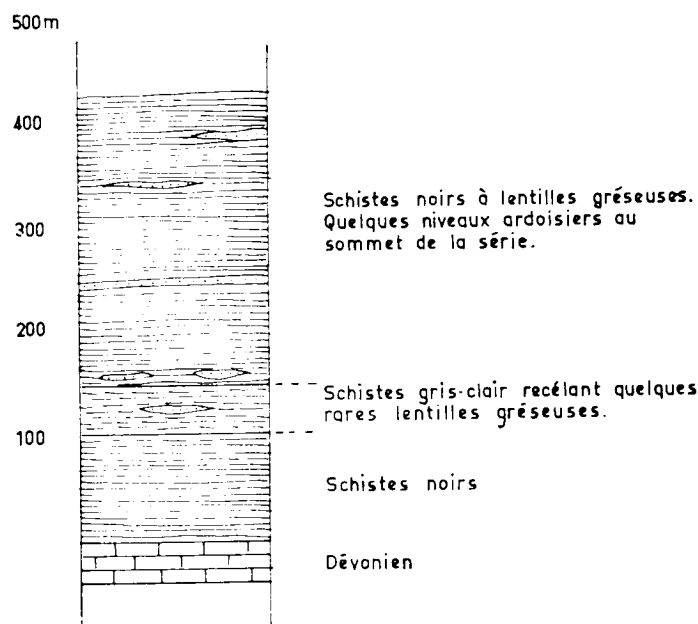


Fig. 34.—Synclinorium de Espot-Andorre. Série carbonifère du torrent de Bayasca

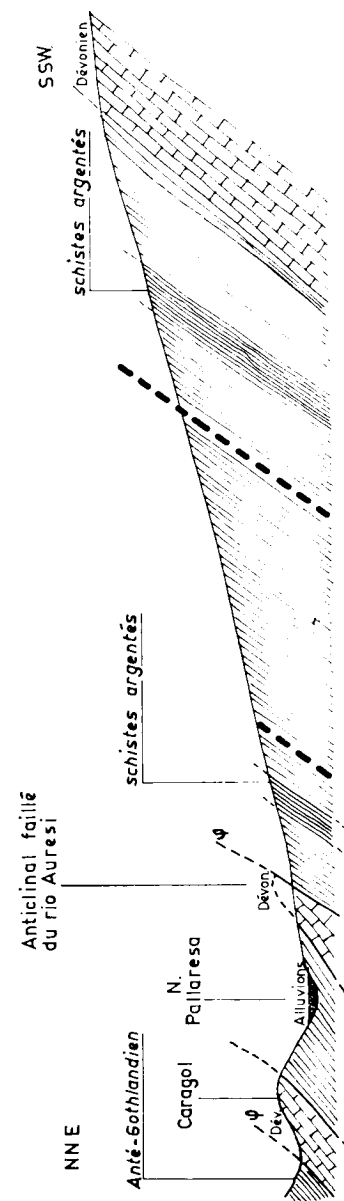


Fig. 35.—Coupe schématique le long du torrent de Bayasca.

Un banc de grès calcaireux de faible puissance et quelques lentilles schisto-gréseuses s'intercalent dans la série.

Les lydiennes n'existent pas non plus à la base des formations et le passage du Dévonien au Carbonifère se fait, assez insensiblement, sur quelques mètres. On peut étudier ce passage à la faveur d'un petit monticule isolé, El Caragol, situé sur la rive gauche de la Noguera Pallaresa, en face du Torrent de Bayasca (cf. fig. 35 et photo 1 de la pl. 2).

Coupe entre Burch et Farrera.

La pénétration humaine, entre le río Cardós et la Principauté d'Andorre est extrêmement faible et les rares villages qui s'y maintiennent sont particulièrement isolés.

La coupe que je décris ici a été levée un peu à l'E. de Burch, entre ce petit village et le hameau de Farrera. Ici les conglomérats ordoviciens sont fortement développés et constituent même localement un excellent matériau de construction. Le Gothlandien est absent, laminé entre les masses cambro-ordoviciennes et les formations dévoniennes. Celles-ci sont caractérisées, à leur sommet, par une notable différenciation en griottes qui sont, à mon avis, parmi les plus caractéristiques qui soient. Le passage du Dévonien au Carbonifère se fait de manière fort régulière comme le montre la photo 3 de la planche 2. La série carbonifère, qui ne montre pas de lydiennes à sa base, est essentiellement schisteuse et je n'y ai pu relever que quelques niveaux de grès calcaireux.

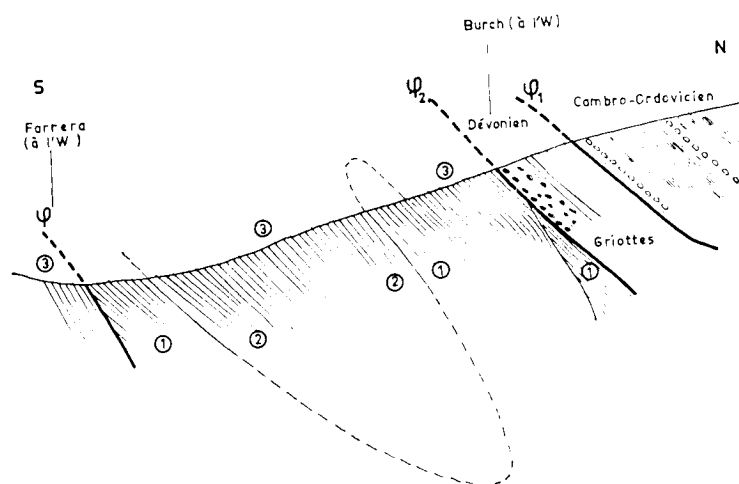


Fig. 36. — Coupe géologique simplifiée à l'E. de Burch.

Il est possible, ici encore, de distinguer à la base une série de schistes de teinte claire et au-dessus un ensemble de schistes noirs dont certaines passées sont ardoisières. La structure du synclinorium est bien dans la ligne de ce que nous avons vu jusqu'à présent et l'on observe nettement quelques replis sur le flanc septentrional (fig. 36).

Terminaison orientale du synclinorium de Espot-Andorre.

La stratigraphie des formations carbonifères demeure sensiblement identique à celle que nous venons de décrire, jusqu'à leur disparition au N. de Andorre-la-Vieille.

J'ai déjà rappelé la présence dans la partie supérieure des schistes de cette région de sédiments ressemblant fortement aux schistes carburés gothlandiens. Ces niveaux, nettement plus tendres, déterminent localement une tectonique de glissement. En effet, les sédiments qui leur sont superposés sont normalement poussés vers le S. Ils glissent sur cette semelle lubrifiante, écrasent tout ou partie de ces schistes "pseudo-carburés" et viennent chevaucher les formations sous-jacentes, déterminant localement de petits écaillages. Ce curieux type de faciès carbonifère n'est nettement développé que sous le Cap del Bosch de Burch. L'altération de ces formations est également identique à celle du Gothlandien et donne des terres noires, grasses, favorisant souvent le développement de beaux phénomènes de cryoturbation aussi nets que ceux visibles dans le Gothlandien de la Sierra Negra au S. de la Maladetta. Le métamorphisme de contact subi par les formations carbonifères à l'approche du batholite granodioritique d'Andorre affecte trop les schistes pour qu'on puisse y tenter raisonnablement l'élaboration de divisions stratigraphiques en se basant sur des caractères aussi sensibles aux apports, même faibles, que la teinte des sédiments.

Zwart H. J. (1965) ne tente pas non plus, ici, de subdivisions stratigraphiques et fait remarquer que dans la partie andorrane du bassin, la seule différence avec les formations cambro-ordoviciennes, à l'échelle de l'affleurement, est l'absence complète de grès et de quartzite dans le Carbonifère.

Une coupe effectuée dans la région de Civis, en compagnie de Monsieur le Professeur Delattre, si elle a apporté des précisions inattendues, comme nous le verrons plus loin, quant à la tectonique de la partie sud-orientale du synclinorium de Espot-Andorre ne nous a montré qu'une série de schistes ardoisiers noirs, luisants, sans niveaux gréseux ni conglomérats. Dans la région de Civis et, en particulier, au NW. du village, certains niveaux sont utilisés comme ardoises dont la qualité et la résistance sont assez bonnes.

En résumé, la stratigraphie du synclinorium carbonifère de Espot-Andorre est caractérisée par les grands traits suivants :

- âge exact inconnu en raison de l'absence complète de faune et de flore.
- concordance toujours parfaite avec les derniers sédiments dévoniens souvent à l'état de griottes;
- absence constamment vérifiée de lydiennes à la base du Carbonifère en dépit de la présence des griottes;
- diminution régulière du pourcentage des grès calcaireux de l'W. vers l'E. aboutissant à leur disparition complète au niveau de Tirvia;
- épaisseur maximum mesurable : 700 m.

d) GRANDS TRAITs TECTONIQUEs DU SYNCLINORIUM DE ESPOT-ANDORRE.

Ce synclinorium est dans le prolongement, vers le SE., du synclinorium du Plan des Etangs. Nous avons vu que la structure de ce dernier bassin était commandée par la position des sédiments carbonifères entre la masse du granite de la Maladetta et les sédiments anté-gothlandiens. Le Dévonien et le Carbonifère y sont, en conséquence, affectés par une tectonique "casante" qui découpe le synclinorium en lanières parallèles.

Bien que la mise en place du granite se soit achevée après le dépôt des sédiments westphaliens, il n'en demeure pas moins que son influence sur la tectonique hercynienne et, par voie de conséquence, sur la sédimentation, est décelable très précocement. De plus, la présence du granite a déterminé sur le flanc méridional du synclinorium, une série de petites failles de "réajustement" sensiblement perpendiculaires à la limite du massif granodioritique. Nous avons, par ailleurs, souligné l'importance de la faille de Cail-laouas qui, partant du coeur du massif de Lys-Caillaouas, franchit la vallée de l'Esera et vient border, au N., le synclinorium.

Les grands traits tectoniques du bassin de Espot-Andorre montrent une plus grande simplicité due à son indépendance par rapport au môle granitique de la Maladetta. Cette structure se résume, en effet, nous l'avons vu lors de l'étude des coupes de détail, à un synclinorium couché dont le plan axial principal plonge assez régulièrement vers le N., contrairement à la majorité des plis du Plan des Etangs dont le plan axial est dirigé vers le S. Les figures 37 et 38 rendent compte de cette allure. Nous avons noté que cette structure simple se compliquait cependant localement de replis synclinaux

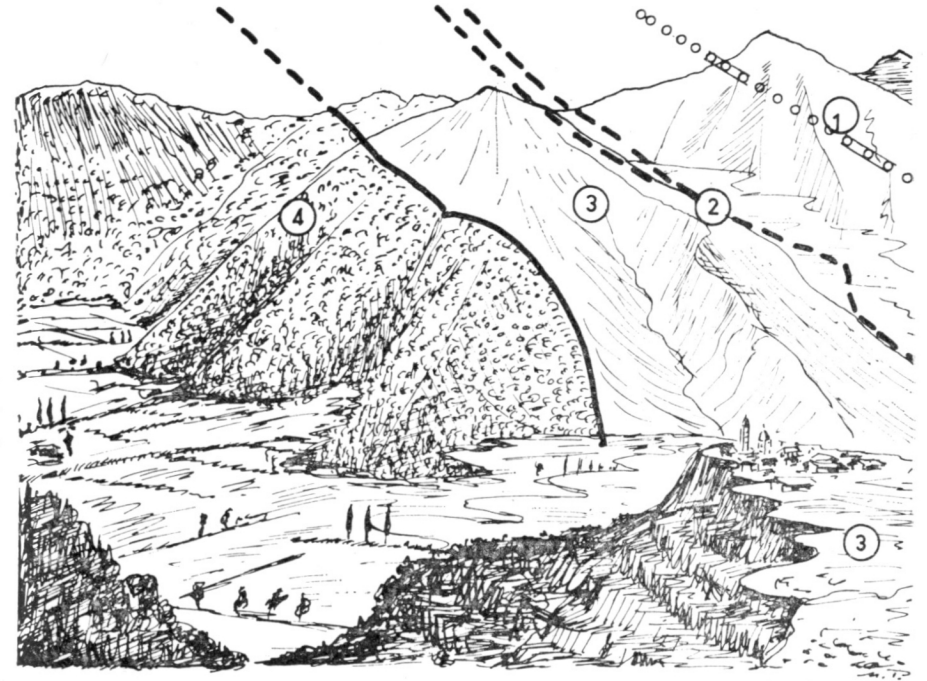


Fig. 37.—Vue du flanc septentrional du synclinal de Espot-Andorre prise du chemin allant de Tirvia à Burch, entre ces deux villages (voir également la photo 2 de la Pl. 2).

Au premier plan, à droite, le village de Tirvia et, en contrebas, le ruisseau de Farrera et ses alluvions. Entre le premier plan et le second plan, coule, du N. au S., au fond de la vallée, la Noguera de Cardós.

Au second plan, donc sur la rive droite de la Noguera de Cardós, on voit, de fort belle manière, le passage du Dévonien (3) au Carbonifère (4). Les schistes carbonifères sont recouverts d'un maquis très serré de petits chênes Faux-Houx (*Quercus ilex* L.) à petites feuilles piquantes tandis que le Dévonien n'est recouvert que d'une prairie rase.

Le troisième plan représente :

- au S. : les formations carbonifères du flanc méridional du synclinorium, largement en amont de Llavorsi.
- au N. : le Gothlandien (2) dont les schistes carburés déterminent une dépression, le Cambro-Ordovicien (1) formant une falaise nette.

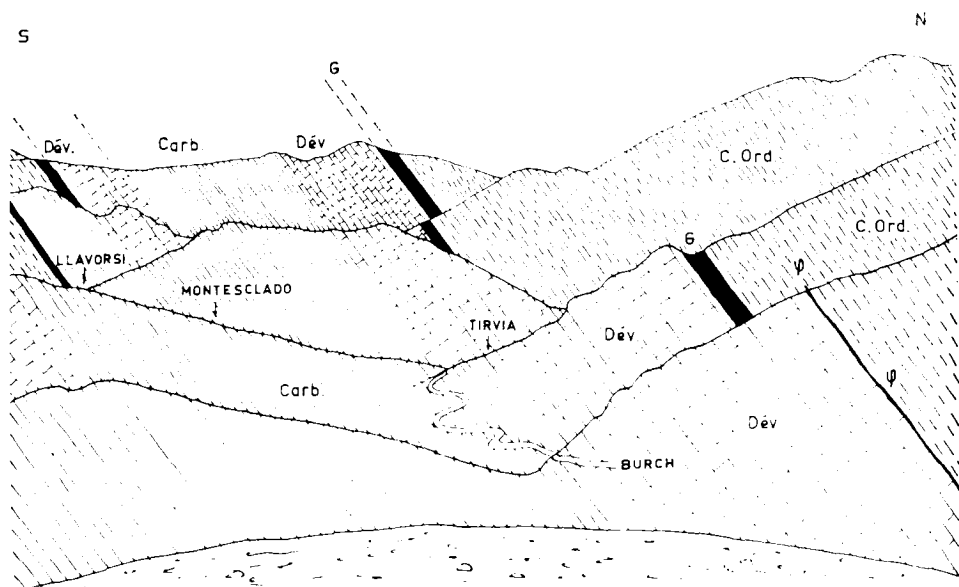


Fig. 38.—Croquis panoramique pris de la route de Burch à Ferrera (300 m. à l'W. de Ferrera).

Ce croquis constitue une coupe d'ensemble du synclinorium, choisie au niveau de Llavorsi-Tirvia, donc sensiblement en son milieu. On distingue du N. au S. le Cambro-Ordovicien, le Gothlandien, le Dévonien, le Carbonifère et de nouveau le Dévonien, le Gothlandien et le Cambro-Ordovicien. Les pendages sont absolument constants et l'on voit très bien, ici, la forme parfaitement isoclinaie du synclinorium.

Au premier plan, le Dévonien est en contact direct, par faille, avec les formations cambro-ordoviciennes. Le Gothlandien, bien visible par ailleurs, est ici complètement laminé.

ou anticlinaux accessoires. Le découpage par des failles parallèles à la direction des plis n'est pas très développé ici et ne se traduit que par des accidents locaux dont j'étudie le détail ci-dessous. Une seule partie du synclinorium, au SE. du massif granitique de la Maladetta, entre la haute vallée du barranco de Berasty et celle du río Flamisell, montre un écaillage important faisant affleurer des panneaux faillés de schistes gothlandiens remontant au milieu des formations dévoniennes. La cartographie sommaire de cette région, située à l'W. de la Coma Romadera, est reportée sur la carte (dépliant D). La faille de Caillaouas, après son passage au S. des apophyses de Tredós et d'Artiés et au N. du granite de Basiero, vient disparaître, dans les schistes carburés, au niveau de Espot, après un parcours de près de 50 km.

De nombreux accidents ayant la même orientation que cette faille très

importante sont situés dans son prolongement direct. Je citerai, en particulier, les failles d'Escaló, d'Estaron et d'Aydi qui mesurent chacune 5 à 6 km. de longueur. La dernière est la plus importante et j'ai montré, lors de l'étude de la coupe géologique du torrent de Bayasca, qu'elle faillait l'anticlinal du río Auresi de manière fort sensible (fig. 35). Elle se poursuit, vers l'E., dans la direction de Tirvia sans toutefois franchir la Noguera de Cardós, décalant au passage le contact entre le Dévonien et le Carbonifère.

D'autres failles, sans être dans le prolongement de la faille de Caillaouas, ont cependant la même direction. Parmi celles qui affectent principalement le Carbonifère, il faut noter, d'une part la faille d'Escart partant du flanc SE. du Pic Rosell pour aboutir au niveau du village de Arestuy et, d'autre part, la faille de Farrera, au S. de Burch.

La même orientation peut, évidemment, s'observer à la faveur d'accidents affectant le Gothlandien et le Dévonien; les écailles situées à l'W. de la Coma Romadera, les failles de Bordas de Conflens, de Burch et du río Madgalena en sont d'excellents exemples.

Tous ces accidents, orientés NWW.-SEE., sont recoupés par de nombreuses failles subverticales orientées NE.-SW.

Les deux plus importantes, qui sont en même temps les plus caractéristiques, passent l'une par Escaló, l'autre à l'E. de Aydi.

La première de ces deux failles recoupe la faille d'Escaló et participe, près de ce village, à la constitution d'un ensemble faillé dont la structure est rendue encore plus complexe par la présence de schistes carburés gothlandiens qui se plissent en un anticlinal coffré et fortement faillé. La carte jointe (dépliant D) ne donne qu'un faible aperçu de cette complexité incohérente, heureusement localisée aux environs immédiats de Escaló.

La seconde de ces failles d'effondrement passe sur le flanc W. du Pic des Malls, entre Tirvia et Estaron. Elle décroche, là, un poudingue cambro-ordovicien, facilitant ainsi le repérage de son passage. Ensuite, après avoir recoupé la faille d'Estaron, elle décale de près de 100 m. le contact entre le Dévonien et le Carbonifère du flanc N. du synclinorium et disparaît un peu avant la faille d'Aydi.

Après avoir suivi depuis le lac de San Mauricio une orientation NWW.-SEE. le synclinorium de Espot-Andorre prend, à l'aplomb de Bordas de Conflens et pendant 2 à 3 km., une direction W.-E. avant de se diriger, dès Civis, du SW. vers le NE. Le synclinorium, dès lors, se simplifie et longe le bord septentrional du granite de Mont Louis-Andorre avant de

disparaître, au niveau du port d'Envalira. Le Carbonifère, quant à lui, disparaît un peu avant Encamp, en Andorre.

J'ai utilisé, pour la partie andorrane du synclinorium de Esport-Andorre, les contours de la carte synthétique de Autran A., Guitard G., et Raquin E. (1963). C'est ainsi que j'ai cartographié au SW. du granite d'Andorre et traversant le río de Os une assez grande écaille de terrains gothlandiens. Il n'est toutefois pas impossible de penser que les schistes noirs ainsi représentés puissent constituer un faciès particulier du Carbonifère, identique à celui déjà signalé au niveau du Cap del Bosch de Burch.

Il est par ailleurs certain que les terrains cartographiés au S. du village de Civis et déterminant le synclinal carbonifère faillé de Civis sont en fait des calcschistes et des schistes dévoniens. Pour cette raison, j'ai été amené à modifier dans la région de Civis la structure du synclinorium en supprimant le dit synclinal carbonifère faillé.

La carte (dépliant D) rend compte, schématiquement, de cette simplification.

Au S. de Civis, le Gothlandien offre une assez belle extension et les complications tectoniques, dont il est coutumier, y atteignent un rare degré de développement. Cet ensemble gothlandien, très morcelé dans le détail, est limité au N. par un accident important qui se prolonge vers l'W. par les failles, déjà citées, du río Magdalena.

Dans l'ensemble du synclinorium de Esport-Andorre, un seul accident m'est apparu comme aberrant par rapport aux grandes directions tectoniques normalement observées. Il s'agit de la faille de Tirvia, longue de 3 km et sensiblement orientée du NW. au SE. Elle est particulièrement nette au niveau du confluent de la Noguera de Vall de Farrera et de la Noguera de Cardós; on la suit dans le Dévonien du bord N. du synclinorium, à l'W. de Tirvia; elle s'amortit sous le village après avoir traversé le barranco de Burch et tend à prendre, là, une direction NWW.-SEE.

CONCLUSIONS

Le synclinorium de Esport-Andorre, dont le centre est occupé par des formations carbonifères, essentiellement schisteuses, forme un arc de concavité tournée vers le N.

Ce synclinorium, sensiblement isoclinal, à pendage dirigé constamment vers le N., est faillé :

- par des accidents en direction NWW.-SEE. dont certains constituent le prolongement vers le SE. de la faille de Caillaouas;
- par des failles d'effondrement, postérieures aux précédentes et d'orientation NE.-SW.

III. Le Carbonifère des régions situées au S. et au SE. du massif granitique de la Maladetta, entre le río Ésera et le río Segre

Dans cette partie de mon travail, je vais, après avoir exposé les résultats obtenus dans l'étude stratigraphique du Carbonifère de la région de Benasque par les géologues de l'école de Leyde, décrire brièvement la série carbonifère observable dans la région de Villanova, entre Sahún et Castejón de Sos. L'étude granulométrique de cette série présente, en effet, un intérêt tout particulier.

Ensuite, après avoir brossé à grands traits la stratigraphie monotone du Carbonifère essentiellement schisteux de Vilaller et de la région de Castejón de Sos, je décrirai l'intéressant affleurement de Torre de Capdella-Aguiró avant de passer à l'étude du Carbonifère de la partie orientale de la zone des Nogueras désigné sous le nom de Carbonifère de Feixa-Castellás-Espahent (Delattre Ch., et Waterlot M., 1967).

Les grands traits tectoniques de chacun de ces ensembles seront rappelés ou décrits à la fin de chaque étude stratigraphique.

I. Le Carbonifère de la région de Benasque et de Villanova

A) RÉGION DE BENASQUE

L'école hollandaise bouleverse complètement depuis quelques années les conceptions stratigraphiques relatives aux régions du Val d'Arán et de la vallée de l'Esera dans les environs de Benasque. Elle attribue, en effet, un âge dévonien et carbonifère à de nombreux affleurements considérés auparavant comme anté-gothlandiens et, inversement, considère comme anté-carbonifères des ensembles primitivement cartographiés carbonifères. Il est bien

évident que ce bouleversement de l'échelle stratigraphique entraîne une transformation radicale de la structure.

C'est ainsi que la traînée carbonifère longue de plus de 40 km. qui, sur la partie espagnole de la dernière édition de la feuille de Bagnères-de-Luchon part du Val d'Arán pour venir disparaître sur la feuille de Foix est maintenant considérée comme ordovicienne, gothlandienne ou anté-gothlandienne (Kleinsmiede W. F., 1960); de Sitter L. U., et Zwart H. J.: Geological Map of the Central Pyrenees. Provisional Edition).

Par ailleurs, dans la région de Benasque, les sédiments précédemment considérés comme anté-gothlandiens (Dalloni M., 1910; Schmidt H., 1961; Alastrué A., Almela A., et Rícs J. M., 1957; Waterlot M., 1961) sont maintenant rattachés au Carbonifère.

La région de Benasque doit donc être considérée maintenant non plus comme un anticlinal à coeur anté-gothlandien mais comme un synclinal à coeur carbonifère. Les schistes noirs qui affleurent si largement au S. de la bourgade sont datés du Carbonifère et reposent en concordance sur un Dévonien supérieur identique à celui que j'ai décrit en préliminaire à l'étude du synclinorium de Espot-Andorre. Les conglomérats "ordoviciens" de Schmidt, H. (1931) interstratifiés dans cette série et qui avaient été utilisés dans nombre de reconstitutions paléogéographiques deviennent donc de ce fait de simples remaniements.

B) RÉGION DE VILLANOVA

Entre Sahún et Villanova, au S. de Benasque, les sédiments dévoniens, en série renversée et fortement tectonisée, affleurent largement.

Au niveau du pont sur l'Esera, en amont de Villanova, on peut observer un beau développement des grès et schistes du Carbonifère sous un faciès absolument identique à celui décrit au Plan des Etangs. Les grès massifs, vert-bouteille, sont très riches en micas détritiques de grande taille et contiennent de nombreux fragments de schistes.

L'épaisseur observable de cette série, qui affleure à la fois sur la route au niveau du pont et dans le lit de l'Esera, est de l'ordre de 20 à 30 m. L'étude des formations gréseuses du lit de l'Esera, délicate il y a quelques années, est maintenant facilitée par l'assèchement presque total du lit du torrent dû à la retenue du barrage d'Erise situé au N.

Au N. de ces grès, donc stratigraphiquement au-dessous, vient une im-

portante série calcaire. Immédiatement sous les grès et schistes se trouvent des calcaires noirs bien lités contenant de nombreux filonnets de calcite et quelques niveaux de lydienes. Mey P. H. W. (1967) considère ces calcaires comme carbonifères ce qui entraîne, nous le verrons plus loin, d'intéressantes conséquences paléogéographiques.

En-dessous de ces formations noires se trouve une masse puissante de calcaires dont la teinte s'éclaircit d'autant plus que l'on monte dans la série.

On finit ainsi par aboutir à des calcaires gris-clair griotteux particulièrement nets dans le virage situé au N. du pont de Villanova et où est ouverte une petite carrière maintenant abandonnée.

Ces "marbres" exploités sous le nom de Marbres de Villanova, peuvent être rattachés à la partie terminale du Dévonien. A l'W. de Villanova, ils sont recouverts en discordance par le Permo-Trias et ce d'une manière particulièrement spectaculaire.

Au S. et à l'E. des grès de Villanova affleure une série importante de schistes très fins et très fissiles remarquablement développés dans la région de Sesue, sur la rive gauche de l'Esera, à l'aplomb de Villanova.

Ces schistes sont gris-bleu et contiennent de nombreux filonnets de quartz. Ils sont, par endroits, légèrement micaqués, ne contiennent aucun niveau gréseux et leur altération est le plus souvent jaunâtre. L'âge de ces schistes est assez délicat à déterminer. Ils sont totalement azoïques et pourraient aussi bien être rangés dans le Dévonien que dans la partie du Carbonifère située au dessus des grès de Villanova.

En résumé, dans la région de Villanova, au-dessus d'un Dévonien terminal griotteux affleurent des calcaires noirs que l'on peut, avec Mey, considérer comme carbonifères. Ces calcaires sont surmontés de grès et schistes indiscutablement carbonifères.

A l'ensemble de ces formations dévono-carbonifères sont associés des schistes gris-clair, puissants, dont l'âge exact est actuellement inconnu.

2. Le Carbonifère de Vilaller et les affleurements carbonifères de la partie occidentale de la Zone des Nogueras

Le Carbonifère de Vilaller et les affleurements carbonifères de la Zone des Nogueras inclus dans le Paléozoïque de Renanue-Las Paulas sont actuellement étudiés en détail par l'école hollandaise et, en particulier, par Mey P. H. W.

En conséquence, je n'ai indiqué brièvement ci-dessous que les grands traits stratigraphiques déjà connus afin de les intégrer dans la synthèse paléogéographique qui fait l'objet de la 4ème partie de ce travail.

A) LE CARBONIFÈRE DE VILALLER

Une bande de sédiments carbonifères que nous désignerons sous le nom de Carbonifère de Vilaller s'étend depuis le río Isabena à l'W. jusqu'à la Noguera de Tor à l'E. Long de plus de 15 km. et large de 4 km. au maximum, cet ensemble est situé immédiatement au N. de la Zone des Nogueras.

La série stratigraphique, assez monotone, y est essentiellement schisteuse. On peut toutefois noter la présence de quelques bancs de grès et de quelques niveaux de grès calcareux et de calcaires. On peut observer, en outre, des passées de grauwackes décalcifiées assez riches en traces fossilifères malheureusement indéterminables. La base de ces formations carbonifères est parfois soulignée par des niveaux de lydiennes.

B) LE CARBONIFÈRE DE LA PARTIE OCCIDENTALE DE LA ZONE DES NOGUERAS

Entre Renanue et le río Balaria affleure, au milieu des grès rouges, permotriasiqes, une bande allongée de terrains dévono-carbonifères. Cet ensemble a été étudié au point de vue tectonique, de manière très détaillée, par Roger Ph. (1965). Ce massif dévono-carbonifère fait partie de la Zone des Nogueras qui constitue, rappelons-le brièvement, un ensemble tectonisé assez complexe, situé entre le río Esera et le Segre, au S. de l'autochtone indubitable de la Zone Primaire Axiale, séparé d'elle par une bande de terrains triasiqes continus et laissant affleurer, au milieu de ces terrains triasiqes, des massifs paléozoïques de superficie souvent importante.

Le Carbonifère de la partie occidentale de la Zone des Nogueras contient parfois, à la base, des nodules de microquartzite qui ressemblent à des lydiennes. J'aurais l'occasion de décrire des niveaux identiques dans la partie orientale du bassin de Feixa-Castellás-Espahent qui fait, lui aussi, partie de la Zone des Nogueras.

Ici encore, le Carbonifère est essentiellement schisteux et ne contient que quelques rares niveaux gréseux. Les sédiments carbonifères y sont souvent recoupés par des amas de roches éruptives (Roger Ph., 1965).

Vers l'E., il faut attendre le río Flamisell et le gisement de Torre de Capdella-Aguiró pour retrouver des formations carbonifères anté-stéphanien appartenant à la Zone Primaire Axiale. De même, en ce qui concerne la Zone des Nogueras, les sédiments carbonifères anté-stéphanien ne se retrouvent plus avant le bassin de Feixa-Castellás-Espahent situé entre la Noguera Pallaresa et le río Segre.

Nous allons maintenant étudier les caractéristiques de ces deux importants gisements.

3. Le Carbonifère de Torre de Capdella-Aguiró

A) LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE HISTORIQUE

Affleurant au S. de Torre de Capdella, sur chaque rive du río Flamisell, ces formations carbonifères anté-stéphanien sont les seules de cet âge entre les schistes de Vilaller qui, on vient de le voir, longent au N. la Zone des Nogueras, et le bassin carbonifère de Feixa qui constitue un des éléments structuraux les plus importants de la partie orientale de la Zone des Nogueras.

Ces sédiments carbonifères reconnus depuis le siècle dernier, avaient donné lieu à quelques exploitations de houille. Il fallut attendre la venue de Dalloni M., pour le début d'une étude géologique systématique.

Dans l'étude que ce géologue fait de la bande qu'il nomme "bande d'Eril Castell", il décrit une série recouverte en discordance par les grès rouges et composée, à sa base, de calcaires sur lesquels reposent :

- a) Des poudingues à galets de quartz et de lydiennes surmontés par des grès et des schistes datés du Westphalien moyen.
- b) Des schistes argileux noirs, micacés, datés par une flore de la zone de Bruay donc du Westphalien C.
- c) Des schistes et grès fins du Westphalien terminal (Westphalien D).
- d) Des schistes fins ardoisiers d'âge stéphanien contenant :

Callipteridium aff. *pteridium* Schl.

Pecopteris pluckeneti Schl.

Pecopteris cyathea Schl.
Pecopteris polymorpha Brongn.
Alethopteris grandini Brongn.
Odontopteris reichii Gutb.

Dalloni décrit le prolongement de cette série vers l'E., donc sur la rive gauche du río Flamisell, où elle se présente encore comme un ensemble schisteux et gréseux westphalien et stéphanien. Le Stéphanien continue vers l'E. et atteint, un peu au S. de Sort, le village de Enviny où il s'épanouit en un beau synclinal recouvert par les grès rouges au S. et à l'E., et en contact avec le Dévonien au N., comme le montre la coupe ci-dessous extraite du travail d'ensemble de L. U. de Sitter, 1959 (fig. 39).

Après les travaux de Sampelayo A. H. (1942) dont le but, essentiellement utilitaire, était d'aider les investigations d'une société d'exploitation (Sociedad Minera Industrial del Pirineo); Almela A., et Ríos J. M. (1947)

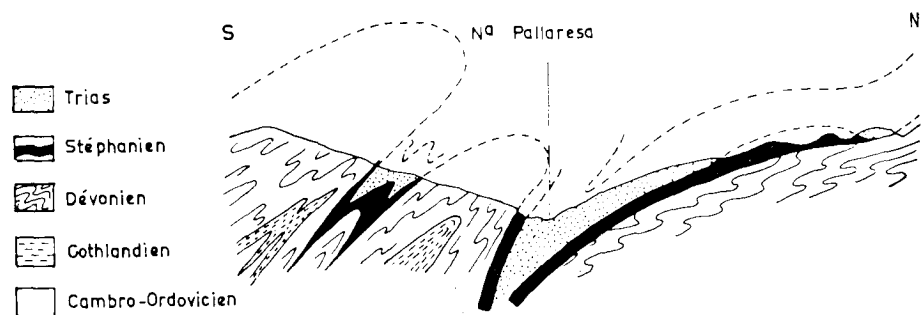


Fig. 39.—Coupe au niveau de Enviny (d'après L. U. de Sitter).

repreignent, en les synthétisant, les travaux de tous les auteurs précédents dans leur travail d'ensemble sur la géologie de la province de Lérida. Les travaux de l'école hollandaise de de Sitter L. U., et Zwart J. H., présentent, au cours de leurs éditions successives, la structure des différents affleurements de la région de Aguiró-Torre de Capdella. De ce fait, les grandes structures étaient déjà bien élucidées et il ne m'a appartenu que d'apporter quelques précisions de détail. J'ai été amené en revanche à étudier systématiquement la stratigraphie des formations carbonifères anté-stéphanien^{nes} observables à la faveur de la vallée du río Flamisell et de ses affluents.

B) DESCRIPTION DE LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE

a) LE DÉVONIEN TERMINAL.

Le Dévonien terminal, assez caractéristique dans cette région, est à peu près identique à celui que j'ai décrit lors de l'étude du bassin de Espot-Andorre. Ses calcaires schisteux bien réglés sont particulièrement nets au niveau de la Centrale de Los Molinos. Ils y sont sub-griotteux, de teinte claire, et on les distingue assez facilement des premiers sédiments carbonifères localement schisteux et noirs.

b) LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE CARBONIFÈRE.

Localisation des coupes utilisées dans l'établissement de la stratigraphie.

J'ai pu lever une série stratigraphique assez complète en utilisant :

- la route menant à Torre de Capdella où de nombreux talus assez frais m'ont permis, en effet, un échantillonnage très serré et une étude assez suivie ;
- la piste menant au village d'Aguiró. Ce village, très isolé, n'est relié à la vallée du Flamisell que par une piste de terre qui rachète son manque de confort par une coupe continue dans les sédiments carbonifères. En amont du village d'Aguiró, cette piste devient un sentier muletier qui se prolonge vers l'W. par le Col de Oli situé dans le Trias ;
- la piste souvent précaire reliant entr'eux et à la route les villages de Monrós, Pobellá et Pauls. Malheureusement les affleurements sont ici assez rares en raison d'une couverture végétale abondante. En effet, les schistes carbonifères peu "soutenus" par les sédiments gréseux déterminent une dépression nette dominée au N. par le Serrat de Puy et au S. par le Serrat Roig, tous deux dévoniens, ayant résisté un peu mieux à l'érosion.

Description d'une série synthétique.

Je donnerai, afin d'illustrer la description qui va suivre, deux coupes. L'une (fig. 40) est synthétique et correspond à une série stratigraphique idéalisée de l'ensemble des affleurements. L'autre (fig. 41) est la coupe levée

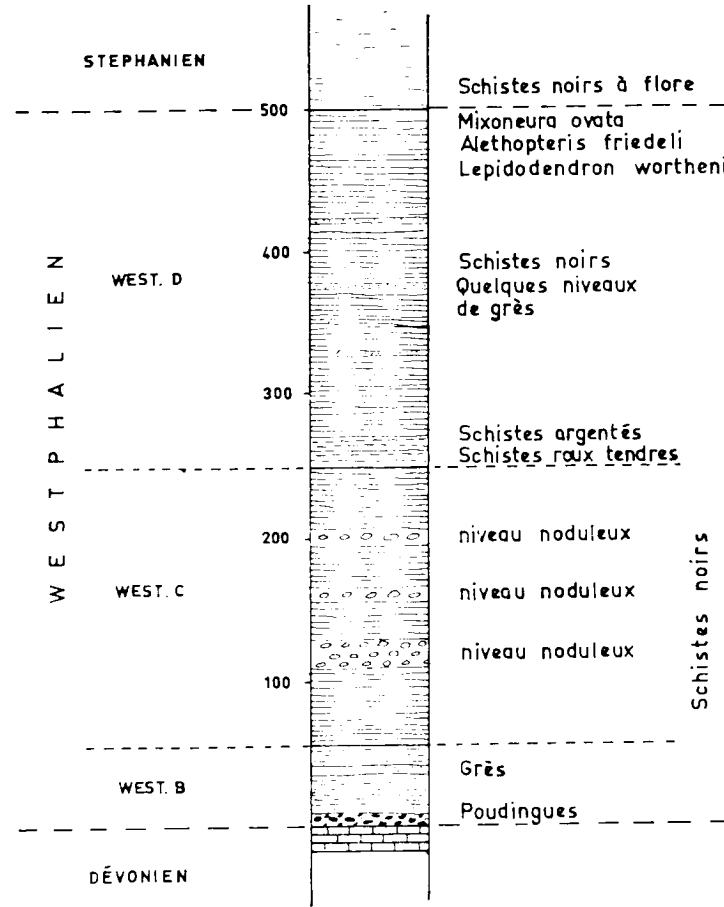


Fig. 40.—Carbonifère de Torre de Capdella-Aguiró. Série stratigraphique.

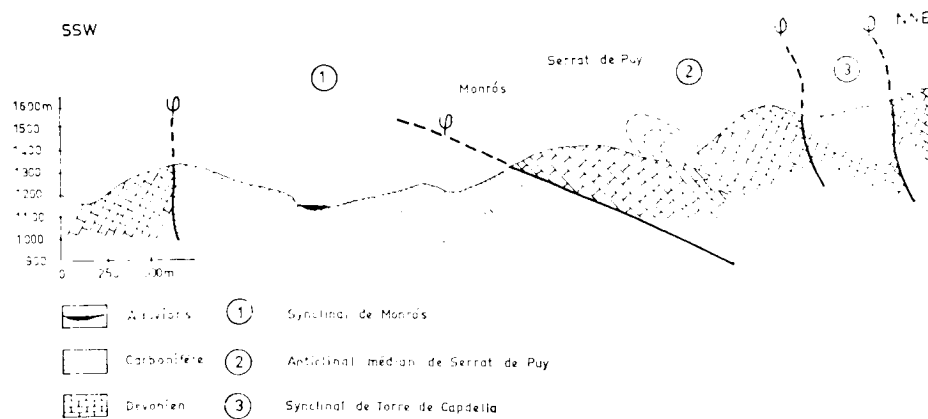


Fig. 41.—Coupe dans le Carbonifère de Torre de Capdella-Aguiró.

sur la rive gauche du río Flamisell à la faveur de la route menant à Torre de Capdella. Elle n'est pas plus complète que celle observable le long de la piste d'Aguiró mais a le mérite d'être facilement accessible à partir de Senterada. Elle ne montre pas toutefois la base de la série.

Dans l'ensemble, après une coupe contenant parfois des poudingues, la série est essentiellement schisteuse et n'offre que quelques rares passées de grès ou des alignements de nodules. Je n'ai pas observé les calcaires de base dont semble parler Dalloni M. (1930).

J'ai divisé les formations anté-stéphanien en trois grands ensembles :

- à la base un ensemble fortement détritique de 2 à 3 m. de puissance formé de poudingues à galets de quartz et de roches siliceuses noires ressemblant à des lydiennes mais n'en présentant pas la structure microscopique. Ces formations sont surmontées par une cinquantaine de mètres de schistes noirs très fins et très fissiles dont la monotonie n'est rompue que par la présence d'un banc de grès assez schisteux de 2 à 3 m. de puissance. L'épaisseur de cette série basale est de l'ordre de 50 m. L'attribution déjà proposée par Dalloni M. (1930) au Westphalien moyen ne paraît pas devoir être mise en doute ;
- au-dessus de cette série on peut observer près de 200 m. de schistes noirs très durs contenant quelques niveaux noduleux dont l'un, situé un peu en amont du pont sur le río Flamisell, est particulièrement net. Les nodules, gréseux, bien stratifiés, ovoïdes, y atteignent une dimension importante de l'ordre de dix centimètres pour la plus grande longueur. Une recherche systématique de fossiles dans le coeur de ces nodules n'a, hélas, rien donné, à part quelques traces indéterminables à structure alvéolaire très fine ;
- le troisième ensemble commence par un niveau de schistes roux assez tendres d'une dizaine de mètres de puissance suivi d'une passée de schistes argentés de 4 à 5 m. Ces schistes de teinte claire sont surmontés par une importante série de schistes noirs assez riches en muscovite contenant quelques niveaux gréseux, toujours en petits bancs, d'épaisseur faible.

La puissance de ces schistes est assez grande et atteint, à mon avis, 250 mètres.

Le sommet de cette série, bien net dans la région d'Aguiró, est assez riche en plantes. Dans un gisement proche du village, non loin d'une ancienne exploitation locale d'un mauvais charbon, j'ai pu recueillir, outre les flores déjà récoltées par Dalloni M. :

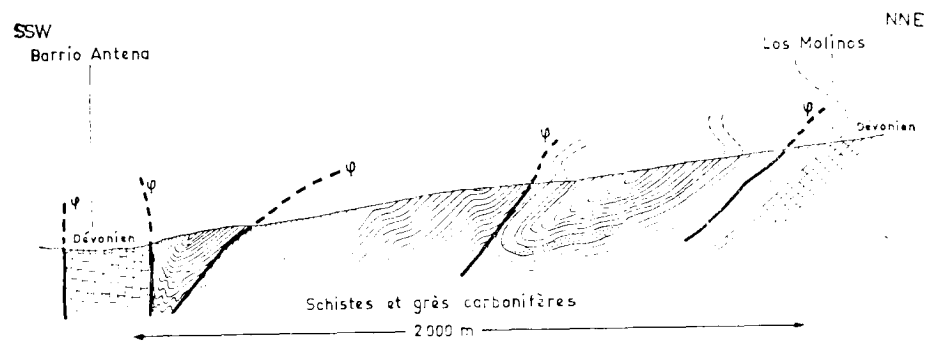


Fig. 42.—Coupe le long de la rive droite du río Flamisell au S. de Torre de Capdella.

Mixoneura ovata.

Mixoneura ovata f. *acutifolia.*

Alethopteris friedeli (*Pecopteris aquilina*).

Lepidodendron wortheni.

Toutes ces espèces appartiennent au Westphalien D.

Notons toutefois que *Lepidodendron wortheni* est également connu, dès le Westphalien C, dans le Nord de la France.

Résumé de la stratigraphie.

En résumé, la stratigraphie des formations carbonifères anté-stéphanien-nes de Aguiró-Torre de Capdella semble assez simple.

La série, essentiellement schisteuse, d'une puissance de 500 m., débute parfois par un poudingue (région d'Aguiró) parfois directement par des schistes noirs (région de Los Molinos). Il est toutefois difficile de déterminer si cette absence des poudingues de base est d'origine tectonique ou sédimentaire. La monotonie de ces schistes n'est rompue que par quelques bancs gréseux et par quelques alignements de nodules. Il n'est pas possible de mettre en évidence ni Dinantien, ni Namurien, ni Westphalien A.

Les premiers sédiments semblent déjà appartenir au Westphalien B.

Les schistes stéphanien, dont l'étude est souvent rendue délicate par le jeu de la tectonique, sont noirs, fissiles, micacés et riches en flore (Dallo-
ni, 1930).

C) LES GRANDS TRAITs TECTONIQUEs DU CARBONIFÈRE DE TORRE DE CAPDELLA-AGUIRÓ (fig. 43)

L'ensemble des sédiments dont nous venons d'étudier la stratigraphie forme deux synclinaux ; l'un septentrional, l'autre méridional séparés par un anticlinal médian (fig. 41, 42 et 43).

Le synclinal septentrional, de Torre de Capdella, d'importance assez faible, laisse affleurer, à l'E. de Torre de Capdella, des terrains carbonifères en contact faillé avec le Dévonien. En effet, deux failles subverticales de direction N. 100° à N. 110° isolent une lanière de schistes carbonifères au milieu de sédiments dévoniens (fig. 43).

L'anticlinal médian de Serrat de Puy composé de calcaires schisteux dévoniens, offre une particularité fort intéressante. En effet, le Dévonien du Serrat de Puy recouvre, à la faveur d'une petite faille directionnelle, les premiers sédiments carbonifères au N. de Monrós. Cet accident, net au Serrat de Puy, semble s'amortir assez vite à l'E. et à l'W. Toutefois, l'absence de poudingue de base, signalée plus haut, pourrait laisser supposer que l'ensemble des sédiments dévoniens de la région de Los Molinos-Serrat de Puy recouvre les premiers sédiments carbonifères du synclinal méridional de Monrós. De fait, il est très délicat, dans ce type de formations schisteuses, de mettre en évidence une faille parallèle à la stratification. Ce synclinal méridional dont une coupe détaillée est donnée par la fig. 42 est affecté de quelques replis locaux sans grande importance.

Il est en contact avec le Dévonien situé au S. par une faille subverticale extrêmement nette dans la topographie. Cet accident part des environs de Castell-Estadio, traverse la vallée du Flamisell au niveau de sa confluence avec le barranco de Roy, longe le flanc N. de Serrat Roig et vient mourir dans le flanc S. de San Quiri, un peu à l'W. du village de Anchs. La figure 41 qui est une coupe NNE.-SSW. du Carbonifère de Aguiró-Torre de Capdella, au niveau du Serrat de Puy, montre ces différentes unités tectoniques. La partie occidentale du synclinal méridional est tectoniquement assez complexe.

Les schistes westphaliens y sont en contact avec le Permo-Trias et le Stéphanien. La structure tectonique est ici caractérisée par une série d'écaill-les déterminées par une mosaïque de failles sigmoïdes dont la direction ensemble est N. 100° (fig. 43).

Au N. de cet ensemble tectonique complexe un "bourgeon" du syn-

clinal méridional, faillé à l'W., constitue une partie des flancs du Puig Molesa. C'est dans les schistes qui le constituent que j'ai pu trouver les échantillons de flore du Westphalien D.

4. Le bassin carbonifère anté-stéphanien de Feixa-Castellás-Espahent

A) LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE

Le bassin carbonifère que j'étudie ici s'oriente de l'WNW. à l'ESE. Il s'étend sur une quinzaine de km. alors que sa largeur maximale ne dépasse guère 6 km. Il est situé immédiatement au S. de la route allant de Sort à Seo de Urgel par Rubio et Parroquia de Orto. Il est disséqué, essentiellement, par le río de Castellás qui se jette, un peu en aval de Espahent, dans le río de la Guardia qui est lui-même affluent du río Segre par l'intermédiaire du río Pallerols.

La masse principale, que je désignerai sous le nom de Carbonifère de Feixa-Castellás, se prolonge vers l'E. par un synclinal accessoire, de petite taille, que j'appellerai synclinal d'Espahent (fig. 44).

Le Carbonifère, presque constamment frangé de Dévonien, est dominé au S. par les sédiments crétacés de la Sierra de Prada surmontant la mince bande jurassique d'Hostalets, au N. de Orgañá. La bande dévonienne méridionale se plie toutefois en un anticlinal dissymétrique qui laisse affleurer en son centre les schistes carburés du Gothlandien.

Une masse imposante de schistes et grès anté-gothlandiens, la Sierra de San Juan, domine le Dévonien qui borde le flanc septentrional du bassin. Un important revêtement de poudingues et grès rouges masque souvent les formations paléozoïques (Delattre Ch., et Waterlot M., 1967).

B) HISTORIQUE DE L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE DU BASSIN

Dès 1910, Mengel O., étudiant en Espagne le prolongement occidental du grand accident sud-pyrénéen qu'il venait de décrire dans les Pyrénées orientales françaises, établit les grandes lignes géologiques de "l'îlot primaire de La Guardia" dont font partie les formations que je décris ici. Pour cet auteur, le Carbonifère, qu'il rattache au Dinantien, est composé, à la

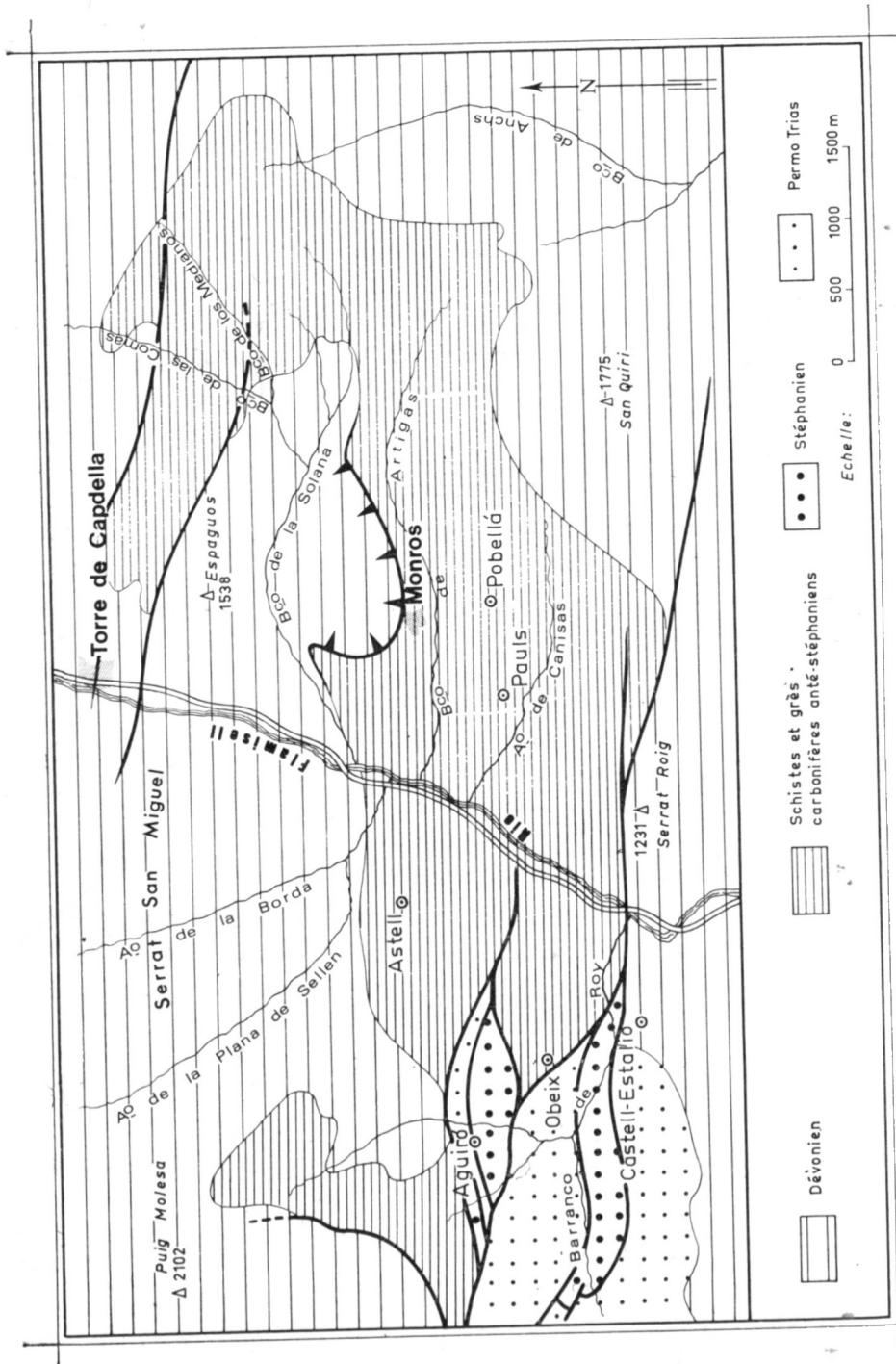


Fig. 43. Carte géologique simplifiée de la région Torre de Capdella et Aguiré.

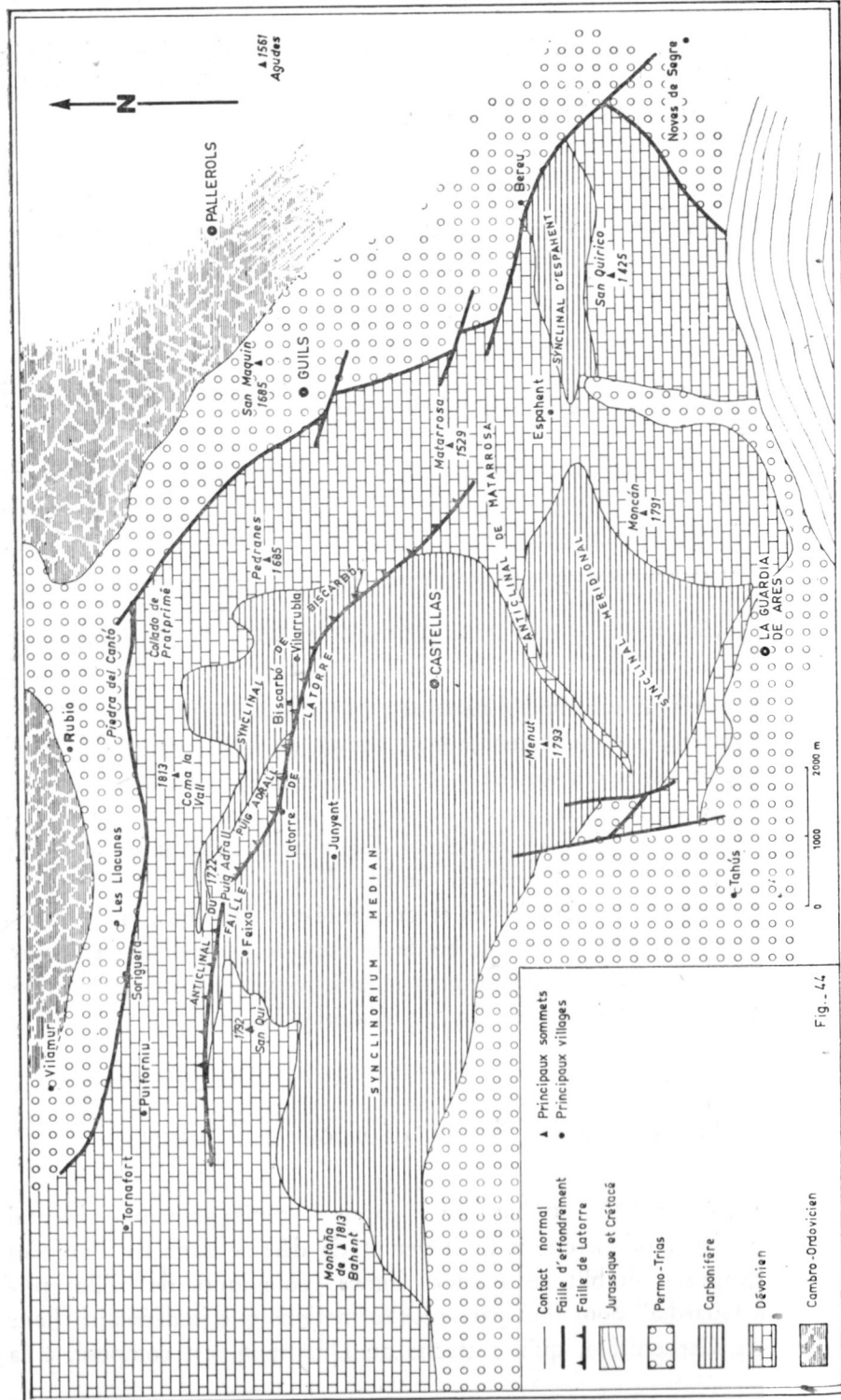


Fig. 44

base de lydienes épaisses (15 à 20 m. quelquefois) auxquelles succèdent des calcaires griotteux, des ampélites, des grès et des poudingues. Ces formations sont surmontées de puissants schistes micacés noir-bleuâtre.

Pour Mengel O., l'îlot primaire de La Guardia constitue "une nappe ondulée, entraînée vers le Nord par une poussée venue du Sud, sur un Trias sectionné par une faille transversale, coïncidant sensiblement avec la vallée de la Noguera et à ramifications multiples".

Dalloni M. (1930) reprend les conclusions de Mengel O., quant aux grandes lignes de la stratigraphie mais l'interprétation tectonique qu'il propose est différente. La zone carbonifère de Feixa est, pour lui, située dans sa célèbre "nappe des Nogueras" vaste ensemble charrié débutant dans la région de Vilaller et se terminant au niveau du río Segre.

Jacob Ch., Fallot P., Astre G., et Ciry R. (1927) ne se rangent pas aux vues tectoniques des auteurs précédents. Pour eux, la zone paléozoïque qu'ils appellent *Massif primaire d'entre Segre et Pallaresa* "repose au N. sur le Permo-Trias axial qui forme la bande, plongeant au S., de Guils, Rubio et Villamur. Il supporte au S. la série sud-pyrénéenne sous laquelle il s'enfonce en outre obliquement vers le SE. entre La Guardia et Belpuy".

Misch P. (1934) ne se préoccupe pas particulièrement de la stratigraphie du Carbonifère de Feixa mais les conceptions tectoniques qu'il expose, dans son étude sur les Pyrénées centrales espagnoles, sont totalement différentes de celles de Dalloni M., et se rapprochent plutôt de celles de Jacob Ch., Fallot P., Astre G., et Ciry R.

Misch P., désigne cette région de Feixa sous le nom de région de Coma de Tó ou Castellás. Elle est, selon lui, normalement recouverte au S. par des formations permo-triasiques et constitue donc un pli de Paléozoïque autochtone dont le flanc méridional peut être déversé vers le S. tandis que l'ensemble est déversé vers le N.

Pour Misch P., cette symétrie dans le déversement bilatéral d'un pli est caractéristique de cette partie des Pyrénées.

En 1947 Almela A., et Ríos J. M., synthétisent, dans leur mise au point sur la géologie des Pyrénées de Lérida, les observations et les conclusions des auteurs précédents.

En 1959 De Sitter L. U., étudiant la structure de la zone axiale des Pyrénées de la province de Lérida, est amené à considérer comme indubitablement autochtone le massif dont fait partie le Carbonifère de Feixa. La même année Schulman N., étudie la géologie de la région de Tornafort qui constitue la partie occidentale du Carbonifère de Feixa-Castellás. Il décrit cet ensemble comme autochtone et constituant la bordure septentrionale de

la Zone des Nogueras. Fait important la limite septentrionale du massif est, pour lui, une faille oblique à regard N. séparant le Trias du Primaire situé au S. Le Trias, plongeant au S., est ainsi effondré et ne s'enfonce pas sous le Primaire méridional.

C) STRATIGRAPHIE DU BASSIN CARBONIFÈRE DE FEIXA-CASTELLÀS (fig. 45)

a) LOCALISATION DES COUPES ÉTUDIÉES.

Le première coupe a été levée à la faveur de la piste qui, partant de la Piedra del Cantó, relie Biscarbó, Junyent et Feixa. La seconde se situe le long de la route menant à La Guardia de Arés et plus particulièrement dans les quelques km. qui précèdent cette bourgade. Cette coupe sera complétée par les observations faites entre La Guardia de Arés et Castellàs d'une part et dans la région de Espahent d'autre part. La troisième a été effectuée au niveau du Puig Adrall, à l'aplomb de Sorigüera-Les Llacunes.

b) COUPE DANS LA RÉGION DE BISCARBÓ.

Après un trajet de plusieurs centaines de mètres dans le Trias de la Piedra del Cantó, la piste traverse une bande de sédiments dévoniens qui, à l'aplomb de la Coma la Vall, sont constitués par les griottes caractéristiques du Dévonien terminal. A ces formations font suite cinquante mètres de grès schisteux à muscovite dont la teinte la plus fréquente est gris-verdâtre.

Ce premier niveau est surmonté d'un passage bréchiqne de 2 m. d'épaisseur supportant 10 m. de grès admettant parfois des poudingues lenticulaires contenant des galets de calcaires dévoniens. Ces grès passent, de manière assez insensible, à un niveau d'une dizaine de mètres de poudingue à galets schisteux et gréseux. Ce poudingue contient, lui aussi, quelques galets de calcaires dévoniens et passe à un niveau calcaire contenant quelques lentilles gréseuses. Ces calcaires sont surmontés par une vingtaine de mètres de grès; ceux-ci, grossiers à leur base, deviennent de plus en plus fins à fur et à mesure que l'on monte dans la série.

Ensuite, à Biscarbó, tant à l'intérieur du hameau qu'à sa sortie méridionale, après le coude de la piste, affleurent de beaux poudingues dont 1

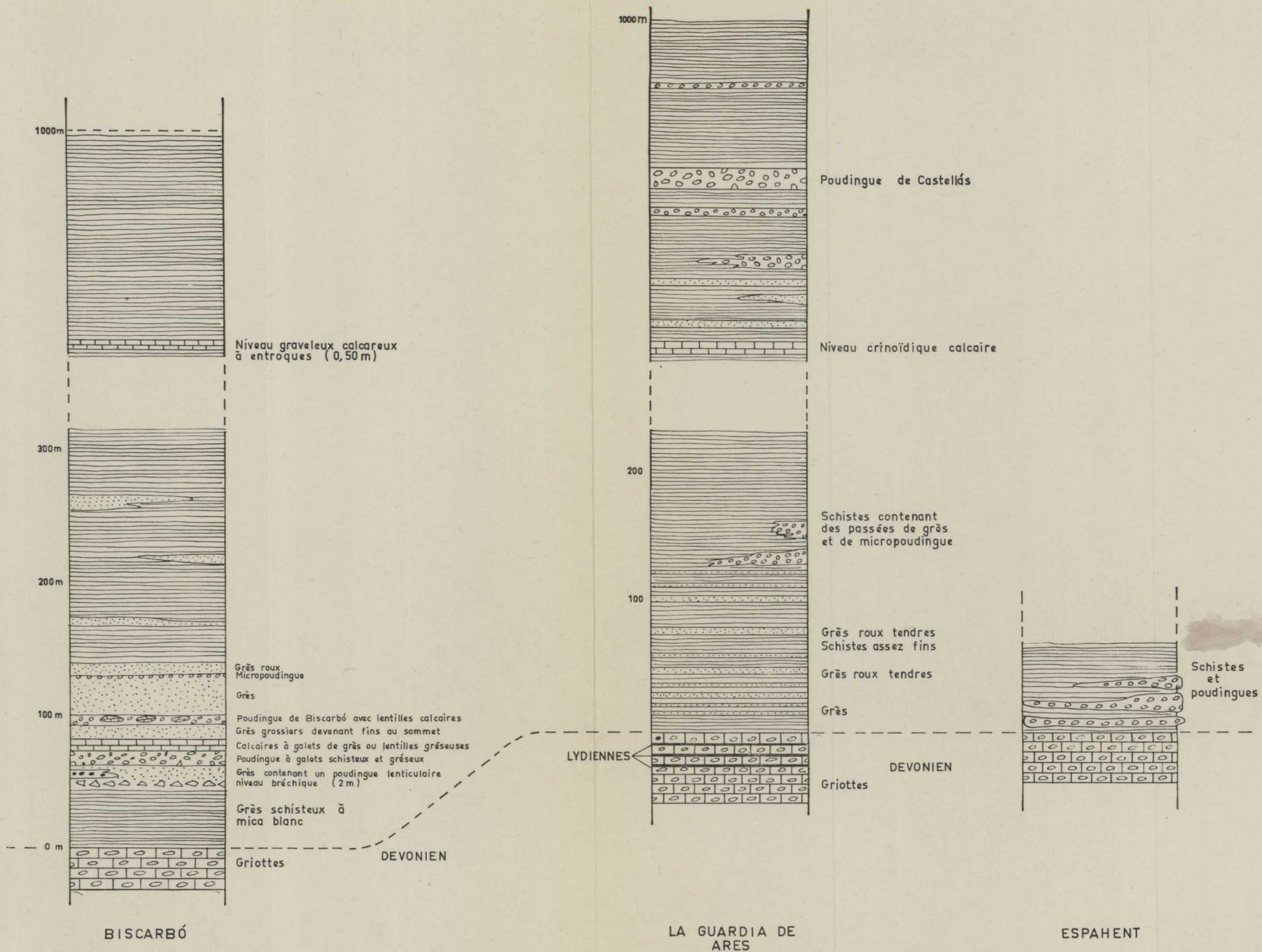


Fig. 45.—Séries stratigraphiques dans le Carbonifère de Feixa-Castellás-Espahent.

éléments, assez fins à la base, deviennent de taille pugilaire au sommet de la série.

Ce poudingue contient des lentilles calcaires de quelques décimètres qui ne sont pas sans rappeler les éléments calcaires présents dans les brèches du Dourdu (Milon Y., 1925; Delattre Ch., 1952). La recherche de microfaune s'est, ici, révélée infructueuse.

Ce poudingue supporte près de 30 m. de grès couronnés par un micro-poudingue de quelques dm. d'épaisseur recouvert lui-même par un niveau de 10 m. de grès roux tendres. Ensuite, débute une importante série de schistes fins, bleus ou gris-verdâtre, dont la puissance peut être évaluée à 800 ou 1.000 m. La monotonie de ces schistes n'est rompue que par quelques lits gréseux assez minces. Notons toutefois, à 200 m. du sommet, la présence d'un niveau graveleux, calcareux, contenant de nombreuses entroques. Malheureusement la recherche de Conodontes dans ce niveau paraissant constant puisqu'il a été découvert en plusieurs endroits du bassin, apparemment toujours dans la même position stratigraphique, s'est ici encore révélée infructueuse.

c) COUPE DANS LA RÉGION DE LA GUARDIA DE ARÉS.

La partie basale de la série a été étudiée aisément entre les km. 16 et 18 de la route menant à La Guardia de Arés, 3 km. à l'W. de Trejubell.

Cette étude a été complétée par des observations faites aux environs du hameau de Espahent.

La partie supérieure de la série, malaisée à observer dans les deux endroits précités, a été étudiée, à partir de La Guardia de Arés, grâce aux anciennes pistes militaires longeant le flanc oriental du Mont Menut et le flanc occidental du Pic Moncán et, également, à la faveur du thalweg du vertiente de Revertera et du barranco de Boysaide.

Base de la série.

Le sommet des griottes du flanc occidental du Pic Moncán est marqué par la présence de petits lits de lydiennes intercalés dans les niveaux griotteux. Ce caractère est particulièrement net au point 10.066-8.657 de l'édition militaire de la feuille Orgañá au 1 : 50.000°, en face du pont passant sur le barranco de Boysaide.

Immédiatement au dessus de ces niveaux vient un ensemble schisteux d'une puissance d'une vingtaine de mètres. Les schistes, gris-clair, contiennent

ment la trace de très petites Goniatites dont l'état de conservation est malheureusement trop mauvais pour permettre des déterminations précises. On observe ensuite une alternance de passées schisteuses et de niveaux gréseux caractérisée par le fait que les niveaux gréseux sont d'autant plus gros et séparés les uns des autres que l'on monte dans la série. Si, dans cette région du barranco de Boysaide, la base du Carbonifère n'est caractérisée que par l'alternance, décrite ci-dessus, de grès et de schistes, il n'en est pas de même dans la région du hameau de Espahent.

En effet, les griottes de cette région, et en particulier, celles qui sont observables sur les flancs du San Quirico, ne semblent plus contenir les niveaux de lydiennes cités plus haut. De plus, le Carbonifère débute, après quelques mètres de schistes azoïques, par des poudingues assez épais à gros galets de quartz et de grès noir contenant en outre quelques galets mous de schistes noirs. Les schistes azoïques de la base contiennent quelques lits minces d'un grès noir, très dur, à cassure esquilleuse. L'étude en lame mince montre bien que l'on a affaire à un quartzite extrêmement fin et non à une lydienne. Ainsi, à quelques kilomètres de distance, des différences peuvent s'observer tant dans le mode de passage du Dévonien au Carbonifère que dans la nature des sédiments.

Partie supérieure de la série.

La partie supérieure de la série, nettement plus monotone, est caractérisée par une grande abondance de schistes assez fins, identiques à ceux décrits dans la région de Biscarbó. A environ 200 m. du sommet on trouve encore un niveau crinoïdique calcaire identique à celui de la série de Biscarbó. De plus, à environ 100 mètres du sommet, se trouve un niveau de poudingues assez grossiers, à gros galets de quartz veiné, de grès, de schistes et de calcaires. La pâte est un grès grossier passant parfois au micro-poudingue.

Ce niveau, appelé *poudingue de Castellás* (Delattre Ch., et Waterlot M., 1967), est surmonté d'une centaine de mètres de schistes identiques à ceux qui sont sous le poudingue. On peut noter, 50 m. avant la fin de la série, la présence d'un lit mince de poudingues (0,50 m.) à petits galets. La nature pétrographique de ces galets est identique à celle des galets du poudingue de Castellás.

d) COUPE À L'APLOMB DE SORIGÜERA.

La mauvaise qualité des affleurements situés dans la région comprise entre Sorigüera-Les Llacunes et Feixa n'a pas permis d'établir une coupe stratigraphique aussi détaillée que les précédentes.

Retenons toutefois les grands faits suivants: le Dévonien constitue, en face de Sorigüera, une falaise de 50 à 60 m. de calcaires gris fortement recristallisés contenant de nombreux filons de calcite. Ces calcaires offrent des passées crinoïdiques à assez belles entroques. Au sommet de la falaise, le Dévonien passe à des calcaires sub-griottes puis à des calcaires griottes francs.

Au-dessus des griottes commence un beau niveau de lydiennes en petits lits intercalés dans des schistes gris-clair. L'épaisseur de l'ensemble de ce niveau est, au maximum, d'une vingtaine de mètres. Cette observation corrobore bien les indications données par Mengel O. (1910) pour les observations qu'il fit en face de Rubio.

Au-dessus des lydiennes se développe un ensemble de grès et de schistes semblable à celui de La Guardia de Arés. Le pourcentage des schistes augmente, au détriment des grès, au fur et à mesure que l'on monte dans la série. Quelques rares niveaux de poudingues ont été retrouvés à la partie supérieure de la série, à l'E. de Feixa. Le niveau crinoïdique calcaire déjà signalé n'a pas été retrouvé ici.

En résumé, la série stratigraphique du bassin de Feixa-Castellás, de faciès Culm, essentiellement détritique, est composée de schistes, de grès, de microconglomérats et de conglomérats. Elle admet parfois quelques passées de calcaires crinoïdiques.

En certains points de la partie septentrionale du bassin, la série commence par des lydiennes; dans la partie méridionale, ces lydiennes, quand elles existent, se trouvent dans les derniers niveaux de calcaires griottes qui passent assez insensiblement aux sédiments plus manifestement carbonifères.

La puissance de la série est de l'ordre de 1.000 m. et les différents caractères exposés ci-dessus, sont ceux d'un bassin paralique.

Aucun fossile déterminable n'a été découvert et seuls des arguments géométriques permettent de rapporter au Carbonifère anté-stéphanien l'ensemble du bassin de Feixa-Castellás-Espahent. En effet, ces sédiments, qui couronnent une série concordante comprenant le Cambro-Ordovicien, le Gothlandien et le Dévonien, offrent un faciès très différent de celui du Stéphanien et sont recouverts de Permo-Trias. Par ailleurs on connaît, plus à l'W., des sédiments dont les faciès sont analogues à ceux que je viens de

décrire; datés du Westphalien, ils sont concordants sur le Dévonien et surmontés par des formations stéphaniennes discordantes. Il ne semble donc pas que l'âge carbonifère anté-stéphanien des formations décrites ci-dessus puisse être mis en doute.

D) GRANDS TRAITS TECTONIQUES DU BASSIN CARBONIFÈRE DE FEIXA-CASTELLÁS-ESPAHENT

La carte géologique, schématisée, de l'ensemble du bassin (fig. 44) montre les grands éléments tectoniques que nous étudierons successivement. Il s'agit, du N. au S. :

- du synclinal de Biscarbó;
- de l'anticlinal de Puig Adrall et de la faille de Latorre;
- du synclinorium médian;
- de l'anticlinal de Matarrosa;
- du synclinal méridional et du synclinal d'Espahent qui le prolonge vers l'E.

Au S. de la masse cambro-ordovicienne allant de Rialp à Seo de Urgel se développe une longue bande permo-triasique dont la limite méridionale est constituée par une faille sub-verticale au S. de laquelle se développe le synclinal de Biscarbó.

Ce synclinal déversé débute à l'W. entre le Puig Adrall et Sorigüera par une bande carbonifère extrêmement mince qui, au niveau de Biscarbó et de Villarrubla, se développe de manière assez sensible. L'anticlinal de Puig Adrall dont le flanc inverse est laminé et faillé (faille de Latorre), lui fait suite vers le S.

La faille de Latorre intéresse les sédiments dévoniens, un km. au S. de Puiforniu et se dirige vers le SE. Sa direction d'ensemble est NWW.-SEE. et son inclinaison, constante vers le N., est en moyenne de 35°. Elle est, bien entendu, particulièrement nette là où elle met en contact les calcaires dévoniens et les schistes carbonifères. On peut ainsi la suivre sans interruption depuis les crêtes du Puig Adrall jusqu'au niveau de Latorre où elle est bien visible à la sortie du hameau (planche 3, photo 1). Elle se perd ensuite dans la vallée de l'arroyo de la Torre avant de se manifester de nouveau nettement à l'W. de Biscarbó. On la suit ensuite très bien à la faveur du río de Solans dont elle a sans doute déterminé une partie du tracé. Il

faut probablement voir dans la faille de Latorre la cause du coude assez brusque que dessine le río de Solans au niveau de Villarrubla.

Cet accident se dirige ensuite vers l'Ermita de San Miguel et le minuscule hameau de Solans, puis s'amortit et disparaît dans le flanc méridional de la Matarrosa.

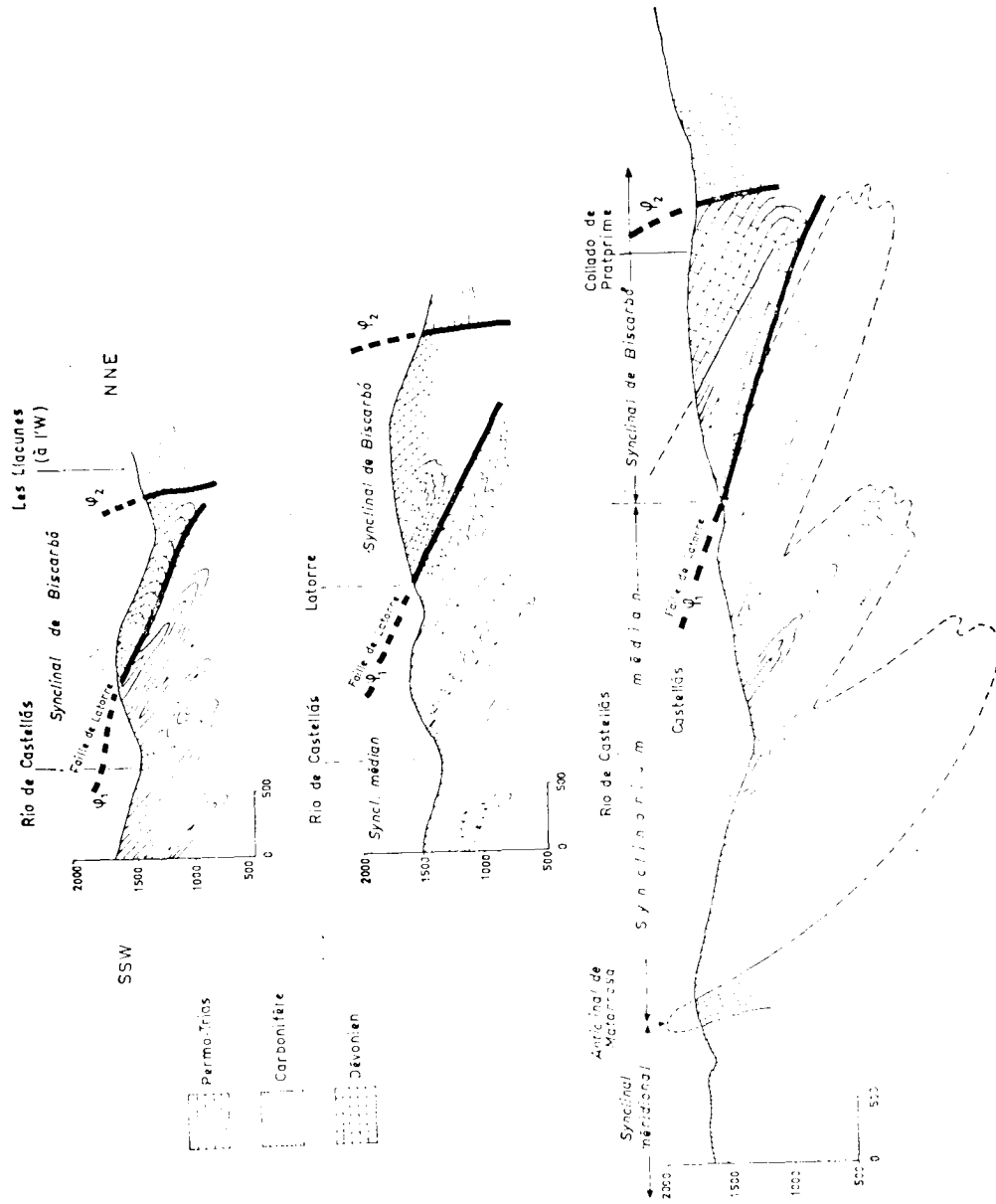
Le synclinorium médian, apparemment massif, est, dans le détail, assez complexe. Il est limité au N. par la faille de Latorre; au S., il est en contact avec les formations permo-triasiques. Ce bassin carbonifère est bordé à l'W. par le Dévonien de la Montaña de Bahent et du San Qui et, à l'E., par le Dévonien de La Matarrosa.

En dépit de la monotonie des séries plissées, il a été possible de dessiner l'allure de ce synclinorium dont les traits principaux sont schématisés sur la carte (fig. 44) et les coupes (fig. 46).

L'anticlinal de Matarrosa, qui limite à l'E. le synclinorium médian, se manifeste par une remontée assez brutale du Dévonien selon un axe d'orientation générale NE.-SW., débutant au N. dans les contreforts méridionaux de la montagne de Matarrosa au S. de la faille de Latorre. Cet anticlinal de sédiments dévoniens est, topographiquement, fort net car il détermine une crête bien marquée en raison de la résistance à l'érosion des calcaires dévoniens, supérieure à celle des formations carbonifères essentiellement schisteuses. Cet anticlinal sépare le synclinorium médian du synclinal méridional qui se développe au N. de La Guardia de Arés. La structure du Carbonifère de ce synclinal méridional est relativement simple bien que l'on puisse y mettre en évidence de nombreux replis sans grand intérêt cartographique.

L'axe du synclinal méridional se poursuit vers l'E. et, après un relèvement qui permet au Dévonien d'affleurer de nouveau, il se traduit par le synclinal d'Espahent. Ce dernier, séparé de la masse carbonifère principale, est recouvert au S. d'Espahent par les grès rouges; à l'E., il est en contact par faille avec le Trias de la région de Bereu. Ici encore, les formations carbonifères forment une dépression nette dans la topographie et sont entourées de formations dévoniennes résistantes déterminant des pitons parfois assez escarpés comme, par exemple, le San Quirico.

En résumé, le bassin carbonifère de Feixa-Castellás-Espahent, situé à l'extrémité orientale de la Zone des Nogueras apparaît comme une succession de plis déversés vers le S. Un des traits majeurs de la structure de ce bassin est la faille de Latorre de direction générale WNW.-ESE. et à pendage N. de 35°. Faillant l'anticlinal couché de Puig Adrall, elle amène le synclinal



de Biscarbó à se déplacer vers le S. pour chevaucher la partie septentrionale de ce qui est maintenant le synclinorium médian. Ce mouvement de chevauchement a respecté une langue de Dévonien au niveau de Puig Adrall, alors que plus à l'E., on observe un ennoyage de l'axe des plis.

La majorité des plis affectant ce bassin est orientée selon cette direction WNW.-ESE., l'anticlinal de Matarrosa accusant, lui, une direction différente, NE.-SW.

Il faut peut-être voir, dans ces deux directions différentes le résultat de deux phases successives de l'orogénèse hercynienne. Les déformations ont été ensuite reprises par les mouvements alpins responsables, par ailleurs, de la tectonique cassante qui est à l'origine du réseau de failles verticales particulièrement bien développé dans la Zone des Nogueras (Delattre Ch., et Waterlot M., 1967).

CHAPITRE DEUXIÈME

TABLEAUX RÉSUMANT LA STRATIGRAPHIE DU CARBONIFÈRE ANTÉ-STÉPHANIEN DES PYRÉNÉES CENTRALES ESPAGNOLES

J'ai jugé utile de traiter sous forme de tableaux récapitulatifs ce chapitre résumant la stratigraphie du Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles.

- Colonne 1 : Nom du bassin. Localisation de la coupe.
- Colonne 2 : Numéro du bassin ou de la coupe dans l'inventaire correspondant au dépliant A, carte d'ensemble au 1:500.000°.
- Colonne 3 : Faciès et âge précis du Dévonien situé immédiatement sous les sédiments carbonifères.
- Colonne 4 : Présence ou absence de lydiennes.
- Colonne 5 : Caractères principaux de l'éventuelle série calcaire de base.
- Colonne 6 : Caractères principaux de la série détritique.
- Colonne 7 : Présence des fossiles végétaux (V) ou animaux (A). Les lettres v et a indiquent que des fossiles non déterminables ont été trouvés. Les séries azoïques sont indiquées par O.
- Colonne 8 : Age et caractères des sédiments surincombants.

1	2	3	4	5	6	7	8
NOM DU BASSIN LOCALISATION DE LA COUPE	N.º SUR LE DÉPLIANT A	FACIÈS ET ÂGE PRÉCIS DU DÉVONIEN SOUS-JACENT	LYDIENS	LE CALCAIRE DE BASE	SÉRIE DÉTRITIQUE SUPÉRIEURE	FOSSILES	SÉDIMENTS SURINCOMBANTS
Synclinal d'Aragón subordonné.	1 et 2	Grès et pélites du Frasnien-Famennien.	Non observées. Poudingues dans la série Lydienne.	Grès francs viséens.	Alternance de pélites schisteuses et de grès.	V v	Permo-Trias.
Canal Astún. Canal Roya.	3	Calcaires et grauwackes du Dévonien inférieur.	Non.	Grès massifs.	Alternance de grès et de schistes. Quelques niveaux de poudingues.	A V	Permo-Trias.
Los Calcites. Pic Soques.	4	Griottes.	Oui.	Grès massifs avec niveaux de brèches calcaires. Viséen.	Alternance de grès et de schistes. Micropoudingues. Quelques récurrences calcaires à la base.	V a	Quaternaire.
Affleurements compris entre le granite de Cauterets et le granite de Panticosa.	5	Calcaires marmorisés du Dévonien terminal. Passage continu aux formations supérieures.	Non.	Grès massifs griottes et bréchiques. Viséen terminal. Namurois.	Alternance de grès et de schistes.	v	Quaternaire.
Pista Grande.	6	Contact non observé.	?	Grès grossiers à la base, bien lités et francs au sommet. Niveau de brèches.	Schistes calcaires à la base. Alternance de grès et de schistes. Le pourcentage des grès est assez élevé.	a v	Quaternaire.
Partie haute du río Escarra.	7	Calcaire griotteux. Dévonien supérieur.	Oui.	Grès et calcaires à la base. Calcaires francs au sommet.	Alternance de grès et de schistes. Quelques poudingues et quelques niveaux calcaires.	a v	Permo-Trias. Secondaire. Quaternaire.
Hoya de Balsera.	8	Dévonien inférieur.	?	Grès et calcaires à la base. Calcaires francs au sommet. Dolomie à l'extrémité de la base.	Alternance de grès et de schistes. Quelques poudingues et quelques niveaux calcaires.	a v	Permo-Trias. Quaternaire.
Haute vallée du barranco de Culivillas.	9	En cours d'étude.	Oui.	Grès et calcaires massifs.	Grès et schistes. Quelques niveaux de poudingues. Calcaires non observés.	a v	Permo-Trias. Quaternaire. Stéphanien voisin.
Vallée de Bujaruelo.	10	Calcaires du Dévonien moyen ou du Frasnien.	Non.	Grès du Viséen ou du Lydien.	Alternance de grès psammitiques et de pélites schisteuses.	A V	Secondaire. Quaternaire.
Plan des Etangs s/s. Pic d'Astós.	11 et 12	Calcaires marmorisés et calcschistes. Eifélien connu.	Non.		Alternance de schistes et de grès feldspathiques. Quelques poudingues et quelques niveaux calcaires.	V A	Quaternaire.
Rencluse-Villamuerta.	13	Calcaires marmorisés et calcschistes. Eifélien connu.	Non.	des formations calcaires situées sous les niveaux détritiques n'a pas encore été déterminé avec précision.	Alternance de schistes et de grès feldspathiques. Poudingues et niveaux calcaires.	V A	Quaternaire.
Forat des Aigualluts. Pico de Pomeró.	14	Calcaires marmorisés et calcschistes. Eifélien connu.	Non.		Alternance de schistes et de grès feldspathiques. Diminution du pourcentage de grès. Poudingues et calcaires.	V A	Quaternaire.

1	2	3	4	5	6	7	8
NOM DU BASSIN LOCALISATION DE LA COUPE	N.º SUR LE DÉPLIANT A	FACIÈS ET ÂGE PRÉCIS DU DÉVONIEN SOUS-JACENT	LYDIENNE	LE CALCAIRE DE BASE	SÉRIE DÉTRITIQUE SUPÉRIEURE	FOSSILES	SÉDIMENTS SURINCOMBANTS
Río Negro.	15	Calcaires marmoréens. Eifélien connu.	Non.		Alternance de schistes et de grès feldspathiques. Diminution du pourcentage de grès. Poudingues et calcaires.	V A	Quaternaire.
Extrémité orientale du synclinalorium du Plan des Etangs.	16	Calcaires marmoréens. Eifélien connu.	Non.	de des formations calcaires situées sous les premiers niveaux détritiques n'a pas encore été déterminé avec précision.	Alternance de schistes et de grès feldspathiques. Diminution du pourcentage de grès. Poudingues et calcaires mais augmentation nette du pourcentage des schistes.	v a	Quaternaire.
Río Cardós.	17	Calcschistes parfois sub-griotteux.	Non.	Non.	Série exclusivement schisteuse.	O	Quaternaire.
Río d'Escart.	18	Calcschistes parfois sub-griotteux.	Non.	Non.	Série schisteuse contenant quelques rares niveaux grésocalcaires.	O	Quaternaire.
Río de Bayasca.	19	Calcschistes parfois sub-griotteux.	Non.	Non.	Série schisteuse avec quelques niveaux grésocalcaires.	O	Quaternaire.
Coupe entre Burch et Farrera.	20	Griottes.	Non.	Non.	Série schisteuse avec quelques niveaux grésocalcaires à la base.	O	Quaternaire.
Terminaison orientale du synclinalorium Espot-Andorre.	21	Calcschistes sub-griotteux ou griottes.	Non.	Non.	Série presque exclusivement schisteuse.	O	Quaternaire.
Région de Benasque.	22	Calcaires schisteux et griottes du Dévonien terminal.	Non.	Non (?)	Essentiellement schisteuse. Quelques niveaux gréseux.	O	Quaternaire.
Région de Villanova.	23	Griottes du Dévonien terminal.	Oui.	Calcaires bien lites.	Grès et schistes à la base. Au-dessus schistes d'âge douteux.	v a	Permo-Trias. Quaternaire.
Région de Vilaller et W. de la Zone des Nogueras.	24	Griottes du Dévonien terminal.	Oui.	différenciée.	Essentiellement schisteuse. Quelques niveaux gréseux et grauwackeux.	v a	Permo-Trias. Quaternaire.
Torre de Capdella-Aguiró.	25	Calcschistes sub-griotteux.	Non.	Non.	Série essentiellement schisteuse. Quelques niveaux gréseux. Poudingues à la base appartenant au Westphalien B.	V	Quaternaire. Schistes stéphanien. Permo-Trias.
Biscarbó.	26	Griottes.	Non.	Non.	Alternance de grès et de schistes. Prédominance des grès à la base et des schistes au sommet. Quelques poudingues et quelques niveaux calcaires.	a	Permo-Trias. Quaternaire.

1	2	3	4	5	6	7	8
NOM DU BASSIN LOCALISATION DE LA COUPE	N.º SUR LE DÉPLIANT A	FACIÈS ET ÂGE PRÉCIS DU DÉVONIEN SOUS-JACENT	LYDIENNE	LE CALCAIRE DE BASE	SÉRIE DÉTRITIQUE SUPÉRIEURE	FOSSILES	SÉDIMENTS SURINCOMBANTS
La Guardia de Arés.	27	Griottes.	Oui (limite de carbonifère).	Non.	Alternance assez régulière de grès et de schistes. Quelques poudingues et quelques ni- veaux calcaires.	a	Permo-Trias. Secondai- re. Quaternaire.
Sorigüera.	28	Calcaires gris parfois sub-griot- teux et griottes.	Oui.	Non.	Alternance de grès et de schis- tes. Poudingues. Pas de cal- caires observés.	O	Permo-Trias. Quater- naire.

TROISIÈME PARTIE

Étude sédimentologique
du Carbonifère anté-stéphanien
des Pyrénées centrales espagnoles

CHAPITRE PREMIER

LES MÉTHODES UTILISÉES

L'éventail des méthodes que j'ai été amené à utiliser pour l'étude sédimentologique des formations carbonifères anté-stéphanienues des Pyrénées centrales espagnoles est assez ouvert.

Les grès ont été étudiés par les méthodes granulométriques améliorées par Dollé P., à la faveur de l'analyse des grès du Bassin Houiller du Nord de la France. Ces méthodes granulométriques ont été complétées par l'utilisation des colorations différentielles (technique de Dana Russell) et l'étude des minéraux lourds. Le principe et les techniques de ces méthodes ont été décrits par Dollé P. (1959).

J'ai été amené, de plus, à utiliser les méthodes très récentes et très originales basées sur l'utilisation de la thermoluminescence des grès feldspathiques (Charlet J. M., 1963, 1966).

L'étude des minéraux argileux des schistes a été menée à Mons (Belgique) grâce au laboratoire monté actuellement par Robaszynski F., pour l'étude détaillée des schistes houillers.

I. Méthodes granulométriques

1. Prise des échantillons

Je me suis inspiré des méthodes minières utilisées par Dollé P. (1959-1963) et son équipe en les adaptant aux conditions de mon travail. Chaque échantillon de grès comportait les indications suivantes, écrites avant extraction :

- trace d'un plan méridien (tracé N.-S. de la fig. 47);
- trace d'un plan perpendiculaire au plan de stratification, indiquant le haut et le bas de l'échantillon (tracé B. H. de la fig. 47);
- numéro d'ordre.

Trois lames ont pu ainsi être taillées dans chaque échantillon et leurs plans ont été schématisés sur la fig. 47 :

- la première, dans un plan N.-S. perpendiculaire au plan de stratification (L_1);
- la seconde, dans un plan W.-E. perpendiculaire au plan de stratification (L_2);
- la troisième, perpendiculaire aux deux autres et parallèle au plan de stratification (L_3).

Seules, les deux premières lames ont été étudiées pour l'analyse granulométrique car elles correspondent à une certaine durée de sédimentation.

La lame parallèle au plan de stratification ne représente qu'un temps insignifiant de dépôt et n'a été utilisée que pour l'étude des micas qui, se déposant volontiers à plat, sont particulièrement nets et nombreux dans ce type de section.

Les culots de taille d'échantillons ont été utilisés, après archivation d'un témoin, pour l'étude éventuelle :

- de la thermoluminescence;
- des minéraux lourds;
- du rapport quartz-feldspaths par la méthode de Russell D.

2. Méthode de comptage

J'ai, ici, appliqué intégralement les techniques de comptage préconisées par Dollé P. (1959 et 1963). Je n'en rappellerai ici que les grandes lignes.

Le champ de l'oculaire utilisé est divisé en deux demi-cercles par un fil vertical recoupé lui-même en trois parties égales par deux fils horizontaux.

Les objectifs utilisés sont normaux et leur choix ne dépend que de la taille des grains composant la lame étudiée.

Seuls les grains de quartz et de feldspaths ont été comptés et j'ai éliminé, à cause de leur densité nettement différente ou de leur caractère secondaire, les micas, les minéraux lourds, les éléments carbonatés, les traces carbonneuses et, éventuellement, les grains de phosphate et les sels de fer.

J'ai, bien évidemment, réalisé le *comptage en ruban* en dénombrant systématiquement tous les grains de quartz et de feldspaths inclus dans le plan rectangulaire défini par le fil vertical et les fils horizontaux du réticule lors d'un déplacement de la préparation qui était généralement, pour chaque analyse, compris entre 6 et 10 mm.

Le compteur utilisé est celui de Jung et Brousse modifié selon les indications de Dollé P. La came du compteur est à 20 crans et chacun de ces crans correspond à un déplacement de la lame de 50 μ . Un tour complet du bouton moleté correspond donc à un déplacement de 1 mm. de la lame.

Dollé P., a introduit la notion de classe qu'il relie à importance du déplacement de la lame nécessaire pour parcourir entièrement un élément. Par souci de simplification l'unité de classe a été définie comme le déplacement correspondant à un cran de la came du compteur.

Ainsi s'il faut déplacer la came du compteur de trois crans pour parcourir entièrement un grain de quartz, celui-ci est dit de classe 3.

Le comptage systématique, reporté sur fiche, des grains de quartz et de feldspaths correspondant sur la lame à trois petites zones rectangulaires m'a amené à mesurer pour chaque classe un nombre important de grains.

A partir de ces travaux, j'ai calculé la superficie en mm^2 correspondant à l'ensemble des grains de chaque classe et, de là, le pourcentage de superficie correspondant à chaque classe. Le tableau ci-dessous donne la superficie moyenne des grains établie en fonction des dimensions moyennes attribuées à chaque classe.

SUPERFICIE MOYENNE DES GRAINS EN FONCTION DES DIMENSIONS LINÉAIRES

Nombre de crans du compteur de points (classe)	Longueur <i>moyenne</i> en mm.	Superficie moyenne en 10^{-2} mm ²
1	0,025	0,05
2	0,075	0,44
3	0,125	1,22
4	0,175	2,40
5	0,225	4,00
6	0,275	6,00
7	0,325	8,30
8	0,375	11,00
9	0,425	14,20
10	0,475	17,80
11	0,525	21,50
12	0,575	26,00
13	0,625	30,60
14	0,675	35,80
15	0,725	41,25
16	0,775	47,10
17	0,825	53,40
18	0,875	60,10
19	0,925	67,16
20	0,975	75,00
21	1,025	82,50

Les pourcentages ont été ramenés à des valeurs simples représentables graphiquement.

Chaque échantillon a été ainsi étudié, en vue de sa représentation graphique, à l'aide de deux lames perpendiculaires et l'histogramme représentatif correspond à la moyenne des deux lames; cela représente en moyenne 600 grains analysés ce qui, statistiquement, apparaît comme suffisant. La figure 48 c montre un exemple d'histogramme moyen obtenu à partir de ceux correspondant à deux lames orthogonales perpendiculaires à la stratification (fig. 48 b et 48 c).

Dans chaque histogramme, j'ai porté les classes en abscisse à raison de 2 mm. par classe et les pourcentages de ces classes en ordonnée à raison de 1 mm. pour 1 %. J'ai été amené souvent à réduire la taille des histogrammes pour faciliter leur intégration dans le document. Il sera facile de les étalonner en fonction des données ci-dessus.

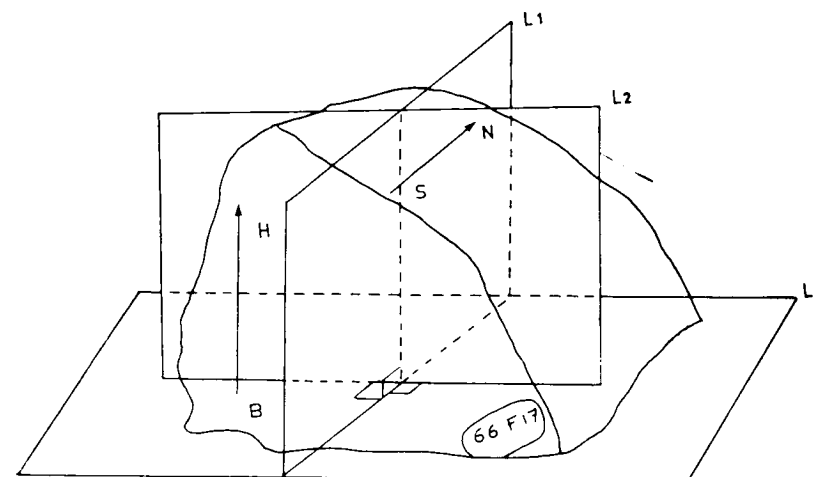


Fig. 47.—Préparation et taille d'un échantillon de grès.

Le plan L_1 correspond à une lame méridienne perpendiculaire au plan de stratification.—Le plan L_2 correspond à une lame perpendiculaire à la précédente et au plan de stratification et est comprise dans un plan W.-E. Le plan L_3 correspond à une lame parallèle au plan de stratification.—La ligne N.-S. indique la direction du N. inscrite sur l'échantillon.—La ligne H.-B, perpendiculaire au plan de stratification, indique le haut et le bas de l'échantillon.

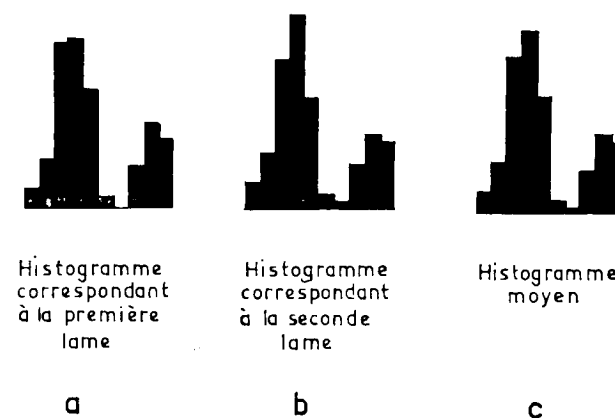


Fig. 48.—Dessin des histogrammes.

- En abscisse les différentes classes (2 mm. par classe, classe 1 à gauche).
- En ordonnées, les différents pourcentages correspondant à chaque classe (1 mm. pour 1 %).

a) Histogramme correspondant à l'analyse granulométrique d'une lame méridienne de l'échantillon 66 F 17 (cf. fig. 62. - b) Histogramme correspondant à une lame W.-E. perpendiculaire à cette première lame. - c) Histogramme moyen de ces deux lames. Seul cet histogramme moyen est normalement figuré.

3. Utilisation de la méthode de Russell D.

Les grès feldspathiques sont taillés en cubes dont la face inférieure est parallèle au plan de stratification, donc parallèle à la lame L₁ réalisée lors de l'étude granulométrique.

Cette face inférieure est poncée et polie. Après lavage et séchage, elle est attaquée, pendant 20'', à l'acide fluorhydrique concentré. Après un nouveau lavage et un nouveau séchage, la face inférieure du cube est colorée pendant 5' par une solution diluée de vert malachite. Cette coloration est suivie d'un lavage et d'un séchage.

L'étude de cette face, par réflexion, montre alors :

- des quartz, restés inattaqués, donc polis et brillants ;
- des feldspaths corrodés mais qui n'ont pas pris de coloration. Ils sont donc vus en creux ;
- les micas et le ciment carbonaté éventuel qui sont colorés de manière plus ou moins forte en bleu-verdâtre.

Cette différenciation permet donc le comptage des grains siliceux et des feldspaths et le calcul de leur rapport.

La représentation graphique de ces données se fait à l'aide d'un diagramme circulaire qui indique, par un secteur noir, le pourcentage de feldspaths par rapport aux quartz. Un grès feldspathique contenant autant de grains de quartz que de grains de feldspaths serait ainsi représenté par deux demi-cercles, l'un noir et l'autre blanc séparés par un diamètre vertical. Un grès sans feldspaths correspond à un cercle entièrement blanc.

Dans cette méthode, la taille relative des grains n'est pas prise en considération et seul leur nombre compte.

II. Utilisation de la thermoluminescence des quartz et des feldspaths

Une note récente de Broquet P., et Charlet J. M. (1965) et la thèse de Charlet J. M. (1966) ont attiré l'attention sur l'importance de la thermoluminescence des quartz et des feldspaths dont l'étude systématique permet souvent de préciser les rapports entre les roches détritiques et leurs zones éventuelles d'alimentation.

Le principe et le méthode expérimentale ont été exposés de manière très détaillée par Charlet J. M. (1966).

Il m'a semblé que, de toutes les Pyrénées espagnoles, le synclinorium du Plan des Etangs se prêtait le mieux à ce type d'étude. En conséquence, je ne développerai au cours de ce travail que les résultats obtenus dans l'étude de ce bassin ainsi que dans celle du bassin voisin de Villanova.

Je ne donnerai, en complément, que quelques indications sur la thermoluminescence des formations grésocalcaires du synclinorium de Espot-Andorre.

III. Les schistes

J'ai étudié les minéraux argileux des schistes par diffractométrie des rayons X.

La roche est broyée et, après élimination éventuelle des carbonates par HCl dilué, la poudre est homogénéisée en milieu aqueux neutre par agitation mécanique pendant une demi-heure. Après une heure environ de sédimentation la partie supérieure de la suspension contient, suivant la loi de Stokes, des agrégats de minéraux argileux dont la taille varie de 2 à 5 μ . On prélève cette suspension qui est disposée à la pipette sur des lames de verre et une évaporation lente sur platine chauffante donne une pellicule où les minéraux argileux sont disposés parallèlement à la surface de la plaque.

Chaque échantillon donne lieu à la préparation de trois lames ; la première ne subit aucun traitement spécial ; la seconde est chauffée pendant quatre heures à 550°, température à laquelle sont détruits les réseaux cristallins des minéraux du type kaolinite ; la troisième est soumise à des vapeurs d'éthylène-glycol dont les molécules pourront s'adsorber sur les minéraux argileux gonflants.

Les lames sont alors soumises à un rayonnement X émis par une anticathode au Co. Les minéraux argileux étant disposés parallèlement les uns aux autres diffractent le rayonnement X avec une plus grande intensité pour les raies basales, ce qui permettra une détermination plus aisée et une estimation semi-quantitative des différents composants.

Le rayonnement diffracté est recueilli par un tube photomultiplicateur et se traduit par enregistrement sur baie électronique.

Après passage des trois lames correspondant à chaque échantillon on peut déterminer, par lecture de la position des pics de diffraction, l'épaisseur des feuilletés et, par là, différencier les groupes et espèces de minéraux argileux contenus dans la roche.

CHAPITRE DEUXIÈME

LES FORMATIONS GRÉSEUSES

I. Étude granulométrique des formations grésfeldspathiques carbonifères du synclinal d'Aragón Subordan (synclinal Pene Blanque-Pic Rouge)

Je décrirai d'abord les principales caractéristiques des sédiments grésfeldspathiques de la base de la série, près du Cuartel de Carabineros; ensuite je tenterai de schématiser l'évolution de la base d'un banc bien repéré, dans le but de dégager le sens de l'alimentation.

1. Étude des grès feldspathiques de la base de la série du synclinal d'Aragón Subordan

La série étudiée ici est située en face du Cuartel de Carabineros, sur la rive gauche du río Aragón Subordan, un peu en amont de son confluent avec le río Acherito. Je ne donne ici que les résultats que j'ai pu obtenir à partir de l'étude de la base de la série détritique, immédiatement au-dessus des calcaires assimilés au Viséen. Ces séries détritiques basales sont, en effet, beaucoup plus démonstratives que les séries supérieures toujours banalisées.

De la base vers le haut, on observe les formations suivantes (fig. 49):

Echantillons 66 S 4: Immédiatement au-dessus des calcaires, ces grès, fortement feldspathiques sont très frais. Leurs quartz sont très nettement anguleux et peuvent être parfois de taille assez remarquable puisque 12 % des éléments appartiennent à la classe 7.

Les micas blancs sont très nombreux mais on peut, toutefois, observer quelques biotites.

Quelques lames montrent un beau développement, en mosaïque, de l'hématite.

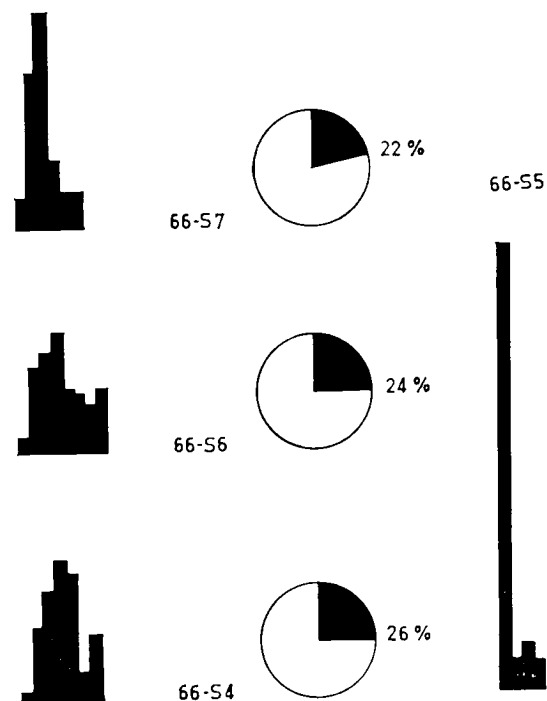


Fig. 49.—Histogrammes des niveaux gréseux de la base de la série détritique carbonifère (haute vallée de l'Aragón Subordan).

Les minéraux lourds, ici le zircon essentiellement, sont relativement abondants.

Au point de vue granulométrique, le grès est assez mal classé, mal calibré et présente un histogramme bimodal net avec un pic pour la classe 4 et une récurrence pour la classe 7. Au-dessus de ce niveau gréseux vient une passée de schistes contenant des nodules qui, en lame mince, montrent de nombreux fragments de lydiennes à radiolaires bien conservés. Les lames taillées dans ces nodules sont riches en cristaux de pyrite et assez riches en phosphates. Il s'agit probablement d'un remaniement des lydiennes dont l'existence, à la base de la série calcaire, n'a pu être prouvée. L'histogramme de ces nodules (66 S 5) est donnée sur la fig. 49. On voit qu'il s'agit d'un grès extrêmement fin puisque seuls quelques grains atteignent la classe 4 tandis que la classe I dépasse 80 % du total.

Les échantillons 66 S 6 sont beaucoup plus évolués, les quartz sont plus arrondis et les feldspaths, de plus petite taille commencent à s'altérer. Outre

les micas blancs toujours assez abondants, on observe quelques paillettes de mica noir. Certaines lames montrent quelques éléments de microquartzite. Les minéraux lourds sont relativement abondants et sont essentiellement des zircons et du rutile en nombreuses aiguilles. L'histogramme de ces grès montre un début de triage par rapport à l'échantillon 66 S 4 étudié précédemment.

Les échantillons 66 S 7 vont montrer la fin de cette évolution avec un histogramme unimodal bien net.

Il s'agit ici d'un grès fin, fortement micacé, dont la teneur en feldspaths est inférieure à celle des échantillons précédents. De nombreux cristaux de quartz présentent, enchâssés, des chlorites hexagonales.

En résumé, les niveaux quartzo-feldspathiques de la base de la série détritique carbonifère montrent, après un épandage relativement brutal, une évolution qui conduit à des grès fins bien classés.

Certains niveaux de la série détritique montrent des débris de lydiennes dont l'existence n'avait pu être prouvée, dans l'étude stratigraphique, à la base de la série calcaire assimilée au Viséen.

L'étude des niveaux gréseux supérieurs, dont l'analyse détaillée n'est pas donnée ici, montre en général une série de pulsations dont l'évolution se fait toujours sur 4 ou 5 bancs superposés.

2. Evolution latérale d'un banc gréseux

Afin de donner une idée du sens de l'alimentation, j'ai choisi d'étudier le premier niveau gréseux de la série détritique à l'aide d'un ensemble de 5 échantillons, le premier correspondant à 66 S 4.

Je montrerai à l'aide du diagramme ci-joint l'évolution du SW. vers le NE. (fig. 50).

Sur ce diagramme j'ai, en effet, porté en abscisse les numéros des échantillons choisis du SW. au NE. (1 à 5).

En ordonnées, j'ai indiqué les éléments les plus caractéristiques des grès, c'est à dire :

- le pourcentage cumulé des classes 1, 2, 3; ce pourcentage de grains fins, augmente on le voit, du SW. vers le NE.;
- le pourcentage des feldspaths.

L'évolution est ici un peu moins nette. Je rappelle toutefois à ce sujet que la méthode de comptage utilisée ne tient compte que du nombre de

feldspaths par rapport à celui des quartz. Ni la taille, donc le poids, ni la densité des minéraux ne sont pris en considération. Toutefois le pourcentage de feldspaths au NE. est inférieur à celui du SW.

Ces différents paramètres combinés montrent que l'alimentation venait du SW. vers le NE. En effet, les quartz de plus grande taille se trouvent en plus grande quantité au SW. et leur nombre diminue vers le NE.

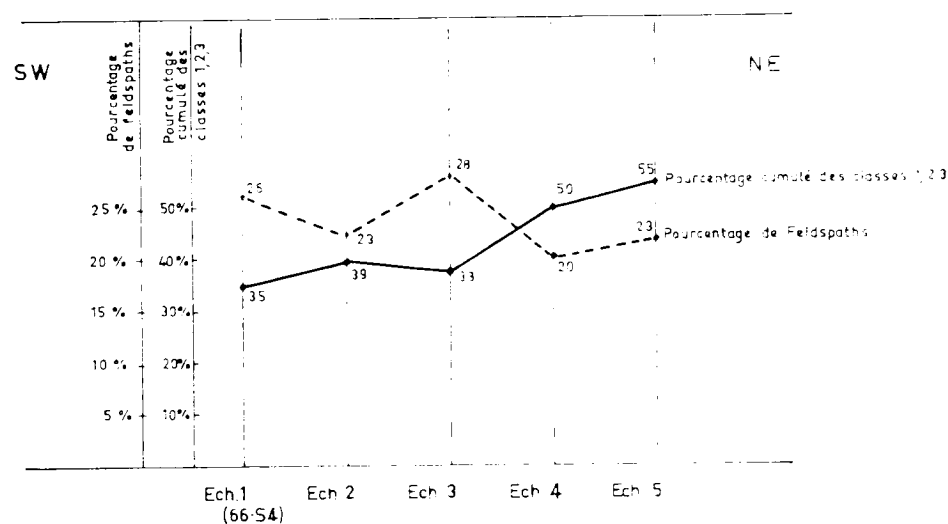


Fig. 50.- Diagramme montrant le pourcentage de feldspaths et le pourcentage cumulé des classes 1, 2 et 3.

Le pourcentage de grains de petite taille montre une évolution corroborant donc bien le sens proposé de l'alimentation. Il est par ailleurs logique de penser que la diminution du nombre de feldspaths, donc l'augmentation de leur altération, traduit également l'éloignement relatif de la zone mère de l'alimentation.

Je limiterai à cet exemple occidental, en dépit de l'échantillonnage systématique que j'ai réalisé, l'exposé de la sédimentologie des formations détritiques carbonifères des régions comprises entre le río Aragón Subordán et le río Esera. Pour ces premiers travaux j'ai préféré exposer de manière détaillée la sédimentologie des régions situées à l'E. de l'Esera. La tectonique calme de ces régions favorise l'établissement de séries stratigraphiques assez sûres et, partant, de schémas sédimentologiques et paléogéographiques assez stables.

Je passerai donc de suite à l'étude des grès de ces régions et j'exposerai

successivement les résultats obtenus dans le dépouillement des séries du Synclinorium du Plan des Etangs et de son annexe du pont de Villanova, du Synclinorium de Espot-Andorre et du bassin de Feixa-Castellás-Espahent.

II. Étude sédimentologique des formations grés-feldspathiques du synclinorium carbonifère du Plan des Etangs

Dans cette étude, je donnerai d'une part les résultats obtenus grâce à l'étude granulométrique normale et d'autre part ceux redevables à celle de la thermoluminescence des formations quartzo-feldspathiques. Je dégagerai de cette étude des reconstitutions paléogéographiques locales que j'utiliserai pour l'élaboration de la synthèse paléogéographique d'ensemble tentée à la fin de ce travail.

I. Étude granulométrique

A) LES SÉRIES BASALES

Je décrirai d'abord les séries basales plus représentatives des vicissitudes de la sédimentation. La première série dont je donnerai la représentation granulométrique a été établie au Plan des Etangs s/s, là, où près d'une cabane de berger construite récemment, on peut observer de manière frappante la pseudo-discordance des formations détritiques namuro-westphaliennes sur les calcschistes et calcaires rattachés au Dévonien (fig. 17).

L'étude granulométrique des formations détritiques comprises entre ces calcschistes et calcaires et le premier niveau calcaire de la série carbonifère a donné les résultats suivants récapitulés sur la fig. 51. La stratigraphie schématisée de cette série basale est représentée sur la fig. 16.

Situés immédiatement au-dessus des calcschistes et calcaires, les bancs d'où proviennent les échantillons 65-75 et 65-76 offrent des histogrammes correspondant à des grès très fins remarquablement bien calibrés montrant une prédominance particulièrement nette de grains de la classe 2 ou 3.

En dépit de leur relative finesse, ces grès n'en montrent pas moins de nombreux plagioclases assez frais et, fréquemment, des fragments de quartzite à petits grains de quartz en jeu de patience. Tous les échantillons 65-76 montrent, en outre, un développement accentué de filonnets de quartz secondaire fibreux.

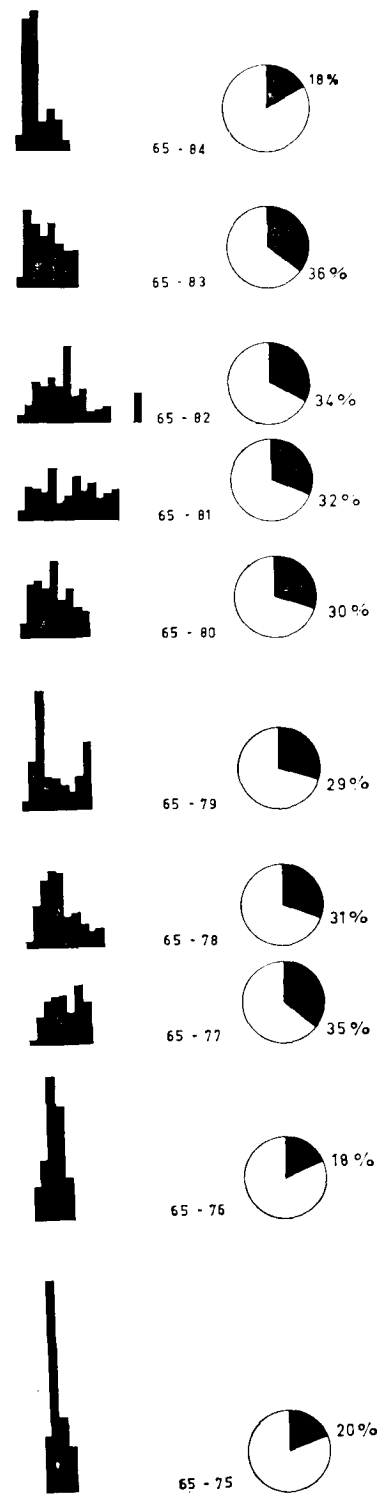


Fig. 51.—Histogrammes et pourcentages de feldspaths. Série carbonifère détritique du Plan des Etangs s. s.

Cette série détritique basale fine, dont la présence est assez exceptionnelle, n'a été retrouvée qu'en quelques points du synclinorium et, en particulier, dans la partie orientale, à l'E. du río Negro. Je l'ai, de plus observée à la base du Carbonifère de la région du Pic d'Astós actuellement étudiée par Wenckers H.

La série de quatre niveaux gréseux que l'on observe ensuite ne m'a pas paru offrir d'évolution discernable. Il s'agit dans tous les cas (65-77, 65-78, 65-79 et 65-80) de grès fortement feldspathiques, riches en plagioclases et caractérisés par une abondance particulière de la muscovite qui transforme même certains échantillons en véritables psammites.

Comme les échantillons précédents, ces grès feldspathiques montrent de nombreux fragments de quartzite à éléments très fins. Ils présentent, en outre, quelques esquilles de schistes provenant du remaniement des niveaux schisteux qu'ils surmontent. Il apparaît donc que cette série est composée d'épandages successifs dont les impulsions trop rapprochées n'ont pas permis d'évolution dans les différents sédiments.

Il n'en est pas de même de quatre niveaux grésos-feldspathiques qui terminent cette série basale.

Si la composition minéralogique des sédiments de ces niveaux ne montre pas de changements importants, par rapport aux formations sous-jacentes, mise à part la diminution relative du pourcentage des feldspaths plagioclases, ils montrent, par contre, une évolution fort nette. Les échantillons 65-81 permettent l'établissement d'un histogramme montrant un sédiment nettement polydispersé sans classe particulièrement dominante. Le grès est assez grossier puisque près de 8 % des grains appartiennent à la classe 13.

Bien que les échantillons des grès 65-82 commencent, comme on le voit sur l'histogramme, à montrer un début de classification, perceptible grâce au développement relativement important (près de 20 %) des grains de la classe 7, il n'en reste pas moins d'assez nombreuses séquelles d'épandage grossier avec, en particulier, près de 8 % de grains de la classe 16. Avec les lames correspondant aux échantillons 65-83 et 65-84, l'évolution des grès devient beaucoup plus caractéristique. On observe en effet, une augmentation particulièrement nette du pourcentage correspondant aux classes 2 et 3. Les échantillons 65-84 en particulier, montrent un histogramme, particulièrement compact, de grès fins avec 68 % des grains correspondant aux classes 2 et 3.

En résumé, cette série basale qui est, au point de vue sédimentologique, parmi les plus complexes du synclinorium, montre à la base des niveaux de grès feldspathiques ne montrant pas d'évolution sédimentologique sensible.

La série se termine par un rythme net, qui, après un épandage détritique assez brutal, montre un classement régulier des grains de quartz et de feldspaths.

Je donnerai, en complément, les histogrammes des grès de la base de la série carbonifère détritique choisis d'une part dans la petite dépression située sous la Rencluse (fig. 19) et d'autre part dans les petits synclinaux situés entre l'Hospital de Benasque et le Plan des Etangs s/s (dépliant B). Les figs. 52 et 53 montrent les histogrammes de ces grès ainsi que les diagrammes de pourcentages correspondants.

La composition minéralogique de ces sédiments est assez banale et semblable à celle que j'ai eu le loisir de détailler pour la série précédente. On

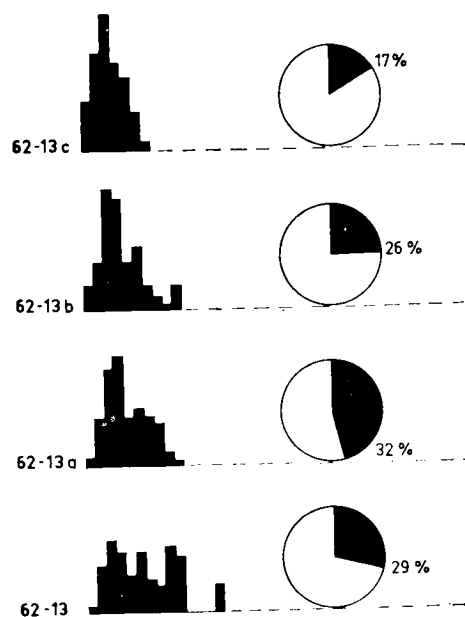


Fig. 52.—Histogrammes et pourcentages de feldspaths des premiers bancs gréseux. Dépression carbonifère située sous la Rencluse.

peut tout au plus noter une importance légèrement plus grande du pourcentage des fragments de quartzite dans les synclinaux situés à l'W. du Plan des Etangs s/s que dans les grès de la dépression située sous la Rencluse.

Au point de vue granulométrique, par contre, les séries gréseuses et leur évolution se ressemblent de manière frappante. De plus, elles sont absolu-

ment comparables aux quatre échantillons de la partie supérieure de la série que je viens de décrire au Plan des Etangs s/s.

Ces observations confirment le caractère exceptionnel de la série basale (échantillons 65-75 à 65-80) décrite au Plan des Etangs.

Dans la majorité des cas, et au moins jusqu'à la vallée du río Negro, les bancs grésos-feldspathiques de la base de la série carbonifère montrent une évolution identique à celle schématisée sur les fig. 52 et 53. Les premiers niveaux gréseux sont grossiers, polydispersés et la classe maximum des grains est comprise entre 10 et 20. On assiste ensuite à une décroissance

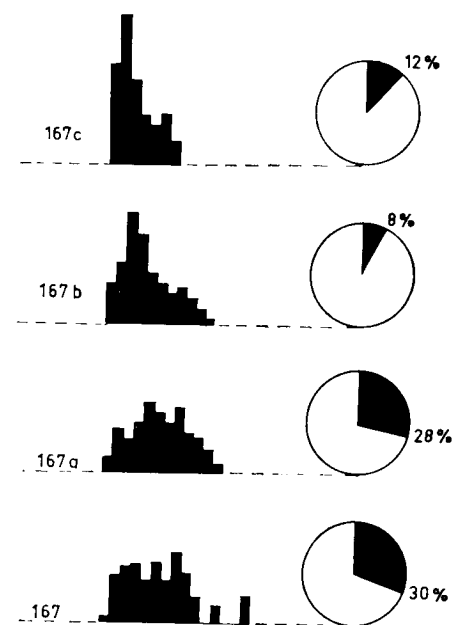


Fig. 53.—Histogrammes et pourcentages de feldspaths des premiers bancs gréseux. Synclinaux situés entre l'Hospital de Benasque et le Plan des Etangs s. s.

de ce maximum et, de manière concomitante, à une augmentation du pourcentage des classes moyennes avec aboutissement, pour les grès les plus évolués, à un maximum pour les classes 2 et 3. Dans le même temps, le pourcentage des feldspaths plagioclases diminue de manière assez sensible et l'on passe de véritables arkoses micacées à des grès feldspathiques quelquefois psammitiques.

A l'E. du río Negro, l'évolution des grès de la base de la série carbonifère est un peu moins nette. Les grès feldspathiques sont, en général,

moins frais et les feldspaths sont plus altérés. De toutes manières, les grès de base qui traduisaient un épandage détritique soudain et assez violent dans les séries précédemment décrites sont ici déjà évolués.

Je donnerai, comme exemple, une série d'histogrammes des premiers niveaux gréseux (fig. 54) situés immédiatement au-dessus des formations calcaires, environ 1 km. à l'E. de l'entrée septentrionale du Tunnel de Viella; on voit bien sur ces histogrammes que l'on passe de grès à classification bi-

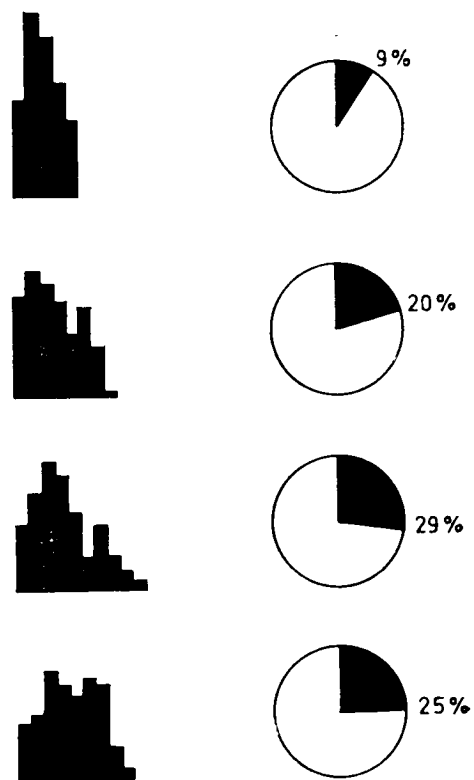


Fig. 54.—Histogrammes et pourcentages de feldspaths. Premiers niveaux gréseux, 1 km. à l'E. de l'entrée septentrionale du Tunnel de Viella.

modale nette dans les trois premiers échantillons à un grès fin bien classé et bien calibré dont près de 30 % des grains appartiennent à la classe 2. Cette évolution granulométrique se complète, une fois encore, par une diminution du pourcentage des feldspaths plagioclases comme le montrent les diagrammes de cette même figure.

Ainsi, la série basale du bassin carbonifère du Plan des Etangs montre, au point de vue granulométrique, une évolution et conséquemment un transport depuis la partie occidentale jusqu'à la partie orientale du bassin, futur synclinorium du Plan des Etangs. De plus, une diminution assez nette du pourcentage des feldspaths plagioclases est observable, pour un niveau donné, quand on se déplace de l'W. vers l'E.

Il semble donc qu'on puisse mettre en évidence à la base de la série carbonifère un mouvement de transport allant de l'W. vers l'E.

Par ailleurs, dans la majorité des cas de cette série basale, le même niveau gréseux se présente sous une forme grossière et polydispersée dans la partie septentrionale du bassin. Il s'affine dans la partie méridionale, montrant des histogrammes monodispersés.

J'ai pris comme exemple le niveau gréseux situé immédiatement sous le premier niveau calcaire; il m'a paru, en effet, être régulier, non lenticulaire et facilement repérable. J'ai suivi ce banc en l'échantillonnant depuis la dé-

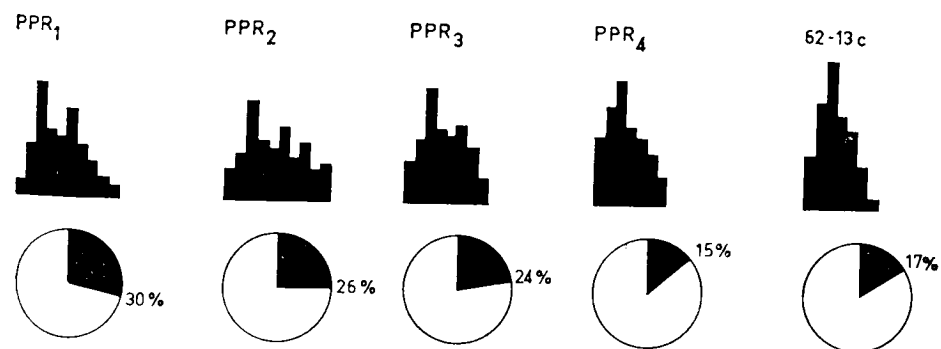


Fig. 55.—Granulométrie et pourcentage des feldspaths du dernier banc gréseux de la série inférieure au premier niveau calcaire, entre le Puerto de la Picada et la dépression située entre la Rencluse et les lacs de Villamuerta.

pression située sous la Rencluse (éch. 62-13 c, fig. 55) jusqu'au Puerto de la Picada (2.460 m.) où se fait, par faille, le contact entre les formations carbonifères et le Cambro-Ordovicien. L'étude de cinq ensembles d'échantillons choisis à intervalles réguliers entre ces deux points et à la base du banc défini ci-dessus a donné les résultats suivants (fig. 55):

- passage d'un histogramme bimodal (PPR₁) caractéristique d'un grès feldspathique grossier à un histogramme déjà défini comme représentatif de sédiments assez bien classés et relativement fins (62-13 c);

- diminution du nombre de grains des classes supérieures du PPR 1 à 62-13 c;
- diminution du nombre d'éléments de quartzites;
- constance des micas détritiques.

Le pourcentage des feldspaths varie de 30 % (PPR 1) à 17 % (62-13 c).

Il convient de noter d'autre part que les études effectuées dans le même esprit sur la partie orientale du bassin, à l'E. de la vallée du río Negro, n'ont donné que des résultats assez décevants et apparemment sans liens logiques.

Il apparaît ainsi que dans la base des séries du bassin carbonifère du Plan des Etangs, et tout au moins dans la partie occidentale, on puisse superposer, aux courants W.-E. décrits ci-dessus, des apports allant du N. vers le S. Il faut donc voir l'alimentation, à cette époque, comme un courant longitudinal essentiellement orienté de l'W. vers l'E. avec de nombreux apports affluents dirigés du N. vers le S. (fig. 56).

Nous verrons que cette simplicité apparente va cesser dans la partie supérieure des formations carbonifères du Plan des Etangs dans lesquelles les sens de courant deviennent nettement plus complexes.

B) LES SÉRIES SUPÉRIEURES

Une étude systématique de la granulométrie des formations quartzo-feldspathiques situées au-dessus des premiers niveaux calcaires de la série carbonifère a été faite en de nombreux points du synclinorium de Plan des Etangs.

Alors que le sens de l'alimentation des séries inférieures développées sous les premiers niveaux calcaires obéissait à une logique assez nette, il n'en est plus de même dans les séries supérieures.

Je ne donnerai pas ici le détail fastidieux des histogrammes réalisés à partir de près de 100 échantillons mais les conclusions auxquelles leur étude m'a conduit.

Les sens d'alimentation mis en évidence à la base de la série carbonifère peuvent se maintenir pendant quelque temps au-dessus des premiers niveaux calcaires. C'est le cas, en particulier, de la partie occidentale du bassin.

Ensuite, et au plus tard vers le milieu de la série, de nombreux courants d'alimentation se dirigeant du S. vers le N. se font sentir et ce toujours dans la partie méridionale du bassin. Dès lors, on peut dire que le

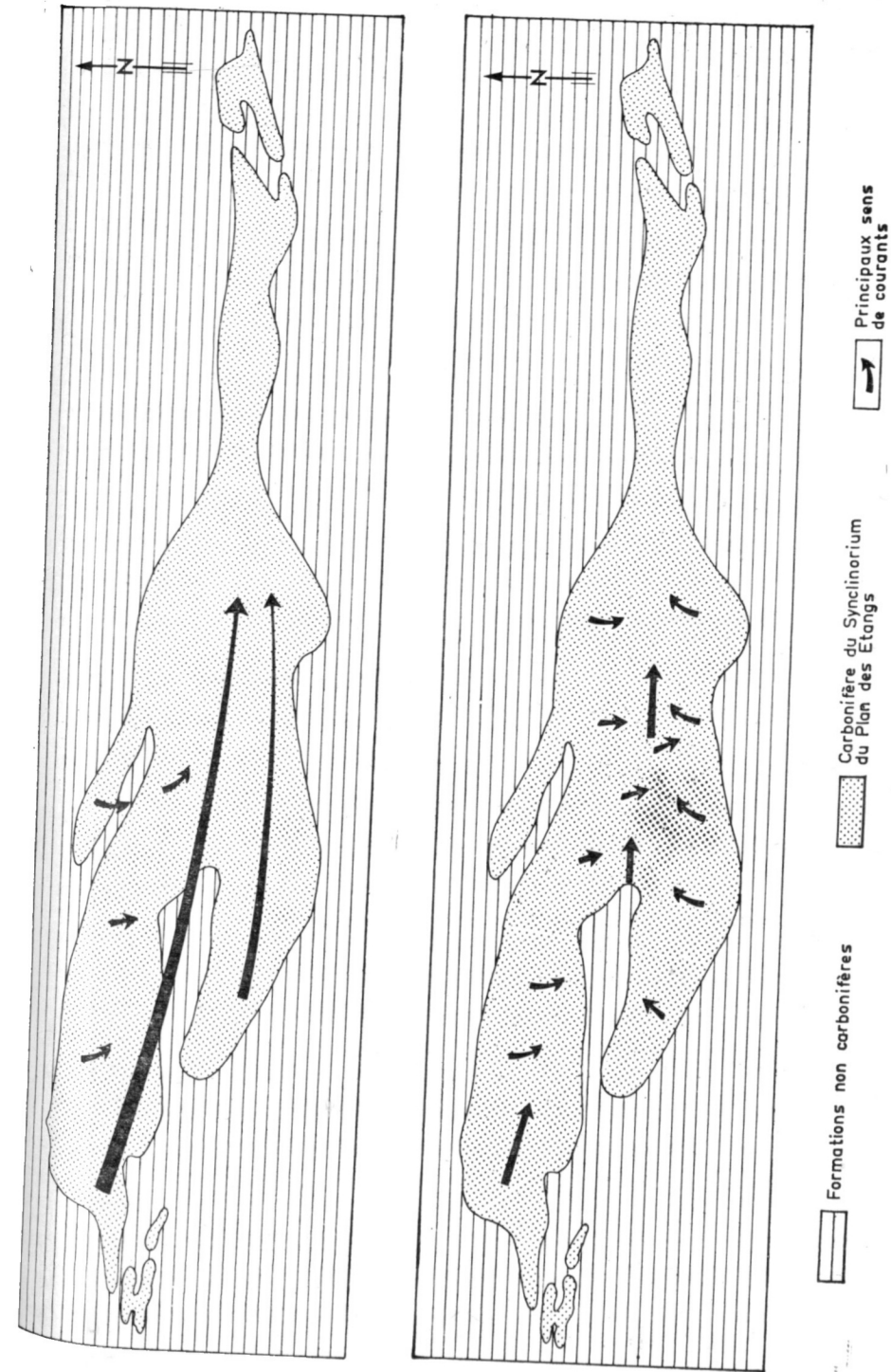


Fig. 56 et 57.— Les sens de courants dans le Carbonifère du synclinorium du Plan des Etangs.

La fig. 56, correspondant à la base de la série, montre des sens de courants dirigés de l'W. vers l'E. et du N. vers le S. La fig. 57, correspondant aux parties situées au-dessus des premiers niveaux calcaires, montre des sens de courants plus complexes dirigés de l'W. vers l'E., du N. vers le S. et, dans la partie méridionale du synclinorium, du S. vers le N.

sens d'alimentation est indifféremment orienté de l'W. à l'E., du N. au S. et quelquefois du S. vers le N. Toutes les directions intermédiaires m'ont paru envisageables.

Deux faits négatifs sont, de plus, intéressants à noter en raison des renseignements paléogéographiques qu'ils apportent :

- aucun sens d'alimentation dirigé de l'E. vers l'W. n'a été observé ;
- la partie septentrionale du bassin ne m'a jamais montré de sens d'alimentation du S. vers le N.

L'étude de la répartition des feldspaths et celle des minéraux lourds n'apportent ici aucun renseignement intéressant.

Les figs. 56 et 57 montrent le sens des courants d'alimentation à la base et sensiblement au milieu de la série. Dans ces cartes, les contours géologiques actuels ont été simplifiés au maximum.

2. Renseignements fournis par la thermoluminescence

Je ne donnerai ici qu'un tableau récapitulatif des résultats obtenus ainsi que les conclusions paléogéographiques que cette étude a permis de tirer.

La thermoluminescence de ces différents échantillons est, on le voit, due à la fois au quartz et aux feldspaths détritiques. Je rappellerai toutefois que, compte tenu des essais d'irradiation, on a pu distinguer 3 formes de courbes artificielles dues simplement à l'influence de la composition minéralogique de l'échantillon et non à une variation dans la nature de l'apport ou du continent nourricier.

L'identité, prouvée par leur thermoluminescence, des matériaux quartzo-feldspathiques appartenant aux formations anté-gothlandiennes d'une part et au Carbonifère d'autre part, prouve que les quartz et les feldspaths du Carbonifère du synclinorium du Plan des Etangs sont les mêmes que ceux des formations anté-gothlandiennes. L'étude pétrographique et stratigraphique de ces dernières vient d'être réalisée par Clin M. (1959) et par Kleinsmiede W. F. (1960).

La grande fraîcheur des feldspaths montre, par ailleurs, que leur transport a été bref et leur enfouissement très rapide. Ces faits sont corroborés par les histogrammes des grès feldspathiques à la base des séries qui montrent, par leur polydispersion, la proximité de l'aire nourricière.

Numéro	Origine de l'échantillon	Remarques
66-2		Thermoluminescence due aux quartz et aux feldspaths.
66-3	Formations anté-gothlandiennes. Échantillons recueillis à l'W. du port de Benasque et au N. de la faille de Caillaouas (entre la Montaneta et le Pico de Salvaguardia).	Th. où l'influence des feldspaths est très marquée.
66-4		Th. où l'influence du quartz est très marquée.
66-5		Th. où l'influence des feldspaths est très marquée.
66-6		Th. due aux quartz et aux feldspaths.
65-80	Plan des Etangs s.s. 6 ^e et 9 ^e banc gréseux au-dessus de la pseudo-discordance (fig. 17).	Thermoluminescence due aux quartz et aux feldspaths.
65-83		
62-42		Th. due aux quartz et aux feldspaths.
62-43		Th. due aux quartz et aux feldspaths.
62-44		Influence marquée du quartz.
62-46	Grès feldspathiques du Carbonifère du Plan des Aigüalluts (fig. 23).	Th. due aux quartz et aux feldspaths.
62-48		Th. due aux quartz et aux feldspaths. Influence marquée du quartz.
62-49		Th. où l'influence du quartz est très marquée.
62-6		Th. due aux quartz et aux feldspaths.
62-7	Grès feldspathiques, base de la série carbonifère. Depression située sous la Rencluse (fig. 19).	Th. où l'influence des feldspaths est très marquée.
62-13		Th. due aux quartz et aux feldspaths.

Donc les grès feldspathiques du Plan des Etangs proviennent, probablement pour leur plus grande part, de la destruction des formations quartzo-feldspathiques anté-gothlandiennes qui les jouxtent.

Cette constatation pose évidemment le problème de l'origine des formations quartzo-feldspathiques anté-gothlandiennes qui proviennent, fort probablement, de la destruction d'un socle métamorphique ou granitique situé au voisinage. Nous souhaitons, ultérieurement, pouvoir résoudre ce problème qui, actuellement, sort du cadre de notre étude.

3. Conclusions paléogéographiques à l'étude sédimentologique des formations grésfeldspathiques du synclinorium du Plan des Etangs

L'origine des minéraux détritiques du synclinorium carbonifère du Plan des Etangs est à rechercher dans les formations anté-gothlandiennes qui l'entourent. La thermoluminescence et la granulométrie en apportent la démonstration en ce qui concerne les formations situées au N. de la faille de Caillaouas.

Le métamorphisme hercynien subi par les chicots éventuellement cambro-ordoviens (Dalloni M., 1910, p. 112; Waterlot M., 1964, p. 139), bordant, au N., le massif de la Maladetta a perturbé les phénomènes de thermoluminescence d'une manière beaucoup trop importante pour que l'on puisse les utiliser pour prouver une alimentation venant du S. Nous avons vu toutefois que, dans les niveaux moyens et supérieurs de la série, apparaissent, dans la partie méridionale du bassin, des sens de courant dirigés du S. vers le N. (fig. 57).

Donc, après le dépôt des sédiments calcaires que nous avons rattaché au Dévonien (calcschistes et calcaires) commence un épandage détritique important; le matériel en est d'abord fourni par les formations quartzofeldspathiques anté-gothlandiennes situées au N. Par la suite, on pourra déceler au sein de la série un sens d'alimentation venant du S. mais cet apport restera toujours moins important que le précédent.

On ne peut interpréter ces faits autrement que par l'émersion, immédiatement après le dépôt des sédiments calcaires attribués au Dévonien, d'une île axiale importante déjà signalée par Clin M. (1959).

Il fallait d'ailleurs que les déformations soient suffisamment importantes pour que les sédiments quartzofeldspathiques anté-gothlandiens puissent être livrés à l'érosion.

Je crois que, dès ces premières manifestations tectoniques, des failles de l'ampleur et du type de la faille de Caillaouas ou de Consaterre existaient déjà et que les produits de l'érosion des reliefs et falaises de sédiments anté-gothlandiens alimentaient les dépôts carbonifères qui, plus au S., se formaient sur un substratum épargné par ces plissements (fig. 58).

Si nous admettons que les derniers sédiments calcaires observés sur le versant espagnol avant la série détritique sont dévoniens et que les premiers sédiments grésoschisteux sont carbonifères, il nous faut admettre que les déformations en question sont imputables à la phase bretonne de l'orogénèse.

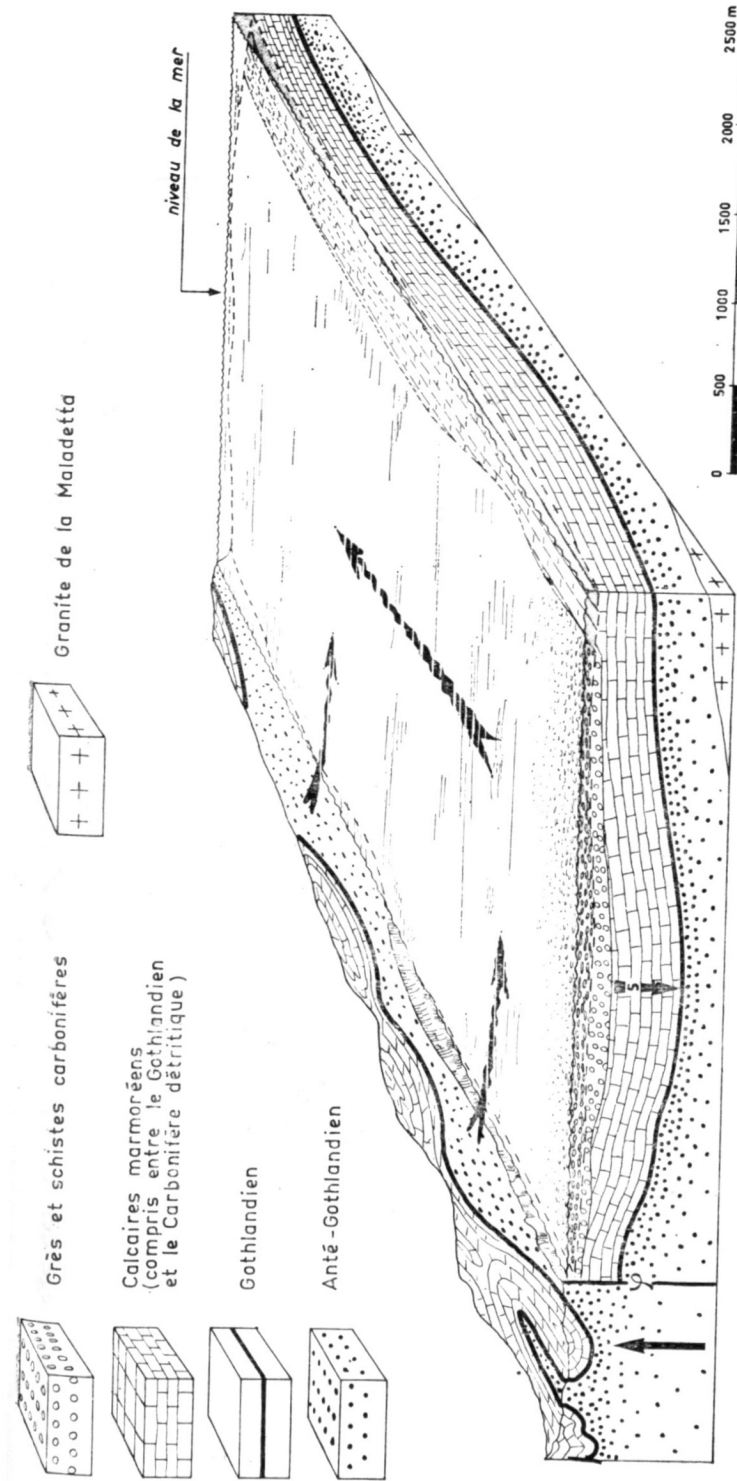


Fig. 58 et 59.—Blocs-diagrammes montrant la genèse des sédiments détritiques carbonifères du Synclinorium du Plan des Etangs. Fig. 58.—Genèse des premiers sédiments détritiques carbonifères.

Les formations anté-gothlandiennes quartzofeldspathiques ont été amenées à l'affleurement par des mouvements orogéniques et tectoniques postérieurs au dépôt des calcaires. L'érosion des reliefs ainsi créés donne naissance aux formations détritiques carbonifères. Celles-ci se déposent en *concordance*, au S., dans une région qui n'est pratiquement pas déformée par les manifestations tectoniques évoquées ci-dessus. Plus au S. encore, le granite de la Maladetta commence à se manifester. (Les légendes sont communes à la fig. 58 et à la fig. 59).

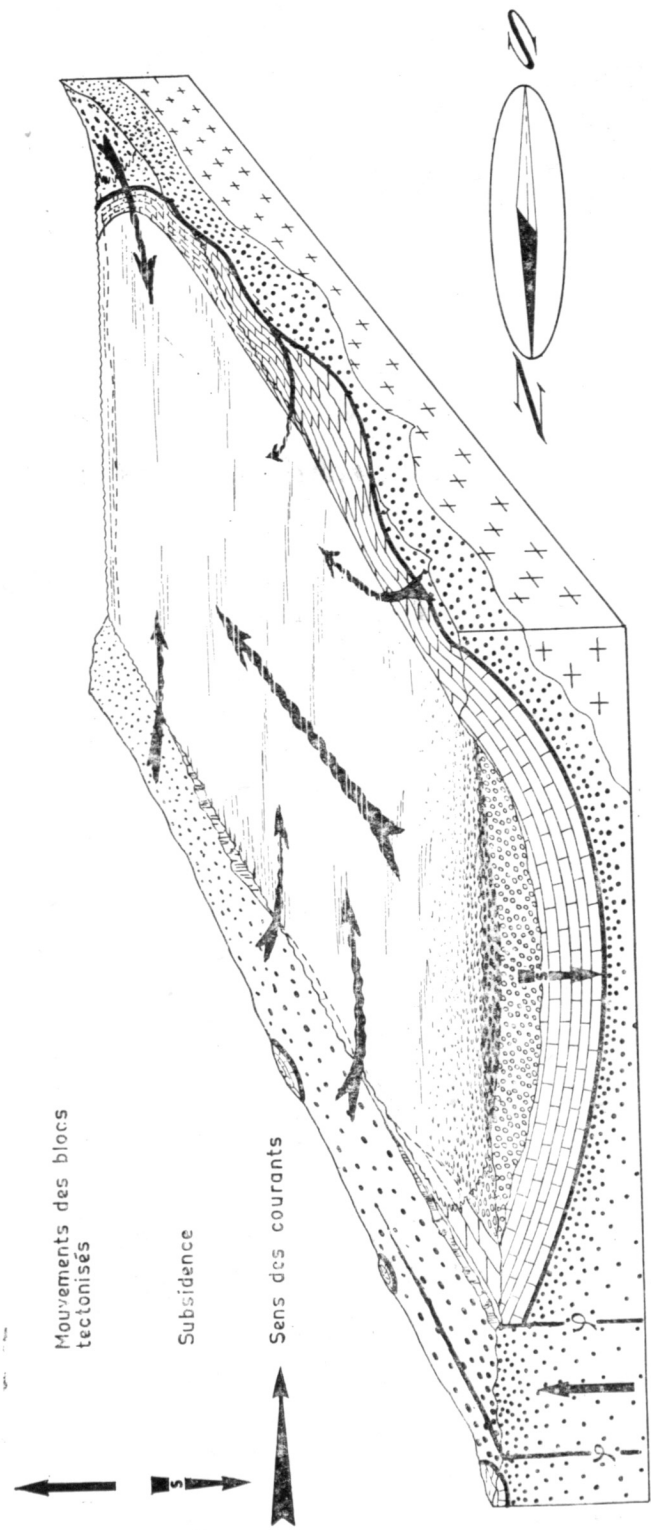


Fig. 59.—L'érosion des formations anté-gothlandiennes s'est poursuivie et a continué à alimenter le dépôt des grès feldspathiques et schistes carbonifères qui s'accumulent dans une zone subsidente. Au S. le granite poursuit son individualisation. Au niveau de ce qui constituera plus tard l'aire anticlinale de la Maladetta affeure déjà une partie des formations anté-gothlandiennes dont l'érosion détermine une alimentation du S. vers le N. (Les légendes sont communes à la fig. 58 et à la fig. 59).

hercynienne. Les mouvements seraient alors contemporains de ceux décrits par Clin M. (1959), sur le versant français.

En l'absence de toute faune, il n'est pas interdit de considérer que ces sédiments calcaires sont déjà carbonifères et, dans cette dernière hypothèse, il faudrait rattacher les mouvements à la phase sudète.

Dans la partie stratigraphique de ce travail, j'ai tenu à considérer, classiquement, ces marbres et calcaires blancs comme dévoniens mais je crois toutefois utile de poser ici la question de leur âge exact.

Il y a en effet, entre les calcaires eiféliens datés et les grès et schistes namuriens fossilifères un ensemble constitué d'une importante série calcaire surmontée du début de la série détritique schisto-gréseuse, les premiers fossiles namuriens n'étant rencontrés qu'à une vingtaine de mètres de la base de cette série.

Dans cet ensemble, compris entre l'Eifélien et le Namurien, toutes les attributions stratigraphiques sont valables et il est actuellement impossible de trancher la question.

Rappelons, par ailleurs, que l'on peut considérer comme carbonifères les calcaires foncés de la région de Villanova qui supportent, en concordance, des schistes et des grès feldspathiques absolument identiques (thermoluminescence comprise) à ceux du Synclinorium carbonifère du Plan des Etangs.

De toutes manières, le schéma paléogéographique que je propose ci-dessus, sous forme de deux blocs-diagrammes, est valable dans les deux hypothèses et seul l'âge des mouvements est amené à varier (fig. 58 et 59).

III. Étude granulométrique des formations gréseuses de la région de Villanova

Nous avons vu, lors de l'étude stratigraphique de cette série, qu'au-dessus des calcaires appartenant probablement à la base des formations carbonifères se développe une série de schistes et de grès. L'analyse granulométrique de ces grès et l'étude du pourcentage de feldspaths dans la roche a donné les résultats qui suivent, de la base vers le sommet.

Echantillon 65-85.

Véritable micropoudingue à muscovites abondantes. La plupart des quartz sont à extinction roulante et les feldspaths plagioclases sont très frais et assez nombreux.

La roche contient de nombreux débris de microquartzites et de schistes.

L'histogramme montre que l'on a affaire à un grès polydispersé présentant quatre populations caractérisées par une concentration dans les classes 3, 7, 12 et 18. Les grains de classe 18, de taille submillimétrique, sont abondants puisqu'ils représentent près de 9 % du total. Le grès 65-85 représente donc un début d'épandage détritique avec des grains de grande taille, des feldspaths frais et une absence évidente de classement.

Les échantillons 65-87 et 65-88, quant à eux, indiquent un classement assez net des sédiments qui passent d'un histogramme nettement bimodal en 65-87 à un histogramme unimodal de grès bien classé en 65-88. Le premier échantillon montre un début d'orientation bien net souligné par de nombreuses paillettes de muscovite.

Les débris de quartzites sont relativement rares mais on peut observer quelques débris de schistes. Les oxydes de fer se sont développés en plages assez nettes.

Le second échantillon montre des quartz de taille assez réduite qui sont tous à extinction roulante. On observe relativement peu de plagioclases et les micas blancs, très abondants, constituent, par endroits, un véritable feutrage. On trouve dans toutes les lames de ce niveau gréseux de nombreux éléments de petite taille, mais nets, de microquartzites.

L'ensemble de ces trois premiers niveaux gréseux constitue un premier rythme élémentaire des plus nets qui montre le passage d'un micropoudingue feldspathique polydispersé à un grès homogène net légèrement feldspathique.

Les échantillons 65-88 b et 65-89 ont sensiblement la même composition et ne diffèrent que par leurs histogrammes.

Ils présentent quelques éléments d'assez belle taille et en particulier des fragments nets de microquartzite. Les plagioclases sont bien frais, nets et de belle taille. Les micas blancs sont abondants et on peut observer, en outre, quelques paillettes de mica noir. Les sels de fer sont assez répandus dans les diverses préparations de ces échantillons.

Au point de vue granulométrique, les échantillons décrits ci-dessus indiquent une nouvelle pulsation dans l'alimentation mais l'évolution est

beaucoup plus lente et montre un apport identique à lui-même se prolongeant dans le temps.

Les lames taillées dans les échantillons 65-90 montrent une nouvelle reprise de la sédimentation avec dépôt de quartz d'assez grande taille et de feldspaths plagioclases en cristaux frais non altérés. Les micas blancs sont très nombreux et les lames montrent de nombreux fragments de microquartzites et, également, quelques esquilles de schistes repris dans la sédimentation. Outre les oxydes de fer assez répandus, les lames montrent quelques grains de phosphates.

Le long d'une verticale les grès de la base de la série carbonifère de Villanova montrent donc, au-dessus des calcaires, un épandage détritique caractérisé par trois pulsations se traduisant nettement dans les histogrammes de la fig. 60.

L'évolution d'un même banc de grès dans l'espace montre, de manière statistique, que l'alimentation venait grosso modo du NW. et se dirigeait vers le SE. Le niveau le plus caractéristique à cet égard est celui correspondant aux échantillons 65-87 a, b, c qui ont été recueillis au SE. de l'échantillon 65-87 et à la base du même banc. On peut voir l'évolution très nette de ces grès sur la fig. 61.

On assiste en effet, et cela est particulièrement net sur les histogrammes, à une diminution relative de la taille des grains, donc à un regroupement vers les classes inférieures et à une augmentation nette des pourcentages des dites classes (3) au détriment des classes supérieures. On tend vers un grès fin bien classé à représentation unimodale correspondant à une population homogène. Ce stade ultime d'évolution n'est toutefois pas encore atteint ici.

La thermoluminescence des grès feldspathiques du Carbonifère de Villanova a été étudiée; elle est due aux quartz et aux feldspaths et est absolument identique à celle des formations quartzo-feldspathiques du Carbonifère du Synclinorium du Plan des Etangs donc à celle des formations anté-gothlandiennes voisines.

Cette observation, jointe au sens d'alimentation défini ci-dessus et aux attributions stratigraphiques proposées plus haut permet de broser l'esquisse paléogéographique suivante :

Les formations détritiques qui sont superposées aux calcaires carbonifères proviennent de l'érosion des formations anté-gothlandiennes situées, en gros, au NW. de la région de Villanova. Il faut rechercher cette origine soit dans les environs du massif granitique d'Eriste où la thermoluminescence des formations anté-gothlandiennes a été trop perturbée par le méta-

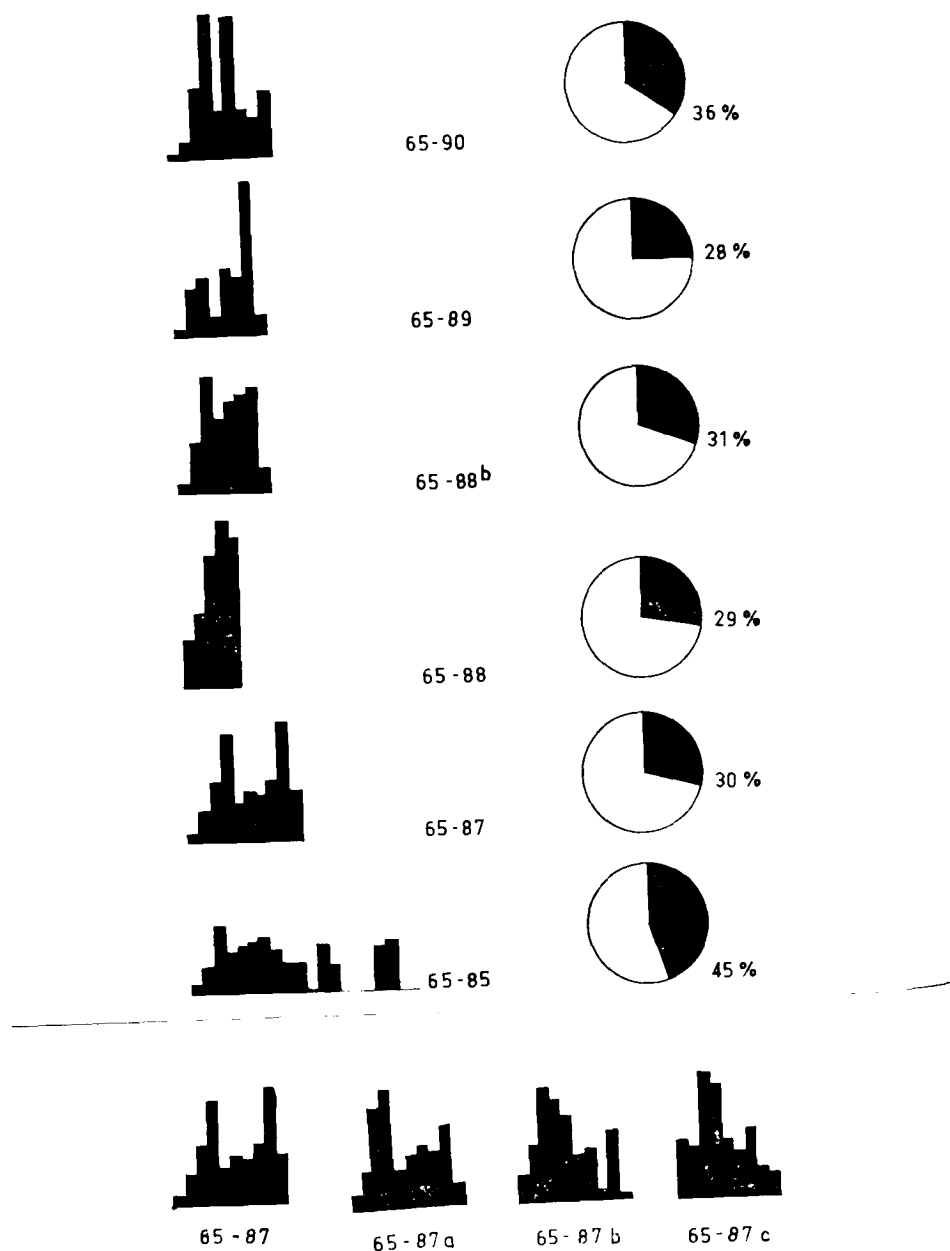


Fig. 60 et 61.—Étude des formations gréseuses du Carbonifère de Villanova.

morphisme de contact pour être utilisable, soit dans les formations anté-gothlandiennes voisines du massif de Lys-Caillaouas et qui sont situées dans le prolongement de celles qui alimentèrent la sédimentation carbonifère détritique du Plan des Etangs.

De toutes manières, l'épandage qui se manifeste ici est à rattacher à une phase non précoce de l'orogénèse hercynienne et, éventuellement, à la phase sudète.

IV. Étude sédimentologique des grès calcaires et des calcaires gréseux du synclinorium de Espot-Andorre

Dans l'étude stratigraphique des formations carbonifères du synclinorium de Espot-Andorre j'ai souligné la rareté des formations gréseuses, noyées dans une monotone série schisteuse.

Rares sur le terrain ces niveaux quartzifères se sont, de plus, révélés à peu près inutilisables pour une étude granulométrique systématique. En effet les grains de quartz sont toujours de très petite taille et appartiennent pratiquement tous à la classe 1. La confection d'histogrammes s'est donc avérée impossible.

Le pourcentage de calcite et de minéraux argileux se révèle, dans la plupart des cas, assez fort et certains échantillons sont, en fait, des calcaires silteux. La présence de feldspaths m'est toujours apparue comme exceptionnelle.

L'étude de la thermoluminescence de ces formations a été réalisée sur quelques échantillons. Le tableau ci-dessous récapitule les résultats obtenus.

Les quartz de ces différents échantillons carbonifères ont, au point de vue thermoluminescence, les mêmes caractéristiques et sont, de plus, identiques à ceux des formations cambro-ordoviciennes dont ils proviennent par érosion. Par ailleurs ils diffèrent fondamentalement de ceux des échantillons recueillis dans le Synclinorium du Plan des Etangs et dont j'ai indiqué les caractéristiques sur le tableau de la page 163.

J'envisagerai, dans le premier paragraphe du chapitre deuxième de la quatrième partie les hypothèses que ces observations permettent de formuler.

Numéro	Origine de l'échantillon	Remarques
65-27	Lentille gréseuse. Série carbonifère du río Bayasca (fig. 34).	
65-36	Grès calcaireux. Base du Carbonifère entre Burch et Tirvia (photo 3, pl. 2).	Courbe de thermoluminescence naturelle due au quartz et caractérisée par une forte intensité. Deux pics vers 200° et 250°.
65-40	Grès calcaireux. Série carbonifère du río d'Escart (fig. 32 et 33).	
Civis I	Ardoisières de Civis. Schistes gréseux.	
Tirvia I	Cambro-Ordovicien. Echantillon pris au confluent des Nogueras de Cardós et de Vall de Farrera.	

V. Étude granulométrique des formations gréseuses du bassin de Feixa-Castellás-Espahent

La série sédimentaire de ce bassin constitue une alternance de schistes, de grès et de conglomérats d'une puissance de 1.000 m. environ admettant quelques niveaux calcaires.

L'étude des grès, développée ci-dessous, corrobore bien les hypothèses que l'on pouvait faire, au vu des colonnes stratigraphiques, sur le sens de l'alimentation donc sur la polarité glyptogénétique.

J'ai analysé principalement les sédiments gréseux de la région de la Guardia de Arés et de Biscarbó; la fig. 62 résume l'essentiel des résultats granulométriques et rappelle les caractéristiques principales de la base de ces séries.

1. Série de La Guardia de Arés

La base de la série est ici constituée d'une alternance assez régulière de grès et de schistes. L'étude des grès a donné les résultats suivants, de la base vers le haut :

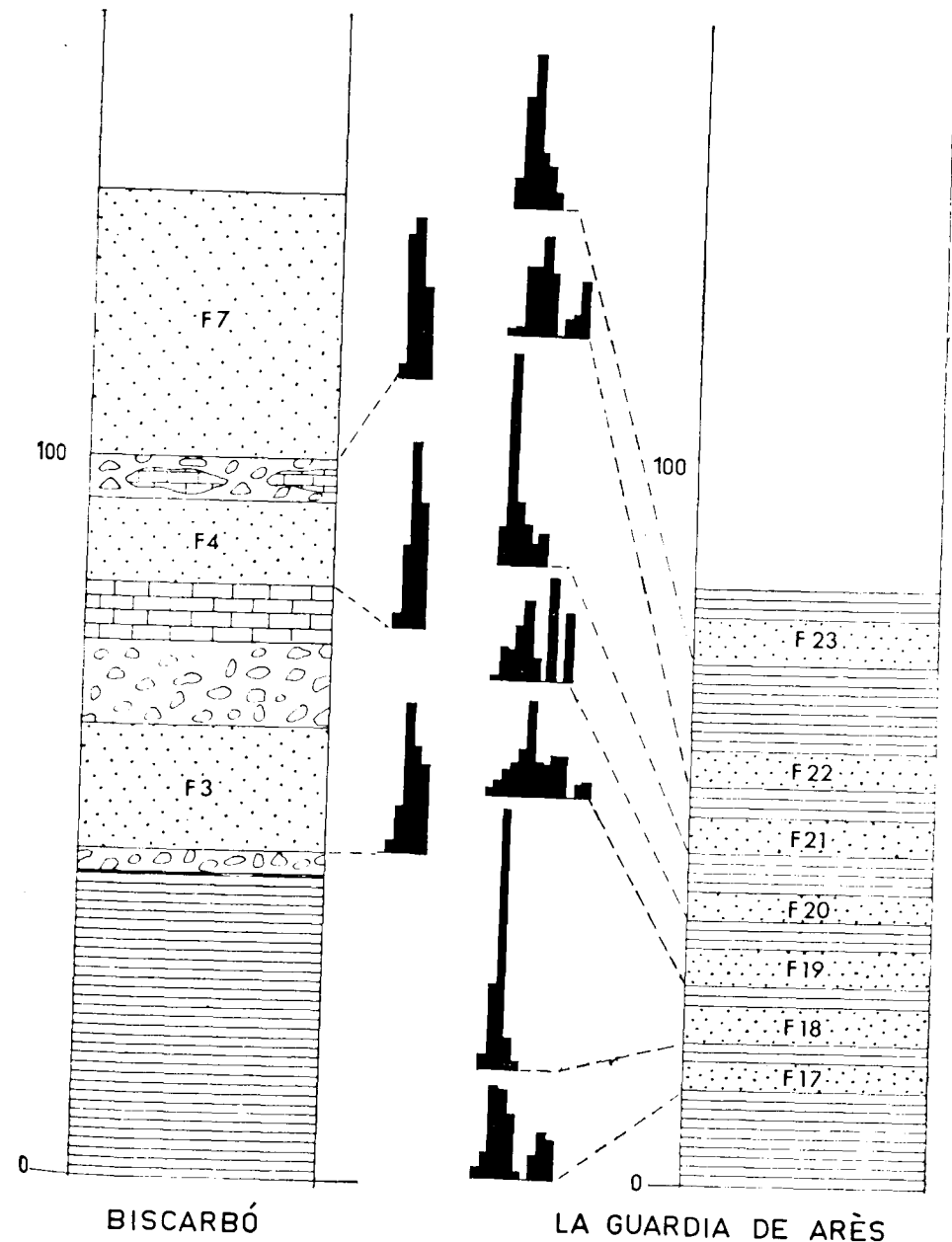


Fig. 62. - Analyses granulométriques des grès de la base de la série carbonifère de Feixa-Castellás-Espahent.

Echantillons F. 17.

Grès assez mal calibré, tendre, contenant de nombreux débris de quartzite. Les micas blancs sont abondants, les lames montrent quelques plagioclases qui restent toutefois en nombre assez faible. Les grains de quartz, assez anguleux, sont le plus souvent unis par un ciment ferrugineux. La calcite est assez rare et on trouve quelques plages diffuses de phosphate.

L'histogramme indique un grès à classement bimodal caractéristique de deux populations, la première avec un maximum pour les classes 3 et 4 et la seconde pour les classes 9 et 10. Cette dernière classe représente encore près de 10 % de la surface totale des grains.

Echantillons F. 18.

Les constituants sont pratiquement les mêmes que ceux de l'échantillon précédent; les feldspaths, toutefois, sont pratiquement absents et le ciment ferrugineux est assez peu représenté.

Il s'agit ici d'un sédiment relativement fin, bien classé, avec un maximum net pour les grains de classe 3 qui représentent 64 % de la surface totale observée.

Echantillons F. 19.

Grès très mal calibré, contenant de nombreux quartz de grande taille et à extinction roulante. Les lames montrent des fragments de quartzite fin. Certains fragments semblent même être des gneiss très altérés. Nombreux micas blancs parfois de grande taille. Plagioclases assez développés et relativement frais.

Le granulogramme montre une assez grande dispersion se traduisant par trois populations: la première concentrée autour de la classe 6, la seconde autour des classes 9 et 10 et la troisième pour la classe 13.

La surface des grains de la classe 13, qui constitue pour ces échantillons la classe de plus grande taille, est relativement bien représentée puisqu'elle correspond à près de 5 % de l'ensemble.

Echantillons F. 20.

Comme dans les lames précédentes, on peut voir de nombreux fragments de quartzite à cristaux bien orientés et allongés; très peu de feldspaths ont pu être observés dans ces lames.

Le tri en 3 classes s'accroît dans ces lames avec déplacement de trois

dominantes vers des classes de taille inférieure à celles mesurées en F. 19. Ici les maxima correspondent, en effet, aux classes 5, 8 et 10.

Les plus gros grains, de classe 10, correspondent à 17 % du total, ce qui est appréciable.

Echantillons F. 21.

Le grès est ici légèrement calcaireux, les grains bien orientés, allongés suivant la stratification. Il n'y a pratiquement plus de feldspaths et les grains de quartz sont quelquefois entourés d'oxyde de fer et de quelques plages diffuses de phosphate.

Le granulogramme montre un sédiment assez bien classé, avec un très net maximum des grains de classe 2, donc de petite taille. Les grains les plus importants n'atteignent que la classe 6 et représentent un peu plus de 8 % au total.

Echantillons F. 22.

Dans les lames des échantillons correspondant à ce grès, les feldspaths sont assez nombreux. Les grains de quartz, à extinction souvent roulante, sont enrobés dans un ciment légèrement ferrugineux. Les micas blancs sont assez abondants et de grande taille.

Le granulogramme montre une classification bimodale des plus nettes avec une première population présentant une concentration autour de la classe 5 (25 % de la surface des grains) et une seconde population pour la classe 10 (14 % de la surface des grains).

Echantillons F. 23.

Ce grès contient essentiellement des quartz de taille relativement petite. Il n'y a pratiquement pas de feldspaths mais les micas blancs sont assez abondants.

Le granulogramme offre un aspect bien classé avec un maximum pour la classe 3 (près de 40 %). La plus grande taille des grains atteint seulement la classe 6 et ne représente que 3,8 % du total de la surface observée.

La base de la série des grès de la Guardia de Arés montre donc trois épandages détritiques nets correspondant aux échantillons F. 17, F. 19 et F. 22 qui représentent un matériel brut non classé à plusieurs populations et à grains d'assez grosse taille.

Chacun de ces épandages se classe pour arriver à des grès assez fins comme, par exemple, F. 18 et F. 21.

L'ensemble des échantillons F. 19, F. 20 et F. 21 est particulièrement caractéristique de ces évolutions répétées. On voit, après le calme correspondant à F. 18, une reprise de l'érosion se traduisant par le granulogramme de F. 19 à trois populations. L'échantillon F. 20 montre un début de classement des éléments et une séparation en types distincts. Le grès F. 21, lui, montre l'aboutissement de ce petit rythme en un grès que j'ai défini comme étant assez fin, bien classé, unimodal.

2. Série de Biscarbó

A cette grande diversité va s'opposer le calme relatif de la série gréseuse de Biscarbó (fig. 62).

Les grès sont assez calcaires et les grains de quartz, de taille modeste, sont relativement homogènes. La classe 3 est nettement dominante et la plus grande taille des grains appartient à la classe 5. On peut observer quelques feldspaths de petite taille mais bien conservés ainsi que quelques rares éléments de quartzites identiques à ceux décrits dans la série précédente. Les micas blancs sont assez abondants et quelques lames montrent des paillettes de biotite rares mais nettes.

Les histogrammes sont très semblables et montrent que nous avons affaire à des grès évolués monodispersés avec une classe 3 nettement dominante.

3. Conclusions

L'ensemble de ces observations, joint à l'étude des colonnes stratigraphiques ainsi qu'à la fréquence et à la répartition des masses calcaires d'une part et des poudingues d'autre part, permet de penser que l'essentiel de l'alimentation venait de l'E. et du S. et que les principales directions de courant étaient de l'E. vers le NW. et l'W. à la faveur d'un épandage en éventail à partir de la région d'Espahent.

Cette région est, en effet, riche en poudingues qui correspondent, vers la Guardia de Arés, à une alternance de grès et de schistes cependant que l'on observe des schistes dans la région de Biscarbó.

De plus la série de Biscarbó contient des passées calcaires beaucoup plus développées que dans les autres séries et, par ailleurs, les grès de cette région sont nettement calcaires.

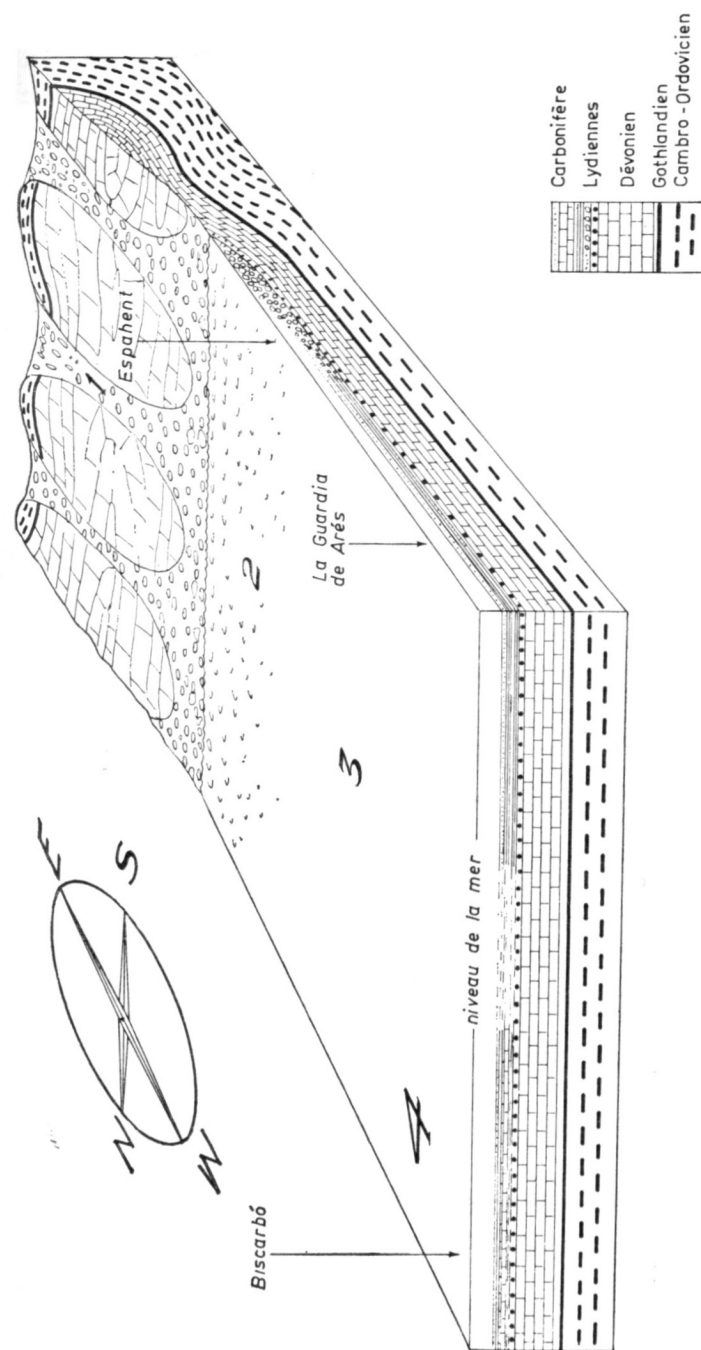


Fig. 63.—Origine des sédiments de la base du Carbonifère dans le bassin de Feixa-Castellás-Espahent

On distingue les régions suivantes: 1. Relief nourricier où affleurent les formations du Dévonien, du Gothlandien et les schistes et quartzites du Cambro-Ordovicien. L'érosion de ces reliefs se traduit par des sédiments de piedmont et par la formation de poudingues en bordure de mer, au niveau de Espahent.—2. Les poudingues et grès de la région d'Espahent, sédiments littoraux très grossiers.—3. Dans les environs de La Guardia de Arés, alternance de grès et de schistes donc de sédiments détritiques moins grossiers que les précédents.—4. Zone un peu plus profonde, aux alentours de Biscarbó, voyant le dépôt, à la base du Carbonifère, de schistes, de grès et de calcaires.

Le bloc diagramme (fig. 63) rend compte très schématiquement de l'origine et de la disposition des sédiments de la base de la série carbonifère du bassin de Feixa-Castellás-Espahent. Une région sud-orientale, exondée, et plissée par les premières manifestations de l'orogénèse hercynienne (phase bretonne ?) constitue le relief nourricier de la sédimentation détritique, très grossière dans la région d'Espahent, grés-schisteuse au niveau de la Guardia de Arés et calcaréo-schisteuse et gréseuse aux environs de Biscarbó. Des épandages plus brutaux viennent parfois interrompre la logique de ces séries et se traduisent par la genèse de conglomérats.

En résumé, la série étudiée ici et, en particulier, celle de la région de la Guardia de Arés me paraît être un exemple assez caractéristique du faciès Culm puisque nous observons, au-dessus du Dévonien, une alternance, sans lacune de sédimentation bien nette, de grès et de schistes.

CHAPITRE TROISIÈME

LES SCHISTES

L'étude des minéraux argileux des schistes du Carbonifère anté-stéphaniens de Pyrénées espagnoles exposée ici a été réalisée à partir d'une cinquantaine d'échantillons et n'a donc qu'une valeur indicative. Elle est toutefois, à ma connaissance, la première réalisée sur ce sujet et je souhaite vivement qu'elle soit suivie d'études détaillées plus systématiques.

J'ai choisi par souci de concision, de donner une représentation à l'aide de tableaux récapitulatifs, indiquant le numéro et la localisation de l'échantillon, et ensuite le pourcentage des différents minéraux argileux rencontrés. Ce pourcentage a été ramené à des valeurs simples et il correspond, bien entendu, au pourcentage d'un minéral argileux par rapport *au total* des minéraux argileux, compte tenu des autres minéraux comme par exemple, le quartz, les feldspaths, la calcite, etc.... En ce qui concerne le quartz et les feldspaths leur présence a été indiquée de manière non chiffrée. Les chiffres indiqués ne veulent pas donner le pourcentage exact des minéraux formant le mélange. Issus de la mesure du rapport des intensités des raies (001) des minéraux, ils ne constituent qu'une indication plus lisible en chiffres qu'exprimée verbalement.

J'ai réuni, dans une même colonne, sous le nom de minéraux micacés, l'illite et les muscovites détritiques finement réduites par le broyage. J'ai, en complément, donné les résultats obtenus dans l'analyse de quelques schistes stéphaniens.

On verra, à la lecture des tableaux ci-dessous, que j'ai étudié plus particulièrement le Synclinorium de Espot-Andorre, en raison de son caractère presque exclusivement schisteux qui avait empêché une étude granulométrique semblable à celle du Synclinorium du Plan des Etangs.

Schistes carbonifères du synclinorium du Plan des Etangs

N.° de l'échantillon	LOCALISATION	Minéraux micacés	Chlorite	Kaolinite	Quartz Feldspaths — Remarques
62-10	Premiers niveaux schisteux au-dessus des calcaires. Carbonifère de la dépression située sous la Rencluse (fig 19 et 20).	70 %	30 %	0	Peu de quartz, un peu de feldspaths.
62-12	Même provenance. Schistes ondulés à rares passées gréseuses (fig. 19).	85 %	5 %	10 %	Un peu de quartz et de feldspaths.

Schistes carbonifères de la coupe (fig. 19) levée entre La Rencluse et les lacs de Villamuerta

65-4	Premiers schistes carbonifères. Noyaux synclinaux situés entre les Bains et l'Hospital de Benasque.	100 %	0 %	0 %	Assez bien de quartz et de feldspaths.
156	Premiers schistes au-dessus de la pseudo-discordance du Plan des Etangs s.s (fig. 17).	95 %	5 %	0 %	Assez bien de quartz et de feldspaths.
RN-27	Premiers schistes carbonifères. Vallée du rio Negro (fig. 28).	90 %	5 %	5 %	Présence de quartz et de feldspaths.

Schistes de la base de la série carbonifère pris en divers points du synclinorium du Plan des Etangs

Carbonifère de la partie occidentale du synclinorium de Espot-Andorre

N.° de l'échantillon	LOCALISATION	Minéraux micacés	Chlorite	Kaolinite	Quartz Feldspaths — Remarques
65-22	Carbonifère du Torrent de Bayasca. Schistes noirs situés au-dessus des sédiments dévoniens calcaires (figure 34).	75 %	15 %	10 %	Un peu de quartz, Feldspaths assez abondants.
65-25	Schistes gréseux contenus dans la série des schistes gris-clair, 120 mètres au-dessus des sédiments dévoniens (fig. 34). Torrent de Bayasca.	80 %	15 %	5 %	Quartz et feldspaths assez abondants.
65-24	Schistes ardoisiers au sommet de la série carbonifère. Torrent de Bayasca (fig. 34).	75 %	20 %	5 %	Un peu de quartz, un peu de feldspaths.

Torrent de Bayasca (fig. 34)

65-37	Schistes de la base de la série (figure 33). Río d'Escart.	80 %	20 %	0 %	Un peu de quartz, un peu de feldspaths.
65-38	Schistes noirs à patine argentée (fig. 33), 100 m. au-dessus des sédiments dévoniens. Río d'Escart.	80 %	20 %	0 %	Un peu de quartz, un peu de feldspaths.
65-39	Schistes noirs vers le sommet de la série (fig. 33). Río d'Escart.	90-95 %	5-10 %	0 %	Assez bien de feldspaths, un peu de quartz.

Río d'Escart (fig. 33)

Série carbonifère de la Noguera de Cardós (partie centrale du synclinorium de Espot-Andorre)

N.° de l'échantillon	LOCALISATION	Minéraux micacés	Chlorite	Kaolinite	Quartz Feldspaths Remarques
65-10	Dévonien supérieur calcaire. Près du Km. 1 de la route allant à Llavorsí (fig. 30).	75 %	25 %	0 %	95 % de CO ₃ Ca, un peu de feldspaths, un peu de quartz.
65-11	Dévonien supérieur calcaire. Près du km. 1. (fig. 30).	100 %	0 %	0 %	95 % de CO ₃ Ca, beaucoup de quartz, un peu de feldspaths.
65-12	Sensiblement au même endroit, quelques mètres au-dessus. Schistes argentés base de la série carbonifère (fig. 31).	90 %	10 %	0 %	Un peu de CO ₃ Ca, présence de quartz et de feldspaths.
65-13	Schistes argentés, quelques mètres au-dessus de 65-12 (fig. 31).	85 %	10 %	5 %	Un peu de quartz et de feldspaths.
65-14	Schistes roux (dans la série de 30 à 40 m. de schistes roux et verts) (fig. 31).	70 %	20 %	10 %	Présence d'un peu de quartz et de feldspaths.
65-15	Schistes noirs devenant roux à l'affleurement.	80 %	15 %	5 %	Présence de quartz et de feldspaths.
65-17	Schistes gris-noir. Début des schistes noirs. 140 m. au-dessus des sédiments dévoniens 65-11.	90 %	10 %	0 %	Présence de quartz et de feldspaths.
65-18	Schistes ardoisiers noirs (devenant roux à l'affleurement).	90-95	5-10	0 %	Assez bien de quartz et de feldspaths.
65-19	Schistes noirs (un peu au-dessus des précédents).	90-95	5-10	0 %	Un peu de feldspaths, un peu de vermiculite.
65-20	Passée de schistes verts (SV de la fig. 31).	0 %	100 %	0 %	
65-21	Schistes noirs. Partie supérieure de la série carbonifère, Centre du synclinorium.	90 %	5 %	5 %	Un peu de quartz pas de feldspaths.

Carbonifère de la partie orientale du synclinorium de Espot-Andorre

N.° de l'échantillon	LOCALISATION	Minéraux micacés	Chlorite	Kaolinite	Quartz Feldspaths Remarque
65-33	Schistes argentés tendres. Base de la série carbonifère près de Burch (fig. 36).	90 %	5 %	5 %	Quartz et feldspaths.
65-28	Schistes gris argentés (sensiblement même provenance que 65-33).	90 %	5 %	5 %	Feldspaths abondants, un peu de quartz.
65-29	Schistes noirs ardoisiers près de Farrera.	85 %	10 %	5 %	Présence de quartz et de feldspaths.
65-32	Schistes ardoisiers noirs (au-dessus des précédents).	90 %	5 %	5 %	Beaucoup de feldspaths, un peu de quartz.
66 S. 11	Schistes carbonifères. 1 km. 500 au S. de La Massana (Andorra).	80 %	15 %	5 %	Un peu de feldspaths et de quartz.
66 S. 12	Base de la série.	85 %	10 %	5 %	
66 Civis	Ardoisière de Civis.	60 %	30 %	10 %	Présence de quartz et de feldspaths.

Schistes carbonifères du bassin de Feixa-Castellás-Espahent

N.° de l'échantillon	LOCALISATION	Minéraux micacés	Chlorite	Kaolinite	Quartz Feldspaths Remarques
66 F. 15	Série de La Guardia de Arés (figure 45). Schistes gris-clair, 1 m. au-dessus des dernières griottes.	85 %	15 %	0 %	Assez bien de quartz, un peu de feldspaths.
66 F. 16	Schistes légèrement calcaireux situés sous le premier niveau gréseux.	80 %	20 %	0 %	Assez bien de quartz. Feldspaths présents.
66 F. 17 b	Schistes situés entre les deux premiers niveaux gréseux.	80 %	20 %	0 %	Assez bien de quartz, un peu de feldspaths.

Région de La Guardia de Arés

66 F. 1	Premiers sédiments schisteux au-dessus des griottes. Série de Biscarbó (fig. 45).	90 %	10 %	0 %	Pas de quartz, très peu de feldspaths.
Sans n.°	Partie supérieure de la série de Biscarbó (fig. 45).	90 %	10 %	0 %	Pas de quartz, très peu de feldspaths.

Région de Biscarbó

Schistes carbonifères de Torre de Capdella-Aguiró

N.° de l'échantillon	LOCALISATION	Minéraux micacés	Chlorite	Kaolinite	Quartz Feldspaths Remarques
65-48	Carbonifère de Torre de Capdella-Aguiró. Schistes de la mine de charbon. Partie supérieure du Westphalien D (fig. 40).	85 %	5 %	10 %	Un peu de quartz, pas de feldspaths.
65-57	Schistes noirs. Coupe le long du río Flamisell. Partie moyenne du Westphalien.	80 %	10 %	10 %	Un peu de quartz, un peu de feldspaths.
65-55	Schistes argentés. Coupe le long du río Flamisell. Partie inférieure du Westphalien D.	60 %	10 %	30 %	Un peu de quartz.

Carbonifère de Vilaller

N.° de l'échantillon	LOCALISATION	Minéraux micacés	Chlorite	Kaolinite	Quartz Feldspaths Remarques
Sans n.°	Carbonifère de Vilaller. 5 échantillons pris en divers points du bassin. Résultats identiques.	80 %	20 %	Traces	Présence de quartz et de feldspaths.

Schistes stéphanien divers

65-93	Schistes stéphanien. Mines du Campo de Troya.	60 %	5 %	35 %	Un peu de quartz et de feldspaths.
62-60	Schistes stéphanien. Sortie du village d'Enviny.	60 %	10 %	30 %	Un peu de quartz et de feldspaths.
Sans n.°	Stéphanien d'Aguiró.	75 %	5 %	20 %	Pas de quartz, trace de feldspaths.

Il serait évidemment hasardeux de tirer des conclusions d'une étude aussi fragmentaire.

Différentes remarques s'imposent toutefois :

- prédominance extrêmement nette des minéraux micacés (muscovite et illite) qui atteignent, en moyenne, près de 80 % du total ;
- abondance relative de la chlorite qui, en moyenne, atteint 15 %. Notons la présence, dans la série carbonifère de la Noguera de Cardós (partie centrale du Synclinorium de Espot-Andorre) d'un niveau de schistes verts dans lequel la chlorite correspond à 100 % des minéraux argileux. Il s'agit probablement là, dans ce niveau particulier, du résultat de l'érosion d'un niveau lui-même riche en chlorites comme des chloritoschistes par exemple ;
- en dernier lieu vient la kaolinite, avec une moyenne de 5 % ;
- absence pratiquement toujours vérifiée des minéraux interstratifiés qui se forment, par ouverture des feuillets, lors de stagnation dans les sols de végétation.

La présence d'illite, de chlorite et de feldspaths est "incompatible avec l'existence de climats tropicaux humides alimentant la sédimentation houillère" Millot G. (1964, p. 193).

Les pics, sur les enregistrements, sont extrêmement aigus, donc la cristallinité des minéraux argileux est particulièrement forte, en dehors de toute recristallisation éventuelle.

Il nous faut donc envisager l'absence d'un sol de végétation et l'obligation d'un transport rapide.

Les zones érodées, origine de l'alimentation, devaient être soumises à un climat relativement chaud et sec et la différence d'altitude entre les sommets érodés et le bassin de dépôt devait être assez forte pour déterminer un transport rapide, n'autorisant pas une altération importante des minéraux.

Ces remarques corroborent bien la reconstitution que j'avais été amené à proposer à la fin de l'étude granulométrique du Synclinorium du Plan des Etangs et du bassin de Feixa-Castellás-Espahent, pour ne citer que les exemples les plus marquants.

Il est intéressant de noter que les schistes stéphanieniens qui ont été étudiés, bien qu'en très petit nombre, montrent une diminution relative des minéraux micacés et une augmentation concomitante de la kaolinite.

On sait que les sols ayant été abondamment lessivés sont riches en kaolinite. Ce minéral peut également être considéré comme produit d'al-

tération, sous climat humide, des roches sédimentaires riches en feldspaths, ce qui est, le cas du Namurien et du Westphalien détritiques. Ces remarques peuvent laisser supposer une variation de climat au Stéphanien dans les Pyrénées centrales espagnoles. Rappelons, à ce sujet, que les houilles pyrénéennes espagnoles sont essentiellement stéphanieniens. Le développement de sols de végétation est, on le sait, favorable, à la présence de kaolinite ; de tels sols ont dû exister au Stéphanien et se traduisent par une augmentation du pourcentage de kaolinite.

QUATRIÈME PARTIE

Comparaisons
et étude paléogéographique

CHAPITRE PREMIER

RÉSUMÉ DES TRAVAUX RÉCENTS TRAITANT DE LA STRATIGRAPHIE DU CARBONIFÈRE, DES ASTURIES AU MASSIF DE MOUTHOMET

Dans ce résumé, je décrirai brièvement la stratigraphie du Carbonifère de l'ensemble des Pyrénées. J'ai étendu ma récapitulation aux Asturies d'une part et au Massif de Mouthomet d'autre part.

Je n'ai, bien entendu, rappelé que les indications essentielles. En effet, après les travaux de Delépine G. (1953); Cavet P., et surtout Clin M., et Mirouse R., ont, à la faveur de leurs thèses, rappelé les caractères stratigraphiques du Carbonifère pyrénéen de manière suffisamment détaillée pour qu'il soit inutile, actuellement, d'y revenir.

Dans les Asturies, le travail le plus récent est celui de Martínez Alvarez J. (1962), qui, après avoir étudié la géologie du rebord orinetal du bassin central des Asturies, résume les travaux des auteurs l'ayant précédé et rappelle leurs conclusions. Les écoles hollandaises (de Sitter L. U., 1962 et 1965) travaillent également dans cette chaîne et terminent actuellement l'étude détaillée de l'ensemble des Asturies.

Les lydiennes sont, ici, totalement inconnues, même dans les "calcaires griottes" qui constituent la base du Carbonifère et que l'on a pu rattacher au Viséen terminal, considéré comme début de la transgression. Celle-ci s'effectue sur un socle qui n'est qu'*exceptionnellement de Dévonien supérieur*.

Ainsi Martínez Alvarez J. (1962), a montré, dans la zone particulièrement intéressante qu'il a étudiée, que les formations de base viséennes, équivalents des calcaires griottes et qu'il appelle *Improductivo calizo* (calcaire improductif), sont directement transgressives sur des quartzites du

Skiddawien. Il met donc en évidence une lacune importante correspondant à une grande partie de l'Ordovicien, au Gothlandien et au Dévonien.

Dans les Asturies, les formations calcaires, après avoir constitué l'essentiel du Viséen terminal transgressif et du Namurien (Calcaire des Montagnes ou Calcaire des Cañons), montent assez haut puisque l'on peut trouver dans la série de Lena 100 m. de calcaires massifs. Ces récurrences calcaires, particulièrement nettes ici, se retrouveront encore dans les Pyrénées et correspondent à des mouvements de la Mesogée qui sort de son domaine habituel et vient augmenter la hauteur d'eau des mers épicontinentales qui voyaient les dépôts détritiques (grès et schistes) si caractéristiques du Carbonifère pyrénéen.

Bouroz A. (1963), rapporte la découverte de *Reticuloceras pauciremulatum* Bisat et Hudson, dans la série calcaréo-gréso-schisteuse surmontant l'ensemble viséo-namurien du Calcaire griotte et du Calcaire des Montagnes. Ce fossile, découvert 60 m. au-dessus du toit des calcaires, lui permet d'attribuer un âge namurien à la plus grande partie de la série qui l'a livré.

La géologie du Carbonifère de la *Chaîne Cantabrique* est semblable à celle des Asturies proprement dites et ne mérite pas de mention particulière. Son étude micropaléontologique vient d'être faite de manière détaillée par Van Ginkel (1965).

Le Carbonifère du Pays Basque n'a pas fait l'objet ces dernières années d'importants travaux spécialisés et les publications de Laverdière J. W. (1930); Lamare P. (1963), et de Casteras M. (1953-1954), sont les dernières dont une partie se rapporte à ce sujet.

Le Carbonifère est connu dans la vallée du Lauribar, ruisseau qui, légèrement en aval de St. Jean Pied de Port, se jette dans la Nive (Laverdière J. W., 1930). Pour cet auteur, le Carbonifère débute par des lydiennes à nodules phosphatés. Ces niveaux, dont l'épaisseur d'ensemble est de l'ordre de 60 m., sont suivis de schistes à

Eumorphoceras bisulcatum Girty

caractéristiques du Namurien inférieur.

Au-dessus de ces schistes, viennent des calcaires que Laverdière rapporte également au Namurien.

Lamare P. (1936), décrit, dans la région des Massifs de la Rhune et de Cinco Villas, un Carbonifère essentiellement détritique formé de grès quartzitique, de poudingues et de schistes. Dans ces schistes se développent parfois quelques lentilles calcaires.

Rappelons en outre la présence des schistes de la Rhune et du Pic

d'Ibantelly datés du Stéphanien par la flore découverte par Zeiller R. (1895).

Casteras M. (1953-1954), dans son étude du massif d'Igouze, décrit un Dinantien contenant des lydiennes ainsi que des formations stéphanien-fossilifères discordantes et contenant des galets de lydiennes.

Dans l'étude du même massif d'Igouze, Casteras M., et Paris J. P. (1964), rapportent au Namurien supérieur et au Westphalien des grès et schistes situés au-dessus du Dinantien à lydiennes. Plus à l'W., Heddebaud Cl. (1967), a découvert, dans le Massif de Mendibelza, entre la vallée du Saison et la Nive de Béhérobie.

Neuropteris gigantea Staub

espèce du Namurien et du Westphalien.

Les grès et schistes dans lesquels se trouvent ces échantillons paraissent reposer "en discordance sur les schistes et calcaires à Goniatites du Viséen et sans doute du Namurien".

Le Carbonifère de la partie occidentale de la Zone primaire axiale des Pyrénées entre le pic d'Anie et le cirque de Gavarnie vient d'être étudié par Mirouse R. (1962). A l'intérieur de ce vaste quadrilatère de terrains paléozoïques, Mirouse R., a distingué quatre grandes régions, dont les grands traits de la géologie du Carbonifère sont rappelés ci-dessous.

La région sud occidentale où affleurent les formations carbonifères des hautes vallées d'Ossau et d'Aspe est caractérisée, comme nous l'avons déjà vu, par la superposition d'un ensemble calcaire inférieur, et d'une importante série détritique supérieure. Les formations calcaires que Mirouse R., peut rapporter au Viséen grâce à de belles découvertes paléontologiques sont, schématiquement, constituées de la manière suivante :

- à la base : calcaires clairs à joints phylliteux et limoniteux ;
- au milieu : calcaires en dalles ;
- au sommet : calcaires massifs contenant des conglomérats interstratifiés.

Les formations détritiques supérieures qui, à leur base, contiennent des faunes marines du Namurien inférieur peuvent être rattachées au Namurien et au Westphalien.

Ces séries essentiellement détritiques, caractérisées par une alternance de grès feldspathiques, de schistes et de conglomérats, contiennent parfois quelques niveaux calcaires volontiers crinoïdiques. Dans cette région, les lydiennes n'existent pas toujours. Pour Mirouse R. (1962, p. 259), "le

Viséen inférieur manifestement transgressif va être amené à reposer sur différents termes du système dévonien, termes d'autant plus anciens que l'on se déplace vers le S. et le SW."

Mirouse R., souligne, de plus, la présence de conglomérats dans le Viséen traduisant quelques velléités tectoniques n'ayant probablement pas été jusqu'à déterminer une émergence.

La région médiane voit le Carbonifère affleurer à la limite orientale du Massif granitique de Cauterets, à la limite septentrionale de ce même massif et également dans le massif du Lurien. Les caractères du Carbonifère y sont différents et son étude est rendue difficile par l'altitude, le métamorphisme et l'absence de fossiles, inconvénients qui se retrouvent sur la partie correspondante du versant espagnol.

En certains endroits, la base du Carbonifère est soulignée par des lydiennes accompagnées de schistes noirs à nodules phosphatés et surmontées par un ensemble de calcaires et de calcschistes que l'on peut, par analogie de position mais sans preuve paléontologique, rattacher au Viséen. Cet ensemble calcaire et calcschisteux est surmonté de formations schisto-gréseuses.

Cette série ne peut s'observer que relativement loin des granites de cette région. Près des massifs granitiques la série de lydiennes et de calcaires n'existe pas et le Carbonifère est à l'état d'une série de grès quartzitiques et de schistes appelée *série de Sia*; cet ensemble, transgressif, peut être rapporté selon toute vraisemblance au Westphalien.

La région de Gavarnie voit réaffleurer, dans certaines zones (pics de Lary et de Lourdes, bordure méridionale du Massif granitique de Cauterets), la série de Sia dont je viens de rappeler brièvement, d'après Mirouse R., les caractères principaux.

Dans la vallée du ruisseau de Holle et la région de Gabiet, le Carbonifère rappelle, toutefois, celui de la région sud-occidentale avec ses calcaires de base et la série détritique supérieure.

La région septentrionale constitue l'ensemble situé entre la limite septentrionale de la Zone Primaire axiale et le synclinal crétacé des Eaux Chaudes.

Le Carbonifère de ces régions montre d'assez nombreuses variations, mais, dans la majorité des cas et en particulier dans la région d'Argelès-Gazost et dans la Montagne Verte, la partie inférieure du Carbonifère est formée de calcaires amygdalaires du Viséen inférieur surmontés de calcaires en dalles et des calcaires massifs déjà décrits dans l'étude de la région sud-occidentale. Ces calcaires sont surmontés d'abord de schistes et de "marnoschistes" verts et ensuite de schistes et de grès micacés.

Les lydiennes n'ont, dans cette région, été trouvées que de manière exceptionnelle.

Mirouse R., note en outre que dans la région de Geteu: "le Carbonifère débute par des formations de conglomérats polygéniques qui paraissent d'un âge viséen assez élevé".

Le Carbonifère situé plus à l'E., entre le Cirque de Troumouse et le Cirque de Lys, ce qui correspond aux hautes vallées d'Aure et de Louron ainsi qu'à la région luchonnaise, a été récemment décrit par Clin M. (1959-1962).

Les lydiennes n'affleurent que dans la partie septentrionale de la région étudiée par cet auteur et elles y sont surmontées de calcaires à accidents siliceux et de schistes émeraude ou rouges.

Au S. de la région étudiée par Clin M., et plus précisément sur le bord S. du synclinal méridional n'existent ni les griottes du Dévonien terminal ni les lydiennes. Elles y sont remplacées, à la faveur d'une variation latérale de faciès, par une "formation détritique, porteuse de galets et relativement riche en éléments quartzo-feldspathiques, immédiatement sous-jacente aux schistes émeraude et rouges". Clin M. (1962, p. 107).

Cet auteur, de plus, note "une discordance du Westphalien sur les terrains de la base du Carbonifère (terrains que l'on considère généralement comme étant d'âge viséen inférieur)".

Il est ainsi amené à concevoir l'existence d'une île axiale, déjà citée dans l'étude sédimentologique des formations carbonifères du synclinorium de Plan des Etangs et formée dès les premiers mouvements orogéniques hercyniens (phase bretonne). Cette île serait, au N. et au S., bordée par des sédiments détritiques à la base du Carbonifère (région de Loudenvielle au N. et Haute Esera et Pallaresa au S.) qui passent par variations latérales de faciès aux lydiennes de la partie septentrionale de la région étudiée par Clin M. (région de Cadéac par exemple) et aux lydiennes de Villanova (comme autre exemple) sur le versant espagnol.

Par ailleurs, Clin M., considère "que dans les Pyrénées centrales, les mouvements orogéniques paroxysmaux ont eu lieu entre le Dinantien et le Westphalien moyen".

Je ne rappellerai que brièvement les travaux désormais classiques de Zwart H. J. (1953) et de Keizer J. (1953) qui, dans la description du Massif paléozoïque de St. Barthélemy d'une part et du Massif de l'Arize d'autre part, décrivent deux séries carbonifères assez semblables par leur faciès.

Pour Zwart H. J., le Carbonifère débute toujours par des lydiennes noires comprises dans des niveaux schisteux. Il signale la présence de ni-

veaux de nodules phosphatés. Ces niveaux azoïques sont, par comparaison de faciès, attribués au Tournaisien supérieur ou au Viséen inférieur. Les niveaux supérieurs du Carbonifère sont représentés par une série azoïque de schistes de teinte foncée qui peuvent contenir, près de Montségur, des niveaux de grès et surtout de *calcaires*. L'épaisseur d'ensemble du Carbonifère est, pour Zwart H. J., de l'ordre de 400 mètres.

La série carbonifère décrite par Keizer J. (1953) diffère assez peu de celle que je viens de résumer d'après les travaux de Zwart H. J. Les lydiennes peuvent être soit massives soit interstratifiées dans des schistes et accompagnées de nodules phosphatés anciennement exploités. Quand elles n'existent pas, elles sont remplacées par une brèche fine, siliceuse, contenant des fragments de schistes et de quartz, observation qui rappelle les remarques faites par Clin M. (1959) à propos des variations de faciès de la base du Carbonifère. Au-dessus des lydiennes vient une série importante de schistes et de grès. C'est dans cette formation que sont situés les célèbres gisements fossilifères de Mondette et de Larbont que Delépine G. (1935) rapporte au Viséen supérieur. Pour Keizer J., l'absence du Tournaisien prouve un soulèvement général dès la fin du Dévonien supérieur suivi, au Viséen, d'une transgression générale qui se fait sans poudingues mais par des niveaux de lydiennes à nodules phosphatés et à débris végétaux qui indiquent la présence voisine d'une terre ferme.

Le Carbonifère des Pyrénées catalanes françaises vient d'être étudié de manière très détaillée par Cavet P. (1959) à la faveur de son travail sur la Paléozoïque de la Zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre.

Pour cet auteur, les formations paléozoïques postérieures au Dévonien supérieur ne sont pas encore caractérisées paléontologiquement mais des arguments géométriques et lithologiques permettent de les rattacher au Dinantien. La série commence par des calcaires gris, noduleux, recelant des lits de lydiennes et quelques nodules phosphatés, et que Cavet rattache au Tournaisien supérieur ou au Viséen inférieur. Leur faciès ne permet pas de les distinguer des calcaires noduleux gris ou roses à *Sporadoceras* du Famennien supérieur. Au-dessus de ces séries, Cavet P., décrit une alternance de "schistes gris ou jaunâtres, plus ou moins gréseux, souvent micacés, alternant localement avec des grès, des psammites, ou des micropoudingues". Cette série contient aux environs de Corneilla, sur la rive droite de la Têt, une "brèche polygénique à galets calcaires et débris de lydiennes". Cavet P., signale en outre dans cette série de faciès Culm des niveaux à débris d'Echi-

nodernes qui soulignent donc les influences marines nettes qu'a pu subir cette série.

Cavet P., de plus, indique que ni le Westphalien ni le Stéphanien ne sont connus dans la région qu'il a étudiée.

La série ainsi décrite se rapproche fortement de celle que nous avons été amenés à décrire (Delattre Ch., et Waterlot M., 1967) dans le bassin de Feixa-Castellás-Espahent. Dans ce bassin, nous avons établi, en effet, un passage continu du Dévonien à griottes, dont la partie supérieure contient des niveaux de lydiennes, à une série puissante à faciès culm mais contenant des niveaux crinoïdiques calcaires.

Notons de plus que, dès 1949, Fontboté J. M., décrivait dans les Pyrénées catalanes espagnoles, à l'E. de la principauté d'Andorre, des faits assez concordants avec ceux que rapportera Cavet P. (1959) sur le versant français. Le caractère de flysch d'une partie non négligeable du Carbonifère lui apparaît comme certain. Le Stéphanien, discordant, est cantonné à des bassins limniques de faible extension.

La stratigraphie du Carbonifère de Mouthoumet et de la Montagne Noire vient d'être résumée par Mirouse R., d'après les récents travaux de Durand-Delga M.; Ovtracht A., et Gèze B. Je ne rappellerai ici que les caractéristiques du Carbonifère du Massif de Mouthoumet.

Le Carbonifère débute par des niveaux de lydiennes contenant des cinérites dans lesquelles Ovtracht A. (1960) voit l'origine éventuelle de la silice des lydiennes. Après ces niveaux se développent des calcaires griottes et, au-dessus, une série détritique de schistes, de grès et de conglomérats lenticulaires. Cet ensemble supporte, en discordance, un Stéphanien particulièrement fossilifère. Cette série rappelle de manière assez sensible, mise à part la présence de Stéphanien, celle décrite dans la région de Villanova.

CHAPITRE DEUXIÈME

LES GRANDES LIGNES PALÉOGÉOGRAPHIQUES

I. Les différentes aires paléogéographiques

Tout au long de cette étude stratigraphique et sédimentologique, nous avons pu constater que deux grands types stratigraphiques pouvaient être distingués dans le Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles.

Le premier type stratigraphique débute par une masse importante de calcaires marins francs rattachés au Viséen et pouvant atteindre 200 m. d'épaisseur, suivis par une série très puissante de grès feldspathiques et de schistes, appartenant, de manière générale, au Namurien et au Westphalien.

Les formations calcaires ne sont jamais discordantes sur le Dévonien sous-jacent quelque en soit l'âge exact.

La masse carbonifère détritique est parfois transgressive sur son substratum. C'est le cas de la série de Sia définie par Mirouse R. (1962), et dont nous avons retrouvé les prolongements sur les crêtes frontières franco-espagnoles.

Cette succession est caractéristique de la partie occidentale de la région que j'ai étudiée, à l'W. de la Maladetta. D'après ce qui précède, il apparaît qu'ici la mer viséenne est transgressive sur un territoire constitué par les formations dévoniennes à l'état de griottes. Les différentes zones dévoniennes sont réparties le long de bandes orientées de l'WNW. à l'ESE.

La mer viséenne est probablement de profondeur assez faible et les traces de remaniements sont fréquentes dans la sédimentation. On observe en effet, après le dépôt éventuel de lydiennes, des calcaires parfois griotteux

auxquels sont subordonnés des conglomérats ou des passées quartzieuses. L'absence de conglomérat à l'extrême base du Viséen ne doit pas surprendre.

Mirouse R. (1962, p. 306), a déjà fait remarquer que ce type de transgression sans conglomérat de base sur d'immenses territoires à fleur d'eau, qui peut paraître assez curieux si l'on se réfère à nos critères morphologiques actuels, pouvait être considéré comme assez plausible. Il rappelle à ce sujet l'exemple fourni par Laffite R. (1959), de la transgression cénoomanienne dans l'W. africain qui se fait sans conglomérat sur des centaines de kilomètres et se traduit par des dépôts argilo-calcaires. Bien des cas de ce genre ont été cités. Delattre Ch., et Waterlot G. (1959), par exemple, signalent que la série de Port Lazo (Côtes du Nord) débute souvent sur de grandes étendues, non pas par un conglomérat, mais par des argilolites.

Après le dépôt de ces calcaires et en bordure des zones où ils affleurent actuellement se produit un mouvement épeirogénique suffisamment important pour laisser affleurer soit la fraction quartzieuse des sédiments dévoniens, soit les sédiments gothlandiens et anté-gothlandiens dont l'érosion donnera naissance aux sédiments détritiques du Namuro-Westphalien.

Ce premier type stratigraphique est caractéristique des régions comprises entre le Pic d'Anie et le río Esera. Nous avons vu, en effet, dans les différents bassins carbonifères de ces régions, une succession constante de calcaires viséens et de schistes et grès feldspathiques namuriens et westphaliens, les seules variations que nous ayons pu observer étant la présence ou l'absence de lydienes, caractère d'ailleurs souvent en rapport avec la présence ou l'absence de griottes du Dévonien terminal, le développement de niveaux conglomératiques dans les calcaires viséens et la puissance de la série détritique. Ce dernier caractère est toutefois difficile à déterminer de manière absolue, en raison de l'érosion.

Le second grand type stratigraphique, caractéristique de la partie orientale du versant espagnol, correspond au Synclinorium de Espot-Andorre, au Carbonifère de Torre de Capdella-Aguiró et au Carbonifère de Feixa-Castellás-Espahent.

La sédimentation carbonifère, toujours concordante sur les derniers sédiments que l'on peut considérer comme dévoniens, ne présente plus de séries calcaires importantes à la base et la sédimentation, essentiellement détritique, y est donc de faciès culm.

Dans le synclinorium de Espot-Andorre, nous avons vu, en effet, qu'il n'y a jamais de niveaux calcaires caractérisés et que la sédimentation est presque uniquement schisteuse. L'étude de la granulométrie des rares sédiments gréseux n'est, en soi, d'aucune utilité; l'étude de la thermoluminescence de

ces mêmes sédiments montre l'identité entre les formations anté-gothlandiennes et le Carbonifère qui, donc, en dérive. L'analyse des minéraux argileux a montré, elle, l'abondance des illites et a permis de supposer une érosion assez rapide en climat sec, sans sol de végétation.

Plus au S., dans le bassin de Torre de Capdella-Aguiró, la sédimentation débute parfois assez tardivement, au Westphalien B, par un poudingue ou quelquefois par des schistes noirs. Ici encore, en dépit d'une lacune plus importante encore, il n'y a pas de discordance entre les derniers sédiments dévoniens et les premiers sédiments carbonifères. Dans ce bassin l'étude de la granulométrie et de la thermoluminescence des formations grésfeldspathiques s'est montrée assez décevante. La présence d'un poudingue laisse toutefois supposer qu'il y avait, au S., une terre émergée. L'existence de cette terre émergée avait été prouvée, plus au SE., par l'étude du bassin de Feixa-Castellás-Espahent à l'occasion de laquelle j'avais fait remarquer que l'essentiel de l'alimentation venait de l'E. ou du S.

Le Carbonifère de Feixa-Castellás-Espahent admet quelques passées marines franchement calcaires, qu'il s'agisse des manifestations calcaires assez discrètes qui accompagnent le poudingue de Biscarbó ou des calcaires à entroques rencontrés en divers points de la série.

Le Carbonifère de Vilaller admet, lui aussi, quelques niveaux de calcaires et de grauwackes calcaires.

La partie septentrionale de la région orientale de mon terrain de recherches (Synclinorium de Espot-Andorre) apparaît donc comme une zone de sédimentation essentiellement schisteuse tandis que la partie méridionale (Vilaller, Torre de Capdella, Aguiró, Feixa-Castellás-Espahent) montre une alternance grés-schisteuse recélant parfois des poudingues, parfois des niveaux calcaires.

Il apparaît probable qu'une terre émergée existait au S. des bassins actuels cités ci-dessus; l'émersion, fort probablement due à la phase bretonne de l'orogénèse hercynienne, comme le démontre le bassin de Feixa-Castellás-Espahent, se traduit par l'élaboration de reliefs suffisamment tourmentés pour alimenter en quartz et en feldspaths détritiques les bassins carbonifères subsidants.

Les minéraux argileux, illites essentiellement, la présence de nombreux feldspaths non altérés et l'abondance des poudingues tendent une fois de plus à prouver que l'érosion devait être active, qu'elle était suivie d'un enfouissement rapide des sédiments et qu'elle ne permettait pas l'installation d'un sol de végétation.

Il n'est pas exclu de penser que le Carbonifère du Synclinorium de

Espot-Andorre puisse constituer le prolongement septentrional, plus uniformément schisteux, de la sédimentation parfois grossièrement détritique des bassins méridionaux.

Il apparaît de toutes manières que ce bassin n'a jamais constitué le prolongement direct vers l'E. du bassin du Plan des Etangs. Cette hypothèse était pourtant envisageable et même séduisante en admettant que la série schisteuse, à rares intercalations calcaréo-gréseuses, du bassin de Espot-Andorre constituait une variation latérale de faciès du bassin du Plan des Etangs, effectivement beaucoup plus schisteux à l'E. qu'à l'W.

Il est vraisemblable qu'une ride anticlinale, éventuellement due à l'influence du granite, séparait ces deux bassins dont les caractères sédimentologiques, en particulier la thermoluminescence, sont si différents.

Ainsi sommes nous en présence de deux grands ensembles paléogéographiques. L'un situé à l'W. de l'Esera est caractérisé par une sédimentation viséenne calcaire suivie d'un épandage détritique du Namurien et du Westphalien. L'autre, situé à l'E. du río Esera, est caractérisé par le dépôt dans des eaux peu profondes de grès, de poudingues et de schistes, l'ensemble ayant, en général, un faciès culm. Quelques niveaux calcaires correspondent probablement à des augmentations du niveau d'une mer qui, plus à l'W., est plus profonde.

Entre ces deux grands ensembles nets existe un bassin dont le cas est plus discutable. Il s'agit, bien entendu, du Carbonifère du Synclinorium du Plan des Etangs.

Si l'on considère le soubassement calcaire des formations grésoschisteuses du Plan des Etangs comme dévonien, les sédiments détritiques sont à faciès culm et l'épandage est un contrecoup de la phase bretonne de l'orogénèse hercynienne. Les niveaux calcaires de la base de la série proviendraient alors de petites transgressions identiques à celles qui déterminèrent les niveaux crinoïdiques des bassins carbonifères orientaux. Si la partie supérieure de ce même soubassement calcaire est attribuée à la base du Carbonifère, le rôle de la phase bretonne est réduit et l'épeirogenèse déterminant les reliefs qui seront, par érosion, à l'origine des sédiments détritiques carbonifères, est à rattacher à la phase sudète.

L'érosion attaquait, primitivement, les formations cambro-ordoviciennes situées au N. du bassin du Plan des Etangs pour, ensuite, s'attaquer également aux formations méridionales surélevées par la formation de l'aire anticlinale de la Maladetta. Je rappelle que l'origine des sédiments grésosfeldspathiques est prouvée par l'étude de la thermoluminescence et que les sens de courants ont été déduits de l'étude granulométrique. L'étude des

minéraux argileux corrobore bien l'idée d'une érosion rapide, en climat sec, et sans sol de végétation.

La forêt, probablement peu développée, devait se trouver limitée en bordure de l'eau et ses débris, flottés, allaient se fossiliser dans les zones argileuses du bassin de sédimentation.

Dans la première hypothèse exposée plus haut, le Carbonifère du Plan des Etangs est du même type que celui décrit dans la partie orientale de la région d'étude et la proximité des terres émergées le rend assez semblable au bassin de Feixa-Castellás-Espahent.

Dans la seconde hypothèse, les formations du Plan des Etangs constituent le jalon le plus oriental du Carbonifère composé de calcaires viséens à la base suivis de sédiments détritiques.

De toutes manières, je rappelle que le Carbonifère de Villanova situé au S. du Synclinorium du Plan des Etangs correspond à ce type occidental.

Il est donc possible de proposer une reconstitution paléogéographique des Pyrénées centrales espagnoles à l'époque carbonifère.

L'exondation, à la fin du Dévonien, d'une grande partie des formations paléozoïques se marque par des lacunes ou par le dépôt et la constitution, dans des territoires allongés de l'WNW. à l'ESE., de calcaires griottes du Dévonien terminal.

Après une lacune, paraissant généralisée, du Tournaisien, la mer, présente dans les Asturies et le Pays Basque, vient recouvrir, en transgression et dès le Viséen inférieur, des zones exondées ou à fleur d'eau, sans qu'il y ait dépôt de conglomérat de base comme je l'ai rappelé plus haut.

A la base des premiers dépôts transgressifs et souvent associées aux griottes, se développent parfois les lydiennes. Mirouse R. (1962), a donné une analyse critique très détaillée des conditions de genèse de ce type de dépôt siliceux et je ne peux que reprendre ses conclusions. Il remarque (p. 309) que l'on peut "considérer les lydiennes... comme des dépôts de mer peu profonde, en l'absence d'apports détritiques. L'origine de la silice... a pu être recherchée dans des apports volcaniques, mais leur accumulation préférentielle... paraît plus vraisemblablement liée aux conditions physico-chimiques du milieu (pH. anaérobiose, abondance de composés organiques) et au régime des apports en provenance des aires émergées (période de biostasie)". En outre la transgression se marque parfois par des niveaux de calcaires gréseux dont les quartz proviennent du remaniement des formations dévoniennes sous-jacentes.

Fontboté J. M. (1949) proposait ce mode d'explication de la genèse des griottes dans le cadre de l'évolution paléogéographique du Dévonien.

supérieur et du Carbonifère inférieur des Pyrénées catalanes espagnoles. Actuellement cet auteur envisage, tout au moins comme hypothèse de travail, des possibilités différentes. Pour lui la profondeur de la mer n'était pas forcément faible et les rivages pouvaient être assez éloignés; les balayages et érosions sous-marines se conjuguèrent à des courants de turbidité, amenant, de zones éventuellement lointaines, des éléments détritiques d'origines diverses (comm. pers.).

Après le dépôt de lydiennes, ou directement sur les sédiments dévonien, se déposent ensuite les sédiments calcaires viséens et ce jusqu'au niveau du río Esera. Plus à l'E. la profondeur de l'eau devait être particulièrement faible et, dans cette partie orientale des Pyrénées centrales espagnoles, en position marginale et méridionale, une série de reliefs commence à se développer. On peut les représenter comme des montagnes assez arides, disséquées par une érosion assez active qui vient déverser dans les eaux peu profondes des sédiments détritiques qui, par variations latérales de faciès, peuvent, vers l'W., passer aux calcaires viséens.

Ces crêtes allongées de l'WNW. à l'ESE., tournent au niveau du río Segre; nous avons vu en effet, dans l'étude du bassin de Feixa-Castellás-Espahent que l'alimentation venait du S. mais également de l'E.

Ainsi, au Viséen, les Pyrénées centrales espagnoles m'apparaissent comme une zone marine, toujours de profondeur assez réduite mais néanmoins plus profonde à l'W. qu'à l'E. Cette zone épicontinentale est bordée au S., au moins dans sa partie orientale, par une ligne de reliefs vraisemblablement due à la phase bretonne de l'orogénèse hercynienne.

Je n'envisagerai pas ici, ce qui sortirait du cadre de cette étude, la paléogéographie du versant français mais je tiens à rappeler que Clin M. (1959), évoque la présence d'une longue île axiale orientée comme la chaîne que je viens de décrire et ayant sensiblement les Pyrénées luchonnaises comme centre.

Dans ces conditions, le bassin carbonifère viséen peut être considéré, au moins dans ses parties centrales et orientales, comme un bras de mer dont la profondeur décroît de l'W. vers l'E.

Rien ne prouve que les reliefs méridionaux que je viens de décrire ne se développent pas déjà dans la partie occidentale sans créer d'apports terrigènes mais leur existence n'est indubitable que par la suite. En effet, dès la fin du Viséen, la phase sudète détermine, dans cette partie occidentale de la chaîne, une série de reliefs dont l'érosion va alimenter la sédimentation détritique namuro-westphalienne qui va succéder à la sédimentation calcaire du Viséen.

Dans la partie centrale de la chaîne, au niveau du río Esera, les reconstitutions paléogéographiques dépendent en partie, nous l'avons déjà vu, de l'âge attribué à la partie supérieure des formations calcaires des Bains de Benasque; l'âge de la genèse des reliefs situés immédiatement au N. du Synclinorium du Plan des Etangs variera en conséquence; de toutes manières, l'existence de ces reliefs avant le Namurien ne peut être mise en doute.

Vers le milieu du Namurien, le versant espagnol des Pyrénées m'apparaît donc de la façon suivante:

Dans la partie occidentale de la chaîne, au N. d'une ligne de reliefs, se trouve un bras de mer très peu profond où s'accumulent, par subsidence, les dépôts terrigènes venant de ces reliefs.

Dans la partie septentrionale du centre du versant espagnol existe la longue île axiale déjà citée; les granites de la Maladetta, du Lys-Caillaouas et d'Eriste déterminent des hauts-fonds dont nous verrons plus loin l'évolution.

Dans la partie orientale du versant espagnol, les reliefs dus à la phase bretonne continuent à s'éroder tandis que les différentes pulsations de l'orogénèse hercynienne les régénèrent. Toutefois, le pourcentage de schistes augmentant au fur et à mesure que l'on monte dans la série, ce qui est très net dans le bassin de Feixa-Castellás-Espahent par exemple, il n'est pas interdit de penser que l'érosion prenait le pas sur l'épeirogénèse. Au N. de cette ligne de reliefs se trouve le prolongement vers l'E. de ce vaste bassin subsident que nous avons déjà vu à l'W. et qui voit la généralisation du phénomène détritique et de la subsidence.

On peut mettre à part le cas du bassin de Torre de Capdella-Aguiró où un poudingue assez tardif permet de supposer que la naissance du relief qui est à l'origine des sédiments carbonifères est imputable à la phase sudète de l'orogénèse hercynienne.

Cette répartition paléogéographique va se poursuivre jusqu'à la fin des dépôts westphaliens. Toutefois, l'individualisation des granites se poursuivait et les hauts-fonds déjà cités émergeaient, fort vraisemblablement. L'aire anticlinale de la Maladetta déterminait à ce moment-là une ligne de reliefs alimentant, par son érosion, d'une part, le Carbonifère du Plan des Etangs et d'Astós et, d'autre part, le Carbonifère de Benasque au S.

Il est également possible qu'à ce moment l'individualisation du granite d'Eriste ait pu déterminer la formation des sédiments détritiques namuro-westphaliens de la région de Villanova.

L'évolution de l'ensemble des sédiments viséens, namuriens et westphaliens va ensuite s'homogénéiser. Couronnant l'ensemble du Paléozoïque, ils

vont être faillés et plissés en une chaîne imposante qui, bien évidemment, sera immédiatement la proie de l'érosion.

Certains bassins stéphaniens anthracifères discordants constitueront la première molasse issue de cette chaîne et seront suivis par un enfouissement généralisé de la chaîne sous les sédiments détritiques du Permo-Trias qui, effaçant le cycle hercynien, marquent le début du cycle alpin.

II. Succession chronologique des mouvements orogéniques

Au cours de l'esquisse paléogéographique que je viens de tracer, j'ai été amené à évoquer le rôle des différentes phases orogéniques hercyniennes responsables des géographies successives.

Il me paraît utile, cependant, de récapituler la succession chronologique de ces différents mouvements qui ont marqué les étapes successives de l'histoire hercynienne des Pyrénées centrales.

Quelques manifestations de faible ampleur sont connues au Dévonien moyen; je les ai signalées à propos de l'étude du Dévonien des Bains de Benasque (p. 62) et j'avais proposé (Waterlot M., 1965) de les considérer comme des signes avant-coureurs de la phase bretonne. Leur importance, qui reste assez faible, m'est apparue comme très localisée.

Le rôle de la phase bretonne proprement dite est extrêmement variable d'un point à l'autre du versant espagnol. Ainsi dans la partie occidentale de ce versant, il semble que les vicissitudes connues à la fin du Dévonien et à la base du Carbonifère soient dues à des mouvements imputables à cette phase. Son rôle s'est tout d'abord limité à l'exondation de différentes parties de la chaîne, en respectant des chenaux dans lesquels se déposent les griottes avant d'aboutir à une émergence.

Dans la partie orientale de la région étudiée, les manifestations imputables à la phase bretonne apparaissent plus importantes. En effet, si l'on considère comme appartenant au Dévonien supérieur les griottes du Bassin de Feixa-Castellás-Espahent et les derniers sédiments calcaires situés sous la série schisteuse de Espot-Andorre qui, localement, sont à l'état de belles griottes, on est amené à rattacher à cette même phase la genèse des reliefs qui, bordant au S. les bassins cités plus haut, en ont alimenté, par leur érosion, la sédimentation détritique. On connaît, par ailleurs, le rôle important que Clin M. (1959), attribue à cette phase dans les Pyrénées luchonnaises.

Dans la partie des Pyrénées espagnoles que j'ai étudiée, la phase sudète ne m'a jamais paru avoir un rôle plus important que la phase bretonne. Comme cette dernière elle a déterminé à l'W. du río Esera, en marge des bassins carbonifères, des reliefs qui, par leur érosion, ont provoqué le passage d'une sédimentation calcaire continue, bien que déjà assez tourmentée, au dépôt de sables feldspathiques et d'argiles riches en illite. Son rôle, ici, est donc tout à fait comparable à celui de la phase bretonne qui s'était manifestée dans la partie orientale du versant espagnol de la chaîne.

Dans la partie orientale de la chaîne, et sans tenir compte du Carbonifère du Synclinorium du Plan des Etangs dont le cas particulier a déjà été discuté à plusieurs reprises, la phase sudète n'a aucun rôle original. Elle a tout au plus entraîné une régénération des reliefs qui s'est traduite par la genèse, dans les sédiments carbonifères, de conglomérats intraformationnels, bien développés dans le bassin de Feixa-Castellás-Espahent ou de passées gréseuses dans le Synclinorium de Espot-Andorre.

Il reste maintenant à fixer l'âge de la phase hercynienne ayant donné naissance au plissement majeur.

La phase de plissement généralisé, que je considère comme la plus importante de l'histoire paléozoïque des Pyrénées, est comprise entre le dépôt des derniers sédiments westphaliens, plissés avec toutes les formations paléozoïques sous-jacentes et le dépôt du Permo-Trias discordant sur le Paléozoïque plissé.

Les contacts entre les formations westphaliennes et les formations stéphaniennes sont toujours, à mon avis, trop imprécis et les observations trop localisées pour que l'on puisse, actuellement, distinguer de manière certaine les effets de la phase asturienne de ceux de la phase saalienne.

En résumé, la phase bretonne est à l'origine d'une exondation pratiquement complète au début du Carbonifère; les phases bretonne et sudète sont responsables, chacune en ce qui les concerne, et dans des territoires en marge de celui que j'ai étudié, des effets orogéniques qui se traduisent, dans la zone étudiée, par la genèse de sédiments détritiques.

Enfin, des mouvements postérieurs au Westphalien et antérieurs au dépôt du Permo-Trias ont eu comme effet de plisser l'ensemble du Paléozoïque anté-permien des Pyrénées centrales espagnoles.

CINQUIÈME PARTIE

Conclusions

Pour conclure cette étude géologique du Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles, je voudrais récapituler les résultats nouveaux que j'ai pu obtenir grâce aux différentes disciplines mises en oeuvre.

STRATIGRAPHIE - PALÉONTOLOGIE

L'étude systématique des formations carbonifères m'a amené à celle des formations voisines. Ainsi, lors de l'étude des formations gothlandiennes des Pyrénées aragonaises, ai-je pu découvrir une faune graptolitique géante, ajoutant ainsi un chaînon à la reconstitution de la répartition, dans le bassin mésogéen, de cette faune si particulière.

L'analyse du soubassement dévonien des formations carbonifères m'a, dans les Pyrénées centrales, amené à étudier les calcaires marmoréens de Benasque.

J'ai mis en évidence la présence, exceptionnelle dans ces formations marmoréennes, de

Favosites eifeliensis Goldfuss.

Cette même espèce, que j'avais déjà eu la chance de découvrir dans les formations dévoniennes de la vallée du rio Astós, près de sa confluence avec le rio Esera, m'a permis d'assigner un âge eifélien à ce niveau des calcaires marmoréens des Bains de Benasque.

J'ai étudié systématiquement tous les affleurements carbonifères des Pyrénées espagnoles compris entre le niveau du rio Aragón Subordan et le rio Segre.

J'ai été amené à distinguer deux grands types de séries stratigraphiques :

— D'une part, des séries composées de calcaires viséens, débutant ou non par des lydiennes, suivis de sédiments détritiques namuro-

westphaliens. Ce type est caractéristique de la partie occidentale du versant espagnol;

- D'autre part, des séries à faciès culm, presque uniquement détritiques, avec quelques rares niveaux calcaires. Ces séries se trouvent dans la partie orientale du versant espagnol.

J'ai récapitulé sous forme de tableaux les caractères les plus marquants de ces ensembles carbonifères.

De nombreux résultats nouveaux ont pu être apportés dans cette étude stratigraphique; les principaux sont récapitulés ci-dessous.

J'ai pu grâce à la découverte de

Proshumardites karpinskyi R. Tch.

rapporter au Namurien certains niveaux de la série détritique carbonifère du Synclinorium du Plan des Etangs qui n'avait, jusqu'alors, livré que des fossiles peu caractéristiques.

J'ai étudié, de manière détaillée, le Carbonifère du Synclinorium de Espot-Andorre. Les formations sont, hélas, apparues azoïques et, seuls, des arguments géométriques permettent de leur attribuer un âge carbonifère.

J'ai établi, complétant ainsi le travail de Dalloni M. (1930), une coupe stratigraphique du Carbonifère anté-stéphanien de Torre de Capdella-Aguiró.

De même, j'ai dépouillé, de manière détaillée, la stratigraphie du Carbonifère du bassin de Feixa-Castellás-Espahent qui est le plus oriental de ceux étudiés ici. Ce bassin n'avait pas encore fait l'objet de travaux précis.

TECTONIQUE

J'ai pu prouver que les sédiments carbonifères sont, dans la région étudiée, toujours concordants sur leur substratum dévonien. Il n'y a jamais, de plus, de discordance angulaire entre les sédiments détritiques namuro-westphaliens et les sédiments viséens qui les supportent.

La généralisation de cette concordance est particulièrement intéressante à noter dans le cas du Synclinorium du Plan des Etangs. On considérait en effet, classiquement, les sédiments détritiques carbonifères de ce bassin comme discordants sur les formations calcaires des Bains de Benasque. Ce fait nouveau, qui autorise une meilleure représentation de la structure de

cette région, m'a permis de modifier, en conséquence, la carte géologique de ce synclinorium.

J'ai pu mettre en évidence, au cours de l'analyse tectonique du synclinorium de Espot-Andorre d'assez nombreuses failles. Le style tectonique qui se dégage de l'ensemble des observations effectuées sur la partie orientale de ce vaste ensemble apparaît plus simple que ce qui ressortait des représentations antérieures.

L'étude des bassins de Torre de Capdella-Aguiró et de Feixa-Castellás-Espahent m'a permis de publier des cartes géologiques à une échelle beaucoup plus grande que celle utilisée jusqu'alors.

SÉDIMENTOLOGIE

J'ai réalisé l'étude sédimentologique en insistant surtout sur les formations détritiques.

J'ai utilisé :

- les méthodes granulométriques classiques mais adaptées par Dollé P., à l'étude des grès carbonifères. Près de 300 histogrammes ont été réalisés et seuls les plus intéressants ont été proposés ici;
- les colorations préférentielles permettant le comptage systématique des quartz et des feldspaths (méthode de Russell D);
- la séparation des minéraux lourds par les méthodes classiques;
- l'étude des minéraux argileux des schistes par diffractométrie aux rayons X;
- l'étude de la thermoluminescence des grès feldspathiques carbonifères.

J'ai tenté, par conséquent, une étude sédimentologique complète du Carbonifère des Pyrénées espagnoles ce qui, à ma connaissance, n'avait encore jamais été entrepris.

Les méthodes granulométriques et les colorations ont été systématiquement utilisées pour l'étude de toutes les formations détritiques carbonifères du territoire envisagé.

Elles se sont révélées particulièrement intéressantes dans le dépouillement du synclinal d'Aragón Subordan, du Synclinorium du Plan des Etangs et du bassin de Feixa-Castellás-Espahent. Elles ont, dans chacun de ces cas, apporté des précisions sur les conditions paléogéographiques et ont permis

notamment une reconstitution assez précise du sens de l'alimentation détritique.

L'étude de la thermoluminescence a été essentiellement appliquée au Synclinorium du Plan des Etangs, au Carbonifère de Villanova et au Synclinorium de Espot-Andorre. Elle a, dans chacun de ces cas, permis de démontrer les relations de filiation directe entre les formations anté-gothlandiennes et les sédiments carbonifères qui en sont issus par érosion.

L'étude des minéraux argileux des schistes a révélé une grande abondance des minéraux micacés (illite et muscovite) et un pourcentage toujours faible de kaolinite. Elle a été appliquée aux bassins centraux et orientaux et a permis de corroborer l'hypothèse d'une érosion assez active sans sol de végétation.

PALÉOGÉOGRAPHIE ET ÂGE DES DÉFORMATIONS

Ces différents outils stratigraphiques et sédimentologiques m'ont permis de tenter les reconstitutions paléogéographiques qui suivent.

Après exondation due à la phase bretonne, la mer viséenne, transgressive depuis les Asturies, vient recouvrir les sédiments dévonien sans conglomérat de base mais avec, parfois, dépôt de lydienne.

Dans la partie occidentale de la zone que j'ai étudiée, la mer viséenne dépose des calcaires tandis que, dans la partie orientale, la phase bretonne a été assez importante pour déterminer des reliefs dont la destruction a donné, dès cette époque, naissance à des sables et à des argiles qui se sont accumulés en eau peu profonde. Outre l'île axiale de Clin M. (1959), j'ai admis l'existence d'une chaîne de montagne méridionale, allongée de l'WNW. à l'ESE. et tournant au niveau du río Segre.

La phase sudète entraîne la formation de reliefs dans la partie occidentale, au S. de la région étudiée et l'érosion de ces reliefs détermine une série de sédiments namuro-westphaliens qui surmontent les calcaires viséens, sans discordance angulaire mais en transgression par épandage. Cette même phase rajeunit les reliefs déjà décrits dans la partie orientale.

La zone étudiée se présente donc à ce moment comme un bassin subsidant très peu profond bordé de lignes de hauteurs avec parfois des hauts-fonds dus à l'influence des futurs massifs granitiques.

Les phases hercyniennes postérieures au Westphalien et antérieures au Permo-Trias plisseront l'ensemble de la chaîne qui, livrée à l'érosion, sera enfouie sous les molasses permo-triasiques.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

- ALASTRUÉ E., ALMELA A., et RÍOS J. M. (1957): Explicación al Mapa geológico de la provincia de Huesca, escala 1 : 200.000, 253 p.—*Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- ALLAART J. H. (1953): La couverture sédimentaire septentrionale du Massif Ax-Montcalm.—*Leid. geol. med.*, Deel 18, p. 254-271.
- ALMELA A., et RÍOS J. M. (1947): Explicación al Mapa geológico de la provincia de Lérida, escala 1 : 200.000, 193 p.—*Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- ARMENGAUD A., et JOLIS A. (1958): Posets-Maladetta.—*Centro Excursionista de Cataluña*, Barcelona.
- AUBOUIN J. (1961): Propos sur les géosynclinaux.—*Bull. Soc. Géol. France*, 7.^e série, t. III, p. 629-711, 16 fig. Discussion.
- AUTRAN A., et GUITARD G. (1955): Stratigraphie du Paléozoïque inférieur de la zone axiale au Sud de St. Giron (Ariège).—*C. R. Ac. Sc.*, t. 241, p. 969-971.
- AUTRAN A., GUITARD G., et RAGUIN E. (1963): Carte géologique de la partie orientale des Pyrénées hercyniennes.—*Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Paris.
- BEAUGEY (1891): Observations sur la partie occidentale de la feuille de Luz.—*Bull. Soc. Géol. France*, 3.^e série, t. XIX, p. 93-98.
- BERTRAND L. (1907): Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales.—*Bull. Carte Géol. France*, t. XVII, n.° 118, 181 p., 40 fig., 5 pl.
- BERTRAND L. (1911): Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales et leur relations avec les Pyrénées orientales et centrales; essai d'une carte structurale des Pyrénées.—*Bull. Soc. Géol. France*, 4^{ème} série, t. XI, p. 122-153, 6 fig., 1 pl.
- BOULANGÉ B. (1963): Etude granulométrique de quelques grès du bassin houiller du Nord de la France (groupe d'Hénin-Liétard) D. E. S. Lille. Polycopié.
- BRESSON A. (1903): Etudes sur les formations anciennes des Hautes et Basses Pyrénées (Haute Chaîne).—*Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XIV, n.° 93, p. 1-278, 77 fig., 5 pl., 3 cartes.

- BROQUET P., et CHARLET J. M. (1965): Utilisation de la thermoluminescence naturelle des quartz et des feldspaths détritiques dans l'étude de quelques formations sédimentaires siciliennes.—*Ann. Soc. Géol. Nord.*, t. LXXXV, n.° 1, p. 79-96.
- CARALP J. (1888): Etudes géologiques sur les hauts massifs des Pyrénées centrales (Ariège-Haute Garonne-Vallée d'Aran).—*Th. Sc. Toulouse*, 513 p., 114 fig.
- CARTE GÉOLOGIQUE DÉTAILLÉE DE LA FRANCE AU 80.000" (1950): Feuille de Bagnères de Luchon, 2ème édition, par MM. CASTERAS, DALLONI et RAGUIN.
- CARTE GÉOLOGIQUE GÉNÉRALE DE LA FRANCE AU 1:320.000" (1949): Feuille de Bayonne, par MM. REPELIN, LAMARE, CASTERAS et DAGUIN.
- CASTERAS M. (1933): Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales.—*Pull. Carte Géol. Fr.*, t. XXXVII, n.° 189, 515 p., 64 fig., 8 pl., 1 carte au 1:200.000".
- CASTERAS M. (1952): Esquisse structurale du versant nord des Pyrénées.—*C. R. 19^e Sess. Cong. Int. Alger*, section XIII, p. 165-180, 1 pl.
- CASTERAS M., et PARIS J. P. (1964): Sur le socle paléozoïque d'Igouze (B. P.): nouveaux affleurements.—*C. R. Ac. Sc.*, t. 259, p. 3791-3795.
- CASTERET N. (1931): Le problème du Trou du Toro. Détermination des sources du río Esera et de la Garonne occidentale.—*Bull. Soc. d'Hist. Nat. Toulouse*, t. LXI, p. 89-131.
- CAVET P. (1951): Découverte du Cambrien à Archéocyathidés dans la zone axiale des Pyrénées orientales. Interprétation stratigraphique de cette zone.—*C. R. Ac. Sc.*, 232, n.° 9, p. 858-859.
- CAVET P. (1957): Le Paléozoïque de la Zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre. (Étude stratigraphique et paléontologique).—*Bull. Carte Géol. Fr.*, t. IV, n.° 254, 216 p., 36 fig., 9 pl., 1 carte au 1:200.000".
- CHARLET J. M. (1963): La thermoluminescence des roches et son utilité en Géologie.—*Ann. Soc. Géol. Nord.*, t. LXXXIII, n.° 4, p. 243-258.
- CHARLET J. M. (1966): La thermoluminescence des roches quartzo-feldspathiques (application à l'étude des séries sédimentaires détritiques; intérêt dans la datation des granites).—*Thèse Fac. Polytechnique de Mons (Belgique)*, 236 p., 79 fig. Sous presse.
- CHARLET J. M., et WATERLOT M. (1969): La thermoluminescence utilisée dans l'étude de quelques sédiments quartzo-feldspathiques du Paléozoïque des Pyrénées centrales.—*Bull. Soc. Géol. Fr.* A paraître.
- CHARPENTIER J. DE (1823): Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées.—633 p., 1 carte, Paris.
- CLIN M. (1959): Etude géologique de la Haute Chaîne des Pyrénées centrales entre le Cirque de Troumouse et le Cirque du Lys.—*Th. Sc. Nancy*, 324 p., 27 pl., 1 carte au 1:50.000" (exemplaire ronéotypé).
Même texte *Mém. B. R. G. M.* (1964), n.° 27.

- CLIN M., et BEZANCON J. P. (1965): Le contact méridional du Massif granitique de Cauterets. Traits généraux et particularités structurales.—*Actes Soc. Linéenne de Bordeaux*, série B, n.° 6, t. 102.
- CLIN M., et MIROUSE R. (1963): Remarques sur l'évolution de la partie centrale et de la partie occidentale du domaine axial pyrénéen, à la veille de l'orogénèse hercynienne.—*C. R. Ac. Sc.*, t. 256, p. 216-218.
- CLIN M.; DE LA ROCHE H.; LELONG F., et POTY B. (1963): Nouvelles observations sur le massif granitique du Lys-Caillaouas (Pyrénées centrales).—*Sciences de la Terre*, t. IX, p. 149-174, 12 fig.
- COMTE P. (1959): Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère cantabrique.—*Mem. Inst. Geol. y Min. de España*.
- DALLONI M. (1910): Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon.—*Ann. Fac. Sc., Marseille*, t. XIX, 444 p., 5 fig., 4 pl., 1 carte.
- DALLONI M. (1913): Stratigraphie et tectonique de la région des Nogueras.—*Bull. Soc. Géol. France*, 4ème série, t. XIII, p. 243-263.
- DALLONI M. (1929): Le Carbonifère des Pyrénées catalanes.—*C. R. Congr. A.F.A.S.*, La Rochelle, 1928, p. 321.
- DALLONI M. (1930): Etude géologique des Pyrénées catalanes.—*An. Fac. Sc. Marseille*, t. XXVI, 373 p., 65 fig., 14 pl., 1 carte.
- DELATTRE CH. (1952): Recherches sur le Dévonien et le Carbonifère de la région de Morlaix.—*Mém. Carte Géol. dét. France*.
- DELATTRE CH., et WATERLOT G. (1959): Les formations rouges et vertes de Bréhec et Plourivo (Feuille de Tréguier au 80.000).—*Bull. Cart. Géol. Fr.*, n.° 257, tome LVI (1958), p. 53-62, 7 fig.
- DELATTRE CH., et WATERLOT M. (1963): Observations nouvelles sur le Carbonifère du Plan des Etangs (Hautes Pyrénées espagnoles).—*C. R. Ac. Sc.*, t. 256, p. 453-454.
- DELATTRE CH., et WATERLOT PAYRE M. (1967): Etude préliminaire du bassin carbonifère de Feixa-Castellás (Pyrénées espagnoles).—*Ann. Soc. Géol. Nord.*, t. LXXXVII, n.° 1, p. 21-30.
- DELÉPINE G.; DUBAR G., et LAVERDIÈRE J. W. (1929): Observations sur quelques gisements du Carbonifère des Pyrénées.—*C. R. somm. Soc. Géol. France*, p. 236-238.
- DELÉPINE G. (1930): Les zones à Goniatites du Carbonifère.—*Livre jubilaire cent. Soc. Géol. Fr.*, p. 213-233.
- DELÉPINE G. (1935 a): Contribution à l'étude de la faune du Dinantien des Pyrénées. Première partie: Goniatites et Crustacés des nodules phosphatés de l'Ariège.—*Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5ème série, t. V, p. 65-75, 1 pl.
- DELÉPINE G. (1935 b): Contribution à l'étude de la faune du Dinantien des Pyrénées. Deuxième partie: la faune de Mondette.—*Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5ème série, t. V, p. 171-189, 3 pl.
- DELÉPINE G. (1935 c): Le Carbonifère du Sud de la France (Pyrénées et Montagne

- Noire) et du NW. de l'Espagne (Asturies).—*Deuxième Cong. Av. Et. Strat. Carb. Heerlen*, t. I, p. 139-158.
- DELÉPINE G. (1943): Les faunes marines du Carbonifère des Asturies.—*Mém. Ac. Sc.*, tome 66, 122 p., 6 pl.
- DESTOMBES J. P. (1949): Stratigraphie de l'Ordovicien des Hautes Pyrénées.—*C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 138-140.
- DESTOMBES J. P. (1960): Le problème du Cambrien dans les Pyrénées françaises.—*C. R. 21^e sess. Cong. Géol. Int., Copenhague*, Abstracts, p. 66.
- DESTOMBES J. P., et VAYSSE A. (1947): Sur le Gothlandien de la Vallée de la Pique.—*Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5^{ème} série, t. XVII, p. 403-409, 1 pl.
- DESTOMBES J. P., et RAGUIN E. (1953): Les relations du granite et du Paléozoïque dans les Pyrénées luchonnaise (Haute Garonne).—*C. R. Soc. Géol. Fr.* (6), p. 337.
- DOLLÉ P. (1959): Note sur les méthodes de travail employées au laboratoire du Service géologique des H. B. N. P. C.—*Revue ind. Minérale*, vol. 41, n.° 2, p. 115-124.
- DURAND DELGA M., et LARDEUX H. (1958): Les lydiennes à Tentaculites de Cast Castel (Massif de Mouthoumet, Aude).—*C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 18-20.
- DUROCHER (1841-1844): Essai sur la classification du terrain de transition des Pyrénées.—*Ann. des Mines*, 3^{ème} série, t. VI, p. 15-113.
- ESCHER B. G. (1953): Une perspective-relief de la région du Trou du Toro et des Gouëils de Jouéou (Pyrénées centrales).—*Premier Congrès International de Spéléologie*, t. II, section I, 2 pages, 1 fig.
- FONTBOTÉ J. M. (1949): Nuevos datos geológicos sobre la cuenca alta del Ter.—*An. del Inst. Est. Gerundenses*, t. IV, 57 p., 4 fig.
- HEDDEBAUT CL. (1967): Découverte d'un Westphalien à plantes dans les Pyrénées basques françaises.—*C. R. somm. Soc. Géol. France*, fasc. 3, p. 81.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO A. (1942): Notas sobre la cuenca carbonífera de Erill-Castell (Lérida).—*Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, n.° 10.
- JACOB CH. (1930): Zone axiale, versant sud et versant nord des Pyrénées.—*Livre jubilaire cent. Soc. Géol. Fr.*, t. II, p. 389-410.
- JACOB CH., FALLOT P., ASTRE G., et CIRY R. (1926): Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées centrales et orientales.—*C. R. XIV^{ème} Congr. Intern. Géol.* (Madrid), 2^{ème} fasc., p. 335-411, 7 fig., 4 pl.
- JUNG J. (1953): Zonéographie et âge des formations cristallophylliennes des Massifs hercyniens français.—*B. S. G. F.*, 6^{ème} série, t. III, fasc. 4-6, p. 329-339.
- KEIZER J. (1953): La géologie de la couverture sédimentaire du Massif de l'Arize.—*Leid. Géol. Med. Deel* 18, p. 229-253, 16 fig., 1 carte au 1:50.000.
- KLEINSMIEDE W. F. (1960): Geology of the Valle de Arán (Central Pyrénées).—*Leid. Géol. Med. Deel* 25, p. 129-245, 77 fig., 1 carte.
- LAMARE P. (1936): Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne.—*Mém. Soc. Géol. Fr.*, t. XII, mém. n.° 27, 462 p., 7 pl.

- LAPPARENT J. DE (1911): Le Pic du Midi d'Ossau (Histoire d'un volcan à l'époque permienne).—*Bull. Soc. Fr. Min.*, t. 34, p. 270-317, 1 carte.
- LAVERDIÈRE J. W. (1930): Contribution à l'étude des terrains paléozoïques dans les Pyrénées occidentales.—*Mém. Soc. Géol. Nord.*, t. X, fasc. 2, 131 p., 12 fig., 1 carte, 8 pl.
- LEYMERIE A. (1868): Récit d'une exploration géologique de la vallée du Sègre.—*Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), 26, p. 653.
- LIZÁUR Y ROLDÁN J. DE (1951): Estudio sobre las conexiones subterráneas de las cabeceras de los ríos Esera y Garona.—*Inst. Geol. y Min. de España*, Libro Jubilar (1849-1949), t. II, p. 383-425.
- LLOPIS LLADÓ N. (1948): Sur le type tectonique du Paléozoïque de la Haute vallée du río Aragón (Pyrénées, Espagne).—*C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 95-97.
- LLOPIS LLADÓ N. (1966): Sur le Dévonien du synclorium de Cassamanya (Andorre, Pyrénées orientales).—*C. R. somm. S. G. F.*, 1966, fasc 1, p. 27.
- MALLADA L. (1878): Descripción física y geológica de la provincia de Huesca.—*Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*.—T. XV, 439 p., 1 carte au 1:400.000, 1 pl.
- MARTÍNEZ ALVAREZ J. (1962): Estudio geológico del reborde oriental de la cuenca carbonífera central de Asturias.—*Inst. de Est. Asturianos*. Diputación de Asturias, Oviedo, 2 tomes.
- MENDEL O. (1910): Stratigraphie et tectonique de l'îlot primaire de La Guardia, entre le Sègre et la Noguera Pallaresa.—*C. R. Ac. Sc.*, t. 151, p. B. 35-B. 39.
- MEY P. H. W.: (1967): The geology of the upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain.—*Leid. Geol. Med. Deel* 41, p. 153-219.
- MILON Y. (1927): Nouvelles données concernant le problème briovérien de Bretagne.—*C. R. somm. Soc. Géol. France*, p. 102-104.
- MILLOT G. (1964): Géologie des Argiles.—499 p., 75 fig., 12 pl., 15 tab'. Masson et Cie.
- MIROUSE R. (1959): Sur l'âge des andésites de la haute vallée du gave d'Aspe et de l'Aragón Subordan.—*C. R. Ac. Sc.*, t. 248, p. 2361-2363.
- MIROUSE R. (1962): Recherches géologiques dans la partie occidentale de la Zone Primaire Axiale des Pyrénées.—*Thèse Sc. Toulouse*, 2 tomes, 672 p., 96 pl., 135 fig., 1 carte h. t.
- MIROUSE R. (1966): Même texte.—*Mém. Serv. Carte Géol. dét. France*.
- MISCH P. (1934-1948): Estructura tectónica de la región central de los Pirineos. (*Publicaciones extranjeras sobre Geología de España*), t. IV, Madrid, 1948, 178 p., 51 fig., 6 pl.).—Traduction de: Der Bau Der Mittleren südpirenäen.—*Beitr. zur geol. der westlichen Mediterraengebiete*, n.° 13, Berlin, 1934, par Joaquín Gómez de Llarena.
- OVTRACHT A., et FOURNIE L. (1956): Signification paléogéographique des Griottes dévoniennes de la France méridionale.—*Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6^{ème} série, t. VI, p. 71-80.

- OVTRACHT A. (1960): Paléogéographie du Massif primaire de Mouthoumet (France).—C. R. 21^e sess. Congr. Géol. Int. Copenhague, part. XII, p. 56-64, 6 fig.
- RAGUIN E. (1938): Contribution à l'étude des gneiss des Pyrénées.—*Bull. Soc. Géol. France*, 6ème série, t. VIII, p. 11-35.
- RÍOS J. M. (1957): Memoria acerca de la organización y resultados logrados en el segundo campamento para prácticas de Geología "Panticosa 1956".—*Notas y Comunicaciones Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 45, 25 p., 12 pl.
- RÍOS J. M. (1958): Memoria acerca de la organización y resultados logrados en el tercer campamento para prácticas de Geología "Panticosa 1957".—*Notas y Comunicaciones Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 49, 13 p., 14 pl.
- RÍOS J. M. (1959): Memoria acerca de la organización y resultados logrados en el quinto campamento para prácticas de Geología "Canfranc 1959".—*Notas y Comunicaciones Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 56, 20 p., 17 pl.
- RÍOS J. M. (1960): Memoria acerca de la organización y resultados logrados en el sexto campamento para prácticas de Geología "Panticosa Hecho 1960".—*Notas y Comunicaciones Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 60, 23 p.
- ROGER PH. (1965): Etude stratigraphique et structurale de la zone des Nogueras, entre l'Esera et l'Isabena (Huesca, Espagne).—*Actes Soc. Linnéenne Bordeaux*, t. 102, série 3, n.º 5; 27 p., 1 carte 1:20.000
- ROUSSEL J. (1903): Sur le Carbonifère des Pyrénées.—*Bull. Soc. Géol. France* (4), 3, p. 439.
- RUIZ FALCÓ M., et MADARIAGA R. (1941): Aportación al estudio de los terrenos Carbonífero y Permiano en España.—*Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, tome LV, 3ème série, n.º 15, p. 145-247, 1 pl.
- RUSSEL D. (1935): Frequency percentage determination of detritical quartz and felspars.—*Journ. Sed. Petrology*, vol. 5, 1935, p. 104-114.
- SCHMIDT H. (1931): Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen.—*Abh. Ges. Wiss. Gött.*, III, H. 5, 85 p., 21 fig., 2 pl.
- SCHMIDT H. (1943): El Paleozoico en el Pirineo español.—*Publicaciones de manas sobre Geología de España*, t. 2, p. 101-201 (trad., M. San Miguel de la Cámara).
- SCHMIDT H. (1951): Nuevas faunas namurienses de los Pirineos occidentales de España.—*Publicaciones extranjeras sobre Geología de España*, t. VI, n.º 32, 23 p., 4 fig., 2 pl. (traduction de Neue Faunen aus dem Namur des nordöstlichen Spaniens.—*Zeitsch. der Paläont., Gesellschaft*, 23 3/4, p. 184-193).
- SCHULMANN N. (1959): Geology of Tornafort area, Central Pyrenees, Noguera de Pallaresa, Prov. de Lérida-Spain.—*Leidse Geol. Meded.*, Deel 24, pp. 407-414.
- SITTER L. U. DE (1950): El desarrollo del Paleozoico en el Noroeste de España.—*Publicaciones extranjeras sobre Geología de España*, t. V, p. 7-39, 9 fig.
- SITTER L. U. DE (1953): Note préliminaire sur la Géologie du Val d'Arán.—*Leidse Geol. Med.*, Deel 18, p. 272-280, 2 fig.

- SITTER L. U. DE, et ZWART H. J. (1953): Essai de géologie structurale comparative de trois chaînes tertiaires: Alpes, Pyrénées et Haut Atlas.—*Bull. Soc. Belge Géol. Paléontol. Hydrol.*, 62, fasc. 1.
- SITTER L. U. DE (1956): Structural Geology.—552 p., 309 fig., Mc Graw Hill, London.
- SITTER L. U. DE (1957): Corte geológico a través de los Pirineos centrales.—*Notas y Comunicaciones Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 46, 33 p., 16 fig.
- SITTER L. U. DE (1959): The structure of the axial zone of the Pyrenees in the province of Lérida.—*Estudios Geológicos*, vol. XV, p. 349-360, 4 coupes, 1 carte au 1:200.000°.
- SITTER L. U. DE (1962): The structure of the southern slope of the cantabrian Mountains: explanation of a geological map with section, scale 1:100.000°.—*Leidse Geol. Med.*, Deel 26, pp. 255-264.
- SITTER L. U. DE (1965): Explanation to the geological map of the cantabrian Mountains, sheet Pisuerga, scale 1:50.000°.—*Leidse Geol. Med.*, Deel 31.
- SITTER L. U. DE (1965): I Pirinei.—*Mem. Geo. pal. Univ. Ferrara*, vol. I, fasc. III, n.º 8, p. 199-209, 2 fig.
- SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE (1958): Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans les Pyrénées orientales (France et Espagne).—*Bulletin Soc. Géol. France*, 6ème série, t. VIII, p. 805-978, 22 fig.
- SOLÉ SABARÍS L. (1951): Los Pirineos. El Medio y el Hombre.—Editorial Alberto Martín, Barcelona.
- SOLÉ SABARÍS L.; FONTBOTÉ J. M.; MASACHS V., et VIRGILI C. (1956): Elementos estructurales de la Zona axial en el alto Ribagorzana.—*2ème Cong. Int. Et. Pyr.*, Luchon-Pau, t. 2, section I, p. 171-183, 1 coupe.
- STILLE H. (1951): Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen.—*Geol. Jahrb.; Beih* 2, 1 vol.
- TERMIER H., et TERMIER G. (1957): Histoire géologique de la Biosphère.—721 p., 117 fig., 35 cartes; Masson, Paris.
- TERMIER H., et TERMIER G. (1957): L'évolution de la Lithosphère.—*Orogenèse*, t. II, 345 p., 64 fig.; Masson, Paris.
- TERMIER H., et TERMIER G. (1960 a): Erosion et sédimentation.—412 p., 195 fig.
- TERMIER H., et TERMIER G. (1960 b): L'épirogenèse méso-carbonifère et ses conséquences.—*Bull. Soc. Géol. France*, 7ème série, t. II, p. 677-686.
- VAN DER LINGEN G. J. (1960): Geology of the Spanish Pyrenees, North of Canfranc, Huesca province.—*Estudios Geológicos*, t. 16, n.º 4, p. 205-242, 48 fig., 3 pl., 1 carte.
- VAN GINKEL (1965): Carboniferous Fusilinids from the Cantabrian Mountains (Spain).—*Leidse Geol. Med.* Deel. 34, p. 1-217.
- VAN LANDEWIJK J. E. (1960): Some descriptive remarks about the petrography and structure of the Panticosa massif (Spanish Pyrenees).—*Estudios Geológicos*, t. 16, n.º 1, p. 25-53, 1 fig., 1 dépl. h.-t.

- WATERLOT G. (1944): Sur l'extension au Pays basque de la grande faune graptolitique de Sardaigne.—*Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. 45, n.° 216, p. 255-264.
- WATERLOT G. (1945): Les Graptolites du Maroc. Première partie: Généralités sur les Graptolites.—*Mém. Serv. Géol. Mar.*, Mém. n.° 63, 112 p., 70 fig.
- WATERLOT G. (1948): La faune graptolitique spéciale à la mésogée occidentale.—*C. R. Ac. Sc.*, t. 226, p. 681-683.
- WATERLOT M. (1961): Contribution à l'étude de la série stratigraphique gothlandienne et anté-gothlandienne de la vallée du río Esera (province de Huesca, Espagne).—*Ann. Soc. Geol. Nord.*, t. LXXXI, p. 73-78, 1 pl.
- WATERLOT M. (1964): Note préliminaire à l'étude géologique du synclinorium carbonifère du Plan des Etangs (Pyrénées centrales espagnoles).—*Ann. Soc. Géol. Nord.*, t. LXXXIV, p. 137-140.
- WATERLOT M. (1965): Sur quelques caractères du Dévonien de la région de Benasque (province de Fuesca, Espagne).—*Ann. Soc. Géol. Nord.*, t. LXXXV, p. 247-250, 3 fig.
- WENNEKERS J. H. N. (1968): The geology of the Esera valley and the Lys-Caillaus Massif, Central Pyrenees, Spain, France.—*Leid. Geol. Med. Deel* 41, p. 221-267.
- WENSINK R. (1961): Paleozoic of the Gállego and Ara valleys, Huesca Province, Spanish Pyrenees.—*Estudios Geológicos*, vol. XVIII, p. 1-74, cartes h.-t.
- ZANDVLIET J. (1960): The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France-Spain.—*Leid. Geol. Med.*, Deel 25, p. 1-127, 46 fig.
- ZEILLER R. (1886): Note sur des empreintes houillères recueillies par M. Gourdon dans les Pyrénées centrales.—*Bull. Soc. Géol. France*, 5ème série, t. XIV, p. 328-329.
- ZEILLER R. (1895): Note sur la flore des gisements houillers de la Rhune et d'Ibantelly (Basses-Pyrénées).—*Bull. Soc. Géol. Fr.*, 23, p. 482-489, pl. VI.
- ZWART H. J. (1953): La Géologie du massif du Saint Barthélemy.—*Leid. Geol. Med.*, Deel 18, p. 1-228, 32 fig., 1 carte au 1:35.000".
- ZWART, H. J. (1965): Geological Map of the Central Pyrenees; sheet 6.—*Leid. Geol. Med.* 33, p. 191-254.

INDEX GÉOGRAPHIQUE

INDEX DES AUTEURS CITÉS

Cet index réunit, par ordre alphabétique, tous les noms de la toponymie ainsi que le nom de tous les auteurs cités avec les numéros des pages où ces noms sont mentionnés. Toutefois les numéros de pages de bibliographie n'ont pas été rappelés et je n'ai pas récapitulé les noms d'auteur de fossiles.

Les noms de río, ruisseau, torrent, montagne, col, pic, sierra, montaña, etc., sont cités à la lettre correspondant aux noms propres. Ainsi, par exemple, le río Noguera Pallaresa est cité à la lettre N, et Montaña de Bahent à la lettre B.

Tous les noms commençant par Ll ont été groupés à la fin de la lettre L.

Acherito (Puerto de)	25, 26, 40.
Acherito (Río de)	22, 51.
Adrall (Puig)	122, 126, 129.
Aguas Limpias	27, 36.
Aguiró	16, 107, 111, 112, 113, 114, 115, 116, 117, 118, 134, 185, 200, 201, 205, 212, 213.
Aigüalluts	72, 73, 77, 163.
Aiguamoix	84.
Alastrué	21, 108.
Almeia	21, 88, 90, 108, 112, 121.
Anaye (Ruisseau d')	22.
Anayet (Ibones de)	50.
Anayet (Pico del)	28, 30, 31, 50, 52.
Anchs	117.
Andorre ou Andorra	15, 16, 87, 88, 100, 101, 106, 183, 196.
Aneou (Pic d')	30.
Aneto (Pico de)	61.

Aneu (Pourtalet d', Coi). (Voir Pourtalet.)	
Aneu (Ruisseau d')	52.
Anie (Pic d')	15, 22, 50, 51, 193, 200.
Années	29.
Ansó	16, 51.
Ara (Río)	15, 55.
Aragón (Río)	25, 26, 42, 54.
Aragón Subordan (Río)	15, 22, 23, 24, 25, 26, 35, 37, 50, 51, 52, 132, 149, 150, 152, 211, 213.
Arán (Val d')	58, 60, 68, 107, 108.
Arestuy	105.
Argelès-Gazost	194.
Arize	195.
Arlet (Lac d')	24.
Armengaud	16.
Arralla de las Foyas (Massif de)	23.
Arrigal (Barranco del)	32, 33, 36.
Arroyeras (Lás)	44, 50.
Arties	59, 81, 86, 104.
Artiga de Lin	58.
Aspe (Font d')	39, 53.
Aspe (Vallée d')	29, 193.
Astós	56, 155.
Astós (Río)	61, 62, 211.
Astre	121.
Astún (Canal)	28, 52, 53, 132.
Astún (Monte)	28.
Asturies	191, 192, 203, 214.
Aure	195.
Auresi (So'ana de)	98.
Autran	90, 106.
Aydi	105.
Bagnères-de-Luchon	108.
Bahent (Montaña de)	127.
Baigt de Houer	35.
Baliera (Río)	110.
Baralet (Pic)	23, 24.
Barrancs (Torrent de)	58, 71.
Basiero	86, 104.
Bayasca (Río ou Torrent de)	87, 95, 98, 99, 100, 105, 134, 172, 181.

Beaugey	39.
Beherobie (Nive de)	193.
Bellonce (Bois de)	52.
Benasque	16, 107, 108, 134, 211.
Benasque (Baños de, Bains de)	62, 66, 180, 205, 206, 211, 212.
Benasque (Hospital de)	57, 58, 62, 66, 83, 84, 156, 180.
Benasque (Port de)	59, 62, 163.
Berasty (Barranco de)	104.
Bereu	127.
Beugnies	16.
Bezançon	36.
Bielsa	16.
Biescas	16.
Billare	25, 26, 52.
Bious-Artigues	35.
Bious (Col de)	52.
Bisauri	16.
Biscarbó	122, 124, 126, 129, 134, 172, 176, 177, 178, 184, 201.
Blanca (Tuca)	71, 72, 83.
Blanca (Tuqueta)	72.
Blanca (Valleta)	83.
Blancas Peñas	84, 85.
Blancas (Barranco de las)	43.
Blanche (Pene)	22, 23, 27, 149.
Bonaigua (Col de, Port de)	87.
Borce (Pont de)	52.
Bordas (Las)	58.
Bordas de Conflens	105.
Bosost	16.
Bouroz	192.
Boysaide (Barranco de)	123, 124.
Bresson	34.
Broquet	146.
Broto	16.
Brousset (Gave de)	32.
Bruay (Zone de)	111.
Bujaruelo	54, 56, 132.
Burch	87, 91, 95, 100, 103, 104, 105, 134, 172, 183.
Cadeac	195.
Caillaouas (Faille de)	61, 70, 71, 84, 85, 102, 104, 105, 107, 163, 164.

Calcin (Peña del)	47.
Campanal de Izas	38.
Campo de Troya	50, 52, 185.
Campos de Troya (Barranco de los)	44.
Canaveilles (Série de)	88.
Candanchú	39.
Caneján	16.
Canfranc	27, 38, 41, 42, 45, 49, 51, 54.
Cap del Bosch de Burch	101, 106.
Cap del Bosch de Farrera	95.
Caragol (El)	100.
Castejón de Sos	58, 107.
Castellás	107, 119, 121, 122, 124.
Castell Estalio	117.
Casteras	192, 193.
Casteret	58, 60.
Cauterets (Granite de, Massifs de) ...	35, 36, 52, 132, 194.
Cavet	21, 191, 196, 197.
Cevers	29.
Chalard	67.
Charlet	15, 141, 146, 147.
Chia (Sierra de)	58.
Cinca (Río)	58.
Cinco Villas	192.
Ciry	121.
Civis	95, 101, 105, 106, 172, 183.
Clin	21, 36, 50, 61, 63, 162, 164, 167, 191, 195, 196, 204, 206, 214.
Coma De To	121.
Coma La Vall	122.
Coma Romadera	104, 105.
Condiana (Sierra)	37, 43, 47.
Consaterre (Faille de)	61, 164.
Corneilla	196.
Corsin	50.
Cubil (Pic)	87.
Culivillas (Barranco de)	44, 49, 50, 132.
Dalloni	22, 27, 32, 34, 37, 38, 41, 43, 56, 60, 82, 87, 88, 108, 111, 112, 115, 116, 121, 164, 212.

Delatre	64, 82, 101, 107, 119, 123, 124, 129, 197, 200.
Delépine	34, 191, 196.
Diablo (Puente del)	44.
Dollé	16, 141, 142, 143, 213.
Dourdu (Brèche du)	123.
Durand-Delga	197.
Durocher	59.
Eaux-Chaudes (Les)	194.
Encamp	106.
Envalira (Port d')	106.
Enviny	112, 185.
Erill Castell	111.
Eriste	108, 205.
Escaleta (Vallée de, Valleta de)	62, 71, 72, 73, 74.
Esca'lo	86, 87, 105.
Escarilla (Barranco de)	97.
Escarilla	44.
Escarra (Pico de)	44, 47, 48.
Escarra (Río).....	27, 37, 38, 39, 41, 43, 44, 45, 46, 47, 49, 50, 51, 52, 53, 60, 132.
Escart	87, 95, 105.
Escart (Río d')	87, 95, 96, 97, 98, 134, 172, 181.
Escher	60.
Escrita (Río)	86.
Esera (Río)	16, 22, 45, 54, 56, 57, 58, 60, 62, 67, 68, 83, 84, 102, 107, 108, 109, 110, 152, 200, 204, 205, 207, 211.
Espahent	107, 119, 122, 123, 124, 126, 127, 176, 177, 178.
Espelunguère (Signal de)	51.
Espot	84, 86, 89, 97, 104.
Espot (Río d')	86.
Espot-Andorre (Synclorium de) ...	15, 31, 57, 61, 84, 85, 86, 87, 88, 90, 92, 93, 97, 98, 101, 102, 103, 105, 106, 108, 113, 134, 147, 153, 171, 179, 181, 182, 183, 186, 200, 201, 206, 207, 212, 213, 214.
Estaens (Lac de)	38, 51.
Estaron	87, 98, 105.
Esterrí de Aneu	16, 88.

Estrenère (Ruisseau)	32.
Etsaut	52.
Fallot	121.
Farrera	100, 103, 104, 105, 134, 183.
Feixa	107, 111, 121, 122, 125.
Feixa-Castellás-Espahent	15, 107, 110, 119, 120, 122, 123, 125, 126, 127, 128, 153, 172, 173, 177, 178, 184, 186, 197, 200, 201, 203, 204, 205, 206, 207, 212, 213.
Ferrer Condal (Don Luis)	94.
Flamisell (Río)	104, 111, 112, 113, 115, 116, 117, 185.
Fcix	108.
Font d'Aspe (Voir Aspe).	
Fontboté	21, 197, 203.
Forat de Aigüalluts (Voir Trou du Tro).	
Foratata (Peña)	36, 52.
Forcanada (Pico)	58.
Foratata (El)	36.
Fuente de Estua	85.
Gabiet (Pic de)	54, 194.
Gallegó (Río)	27, 32, 35, 43, 44, 45, 47, 50.
Garguanta (Punta de la)	50.
Garona (Río)	58, 59.
Garnne	58, 60.
Gavarnie	193, 194.
Geteu	195.
Gèze	197.
Gorreta de los Gabachos	51.
Gourden	59.
Graus	58.
Guardia de Arès (La)	119, 122, 123, 125, 127, 136, 172, 175, 176, 177, 178, 184.
Guardia (De la. Río)	119.
Güells de Jueu (Ou del)	58, 60, 83.
Gui's	121.
Guitard	90, 106.
Hebert	59.
Heddebaut	50, 193.

Holle (Ruisseau de)	54, 55, 194.
Hostalet	119.
Hoya de Balsera	44, 47, 48, 49, 132.
Ibantelly	193.
Igounce	193.
Isabena	110.
Isil	15.
Izas (Collado de)	38, 43, 47.
Izas (Faille de, Chevauchement d')...	39, 52, 54.
Izas (Canal d')	39, 42.
Jacob	121.
Jolis (Augustin)	16.
Jueu (Río de)	58.
Junyent	122.
Keizer	195, 196.
Kleinsmiede	60, 81, 82, 108, 162.
Labadie	28.
Labredère	29.
Laffite	200.
Lahn	62.
Lamare	192.
Lapazosa	55, 56.
Larbont	196.
Lariste (Pic)	23, 51.
Lary (Pic de)	56, 194.
Las Paules	109.
Las Tres Hugas (Pico de)	38, 43, 47.
Latorre	126, 127.
Lauribar	192.
Laverdière	192.
Lelong	61.
Lena	192.
Lérida	88, 112, 121.
Lescun	27, 28.
Leyde (Leiden)	56, 60, 88, 107.
Leymerie	59.
Liena	16.
Lizáur y Roldán (Juan de)	60.

Los Calcites (Pic de)	27, 32, 33, 35, 36, 41, 52, 132.
Los Tres Hombres (Pico de)	27, 41, 43, 47.
Loudenvielle	195.
Lourdes (Pic de)	54, 194.
Louron	195.
Lurien	194.
Lys	195.
Lys Caillaouas	58, 61, 84, 102, 171, 205.
Llacunes (Les)	122, 125.
Llaborre	88.
Lladrós	88.
Llaunes (Voir Ribera)	
Llavorsi	87, 91, 93, 103, 104, 182.
Lliterola	55.
Llopis Lladó	16, 91.
Magdalena (Río)	87, 105, 106.
Maladetta ou Maladeta	16, 21, 56, 57, 58, 59, 61, 62, 68, 71, 72, 73, 74, 77, 79, 80, 81, 84, 85, 86, 91, 101, 102, 104, 107, 164, 165, 166, 199, 202, 205.
Mallada	27.
Malls (Pic des)	105.
Manega (Torrente de)	87.
Marcadau (Port de)	36.
Marimaña	88.
Martínez Alvarez	191.
Massana (La)	183.
Mata (Río de la)	98.
Matarrosa	126, 127, 129.
Mendibelza	193.
Mengel	119, 121, 125.
Menorias (Las)	54.
Menut (Mont)	123.
Mey	16, 109.
Millot	186.
Milon	123.
Mina (Casa de la)	24.
Mirouse	15, 21, 22, 23, 24, 26, 27, 28, 29, 32, 34, 35, 36, 39, 40, 46, 51, 55, 56, 67, 191, 193, 194, 195, 197, 199, 200, 203.

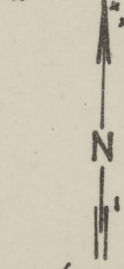
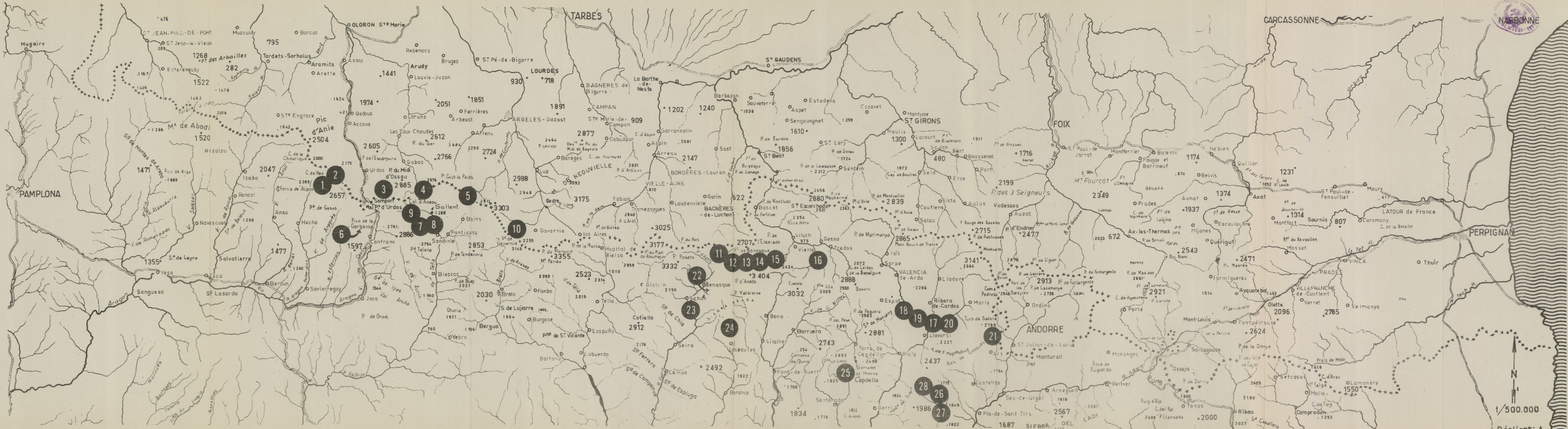
Misch	121.
Moines (Col des)	52.
Molesa (Puig)	119.
Molinos (Centrale de los)	113, 116.
Mompuis	83, 84.
Moncán (Pic)	123.
Mondette	196.
Monrós	113, 114, 117.
Montagne Noire	197.
Montaneta	163.
Montlouis-Andorre	86, 105.
Montsegur	195.
Moustarde (Pic)	52.
Mouthoumet	191, 197.
Negra (Sierra)	101.
Negro (Río)	58, 59, 63, 77, 78, 79, 80, 83, 84, 85, 86, 88, 134, 155, 157, 160, 180.
Negros (Pico de los)	58, 77, 79, 83, 84.
Nere (Pene)	58.
Nere (Estany)	58.
Neufontanas	36.
Nive	192.
Noguera de Cardós (Río de)	87, 91, 92, 93, 95, 100, 103, 105, 134, 172, 182, 186.
Noguera de Lladorre	91.
Noguera de Tor	91, 110.
Noguera de Val Farrera (ou N. de Val de Farrera)	87, 106, 172.
Noguera Pallaresa (Río)	87, 89, 95, 98, 100, 121.
Noguera Ribagorzana (Río)	80.
Oli (Col de)	113.
Orgaña	16, 117, 123.
Os (río de)	106.
Ossau	32, 52, 193.
Otal	55, 56.
Ovtracht	197.
Paderna (Pico de, Pic de)	58, 66, 72.
Paderna (Torrent de)	58, 66.
Paderna (Lago de)	64, 65.

Pallerols (Río)	119.
Panticosa	27, 35, 36, 52, 132.
Paris	193.
Parroquia de Orto	119.
Pau (Col de) ou Pa'ò (Puerto del)...	23, 25.
Pauls	113.
Pedaing (Bois de)	52.
Peyrenère (Ruisseau)	39.
Picada (Puerto de la)	68, 70, 159.
Piedra del Cantó	122.
Pista Grande	34, 38, 39, 41, 49, 51, 53, 132.
Plan des Etangs ou Plan dels Estanys	15, 16, 24, 31, 56, 57, 58, 59, 60, 61, 62, 63, 64, 65, 65, 67, 69, 71, 75, 80, 81, 82, 83, 84, 85, 86, 88, 90, 102, 108, 132, 134, 147, 153, 154, 156, 157, 159, 160, 161, 162, 163, 164, 165, 167, 169, 171, 179, 180, 186, 195, 201, 203, 205, 207, 212, 213, 214.
Plan dels Estanys (Valleta de!)	83.
Pobella	113.
Pobla de Segur.....	87.
Pomero (Pico de).....	63, 71, 72, 74, 77, 83, 132.
Pondiellos (Barrancos de)	36.
Portalet (Fort du)	52.
Port Lazo	200.
Posets	16.
Poty	61.
Pourtalet d'Aneu (Col)	27, 28, 32, 44, 50, 52.
Prada (Sierra de)	119.
Puiforniu	126.
Puig Adrall. (Voir Adrall.)	
Puy (Serrat de)	113, 114, 117.
Puig Molesa. (Voir Molesa.)	
Quimboa alto	22, 51.
Raca	42.
Raguin	106.
Renanue	109, 110.
Rencluse ou Renclusa (Refuge ou Re- fugio)	63, 68, 69, 70, 71, 77, 84, 132, 156, 159, 163, 180.

Respumoso (Lago de)	35.
Rhune (La)	192.
Rialp	125.
Ribagorça	16.
Ribera de Suar	86.
Ribera de Llaunes	85.
Rinconada	28.
Rius (Faille de).....	85.
Rius (Lac de)	35.
Ríos	21, 88, 90, 108, 112, 121.
Rivereta (Canal de la)	58, 72, 84.
Robaszynski	141.
Roche (H. de la)	61.
Roger	110, 111.
Roig (Serrat)	113, 117.
Romadera (Coma). (Voir Coma.)	
Roselló (Pico) ou Pic Rosell	86, 97, 98, 105.
Rouge (Pic)	22, 23, 24, 25, 26, 27, 149.
Roy (Barranco de)	117.
Roya (Canal)	28, 30, 52, 53, 132.
Rubió	119, 121, 125.
Russell	141, 142, 146, 213.
Sabollera (Torrente)	87.
Saburó	86.
Sahun	107, 108.
Saint Barthélemy	195.
Saint Jean Pied de Port	192.
Saison	193.
Salies (Crête de)	58, 72.
Salies (Pic de)	58, 81.
Sallent	16, 27, 36, 38, 47.
Salvaguardia	84, 163.
Sampelayo	112.
San Juan (Sierra de)	119.
San Maurici - San Mauricio	62, 86, 97, 105.
San Miguel (Ermita de)	127.
San Nicolás de Bujaruelo	16.
San Qui	127.
San Quiri	117.
San Quirico	124, 127.
Sansanet	39.
Sardiello-Berrade (Barranco de)	86.

Schmidt	27, 31, 43, 59, 67, 108.
Schuman	121.
Segre (Río)	15, 107, 110, 119, 121, 204, 211, 214.
Semir de Arquer (D. Ramón de) ...	16.
Senterada	115.
Seo de Urgel	15, 16, 119, 126.
Serrat de Puy. (Voir Puy.)	
Serrat Roig. (Voir Roig.)	
Sesue	109.
Seta (Río)	38, 51.
Seunes	27, 34.
Sia	36, 194, 199.
Sitter (De)	60, 108, 112, 121, 191.
Solans	126, 127.
Solé Sabarís	17.
Somport	27, 28, 54.
Soques	32, 33, 35, 36, 132.
Sorigüera	122, 125, 126, 136.
Sort	16, 112, 119.
Suar. (Voir Ribera.)	
Têt	196.
Tirvia	16, 87, 89, 94, 102, 103, 104, 105, 106, 172.
To. (Voir Coma de To.)	
Tobazo (Monte)	38, 39, 40, 42, 51, 54.
Tornafort	121.
Toro (Collado de)	79, 80.
Toro (Pico de)	58.
Toro (Trou du) = Forat de Aigüal- luts	57, 60, 63, 70, 71, 72, 74, 83, 132.
Torrassa (Pont de la)	86.
Torre (Arroyo de la)	126.
Torre de Capdella	107, 111, 112, 113, 114, 115, 116, 117, 118, 134, 185, 200, 201, 205, 212, 213.
Tosquera	43.
Tozal de Fontana	59.
Tredós	81, 86, 104.
Trejubell	123.
Troumouse	195.
Urdós	27, 28, 29, 32, 35, 37, 50, 51, 52.
Valarties	57, 58, 59, 77, 81, 83, 85.
Valencia de Are	88.

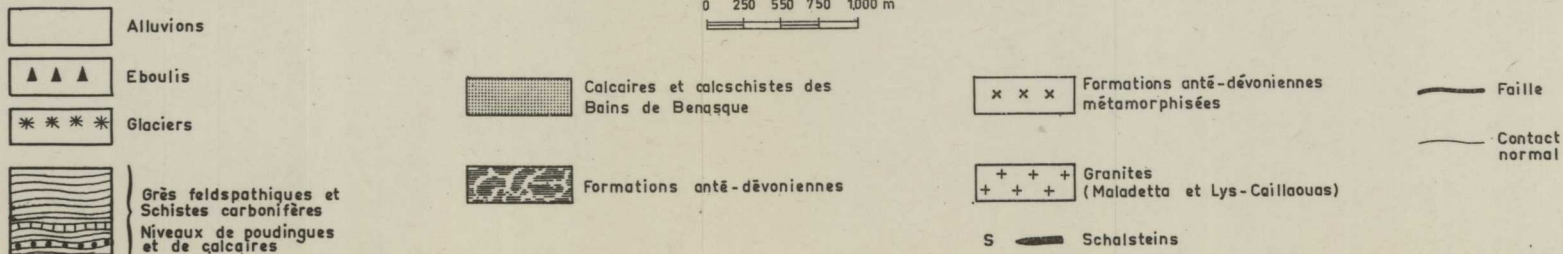
Valira (Gran)	86, 87.
Valleta (Pico de la)	66.
Van der Lingen	27, 28, 31, 38, 52, 53, 54.
Van Ginkel	192.
Verte (Montagne)	194.
Vertiente de Revertera	123.
Viella	59, 80, 87.
Viella (Hospital de)	80.
Viella (Túnel de)	59, 77, 84, 158.
Vilaller	16, 107, 109, 110, 111, 121, 134, 185, 201.
Villamur	121.
Villamuerta (Lac, Lago de)	63, 68, 69, 70, 84, 132, 159, 180.
Villanova	107, 108, 109, 134, 147, 153, 167, 169, 170, 195, 197, 203, 205, 214.
Villarrubla	126.
Vuelta de las Negras	43.
Wagner	43.
Waterlot (G.)	200.
Waterlot (M.)	63, 81, 82, 107, 108, 119, 124, 129, 164, 197, 206.
Wennekers	56.
Wensink	27, 35, 36, 38, 41, 43, 47, 53, 55, 56.
Zandvliet	88, 89, 90, 91.
Zeiller	37, 43, 59, 193.
Zuriza	16.
Zwart	60, 101, 108, 112, 195, 196.

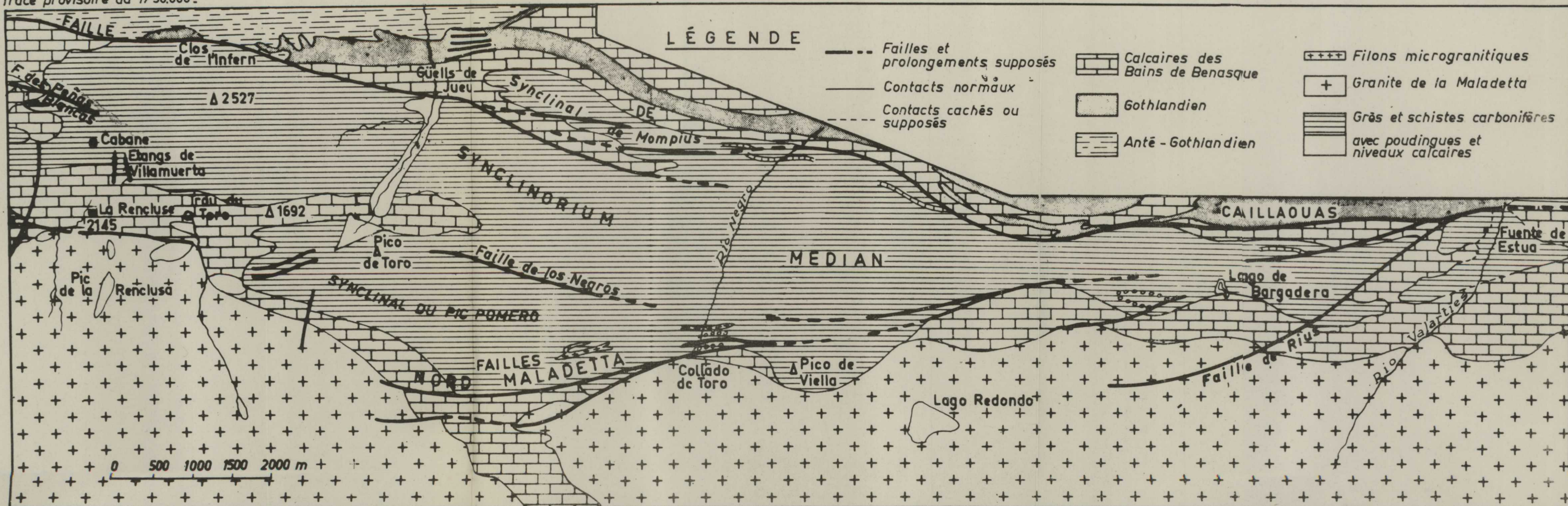


1/500.000

Dépliant: A

Carte Géologique de la partie occidentale du Synclinorium du Plan des Etangs

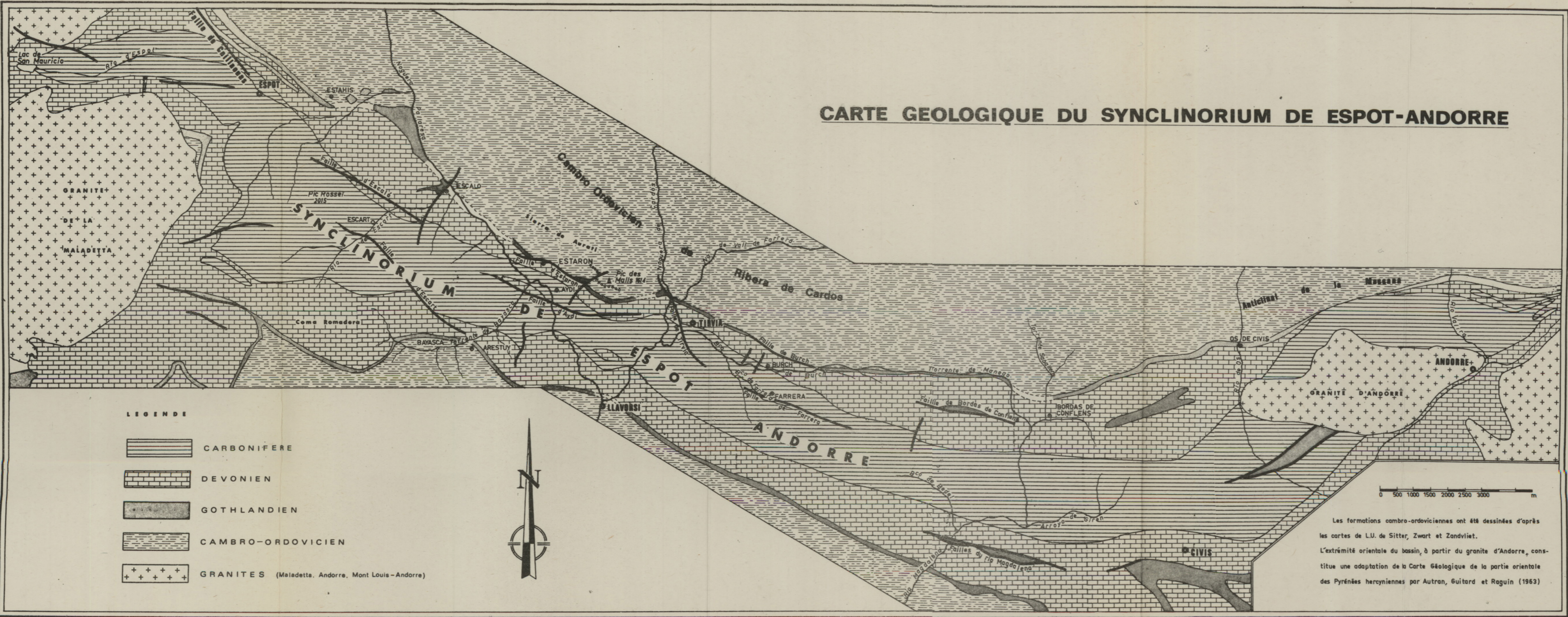




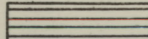
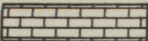

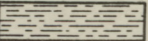
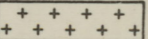
CARTE GÉOLOGIQUE DU SYNCLINORIUM CARBONIFÈRE DU PLAN DES ÉTANGS

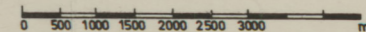
Les sédiments anté-dévonien situés au N du synclinerium ont été représentés à partir de la feuille 7 de la "GEOLOGICAL MAP OF THE CENTRAL PYRENEES" de MM. de Sitter, Zwart et Kleinsmiede

CARTE GEOLOGIQUE DU SYNCLINORIUM DE ESPOT-ANDORRE



LEGENDE

-  CARBONIFERE
-  DEVONIEN
-  GOTHLANDIEN
-  CAMBRO-ORDOVICIEN
-  GRANITES (Maladetta, Andorre, Mont Louis-Andorre)

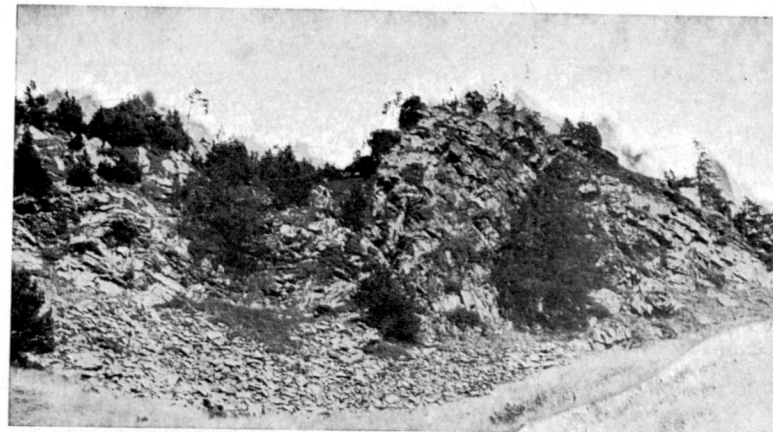


Les formations cambro-ordoviciennes ont été dessinées d'après les cartes de L.U. de Sitter, Zwart et Zandvliet.
 L'extrémité orientale du bassin, à partir du granite d'Andorre, constitue une adaptation de la Carte Géologique de la partie orientale des Pyrénées hercyniennes par Autran, Guitard et Raguin (1963)

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

LÉGENDE DE LA PLANCHE I

Photo 1.—Extrémité orientale du Plan des Etangs s/s. Exemple de tectonique affectant les grès et les schistes carbonifères.



A gauche de la photo, correspondant au N., un synclinal carbonifère assez plat chevauché, de manière très localisée, par un autre synclinal dont on ne voit ici, dans la partie droite de la photographie, que le flanc septentrional. Ce léger chevauchement correspond au passage de la faille de Peñas Blancas.

Photo 2.—Haute vallée de l'Esera. Dépression située à l'endroit où le chemin qui descend de la Rencluse se divise en deux pistes dont l'une descend vers le Plan des Etangs tandis que l'autre remonte vers le Trou du Toro (cf. p. 68). Cette photo montre, de droite à gauche, donc du S. au N. les calcaires et calcschistes subverticaux sur lesquels reposent en concordance parfaite les schistes et grès carbonifères. Un filon de microgranite recoupe à la fois le Dévonien et le Carbonifère. Le début de la série carbonifère est, dans le détail, représenté par fig. 19.

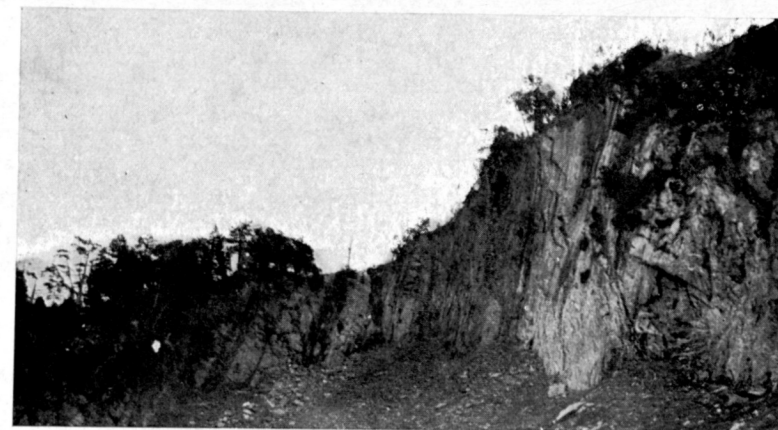
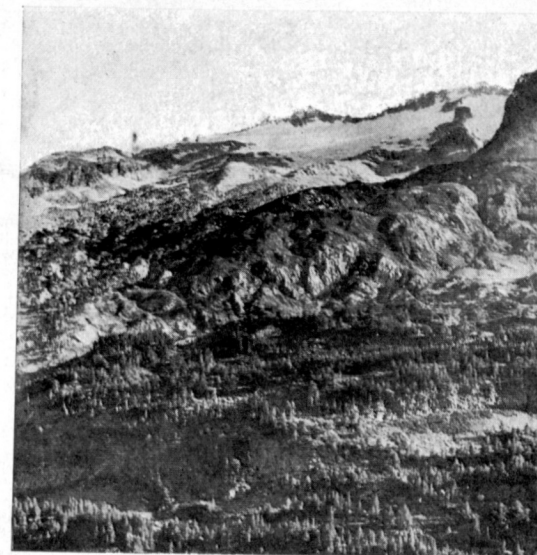


Photo 3.—Revers septentrional de la Maladetta, à l'aplomb du Plan des Etangs s/s. On distingue, de l'arrière-plan au premier plan, soit du S. au N. :

- le granite de la Maladetta et le glacier;
- le Dévonien calcaire au niveau de la Rencluse, sensiblement au milieu de la photo;
- les grès et schistes carbonifères dont la zone d'affleurement correspond sensiblement aux conifères.



LÉGENDE DE LA PLANCHE 2

Photo 1.—Passage du Dévonien au Carbonifère. Flanc septentrional du Synclinorium de Espot-Andorre.

On voit, au premier plan, la masse conique du rocher appelé "El Caragol" montrant à sa base des schistes carbonifères et au dessus des calcschistes et des calcaires dévoniens (fig. 35). Le contact entre les deux formations est souligné par le bouquet d'arbres.

Au second plan, on distingue nettement les sédiments dévoniens de teinte assez claire sur lesquels se trouvent les deux pylônes électriques, et au sommet, le village d'Estaron.

A l'arrière plan, couverts d'arbustes de petite taille, les sédiments cambro-ordoviciens. Le niveau gothlandien assez mince, n'est pas visible sur cette photo.

Photo 2.—Vue du flanc septentrional du synclinorium de Espot-Andorre prise au chemin allant de Tirvia à Burch. Le commentaire de cette photo est donné en légende de la fig. 37.

Photo 3.—Passage du Dévonien au Carbonifère. Flanc septentrional du synclinorium.

A gauche de la photographie, les derniers sédiments dévoniens dont les différents bancs, de résistance inégale, déterminent de nombreux ressauts dans la topographie.

A partir du centre de la photographie et vers la droite se développent les schistes carbonifères qui sont à l'origine d'une topographie assez molle.

Au premier plan et se dirigeant vers l'E., donc vers l'arrière de la photographie, la piste allant de Tirvia à Burch.

1



2



3



LÉGENDE DE LA PLANCHE 3

Photo 1.—Passage de la faille de Latorre à la sortie septentrionale du hameau de Latorre.

Les calcaires dévoniens qui, au milieu de la photographie, se relèvent à la verticale, reposent sur les schistes carbonifères à pendage N. visibles à la base de la photo.

L'accident est ici situé sensiblement au niveau du marteau, à la base de la banquette gazonnée oblique. Le N. est à gauche de la photographie.

Photo 2.—Bordure septentrionale du bassin carbonifère de Feixa-Castellás.

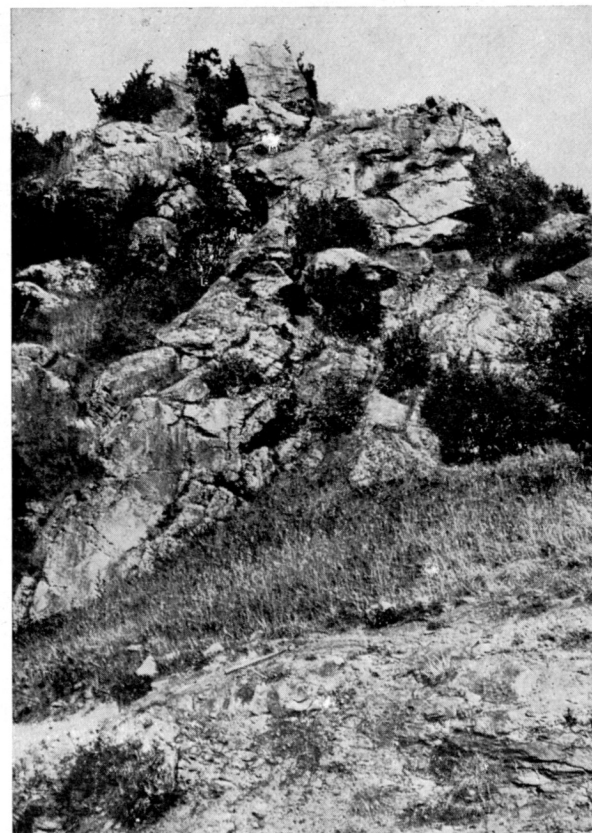
Cette photo a été prise un peu au N. du sommet de Puig Adrall.

L'W. est à gauche et l'E. à droite de la photo. Au premier plan, les schistes carbonifères constituant l'extrémité occidentale du synclinal de Biscarbó et cachant les sédiments dévoniens situés en contrebas.

Au second plan, la dépression déterminée par le lit du barranco del Canto.

Au centre de la photo, le village de Les Llacunes situé sur les formations permotriasiques.

A l'arrière plan, les formations cambro-ordoviciennes de la Sierra de San Juan, souvent laissées en friche et couverte d'arbustes. Elles sont entaillées par le lit du barranco de Coma Sarrera descendant du N.



LÉGENDE DE LA PLANCHE 4

Photo 1 à 6.—Gothlandien du pont St. Jaime près de Benasque (Huesca).

1. *Monograptus mutuliferus* Meneghini (× 2).
2. *Monograptus latus* Mc Coy (× 2).
3. *Monograptus mutuliferus* var. *strigosus* Gortani (× 2).
4. *Monograptus mutuliferus* Meneghini (× 2).
5. *Monograptus mutuliferus* Meneghini (× 2).
6. *Monograptus flemingii* Salter (× 2).

Photo 7 et 8.—Dévonien. Echantillons recueillis en amont des Baños de Benasque.

Favosites eifeliensis Goldfuss.

Photo 7: × 2.

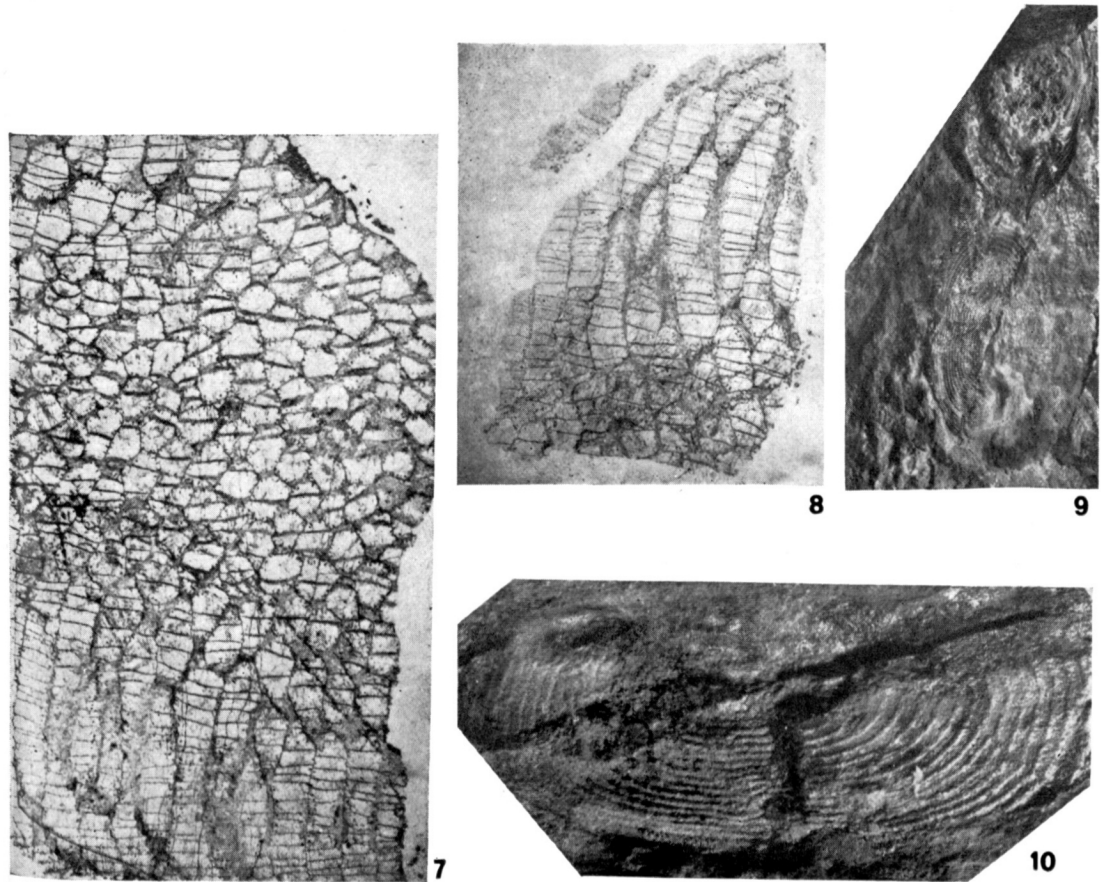
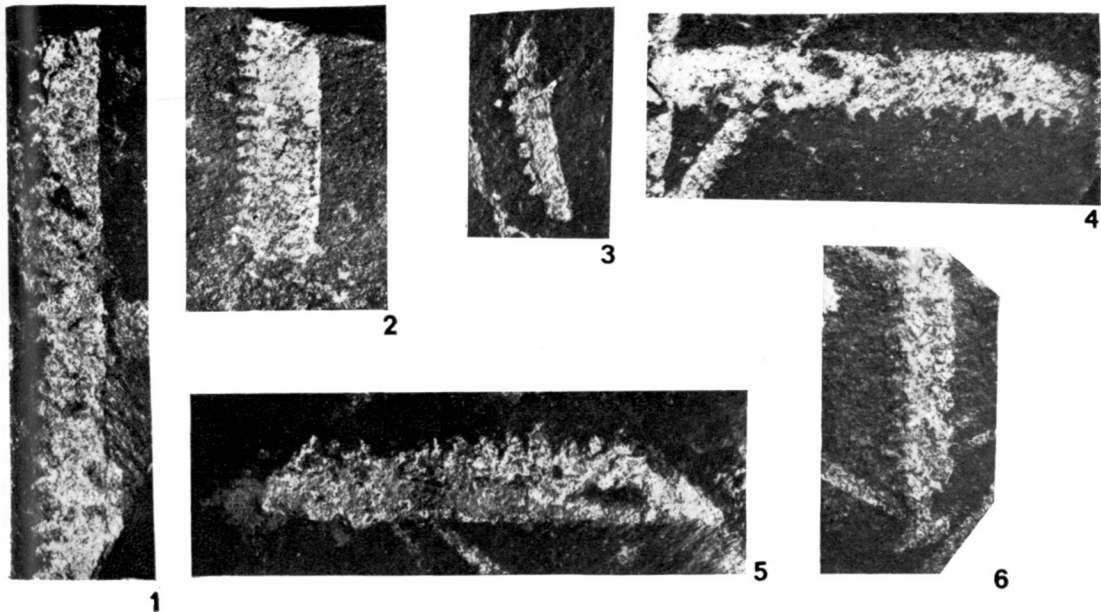
Photo 8: × 2.

Photo 9 et 10.—Carbonifère du Plan des Etangs. Echantillons recueillis au Plan des Etangs s/s.

Proshumardites karpinski R. Tch.

Photo 9: G N.

Photo 10: × 2.



LÉGENDE DE LA PLANCHE 5

Photo 1 (× 30 LP).—Ech. 66 S4. Grès feldspathique de la base de la série du synclinal d'Aragón Subordan (cf. p. 149).

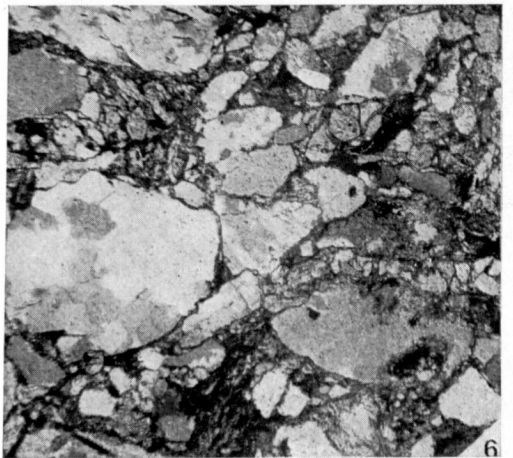
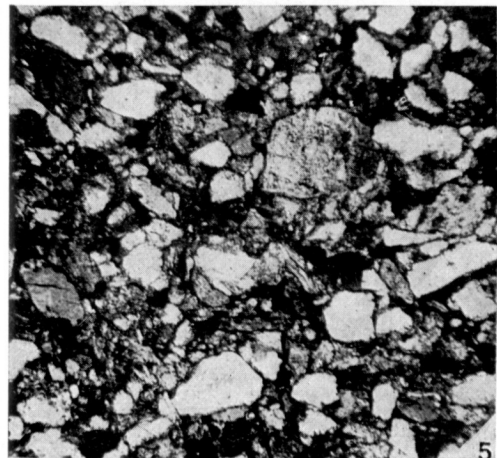
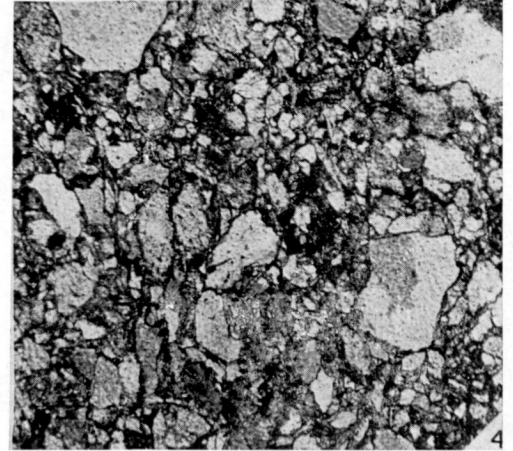
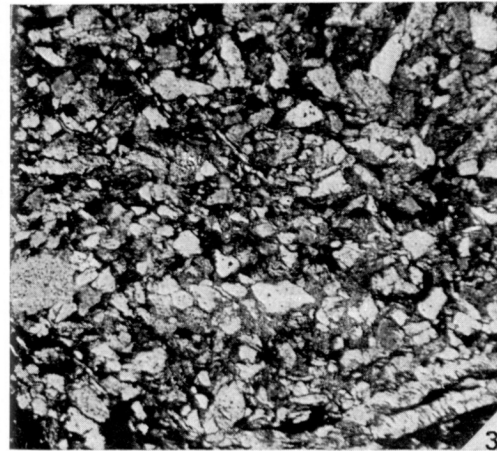
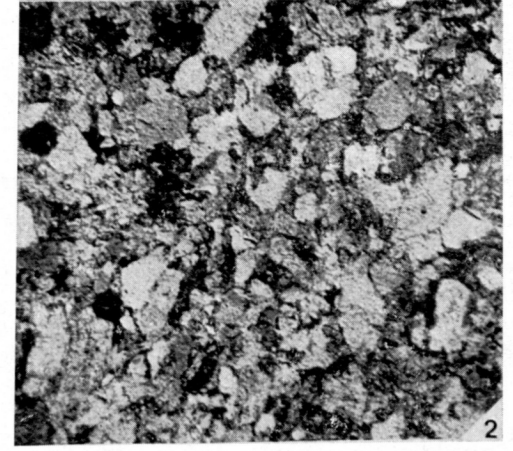
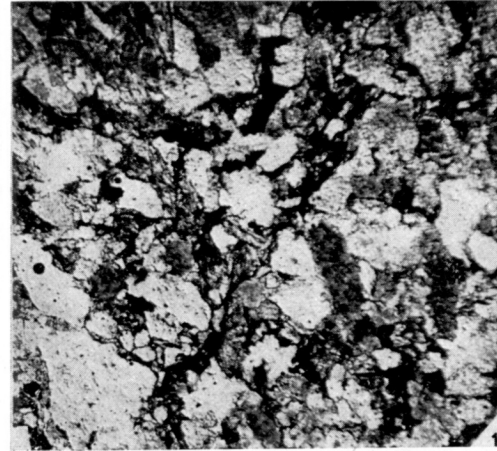
Photo 2 (× 30 LP).—Ech. 66 S6. Même provenance. La description de ce grès est donnée p. 151.

Photo 3 (× 30 LP).—Ech. 66 S7. Même provenance. Grès fin, peu feldspathique, fortement micacé.

Photo 4 (× 30 LP). Ech. 65 81. Série carbonifère du Plan des Etangs s/s. Grès feldspathique grossier polydispersé (cf. p. 155).

Photo 5 (× 30 LP).—Ech. 62 44. Série carbonifère du Plan des Etangs. Plan des Aigüalluts. Grès fortement micacé.

Photo 6 (× 30 LP).—Ech. 225. Série carbonifère du Plan des Etangs s/s. Microconglomérat de la base de la série détritique.



LÉGENDE DE LA PLANCHE 6

Photo 1 (× 30 LP).—Ech. 65-85. Série carbonifère du pont de Villanova. Micro-poudingue à muscovites abondantes (cf. p. 168).

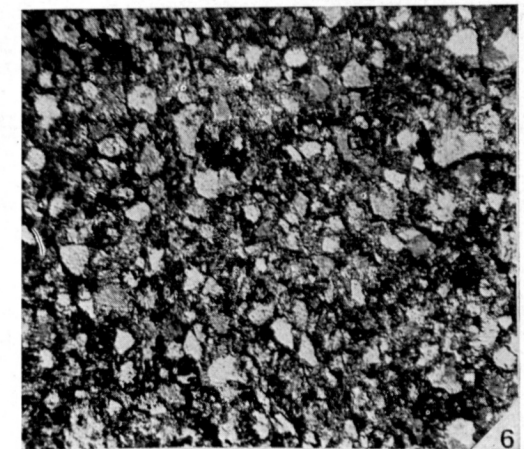
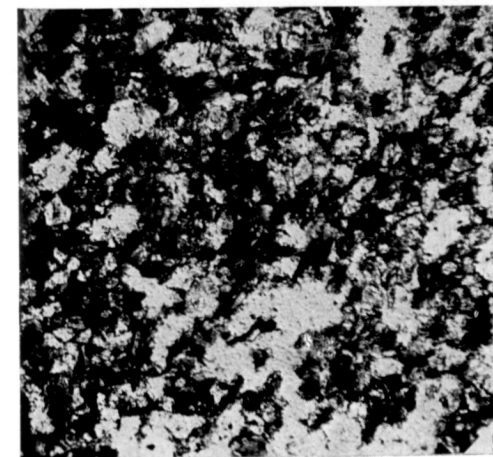
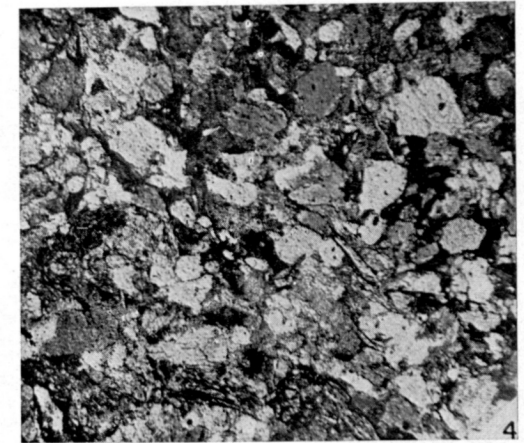
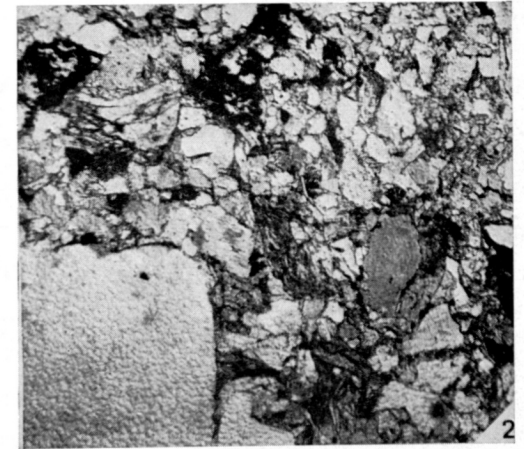
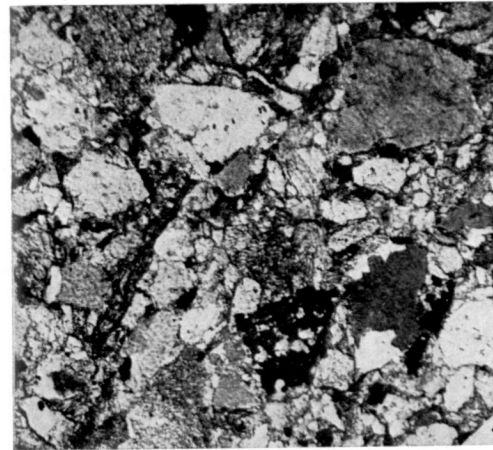
Photo 2 (× 30).—Ech. 65-90. Même provenance (cf. p. 169).

Photo 3 (× 30 LP).—Ech. F17. Carbonifère de Feixa-Castellás-Espahent. Premier niveau gréseux de la série de La Guardia de Arès (cf. p. 174).

Photo 4 (× 30 LP).—Ech. F19. Même origine. Grès mal calibré à éléments de quartzites (cf. p. 174).

Photo 5 (× 30 LP).—Ech. F23. Même origine. Grès assez fin micacé, pratiquement sans feldspaths (cf. p. 175).

Photo 6 (× 30 LP).—Ech. 66-F3. Carbonifère de Feixa-Castellás-Espahent. Premier niveau gréseux de la série de Biscarbó.



LISTE DES FIGURES

	PAGE
Fig. 1.—Synclinal Pene-Blanche-Pic Rouge. Coupe dans la haute vallée du río Aragón Subordan entre le Cuartel de Carabineros et le Puerto del Palo	23
Fig. 2.—Tableau de corrélations stratigraphiques des formations carbonifères du Synclinal d'Aragón Subordan... ..	25
Fig. 3.—Carbonifère du Bassin d'Urdo... ..	29
Fig. 4.—Coupe schématique entre le Pico del Anayet et la frontière... ..	30
Fig. 5.—Carbonifère de Los Calcites-Pic Soques. Formations inférieures calcaires. Haute vallée du Barranco del Arrigal	33
Fig. 6.—Vue panoramique de la vallée du río Aragón au niveau de la Station internationale de Canfranc... ..	42
Fig. 7.—Viséen du río Escarra... ..	44
Fig. 8.—Stratigraphie du Carbonifère du río Escarra. Schéma théorique... ..	45
Fig. 9.—Base du Carbonifère. Hoya de Balsera... ..	48
Fig. 10.—Tableau récapitulatif schématique de la stratigraphie du Carbonifère de la région du río Escarra	49
Fig. 11.—Coupe géologique montrant le rôle tectonique des sédiments détritiques du Westphalien. Extrait de Van der Lingen	53
Fig. 12.—Vue panoramique de la haute vallée du río Aragón... ..	54
Fig. 13.—Stratigraphie des terrains carbonifères dans la haute vallée de Holle (d'après Mirouse, 1962)	55
Fig. 14.—Coupe N.-S. au niveau du Plan des Etangs s. s.	64
Fig. 15.—Coupe N.-S. au niveau du Lago de Paderne... ..	65
Fig. 16.—Stratigraphie du Plan des Etangs s. s.... ..	65
Fig. 17.—Pseudo-discordance du Plan des Etangs... ..	66
Fig. 18.—Coupe N.-S. au niveau des lacs de Villamuerta	68
Fig. 19.—Contact entre le Dévonien et le Carbonifère. Coupe levée entre la Rencluse et les lacs de Villamuerta... ..	69
Fig. 20.—Base de la série carbonifère au niveau de la Rencluse et des lacs de Villamuerta	70

	PAGE		PAGES
Fig. 21.—Coupe N.-S. au niveau de la Tuca Blanca (W. du Pico de Pomeró)	71	Fig. 51.—Histogrammes et pourcentages de feldspaths. Série carbonifère détritique du Plan des Etangs s. s. ...	154
Fig. 22.—Carbonifère du Pico de Pomeró... ..	72	Fig. 52.—Histogrammes et pourcentages de feldspaths des premiers bancs gréseux. Dépression carbonifère située sous la Rencluse... ..	156
Fig. 23.—Vue orientée N.-S. du fond du Plan des Aigüalluts... ..	73	Fig. 53.—Histogrammes et pourcentages de feldspaths des premiers bancs gréseux. Synclinaux situés entre l'Hospital de Benasque et le Plan des Etangs s. s.	157
Fig. 24.—Vue schématique N.-S. du contact, au niveau de la Valleta de la Escaleta entre la granodiorite de la Maladetta et les calcaires dévoniens	73	Fig. 54.—Histogrammes et pourcentages de feldspaths. Premiers niveaux gréseux, 1 km. à l'E. de l'entrée septentrionale du Tunnel de Viella	158
Fig. 25.—La série carbonifère au niveau du Pico de Pomeró	74	Fig. 55.—Granulométrie et pourcentage des feldspaths du dernier banc gréseux de la série inférieure au premier niveau calcaire, entre le Puerto de la Picada et la dépression située entre la Rencluse et les lacs de Villamuerta... ..	159
Fig. 26.—La série carbonifère du niveau du río Negro	78	Fig. 56 et 57.—Les sens courants dans le Carbonifère du Synclinorium du Plan des Etangs... ..	161
Fig. 27.—Dessin, d'après photographie, du flanc oriental du Pico de Los Negros... ..	79	Fig. 58 et 59.—Blocs diagrammes montrant la genèse des sédiments détritiques carbonifères du Synclinorium du Plan des Etangs... ..	165-166
Fig. 28.—Coupe de long de la rive droite du río Negro... ..	80	Fig. 60 et 61.—Etude des formations gréseuses du Carbonifère de Villanova	170
Fig. 29.—Pseudo-discordance du Plan des Etangs	82	Fig. 62.—Analyses granulométriques des grès de la base de la série carbonifère de Feixa-Castellás-Espahent... ..	173
Fig. 30.—Coupe schématique, rabattue dans un plan N.-S. du synclinorium Espot-Andorre le long de la Noguera de Cardós... ..	92	Fig. 63.—Origine des sédiments de la base du Carbonifère dans le bassin de Feixa-Castellás-Espahent... ..	177
Fig. 31.—Synclinorium de Espot-Andorre. Série carbonifère de la Noguera de Cardós... ..	93		
Fig. 32.—Coupes géologiques schématiques le long du río d'Escart	96		
Fig. 33.—Synclinorium de Espot-Andorre. Série carbonifère du río d'Escart	97		
Fig. 34.—Synclinorium de Espot-Andorre. Série carbonifère du río de Bayasca	98		
Fig. 35.—Coupe schématique le long du torrent de Bayasca	99		
Fig. 36.—Coupe géologique simplifiée à l'E. de Burch	100		
Fig. 37.—Vue du flanc septentrional du synclinal de Espot-Andorre	103		
Fig. 38.—Croquis panoramique pris de la route de Burch à Farrera	104		
Fig. 39.—Coupe au niveau de Enviny (d'après L. U. de Sitter)... ..	112		
Fig. 40.—Carbonifère de Torre de Capdella-Aguiró. Série stratigraphique... ..	114		
Fig. 41.—Coupe dans le Carbonifère de Torre de Capdella-Aguiró... ..	114		
Fig. 42.—Coupe le long de la rive droite du río Flamisell au S. de Torre de Capdella	116		
Fig. 43.—Carte géologique simplifiée de la région Torre de Capdella et Aguiró	118		
Fig. 44.—Carte géologique du bassin carbonifère anté-stéphanien du Feixa-Castellás-Espahent	120		
Fig. 45.—Séries stratigraphiques dans le Carbonifère de Feixa-Castellás-Espahent	122-123		
Fig. 46.—Coupes géologiques dans le Carbonifère de Feixa-Castellás-Espahent	128		
Fig. 47.—Préparation et taille d'un échantillon de grès... ..	145		
Fig. 48.—Dessin des histogrammes... ..	145		
Fig. 49.—Histogrammes des niveaux gréseux de la base de la série détritico carbonifère (haute vallée de l'Aragón Subordán)... ..	150		
Fig. 50.—Diagramme montrant le pourcentage de feldspaths et le pourcentage cumulé des classes 1, 2 et 3	152		

TABLE DES MATIÈRES

	Page
Avant-Propos	9
PREMIÈRE PARTIE : Généralités.....	13
DEUXIÈME PARTIE : Etude stratigraphique et tectonique du Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles.....	19
Chapitre premier : Description des différents bassins carbonifères anté-stéphanien.....	21
I. Le Carbonifère des régions comprises entre le río Aragón Subordan et le río Esera	22
1. Le synclinal d'Aragón Subordan (Synclinal Pene Blanque-Pic Rouge).....	22
A) Généralités et situation géographique.....	22
B) Coupe le long du chemin allant du Cuartel de Carabineros à la France par le Col de Pau (Puerto del Palo)	23
C) Coupe dans les contreforts du Pic Rouge.....	24
D) Description des coupes établies sur le versant français	26
E) Tableau de corrélations stratigraphiques des formations carbonifères du Synclinal d'Aragón Subordan	26
2. Terminaison méridionale du Carbonifère du Bassin-d'Urdos.....	27
A) Généralités et situation géographique.....	27
B) Carbonifère compris entre les crêtes dominant le Col du Somport et le Col du Pourtalet	28
a) Généralités	28
b) Stratigraphie du Canal Astún et du Canal Roya	28
c) Le Carbonifère de Los Calcites-Pic Soques	32
d) Le Carbonifère compris entre le massif granitique de Caunterets et le massif granitique de Panticosa	35
C) Le Carbonifère du río Escarra	37
a) Historique de l'étude	37
b) Localisation géographique	38
c) Etude du Carbonifère de la Pista Grande	38
Généralités	38
Stratigraphie détaillée du Carbonifère de la Pista Grande.....	39

	<u>Page</u>
d) Etude du Carbonifère du río Escarra sensu-stricto ...	41
Généralités ...	41
Localisation des coupes... ..	43
Coupe de base (partie haute du bassin du río Escarra)	46
Coupe dans la région de Hoya de Balsera	47
Observations dans la haute vallée du Barranco de Cullivillas... ..	50
3. Grands traits tectoniques des bassins carbonifères de l'Aragón Subordan et de la terminaison méridionale du bassin d'Urdo	50
4. Le Carbonifère compris entre la vallée de Bujaruelo et le río Esera	54
A) Le Carbonifère de la vallée de Bujaruelo... ..	54
B) Affleurements situés à l'E. de la vallée du Bujaruelo et à l'W. du río Esera	56
II. Le Carbonifère de la bordure Nord et Nord-Est du massif granitique de la Maladetta... ..	57
1. Le Synclinorium carbonifère du Plan des Etangs... ..	57
A) Localisation géographique	57
B) Etude géologique... ..	59
a) Historique	59
b) Stratigraphie et étude géologique des formations voisines: Anté - Gothlandien, Gothlandien, Dévonien, Granite du Lys Caillaouas, Granite de la Maladetta... ..	61
Les massifs granitiques	61
Le massif du Lys-Caillaouas... ..	61
Le massif de la Maladetta	61
Les formations anté-dévonniennes	62
Les formations dévonniennes... ..	62
c) Etude des coupes stratigraphiques détaillées... ..	63
Généralités et localisation des coupes... ..	63
Coupe au niveau du Plan des Etangs sensu-stricto... ..	63
Coupe au niveau de la Rencluse et des lacs de Villamuerta... ..	68
Coupes au niveau du Forat des Aigüalluts et du Pico de Pomeró	71
Coupe dans le Carbonifère de la Vallée du río Negro	77
Extrémité orientale du Synclinorium du Plan des Etangs... ..	81
Résumé de la stratigraphie du synclinorium carbonifère du Plan des Etangs... ..	81
d) Les grands traits tectoniques du Synclinorium carbonifère du Plan des Etangs... ..	82
Le contact entre le Dévonien et le Carbonifère ...	82
Les principaux plis	83
Les principales failles	84

	<u>Page</u>
2. Le Synclinorium carbonifère de Espot-Andorre	86
A) Localisation géographique	86
B) Etude géologique... ..	87
a) Historique	87
b) Les grandes lignes stratigraphiques des formations antérieures au Carbonifère du Synclinorium de Espot-Andorre	90
Le Cambro-Ordovicien et le Gothlandien... ..	90
Le Dévonien... ..	90
c) Etude des coupes stratigraphiques détaillées... ..	91
Stratigraphie du Carbonifère le long du río Cardós (coupe-type)... ..	91
Localisation des autres coupes effectuées	95
Coupe géologique le long du río d'Ecart... ..	95
Coupe géologique le long du torrent de Bayasca... ..	98
Coupe entre Burch et Farrera	100
Terminaison orientale du synclinorium de Espot-Andorre... ..	101
d) Grands traits tectoniques du Synclinal de Espot-Andorre... ..	102
III. Le Carbonifère des régions situées au Sud et au Sud-Est du Massif granitique de la Maladetta, entre le río Esera et le río Segre... ..	107
1. Le Carbonifère de la région de Benasque et de Villanova ...	107
A) Région de Benasque... ..	107
B) Région de Villanova... ..	108
2. Le Carbonifère de Vilaller et les affleurements carbonifères de la partie occidentale de la Zone des Nogueras... ..	109
A) Le Carbonifère de Vilaller... ..	110
B) Le Carbonifère de la partie occidentale de la zone des Nogueras... ..	110
3. Le Carbonifère de Torre de Capdella-Aguiró... ..	111
A) Localisation géographique. Historique... ..	111
B) Description de la série stratigraphique	113
a) Le Dévonien terminal	113
b) La série stratigraphique carbonifère	113
Localisation des coupes utilisées pour l'établissement de la stratigraphie	133
Description d'une série synthétique	113
C) Les grands traits tectoniques du Carbonifère de Torre de Capdella-Aguiró	117
4. Le Bassin carbonifère anté-stéphanien de Feixa-Castellás-Espahent... ..	119
A) Localisation géographique	119
B) Historique de l'étude géologique du bassin	119
C) Stratigraphie du bassin carbonifère de Feixa-Castellás ...	122

	Page
a) Localisation des coupes étudiées... ..	122
b) Coupe dans la région de Biscarbó	122
c) Coupe dans la région de la Guardia de Arés	123
Base de la série	123
Partie supérieure de la série	124
d) Coupe à l'aplomb de Sorigüera	125
D) Grands traits tectoniques du bassin carbonifère de Feixa-Castellás-Espahent	126
Chapitre deuxième: Tableaux résumant la stratigraphie du Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles ...	131
TROISIÈME PARTIE: Etude sédimentologique du Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles... ..	139
Chapitre premier: Les méthodes utilisées	141
I. Méthodes granulométriques	141
1. Prise des échantillons... ..	141
2. Méthode de comptage	142
3. Utilisation de la méthode de D. Russell	146
II. Utilisation de la thermoluminescence des quartz et des feldspaths	146
III. Les schistes... ..	147
Chapitre deuxième: Les formations gréseuses	149
I. Etude granulométrique des formations grésos-feldspathiques carbonifères du synclinal d'Aragón Subordan (Synclinal Pene Blanque-Pic-Rouge)... ..	149
1. Etude des grès feldspathiques de la base de la série du synclinal d'Aragón Subordan	149
2. Evolution latérale d'un banc gréseux	151
II. Etude sédimentologique des formations grésos-feldspathiques du Synclitorium du Plan des Etangs	153
1. Etude granulométrique	153
A) Les séries basales... ..	153
B) Les séries supérieures	160
2. Renseignements fournis par la thermoluminescence	162
3. Conclusions paléogéographiques à l'étude sédimentologique des formations grésos-feldspathiques du Synclitorium du Plan des Etangs... ..	164
III. Etude granulométrique des formations gréseuses de la région de Villanova	167
IV. Etude sédimentologique des grès calcareux et des calcaires gréseux du Synclitorium de Espot-Andorre... ..	171

	Page
V. Etude granulométrique des formations gréseuses du bassin de Feixa-Castellás-Espahent... ..	172
1. Série de la Guardia de Arés	172
2. Série de Biscarbó... ..	176
3. Conclusions	176
Chapitre troisième: Les Schistes... ..	179
QUATRIÈME PARTIE: Comparaisons et étude paléogéographique	189
Chapitre premier: Resumé des travaux récents traitant de la stratigraphie du Carbonifère, des Asturies au Massif de Mouthoumet	191
Chapitre deuxième: Les grandes lignes paléogéographiques	199
I. Les différentes aires paléogéographiques	199
II. Succession chronologique des mouvements orogéniques	206
CINQUIÈME PARTIE: Conclusions	209
Liste bibliographique... ..	215
Liste des termes géographiques et des auteurs cités... ..	223
Planches photographiques	237
Liste des figures... ..	251