P. COMTE

RECHERCHES SUR LES TERRAINS ANCIENS DE LA CORDILLÈRE CANTABRIQUE

A CASIANO DE PRADO

A CHARLES BARROIS

A V A N T - P R O P O S

> C'est ainsi que toutes les sciences qui sont soumises à l'expérience et au raisonnement doivent être augmentées pour devenir parfaites. Les anciens les ont trouvées seulement ébauchées par ceux qui les ont précédés; et nous les laisserons à ceux qui viendront après nous en un état plus accompli que nous ne les avons reçues. Comme leur perfection dépend du temps et de la peine, il est évident qu'encore notre peine et notre temps nous eussent moins acquis que leurs travaux, séparés des nôtres, tous deux, néanmoins joints ensemble doivent avoir plus d'effet que chacun en particulier.
>
> PASCAL (Traité du Vide).

Parmi les savants qui m'ont précédé dans le Nord du Léon et ses confins asturiens, CASIANO DE PRADO et CHARLES BARROIS sont ceux dont l'oeuvre a été la plus vaste et la plus féconde.

CASIANO DE PRADO, observateur pénétrant et infatigable, n'a sans doute jamais eu, même dans son pays, toute la notoriété qu'il méritait. C'est lui qui a fait connaître les principaux gisements de fossiles primaires du Léon; on lui doit aussi une intéressante monographie sur le district de Sabero.

CHARLES BARROIS n'a recueilli que peu d'observations dans le Nord du Léon, mais ses recherches stratigraphiques dans les Asturies intéressent plus ou moins directement les contrées voisines. J'ajouterai que l'ouvrage de l'illustre géologue lillois sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice, conçu dans un esprit essentiellement analytique, m'a souvent, à cet égard, servi de modèle.

Ces deux éminents savants m'ont ouvert la voie. Leur oeuvre, dominée

par une haute probité intellectuelle, sera de ce fait toujours perfectible. En hommage à leur mémoire et en témoignage de reconnaissance, j'ai tenu à leur dédier cet ouvrage.

J'ai voulu introduire le maximum d'objectivité dans le présent travail où la stratigraphie tient une place prépondérante. Les circonstances ne m'ont cependant pas toujours favorisé puisqu'à diverses reprises mes documents ont subi de graves dommages et que certaines de mes observations n'ont pu être complétées. Néanmoins il m'a été possible de rédiger ce mémoire en ne faisant appel qu'aux données bien établies et dans la présentation je me suis efforcé de séparer sans équivoque les faits des hypothèses. Le même souci d'objectivité m'a conduit à réduire au minimum les représentations schématiques dont la fallacieuse clarté résulte habituellement d'une sélection ou d'une déformation arbitraire des faits. Mais les fondements mêmes de ce travail ne devaient pas être négligés, c'est pourquoi j'ai tenté à plusieurs reprises d'éprouver mes méthodes, bien qu'elles soient toutes d'essence classique, ainsi que la valeur des notions sur lesquelles je m'appuie, même lorsqu'elles sont élémentaires et couramment admises.

Quelle que soit, cependant, la part de l'effort personnel qu'un chercheur peut apporter dans son oeuvre, celle-ci reflète en premier lieu les idées et les méthodes qu'il a acquises de ses Maîtres au cours de sa formation scientifique.

M. LÉON BERTRAND dont j'ai suivi l'enseignement à l'École Normale Supérieure et à l'Institut de Géologie appliquée, a été non seulement mon premier Maître, mais c'est lui qui m'a attiré vers la géologie alors que je me destinais à d'autres sciences. Qu'il reçoive ici le témoignage de ma plus profonde reconnaissance et de mon indéfectible attachement.

M. L. BARRABÉ m'a dirigé aussi à mes débuts. Je lui dois une bonne part de mes connaissances pratiques et il a toujours été pour moi un conseiller très sûr et bienveillant. Je tiens à lui en exprimer ma plus vive gratitude.

A la Sorbonne, j'ai eu aussi pour Maîtres MM. CH. JACOB, A. MICHEL-LÉVY, L. JOLEAUD; j'ai suivi leur enseignement avec le plus grand intérêt. M. A. LACROIX et M. CH. JACOB m'ont fait allouer un crédit pour la confection de la carte placée à la fin de cet ouvrage; je les en remercie très vivement. Je remercie également M. A. MICHEL-LÉVY qui a bien voulu examiner pour moi plusieurs lames minces de roches éruptives provenant du Léon.

Aux États-Unis où j'ai reçu un accueil qu'il m'est impossible d'oublier, j'ai tiré le plus grand profit de l'enseignement théorique et pratique de géologie de l'Université de Princeton dont les principaux professeurs, auxquels je garde une très profonde gratitude, étaient MM. BUDDINGTON, FIELD, HOWELL, SAMPSON, THOM.

Le travail que je présente a été rédigé à l'Université de Lille sous la direction de M. P. PRUVOST et de Mgr G. DELÉPINE.

M. P. PRUVOST dont j'étais devenu l'assistant peu après mon retour des États-Unis, m'a prodigué dès mon premier séjour à Lille une sollicitude de chaque instant qui au cours des événements de ces dernières années s'est affirmée encore davantage. La gratitude et la reconnaissance que je dois à ce Maître éclairé et bienveillant sont sans bornes et s'étendent à tous les domaines. C'est en particulier grâce à lui que des documents importants concernant ce mémoire ont été sauvés de la desctruction en 1940. Mon voeu le plus vif est que malgré l'indépendance qu'il m'a laissée, cette oeuvre porte un peu l'empreinte de l'éminent successeur de J. GOSSELET et de CH. BARROIS.

Mgr DELÉPINE a eu l'obligeance de délaisser pendant plusieurs semaines ses recherches dans les Asturies pour m'initier à la stratigraphie des terrains anciens des Régions Cantabriques. Depuis lors il n'a cessé de me conseiller de la façon la plus fructueuse et de me faire profiter de sa vaste érudition. Je ne saurais trouver de termes assez chaleureux pour lui exprimer combien mes sentiments de reconnaissance sont profonds.

L'Espagne pour le géologue est un pays plein d'attrait et le travail lui est facilité par les qualités d'intelligence, de complaisance et d'hospitalité de la population toute entière. Je tiens spécialement à exprimer ma reconnaissance aux ingénieurs des mines pour les nombreux renseignements qu'ils m'ont fournis, en particulier à M. JOSÉ REVILLA, auteur d'un important ouvrage sur les richesses minières du Léon, M. P. H. SAMPELAYO, vocal de l'Institut Géologique et savant justement réputé, M. E. CUETO, connu également pour ses publications géologiques, MM. L. et J. PORTUONDO et M. E. CORUGADO.

I N T R O D U C T I O N

INTRODUCTION

Très variée dans son aspect, pleine d'attrait par la beauté de ses paysages, captivante pour le géologue par le nombre des problèmes qu'elle pose comme pour le prospecteur par ses richesses minérales, la Cordillère Cantabrique n'a cependant pas suscité tout l'intérêt qu'elle mérite. Bien que parcourue depuis un siècle par un certain nombre de géologues et malgré les nombreux travaux dont elle a fait l'objet, il n'était guère possible d'en faire une étude d'ensemble détaillée s'appuyant sur des données vraiment objectives.

En 1934, la première lacune qui, à mon sens, se présentait pour la connaissance d'ensemble de la Cordillère, concernait la stratigraphie des terrains anciens du Léon, contrée dont les richesses paléontologiques avaient pourtant été célébrées par Casiano de Prado, Verneuil, Barrande, Mallada, Oehlert. L'objet principal de ce travail était donc, à l'origine, l'étude stratigraphique des terrains anciens du Nord de la province de Léon et plus spécialement du Dévonien; par la suite les données que j'ai recueillies tant en Léon que dans les régions avoisinantes, ont quelque peu élargi le domaine dans lequel je pensais tout d'abord me cantonner. J'ai été ainsi conduit à réviser les terrains primaires des Asturies et à m'intéresser à la tectonique de toute la partie occidentale de la Cordillère.

Les terrains anciens du Léon, comme la majeure partie de ceux des Asturies, n'ont pas été affectés par le métamorphisme et c'est là leur intérêt. Ces terrains se prêtent en effet, grâce aux fossiles conservés, à une stratigraphie précise et de nombreuses zones peuvent y être définies; l'étude de l'architecture des couches peut à son tour s'établir sur des données réelles.

&&&

Dans cette introduction, je me propose d'abord de placer ce travail dans son cadre en définissant la Cordillère Cantabrique et en y situant la région étudiée. L'historique de la question est ensuite envisagé. Enfin pour faciliter au lecteur la compréhension du corps principal de l'ouvrage je donne la description schématique d'une coupe type de manière à faire ressortir les principales unités stratigraphiques et les caractères les plus frappants de la tectonique locale.

L'ouvrage se divise en trois parties: une partie stratigraphique, une partie paléontologique et une partie tectonique.

La première constitue, comme je viens de le dire, la partie principale de ce travail. La composition des séries antécarbonifères est établie par l'analyse des nombreuses coupes qu'offre la région. Les terrains carbonifères dont G. Delépine a abordé l'étude par le versant asturien y sont décrits très brièvement. Le Crétacé et le Tertiaire, n'ayant été l'objet d'aucune étude nouvelle de ma part, sont très sommairement traités; quelques mots à leur propos étaient néanmoins nécessaires, car il en est question dans la dernière partie de l'ouvrage.

La partie paléontologique, que le lecteur complétera par un mémoire sur des fossiles de la même région paru il y a quelques années (1), a été spécialement développée dans le but d'appuyer la stratigraphie sur une documentation solide.

Des levers géologiques au 25.000^{ème}, des coupes de détail, ainsi que quelques plans miniers, m'ont fourni des documents précis sur la tectonique régionale qui fait l'objet de la troisième partie.

L'ouvrage se termine par un chapitre intitulé "Vue d'ensemble et

---

(1) P. Comte, Brachiopodes dévoniens. Ann. de Paléont., 37 (1938), p. 41-88, 4 pl.

conclusions" dans lequel les principaux résultats acquis sont exposés sous une forme plus synthétique.

I

La Cordillère Cantabrique. Définition et limites.

La côte Nord de la Péninsule Ibérique est bordée, depuis les provinces basques jusqu'aux abords de la Galice, par des chaînons et des massifs montagneux souvent élevés, dont l'ensemble constitue la Chaîne ou Cordillère Cantabrique. Née en Guipuzcoa où elle fait suite aux Pyrénées, elle conserve une direction sensiblement Est-Ouest jusque dans la partie orientale des provinces d'Oviedo (Asturies) et de Léon, puis s'incurve vers le Nord à l'approche de sierras venant du Sud. Les principaux chaînons dessinent alors dans la région moyenne et occidentale des Asturies et les parties voisines du Léon, des arcs de forte courbure qui atteignent la côte avec une direction S.O.-N.E., parfois presque E.-O.

A l'Ouest, la Cordillère Cantabrique s'appuie sur le massif de Galice (inclus dans la Cordillère par quelques auteurs), formé de montagnes généralement moins élevées. Au Sud elle est bordée par les vastes plateaux de la Vieille-Castille. Ainsi comprise, la Cordillère est longue de 400 kilomètres et large de 80 à 140.

La ligne de partage des eaux entre les versants septentrional et méridional de la Cordillère est à peu près parallèle à la côte. Les hauts sommets dépassent 2.500 mètres, mais ne sont pas toujours situés au voisinage de cette ligne.

Toutes ces montagnes côtières doivent leur relief actuel aux mêmes mouvements que ceux qui ont donné naissance aux Pyrénées. Les distinc-

tions entre Pyrénées, Cordillère Cantabrique et Massif Galicien ne sont cependant pas arbitraires; elles ont un sens géologique que nous allons préciser maintenant.

C'est dans la région de Tolosa en Guipuzcoa que s'effectue la jonction des Pyrénées et de la Cordillère. A l'Est du méridien de Tolosa s'étendent les Pyrénées basques constituées par des terrains primaires et triasiques fortement plissés, elles diffèrent déjà des Pyrénées proprement dites par l'absence de la "zone primaire axiale". A l'Ouest de ce méridien affleurent essentiellement des terrains jurassiques et surtout crétacés affectés de plis à grand rayon de courbure. C'est le début de la Cordillère Cantabrique, son style tranche ainsi nettement avec celui des Pyrénées basques (1).

Depuis Tolosa jusqu'au méridien de San Vicente de la Barquera, ce sont toujours les terrains secondaires, où domine le Crétacé, qui affleurent. Cependant l'axe de la Cordillère se relève progressivement vers l'Ouest, et l'on voit apparaître dans la région de Torrelavega d'importantes étendues de Trias accompagnées de petits affleurements primaires. La partie de la Cordillère ainsi délimitée par les méridiens de Tolosa et de San Vicente de la Barquera est désignée par les géologues et géographes espagnols sous le nom de <u>région basco-cantabrique</u>. Rappelons ici, à propos de l'origine du nom de la Cordillère, que c'est dans cette région et dans les Pyrénées occidentales, que vivaient autrefois les ancêtres des Basques, les Cantabres, restés célèbres par les luttes qu'ils ont soutenues héroïquement pendant des siècles contre les Romains.

Entre le méridien de San Vicente de la Barquera et le Massif Gali-

---

(1) P. Lamare. Recherches géologiques. <u>Mém. Soc. Géol. France</u>, 12, fasc. 1 à 4, 1936.

cien, la Cordillère présente presque exclusivement des terrains primaires non métamorphiques: c'est la région Asturico-léonaise. Cette région est dominée par un imposant massif, composé en majeure partie de calcaires carbonifères, le Massif des Picos de Europa, où la Cordillère atteint ses plus hauts sommets: la Torre de Cerrudo (2.645 m. la Torre del Llanibrion (2.640 m.), la Peña Vieja (2.615 m.). La région Asturico-léonaise est bien connue par ses richesses minérales; Pline vantait déjà l'or et l'étain de ces contrées, mais depuis un siècle on y exploite plutôt la houille, le zinc, et, à un moindre degré, le fer.

Bien qu'il n'y ait pas à vrai dire de séparation précise entre la Cordillère Cantabrique et le Massif Galicien, on peut considérer le méridien de Luarca ou celui de l'embouchure du rio Navia comme une limite satisfaisante entre ces deux ensembles montagneux. A l'Ouest de cette ligne, les terrains deviennent métamorphiques et des massifs granitiques apparaissent. La plus grande partie de la Galice est d'ailleurs formée de roches éruptives et cristallophyliennes.

Une autre différence entre les deux systèmes montagneux est celle qui a trait à la direction et à la nature des plis. Dans la région Basco-cantabrique de la Cordillère, la direction moyenne des plis qui affectent la couverture secondaire est Est-Ouest. En Galice, les plis dessinent tous de grands arcs dont la concavité est tournée vers l'Est; ils se rattachent manifestement par là à ceux de la Meseta et n'ont plus de rapport avec ceux de la Chaîne Cantabrique. Dans la région Asturico-léonaise on observe la superposition des deux systèmes de plis. Les arcs que forment les plissements des terrains primaires ont eux-mêmes été repris et leur courbure accentuée.

Tout ceci est d'ailleurs en rapport avec l'âge des plissements qui

ont affecté les différents terrains. Les plissements du Secondaire sont dûs à l'orogénèse pyrénéenne. Dans la région Asturico-léonaise, les terrains primaires ont été surtout affectés par l'orogénèse hercynienne, mais ils ont fortement accusé aussi l'orogénèse pyrénéenne. A l'approche de la Galice, l'influence de cette dernière orogénèse est moins accusée. Dans le Massif Galicien, ces mouvements ont produit des surélévations et des gauchissements dont l'effet a été de rajeunir le relief, mais leur influence sur la direction et l'intensité des plissements semble tout à fait négligeable.

II

Les terrains primaires du Léon et des contrées adjacentes. Généralités sur les régions étudiées.

La région Asturico-léonaise est à cheval sur les Asturies et le Nord de la province de Léon, elle déborde aussi légèrement à l'Est sur les provinces voisines. La ligne de partage des eaux, à peu près parallèle à la côte, coïncide sensiblement avec la frontière des provinces d'Oviedo et de Léon.

Entre les deux versants existe un contraste frappant: tandis que sur le versant asturien, au Nord, la violence de l'érosion favorisée par la proximité de la mer a donné naissance à des pentes très abruptes, à des vallées profondes et des gorges étroites au fond desquelles se précipitent des eaux vives, sur le versant du Léon, par suite de l'éloignement du niveau de base, l'érosion a été moins active, les pentes escarpées sont rares et les rivières descendent en pente douce vers les plateaux de Castille. D'autres circonstances contribuent encore à donner aux deux versants une physionomie différente. Dans les contrées qui font face au littoral, le climat est humide et relative-

ment doux; la végétation y est dense et luxuriante. Le versant méridional, par contre, est soumis à un climat qui rappelle davantage le régime continental de la Castille: la précipitation atmosphérique y est plus faible et l'insolation, favorisée par l'orientation, beaucoup plus forte; les paysages offrent alors un aspect plus aride et plus sévère.

A l'époque où je me préparais à entreprendre des recherches géologiques dans le Nord de la Péninsule, les terrains anciens du versant asturien étaient bien connus en France grâce aux travaux de Ch. Barrois, ceux du versant méridional l'étaient beaucoup moins et ils avaient la réputation d'être profondément différents. Cette prétendue différence a attiré spécialement mon attention sur les terrains anciens du Nord de la province de Léon, objet essentiel de ce travail, mais à vrai dire j'ai bientôt reconnu de nombreuses relations entre les séries du Léon et celles des Asturies dont les données ont précisément l'avantage de se compléter. Quelques-unes de ces différences sont, du reste, plus apparentes que réelles et peuvent être attribuées au contraste physique entre les deux versants.

Dans la province de Léon, outre la zone de terrains anciens qui en occupe le Nord et qui fait partie intégrante de la Chaîne Cantabrique, il existe de vastes affleurements vers l'Ouest, dans le Bierzo, cette partie basse du Léon à caractère galicien, et dans les chaînons qui l'encadrent tels que les Crêtes du Léon et le Massif du Teleno. Ces dernières régions qui se rattachent davantage à la Meseta n'ont été de ma part que l'objet de rapides explorations. Au demeurant, le méridien de Luarca que nous avons adopté comme limite entre la Cordillère et le Massif de Galice passe en Léon près du Puerto de Leitariegos et du Cueto de Arbas, puis sépare, un peu plus au Sud, le Bierzo de la

majeure partie du Léon. La limite en question est du reste arbitraire et des affinités mixtes se font sentir autour d'elle.

Les territoires du Nord qui ont été étudiés en détail comprennent les bassins supérieurs des rios Luna, Bernesga, Torio, Curueño, Porma et Esla. Ces rivières naissent près de la frontière des Asturies, ligne de faîte, où les cols se tiennent entre 1.500 ou 1.600 mètres et les sommets au dessus de 2.000, elles descendent en pente régulière vers le Sud et coupent souvent les couches à angle droit, la direction la plus fréquente des chaînons étant Est-Ouest. Les terrains anciens de la Cordillère sont bordés au Sud par une dépression péfiphérique presque continue dont l'altitude moyenne est d'environ 1.000 mètres. Cette dépression souvent occupée par des terrains crétacés, est dominée au Sud par le Tertiaire des plateaux de Castille.

Historique

Les montagnes du Nord du Léon étaient connues depuis longtemps pour leur richesse en fer, en houille, en or, en plomb, en cuivre, mais il faut attendre jusqu'au milieu du siècle dernier pour trouver les premières observations présentant un intérêt géologique.

En 1850 paraît, en effet, l'étude de Casiano de Prado sur les terrains du district de Sabero. Il y esquisse la disposition des couches houillères et dévoniennes de la région. Ce travail est suivi d'une étude monographique de E. de Verneuil sur la faune dévonienne recueillie. Cette belle faune, presque entièrement constituée par des brachiopodes coblenciens, est conservée à l'Ecole des Mines de Paris à côté de celle de Ferroñes (Asturies), décrite également par E. de Verneuil et avec laquelle elle offre de nombreuses affinités. Les deux monographies de Verneuil marquent une date dans l'histoire de nos connaissances paléon-

tologiques du Dévonien, car c'est dans ces mémoires que se trouvent décrites pour la première fois bon nombre d'espèces aujourd'hui classiques et d'un usage courant en stratigraphie en raison de leur large répartition.

Casiano de Prado eut le mérite, quelques années plus tard, de découvrir un Ellipsocephalus dans les Monts de Tolède et de révéler ainsi l'existence de la "faune primordiale" dans la Péninsule Ibérique. Vers 1860, ce même géologue fit une nouvelle découverte au cours de prospections dans la Cordillère Cantabrique; il ramassa de nombreux fossiles dans un calcaire rouge qu'il croyait dévonien et les envoya à Verneuil et Barrande; les deux célèbres paléontologistes y reconnurent des formes indubitablement cambriennes dont ils donnèrent une description précise dans un mémoire qui eut un grand retentissement. De nos jours encore cette faune cambrienne demeure la plus riche connue dans la Péninsule. Malgré ces grandes découvertes, pendant de nombreuses années ensuite, la Cordillère ne sembla plus attirer l'attention des chercheurs et rien d'important ne fut publié.

L'intérêt renaît en 1876 par les observations de A. Rubio dans la vallée de Laceana au N.E. du Léon, puis par celle de L. Monreal qui en 1877 signale des graptolites dans les schistes ardoisiers du Bierzo non loin de la Cordillère.

Les années 1878 et 1879 voient sortir les mémoires importants de Mallada, Buitrago et Delgado sur les formations cambriennes de la Chaîne Cantabrique où ils confirment les observations de C. de Prado. Leurs mémoires relatent quelques observations nouvelles mais moins précises que celles de leur devancier.

A la même époque Ch. Barrois publie deux notes sur des formations dévoniennes et carbonifères rencontrées près de Puente de Alba dans la

vallée du rio Bernesga; ce sont malheureusement les seules observations, d'ailleurs très sommaires et dont certaines conclusions sont fort discutables, que cet éminent savant ait faites en Léon. Elles sont contemporaines des remarquables travaux qu'il fit sur l'autre versant et qui demeureront toujours à la base de nos connaissances sur les terrains anciens de la Cordillère.

A partir de 1875 Mallada publie son synopsis des espèces fossiles rencontrées en Espagne. De nombreux spécimens trouvés en Léon y sont cités.

En 1887 paraît une étude du même géologue sur le bassin houiller de Ciñera et Matallana, on y trouve des données précises sur la disposition des couches de houille et leur exploitation.

A l'exemple de Verneuil, D. et P. Oehlert font paraître en 1897 et 1901 des monographies détaillées sur les fossiles dévoniens provenant de la région de Santa Lucia. Il s'agit de Trilobites, de Crinoïdes et surtout de Brachiopodes; on y retrouve quelques-unes des espèces de Ferroñes et de Sabero décrites par Verneuil.

Dans son travail Explicación del Mapa geológico de España paru de 1895 à 1898 Mallada ne se contente pas de présenter une excellente mise au point sur les terrains primaires du Léon, il y ajoute aussi d'intéressantes remarques personnelles. Peu après, en 1903, il fait paraître une étude sur le bassin de Sabero.

J. Revilla donne en 1906 dans un ouvrage concis, toutes les données essentielles sur les richesses minières de la province. On y trouve, clairement présentés, des renseignements sur l'épaisseur des couches de houille des différents bassins, sur les gisements de cuivre de cobalt, etc. Ce travail a été suivi quelques années plus tard par un supplément.

A la lumière des données acquises, l'époque suivante, qui va jusqu'en 1928 environ, voit paraître un certain nombre d'articles sur la Cordillère, mais les observations nouvelles sont très rares.

En 1912 E. H. Pacheco publie un essai de synthèse sur les régions cantabriques et le Nord de la Péninsule.

L'Institut Géologique d'Espagne fait paraître en 1922 l'ouvrage posthume de R. Urrutia sur les bassins houillers du Léon et des Asturies.

La tectonique et l'orographie du pays Cantabro-asturien font l'objet d'une étude générale de E. Cueto publiée en 1926.

C'est à peu près à partir de ce moment que G. Delépine entreprend ses recherches sur le Carbonifère et le Dévonien des Asturies, recherches qui ont apporté de nombreux et intéressants éléments nouveaux à la stratigraphie des régions Asturico-léonaises.

En 1929, le Gothlandien des Asturies et du Léon est l'objet d'observations sommaires de la part du géologue allemand W. Kegel.

En 1934, P. H. Sampelayo fait paraître une mise au point remarquable sur le Cambrien de l'Espagne; on y trouve des données nouvelles sur les fossiles recueillis en Léon.

Enfin, depuis 1934 également, j'ai publié diverses notes dans lesquelles je résume d'après mes observations les principaux traits de la géologie des contrées en question. On retrouvera toutes ces études reprises et développées dans le présent ouvrage. Je dois ajouter cependant que si, après un examen plus approfondi de mes documents, mes premières conclusions se sont trouvées confirmées, j'ai par contre été amené à réviser quelques-unes de mes déterminations de fossiles à la suite de l'examen de nombreux types spécifiques dans les principales collections de France, d'Angleterre et de Belgique.

P. H. Sampelayo vient de publier (1942) un très important ouvrage sur le Silurien d'Espagne. Dans ce travail, qui est une mise au point très précise, l'éminent géologue espagnol résume notamment les résultats de ses recherches personnelles sur le Silurien de Galice, de l'Ouest des Asturies et du Bierzo.

Ainsi, les régions primaires du Léon ont été l'objet d'un grand nombre de publications de la part des Espagnols qui, en tant qu'ingénieurs des mines, se sont surtout intéressés aux bassins houillers. Au point de vue purement géologique, les documents essentiels sont les monographies paléontologiques de Verneuil, Barrande et Oehlert. Les observations de Mallada, de Monreal et surtout celles de Casiano de Prado quoique très anciennes sont les seules données objectives intéressant le domaine de la stratigraphie. Il convient de leur ajouter les explorations récentes de G. Delépine concernant le Carbonifère, et celles de W. Kegel et de P. H. Sampelayo concernant le Gothlandien; ces trois savants se sont cependant consacrés surtout au versant asturien.

La plupart de ces documents sont, on le voit, fort anciens et ne permettent aucunement de se faire une idée d'ensemble sur le Primaire du Léon.

II

Bibliographie régionale

Dans cette bibliographie j'indique les principaux travaux concernant la géologie de la Cordillère dans le Nord du Léon et dans les contrées adjacentes, ainsi que quelques études d'un caractère plus général intéressant les régions en question.

On pourra compléter cette bibliographie en consultant les index des ouvrages suivants:

P. H. Sampelayo. El Sistema Cambriano. Explicación del nuevo Mapa geológico de España. Madrid, 1934.

R. Ciry. Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, Léon et Santander. Toulouse, 1940.

P. H. Sampelayo. El Sistema Siluriano. Explicación del nuevo Mapa geológico de España. Madrid, 1942.

&&

1838 G. Schulz. Reseña geognóstica del Principado de Asturias. Anales de Minas. T. I, Madrid.

1845 A. Paillette, de Verneuil et d'Archiac. Recherches sur quelques-unes des roches qui constituent la province des Asturies et sur les fossiles qu'elles renferment. Bull. Soc. Géol. France, 2ème série, vol. II, p. 433-434.

1850 Hausmann. Sur le terrain houiller de la province de Léon. Karsten u. Dechen's Archiv. für Miner. Vol. XXIII, p. 761.

C. de Prado. Sur les terrains de Sabero et de ses environs (Léon). Bull. Soc. Géol. France, 2ème série, T. VII, p. 137-155.

De Verneuil. Note sur les fossiles dévoniens de Sabero. Bull. Soc. Géol. France, 2ème série. T. VII, p. 155-186.

1852 C. de Prado. Note sur le terrain carbonifère de la province de Léon. Bull. Soc. Géol. France, 2ème série. T. IX, p. 381.

1853 De Verneuil et Colomb. Constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne. Bull. Soc. Géol. France, 2ème série. T. X, p. 61.

1854 C. de Prado. Sección geológico-paleontológica (Memorias de los trabajos). Madrid.

1858 G. Schulz. Descripción geológica de la provincia de Oviedo. Madrid, D. González.

1860 C. de Prado, de Verneuil, Barrande. Sur l'existence de la faune primordiale dans la Chaîne Cantabrique. Bull. Soc. Géol. France, 2ème série. T. XVIII, p. 516.

1862 C. de Prado. Breve reseña geológica de la provincia de Avila y de la parte occidental de la de León. Imprenta Nacional, Madrid.

1874 F. Cifuentes, F. Botella. Trabajos geodésicos ejecutados por la Comisión de estudios de las cuencas carboníferas de Asturias, León y Palencia. Mem. com. del mapa geol. Esp.

1876 A. Rubio. Reseña fisio-geológica del valle Laceana (León). Bol. com. mapa geol. Esp., III, p. 333-345.

1877 Ch. Barrois. Relation d'un voyage géologique en Espagne. Ann. Soc. Géol. Nord, IV, p. 292. (Bol. com. mapa geol. Esp., IV, p. 373.)

1878 L. Mallada et J. Buitrago. La fauna primordial a uno y otro lado de la Cordillera Cantábrica. Bol. com. mapa geol. Esp., V, p. 177.

L. N. Monreal. Datos geológicos acerca de la provincia de León. Bol. com. mapa geol. Esp., V, p. 201.

Ch. Barrois. Terrain dévonien de la province de Léon. Ann. Soc. géol. Nord. T. VI, p. 213.

1879 N. Delgado. Relatorio da commissao desempenhada em Hispanha no anno de 1878. Real Acad. Sciencias, Lisboa.

L. N. Monreal. Datos geológicos acerca de la provincia de León. Bol. com. mapa geol. Esp., VI, p. 311.

Ch. Barrois. Nota acerca del sistema devoniano de la provincia de León. Bol. com. mapa geol. Esp., VI, p. 91.

1880 L. N. Monreal. Datos geológicos acerca de la provincia de León. Bol. com. mapa geol. Esp., VII, p. 233.

L. Mallada. Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Bol. com. mapa geol. Esp., II à VIII (1875 à 1881).

1881 Mac Pherson. Apuntes petrográficos de Galicia. An. Soc. Esp. Hist. Nat., X, p. 49.

1882 Ch. Barrois. Terrains anciens des Asturies et de Galice. Mém. Soc. Géol. Nord, II, mém. I, p. 1-630.

1885 L. Mallada. Indice alfabético de los géneros y especies de los sistemas Siluriano, Devoniano y Carbonífero que se reseñan en el tomo I de la "Sinopsis paleontológica de España". Bol. com. mapa geol. Esp., XII.

1887 L. Mallada. Datos para el estudio de la cuenca de Cinera y Matallana. Bol. com. mapa geol. Esp., XIV, p. 173-207.

1896-1898 L. Mallada. Expl. Mapa geol. Esp. (Cristal. Carbonif.). Bol. com. mapa geol. Esp., I, II, III.

1897 D. P. Œhlert. Fossiles de Santa Lucia. Bull. Soc. Géol. France, 3ème sér., XXIV, p. 814-875.

1901 D. P. Œhlert. (Suite), Bull. Soc. Géol. France, 4ème sér., I, p. 233-250.

1903 L. Mallada. Descripción de la cuenca carbonífera de Sabero (León). Bol. com. mapa geol. Esp., XXX, p. 65.

1906 J. Revilla. Riqueza minera de la provincia de León. León, 1906.

1911 L. Bertrand. Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales et leurs relations avec les Pyrénées orientales et centrales. Bull. Soc. Géol. France, 4ème sér., p. 11.

R. Douvillé. La Péninsule Ibérique. -- A. Espagne. Handbuch der regionalen Geologie, III, 3, 173 p.

1912 J. Hernández Pacheco. Ensayo de síntesis geológica del Norte de la Península Ibérica. Madrid.

J. Dantín Cereceda. Resumen fisiográfico de la Península Ibérica. Madrid, Fortanet.

L. Bertrand et L. Mengaud. Sur la structure des Pyrénées cantabriques et leurs relations probables avec les Pyrénées occidentales. C. R. Ac. Sc., T. 155, p. 934.

1915 P. H. Sampelayo. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo. Bol. Soc. Geol. Esp. T. XXXVI, p. 277-303.

1916 L. Adaro et G. Junquera. Criaderos de hierro de Asturias. Mem. Inst. Geol. Esp.

P. H. Sampelayo. Criaderos de hierro en la zona de Luarca. Mem. Inst. Geol. Esp., p. 621.

P. H. Sampelayo. Criaderos de hierro de los Oscos. Mem. Inst. Geol. Esp., p. 611.

1918 P. Termier. Contribution à la connaissance tectonique des Asturies. C. R. Ac. Sc., 166, p. 433, 516, 709, 793.

1920 I. Patac. La formación uraliense asturiana. Gijón.

L. Mengaud. Recherches géologiques dans la région cantabrique. Paris.

1922 J. Dantín Cereceda. Ensayo acerca de las regiones naturales de España. Madrid, Cosano.

R. Urrutia. Esquema estratigráfico de las provincias de Asturias y León. Bol. Inst. Geol. Esp., XLIII, Madrid.

P. H. Sampelayo. Criaderos de hierro de España. Mem. Inst. Geol Esp., I. Madrid.

1926 E. Custo. Orografía y geología tectónica del país Cántabro-Astúrico. Bol. Inst. Geol. Esp., 3ème sér., t. XLVII, p. 7.

1927 W. Kegel. Tekton. Bau des Asturisch.-Kantabr. Gebirges. Zeitsch d. D. Geol. Ges., 79, p. 81-88.

1928 G. Delépine. L'âge des grès du Naranco. C. R. Ac. Sc., 187, p. 239.

C. Delépine. Sur les faunes marines du Carbonifère des Asturies. C. R. Ac. Sc., 187, p. 507.

R. Ciry. La structure de la bordure méridionale du massif primaire des Asturies. C. R. Ac. Sc., 187, p. 244.

P. H. Sampelayo. Discusión de algunos puntos de la hoja geológica de Llanes (Asturias). Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp., año I, vol. I. Madrid.

1929 P. Hernández Pacheco. Datos sobre geología asturiana (Leitariegos y Somiedo). Bol. Soc. sp. Hist. Nat., 29, 8, p. 295-295.

W. Kegel. Das Gotlandium in den Kantabrischen Ketten Nord Spaniens. Zeitsch. d. D. Geol. Ges. Berlin.

1931 W. F. Schmidt. Crinoïden und Blastoiden aus Spanien. Palaeontogr., Bd. LXXVI, p. 1-33.

1932 G. Delépine. Sur l'extension des mers paléozoïques en Asturies. C. R. Ac. Sc., 195, p. 1401.

G. Delépine. C. R. somm. Soc. Géol. France, 15, p. 204-205.

E. Corugedo. La geología de la cuenca del río Tuiza. Oviedo.

1933 M. Ruiz Falcó et F. de Maderiaga Roja. Vegetales fósiles del Carbonífero. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., 3 (3).

1934 H. Karrenberg. Die postvarisische Entwicklung des Kantabro-Asturischen Gebirges. Abh. Gesell. Wiss. Göttingen, 3, II.

Gómez de Llanera. Algunos ejemplos de cobijaduras tectónicas terciarias en Asturias.

P. M. Sampelayo. El Sistema Cambriano. Explicación del nuevo mapa geológico de España. Mem. Inst. Geol. Esp. Madrid.

P. Comte. Couches intermédiaires entre Silurien et Dévonien dans les Asturies. C. R. Ac. Sc., 198, p. 1164.

1935 Sáenz, Sampelayo, Pacheco. Sobre el Paleozoico del F. de Asturias. Bol. Soc. Esp. Hist. Nat., 35, 5, p. 229-234.

E. et F. Hernández Pacheco. Observaciones resp. Cordill. Cantábrica. Bol. Soc. Esp. Hist. Nat., XXXV, 9, p. 487-498.

1936 G. Delépine. Sur l'extension des mers paléozoïques en Asturies. C. R. Ac. Sc., 195, p. 1401.

P. Lemare. Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne. Mém. Soc. Géol. France, T. XII, fasc. 1 à 4.

P. Comte. La série dévonienne du Léon. C. R. Ac. Sc., 202, p.337.

P. Comte. Le Dévonien inférieur du Léon. C. R. Ac. Sc., 202, p.771.

P. Comte. Le Dévonien moyen et supérieur du Léon. C. R. Ac. Sc., 202, p. 1198.

P. Comte. Les schistes de la Collada de Llama et les schistes de Huergas (Léon, Espagne). C. R. somm. Soc. Géol. France, p. 138.

1937 G. Delépine. Carbonifère du S. de la France et du N.O. de L'Espagne. Congrès strat. Carbonif. Heerlen, 1935.

P. Comte. La série cambrienne et silurienne du Léon. C. R. Ac. Sc., 204, p. 604.

P. Comte. Les grès rouges de San Pedro (Léon). Ann. Soc. Géol. Nord, 62, 13, p. 60-68.

P. Comte. Sur le Cedinnien de la Chaîne Cantabrique. C. R. somm. Soc. Géol. France, II, p. 134.

1938 P. Comte. La succession lithologique des formations cambriennes du Léon. 71ème Congrès Soc. Savantes, Nice (1938), p. 181-183.

P. Comte. Les faciès du Dévonien supérieur dans la Cordillère Cantabrique. C. R. Ac. Sc., 206, p. 1496.

P. Comte. La transgression du Famennien supérieur dans la Cordillère Cantabrique. C. R. Ac. Sc., 206, p. 1741.

P. Comte. Brachiopodes dévoniens des gisements de Ferrones et de Sabero. Ann. de Paléont., 27 (1938), p. 41-87.

G. Delépine. Corrélations entre le Carbonifère de Russie et d'Europe occidentale. Bull. Soc. Géol. France, 5ème sér., T. VIII, p. 593.

Bergounioux. Cupressocrinus elongatus Goldf. du Givétien des Asturies. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, T. LXXII, p. 63.

P. H. Sampelayo. Cefalópodos silurianos. Un género nuevo: Kotoceras Kobayhasi. A. E. P. C. (Santander).

P. H. Sampelayo. El Siluriano de León. A. E. P. C. (Santander).

1939 P. Comte. La tectonique des terrains antéstéphaniens de la Cordillère Cantabrique dans le Nord du Léon. C. R. Ac. Sc., 208, p. 1660.

P. Comte. La structure du bord Sud de la Cordillère Cantabrique en Léon et les mouvements orogéniques qu'elle révèle. C. R. Ac. Sc., 208, p. 2008.

1940 R. Ciry. Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, Léon et Santander. Toulouse.

1941. P. H. Sampelayo. Los criaderos de talco de Lillo (León). Not. y Com. Inst. Geol. in. Esp.

1942 Sáenz García. Notas y datos de estratigrafía española. Fauna primordial en Barrios de Luna (León). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., T. XL, núm. 5 y 6.

P. H. Sampelayo. El Cambriano de La Vecilla (León). Not. y Com. Inst. Geol. in. Esp.

P. H. Sampelayo. El Sistema Siluriano. Explicación del nuevo mapa geológico de España. Madrid.

1943 G. Delépine. Les faunes marines du Carbonifère des Asturies (Espagne). Mém. Ac. Sc. Inst. France, T. 66 (122 p., 6 pl., 25 fig. texte).

III

Description sommaire d'une coupe type. — Coupe du rio Bernesga.

L'objet de ce chapitre, comme nous l'avons annoncé, est de donner un aperçu d'ensemble sur la stratigraphie et sur la nature structurale de la Chaîne en vue de faciliter au lecteur la compréhension des pages suivantes de l'ouvrage.

Parmi les nombreuses coupes aisées à relever dans la Cordillère, celle que fournit le rio Bernesga est la plus indiquée pour le but que nous nous proposons. Dans cette partie de la Chaîne, la direction moyenne des couches est E.-O. et les pendages sont toujours très accentués. Peu après sa source le rio Bernesga s'écoule vers le Sud et conserve presque constamment cette direction jusqu'en Castille. Les couches sont par conséquent sectionnées à angle droit par le cours de la rivière. Cette coupe est la plus claire de toute la région et c'est là que j'ai choisi la plupart destypes de série. La vallée du Bernesga, parcourue par la route et par la voie ferrée de Madrid à Oviedo, a aussi l'avantage d'être d'un accès facile.

Ainsi que le fait remarquer P. H. Sampelayo, les coupes qu'offrent cette vallée sont d'un intérêt fondamental. "Por este río, que derechamente corre de Norte a Sur en 25 kilómetros, se han hecho repetidamente los cortes más notables de la Cordillera: Casiano de Prado (1850), al estudiar los fósiles de la mancha de Sabero, unido a de Verneuil; de Verneuil y Colomb (1853), en su primera ojeada al mapa de España, y nuevamente Casiano de Prado, en 1860, determinando precisamente los pliegues apretados de Este a Oeste con buzamiento constante al Norte y diversidad de terrenos; Mallada y Buitrago, en 1878, en una Comisión de carácter internacional (Barrois, Delgado) para comprobar la fauna pri-

mordial; Barrois en 1878 y 1882; Monreal en 79 y 80, al estudiar León; Mallada en el 87, OEhlert en 1896, con sus estudios paleontológicos; Adaro en 1916, y Kegel en 1929; enumeración de prestigiosos geólogos que evidencia la importancia que, en la disección estratigráfica, tiene el punto escogido. Vía de iniciación de la geología española y camino deductivo del Paleozoico asturiano, que ha sido siempre escuela ejemplar donde se han formado o pulido los geólogos y estratígrafos que se han ocupado, con altura, de la Península Ibérica."

Partons du village de Busdongo et redescendons par la route le cours du rio Bernesga. Un peu à l'Est des dernières maisons de l'agglomération, la rivière fait un coude et prend la direction S.-E. En ce point on franchit une série calcaire dans laquelle des bancs de teinte rouge attirent tout d'abord l'attention. Ces calcaires sont précédés au Sud par une épaisse formation de grès roses, les Grès de la Herrería. La texture de ces derniers, bien que variable, est assez caractéristique, ils sont toujours grossiers, formés d'éléments de quartz mal calibrés et de feldspaths liés par un ciment kaolinique; on n'y trouve jamais de fossiles. Les Grès de la Herrería dont la puissance dépasse plusieurs centaines de mètres sont les terrains sédimentaires les plus anciens affleurant dans la Cordillère, leur âge est sans doute géorgien et précambrien.

Les calcaires qui leur font suite sont disposés en bancs assez réguliers mais variables dans leur nature, ce sont d'abord des dolomies grises à patine jaunâtre, puis des calcaires cristallins et enfin une vingtaine de mètres de calcaires marneux rouges très typiques. Cet ensemble que j'ai désigné sous le nom de Calcaires de Lancara a une épaisseur totale de 80 mètres environ. Seules les assises rouges (Griotte de Lancara) sont fossilifères: on trouve là de rares Brachiopodes assez bien conservés et des fragments de Trilobites d'âge acadien.

Le rio coupe ensuite une série de schistes verdâtres, micacés ou gréseux, avec intercalations franchement gréseuses à la base et au sommet. Ce sont les Grès et Schistes d'Oville dont l'épaisseur est ici de 180 mètres. Cette formation n'est guère fossilifère, néanmoins en de rares localités j'ai trouvé dans les assises inférieures et moyennes quelques fossiles d'âge acadien. Dans la partie supérieure de ce complexe schisto-gréseux s'intercale un filon-couche de diorite, bien visible près du confluent de l'arroyo Carisa avec le Bernesga,

Des quartzites blancs en bancs épais succèdent aux schistes et grès précédents, ce sont les Quartzites de Barrios dont la puissance est ici de 250 mètres. On n'y trouve jamais à proprement parler de fossiles caractéristiques mais leur âge ordovicien n'est guère discutable.

En suivant, toujours par la route, le cours du rio Bernesga on aperçoit ensuite 90 à 100 mètres de schistes noirs fins et friables, les Schistes du Formigoso. En plusieurs localités ils renferment des Graptolites déterminables. L'âge de cette formation est gothlandien.

Malgré la concordance des Quartzites de Barrios et des Schistes du Formigoso, la comparaison de la série silurienne du Léon avec celle du N.-O. des Asturies montre qu'il existe une importante lacune entre ces deux formations. Cette lacune comprend une grande partie de l'Ordovicien et la base du Gothlandien.

La succession se poursuit par des grès bruns en plaquettes dont les surfaces sont couvertes de pistes, puis par des grès ferrugineux rouges en bancs dont les assises moyennes ont été parfois exploitées comme minerai de fer. Cette formation, les Grès de San Pedro, a ici une puissance de près de 100 mètres. Des niveaux fossilifères trouvés en plusieurs localités permettent d'en déterminer l'âge. La majeure partie est encore gothlandienne, tandis que le sommet se rattache au Gedinnien.

Le passage à la formation suivante se fait par l'intermédiaire de quelques bancs de grès dolomitiques. Les Calcaires et Schistes de la Vid dans lesquels on se trouve maintenant, sont formés d'alternances de calcaires gris ou roux et de schistes verdâtres tendres. Ils sont très fossilifères, ici comme ailleurs; on y ramasse surtout des Brachiopodes, Spirifer hystericus, Spirifer pellicoi, Wilsonia subwilsoni par exemple, qui les placent dans le Dévonien inférieur. Les Schistes et Calcaires de la Vid sont cependant incomplètement représentés ici, leur tiers supérieur manque.

Quelques cent mètres à l'Est du confluent de l'Arroyo de la Cantera avec le rio Bernesga, on aperçoit le contact de ces calcschistes avec des grès quartziteux blancs, fossilifères, renfermant Spirifer verneuili, Camarotoechia letiensis et d'autres espèces famenniennes ou struniennes. Ce contact est difficile à voir car il est le plus souvent masqué et les grès n'ont pas plus de 2 mètres d'épaisseur en cet endroit. Ce Famennien ou ce Strunien, désigné par Grès de l'Ermitage, repose en réalité transgressivement sur les Schistes de la Vid.

Faisant suite à ces bancs gréseux, on trouve d'abord quelques décimètres de schistes verdâtres qui prennent une teinte noire en profondeur, puis des calcaires marneux schistoïdes rouges passant rapidement à un calcaire griotte rose, c'est le Griotte de Puente de Alba dans lequel on trouve de nombreuses Goniatites. L'âge de cette formation est viséen. G. Delépine a montré que ce Viséen est transgressif dans les régions cantabriques.

Le rio Bernesga s'engage ensuite dans un cañon assez resserré taillé dans une puissante formation calcaréo-magnésienne. Au marbre griotte succèdent des calcaires noirs lités puis des dolomies grises, roses ou jaunâtres généralement massives, au sommet apparaissent des calcaires

blanchâtres. Cet ensemble a plusieurs centaines de mètres d'épaisseur et se termine aux abords de Villanueva de la Tercia où l'on a trouvé des fossiles dans les premiers lits schisteux qui lui font suite. Après les lits schisto-gréseux des environs de Villanueva, le rio traverse une masse calcaire épaisse d'une soixantaine de mètres, puis la vallée s'élargit au milieu de terrains schisto-calcaires puis schisto-gréseux jusqu'à Villamanin. Le très puissant complexe que constituent ces Calcaires et Schistes de Villanueva, est entièrement westphalien. La série calcaire en amont de Villanueva est identique aux Calcaires des Cañons des Asturies ainsi que Ch. Barrois l'avait reconnu lui-même; il correspond à peu près au Namurien et à la partie inférieure du Westphalien A. Des imprégnations minérales ne sont pas rares dans ces calcaires, ils sont souvent silicifiés localement et on y rencontre parfois de la galène ou des minerais de cuivre et de cobalt.

Immédiatement au S. du village de Villamanin, on retrouve les Calcaires de Lancara. Ils sont séparés des formations westphaliennes précédentes par une faille subverticale parallèle aux couches sans aucune interposition de milonite. Ces caractères sont le propre de presque tous les contacts anormaux de la région Asturico-léonaise.

En continuant à descendre le cours du Bernesga, les Schistes d'Oville, les Quartzites de Barrios, les Schistes du Formigoso, réapparaissent successivement, c'est la suite normale sans changement appréciable de faciès, que nous avons observée au Sud de Busdongo. Les Schistes du Formigoso dont l'affleurement se poursuit dans le torrent de ce nom sur la rive gauche du rio sont particulièrement fossilifères dans ces derniers lieux, d'où leur dénomination.

Une nouvelle faille fait apparaître de nouveau les Calcaires de Lancara, riches ici en fossiles, les Schistes d'Oville et la suite des ter-

mes du Cambrien, du Silurien, du Dévonien inférieur jusqu'aux Schistes et Calcaires de la Vid. La seule différence intéressante à noter est l'augmentation d'épaisseur de la plupart des assises. La vallée qui s'était resserrée en un étroit défilé dans les Quartzites de Barrios, s'ouvre largement dans les Schistes de la Vid et l'on arrive ainsi au village de Villasimpliz. Ici non plus on ne voit pas l'ensemble des Schistes de la Vid car cet affleurement est dû à un repli synclinal, en aval du village réapparaissent en effet en sens inverse les termes du Dévonien inférieur et du Silurien.

C'est à 2 kilomètres au Sud de Villasimpliz, autour du village de la Vid que l'on peut observer le complexe schisto-calcaire de ce nom dans son plein développement; il y est très fossilifère et sa puissance atteint 500 mètres. L'âge est donc ici facile à préciser: les assises inférieures sont encore gediniennes, la majeure partie est siegenienne et emsienne.

Au Sud de la Vid se dresse une muraille calcaire que le Bernesga franchit dans un défilé. Ce sont les Calcaires de Santa Lucia. Des grès schisteux et ferrugineux dont nous reparlerons, succèdent à ces calcaires, puis une faille fait réapparaître le Griotte de Lancara et la succession se répète jusqu'aux Calcaires de Santa Lucia que nous retrouvons au Sud du village auxquels ils doivent leur nom. L'agglomération est adossée aux calcaires en question mais en majeure partie établie sur les Schistes de la Vid. Les Calcaires de Santa Lucia sont disposés en bancs irréguliers comportant quelques zones légèrement marneuses, leur épaisseur, assez variable, est ici d'environ 120 mètres. Ils renferment des polypiers, des crinoïdes, des Brachiopodes; ces derniers surtout permettent d'en préciser l'âge: ces calcaires sont emsiens sauf les 15 à 20 derniers mètres où Spirifer cultrijugatus abonde et indique la base de l'Eifelien.

Le rio Bernesga, après avoir franchi la barre des Calcaires de Santa Lucia, s'écoule vers l'Ouest pendant plus de 2 kilomètres entre deux hautes murailles calcaires dans un fond schisto-gréseux. Puis il reprend son cours vers le Sud. Cette formation schisto-gréseuse, les Schistes de Huergas, qui fait suite aux Calcaires de Santa Lucia, est ici peu fossilifère et a une puissance de 250 mètres environ. Les Schistes de Huergas appartiennent à l'Eifelien sauf leur somet qui renferme déjà quelques formes givetiennes.

Le Bernesga lorsqu'il a repris son cours vers le Sud traverse dans une vallée encaissée une série de murailles verticales. Ce sont d'abord 50 mètres de calcaires à polypiers, les Calcaires de la Portilla à faune givetienne, puis des grès du Dévonien supérieur, le marbre-griotte de Puente de Alba, et 60 à 80 mètres de Calcaire des Cañons. Une faille, celle-ci très légèrement oblique par rapport à la direction des couches, vient mettre en contact ce Namurien avec des calcaires et des grès du Dévonien moyen.

Aux abords de la Pola de Gordón, le Dévonien moyen, puis le Dévonien supérieur toujours subverticaux, sont recouverts par un conglomérat de faible pendage suivi de schistes gréseux à empreintes végétales, ce sont les Schistes houillers de Sabero d'âge stéphanien discordants sur les formations antérieures. Dans cette localité comme partout ailleurs, la discordance angulaire est manifeste. Moins d'un kilomètre au Sud du village ce houiller fait place aux Schistes de la Vid dont il est séparé par une faille de direction parallèle aux couches et sensiblement verticale. Les Schistes houillers de Sabero sont activement exploités sur ce versant de la Cordillère dans une série de bassins houillers dont les plus importants sont ceux de Matallana et de Sabero.

On reprend ensuite à partir des Schistes de la Vid, la succession du

Dévonien inférieur et moyen reconnue en amont. Au Nord de El Millar, on coupe les Calcaires de Santa Lucia, tandis que ce village et celui de Huergas sont construits sur les Schistes de ce dernier nom. Cet affleurement est assez fossilifère, on y trouve quelques Goniatites dans des nodules provenant de certaines assises empéliteuses. Les Schistes de Huergas, peu gréseux ici, le sont en général davantage et dans un grand nombre de localités le faciès gréseux finit même par dominer. Les grès ferrugineux associés à des schistes signalés au Sud de la Vid appartiennent à cette formation.

Les Calcaires de la Portilla que traverse ensuite le Bernesga, assez fossilifères dans les gisements des deux rives, ont de 50 à 60 mètres d'épaisseur dans ces affleurements.

A la suite des calcaires, se place un ensemble très varié de grès comportant de nombreuses zones calcarifères: ce sont les Grès de Nocedo du nom du village de la rive droite à la hauteur duquel nous sommes maintenant parvenus. Leur épaisseur atteint 500 mètres et les fossiles qu'ils renferment permettent de les attribuer au Frasnien, exception faite de la dernière assise qui appartient déjà au Famennien.

Des schistes à nodules fossilifères d'une puissance de près de 100 mètres leur succèdent. Ils apparaissent également dans un ravin, le ravin du Pueyo (1), un peu plus à l'Est, là où Ch. Barrois les avait signalés pour la première fois, d'où leur nom, Schistes du Pueyo. Ils sont également famenniens.

A la suite des Schistes du Pueyo on retrouve les Grès de l'Ermitage, épais ici d'une centaine de mètres, suivis par le Griotte de Fuente de Alba. Ces grès sont là assez riches en fossiles et surtout un peu plus

---

(1) Désigné sous le nom de ravin du Puego dans l'ouvrage de Ch. Barrois.

au Sud près du village de Peredilla; quelques espèces caractéristiques permettent de préciser leur âge famennien supérieur et sans doute strunien.

En poursuivant la descente du cours du rio on ne rencontre plus guère que du Carbonifère jusqu'à La Robla: Griotte de Puente de Alba dont l'aspect reste invariable et complexe de Villanueva dont le faciès s'est un peu modifié. L'affleurement de Griotte viséen, au Sud de Puente de Alba, d'où son nom, mérite d'être cité car il a été re arqué autrefois par F. de Verneuil, puis identifié avec celui des Asturies par Ch. Barrois.

A La Robla on pénètre dans les terrains crétacés, et, environ un kilomètre plus loin dans le Miocène des plateaux de Castille. Ces terrains sont nettement discordants sur le Primaire. Ils ont un pendage Sud assez marqué pour le Crétacé, beaucoup plus atténué pour le Miocène.

Ainsi, la coupe que fournit le cours supérieur du rio Bernesga permet de connaître tous les termes de la série des terrains anciens du Léon depuis le Précambrien jusqu'au houiller.

Voici en définitive les formations que nous avons reconnues et datées:

Les Grès feldspathiques de la Herrería précambriens et géorgiens.

Les Calcaires de Lancara qui renferment une riche faune acadienne.

Les Grès et Schistes d'Oville encore en majeure partie acadiens.

Les Quartzites de Barrios d'âge ordovicien.

Les Schistes du Formigoso appartenant au Gothlandien, mais séparés des précédents par une importante lacune.

Les Grès rouges de San Pedro encore en grande partie gothlandiens et les assises supérieures d'âge gedinnien inférieur.

Les Schistes et Calcaires de la Vid dont la majeure partie est siegenienne et emsienne.

Les Calcaires de Santa Lucia emsiens également sauf les dernières assises qui sont eifeliennes.

Les Schistes et Grès de Huergas en majeure partie eifeliens sauf la partie supérieure qui se rattache au Givetien.

Les Calcaires de la Portilla d'âge givetien et frasnien inférieur.

Les Grès calcarifères de Nocedo d'âge frasnien sauf les derniers bancs qui renferment déjà quelques espèces famenniennes. Ajoutons que plus à l'Est dans le bassin supérieur de l'Esla, le faciès devient plus calcaire, on y rencontre les Calcaires de Valdoré qui représentent la partie inférieure des Grès de Nocedo.

Les Schistes du Fueyo, très localisés, qui appartiennent au Famennien.

Les Grès de l'Ermitage du Famennien supérieur et du Strunien dont le caractère transgressif est très net, mais ne donne pas lieu à une discordance angulaire visible.

Le Marbre-griotte de Puente de Alba, d'âge viséen, transgressif également d'après G. Delépine.

Le complexe des Calcaires et des Schistes de Villanueva représentant le Westphalien avec à la base le Calcaire des Cañons d'âge namurien en majeure partie qui joue un rôle morphologique important dans la région.

Les Schistes houillers de Sabero d'âge stéphanien discordants sur les terrains précédents.

Rassemblons maintenant les observations recueillies en parcourant la coupe, sur les dispositions relatives de ces terrains.

Les couches de terrains anciens, sauf le Stéphanien, sont habituellement presque verticales et même très souvent renversées avec un pendage

de l'ordre de 60º secteur Nord. Leur ordre de succession est particulièrement instructif à relever: des répétitions dans l'ordre des formations sont fréquentes et s'effectuent en général dans le même sens; on remonte les séries en se déplaçant vers le Sud avec le Cambrien faisant directement suite au Carbonifère et au Dévonien. Une pareille disposition met en évidence une structure en écailles avec en outre un renversement d'ensemble vers le Sud.

La discordance si nette entre le Stéphanien et les terrains antérieurs permet d'affirmer que c'est l'orogénèse hercynienne (phase asturienne) qui a engendré cette structure en écailles. Quant aux discordances moins marquées du Crétacé et du Miocène sur les terrains qui leur sont antérieurs, elles prouvent que la région a été soumise ensuite à d'autres mouvements importants. Mais, de façon manifeste, le rôle joué par les mouvements hercyniens de la phase asturienne est resté prépondérant et l'architecture actuelle de la Cordillère lui doit les grands traits de son caractère.

S T R A T I G R A P H I E

PREMIÈRE PARTIE: TERRAINS ANTÉDÉVONIENS

Chapitre Ier

nalyse stratigraphique des terrains antédévoniens

A. — Historique.

B. — Coupes détaillées.

C. — Caractères lithologiques des formations.

D. — Succession générale des couches et répartition des fossiles.

A

HISTORIQUE

Dans l'Introduction du présent ouvrage j'ai donné de façon sommaire l'historique des travaux se rapportant à la géologie du Nord du Léon et des contrées voisines antérieurement à mes recherches, travaux ayant surtout consisté en monographies paléontologiques et en recherches minières. Je me propose ici d'en extraire les données stratigraphiques concernant le Précambrien, le Cambrien et le Silurien. Voici brièvement retracé le développement de ces données.

Il n'est nulle part question de formations antérieures au Cambrien dans la province de Léon. Dans le N.-E. de la Galice, d'après Ch. Barrois, il y a continuité entre l'Antécambrien métamorphique et le Cambrien fossilifère (1).

Le Cambrien a été découvert en 1860 sur le versant méridional de la Cordillère par Casiano de Prado: dans un calcaire marneux rouge affleurant en longues bandes, il recueillit une faune à Paradoxides qui fut déterminée par les soins de Verneuil et Barrande (2). Les gisements ont été revus plus tard par Mallada, Buitrago (3) et Nery Delgado (4) à qui on doit des détails complémentaires sur ces affleurements de Cambrien.

L'Institut Géologique de Madrid possède de nombreux spécimens de la faune à Paradoxides des calcaires rouges du Léon; ils proviennent des

---

(1) Ch. Barrois (1882). Mém. Soc. Géol. Nord, 2 mém. I, p. 410.

(2) C. de Prado, Verneuil et Barrande (1860). Bull. Soc. Géol. France (2 s.), 17, p. 516-40.

(3) Mallada et Buitrago (1878). La fauna primordial. Bol. Com. Mapa geol. Esp., 5, p. 177-200.

(4) N. Delgado (1879). Datos geológicos. Real Acad. Sciencias, Lisboa.

récoltes de Prado, de Mallada et de Buitrago, et d'autres plus récentes. Dans une mise au point sur le Cambrien d'Espagne, P. H. Sampelayo fait état de ces collections et donne avec d'intéressants détails la liste qu'il a lui-même revue et complétée des nombreuses espèces reconnues(1).

Tandis qu'en Léon les fossiles cambriens avaient été trouvés dans des calcaires rouges, en Asturies c'est toujours dans des schistes verts qu'on les a rencontrés; ils ont d'abord été signalés par Casiano de Prado (2), puis par Ch. Barrois (3). Selon cet auteur, le Cambrien des Asturies et de la Galice est représenté par une épaisse série de schistes et phyllades surmontée par des calcaires cristallins associés aux schistes verts fossilifères. Plus récemment, P. H. Sampelayo après avoir étudié le N.-E. de la Galice a proposé d'assez notables retouches à l'échelle de ces terrains précambriens, cambriens et siluriens, elles portent d'une part sur la classification et sur l'épaisseur à attribuer aux formations fossilifères et d'autre part sur la limite supérieure à assigner au Cambrien (4).

L'existence de terrains siluriens en Léon a aussi été prouvée par Casiano de Prado; dans son article de 1860 sur la faune primordiale dans la Chaîne Cantabrique, le célèbre géologue espagnol note en effet l'existence de schistes ardoisiers à Graptolites près de la limite du Léon et de la Galice (5). En 1877 L. Monreal découvre à son tour des

---

(1) P. H. Sampelayo (1934). El Sistema Cambriano. Explic. nuevo mapa geol. Esp.

(2) in Mallada (1875). Sinopsis. Bol. Com. Mapa geol. Esp., 2, p. 14

(3) Ch. Barrois (1877). Ann. Soc. Géol. Nord, 4, p. 292, et (1882) Mém. Soc. Géol. Nord, 2, mém. I, p. 408-459.

(4) P. H. Sampelayo (1916 et 1922). Mém. Inst. Geol. Esp. et (1915) Bol. Soc. Geol. Esp., 36, p. 277-303.

(5) C. de Prado (1860). Bull. Soc. Géol. France (2ème s.), 17, p.

Graptolites dans le Bierzo (1); il donne même une détermination spécifique, Monograptus halli Barr. que Mallada a contestée ensuite. Dans son Explicación del Mapa geológico de España, Mallada a rassemblé les connaissances acquises sur ce système (2): des grès que Casiano de Prado considérait tantôt comme siluriens tantôt comme dévoniens sont, à l'exemple de Barrois dans les Asturies, définitivement placés dans le Silurien. Le système silurien se trouve ainsi représenté selon l'auteur par des alternances de quartzites et de schistes foncés. Le travail de Mallada est présenté sous forme de description régionale, il relate à cette occasion quelques observations personnelles dignes d'être retenues et, en particulier, il signale à son tour la présence de Graptolites dans des schistes noirs.

Sur les indications de L. Anciola, Casiano de Prado découvrit en 1857 la faune silurienne des Asturies (3).

Schulz, Paillette, ont à leur tour apporté leur contribution à la connaissance des terrains siluriens dans cette région, mais, comme pour le Cambrien, les travaux fondamentaux sur la stratigraphie de ces terrains sont ceux de Ch. Barrois (4). L'Ordovicien est représenté d'après lui par une série de grès blancs ou de quartzites à Scolithes surmontés par des schistes ardoisiers noirs; ceux-ci sont encadrés, à la base, par un lit de minerai de fer, au sommet par un niveau de schistes calcarifères foncés; dans les schistes ardoisiers on trouve

---

520. Des Monograptus provenant des montagnes d'Astorga ont été cités par C. de Prado dès 1854 dans Memoria Trab. Sec. Geol.-Paleont., Madrid.

(1) L. Monreal (1878). Datos geológicos. Bol. Com. Mapa geol. Esp., 5, p. 204.

(2) L. Mallada (1896). Mem. Com. Mapa geol. Esp., 2, p. 50-68.

(3) C. de Prado (1857). Bull. Soc. Géol. France (2ème s.), 15, p. 91

(4) Ch. Barrois (1882). Mém. Soc. Géol. Nord, 2, mém. I, p. 440-464.

comme espèces caractéristiques Calymene Tristani et Illaenus hispanicus. Le Gothlandien selon le même auteur serait représenté par une série de schistes et de quartzites en plaquettes, mais ici l'argument paléontologique manque.

Dans un article publié en 1929 (1), W. Kegel rend compte d'observations concernant le Gothlandien des Asturies et du Léon et y relève l'absence fréquente de l'Ordovicien supérieur; ses conclusions ont été en partie revues et critiquées dernièrement par P. H. Sampelayo.

Dans sa révision du système silurien d'Espagne (2), paru tout récemment, P. H. Sampelayo à qui l'on devait déjà d'importantes découvertes sur le Silurien de Galice, résume ses travaux antérieurs sur cette contrée et les régions limitrophes et fait état de recherches personnelles en cours qui apportent une contribution de grand intérêt à la connaissance du Silurien des Asturies et du Léon. Les principales questions discutées dans ces deux publications se rapportent à la continuité de la série silurienne; nous y reviendrons en détail.

---

(1) W. Kegel (1929). Das Gotlandium in den Kantabrischen Ketten Nord Spaniens. Zeit. d. D. Geol. Ges. Berlin.

(2) P. H. Sampelayo (1942). El Sistema siluriano. Expl. del nuevo mapa geol. Esp. Madrid.

B

COUPES DÉTAILLÉES

Dans la description des coupes, je procéderai toujours dans l'ordre suivant: je commencerai par les coupes du bassin supérieur du rio Bernesga puis j'envisagerai successivement celles que fournissent les vallées à l'Est de cette rivière: vallées du Torio, du rio Curueno, du rio Porma, du rio Esla; je terminerai par les coupes relevées dans le bassin supérieur du rio Luna et par quelques données accessoires.

Bassin supérieur du rio Bernesga.

Coupe de la région de Busdongo et de Camplongo.

Casiano de Prado avait déjà remarqué l'existence d'une bande de calcaires rouges cambriens dans cette région, ce n'est toutefois pas, comme il lepensait, la même que l'on rencontre au Nord de Boñar. Cette bande qui franchit les agglomérations de Busdongo et de Camplongo a une direction moyenne E.-O. et un pendage généralement Nord de l'ordre de 70° qui localement peut s'inverser. Vers l'Ouest après avoir été coupée plusieurs fois par le Bernesga, elle pénètre dans les Asturies par le col de Pajares.

Ces calcaires rouges sont accompagnés d'autres formations cambriennes, d'Antécambrien et de Silurien.

L'arroyo Carisa depuis le Nord de Camplongo puis le rio Bernesga à partir de son confluent avec celui-ci en fournissent une bonne section, les couches étant coupées presque perpendiculairement en direction. Cette coupe peut être complétée par celles qu'offrent les petits ravins tel que l'arroyo de Valdeiglesias, qui descendent des crêtes dominant au Nord la région de Busdongo.

L'arroyo Carisa ptend naissance dans les schistes et calcaires de Villanueva d'âge carbonifère. Quelques centaines de mètres avant le village de Camplongo, à la faveur d'une faille, il pénètre dans des formations gréseuses plus anciennes. On distingue alors du Nord au Sud:

1º) Des grès roses à texture souvent grossière disposés en bancs assez réguliers (Grès de la Herreria). Ces grès sont généralement feldspathiens et dans leur ciment les éléments phylliteux et feldspathiques dominent. Ces grès inclinent de 70º en moyenne vers le Nord. Ils offrent ici une épaisseur d'environ 400 mètres.

2º) Des calcaires dolomitiques gris ou jaunâtres à patine claire disposés en bancs d'épaisseur relativement constante (Dolomies de Lancara) qui font suite presque sans transition aux grès précédents. L'épaisseur de cette formation est de 60 à 70 mètres. Vers le sommet, en particulier dans les 10 ou 15 derniers mètres la plupart des bancs sont formés de calcaires cristallins. Certains bancs de la partie supérieure sont aussi chargés de glauconie. Cette formation ne renferme pas de fossiles; elle présente sensiblement la même direction et le même pendage que les grès précédents.

3º) Des calcaires rouges noduleux bien lités (Griotte de Lancara). Le passage de la précédente formation à celle-ci se réalise de manière insensible mais l'espace de quelques mètres seulement. Quelques bancs vers la base renferment de nombreuses granulations foncées de glauconie. Les derniers bancs ont souvent une structure schistoïde et sont verdâtres par places. L'ensemble est épais d'une vingtaine de mètres, l'inclinaison est toujours N, ou N.N.W. et conserve à peu près la même valeur. Ce griotte est relativement peu fossilifère ici. Il m'a fourni:

Nisusia vaticina Salter,

Obolus ou Botsfordia,

Fragments de Trilobites.

Dans une ancienne carrière située en bordure de la route d'Oviedo à Léon, un petit peu à l'Est de notre coupe, les Lisusia ne sont pas rares. Plus à l'Est encore, au Nord de Busdongo on observe localement un dédoublement de la bande de calcaires rouges.

4º) Les grès massifs friables légèrement micacés et de teinte jaunâtre reposant directement sur les calcaires précédents (base des grès et schistes d'Oville). Ils ont près de 20 mètres de puissance.

5º) Des schistes verdâtres fins passant progressivement à des grès quartziteux verts foncés en plaquettes (Schistes et grès d'Oville). La surface des bancs quartziteux est presque partout couverte de pistes ou empreintes telles que Poralites, Arthrophycus, Rhyzophycus, etc. Cette formation a à peu près 80 mètres d'épaisseur.

6º) Les schistes et les grès quartziteux précédents passent graduellement à des quartzites bleutés ou blancs en bancs minces généralement séparés par de fins litz micacés (sommet des grès et schistes d'Oville). On rencontre parfois des récurrences de grès schistoïdes verdâtres. A ce niveau on trouve souvent des Scolithus.

Ici s'intercale, dans la partie inférieure, un filon couche de dolérite de couleur sombre, bien visible au confluent de l'arroyo Carisa et du rio Bernesga; son épaisseur maximum ne dépasse pas 20 mètres. L'affleurement ne semble pas en continuité avec celui que l'on aperçoit au Nord de l'église de Busdongo où il a été d'abord signalé par C. de Prado puis par Ch. Barrois.

L'épaisseur totale de cet ensemble, roche éruptive non comprise, est de 70 mètres environ. La direction des couches est toujours la même que celle des formations précédentes mais le pendage est un peu moins accentué.

7º) Des quartzites en bancs généralement épais (Quartzites de Barrios)

Le passage des quartzites précédents à ceux-ci se fait de manière insensible; les bancs sont surtout épais dans la partie supérieure de la série. Ils ne renferment pas de fossiles mais parfois des Bilobites. A quelques kilomètres à l'Ouest de la présente coupe, près du col de Pajares, on peut ramasser dans ces mêmes quartzites de beaux spécimens de Cruziana furcifera. La puissance de la série dépasse 250 mètres; la direction des couches est la même que la précédente, le pendage est de 60º secteur N.

8º) On passe sans transition ensuite à des schistes noirs très fins, légèrement micacés, renfermant vers la base quelques Monograptus indéterminables spécifiquement (Schistes du Formigoso). On rencontre souvent une mince couche ferrugineuse près de la base. L'épaisseur de ces schistes est un peu inférieure à 100 mètres; leur direction et leur pendage sont les mêmes que ceux des quartzites précédents.

9º) Des grès quartziteux bruns en plaquettes avec récurrences schisteuses à la base (partie inférieure des Grès de San Pedro). La surface des lits est généralement couverte de Néreïtes, mais on n'y trouve pas de fossiles. Le passage des schistes noirs à ces grès se fait de manière progressive. Cette formation a environ 30 mètres d'épaisseur.

10º) A leur sommet les grès précédents deviennent plus ferrugineux et les bancs augmentent d'épaisseur passant ainsi à des grès rouges très ferrugineux en bancs réguliers (Grès de San Pedro). Près du sommet un banc de quartzite blanc a environ 2 mètres d'épaisseur. Ces grès ne m'ont pas donné de fossiles ici. Leur pendage comme celui des grès précédents est de l'ordre de 60º N. ou N.N.O.

Signalons que dans la formation 8º, Kegel a reconnu M. concinnus Lapworth et M. decipiens Törnquist.

Bien que présentant peu de fossiles, cette coupe est instructive car

la succession des formations antécambriennes, cambriennes et siluriennes y est complète et se présente d'une manière tout à fait typique.

Coupes de la région de Villamanin et de Villasimpliz.

Au Sud de Villamanin, en descendant par la route le cours du Bernesga, longeant la rive gauche, on coupe deux fois de suite la série cambrienne et silurienne en l'espace de deux kilomètres. Dès la sortie du village on passe du Carbonifère aux calcaires et dolomies cambriens. En s'écartant de peu à l'Est ou à l'Ouest on peut trouver de bons affleurements mais les couches sont assez disloquées, il y a des suppressions et des répétitions, la succession de ce fait est peu propice à une description stratigraphique. A environ un kilomètre et demi de la vallée du Bernesga sur la rive droite de l'arroyo Formigoso, les schistes noirs auxquels nous avons attribué ce nom, offrent un beau développement et ils renferment à leur base la plus riche faune de Graptolites que j'ai trouvée jusqu'à présent dans ces contrées:

Monograptus jaculum Lapworth
Monograptus concinnus Lapworth
Monograptus circularis Elles et Wood
Monograptus cf. limatulus Törnquist
Monograptus variabilis Perner
Monograptus rumcinatus Lapworth
Monograptus cf. becki Barrande
Monograptus (Rastrites) peregrinus Barrande
Diplograptus (Glyptograptus) tamariscus var. incertus Elles et Wood.

Cette faune est localisée dans une assise qui débute à 3 mètres environ de la base des schistes et se termine à 12 ou 13 mètres. On ne peut préciser davantage la position des fossiles.

Près du confluent du Formigoso et du Bernesga, on voit de nouveau apparaître les calcaires rouges cambriens précédés de dolomies. On peut de là en se déplaçant vers le Sud suivre la coupe suivante:

1º) Calcaires rouges noduleux (Griotte de Lancara). . . . . .12 m.

J'y ai reconnu:

Ecorthis primordialis Barr. Vern.

Nisusia vaticina Salter

Botsfordia leonensis Sampelayo

Botsfordia barrandei Walcott

Trochocystites bohemicus Barrande

Paradoxides pradoanus Barrois

Conocoryphe heberti Berg. Mun.-Chalm.

Conocoryphe ribeiroi Vern. Barr.

Agraulos ceticephalus ? Barrande

Les couches sont inclinées d'environ 60º vers le N.N.E.

2º) Grès massifs de couleur blanchâtre ou ocre, légèrement micacés, glauconieux par places. . . . . 5 m.

On constate ici un petit ravinement local des calcaires rouges précédents par ces grès; j'ai trouvé également dans les grès un galet mal roulé d'un schiste verdâtre renfermant un article de Trochocystites. Avant le dépôt de ces grès il y aurait ici érosion des premières assises de schistes verts qui recouvraient les calcaires rouges. Ces couches ainsi que les suivantes possèdent une inclinaison N.N.E. proche de la verticale.

3º) Schistes tendres jaunes-verdâtres avec intercalations fréquentes, surtout vers le sommet, de grès quartziteux verdâtres avec nombreuses pistes, Palaeospongia et rares Scolithus. . . . . .90 m.

4º) Grès blanchâtres avec mouchetures ferrugineuses alternant avec

grès zonés blanchâtres et bleuâtres. Stratification entrecroisée fréquente vers la base. . . . . 30 m.

5º) Grès schistoïdes, grès micacés et grès quartziteux en plaquettes; ripple-marks à la surface des bancs. . . . . 20 m.

Les formations désignées au 2º, 3º, 4º, 5º appartiennent aux Schistes et Grès d'Orville. A part le ravinement local signalé, il n'y a pas de transition brusque dans cet ensemble. -

6º) Quartzites blancs en bancs épais, surtout dans la partie supérieure (Quartzites de Barrios). Pendage 60º secteur N. . . . . .180 m.

7º) Schistes noirs légèrement micacés avec lits minces et discontinus de minerai de fer à la base et dans la zone supérieure (Schistes du Formigoso). Rares Graptolites de détermination douteuse: Monograptus jaculum ? M. runcinatus ? dans la partie inférieure. . . . . 60 m.

Il y a passage brusque des quartzites aux schistes.

8º) Grès quartziteux bruns en plaquettes avec surfaces couvertes de Nereites (Grès de San Pedro, partie inférieure). . . . . 50 m.

9º) Grès rouges ferrugineux en bancs réguliers (Grès de San Pedro) . . . . . .120 m.

Il y a encore passage progressif entre ces trois dernières formations. Ces grès sur lesquels nous reviendrons à propos du Dévonien, comportent à leur sommet un niveau fossilifère d'âge gédinnien.

Dans la partie inférieure des schistes 7º, Kegel a pu déterminer Monograptus concinnus Lapworth, M. gregarius Lapworth, M. sedgwicki Portlock, M. cf. convolutus Hisinger, M. (Rastrites) hybridus Lapworth, Diplograptus bellulus Törnquist; dans les assises moyennes, il cite M. concinnus avec doute. Tout récemment, P. H. Sampelayo a reconnu vers la partie supérieure de cette formation, M. turriculatus Barrande et Rhynchonella ampelitidis Tromelin et Lebesconte; ce dernier fossile

est particulièrement intéressant au point de vue stratigraphique. Autre fois L. Mallada avait signalé Monograptus priodon Bronn. dans cette région.

Une coupe parallèle à celle-ci relevée au delà de l'autre rive, un kilomètre environ plus à l'Ouest montre une épaisseur plus forte des Schistes et Grès d'Oville, il est possible qu'il y ait eu quelques suppressions de couches au début de la succession ci-dessus. L'épaisseur des Quartzites de Barrios est également un peu plus élevée. Indépendamment de ceci, les Schistes et Grès d'Oville comportent parfois des filons-couches ou même de petits Batholites de dolérite, l'un d'eux est visible sur l'escarpement de la rive droite du Bernesga.

Au Sud de Villasimpliz, la coupe des terrains siluriens est la même, mais inversée. La puissance des Schistes du Formigoso et des Grès de San Pedro est cependant très légèrement moindre.

Coupes de la région de La Vid et de Santa Lucia.

Entre la région de Villasimpliz et celle de La Vid, le Bernesga s'écoule pendant plus d'un kilomètre au fond d'une gorge taillée dans les Quartzites de Barrios. La vallée s'élargit ensuite dans les Schistes du Formigoso et les Grès de San Pedro.

Les Schistes du Formigoso ne présentent aucune différence de caractère sensible ici avec ceux des affleurements de Villasimpliz. Près de la sortie du tunnel du chemin de fer, la base de ces schistes montre de rares Monograptus. Kegel a pu y reconnaître: M. concinnus Lapworth, M. sandersoni Lapworth, M. sedgwicki Portlock, M. runcinatus Lapworth et Diplograptus cf. bellulus Törnquist, et à un niveau un peu plus élevé un Monograptus proche de M. priodon ? Bronn.

A 3 km. 500 à l'Est de La Vid, autour du village de Villar en chemi-

nant du Nord au Sud on recoupe les mêmes affleurements de quartzites, de schistes et de grès précédés par des formations cambriennes tout à fait semblables à celles que le Bernesga recoupe en aval de Villamanin. Plus au Nord, la même succession se retrouve mais en sens inverse et considérablement réduite par laminage.

A mi-chemin entre La Vid et Ciñera, la série cambrienne et silurienne réapparaît à la faveur d'une faille. Dans le lit du Bernesga seuls les derniers bancs des Calcaires de Lancara apparaissent, mais en se déplaçant à l'Ouest et surtout à l'Est on en voit affleurer une partie plus importante. A 2 km. à l'Est de Ciñera, près du ravin que forme l'arroyo de Villar se dresse un bel affleurement fossilifère de calcaires rouges renversés sur des grès ocres et des schistes verdâtres; près du contact, les couches sont riches en oxyde de fer. Dans les calcaires rouges, j'ai trouvé:

Nisusia vaticina Salter

Trochocystides bohemicus Barrande

Paradoxides pradoanus Barrande et Verneuil

Conocoryphe

et dans les grès un fragment de plèvre de Trilobite indéterminable.

Le village de Ciñera est en majeure partie établi sur les Quartzites de Barrios dont le pendage est d'abord assez faible puis se relève rapidement plus au Sud. Les Schistes noirs du Formigoso et les Grès de San Pedro apparaissent ensuite, les premiers surtout sont de puissance plus faible ici que dans la région de Villasimpliz, des phénomènes tectoniques ont pu aussi contribuer à les amincir. C'est dans cette région, à l'Est de Santa Lucia que j'ai trouvé le plus important gîte fossilifère des Grès de San Pedro. J'en parlerai à propos du Dévonien.

Bassin supérieur du rio Torio.

Coupe de la région de Villanueva et de Pontedo.

Le cours supérieur du rio Torio est longé par un chemin carrossable depuis le voisinage de sa source. En descendant ce chemin, on coupe à mi-distance entre Piornedo et Villanueva de Torio le contact des schistes westphaliens avec les Grès de la Herreria.

Les Grès de la Herreria offrent dans la vallée du Torio depuis ce contact jusqu'au Sud de Villanueva de Torio, une puissance d'environ 1.000 mètres. Les bancs, d'épaisseur assez régulière sauf au sommet et de couleur rose tirant légèrement sur le violet, ont un pendage moyen de 60º N.N.E. Leur texture est la même que dans l'affleurement de Busdongo dont on est ici sur le prolongement.

Les dolomies et calcaires de Lancara apparaissent un peu au Sud de Villanueva de Torio avec le même pendage; ils n'offrent pas de différence notable avec ceux que j'ai décrits autour de Camplongo.

A Pontedo, situé à 1 km. de Villanueva de Torio en direction S.E., les assises supérieures de griotte rouge sont exploitées de temps à autre dans quelques petites carrières. Les pierres qu'on en extrait présentent une texture relativement compacte et on n'y trouve guère trace de fossiles. On y a cependant trouvé autrefois Conocoryphe heberti Berg. Mun-Chalm.

A la suite de ces calcaires et toujours sensiblement avec la même inclinaison, on voit successivement apparaître les Grès et les Schistes d'Oville et les Quartzites de Barrios. Leur épaisseur semble légèrement moindre qu'au Sud de Camplongo.

Le Silurien se termine dans cette partie de la vallée du Torio par une vingtaine de mètres de schistes carburés, la partie inférieure des

Schistes du Formigoso sur laquelle reposent transgressivement quelques mètres de grès d'âge dévonien supérieur.

Coupes de la région d'Almuzara, de Getino et de Felmir.

Entre Almuzara et Getino sur le Torio la série cambro-silurienne affleure à nouveau avec sensiblement les mêmes pendage et direction que plus au Nord. Près du confluent du Torio avec l'arroyo Ubierzo, une faille met en contact les calcaires rouges de Lancara avec les schistes westphaliens. Les Schistes et Grès d'Oville leur font suite puis les Quartzites de Barrios dont l'épaisseur est d'environ 300 mètres. Les Schistes du Formigoso sont également bien représentés dans cette région, mais je n'ai pu trouver de Graptolites déterminables. 150 mètres environ de Grès de San Pedro leur succèdent avant d'arriver aux abords du village de Getino.

Peu après Getino, le Torio sectionne de nouveau les mêmes formations qui se présentent de façon presque identique; à peu près seules les couches rouges des Calcaires de Lancara y sont représentées; les Schistes et Grès d'Oville ne sont pas très épais, mais les Quartzites de Barrios forment une imposante masse de près de 300 mètres de puissance dans lesquels le Torio se taille une gorge resserrée. Au N.E. de Felmir, près de la base des Quartzites en question on peut voir de beaux spécimens de Cruziana furcifera d'Orbigny. Les Schistes du Formigoso m'ont donné quelques Monograptus, récoltés près de la base de la formation entre Felmir et Tabanedo:

M. concinnus Lapworth

M. runcinatus Lapworth

M. regularis ? Törnquist.

Cet affleurement est d'ailleurs le même que celui de l'arroyo du For-

migoso. Le village de Felmir est en grande partie établi sur les Grès de San Pedro dont la puissance atteint environ 200 mètres dans cette région.

Quelques deux ou trois kilomètres au Sud de Felmir, au sortir des gorges profondes dites Hoces de Vegacerbera, le Torio coupe une dernière fois des formations cambro-siluriennes; elles sont en cet endroit assez disloquées ou laminées et n'offrent pas un grand intérêt stratigraphique.

Bassin supérieur du Curueno.

Coupes de la région de Valdelugueros, de Tolibia et de la Braña.

Valdelugueros est construit sur les schistes westphaliens de Villanueva mais les Grès de la Herreria apparaissent au Sud des dernières maisons; une faille les sépare du Westphalien. Ils sont presque verticaux comme on peut l'observer près de cette localité dans le lit de l'arroyo Morela qui prend sa source quelques kilomètres plus à l'Est.

Au S.E. de Valdelugueros le Curueno s'écoule vers le Sud et coupe perpendiculairement la série ancienne dont le pendage est de 70º Nord. L'épaisseur des Grès de la Herreria est d'environ 250 mètres en cet endroit.

Les dolomies et calcaires de Lancara qui leur succèdent sont analogues à ceux de Busdongo et de Pontedo, il s'agit là, du reste, d'un seul et même affleurement. A Tolibia de Abajo on aperçoit assez aisément dans les couches rouges des fragments de Brachiopodes et de Trilobites, et surtout des articles de Crinoïdes; des fossiles indéterminables y ont été ramassés autrefois.

Le Torio s'écoule ensuite parmi les Schistes et Grès d'Oville puis franchit une barre épaisse de quartzites et de grès. En examinant minu-

tieusement leurs bancs on constate que seuls lescent premiers mètres appartiennent aux Quartzites de Barrios. A un moment donné les bancs paraissent moins nets et moins compacts, puis on remarque quelques traînées d'hématites, la texture change et l'on se trouve bientôt en présence de grès vacuolaires blancs ou roses présentant les fossiles caractéristiques du Dévonien supérieur. Le contact précis est souvent difficile à voir.

Le Torio s'engage après dans le long défilé qu'il s'est creusé dans les calcaires carbonifères, les Hoces de Tolibia. A l'Est du défilé on observe aisément la transgression du Dévonien supérieur sur les Quartzites de Barrios dont l'épaisseur va en diminuant. Les Bilobites sont fréquents dans cette région: Cruziana furcifera, Cruziana cf. goldfussi, etc. Deux kilomètres environ à l'Ouest d'arenlera et de la Braña j'ai recueilli dans les Quartzites de Barrios à 50 mètres environ de leur début un très bel exemplaire de Proetus rousulti Lebesconte.

A la sortie des Hoces de Tolibia, le Curueno coupe à nouveau perpendiculairement la série cambro-silurienne dont le pendage est compris entre 60° et 70° Nord. C'est le prolongement de l'affleurement de la région Almuzara-Getino que l'on retrouve sans modification sensible. Les calcaires rouges de Lancara montrent dans cette localité à côté de rognons siliceux quelques fragments déterminables de fossiles; notamment des débris de Nisusia vaticina Salter, et des têtes de Conocoryphe.

Dans les Grès et Schistes d'Oville on aperçoit ici la section très nette de deux filons-couches de diabase. Quatre kilomètres plus à l'Est autour du village d'Oville où j'ai pris le type de cette formation, le faciès est un peu plus schisteux et la puissance légèrement plus forte que dans la vallée du Curueno. Dans les schistes verts inférieurs au S.E. du village, j'ai recueilli:

Paradoxides barrandei Barrois

Conocoryphe (fragments)

dans les grès du même niveau: Paradoxides barrandei Barrois également.

A partir de Nocedo jusqu'à sa sortie de la chaîne primaire, le rio Curueno coule parmi les Grès de la Herreria, les Calcaires de Lancara, les Schistes et Grès d'Oville et les Quartzites de Barrios. Malgré leurs nombreux affleurements les Calcaires de Lancara ne donnent pas de bons fossiles dans cette région, ce sont surtout les Schistes et Grès d'Oville, bien que souvent bouleversés, qu'il est instructif d'y étudier. Autour de Valdorria on observe d'assez épais filons-couches de Diabase. Un kilomètre à peu près à l'O.N.O. de Valdeprado, à 200 ou 300 mètres de la Mata de Berbula, j'ai recueilli quelques fossiles dans des schistes verts tendres et très fins de la formation en question, à un niveau se situant un petit peu au dessus du milieu en partant de la base:

Trochocystites cf. bohemicus Barrande

Conocoryphe castroi Barrois

Conocoryphe sp.

Paradoxides cf. barrandei Barrois (le fossile le plus fréquent)

Agraulos ?

Scolithus linearis Hall.

Ce sont des empreintes sur les schistes soulignées par de la limonite, elles sont nettes et fines mais fragiles.

Voici d'ailleurs la succession des formations cambriennes d'après une série de coupes faites à l'Est de Nocedo et au S.O. de Montuerto, en des localités où les épaisseurs des séries ne semblent pas notablement modifiées par les actions tectoniques:

1º) Calcaires gris clairs et dolomies. 50 m.
Cette formation est faillée à la base, le chiffre correspond à la plus grande épaisseur enregistrée.

2º) Calcaires rouges fossilifères légèrement marneux. 15 à 25 m.

3º) Schistes fins d'aspect marneux à la base, souvent micacés, de couleur verte et parfois rougeâtre. 10 à 20 m.

4º) Grès mal lités ou massifs bruns clairs, mouchetés de taches couleur rouille; patine de couleur ocre parfois très vive d'oxyde de fer. 30 à 40 m.

5º) Schistes verdâtres un peu gréseux, surtout vers le sommet. 80 à 120 m.
A certains niveaux, près de la base et vers le sommet, nombreux Torbilites à la surface des lits.

6º) Grès légèrement micacés ou quartzites blanchâtres en plaquettes séparés par des lits schisto-gréseux verdâtres. 60 à 80 m.

7º) Quartzites blancs (Quartzites de Barrios).

Dans cette région, les Quartzites de Barrios qui sont puissants ne montrent aucune particularité nouvelle; les Schistes du Formigoso plutôt réduits ne m'ont donné aucun fossile. A mi-chemin entre Valdorria et Aviados les assises inférieures des Grès de San Pedro offrent un aspect que je n'ai constaté nulle part ailleurs: elles sont en majeure partie formées de schistes vert clair de texture variable avec de rares plaquettes gréseuses jaunâtres ou brunes. Sur une surface bien exposée de ces schistes il m'a semblé apercevoir des fissures de retrait (mudd-cracks).

A Valdepielago et au Sud de cette agglomération, le rio Curueno traverse les Grès de la Herreria pendant 200 ou 300 mètres. Dans ce

même affleurement à deux kilomètres de là en direction N.E. ou N.N.E., j'ai trouvé quelques assises dolomitiques; ce lieu couvert de petits taillis très fournis n'est toutefois pas propice à des observations précises.

Bassin supérieur du rio Porma.

Coupes de la région de Vegamian et de la Venta de Ferreras.

Dans la région de Cofiñal, au Nord de Lillo il y a quelques affleurements de terrains cambrosiluriens; leur étude n'est pas assez avancée pour qu'il en soit question ici.

Deux affleurements de Cambrien, l'un au Nord, l'autre au Sud de Vegamian, sont coupés par le rio Porma perpendiculairement à la direction de leurs bancs. Seuls le griotte rouge de Lancara et une partie des Schistes et Grès d'Oville y sont représentés.

Plus au Sud, peu avant d'atteindre la Venta de Ferreras, les Grès de la Herreria apparaissent à la faveur d'une faille, leur aspect est le même qu'à Camplongo et au Sud de Valdelugueros; il s'agit d'ailleurs du même affleurement, leur puissance est de plus de 500 mètres et leur pendage de 60º secteur Sud, pendage qui se conserve dans les formations suivantes. Les Dolomies et Calcaires de Lancara ont une épaisseur totale de 80 mètres; le griotte rouge renferme des fragments de fossiles déterminables:

Botsfordis barrandei Walcott

Nisusia vaticina Salter.

Un calcaire blanc cristallin présentant quelques fragments de Brachiopodes forme la dernière assise, précédant les Schistes et Grès d'Oville. Cette dernière formation est assez épaisse bien qu'imparfaitement représentée; les Grès de l'Ermitage reposent transgressivement sur

les assises moyennes ou supérieures à un niveau qu'on ne peut préciser exactement.

Sur la rive gauche du rio Porma, à 100 mètres du lit de la rivière, j'ai recueilli dans les assises inférieures des Schistes et Grès en question un Trilobite très curieux ne semblant se rattacher à aucun genre connu. La texture des schistes cambriens de cette localité est assez grossière, ce sont presque des grès, leur teinte est verdâtre foncé.

Coupe de la région de la Herreria, de Cerecedo et de Boñar.

Cette coupe est une des plus instructives quant aux assises inférieures de la série sédimentaire du Léon. Le cours du Porma est assez sinueux dans cette région et coule souvent parallèlement aux couches, mais ceci n'a pas grande importance car on trouve presque partout de bons affleurements et qu'il est, par suite, facile de se tracer des itinéraires permettant de dresser de bonnes sections.

Les Grès de la Herreria ont, dans la vallée du Porma, environ 1.000 mètres de puissance. Au Nord de la Herreria une faille les sépare des schistes et calcaires de Villanueva. Assez grossiers à leur base ils le sont davantage encore près de la Herreria au départ du chemin qui monte vers Oville; il s'agit là d'un véritable petit conglomérat formé d'éléments mal roulés, aussi variés de taille que de nature.

En aval de la Herreria la succession s'observe plus aisément sur les pentes de la rive gauche. En remontant la série, les grès deviennent moins grossiers et sont disposés en bancs réguliers, la teinte est tantôt rose, tantôt jaunâtre ou grise; on rencontre aussi des bancs de quartzites blancs. Le pendage primitivement de 70º Nord s'atténue et oscille entre 60 et 40º, on note même localement à la partie supérieure des inclinaisons de l'ordre de 30º. A 100 ou 200 mètres avant le

sommet de la série, on remarque quelques bancs de grès dolomitiques. Dans la partie supérieure, les grès sont beaucoup plus friables, de teintes variées rouge violacé, blancs, verdâtres, prenant l'aspect de marnes sableuses ou au contraire une texture schistoïde, puis la formation passe insensiblement à la suivante par l'intermédiaire de quelques quinze mètres de grès dolomitiques bien exposés sur la rive droite à un tournant de la route de Boñar un peu en amont du pont de Cerecedo. Cet affleurement de Grès de la Herreria est le prolongement de celui de Valdepielago, il est beaucoup plus aisé de l'étudier ici ainsi qu'à un ou deux kilomètres à l'Est ou à l'Ouest de la vallée du Porma. Dans ces dernières régions la puissance totale de la série exposée atteint certainement 1.400 mètres et on ne note aucune répétition.

Sur les pentes de la rive droite du Porma à un kilomètre et demi au Nord de Boñar les Dolomies et Calcaires de Lancara, dont le pendage est de 50 à 60º N.O., offrent un très beau développement. Ce sont d'abord 50 mètres de calcaires dolomitiques gris clair à patine jaunâtre ou blanchâtre, 35 à 40 mètres de calcaires gris tachetés et de calcaires cristallins, puis 12 mètres environ de calcaires marneux rouges fossilifères.

Vers le sommet de la série dolomitique, exactement 40 à 50 mètres sous les premiers bancs de calcaire rouge, on trouve deux ou trois bancs de quartzites roses et quelques bancs formés par un silexite foncé.

Dans les calcaires tachetés qui rappellent, au dire de géologues marocains à qui je les ai soumis, certains de leurs calcaires à Archaeocyathus, j'ai vainement cherché ces organismes, par contre j'ai pu y reconnaître au microscope de menus fragments de Trilobites, de Brachiopodes et d'Echinodermes, comme d'ailleurs dans les calcaires cristallins.

Vers le sommet de l'assise dolomitique on trouve aussi des perforations verticales ou obliques, irrégulières et parfois enchevêtrées, comblées par un sédiment plus fin; ces perforations auraient été produites par des vers.

Les calcaires rouges ont fourni d'assez nombreux Brachiopodes et Trilobites actuellement au musée de Madrid. Pour ma part j'ai recueilli ici:

Botsfordia barrandei Walcott

Botsfordia leonensis Sampelayo

Nisusia vaticina Salter

Jamesella pellicoi Barrande et Verneuil

Ecorthis primordialis Barrande et Verneuil

Conocoryphe heberti Barrande et Verneuil.

Les Schistes et Grès d'Oville qui succèdent aux Calcaires de Lancara sont en majeure partie masqués dans la vallée du rio Porma près de Boñar, par des alluvions et quelques éboulis. Les premiers lits de schistes verts dans cette localité renferment des empreintes et des pistes énigmatiques bien conservées.

Les Quartzites de Barrios présentent au Nord de Boñar un grand développement, leur pendage est de 70º N.E. et souvent plus près de la verticale encore, ils sont épais de 500 mètres au moins. Ils offrent deux particularités importantes: l'une consiste en la présence d'un conglomérat formé de galets de grès quartziteux ou de quartzites bien roulés de 2 à 5 cm. de diamètre, son épaisseur est de 25 mètres et il est situé à une centaine de mètres du sommet; l'existence de bancs de grès ferrugineux près du sommet constitue l'autre particularité. Les derniers bancs sont assez minces et formés d'un grès friable.

Les Schistes du Formigoso entre Boñar et Adrados sont représentés par

des schistes de teinte claire sans traces de fossiles et dont l'épaisseur n'excède pas 60 mètres. Les Grès de San Pedro par contre sont puissants et montrent leur aspect habituel. Dans cette même région, au N.E. de Vozmediano, j'ai trouvé quelques Spirifer cf. vulcani dans un bloc éboulé de ces grès.

Bassin supérieur du rio Esla.

Coupes de la région de Huelde, de Salamon et de Crémenes.

Le premier affleurement de roches cambro-siluriennes que coupe le rio Esla se place au Sud du village de Huelde. Il franchit dans une vallée encaissée une masse puissante de Quartzites de Barrios dont le soubassement est masqué par des dépôts stéphaniens. Les Schistes du Formigoso et les Grès de San Pedro qui succèdent aux quartzites sont très réduits ici ainsiqu'à Las Solas, 1 km. environ plus à l'Ouest. Il s'agit là d'actions tectoniques car non loin de ces deux localités, au Nord et à l'Ouest de Salamon et de Valbuena ces deux formations sont notablement plus épaisses. Les Schistes du Formigoso ont de 60 à 70 mètres et présentent de rares fossiles dans la partie inférieure qui comporte quelques bancs de quartzites et de petits lits ferrugineux. Les Grès de San Pedro ont au moins 130 mètres d'épaisseur et leurs derniers bancs sont par endroits très fossilifères. Les fossiles des schistes consistent en fragments de Graptolites, Monograptus nodifer Törnquist, Monograptus variabilis Perner, ils ont été ramassés à 22 mètres de la base.

Quatre à cinq kilomètres au Sud de ces localités, aux environs de Cremenes et de Corniero d'importantes récoltes de Brachiopodes et de Trilobites acadiens maintenant rassemblés au musée de Madrid, ont été faites autrefois dans les bandes de calcaires rouges qui passent au Nord et à l'Ouest de ces villages.

Coupes de la région de Crémenes et de Verdiago.

A Valdore le rio Esla recoupe la bande de calcaires rouges cambriens qu'il a déjà franchi près de Crémenes. Dans le lit de la rivière et sur sa rive droite au Nord du village, on observe aisément les calcaires rouges renversés sous le Dévonien supérieur avec lequel ils sont en contact anormal. Les Schistes et Grès d'Oville ne paraissent pas très épais; les Quartzites de Barrios par contre sont puissants mais les variations fréquentes de pendage ne permettent pas d'en préciser exactement l'épaisseur.

Quelques kilomètres en aval, autour de Verdiago le rio Esla coupe une fois de plus les mêmes affleurements très réduits en épaisseur par suite d'actions tectoniques. Les assises rouges des Calcaires de Lancara sont, malgré cela, assez fossilifères ici. J'y ai recueilli:

Trochocystites bohemicus ? Barrande

Nisusia vaticina Salter

Ecorthis primordialis Barrande et Verneuil

Botsfordia leonensis Sampelayo

Paradoxides pradoanus Barrande et Verneuil

Conocoryphe heberti Berg. Mun-Chalm.

Coupe au N.O. de la Veliella.

Tandis que les coupes de la région de Crémenes et de Verdiago n'offrent pas de particularités nouvelles et que les actions tectoniques qui ont modifié l'épaisseur des séries les rendent peu favorables à une description stratigraphique, l'arroyo Veliella qui descend des Monts Pardomino passe à Veliella et se jette dans l'Esla à Valdoré, donne dans son cours supérieur une section spécialement instructive du Cambrien et du Silurien. Ces affleurements sont en continuité avec ceux de la région de Boñar, et les séries sont relativement puissantes.

Les évènements ne m'ont pas permis de consacrer un temps considérable à cette coupe; le fait le plus important à signaler que j'ai néanmoins pu relever est l'existence d'une masse de tufs volcaniques, formés de lapillis et de ponces mal stratifiés située semble-t-il à la limite des Grès et Schistes d'Oville et des Quartzites de Barrios. Ils forment un ensemble hétérogène de couleur très foncée où domine le vert avec des altérations ferrugineuses locales rougeâtres.

Bassins du rio Tuiza (Asturies) et du rio Luna (Léon).

Au S.E. de la Peña Ubina, entre San Emiliano sur le rio Orugo, affluent du Luna, et Telledo sur le Tuiza, torrent du versant asturien, il y a d'importants affleurements de Cambrien et de Silurien. Les assises rouges des Calcaires de Lancara très peu fossilifères ici, les Schistes et Grès d'Oville, les Quartzites de Barrios avec fréquents Bilobites, les Schistes du Formigoso qui renferment quelques Graptolites, les Grès de San Pedro, possèdent le même faciès et les mêmes épaisseurs relatives que dans la région de Busdongo et de Pajares qui est du reste assez voisine. Près de la route, au N.E. du village de Tuiza de Abajo j'ai ramassé les espèces suivantes quelques mètres après la base des Schistes du Formigoso:

Monograptus runcinatus Lapworth
Monograptus variabilis Perner
Monograptus regularis Törnquist
Monograptus concinnus Lapworth
Monograptus jaculum Lapworth
et des fragments de Lamellibranches

Une dizaine de kilomètres au Sud de cette région, à Lancara sur le rio Luna, on retrouve ces mêmes formations. Au Nord de l'agglomération

on aperçoit les calcaires rouges cambriens dont les bancs à peu près verticaux sont dressés comme des murailles. Ces calcaires dont la texture est, dans cette région, très compacte et homogène, sont exploités dans d'importantes carrières. Ils ne paraissent guère fossilifères. Les calcaires précédés de quelques dolomies sont séparés du Westphalien au Nord par une faille; au Sud en descendant le cours du Luna, on rencontre successivement les Schistes et Grès d'Oville, les Quartzites de Barrios et les Schistes du Formigoso qui ne présentent aucun caractère nouveau à signaler. Cet affleurement dans lequel la bande de calcaires rouges peut, comme souvent en pareil cas, servir de repère, se prolonge à l'Est et on retrouve les calcaires rouges au Nord d'Aralla et à deux ou trois kilomètres au Nord de Geras. Il n'est pas certain que ce soit le même affleurement qui passe à l'Ouest près de Huergas de Luna et qui pénètre dans les Asturies à proximité du Mont Cornon, à l'Ouest de San Pedro del Puerto.

Reprenons la série cambro-silurienne là où nous l'avons laissée: continuant à descendre le rio Luna, on parvient au village de San Pedro qui est établi sur les grès rouges auxquels j'ai donné ce nom. Leur épaisseur est de 180 mètres environ et leur pendage secteur Sud très accentué. La partie inférieure de cette formation est constituée comme ailleurs par des grès bruns durs en plaquettes avec quelques récurrences de schistes, la majeure partie est formée de bancs réguliers assez épais très ferrugineux et de couleur rouge sombre. A 50 mètres du sommet on trouve un banc fossilifère. Ce gisement n'est pas aussi riche et ne fournit pas d'aussi bons spécimens que celui que nous trouverons près de Barrios, néanmoins on peut y reconnaître:

Spirifer vulcani Comte

Strophеodonta ?

Quelques mètres de grès dolomitiques terminent la série.

A 5 ou 6 kilomètres en aval de San Pedro dans la région de Barrios de Luna, on retrouve les mêmes formations primaires, il s'agit en fait du flanc opposé du synclinal dont nous venons d'examiner la partie Nord. La succession se présente évidemment en sens inverse; il est donc plus logique de remonter le cours du Luna pour en faire la description.

Dans la région en question les couches sont sensiblement verticales et leur direction N.O. en moyenne.

Les calcaires de Lancara qui offrent de remarquables affleurements autour de Barrios et dans l'agglomération même sont précédés par les Grès de la Herreria. Les assises rouges paraissent plus fossilifères ici qu'aux environs de Lancara.

Les Schistes et Grès d'Oville offrent aussi un beau développement mais ils sont en partie masqués par les éboulis des Quartzites de Barrios. Ceux-ci forment au N.E. du village une grande muraille verticale que le rio franchit dans un court défilé et que la route traverse en tunnel. A la sortie du village j'ai récolté dans des blocs de Quartzites provenant de bancs peu épais quelques spécimens de Lingulella heberti Barrois. Bien que ne les ayant pas retrouvés en place, malgré de longues recherches, il m'a été aisé de me rendre compte que ces fossiles proviennent des couches de passage des Schistes et Grès d'Oville aux Quartzites de Barrios à un niveau qui me semble appartenir plutôt à la première nommée de ces deux formations.

Après la sortie du tunnel qui traverse les Quartzites de Barrios on relève la coupe suivante:

1º) Schistes noirs ampeliteux comportant un banc très épais de Quartzites près de la base (Schistes du Formigoso). 80 m.

2º) Grès quartziteux bruns avec quelques récurrences schisteuses (partie inférieure des Grès de San Pedro). 30 m.

3º) Grès ferrugineux rouges foncés en bancs réguliers (Grès de San Pedro). 120 m.

4º) Grès dolomitiques et grès limoniteux ocres (Grès de San Pedro). 10 m.

Dans les premiers lits de schistes noirs on aperçoit de rares fragments de Graptolites: Monograptus jaculum ? Lapworth; immédiatement après le banc de quartzites j'ai recueilli Monograptus nodifer Törnquist.

Dans les Grès de San Pedro, à 50 mètres du sommet un banc qui lithologiquement ne diffère en rien des autres se montre très fossilifère; on y trouve:

Spirifer vulcani Comte

Dalmanella orbicularis Sowerby

Homenolotus cf. roemeri de Koninck

Acaste cf. downingiae Murchison.

Dans ce gisement, seul le Spirifer est abondant, il est accompagné par une forme plus petite et ailée qui appartient peut-être à la même espèce. On trouve aussi quelques articles d'Encrines à ce niveau, ils sont fort rares dans les autres bancs.

Les grès dolomitiques du sommet de la série de San Pedro présentent par places quelques Tentaculites mais nonn une faune caractéristique comme à Santa Lucia et à Valbuena.

Dans son cours inférieur, le rio Luna ne recoupe plus les formations cambro-siluriennes.

C

CARACTÈRES LITHOLOGIQUES DES FORMATIONS

Grès de la Herreria.

Ces grès sont toujours disposés en bancs dont l'épaisseur, variable, est généralement comprise entre 40 cm. et 1 mètre. La couleur dominante est un rose pâle tirant un peu sur le violet.

La texture de ces grès est caractéristique et permet, même à l'oeil nu, de les distinguer des autres formations gréseuses primaires de la région. Les grains de quartz sont de taille très variable, les feldspaths peu abondants sont représentés par du microcline, de l'oligoclase, plus rarement par de l'orthose. Le ciment, formé d'éléments phylliteux de feldspaths pulverulents et de l'épidote, est blanchâtre ou parfois légèrement coloré par de l'hématite ou de la limonite.

A côté des grès ainsi constitués qui dominent, il existe des grès quartziteux avec mouchetures ferrugineuses et des grès schistoïdes plus riches en éléments phylliteux. Au Nord du hameau de la Herreria, le grès passe à un véritable conglomérat dans lequel on distingue des fragments mal roulés de roches rhyolitiques dévitrifiées, l'ensemble est cimenté par de fines particules de feldspaths (albite?) associés à de l'épidote et de la zoïzite.

Les grains de quartz sont en général caractérisés par de nombreuses et très petites inclusions liquides, caractère commun à la plupart des grains de quartz des autres roches primaires du Léon. Ces quartz semblent provenir de gneiss analogues aux gneiss antécambriens qui affleurent en Galice.

En raison de la nature de leur ciment, les grès de la Herreria sont

assez altérables. Ils donnent lieu à des reliefs arrondis mais parfois élevés comme ceux des Monts Pardomino au Nord de Vozmediano.

Calcaires de Lancara.

On y distingue à première vue une formation inférieure en partie dolomitique de teinte grise ou jaunâtre assez claire et une formation supérieure, plus mince, d'un rouge vif absolument caractéristique. Tout cet ensemble est disposé en bancs réguliers.

La formation inférieure est constituée en majeure partie par des calcaires dolomitiques compacts gris ou jaunâtres à patine claire, et se termine par des calcaires cristallins associés à des calcaires très fins. Le niveau où débutent les calcaires cristallins varie d'une région à l'autre; ces derniers sont par place assez chargés de glauconie, ils montrent aussi de rares traces d'organismes.

Au microscope, les calcaires et calcaires dolomitiques des assises inférieures présentent une texture très fine de calcite ou de dolomies avec exceptionnellement des traces d'éléments étrangers: grains de quartz très petits, paillettes de mica et traînées d'oxyde de fer. Les calcaires cristallins sont formés d'une mosaïque assez régulière de rhomboèdres de calcite de quelques millimètres d'arête, de la glauconie en petits grains est toujours présente et quelquefois assez abondante, elle est souvent accompagnée de très fins granules de pyrite; on y rencontre encore, de façon exceptionnelle, de petits grains de quartz, des lamelles de muscovite détritique et lorsque la pyrite est décomposée des concentrations d'oxyde de fer. Certaines préparations montrent des cristaux de calcite de taille variable accompagnés de fragments d'organismes, de Trilobites surtout. Il est évident que le caractère cristallin de ces calcaires ne peut être attribué à des actions métamorphiques

La formation supérieure est constituée par un calcaire marneux, souvent noduleux, d'un rouge intense tirant sur le violet. Il est moins compact, mais d'une couleur beaucoup plus crue que le griotte typique du Dévonien des Pyrénées.

Examiné en lame mince, ce griotte cambrien se montre formé de petits cristaux de calcite (accompagnée d'un peu de dolomie et sans doute de traces de sidérose), de fragments calcaires de Brachiopodes, de Cystidés et de Trilobites noyés dans une masse de calcite pulvérulente, d'éléments phylliteux et d'hématite. On y trouve assez souvent des grains de glauconie, vers la base surtout. Du quartz et de la muscovite ainsi que de petits cristaux de zircon s'y rencontrent de façon exceptionnelle.

Le Griotte de Lancara est exploité dans de nombreuses carrières comme matériau de construction. On recherche de préférence les bancs les plus marneux et homogènes qui présentent de meilleures qualités de résistance.

Leurs affleurements en bandes étroites ne permettent pas aux calcaires de Lancara de jouer un rôle morphologique très important; c'est ainsi que le griotte, bien qu'assez facilement entaillé par les eaux courantes, ne donne généralement pas lieu à des vallons ou des dépressions. Ceci s'explique aussi en raison du fait que la partie inférieure des Schistes d'Oville qui leur font suite offrent une résistance bien moindre à l'érosion.

Grès et Schistes d'Oville.

Les grès inférieurs massifs ne se trouvent pas, nous l'avons vu, de façon constante à la base de ce complexe. Ils manquent assez souvent, ou bien sont précédés par quelques mètres de schistes analogues à ceux

qui leur font suite, mais dont les premiers lits sont très ferrugineux. Ces grès sont jaunâtres ou ocre vif; ils présentent par endroits une stratification entrecroisée.

Leur texture varie quelque peu. Le plus souvent ils sont formés de grains de quartz assez fins mais mal calibrés avec quelques paillettes de mica, des grains de glauconie, en proportion ordinairement faible et de très rares petits fragments de microcline cimentés par des éléments phylliteux et ferrugineux, accompagnés parfois de sphène et de rutile. Le zircon et la tourmaline figurent comme autres éléments rares à signaler.

Les schistes sont de couleur verdâtre. Au microscope, ils se montrent formés de grains très menus de quartz, de petites paillettes de mica clastique, d'épidote, de phyllites, de glauconie, de fins granules de pyrite donnant souvent des altérations ferrugineuses. Comme dans les grès précédents, on y rencontre parfois un peu de sphène et de rutile et de petits cristaux de zircon.

La glauconie n'est jamais abondante et semble manquer dans les assises supérieures.

En quelques localités, ces schistes prennent un aspect gréseux dû à l'addition de grains de quartz de dimensions plus fortes.

Dans les assises inférieures, les lits de schistes sont de dureté très variable, leur surface est souvent couverte de pistes ou d'empreintes énigmatiques.

Vers la partie moyenne de la série, apparaissent de minces bancs de grès quartziteux ou de quartzites qui prennent graduellement de l'importance, annonçant ainsi la formation suivante, les Quartzites de Barrios. Le sommet de la série d'Oville revêt aussi l'aspect de petits bancs de grès quartziteux ou de quartzites, séparés par des feuillets micacés.

Au microscope on constate que ces grès quartziteux comportent habituellement une proportion assez sensible de mica en petites paillettes, les fragments de feldspaths sont toujours rares; les grains de quartz sont fréquemment soudés entre eux, mais il peut y avoir interposition d'une mince pellicule de ciment phylliteux.

C'est généralement dans la partie supérieure des Schistes et Grès d'Oville que s'intercalent les filons-couches de dolérite si fréquente en Léon et peut-être aussi dans les Asturies. J'ai récolté de nombreux spécimens de ces dolérites provenant des filons-couches de Camplongo, Villamanin, Valdorria, Nocedo, Cremenes, Verdiago, Vegacerbera.

Dans ces filons-couches qui ont de 6 à 10 mètres d'épaisseur, rarement plus, la roche éruptive se présente toujours sous le même aspect. Elle est de couleur brun foncé en surface, verdâtre sur les cassures fraîches, et d'aspect plus ou moins grenu; elle offre toujours une tendance à se décomposer en boules.

Au microscope, c'est une roche mélanocrate à structure ophitique présentant un temps ou parfois deux temps de cristallisation mal délimités. Les éléments caractéristiques sont des cristaux allongés de plagioclases (labrador) entourés d'augite (souvent un peu titanifère) et d'olivine. L'augite est en général légèrement ouralitisée et l'olivine est toujours très altérée donnant de la serpentine, de la biotite, des chlorites (pennine surtout), de l'épidote et plus rarement de la calcite secondaire et d'autres produits de décomposition. La magnétite titanifère avec liséré de sphène (leucoxène) est relativement abondante par places. L'apatite est toujours présente en petite quantité. On trouve aussi des zéolithes dans certaines préparations. Lorsque la roche est à deux temps, ceux-ci restent mal délimités; les microlithes de plagioclases qu'on y rencontre semblent se rapporter surtout à l'an-

désine. Dans toutes les préparations les feldspaths sont d'ailleurs en partie kaolinisés.

La roche d'un petit batholite situé à l'Est de Cerecedo montre les mêmes caractères que ceux des roches des filons-couches.

Je n'ai jamais pu déceler le moindre effet métamorphique de ces dolérites sur les roches sédimentaires encaissantes. Ceci est d'autant plus remarquable que l'altération des dolérites semble surtout relever d'actions pneumatolithiques.

La partie inférieure des Schistes d'Oville, surtout lorsqu'elle ne comporte pas de grès, offre une résistance très faible à l'érosion.

Quartzites de Barrios.

Ces roches sont toujours disposées en bancs. Les assises inférieures et les couches de passage à la formation précédente sont habituellement constituées par des bancs de quartzites assez peu épais, légèrement micacés, souvent séparés par des lits riches en mica. Les ripple-marks ne sont pas rares à ce niveau. Les bancs deviennent rapidement épais et le sont surtout dans les assises supérieures.

Au microscope, ces quartzites se présentent comme une mosaïque de grains de quartz engrainés les uns aux autres sans interposition de ciment. Les grains sont très fins. Les paillettes de mica, assez fréquentes à la base de la formation, sont rares dans les autres assises. Accompagnant ces quartzites francs, le microscope révèle quelquefois des grès quartziteux à grains fins, mal calibrés, dont le ciment siliceux, plus rarement silico-phylliteux, peut être facilement distingué.

J'ai rapporté quelques spécimens des roches pyroclastiques qui se trouvent interstratifiées à la base semble-t-il des Quartzites de Barrios, quelques kilomètres au N.E. de Velilla, et je les ai examinées au microscope.

Ce sont des ponces et des lapillis dans lesquels on observe les stades intermédiaires entre la roche vitreuse et la roche microlithique. Les fragments éruptifs dépassent rarement quelques centimètres.

La roche microlithique toujours assez altérée montre du quartz formé en deux temps, des plagioclases qui lorsqu'ils sont déterminables se rapportent à l'oligoclase; le sphène et des chlorites sont relativement assez abondants sur beaucoup de préparations..

Si cette roche était de même nature que celle des filons-couches des Schistes d'Oville, ceux-ci se trouveraient ainsi datés. Mais comme on le voit, ces roches pyroclastiques paraissent de nature légèrement plus acide. Il s'agit en effet plutôt d'un tuf dacitique que d'un tuf doléritique.

Les éléments qui accompagnent ces débris volcaniques consistent en grains de quartz très fins, de rares grains de zircon et des produits d'altération des roches précédentes, chlorites, calcite, oxyde de fer. Au contact d'un lapilli j'ai trouvé une fois un menu fragment de calcaire dolomitique semblable à celui de Lancara.

Les bancs inférieurs des Quartzites de Barrios, peu épais, sont quelquefois utilisés localement pour la construction. Les autres bancs très durs et beaucoup trop épais, sont inexploitables.

Ces quartzites offrent une très grande résistance à l'érosion; c'est indubitablement la formation la moins altérable par les agents atmosphériques de tout le Primaire du Léon bien que les joints de stratification favorisent l'action des gelées. Malgré cela, cette série qui n'est pas très puissante, du fait qu'elle est encadrée par des formations très tendres, ne donne généralement pas naissance à des crêtes très élevées. Par défaut d'ablation comme la plupart des roches siliceuses, les Quartzites de Barrios donnent toujours naissance à des éboulis abondants.

Schistes du Formigoso.

Leurs assises moyennes et inférieures surtout sont noires, ampeliteuses et très tendres, sans stratification; la partie supérieure est d'un noir moins franc, plus luisant et il s'y intercale de minces lits de schistes grossiers ou, plus rarement, despetits bancs de grès roux durs et compacts; les schistes eux-mêmes sont plus durs et se séparent en lits couverts de pistes (néréites) soulignées par de la limonite. A la base de ces schistes et dans la partie moyenne ou supérieure il y a parfois quelques lits minces de minersis de fer pulvérulent ou oolithique. L'ensemble des schistes présente en outre des traînées de limonite qui doivent provenir de l'altération de la pyrite car elles sont habituellement accompagnées d'efflorescences alunifères.

Examinés au microscope, ces schistes noirs se montrent très chargés en matière charbonneuse noire associée à de fines paillettes de mica et de très menus et rares éclats de quartz clastique, cet ensemble imprégné d'un ciment phylliteux accompagné d'un peu de calcédoine, de quartz secondaire et de limonite.

Les schistes du Formigoso sont dans l'ensemble très tendres et toujours profondément ravinés par les eaux.

Toutes les rivières du Léon charrient un peu d'or lorsqu'elles ont drainé les eaux des régions siluriennes, com e on n'y rencontre généralement pas de filons aurifères, il y a tout lieu de penser que ce sont les roches sédimentaires siluriennes elles-mêmes qui sont aurifères. Ceci n'a pu encore être confirmé au microscope.

Grès de San Pedro.

La base de cette formation est constituée par des grès quartziteux bruns en plaquettes accompagnés de rares lits de schistes noirs couverts de néréites. La majeure partie des Grès de San Pedro est formée

par des bancs réguliers de grès assez fins de couleur rouge lie-de-vin très sombre. Des bancs de texture grossière avec petits galets ou des lits schisto-gréseux rouges et verdâtres ne sont cependant pas très rares. Exceptionnellement, comme dans la région au Sud de Villamanin, un banc épais de quartzites blancs apparaît dans la partie moyenne de la formation.

Constitués de grains de quartz généralement fins et bien roulés, liés par un abondant ciment d'hématite, ces grès sont par suite très riches en fer. Leur teneur en ce métal est en moyenne de 30 à 35 % et des richesses plus considérables sont fréquentes. Tous les vestiges organiques, dont la plupart étaient primitivement calcaires, sont hématisés; aussi est-il possible que le ciment ferrugineux actuel résulte d'une transformation analogue. Selon L. Cayeux, qui a bien voulu examiner mes préparations, il s'agit d'un ancien grès calcaire dont le ciment de calcite aurait été transformé en sidérose puis en hématite.

Autour de Cremenes on note souvent des teneurs de plus de 50 % de fer. Toutefois au point de vue sidérurgique, la gangue siliceuse qui ne peut être séparée par triage conduit à des lits de fusion très pauvre. Outre cela la fonte obtenue serait assez phosphoreuse. Ce grès ne constitue donc pas un minerai de valeur. En raison de la proximité de gisements de houille coquéfiable et de castine, il a cependant été activement exploité autrefois, principalement dans le district de Sabero.

Il est assez remarquable de constater qu'aucun des terrains qui viennent d'être examinés n'a subi le moindre métamorphisme. Les calcaires cristallins de Lancara qui rappellent des cipolins montrent au microscope une origine purement sédimentaire, leur texture ne traduit même aucune action dynamométamorphique.

Aperçu sur les milieux générateurs.

Toutes ces formations sont marines, cela est manifeste car, à part les Grès de la Herreria, elles renferment toutes des fossiles marins et l'analyse des éléments des roches qui les constituent confirme cette manière de voir.

Pour les Grès de la Herreria qui ne renferment pas de fossiles, l'origine marine est moins évidente. Cette abondante accumulation d'éléments détritiques souvent grossiers et plus ou moins bien roulés peut faire songer à certains dépôts de deltas, mais la régularité, dans l'ensemble, de la stratification sur de grandes étendues, la présence de lits de grès dolomitiques, rares il est vrai, et l'absence de couches argileuses, ne permettent pas de soutenir ce point de vue: l'origine des Grès de la Herreria est franchement marine, mais laisse soupçonner la proximité de masses continentales.

Au reste, la plupart de ces roches cambriennes et siluriennes sont essentiellement formées d'éléments détritiques. L'étude des grains de quartz, nous l'avons vu, laisse penser que ces éléments ont été empruntés soit à une émergence voisine, soit à une aire d'abrasion (1), où dominaient des gneiss de même nature que les gneiss antécambriens qui affleurent actuellement en Galice.

---

(1) Lorsqu'une région est la source d'éléments sédimentaires ou lorsqu'elle se singularise par l'absence de dépôts, absence pouvant d'ailleurs résulter d'une ablation, la cause invoquée ne doit pas nécessairement être une émersion. L'abrasion marine s'exerce en effet jusqu'à une certaine profondeur, son action, à beaucoup d'égards, est comparable à celle de l'érosion continentale et elle peut être aussi invoquée dans bien de cas. J'ajouterai qu'il y a tout lieu de penser que des observations minutieuses doivent permettre de faire le départ entre ces deux modes d'action.

Dans le présent cas, l'abondance, la nature et le calibrage des éléments ne permettent guère d'invoquer une aire d'abrasion, mais il n'en est pas de même quant aux cas envisagés ci-après.

Les Grès de la Herreria, la majeure partie des Grès et Schistes d'Oville, les Quartzites de Barrios, les Grès de San Pedro, ont été constitués par des éléments détritiques déposés dans des eaux agitées. Cela ne signifie pas que la surface de la mer fût spécialement agitée, mais que le niveau où s'effectuait le dépôt était dans la zone d'action des vagues et des courants. Le dépôt des formations énumérées s'est donc effectué à faible profondeur (1). Les Grès de la Herreria semblent témoigner d'une côte proche, mais pour les Schistes et Grès d'Oville, les Quartzites de Barrios et les Grès de San Pedro, les relations avec une côte ou une émergence pouvaient être plus éloignées.

Les Calcaires rouges de Lancara sont des sédiments biochimiques dont le dépôt s'est effectué dans un milieu oxydant (2) et agité. C'est encore un dépôt peu profond, mais presque exempt d'apport terrigène. Comme les calcaires rouges, les calcaires cristallins et parfois aussi les dolomies qui les précèdent, ils renferment par place de la glauconie, minéral qui milite également en faveur d'un dépôt effectué à profondeur très modérée.

En plusieurs localités la partie inférieure des Schistes et Grès d'Oville comporte des couches de schistes vert foncé très fins légèrement pyriteux, offrant les caractères d'un véritable dépôt pélagique effectué en milieu réducteur, mais ils passent latéralement à des schis-

---

(1) C'est-à-dire notablement au dessus du niveau-limite. Pour préciser ma pensée, je dirai que ces dépôts ont pu s'effectuer à une profondeur inférieure à 40 ou 50 mètres et sans doute souvent bien moindre.

(2) On rencontre cependant dans ces calcaires quelques rares granulations de pyrite accompagnant la glauconie, mais le fer à l'état d'oxyde ferrique domine de très loin et il ne s'agit vraisemblablement pas d'une oxydation et d'un enrichissement ultérieurs (chapeau de fer).

tes grossiers comportant parfois quelques lits gréseux. Il est donc très vraisemblable que le dépôt de ces schistes fins se soit effectué dans des conditions de profondeur peu différentes du restant de la formation.

Les Schistes du Formigoso constituent un sédiment plus nettement pélagique. Leur dépôt s'est effectué dans des eaux calmes, au dessous de la zone d'action des vagues et des courants et en milieu réducteur. Bien que plus riches en matières carbonées, ils rappellent à beaucoup d'égards certains dépôts bathyaux actuels comme ceux de la mer Noire par exemple.

On serait donc tenté de les considérer comme un dépôt de mer profonde. Pourtant plusieurs géologues notoires ont récemment rapporté des observations qui semblent bien prouver que certains Schistes à Graptolites comme ceux qui nous occupent se sont fréquemment formés à très faible profondeur. Malgré les apparences il n'y a aucune incompatibilité entre le caractère pélagique et l'aspect bathyal des schistes à Graptolites et leur formation à faible profondeur. Signalons à ce propos que W. Kegel a observé dans les Asturies au sommet de schistes équivalents à ceux du Formigoso de minces lits gréseux paraissant présenter des empreintes de gouttes d'eau.

Les Grès de San Pedro, comme ceux de Furada dans les Asturies, sont des formations marines, les quelques fossiles qu'ils renferment et les rares articles d'Encrine que l'on y remarque à divers niveaux suffisent à le prouver. Ils sont donc bien différents des Vieux-Grès-Rouges, formations continentales ou subcontinentales. Au point de vue lithologique, ils s'en distinguent à première vue par leur grande homogénéité et par l'extrême rareté des couches argilo-schisteuses vertes et rouges, moins exceptionnelles d'ailleurs dans les Grès de Furada que dans ceux de San Pedro.

D

SUCCESSION GÉNÉRALE DES COUCHES ET RÉPARTITION DES FOSSILES

Succession générale des couches.

Les coupes qui viennent d'être décrites mettent en évidence la succession suivante de bas en haut:

1) Grès de la Herrería (plus de 1.400 mètres).

Grès feldspathiques roses, grossiers, disposés en bancs épais. Sans fossiles.

2) Calcaires de Lancara (60 à 100 mètres).

Calcaires dolomitiques et calcaires argileux rouges en bancs réguliers. L'assise inférieure dolomitique a de 45 à 80 mètres d'épaisseur, à son sommet elle passe à des calcaires cristallins blancs souvent glauconieux qui la séparent des calcaires rouges (griotte) dont l'épaisseur est de 12 à 25 mètres. Les calcaires rouges sont très fossilifères: Trilobites et Brachiopodes.

3) Schistes et Grès d'Oville (120 à 240 mètres).

Schistes verts parfois gréseux et grès quartziteux en bancs minces; ces derniers rares ou absents dans les assises inférieures deviennent fréquents au sommet. Souvent grès massifs à la base ou près de la base. Ravinement local du Griotte de Lancara par les grès massifs près de Villamanín. Peu de fossiles; quelques Trilobites, très rares Brachiopodes inarticulés au sommet. Fréquents filons-couches de dolérite à ce niveau.

4) Quartzites de Barrios (160 à 430 mètres).

Quartzites blancs en bancs épais, surtout vers le sommet. Conglomérat dans la partie supérieure près de Boñar. Pas d'autres traces organiques que des Bilobites et des Scolithes.

5) Schistes du Formigoso (50 à 100 mètres).

Schistes noirs ampeliteux tendres, toujours très fins et souvent micacés. Graptolites dans les assises inférieures, très rares ailleurs.

6) Grès de San Pedro (80 à 170 mètres).

Grès quartziteux bruns en plaquettes, puis grès très ferrugineux d'un rouge lie-de-vin en bancs réguliers. Brachiopodes articulés et Trilobites par places.

En comparant les coupes de la vallée du Bernesga relevées ici et celles analysées par W. Kegel, on voit aisément que les dits Schistes du Bernesga correspondent à la partie inférieure et moyenne des Schistes du Formigoso tandis que les Couches de Villasimpliz correspondent à la partie supérieure des Schistes du Formigoso et aux premières assises des Grès de San Pedro qui renferment encore de rares récurrences schisteuses.

La question de la continuité de ces dépôts (au sens relatif défini au début de ce chapitre) sera traitée plus loin; bornons-nous à relever que dans toute l'eétendue des observations rapportées ici, ces formations paraissent dans l'ensemble parfaitement concordantes.

En estimant l'épaisseur des formations, je me suis évidemment efforcé d'éliminer les cas d'amincissement par laminage, suppression de couches par faille ou étirement , soit au contraire épaississement par répétition ou accumulation. L'amincissement par laminage auquel peuvent être soumises les formations les plus tenaces comme les Quartzites de Barrios ne sont cependant pas toujours aisés à déceler, aussi n'est-il pas tout à fait impossible que certains minima d'épaisseur enregistrés leur soient encore en partie imputables.

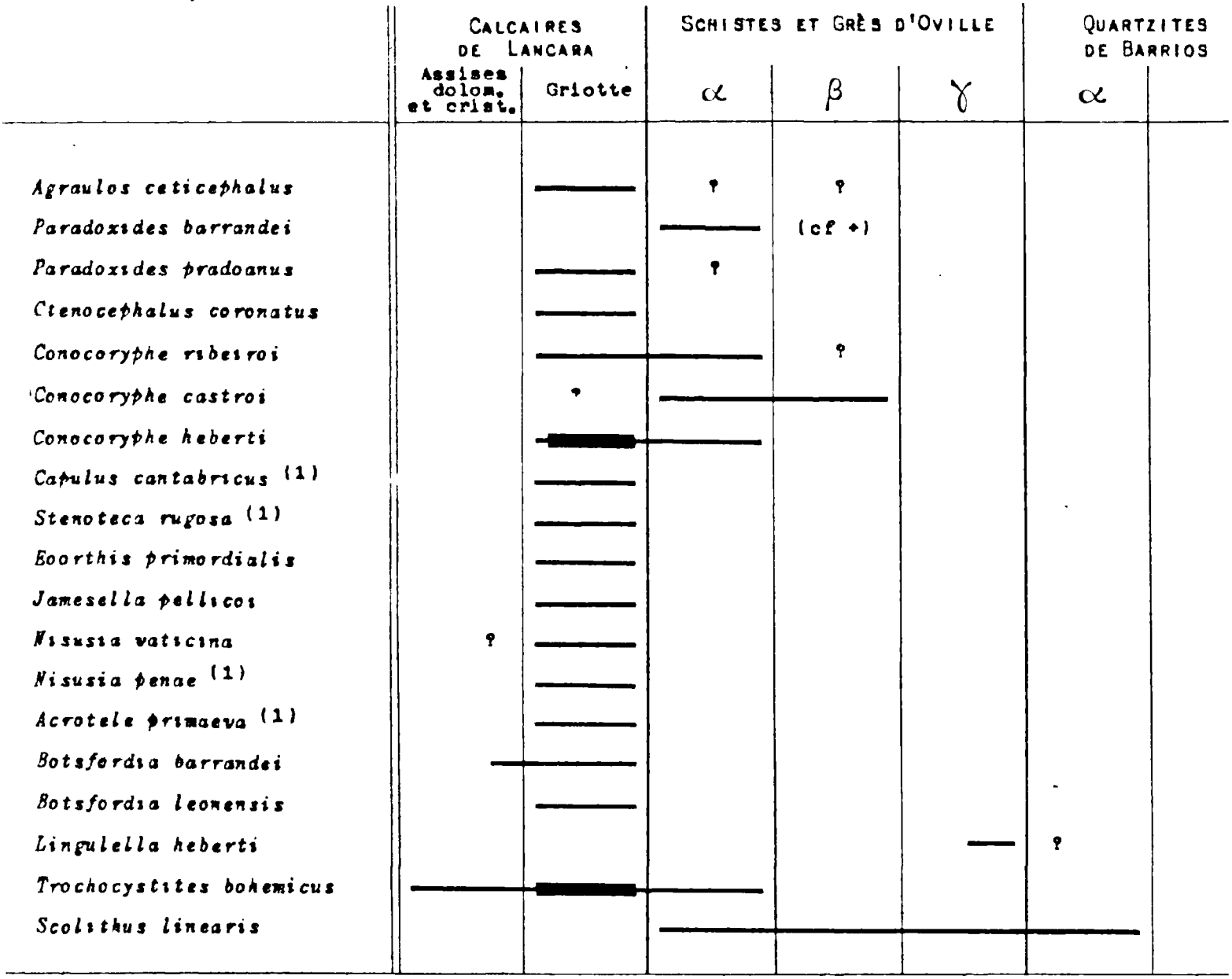
Répartition des fossiles.

Les tableaux suivants font ressortir la répartition des principaux fossiles (1). Rappelons auparavant que les Grès de la Herreria ne renferment pas de fossiles et que si les assises dolomitiques et cristallinesdes Calcaires de Lancara se montrent zoogènes par endroits, les organismes (Trilobites et Brachiopodes) sont si fragmentés que les déterminations spécifiques sont rarement possibles.

---

(1) Dans les tableaux de répartition, en plus de mes observations personnelles je cite d'autres observations, aisées à contrôler, en indiquant le nom de leur auteur et parfois les réserves qu'il a pu faire lui-même.

Pour ajouter plus de précision dans la répartition des fossiles, les formations sont en principe divisées en trois parties égales: α, assises inférieures; β, assises moyennes; γ, assises supérieures. Ces divisions ne présentent évidemment aucune rigueur scientifique car on sait bien que localement certaines assises peuvent s'amincir de façon notable, tandis que d'autres acquièrent une épaisseur beaucoup plus forte.



(1) Ces fossiles du Griotte de Lancara que je n'ai pas trouvés moi-même sont conservés parmi de nombreux autres à l'Institut géologique de Madrid. Leur détermination a été revue par P.H. Sampelayo. Verneuil et Barrande ont cité aussi *Agnostus* (2 esp.) et *Leperditia* ?

	Quartzites de Barrios			Schistes du Formigoso			Grès de San Pedro	
	α	β	γ	α	β	γ	α	β
Acaste cf downingiae								—
Homanolotus cf roemeri								—
Spirifer vulcani								—
Dalmanella orbicularis								—
Rhynchonella ampelitidis						+ (Samp.)		
Diplograptus tamariscus, var incertus				—				
Monograptus peregrinus				—				
Monograptus circularis				—				
Monograptus nodifer				—				
Monograptus cf. becki				—				
Monograptus runcinatus				—				
Monograptus cf limatulus				—				
Monograptus variabilis				—				
Monograptus jaculum				—				
Monograptus regularis				—				
Monograptus concinnus				—	?(Kegel)			
Monograptus cf. priodon					?(Kegel)			
Monograptus turriculatus					+(Samp.)			
Scolithus linearis	—							
Cruziana furcifera	—	—	?					
Fraenia rouaulti	—							

La position des Graptolites dans la partie inférieure des Schistes du Formigoso n'est donnée qu'approximativement.

Chapitre II

Comparaisons et conclusions relatives à l'âge des formations antédévoniennes

A. — Termes de comparaison: les séries antédévoniennes d'Europe.

B. — Régions Cantabriques et Galiciennes voisines du Léon (comparaison et révision).

C. — Age des formations antédévoniennes du Léon.

D. — Les mouvements antédéviens.

A

TERMES DE COMPARAISON: LES SÉRIES CAMBRIENNES ET SILURIENNES D'EUROPE

Dans cet aperçu sur les séries antédévoniennes, je cherche surtout à mettre en évidence la succession des zones fossilifères dans les principales contrées d'Europe. Je réserve pour un autre ouvrage les comparaisons plus étendues et spécialement avec le Maroc, pays qui a été depuis quelque temps l'objet d'études très fécondes.

Les éléments de comparaison rassemblés me serviront à discuter l'âge des différentes formations du Léon et à suivre l'évolution des mers antédévoniennes des régions cantabriques dans leurs relations avec celles des autres régions européennes.

L'ordre adopté pour cet exposé est le suivant: Zone Nord de l'Europe, Zone médiane, Zone méditerranéenne, en se déplaçant de l'Est à l'Ouest de manière à terminer par les régions voisines du Léon. La première place reste cependant réservée aux régions ayant fourni les types d'étage. Les approches du Léon ont été de ma part l'objet de révisions partielles ou de rapides explorations, c'est pourquoi j'insiste davantage à leur propos.

Il y a cependant une différence très importante à relever sur laquelle je reviendrai à propos de l'âge des Grès de la Herrería et des Calcaires de Lancara, c'est que Walcott définit en fait la base du Cambrien par un niveau caractérisé paléontologiquement alors que Murchison l'avait définie auparavant par une discordance. Nonobstant la question de priorité, j'adopterai ici la définition de Walcott, plus rigoureuse au point de vue stratigraphique.

Pays de Galles (1).

Le Cambrien et le Silurien ont été définis en Pays de Galles peu avant le milieu du siècle dernier par Sedgwick et Murchison après de longues et minutieuses recherches. Les étages du Cambrien ont cependant été établis en Amérique du Nord au pourtour du bouclier canadien où ces terrains se présentent de façon plus complète et où l'on trouve les couches fossilifères les plus anciennes. Toutefois si l'on joint le Schropshire au Pays de Galles on a une représentation complète du Cambrien avec des fossiles dès les assises inférieures. Entre les zones définies dans ces contrées et celles reconnues par les géologues américains, par Walcott en particulier, dans l'Est des États-Unis et du Canada, les corrélations sont d'ailleurs bien établies.

Cambrien.

Il sera surtout question ici de l'épaisse série cambrienne qui affleure autour du dôme de Harlech dans le Nord du Pays de Galles. J'ai parcouru cette contrée en 1937 avec le Sedgwick Club.

Reposant en discordance sur le Mona-complex, ensemble précambrien très hétérogène et multicolore, on rencontre d'abord la puissante série détritique des Harlech grits épaisse de près de 2.000 mètres. Elle n'est pas fossilifère dans cette région, mais dans le Sud du Pays de Galles, la série de Caerfai qui lui correspond en partie, renferme quelques Lingulella et des débris mal identifiés de Mesonacidae.

Au Harlech grits succèdent les Clogan Slats (Menevian), schistes noirs fins de 100 mètres d'épaisseur environ renfermant des Trilobites du genre Paradoxides (Paradoxides hicksi, Paradoxides davidis).

(1) J'ai utilisé pour cet exposé les publications récentes du Department of Scientific and Industrial Research (Geol. Survey and Museum).

Puis vient la série des Lingula flags épaisse d'au moins 1.000 mètres, série de schistes grossiers très durs souvent quartziteux se débitant en dalles sonores. Les assises inférieures renferment Olenus cataractes Salter mais la partie principale de la formation ne renferme guère que des Lingules, en particulier Ligulella davisi Mac Coy à test chitineux. Au sommet réapparaissent des schistes noirs à Trilobites, les principales espèces appartiennent aux genres Parabolina et Peltura.

Au dessus des Lingula flags viennent les schistes de Tremadoc presque aussi puissants. Leur teinte est moins foncée que celle des assises qui les précèdent et ils en sont nettement délimités par un lit à Dictyonema flabelliforme double à peu de distance par un lit identique; ces premières assises sont caractérisées aussi par un Trilobite du genre Niobe. Les assises suivantes sont assez fossilifères et on y rencontre de nombreux Trilobites tels que Asaphellus homfrayi Salter, Schumardia pusilla Sars.

Sur de Cambrien repose l'Ordovicien en légère discordance.

Le Cambrien du Schropshire étudié surtout par Cobbold permet de préciser les données sur le Cambrien inférieur qui est en effet fossilifère dans cette région et renferme les Mesonacidae caractéristiques (Holmia, Callavia).

Les étages du Cambrien peuvent être définis paléontologiquement en Pays de Galles et Schropshire comme en Amérique du Nord (régions Est).

1º) Georgien. Trilobites de la famille des Mesonacidae.

Plusieurs zones de Trilobites et de Brachiopodes reconnues par Cobbold en Schropshire.

2º) Acadien. Trilobites du genre Paradoxides.

Dix zones, dont six définies par des Paradoxides, reconnues en Pays de Galles-Schropshire.

3º) Potsdamien. Trilobites du genre Olenus.

Six zones de Trilobites reconnues en Pays de Galles-Schropshire.

4º) Tremadoc. Trilobites des genres Euloma et Niobe. A la base, lits à Dictyonema flabelliformis.

Six zones reconnues en Pays de Galles-Schropshire.

La valeur de ces zones est surtout locale, cependant plusieurs éléments de cette succession ont été retrouvés en Scandinavie et dans les régions orientales de l'Amérique du Nord.

Ordovicien.

En Pays de Galles, l'Arenig, partie inférieure de l'Ordovicien, offre un caractère légèrement transgressif. Néanmoins en bien des points de ce Pays comme plus au Nord dans le district des Lacs, il semble y avoir continuité entre le Cambrien et l'Ordovicien.

L'Arenig dans le Nord du Pays de Galles est formé de grès puis de schistes avec cendres volcaniques. Dans les monts Arenig on trouve près de la base des calcaires à Oxygia selwyni puis des schistes, avec produits volcaniques, à Tetragraptus serra et Didymograptus. C'est le début de la série de schistes à Graptolites bien développée surtout dans le centre du Pays de Galles où un grand nombre de zones ont pu être définies.

Voici, au demeurant, la nomenclature de ces zones et des étages (ou sous-étages) qui les groupent. J'indique aussi quelques Trilobites et Brachiopodes caractéristiques.

Arenig	Dichograptus (3) Didymograptus extensus (4) Didymograptus hirundo (5)	Oxygia selwyni fréquent vers la base. Calymene tristani apparaît dans la partie supérieure.

Llanvirn	Didymograptus bifidus (6) Didymograptus murchisoni (7)	Phacops llanvirnensis, Illoenus hughesi, Illoenus perovalis, Placoparia cambriensis
Llandeilo	Glyptograptus teretusculus (8)	Ogygia buchi, Asaphus tyrannus fréquents vers la base. Trinucleus favus.
Caradoc	Nemagraptus gracilis (9) Climacograptus peltifer (10) Climacograptus wilsoni (11) Dicranograptus clingani (12) Pleurograptus linearis (13)	Nicolella actoniae et Dinorthis flabellulum surtout dans les assises supérieures, Trinucleus concentricus
Ashgill	Dicellograptus complanatus (14) Dicellograptus anceps (15)	Sowerbyella sladensis, Illoenus bowmanni, Phillipsinella parabola, Chasmops conophtalmus.

Ces schistes renferment de fréquentes intercalations de cendres volcaniques et parfois de coulées. A l'Ordovicien inférieur on rencontre quelques lits de minerai de fer oolithique.

Caradoc et Ashgill sont parfois groupés sous le nom de Bala.

Gothlandien.

En Pays de Galles, l'Ordovicien et le Gothlandien sont presque partout concordants. Le faciès de schistes noirs domine aussi durant cette période, les Graptolites sont abondants et permettent de distinguer un nombre considérable de zones. Les Trilobites sont habituellement associés aux Brachiopodes dans le "shelly facies" de O. T. Jones.

Llandovery (s. s.)	Cephalograptus acuminatus (16) Orthograptus vesiculosus (17) Monograptus cyphus (18) Monograptus gregarius (19) Monograptus convolutus (20) Monograptus sedgwicki (21)	Barrandella undata, Atrypa marginalis, Phacops stokesi, Encrinurus punctatus
Tarannon	Monograptus turriculatus (22) Monograptus crispus (23) Monograptus griestoniensis (24) Monograptus crenulatus (25)	Barrandella globosa, Pentamerus oblongus, Leptostrophsia compressa
Wenlock	Cyrtograptus murchisoni (26) Monograptus riccartonensis (27) Cyrtograptus symmetricus (28) Cyrtograptus linnarsoni (29) Cyrtograptus rigidus (30) Cyrtograptus lundgreni (31)	Illoenus barriensis, Phacops candatus. Dans la partie supérieure, Delthyris elevatus, Grammysia cingulata que l'on retrouve au Ludlow
Ludlow (pars)	Monograptus vulgaris (32) Monograptus nilssoni (33) Monograptus scanicus (34) Monograptus tumescens (35) Monograptus leintwardinensis (36)	Dans les calcaires d'Amestry qui correspondent à peu près à la zone à Monograptus leintwardinensis on trouve: Gypidula galeata, Dayia navicula, Chonetes striatellus, Wilsonia wilsoni, Camarotoechia nucula, Acaste downingiae

Le Ludlow se termine par des schistes verts argileux ou calcarifères sans Graptolites dans lesquels on a recueilli: Chonetes striatellus, Dalmanella lunata, Orticuloidea striata, Pterinea retroflexa, Homanolotus knighti, Conularia hastata, etc.

Le Ludlow est surmonté par les couches de Downton de faciès subcontinental.

Ce Gothlandien renferme aussi des espèces classiques à plus large répartition: Monograptus priodon Bronn qui se trouve dans le Tarannon de la zone à Monograptus crispus au Wenlock à la zone à Cyrtograptus linnarsoni. Calymene blumenbachi Brongniart connu du Llandovery au Wenlock. Cardiola interrupta Sowerby du commet du Wenlock et du Ludlow du Pays de Galles mais qui apparaît plus tôt ailleurs.

Très souvent on désigne par Llandovery (s. l.) ou Valentien l'ensemble Llandovery et Tarannon.

J'ai donné ici les zones d'après la nomenclature de Elles et Wood. O. T. Jones a récemment complété et amélioré cette échelle; la nouvelle échelle n'est cependant pas encore entrées dans la pratique pour les comparaisons à grande distance. Les zones de Graptolites du Pays de Galles de Elles et Wood se retrouvent sans altération notable dans les pays scandinaves. Beaucoup de ces zones se retrouvent dans les régions méditerranéennes, mais on y observe quelques chevauchements dont il faut tenir compte lorsqu'on cherche à établir les corrélations.

Le Cambrien et le Silurien du Pays de Galles renferment par places des intercalations de roches éruptives; ce sont généralement des diorites à texture doléritique. On a reconnu des dolérites à hornblende, des dolérites quartzifères à enstatite, des dolérites à olivine de néoformation, des diorites à albite. Leur âge est antédévonien. Elles n'ont pas de rapport nécessaire avec les éruptions ordoviciennes.

On retrouve dans les pays scandinaves d'épaisses formations cambriennes et siluriennes fossilifères assez analogues à celles du Pays de Galles et du Schropshire. Le Cambrien et le Silurien des régions ardénnorhénanes sont très plissées, parfois métamorphisées et généralement peu

fossilifères. Leur étude n'apporte guère d'éléments nouveaux pouvant éclairer la stratigraphie des régions cantabriques.

Bohême (1)

Le Cambrien repose en discordance sur le Précambrien. Il débute par un conglomérat suivi de grès siliceux ou de psammites. La plus ancienne faune connue est celle de Kamenna Hurka à Paradoxides perneri et Ptychoparia cf. marginata; elle se rattache à l'Acadien comme la "faune primordiale" de Barrande bien développée près de Jince où l'on trouve: Paradoxides rugulosus, Paradoxides spinosus, Paradoxides bohemicus, Ellipsocephalus hoffi, Conocoryphe heberti, Ptychoparia striata. Cette faune se trouve dans un schiste argileux compact verdâtre puissant de plus de 100 mètres. Il est recouvert par 200 mètres de grès, conglomérats et psammites sans fossiles avec intercalations éruptives au sommet.

Des grauwackes et des grès verts et rouges légèrement transgressifs reposent en concordance apparente sur les formations précédentes. Près de leur base on trouve Dictyoneme flabelliforme, dans les assises moyennes on a recueilli des Euloma, des Agnostus et de nombreux autres Trilobites ainsi que des Brachiopodes. Ces formations sont typiquement potsdamiennes.

L'Ordovicien repose transgressivement sur ce Cambrien mais sans discordance sensible. Il est formé d'alternances de grès et de schistes avec intercalations éruptives. A la base se rencontrent souvent des lits de minerai de fer oolithique.

L'Arenig est caractérisé par des Tetragraptus, des Phyllograptus, des Cheirurus, on y trouve encore un Trilobite du genre Euloma. Cet

---

(1) J'ai surtout utilisé ici les Tableaux synoptiques du Barrandien de R. Kettner et R. Boncek (Prague, 1936).

étage se termine par une zone à Didymograptus v. fractus ver. volucer.

Malgré le faciès souvent gréseux, les Graptolites sont en effet assez fréquents pour permettre d'établir des corrélations précises avec le Pays de Galles.

Au Llanvirn on retrouve la zone à Didymograptus murchisoni. Le Trilobite Calymene arago est fréquent à cet étage.

Les principaux Trilobites que l'on trouve au Llandeillo et au Caradoc sont Dalmanites socialis et Trinuclus ornatus communs à ces deux étages.

L'Ashghill renferme Calymene declinata, Trinucleus bucklandi et les Graptolites caractéristiques.

Le Gothlandien est essentiellement formé de schistes noirs fins avec quelques intercalations de laves et de tufs. Il y a sans doute une lacune, d'ailleurs faible, à la base. Les Graptolites sont fréquents à tous les niveaux et la plupart des zones du Pays de Galles sont représentées. Les Brachiopodes et Trilobites sont nombreux aussi.

Au Wenlock on trouve Cardiola interrupta, Glassia obolina, Rhynchonella niobe.

Au Ludlow, Cardiola interrupta, Glassia linguata, Davia navicula, Calymene baylei.

Vers le sommet du Ludlow moyen il y a, par places, tendance à l'émersion avec formations subcontinentales rappelant le Downton, puis le faciès de schistes à Graptolites devient à nouveau uniforme et se poursuit à la base du Dévonien.

L'intérêt de ces formations en Bohême est la prédominance du faciès à Graptolites au sommet de l'Ordovicien et à la base du Dévonien. Succédant à la zone à Monograptus leitwardinensis, la plus élevée des zones à Graptolites du Pays de Galles, les géologues tchèques ont pu

définir cinq autres zones, dont la dernière (zone à Monograptus hercynicus) des couches de Lochkow doit être rapportée au Dévonien.

Régions Armoricaines (1).

Les affleurements primaires de l'Ouest de la Normandie, de la Bretagne et de l'Anjou offrent une représentation presque complète du Cambrien et du Silurien.

C'est dans le Cotentin et dans la partie voisine de la Normandie que le Cambrien est le mieux caractérisé. La coupe la plus instructive est celle des environs de May.

Reposant sur les phyllades de Saint-Lô d'âge précambrien (et cambrien inférieur peut-être aussi) par l'intermédiaire d'un conglomérat de base, le poudingue pourpré, on observe une série assez épaisse de schistes grossiers rouges et verts avec lentilles calcaires puis des grès feldspathiques et des psammites. Ces calcaires, les marbres de la Laize, renferment des débris d'Archaeocyathidae. Dans le Cotentin près de Carteret, des schistes avec intercalations calcaires très semblables présentent des Archaeocyathidae bien caractérisés et des restes de Ptychoparia. L'âge des Schistes et Calcaires de la Laize est donc vraisemblablement acadien. Celui des grès feldspathiques dans lesquels on ne trouve que de rares Lingules ne peut être fixé avec précision.

Dans la majeure partie de la Bretagne et en Anjou, sur le Cambrien, dont l'aspect peut différer de celui de la vallée de la Laize, reposent transgressivement des quartzites blancs épais de 100 à 400 mètres et plus. Ce sont les Grès Armoricains dans lesquels on a signalé quelques Lingules, des Lamellibranches et de rares Trilobites (Asaphus) peu ca-

(1) D'après les recherches de Barrois, Bigot, Pruvost, Milon, Kerforne, Lebesconte, Mercier.

ractéristiques. Près d'Angers, ils sont très peu épais et comportent d'importantes intercalations de schistes renfermant quelques Graptolites parmi lesquels: Didymograptus hirundo, Didymograptus nitidus, Didymograptus v. fractus. Ils se rapportent donc à l'Arenig. Le caractère transgressif des Grès armoricains, très net lorsqu'on se déplace du Nord au Sud de la Bretagne, suppose une lacune à la limite du Cambrien et du Silurien. Cependant, en plusieurs localités on observe un passage graduel des schistes rouges et des grès feldspathiques aux quartzites blancs du grès armoricain. On a d'ailleurs découvert un Niobe dans ces couches de passage. Le Tremadoc serait donc représenté par endroits

Les grès précédents sont surmontés par une puissante série de schistes ardoisiers noirs particulièrement développés en Anjou, les Schistes d'Angers. A leur base on rencontre souvent une couche de minerai de fer oolithique et à divers niveaux, on observe en quelques localités des récurrences gréseuses.

Dans les assises les plus inférieures on trouve Didymograptus murchisoni et Didymograptus nanus du Llanvirn. De nombreux Trilobites ont été recueillis dans les Schistes d'Angers: Calymene arago et Calymene tristani que l'on rencontre dès les premières assises, Illoenus giganteus, Asaphus nobilis, Acidaspis buchi, etc.; les Brachiopodes et les Mollusques n'y sont pas rares. Dans ces formations schisteuses qui, sauf les premières couches, appartiennent au Llandeilo, on peut, selon les géologues bretons, reconnaître une zone inférieure où Calymene arago est abondant, suivie par une zone à Placoparia tourneminei et Asaphus contractus et enfin une zone à Trinucleus bureaui.

Les Schistes d'Angers sont surmontés par les Grès de May dans lesquels les Conulaires abondent par endroits. Dans les rares lits schisteux de cette formation, on a reconnu Calymene tristani et quelques autres Trilobites: Homanolatus, Dalmanites.

L'Ordovicien se termine par des grès ou des schistes ardoisiers. Près de Brest les assises supérieures comportent des intercalations volcaniques. Les schistes sont quelquefois accompagnés de bancs calcaires. Ces formations sont caractérisées par Nicolella actoniae, Triplesia spiriferoides, elles se rapportent donc au Caradoc, ainsi d'ailleurs que la partie supérieure des Grès de May.

Le Gothlandien offre un caractère légèrement transgressif. Il débute par des grès au sommet desquels on trouve Monograptus linnei indiquant le Llandovery (s. s.) supérieur et se poursuit par des schistes siliceux accompagnés de phtanites puis de schistes carburés noirs puissants de plus de 400 mètres. Le Silurien se termine par des schistes calcarifères et des calcaires bitumineux. Dans les formations schisteuses on a pu définir 9 zones faisant suite à la zone à Monograptus linnei:

Tarannon	Monograptus lobiferus, Monograptus peregrinus (2) Monograptus exiguus, Diplograptus palmeus (3)	
Wenlock	Monograptus jaekeli, Retiolites Geinitzi (4) Monograptus riccartonensis (5) Cyrtograptus cf. rigidus (6)	Monograptus priodon et Monograptus dubius fréquents sauf à la base. Rhynconella ampelitidis
Ludlow	Monograptus nilssoni, Monograptus colonus (7) Monograptus salweyi (8) Monograptus clavus (9) Lamellibranches: Avicula glabra, Posidonomya eugyra (10)	Ceratiocaris bohemica, Cardiola interrupta, Avicula varians, Parienka humilis, Rhynchonella deflexa

Sardaigne (1).

La succession du Cambrien sarde fossilifère près de Iglesias n'est pas encore clairement établie. Ce Cambrien est de composition très hétérogène: grès, calcaires, schistes, dolomies. On y trouve des Archaeocyathidae et de nombreux Trilobites, en particulier des Olenopsis associés à des Paradoxides et des Agraulos. Ce fait conduit à douter ici de l'âge georgien généralement attribué au genre Olenopsis; c'est pourtant la localité même dont provient le type défini par Bornemann. Parmi les espèces connues, on peut citer Paradoxides mediterraneus, Conocoryphe heberti, Conocoryphe levyi que l'on ramasse ensemble dans les schistes verts et rouges de Cabitza. Bref, tandis que l'Acadien est bien défini par sa faune, l'existence du Georgien reste quelque peu problématique.

L'Ordovicien est transgressif et débute par un conglomérat. Au dessus de ce conglomérat viennent des grès peu épais puis des schistes argileux fossilifères. Des Trilobites appartenant aux genres Trinucleus, Dalmanites, Asaphus y ont été recueillis, en particulier Asaphus nobilis; vers le sommet on a signalé de rares Brachiopodes dont Nicolella actoniae. Les poudingues et grès appartiennent à l'Arenig ou au Llanvirn, les schistes renferment des espèces caractéristiques du Llandeilo et du Caradoc.

Le Gothlandien paraît concordant sur l'Ordovicien. Il est formé de schistes noirs à Graptolites, Climacograptus rectangularis, Rastrites sp., Monograptus priodon; ce dernier associé à Cardiola interrupta dans la partie supérieure de la série. Ces schistes noirs sont recouverts par des schistes grossiers à Tentaculites.

---

(1) D'après les recherches anciennes de Bornemann et de Pompeckj et la révision plus récente de Novarese.

Montagne Noire (1).

Les terrains cambriens de la Montagne Noire, surtout dans la région des monts de Lacaune sont les plus fossilifères que nous possédions en France. On peut aussi, au Silurien inférieur comme au Cambrien, distinguer dans ces contrées un assez grand nombre de zones. Ceci est plutôt rare dans les régions méditerranéennes et en fait tout l'intérêt. C'est pourquoi il convient d'y insister davantage en vue des comparaisons.

Ce Cambrien repose en discordance sur des gneiss, des micaschistes, des amphibolites, des schistes grossiers et des grès variés, feldspathiques ou micacés. Il débute par un conglomérat suivi de grès et d'arkoses. Dans les derniers lits à quelques mètres du sommet de cette formation on trouve des fragments d'Olenopsis, genre couramment attribué au Georgien (voir les réserves faites à cet égard à propos de la Sardaigne). A cette formation gréseuse succède une épaisse série de calcaires parfois dolomitiques à Archaeocyathidae. Vers la base on a recueilli Micmacca albesensis, vers le sommet Heraultia varensalensis. Cet ensemble est encore attribué au Georgien.

Cette dernière attribution n'est peut-être pas absolument certaine car les Archaeocyathidae semblent avoir plutôt prospéré à l'Acadien qu'au Georgien. D'autre part, le genre Micmacca, défini par Mattew, ne paraît pas indubitablement georgien, car en Acadie, là où a été recueilli le type du genre, il se trouve associé à Paradoxides lavellatus et les spécimens incomplets sont difficiles à distinguer de certains Ellipsocephalidae de la faune à Paradoxides. Ces remarques n'ont pas échappé à M. Thoral dont le point de vue, appuyé par l'autorité de E. S. Cobbold, demeure cependant très soutenable. Il reconnaît d'ailleurs

(1) D'après les travaux de Bergeron, Miquel, Rouville, Thoral, Chaub et Jèze. J'ai surtout utilisé ici les mémoires récents de M. Thoral.

qu'une partie importante des calcaires à Archaeocythidae peut être placée dans l'Acadien. C'est en réalité tout le problème du Georgien des régions méditerranéennes qui devra être repris lorsqu'un plus grand nombre de faits auront été rassemblés.

L'Acadien, par contre, est très bien caractérisé et on peut y définir plusieurs niveaux. Il est représenté par une série de schistes verts fins et de schistes grossiers de même teinte alternant avec des bancs de quartzites. Vers la base ces schistes sont généralement calcarifères, ce sont les assises les plus riches en fossiles. Dans les premiers bancs on recueille Paradoxides rouvillei, Agraulos ceticephalus. Ceci constitue un premier horizon. Les assises suivantes renferment Paradoxides mediterraneus dont la répartition verticale est bien plus vaste et occupe deux horizons: un horizon à Liostracus coloumanus suivi d'un horizon à Conocoryphe levyi. Les formations arénacées qui font suite, et dont l'épaisseur est considérable, ne renferment guère de fossiles, on y a cependant signalé outre de fréquents articles de Cystidées, quelques fragments de Trilobites (Licastracus, Solenopleura) peu caractéristiques. Miquel recueillit autrefois, dans des calcaires qui paraissent subordonnés à la partie supérieure des formations schisto-gréseuses attribuées à l'Acadien, des fragments de Trilobites qui furent rapportés à Paradoxides forschhammeri avec doute. Ce fait ne paraît pas assez précis pour prouver que la zone à Paradoxides forschhammeri du sommet de l'Acadien (Menevian) du Pays de Galles se retrouve dans la Montagne Noire. Parmi les autres Trilobites acadiens, il convient de citer Conocoryphe heberti commun aux deux horizons inférieurs et Ctenocephalus coronatus.

On attribue au Potsdamien une série schisto-gréseuse où dominent les psammites, épaisse de 300 mètres environ. Les fossiles y sont très ra-

res, on y a cependant trouvé un Cranidium de Trilobite présentant des affinités avec les genres Peltura et Cyclognathus. Ces formations sont surmontées par des grès renfermant une faune du Tremadoc parfaitement caractérisée. L'existence du Potsdamien se trouve ainsi confirmée par continuité stratigraphique.

Le Tremadoc est constitué par des grès verts micacés et des schistes gréseux. A la base on trouve Euloma sp., au dessus vient un horizon à Shumardia miqueli et au sommet un horizon à Asaphelina barroisi et Niobe.

Toujours en continuité vient l'Arenig représenté surtout par des schistes foncés. Dans les lits inférieurs très fossilifères on rencontre un grand nombre de Cystidés, de Mollusques, de Trilobites et quelques Graptolites. Les plus caractéristiques de ces derniers sont des Dichograptidae, puis Dictyonema murrayi, Clonograptus rigidus. Parmi les Trilobites, Miquelina miqueli, Ampyx priscus, et de nombreux Agnostus, de rares Euloma et Niobe reliquat de la faune précédente. Au dessus de cet horizon viennent quelques lits gréseux renfermant des fossiles indéterminables spécifiquement, en particulier des Didymograptus. Dans les schistes gréseux qui suivent on trouve Didymograptus v. fractus var. volucer vers la base et dans les assises suivantes Didymograptus deflexus et vers le sommet Phillograptus angustifolius, espèce de l'Arenig supérieur du Pays de Galles (1).

Dans la partie supérieure de l'Arenig on rencontre aussi de nombreux Trilobites parmi lesquels Calymene tristani, Calymene arago, Dalmanites socialis.

---

(1) Les zones (E. W.) où ces espèces dominent au Pays de Galles sont Dichograptidae = z. 3; Didymograptus v. fractus var. volucer = z. 4; Didymograptus deflexus = z. 4-5; Phillograptus angustifolius = z. 5.

Le Llanvirn et le Llandeilo sont représentés par des schistes foncés souvent calcarifères. On y trouve encore Calymene tristani, Calymene arago, Dalmanites socialis et en outre Acidaspis buchi, Asaphus fourneti, des Illaenus, Ozygia, etc.

Le Caradoc est transgressif sur les formations antérieures et cette transgression s'accentue du Sud vers le Nord.

Le Caradoc et l'Ashgill sont surtout calcaires et renferment de nombreux articles de Cystidés. Le Caradoc est caractérisé par Nicolella actonise et d'autres Orthidés. On trouve aussi dans le Llandeilo et le Caradoc des Graptolites permettant de les caractériser.

Le Gothlandien, en continuité avec l'Ordovicien, est essentiellement formé de schistes calcarifères noirs où abondent les Graptolites. Il est regrettable que la répartition, propre à la région, n'ait pu être établie; on aurait alors pu se rendre compte du degré de validité des zones établies en Pays de Galles, dans les régions méditerranéennes. Il est néanmoins certain qu'une part notable des zones du Gothlandien gallois jusqu'à la zone à Monograptus nilssoni (33) est représentée dans la Montagne Noire. Ces Graptolites sont accompagnés d'Orthocères, de Lamellibranches, en particulier Cardiola interrupta commun surtout au Wenlock et Slava bohemica ainsi que d'autres espèces de Bohême, au Ludlow. Les Brachiopodes et les Trilobites sont assez rares. Au Ludlow, le faciès calcaire domine souvent. Les dernières assises visibles renferment des Favosites et des Orthocères; elles se rattachent sans doute encore au Ludlow inférieur.

Pays Catalan espagnol (1)

Le Cambrien et le Silurien affleurent en Espagne sur de vastes éten-

(1) Le Cambrien et le Silurien d'Espagne sont traités de façon très complète dans les derniers ouvrages de P. H. Sampelayo (1934-1942).

dues. Mais les localités où le Cambrien n'est pas métamorphisé et présente des fossiles, sont en nombre très restreint. Le Silurien par contre est souvent fossilifère.

En Catalogne, principalement dans la province de Barcelone, le Cambrien et le Silurien peuvent être analysés sur un assez grand nombre d'affleurements étroits et discontinus.

On attribue au Cambrien des séries arénacées et schisteuses dans lesquelles on a remarqué des empreintes telles que des Eophyton ou des nérétites et des traces de Lingules. En réalité aucun fossile certain n'y a été recueilli.

Le Silurien semble être dans la majeure partie de la Catalogne, comme dans bien des régions des Pyrénées, en continuité avec le Cambrien. Les premières assises du Silurien sont cependant mal caractérisées. On leur attribue des quartzites, des schistes à arénicolites ou des schistes satinés accompagnés de diabases.

Le Llandeilo semble manquer car la riche faune de Graptolites ou de Trilobites qui caractérise ce niveau est totalement absente ici. Le Caradoc est le premier niveau bien caractérisé; il est formé de grauwackes à Favosites et Crinoïdes et de schistes à Nicolella actoniae, Strophomena expensa, accompagnés d'autres Brachiopodes moins caractéristiques.

Le Gothlandien repose en continuité sur l'Ordovicien, il est essentiellement formé de schistes à Graptolites de teintes relativement claires. Au Llandovery et au Tarannon on a pu reconnaître plusieurs zones de Monograptus du Pays de Galles. Le Wenlock est représenté par des schistes carburés où l'on trouve surtout Monograptus priodon et Monograptus dubius. Au Ludlow on retrouve quelques-uns des Graptolites des zones 33 et 34 du Pays de Galles. Le Ludlow se termine par des

calcaires à Orthocères et Lamellibranches, Cardiola interrupta, Panenka humilis, Lunulicardium bohemicum, Kralowna, etc.

Aragon.

Les deux principaux affleurements se trouvent dans la Chaîne Celtibérique de part et d'autre de Calatayud. On a ainsi deux coupes, la coupe du Jalon et celle du Jiloca qui se complètent mais dont le raccord demeure en partie hypothétique.

Dans la coupe du Jalon les terrains attribués au Cambrien débutent par un conglomérat de base auquel succède une épaisse série arénacée comportant quelques intercalations schisteuses. Cet ensemble a près de 1.000 mètres d'épaisseur. Il est recouvert par des dolomies et des calcaires (dolomies de Ribota) dont l'épaisseur est d'environ 100 mètres; quelques fossiles y ont été recueillis: Ptychoparia (?) ou peut-être Olenopsis (?), Agraulos, Hyolites, Volborthella (?). Ces dolomies sont surmontées par 60 mètres de schistes (Schistes de Huermeda) présentant des fragments de fossiles se rapportant probablement à la même faune, puis par des grès et des grauwackes.

Dans la coupe du Jiloca on rencontre d'abord des dolomies puis des schistes et des grès qui rappellent les Dolomies de Ribota et les Schistes de Huermeda auxquels nous admettrons qu'elles correspondent bien que leur épaisseur diffère et qu'aucun fossile n'y a été trouvé. Ils sont surmontés par des quartzites qui terminent la série attribuée au Georgien.

L'Acadien est essentiellement représenté par 500 mètres de schistes argileux et arénacés d'aspect marneux avec lits dolomitiques, les Marnes de Murero. Vers la base on trouve Paradoxides mureroensis et les fragments d'un Trilobite rappelant le genre Olenopsis (?), dans la par-

tie supérieure Paradoxides berrandei, Sao hispanica, et des Conocoryphe qui manquent dans les assises inférieures, Conocoryphe heberti, Conocoryphe levyi. Les Marnes de Murero sont surmontées par des quartzites à Cruziana épais de près de 500 mètres.

Une série de grès, de quartzites et de schistes puissants de 2.000 mètres repose en légère discordance sur les formations précédentes par l'intermédiaire d'un conglomérat. Selon Dereims, ces couches seraient ordoviciennes car il y aurait trouvé Acidaspis buchi; selon Lotze elles seraient potsdamiennes car il y aurait ramassé un Trilobite du genre Olenus. Aucune formation ne renferme de fossile du Tremadoc, il manque probablement.

L'Ordovicien selon Lotze reposerait également en légère discordance sur son substratum. Des quartzites à Cruziana précédés de schistes arénacés et de psammites et par un conglomérat de base sont attribués à l'Arenig. Le Llanvirn n'est pas bien individualisé. Des schistes ardoisiers assez riches en Trilobites: Calymene tristani, Illaenus, etc., représentent le Llandeilo. Des grès et des grauwackes renfermant surtout des Brachiopodes: Orthis alterna, Orthis budleighensis, Nicollela actonise, Strophomena expansa, sont rapportés au Caradoc. Les derniers bancs de l'Ordovicien sont formés de calcaires à Cystidae.

Le Gothlandien débute par des grauwackes et des quartzites attribués au Llandovery inférieur. La majeure partie est formée de schistes foncés renfermant de rares Graptolites avec quelques intercalations éruptives. Parmi les fossiles gothlandiens de ces régions, la Chaîne des Hespérides incluse, les plus caractériatiques sont: Monograptus becki, Monograptus riccartonensis, Monograptus priodon, Rhynchonella ampelitidis, Cardiola interrupta. Ils prouvent la présence du Tarannon et du Wenlock.

Il ressort d'abord de cet exposé que le Georgien dont l'existence ici ne peut être mise en doute, est cependant mal caractérisé au point de vue paléontologique: dans des couches bien plus profondes que les assises renfermant les Paradoxides on trouve de rares fragments de Trilobites que l'état de conservation ne permet pas de déterminer avec précision malgré les efforts d'éminents spécialistes tels que E. et R. Richter. Tel est le fait. Le genre Ptychoparia cité quelquefois au Georgien est surtout caractéristique de l'Acadien. Je rappellerai ce que j'ai dit du genre Olenopsis à propos de la Sardaigne. L'argument apporté par les Volborthella ? est encore plus fragile. Il n'est donc pas impossible que certaines couches attribuées au Georgien appartiennent déjà à l'Acadien. D'autre part, la série arénacée du Jalon pourrait comporter du Précambrien.

On notera d'autre part les différences de répartition des Conocoryphe entre la région qui nous occupe et la Montagne Noire dans les assises où les Paradoxides sont effectivement présents.

Enfin, il est manifeste que la stratigraphie du Cambrien supérieur et de la base de l'Ordovicien n'est pas encore bien au point.

Le Cambrien de l'Aragon n'en a pas moins une très grande importance: il offre une grande épaisseur et n'est pas métamorphisé, c'est un des plus fossilifères d'Espagne et il comporte vraisemblablement du Georgien.

Un Silurien analogue à celui qui vient d'être décrit se rencontre depuis la Chaîne des Hespérides jusqu'à la Sierra de Guadarrama. Il diffère aussi assez peu de celui de la Galice qui sera traité plus loin mais dans cette dernière contrée, le sommet du Gothlandien est calcaire et non arénacé. Au fond, comme nous allons le voir, le Silurien offre un faciès assez constant dans la majeure partie de la Péninsule Ibérique.

Dans la Sierra de la Demanda, des formations sédimentaires sans fossiles caractéristiques sont attribuées au Cambrien par analogie de faciès avec celles de la Chaîne Celtibérique.

Monts de Tolède, Sierra Morena.

Nous envisageons maintenant de vastes affleurements de Cambrien et de Silurien couvrant une notable partie des provinces de Tolède, de Ciudad Real, de Cordoue, de Caceres, de Séville, de Huelva et se prolongeant dans le Sud du Portugal. On se trouve en présence de plusieurs chaînons montagneux, les principaux constituant les Monts de Tolède et la Sierra Morena.

Dans les Monts de Tolède, le Cambrien fossilifère n'est connu qu'à Malagon où en 1845 Casiano de Prado découvrit un Ellipsocephalus dans des formations arénacées et schisteuses rouges ou verdâtres surmontées par les quartzites à Bilobites de la base du Silurien.

Plus au Sud, dans les provinces de Cordoue et de Séville on connaît des calcaires gris, saccharoïdes, renfermant des Archaeocyathidae (Archaeocyathus marianus, Dictyocyathus sampelayanus, etc.). Ces calcaires sont précédés d'un conglomérat de base à éléments de quartz, de diabase, de granite, suivis d'une épaisse formation de schistes et de grès feldspathiques. Au dessus de ces calcaires fossilifères viennent des grès variés parfois calcareux ou phylliteux, puis les quartzites siluriens.

Les calcaires à Archaeocyathidae sont attribués ici à l'Acadien. R. Richter a, du reste, trouvé dans ces calcaires Isoxys carbonelli, qui semble confirmer cet âge.

A Vila-Boim au Portugal, sur le prolongement de ces affleurements on a découvert autrefois une faune de Trilobites dont l'âge a été très

discuté, on ne sait encore si l'on doit la rapporter au Georgien ou à l'Acadien.

Le Silurien offre un caractère assez constant dans toutes ces régions. Il a été étudié plus en détail dans la région d'Almaden, mais presque partout il s'est montré fossilifère.

L'Ordovicien débute toujours par des quartzites à Bilobites, les premiers lits sont formés de matériaux plus grossiers et en plusieurs localités on a observé un conglomérat de base.

Ces quartzites qui représentent ici l'Arenig, paraissent transgressifs et légèrement discordants sur le Cambrien.

Des schistes argileux foncés et des schistes ardoisiers leur succèdent, ce sont les couches à Calymene tristani. A leur base on a trouvé Didymograptus cf. bifidus et Didymograptus murchisoni var. gemminus indiquant le Llanvirn, et Orthis riberoi indiquant le Llanvirn et le Llandeilo inférieur. Les assises moyennes sont surtout caractérisées par Placoparia tourneminei du Llandeilo de Bretagne et les assises supérieures par Orthis calligramma indiquant le Llandeilo également. Les autres fossiles des schistes à Calymene sont: Dalmanella budleighensis, Calymene aragoi, Calymene pulchra, Dalmanites socialis, Asaphus nobilis, Ogygia glabrata, Illaenus hispanicus, etc. Cette faune présente des affinités avec celle du Portugal et de la Bohême d'une part, avec celle des régions armoricaines d'autre part.

Le Caradoc et l'Ashgill sont mal définis et des lits arénacés forment passage au Gothlandien. Le Gothlandien est essentiellement formé de schistes noirs ampéliteux à Graptolites dans lesquels seules, en définitive, les zones 19 et 22 du Pays de Galles sont certainement représentées. Parmi ces Graptolites citons: Monograptus concinus, Monograptus regularis, Monograptus runcinatus. Vers le sommet on a signalé Car-

diola interrupta indiquant le Wenlock ou le Ludlow. Le Silurien se termine par des quartzites en plaquettes couvertes de nérélites avec rares récurrences schisteuses.

Portugal (1).

Le Cambrien, sauf celui de Vila-Boim, est mal connu car généralement métamorphisé. Le Silurien par contre est fréquemment fossilifère et a fait l'objet d'études détaillées.

Sauf peut-être dans le Sud de l'Alemtejo, le Silurien est partout transgressif et légèrement discordant sur son substratum.

Près de Barrancos, la base du Silurien est formée de grauwackes suivis de quartzites à scolithes et de grès micacés à nérélites. Mais presque tout le Silurien depuis les lits à Didymograptus sparsus de l'Arenig jusqu'au Ludlow inférieur à Monograptus roemeri, Monograptus nilssoni et Cardiola interrupta est formé de schistes carburés ou siliceux à Graptolites. Le sommet du Silurien est formé de calcaires à Polypiers et Cystidés avec intercalations de diabases.

Dans le Nord de l'Alemtejo aux environs de Portalegre et dans le bassin du Tage, le Silurien est du même type que celui qui couvre de grandes étendues dans le centre et le Sud de l'Espagne et, comme nous le verrons, la majeure partie du Portugal.

La base de l'Ordovicien est formée de quartzites à Bilobites et scolithes précédée d'arkoses et de grès grossiers qui appartiennent peut-être encore au Tremadoc. Le faciès schisteux débute avec le Llanvirn bien caractérisé par Didymograptus bifidus et Didymograptus murchisoni accompagnés de rares Trilobites. Ceux-ci deviennent plus fréquents dans

---

(1) Les principaux travaux sont ceux de Nery Delgado; j'ai souvent consulté la mise au point de Carrington Simoes da Costa (1931).

les schistes et grauwackes qui leur font suite et dont l'âge correspond au Llandeilo et au Caradoc; dans la partie inférieure on trouve Calymene tristani, Illoenus cf. hispanicus, Acidaspis, Homanolotus, fossiles très déformés; dans les assises supérieures Trinucleus bureaui, Dalmanites duiardini. L'Ordovicien se termine par des schistes avec lits calcaires à Polypiers suivis de schistes gréseux à Nérélites.

A part les premières assises et le sommet, le Gothlandien est aussi essentiellement schisteux. Les Graptolites permettent d'y reconnaître le Wenlock et le Ludlow inférieur. Au Ludlow on trouve aussi des grès dans lesquels P. Pruvost a reconnu Pterinea retroflexa et Grammysia cingulata.

Les couches siluriennes de la région de Buçaco sont parmi les plus instructives de la Péninsule et ont été analysées de façon minutieuse.

L'Ordovicien transgressif débute par un conglomérat où dominent les teintes rougeâtres; signalons que certains auteurs rattachent ce conglomérat au Tremadoc. Il est surmonté de grès grossiers puis de quartzites blancs à scolithes et Bilobites, la partie supérieure renferme Lingula lesueuri. Cette formation, sauf peut-être les derniers bancs, se rapporte à l'Arenig. Des schistes foncés lui succèdent. Les premiers lits renferment quelques Graptolites: Didymograptus murchisoni et Didymograptus nanus indiquant le Llanvirn; on y rencontre aussi de rares Trilobites et Orthis riberoi plus communs dans les assises suivantes. Ces assises sont formées de schistes grossiers coupés de lits gréseux et de lits de diabase, on y trouve Dalmanites duiardini, particulièrement commun, Calymene tristani, Illoenus hispanicus, Trinucleus bureaui. Vers le milieu de la série il y a un niveau de schistes calcarifères à Polypiers avec nombreux Dalmanites. Dans les assises supérieures de ces schistes à Calymene on trouve Nicollela actonias et Diplograptus palmeus qui caractérisent le Caradoc, tandis que Orthis riberoi de la partie inférieure caractérise

surtout les niveaux voisins de la limite Llanvirn-Llandeilo. La répartition détaillée des Trilobites bien qu'imparfaitement connue paraît confirmer ces vues. Le sommet de l'Ordovicien et le Gothlandien inférieur sont représentés par des quartzites en bancs minces séparés par des feuillets schisteux avec Nérélites et rares articles d'Encrines. On y rencontre ensuite des schistes noirs avec quelques intercalations gréseuses et des schistes argileux avec nodules fossilifères puis de nouveau des grès. Dans ce complexe on a trouvé quelques Graptolites indiquant le Tarannon, le Wenlock et le Ludlow, on y trouve aussi des Mollusques caractéristiques tels que Cardiola interrupta et Pterinea retroflexa.

Plus au Nord, près de Valongo dans le bassin du Douro, le Silurien a sensiblement la même composition, mais sauf au milieu et au sommet les faciès sont plus franchement schisteux; les schistes débutent d'ailleurs à l'Arenig où l'on trouve les horizons à Didymograptus extensus, Didymograptus hirundo précédant ceux à Didymograptus bifidus et Didymograptus murchisoni du Llanvirn.

A l'extrême Nord du Portugal, dans le Traz-os-Montes, la base du Silurien est analogue à celle observée près de Buçaco. Au dessus des quartzites à Bilobites on rencontre des lits épais de minerais de fer subordonnés à des schistes et à des grès; à ce niveau on a signalé de rares fossiles très déformés et difficilement déterminables, Dalmanites, Calyemene ? Les formations suivantes sont des schistes et des phtanites renfermant quelques Graptolites: Phyllograptus typus, Monograptus convolutus (1), Monograptus vomerinus, Monograptus priodon.

Dans les régions espagnoles voisines du Traz-os-Montes, et celles

(1) J'ai trouvé moi-même à quelques kilomètres à l'Est de Bragance Monograptus convolutus; Miss Elles a bien voulu m'en confirmer la détermination.

qui le séparent de la Galice et du Léon, le Silurien offre un aspect un peu différent. Dans la province de Zamora il rappellerait celui de Galice, mais il est en partie métamorphisé et on n'y a pas trouvé de fossiles déterminables. Dans la province de Salamanque, les schistes à Calymene tristani paraissent absents comme en Léon, car au dessus de quartzites à Bilobites on a signalé quelques Graptolites gothlandiens dans des schistes carburés.

B

RÉGIONS CANTABRIQUES ET GALICIENNES VOISINES DU LÉON

(Comparaisons et révisions)

Galice et Asturies (1).

La Galice et les Asturies nous rapprochent du Léon et méritent à ce titre une étude plus détaillée. J'insisterai plutôt sur les Asturies dont j'avais abordé la révision en 1933 et en 1936 comme complément nécessaire à mes recherches en Léon.

En parcourant les Asturies on peut reconnaître dans la série antédévonienne trois types principaux dont les différences se manifestent surtout au Silurien.

1°) Le type de Galice orientale débordant légèrement à l'Ouest des Asturies (plus exactement, type du bassin de l'Eo).

2°) Le type du Nord-Ouest des Asturies qui a fourni l'objet essentiel des recherches bien connues de Ch. Barrois (la série typique se trouve surtout au long de la côte près de Luarca, dans le bassin inférieur du Navia et le bassin du Negro).

3°) Le type du Léon qui déborde largement au Sud et au Centre des Asturies (le bassin supérieur du rio Bernesga fournit plusieurs coupes particulièrement typiques de la série).

Ces trois tyres de série définissent trois zones isopiques qui peuvent être désignées respectivement par : 1ª zone de l'Eo, 2ª zone du Negro, 3ª zone du Bernesga.

Le type du N.O. des Asturies est à plusieurs égards intermédiaire entre les deux autres.

---

(1) Les compléments aux travaux de Ch. Barrois apportés par Adaro, Kegel, Sampelayo, etc., sont exposés dans les ouvrages récents de P. H. Sampelayo sur le Cambrien et le Silurien d'Espagne (1934-1942).

Le Cambrien et le Silurien du N.E. de la Galice et celui de la partie occidentale des Asturies ont souvent été étudiés ensemble, d'autre part, les derniers compléments à la stratigraphie asturienne ont été apportés par les découvertes de P. H. Sampelayo aux confins des Asturies et de la Galice; j'étudierai par conséquent de manière simultanée ces deux régions dont les différences ressortiront d'elles-mêmes.

J'envisagerai en second lieu le type du Léon.

Les principales recherches sur le Cambrien et le Silurien ont donc été faites au N.O. des Asturies et dans la partie adjacente de la Galice. Elles résultent des travaux de Ch. Barrois qui a surtout analysé le Cambrien près du ria de Ribadeo et le Silurien à la suite de G. Schulz et de C. de Prado au long de la côte Ouest des Asturies. Je donne ci-dessous la succession qu'il a établie:

Cambrien {
1°) Schistes de Ribadeo (3.000 m.). — Phyllades bleues et schistes verts surmontés par des schistes et quartzites verdâtres. Pas de fossiles.

2°) Calcaires de Vegadeo (1) (20 à 60 m.). — Calcaires saccharoïdes et cristallins recouverts par un lit mince de minerai de fer. Pas de fossiles.

3°) Schistes de Vegadeo (50 à 100 m.). — Schistes argileux grossiers verdâtres fossilifères: Paradoxides pradoanus, Paradoxides barrandei, Conocoryphe riberoi, etc.
}

(1) Vegadeo, anciennement Vega de Rivadeo ou de Ribadeo.

Silurien

4º) Grès (Quartzites) de Cabo Busto (300 m.). — Débutent par quelques assises de grès et schistes versicolores à Lingulella heberti puis bancs épais de quartzites blancs à Bilobites avec quelques lits de schistes noirs subordonnés.

5º) Schistes de Luarca (et de El Horno) (300 m.). — Schistes noirs pyriteux parfois coupés de quelques bancs minces de quartzites bleuâtres. Fossiles: Calymene tristani, Illaenus Hispanicus, Orthis riberoi. Les assises supérieures (couches de El Horno) sont des schistes tendres et calcarifères à Endoceras duplex. Lit de minerai de fer fréquent vers la base, rares petits lits aux autres niveaux.

6º) Schistes et quartzites de Corral (200 m.). — Schistes noirs souvent ampeliteux avec bancs de quartzites. Pas de fossiles.

Base du Dévonien?

7º) Grès de Furada. — Grès rouges ferrugineux sans fossiles déterminables.

Dans les Schistes de Luarca, Barrois cite encore: Lentaena beirensis, Orthis budleighensis, Orthis exornata, Orthis berthoisi, Bellerophon bilobatus, Asaphus glabratus, Calymenites phillippsi.

La série de Barrois établie il y a plus de soixante ans a été revue depuis par quelques géologues parmi lesquels j'ai cité L. Adaro et P.H. Sampelayo. Malgré son ancienneté, elle n'en subsiste pas moins dans ses grandes lignes.

Les coupes du Cambrien relevées par Ch. Barrois à l'Ouest du ria de Ribadeo ne sont, en effet, pas convaincantes et laissent penser qu'une partie au moins des schistes désignés sous le nom de Schistes de Ribade est intercalée entre les Calcaires de Vegadeo et les Quartzites de Cabo

Busto comme le sont les Schistes de Vegadeo et de Puente Radical plus à l'Est. Cette remarque concorde tout à fait avec les observations de P. H. Sampelayo qui a donné la succession suivante pour la région du ria de Ribadeo et du bassin du rio Eo, succession d'ailleurs valable pour une partie importante de la Galice (zone isopique de l'Eo):

Cambrien

C1 = Schistes verdâtres (500 m.) comportant parfois de minces lits calcaires.

C2 = Calcaires de Vegadeo (40 m.) cristallins ou saccharoïdes

C3 = Schistes argileux (80 m.) fossilifères dans les Asturies et à Ascasias ? (Paradoxides pradoanus, etc.).

C4 = Schistes grossiers, schistes et quartzites (200 m.). A la base schistes arénacés, psammites et parfois grès feldspathiques avec traces de fossiles. Bancs minces de quartzites dans les schistes du sommet.

C5 = Phyllades bleuâtres (400 m.). Lingules.

C6 = Schistes psammitiques et quartzites en bancs minces (50 à 200 m.). Lingules (Niveau à Lingulella heberti?).

Silurien

S1 = Quartzites blancs en bancs épais (50 à 100 m.).Bilobites.

S2 = Schistes ardoisiers bleuâtres (200 à 500 m.). Calymene tristani, Didymograptus murchisoni et Orthis riberoi près de la base. Lits de minerais de fer surtout dans la partie inférieure.

S3 = Quartzites en bancs minces (10 à 50 m.). Scolithes et Bilobites.

S4 = Schistes argileux (400 à 600 m.). Quelques Brachiopodes. Rares lits de minerai de fer.

S5 = Schistes ampéliteux et schistes à nodules (100 à 200 m.). Graptolites (Monograptus priodon, Monograptus becki, Monograptus latus.

S6 = Schistes noirs calcarifères et calcaires (40 à 300 m.). Crinoïdes et Polypiers.

Les espèces caractérisant certains niveaux fossilifères ne sont pas indiqués. Mais P. H. Sampelayo cite d'autre part un certain nombre d'espèces siluriennes qui paraissent avoir été recueillies indépendamment du relevé stratigraphique, en sorte qu'on ne sait avec rigueur à quelles formations les attribuer. Parmi ces fossiles, outre des Scolithus et Cruziana d'intérêt accessoire et 6 espèces de Lingula, je citerai:

Dalmanites socialis Barrande, qui doit provenir des couches S2.

Strophecdonta expensa Sowerby, Strophecdonta grandis Sowerby, Cardiola interrupta Sowerby, Monograptus halli Barrandé, Monograptus convolutus Hinsinger, Monograptus proteus Barrande, Monograptus flemingi Salter, Monograptus colonus Barrande.

Ces fossiles laissent penser que le Gothlandien est entièrement représenté. Dans un ouvrage récent, P. H. Sampelayo considère que d'après la faune, S5 renferme les zones 20 à 23 du Pays de Galles.

Cet ensemble de données laisse penser que ces formations peuvent être datées comme suit:

C1	comporte sans doute encore du Précambrien et vraisemblablement le Georgien.
C2, C3	Acadien (pars)
C4, C5, C6	Acadien supérieur, Potsdamien-Tremadoc ?
S1	Arenig
S2, S3	Llanvirn, Llandeilo
S4	Bala, Llandovery (pars)
S5	Llandovery supérieur, Tarannon
S6	Wenlock-Ludlow

Les schistes verdâtres Cl semblent reposer en concordance sur des formations cristallophylliennes vraisemblablement antécambriennes étudiées autrefois par Mac Pherson. Ce sont de bas en haut: des gneiss oeillétés et des gneiss amphiboliques, puis des micaschistes et enfin quelques assises de schistes à séricite et à chlorites. Il n'est, malgré tout, pas impossible qu'une discordance ait été masquée par le métamorphisme et que cette succession ne se rapporte qu'à des zones d'isométamorphisme. Dans la partie occidentale des Asturies, sauf aux environs du ria de Ribadeo, le substratum du calcaire cambrien est le plus souvent inconnu.

Dans une notable partie de la Galice, Sl serait transgressif sur les formations antérieures, selon P. H. Sampelayo.

Dans les régions de Galice étudiées par Ch. Barrois et revues par P. H. Sampelayo, les roches cambriennes et souvent même quelques assises du Silurien sont affectées par le métamorphisme général.

En somme, les faits lesplus frappants qui ressortent de la comparaison de ces séries établies pour le Cambrien en grande partie dans la même région et pour le Silurien dans des régions distinctes mais voisines:

a) Les formations désignées par Ch. Barrois sous le nom de schistes de Ribadeo et qu'il plaçait dans le Cambrien inférieur se rapportent surtout à des schistes situés au dessus des calcaires de Vegadeo. Avec P. H. Sampelayo, nous les ferons sortir de la nomenclature.

b) Les formations schisteuses ou schisto-gréseuses intercalées entre les Calcaires de Vegadeo et les Quartzites à Bilobites en bancs épais de Cabo Busto sont, tout au moins en Galice, considérablement plus épaisses que ne le pensait Ch. Barrois. Leur épaisseur près du ria de Ribadeo serait de 700 à 800 mètres selon P. H. Sampelayo. Dans les

Asturies, comme j'ai pu m'en assurer moi-même, cette épaisseur est moindre, mais néanmoins plus élevée que ne le pensait Ch. Barrois, qui d'ailleurs semble avoir, en général, sousestimé les épaisseur. Pour éviter tout équivoque, nous désignerons ces formations sous le nom de Schistes et Grès de Puente Radical, comme le fit parfois aussi Ch. Barrois.

c) L'épaisseur des formations siluriennes est plus élevée en Galice (sauf peut-être pour les quartzites de base) et les faciès se différencient nettement dans les assises supérieures.

D'autres données rassemblées depuis les recherches de Ch. Barrois apportent quelques précisions sur les corrélations des formations envisagées. En révisant les contrées asturiennes voisines du ria de Ribadeo P. H. Sampelayo a constaté que contrairement à une observation de Ch. Barrois, il n'y a pas de poudingue à la base des Quartzites de Cabo Busto aux environs de Punta Rubia. C'est non loin de là que le géologue espagnol recueillit Monograptus latus Mac Coy dans des schistes ampéliteux se rapportant selon toute vraisemblance aux Schistes et Quartzites de Corral. Depuis, les Graptolites gothlandiens ne semblent guère avoir été retrouvés dans la partie occidentale des Asturies; on doit cependant relever les observations, il est vrai peu précises, de L. Adaro qui en signale dans les assises ampéliteuses des Schistes et Quartzites de Corral sans donner de détermination spécifique, mais parle ailleurs de Monograptus priodon qui, on le sait, a été trouvé par W. Kegel dans la partie centrale de la province. Au Musée Jovellanos à Avilés il existe des spécimens de Monograptus priodon et de Monograptus cf. spiralis provenant des environs de Tapia.

Didymograptus murchisoni Beck n'a été recueilli qu'en Galice et à San Tirso de Abres à l'extrémité Ouest des Asturies. Le gisement de

San Tirso renferme aussi, selon P. H. Sampelayo, la même faune de Trilobites qu'à Luarca. Illoenus hispanicus Barrande et Verneuil, Calymene pulchra Barrande, Calymene tristani Brongart, Asaphus nobilis Barrande ont été, contre toute attente, retrouvés près de Sueve au N.E. de la province.

Je rappelle ici qu'en 1934 j'ai révélé l'existence de deux fossiles du Ludlow à un niveau voisin de la limite des parties inférieure et moyenne des Grès de Furada non loin de la localité de ce nom. Il s'agit de Orbiculoidea striata Sowerby et de Conularia hastata Salter, tous deux en très bon état de conservation. Bien que ces fossiles ne soient pas d'une pratique courante en stratigraphie, leur ornementation extrêmement fine et complexe laisse penser qu'ils ont une valeur très appréciable en tant qu'espèces caractéristiques. Au reste, à peu de distance de ce lieu fossilifère, à Molleda près d'Avilés, W. Kegel a recueilli dans une série de grès et de schistes surmontant un schiste noir, une faune dont l'âge se rapporte au Wenlock ou au Ludlow.

On est ainsi conduit à établir le parallèle suivant entre les deux séries étudiées:

Galice (région N.E.)		Asturies (régions N.O.)
C1 = Schistes verdâtres.		?
C2 = Calcaires de Vegadeo.		Calcaires de Vegadeo
C3 = Schistes argileux		Schistes et Grès de Puente Radical
C4 = Schistes grossiers et schistes quartziteux		
C5 = Phyllades bleuâtres		
C6 = Schistes psammitiques et Quartzites.		Quartzites de Cabo Busto
S1 = Quartzites à Bilobites.		

S2 = Schistes ardoisiers bleuâtres.	Schistes de Luarca (et couches de El Horno)
S3 = Quartzites en bancs minces . . .	
S4 = Schistes argileux.	
S5 = Ampelites à Graptolites.	? Schistes et Quartzites de Corral
S6 = Schistes noirs calcarifères et calcaires	? Grès de Furada

Cette interprétation diffère un peu de celle de P. H. Sampelayo. Les correspondances étant évidemment approximatives, les limites ne coïncident pas: C6, par exemple, est probablement représenté dans les Asturies par les dernières assises de Schistes de Puente Radical et par les grès et schistes versicolores de la base des Quartzites de Cabo Busto.

Il est possible aussi que dans les Asturies, les assises correspondant à la base des schistes S2 soient représentées par des quartzites, ceci expliquerait l'absence de Didymograptus murchisoni dans l'Ordovicien de la côte occidentale des Asturies et l'épaisseur plus grande des quartzites inférieurs, comparés à ceux de Galice, bien que la puissance totale du Silurien comme celle du Cambrien y soit notablement moindre.

On manque de documents précis pourpouvoir paralléliser l'avant-dernier et surtout le dernier terme de chacune des deux séries.

Bien qu'aucune discordance n'y ait été relevée, la question de la continuité des séries antédévoniennes de la Galice et du N.O. des Asturies a souvent été posée. La pauvreté des documents paléontologiques à certains niveaux laisse place, en effet, à diverses hypothèses concernant la possibilité de lacunes. Tandis qu'à la suite de ses re-

cherches Ch. Barrois admettait une continuité générale depuis l'Antécambrien jusqu'au Dévonien, dans son dernier ouvrage P. H. Sampelayo, invoquant leur faciès, considère les Quartzites de Cabo Busto comme transgressifs dans la région asturo-galicienne qu'il a étudiée. Quelques autres géologues, en particulier W. Kegel, admettent d'importantes lacunes à divers niveaux du Silurien de la partie centrale des Asturies. Que faut-il conclure pour le N.O. des Asturies?

A mon sens, l'importance des discontinuités, pour cette région, a été grandement exagérée. Les Quartzites de Cabo Busto ne paraissent transgressifs ni dans le N.O. des Asturies, ni même peut-être dans le bassin de l'Eo en Galice; c'est plus loin, vers le Sud et le S.O. que la transgression semble seulement se faire sentir. Toutefois la faible épaisseur des couches se rapportant au Potsdamien et au Tremadoc dans les Asturies autorise à penser qu'elles comportent des lacunes. D'autre part, dans la bordure orientale de la région qui nous occupe, aux approches du Centre des Asturies où la série offre le type silurien du Léon, il est possible qu'il existe une petite lacune se situant autour de la limite de l'Ordovicien et du Gothlandien, entre les Schistes de Luarca et les Quartzites et Schistes de Corral, écho de l'importante lacune qui constitue le caractère principal du Silurien du Léon et du Centre des Asturies.

Voici, d'après ces révisions et ces comparaisons, la manière dont j'interprète la série cambro-silurienne du N.O.des Asturies.

CAMBRIEN ET SILURIEN DU N – O DES ASTURIES

(zone isopique du Negro)

Formations	*Principaux fossiles*	*Epaisseurs*	*Age*
GRÈS DE FURADA (1)	*Orbiculoidea striata* *Conularia hastata*	150 à 250 m	Gedinnien inférieur, *Ludlow*, Wenlock (pars)
SCHISTES ET QUARTZITES DE CORRAL	*Monograptus priodon* *Monograptus latus* *Monograptus cf spiralis*	120 à 200 m	Wenlock (pars), *Tarannon*, Llandovery supérieur
SCHISTES DE LUARCA (et couches de El Horno)	*Endoceras duplex* (niveau de El Horno) au sommet *Calymene tristani* *Orthis ribeiroi* *Didymograptus murchisoni* (aux confins de la Galice seulement) à la base	200 à 400 m	Llandovery (pars), Bala, *Llandeilo*, *Llanvirn* (pars) (Aux approches du Centre des Asturies, lacune probable du Llandovery (pars) et du sommet de l'Ordovicien)
QUARTZITES DE CABO-BUSTO	*Cruziana furcifera* et autres Bilobites	50 à 400m (peu épais aux abords de la Galice)	Llanvirn (pars), *Arenig*
GRÈS VERSICOLORES ET SCHISTES DE CABO-BUSTO	*Scolithus linearis* (plus fréquent à ce niveau) *Linguiella heberti*	40 à 60 m	Potsdamien et Trémadoc
SCHISTES ET GRÈS DE PUENTE RADICAL (partie supérieure)	(néant)		(Petites lacunes probables au sein de la série, surtout vers l'Est)
SCHISTES ET GRÈS DE PUENTE RADICAL (partie inférieure)	*Conocoryphe castroi* *Conocoryphe ribeiroi* *Paradoxides barrandei*	180 à 700m (L'épaisseur n'est élevée qu'aux abords de la Galice)	*Acadien*
CALCAIRES DE VEGADEO	(néant)	40 à 60 m	
Substratum des calcaires généralement inconnu, sauf aux abords du ria de Ribadeo (Schistes verts comme en Galice)			

(1) Furada se trouve en réalité dans la zone isopique du Bernesga, mais les Grès en question existeraient aussi en bordure de la zone de Negro dans la partie moyenne des Asturies.

A part les Schistes de Luarca, l'âge des ces formations se trouve implicitement commenté un peu plus loin (p.) à propos de l'âge des formations antédévoniennes du Léon. La faune des Schistes de Luarca, très voisine de celle des Schistes d'Angers, est d'ailleurs assez largement répandue dans la Péninsule. A la base, Didymograptus murchisoni est caractéristique du Llanvirn supérieur; Orthis riberoi est surtout commun près de la limite du Llanvirn et du Llandeilo; Calymene tristani Illoenus hispanicus (variété de I. giganteus) ont ici comme en Bretagne une assez vaste extension verticale. Endoceras duplex n'a qu'une valeur stratigraphique restreinte.

Les étages ou sous-étages soulignés sont ceux dont la présence est prouvée paléontologiquement. L'existence de l'Arenig et du Ludlow n'est pas rigoureusement démontrée par les fossiles mais elle est confirmée par d'autres arguments: position et faciès pour l'Arenig, position et liaisons latérales pour le Ludlow. A vrai dire, l'échelle stratigraphique du Silurien du Pays de Galles est un peu trop fine pour le Silurien des régions cantabriques où les niveaux fossilifères sont rares.

La région des Asturies offrant le même type cambro-silurien que le Léon, paraît occuper une grande superficie, mais elle n'a pas encore été délimitée. Voici les éléments qui en sont connus.

Les coupes relevées dans la région de Tuiza dans le Sud des Asturies nous ont déjà révélé une série identique à celle du Léon.

Dans le centre même des Asturies le Cambrien n'a pas été reconnu, mais près de Peñaflor, W. Kegel a relevé pour le Silurien la même succession que dans la vallée du rio Bernesga en Léon. A la base de schistes ampéliteux succédant à des quartzites, il a retrouvé le niveau fossilifère des assises inférieures des Schistes du Formigoso. Dans les assises supérieures qu'il désigne sous le nom de couches de Villasim-

pliz, il a recueilli quelques Graptolites dont l'état de conservation ne permet pas de déterminations précises; il pense néanmoins pouvoir rapporter approximativement ces couches au Tarannon, Dans toute cette contrée, des grès rouges identiques aux Grès de San Pedro succèdent à ces schistes noirs manifestement équivalents à ceux du Formigoso. Plus au Nord, vers le Cabo de Peñas, les coupes données par Ch. Barrois et par W. Kegel laissent supposer de légers changements dans la série silurienne. Ces données sont encore incomplètes et manquent de clarté. Le pays est d'ailleurs difficile car les bons affleurements y sont rares.

La Peña Manteca, située presque à égale distance entre les deux régions précitées mais un peu à l'Ouest, offre un autre jalon. En interprétant les observations qui y furent faites en 1878 par Mallada, Buitrago et Nery Delgado et revues sommairement par Barrois, il semble que la succession des couches cambriennes est très analogue à celles du Nord et du N.E. du Léon. C'est ce que j'ai pu constater moi-même près de Belmonte et de Ferredal. Le griotte de Lancara est en partie remplacé par un calcaire compact gris. Tandis que les calcaires ne renferment pas de fossiles déterminables, les schistes qui les surmontent, de même aspect lithologique que ceux d'Oville renferment quelques Trilobites. Mallada et Buitrago y citent Paradoxides pradoanus de Verneuil et Conocbryphe riberoi de Verneuil et Barrande. Il est probable que la série silurienne d'après la description des auteurs espagnols précités, est assez analogue à celle du Léon, mais les données précises manquent encore.

Rappelons que c'est à peu de distance au S.O. de la Peña Manteca, à Puente Radical près de Posada de Narcea, que Ch. Barrois découvrit en 1877 un important gisement de fossiles cambriens. Ici les calcaires

sont gris ou bleuâtres, compacts ou parfois saccharoïdes et ne montrent que quelques rubéfactions locales, ils ne présentent pas de trace de fossiles tandis que les schistes verdâtres qui les surmontent renferment des fossiles bien conservés parmi lesquels Ch. Barrois a reconnu: Paradoxides barrandei Barrois, Paradoxides pradoanus Verneuil et Barrande (rare), Conocoryphe riberoi Verneuil et Barrande, Conocoryphe castroi Barrois, Conocoryphe sulzeri (= C. heberti Berg.-Mun-Chalm.). Cet Acadien rappelle plutôt celui des environs de Vegadeo et il est suivi par de puissantes assises de grès versicolores. Les données manquent sur les assises siluriennes autres que les quartzites inférieurs à Bilobites. Il est probable que l'on retombe ici dans les faciès du N.O. des Asturies.

Voici maintenant pour compléter cette analyse un aperçu sur les roches éruptives que l'on rencontre dans le Cambrien et le Silurien. G. Schulz avait signalé autrefois d'intéressants gisements de roches éruptives dans les Asturies. Ces gisements ont été étudiés en détail par Ch. Barrois qui en a aussi découvert un grand nombre d'autres.

Dans la région de Boal, il existe un petit massif de granite au voisinage duquel on constate que des filons d'aplite pénètrent les schistes cambriens.

Près de Cangas de Tineo, des schistes verts cambriens (?) sont traversés par des filons de porphyres pétrosiliceux et des micropegmatites qui pénètrent également dans les formations schisteuses d'un petit bassin houiller stéphanien.

Il existe donc une mise en place de roches acides postérieure au Cambrien et même postérieure au Stéphanien. Ch. Barrois semble considérer cette dernière intrusion comme indépendante de la mise en place du granite de Boal.

Dans les schistes cambriens qui font suite aux calcaires de Vega-

deo, on trouve assez fréquemment, comme en Léon, des roches mélanocrates. Ch. Barrois cite des diorites parfois quartzifères et des kersantites parfois quartzifères aussi. Il considère la plupart de ces roches comme récentes; pourtant, sauf à Infiesto où un filon semble pénétrer dansle houiller, elles ne dépassent pas le Silurien qu'elles atteignent rarement. Pour lui toutes ces roches seraient distinctes.

J'ai observé, assez sommairement il est vrai, le gisement de Salave, qui bien que nettement plus important que les sills qu'on rencontre en Léon, me rappelle beaucoup ces derniers. Ce gisement, celui que Ch. Barrois a étudié le plus complètement, est, selon lui, formé par une kersantite récente et localisée dans des formations cambro-siluriennes qu'elle a métamorphisées. Cette roche que A. Lacroix a bien voulu examiner, entre dans la catégorie des diorites, sa structure est doléritique. L'âge récent me paraît loin d'être prouvé. Ailleurs, les filons de diorites et de kersantites n'engendrent aucun métamorphisme appréciable.

A Santa Eulalia de Tineo, Ch. Barrois a découvert un tuf diabasique interstratifié dans des schistes et grès verdâtres dont l'âge n'est pas bien déterminé.

A part les roches acides de nature analogue au granite, il n'est pas impossible que la plupart des roches étudiées, diorites et kersantites, aient une origine commune avec celles du Léon. Remarquons, en passant, que les diorites doléritiques du Léon comportent parfois de la biotite de néoformation qui leur confère un cachet rappelant celui des kersantites.

Bierzo et régions voisines du Léon et de la Galice.

Lorsque, quittant le bassin supérieur du rio Luna, on se déplace vers l'Ouest, pénétrant ainsi dans le bassin du rio Sil, on constate que le

Silurien augmente d'épaisseur et que les schistes, des schistes ardoisiers noirs plus spécialement, y jouent un rôle important. Ce Silurien affleure sur de vastes étendues au voisinage de Luries de Paredes par exemple, alors que les formations cambriennes sont rarement visibles.

Plus au Sud aux environs d'Astorga, ce Silurien présente un aspect analogue. Les seules données que l'on possédait jusqu'à ces dernières années sur ce Silurien et celui qui affleure à l'Est, dans le Bierzo et le massif du Teleno, se résument essentiellement aux observations de Casiano de Prado (1855) et de L. Monreal (1878) qui signalèrent respectivement Diplograptus palmeus Barrande et Monograptus halli Barrande dans des schistes noirs en rapport avec des formations gréseuses à Bilobites. Malgré l'ancienneté de ces déterminations, ce qui permettrai de douter de leur valeur, il est curieux de constater que ces Graptolites appartiennent toutes deux au Tarannon.

L'étude de ces contrées ainsi que celle de la partie adjacente de la Galice a été reprise ces temps derniers par Zaloña et surtout P. H. Sampelayo et A. H. Sampelayo.

La composition du Silurien selon P. H. Sampelayo est très analogue à celle du N.E. de la Galice, on trouve des Bilobites dans les quartzites de base, Calymene tristani Brongnart dans les schistes sus-jacents. Un fait très important, qui toutefois demande encore confirmation, son objet étant en cours d'étude, consiste en la découverte de schistes noirs à Graptolites près de Puente de Domingo Florez qui représenteraient le Gothlandien jusqu'au milieu du Ludlow.

C

AGE DES FORMATIONS ANTEDÉVONIENNES DU LÉON

La valeur locale des zones, surtout lorsqu'elles ne sont définies, chacune, que par un ou deux fossiles, n'entraîne évidemment pas leur valeur générale, celle-ci ne peut être prouvée que par une analyse d'ensemble, faite de proche en proche, de la répartition verticale des espèces.

Les documents précédents montrent que bien des zones de moyenne amplitude peuvent être suivies dans une partie importante de l'Europe, mais celles de petite amplitude, comme les zones de Graptolites du Pays de Galles dont la succession surtout est intéressante, n'ont pas toujours été contrôlées avec précision dans les régions méridionales; dans certains cas, les observations ne pouvaient offrir de données suffisantes, mais on s'est parfois aussi contenté d'affirmer le synchronisme de formations situées en des localités fort éloignées l'une de l'autre uniquement parce qu'on y trouvait le même fossile, certains auteurs semblent avoir ainsi négligé des problèmes fondamentaux en stratigraphie. Il y a aussi des déterminations anciennes qui sont probablement inexactes; dans cet ordre d'idées il ne faut pas oublier l'exemple récent des Graptolites de la Sierra Morena.

Néanmoins les documents sont assez abondants pour que nous puissions avoir des recoupements, et comme le Léon ne se prête pas, pour le Cambrien et le Silurien, à une stratigraphie extrêmement fine comme le Pays de Galles, ils nous suffiront amplement pour dater avec rigueur les principales formations.

Une des questions importantes de la géologie des terrains primaires du Léon se pose à propos de la continuité de la sédimentation vers le

milieu du Silurien; la comparaison des séries siluriennes du Léon et du N.O. des Asturies met immédiatement cette question en évidence. Cette comparaison pose encore d'autres problèmes et apporte aussi des données d'intérêt essentiel, c'est pourquoi il y a tout avantage à l'envisager tout d'abord, même si l'on a surtout en vue de dater les formations du Léon.

Les similitudes de faciès et les fossiles communs aux deux régions permettent d'établir les relations suivantes entre les deux séries:

LÉON (et une partie du Sud et du Centre des Asturies		ASTURIES (N.-O.)
Grès de La Herreria	?	Pas de substratum des calcaires connu sauf aux abords du ria de Ribadeo (schistes verdâtres comme en Galice)
Calcaires de Lancara		Calcaires de Vegadeo
Schistes et Grès d'Oville		Schistes et Grès de Puente Radical Grès versicolores et schistes de Cabo Busto
Quartzites de Barrios	? (a)	Quartzites de Cabo Busto
Lacune ? (a)	? (b)	Schistes de Luarca
Schistes du Formigoso		Schistes et Quartzites du Corral
Grès de San Pedro		Grès de Furada

Les affleurements de ces terrains dans les Asturies et en Léon étant en général discontinus, on ne peut vérifier ces relations par continuité mais seulement de proche en proche. J'ai pu le faire approximativement comme on l'a vu pour une partie du Cambrien, mais je n'ai pu voir les relations entre les Grès de la Herreria et les Schistes verts attribués au Cambrien inférieur en Galice.

Pour le Silurien, mes itinéraires ne m'ont pas permis de suivre ces relations sauf pour les grès ferrugineux et d'une façon encore insuffisante. Les explorations de Kegel n'ont pas été plus fécondes. Je crois qu'en réalité, ainsi que je l'expliquerai plus loin, ni Kegel, ni moi, n'avons parcouru les contrées les plus instructives à cet égard.

Les limites ne coïncident pas exactement, mais ces relations sont solidement établies, sauf celles qui se rapportent à l'Ordovicien: celui-ci est représenté en Léon par les Quartzites de Barrios, dans les Asturies par les Quartzites de Cabo Busto et les Schistes de Luarca. En d'autres termes, dans les Asturies comme en Léon, le Silurien débute par des quartzites blancs auxquels succèdent des schistes noirs, mais tandis que dans les Asturies on trouve à la base de ceux-ci une faune ordovicienne, en Léon on rencontre dès les premières assises une faune gothlandienne.

On voit immédiatement, comme je l'ai schématisé sur le tableau, que deux hypothèses principales peuvent être avancées en vue de la résolution de ce problème.

1º) Il y aurait en Léon une lacune correspondant sensiblement aux Schistes de Luarca du N.O. des Asturies.

2º) Le faciès gréseux (quartzites) aurait envahi tout l'Ordovicien en Léon: les Quartzites de Barrios correspondraient à l'ensemble des Quartzites de Cabo Busto et des Schistes de Luarca.

Je reviendrai dans un instant sur cette importante question.

Age des Grès de la Herrería.

Dans cette formation marine, détritique, très puissante, puisque l'épaisseur de la partie visible dépasse 1.400 mètres, je n'ai jamais trouvé trace de fossiles.

Elle est surmontée par les Calcaires et Dolomies de Lancara dont l'âge est acadien et dont la base représente vraisemblablement l'acadien tout à fait inférieur. Ceci sera prouvé dans un moment.

Entre les Grès de la Herreria et les Calcaires de Lancara il n'y a aucune discordance angulaire visible et le passage d'une formation à l'autre s'effectue par l'intermédiaire de 8 à 15 mètres de bancs présentant un faciès mixte. Ceci laisse penser qu'il n'y a pas de lacune notable entre les deux formations.

Les calcaires cambriens reposent cependant sur des schistes verdâtres bien différents des Grès de la Herreria à l'extrémité Ouest des Asturies et en Galice, dans la région du ria de Ribadeo. Si l'on considère comme impossible que ces schistes verdâtres de Ribadeo représentent un faciès latéral des Grès de la Herreria, en raison de leurs caractères si différents, on est bien forcé d'admettre que les Calcaires de Vegadeo et les Dolomies et Calcaires de Lancara sont transgressifs et discordants sur ces formations.

Je présente cette seconde hypothèse comme plausible, mais je ne vois pour ma part aucune difficulté à admettre l'équivalence des schistes verdâtres et des grès en question. Par suite de l'orogenèse hercynienne les aires de sédimentation, l'une détritique, l'autre partiellement pélagique, étaient certainement bien plus éloignées l'une de l'autre qu'elles ne le paraissent aujourd'hui, et le métamorphisme qui a touché les schistes verdâtres a accentué les différences (1). On

(1) Les caractères du quartz sédimentaire des deux roches sont les mêmes, mais cet argument est sans valeur car il semble que les quartz des sédiments primaires des régions Cantabriques proviennent à peu près tout, en dernier ressort, des mêmes gneiss antécambriens. Par contre, la recherche des minéraux lourds pourrait peut-être fournir des renseignements utilisables.

est ainsi conduit à penser que ces sédiments proviendraient de la destruction d'un massif antécambrien de gneiss accompagné de quelques roches microlithiques (les gneiss étant de même nature que certains de ceux qui affleurent actuellement en Galice), situé à l'Est ou au N.E., dans la région du Massif des Picos de Europa ou au delà.

On sait que Walcott définit la base du Cambrien par le premier niveau à Mesonacidae connu. Le Cambrien ne peut en effet, faute de documents paléontologiques suffisants, être défini localement par un cycle sédimentaire, comme les autres systèmes, ainsi que l'avait tenté Murchison, mais il se termine souvent, et dans les régions types en particulier, par une régression. L'ensemble des zones à Mesonacidae, le Georgien, ne paraît pas en général très épais et son importance est probablement bien moindre que celle de l'Acadien.

Ceci rappelé, comme d'autre part il semble, selon l'hypothèse la plus vraisemblable, qu'il n'y a pas de lacune sensible entre les Grès de la Herreria et les Calcaires de Lancara, il est clair qu'on ne peut attribuer ces Grès qu'au Georgien et au Précambrien (Algonkien). Où se place la limite inférieure du Georgien dans cette puissante série gréseuse dont la seule partie visible dépasse 1.400 mètres? On ne possède pas d'arguments positifs permettant de placer cette limite plus près de la base ou plus près du sommet, mais il paraît très probable que les couches georgiennes ne constituent pas un ensemble très puissant. Il est même possible que les Grès de la Herreria soient presque entièrement précambriens.

Dans la seconde hypothèse, celle qui admet la transgression des calcaires cambriens, hypothèse que j'ai considérée comme beaucoup moins probable, la lacune qui séparerait les deux formations serait importante et les Grès de la Herreria auraient plus de chance d'être entièrement précambriens.

Age des Calcaires de Lancara.

Le griotte qui constitue à peine le tiers supérieur de cette formation renferme seul une faune déterminable. Cette faune offre d'étroites affinités avec la faune dite primordiale décrite par Barrande en Bohême et avec celle de l'Acadien des régions méditerranéennes et plus particulièrement celle de l'Aragon et de la Montagne Noire.

Paradoxides pradoanus appartient au groupe Paradoxides rugulosus-mediterraneus. A Jince en Bohême et dans la Montagne Noire, dans des assises attribuées à la partie inférieure de l'Acadien, les Paradoxides de ce groupe sont accompagnés comme ici par Conocoryphe heberti, Agraulos ceticephalus. Dans les Monts Celtibériques les Conocoryphe n'apparaissent pas à la base de l'Acadien, mais à un niveau un peu plus élevé. Il semble qu'en réalité Conocoryphe heberti et Agraulos ceticephalus ont une répartition verticale qui comprend une partie notable de l'Acadien. Conocoryphe riberoi et Conocoryphe castroi sont spéciaux aux régions cantabriques. Ctenocephalus corenatus est connu dans l'Acadien de toute l'Europe et en Amérique du Nord.

Des Brachiopodes, très voisins de ceux du griotte de Lancara, sont connus dans l'Acadien et le Potsdamien de l'Amérique du Nord et de la Chine. Nisusia vaticina est une espèce du Cambrien gallois.

Les Calcaires dolomitiques de Lancara rappellent par endroits les calcaires à Archaeocyathidae du Maroc, organismes que j'ai vainement recherchés; les traces de vers de la partie moyenne et les débris de Brachiopodes et de Trilobites que l'on trouve dans la partie supérieure ne donnent aucun renseignement sur leur âge. Mais leur position et leur aspect laissent penser qu'ils sont en partie équivalents aux calcaires à Archaeocyathidae de la Montagne Noire et peut-être

du Maroc. On ne peut faire de parallèle précis entre les Dolomies de Lancara et les Dolomies de Ribota du Cambrien inférieur de l'Aragon.

Comme il est probable que les calcaires à Archaeocyathidae des différentes contrées ne sont pas toujours entièrement contemporains, l'assimilation envisagée n'apporte qu'une prpecision relative quant à l'âge des Dolomies de Lancara.

A propos de la Montagne Noire, j'ai fait remarquer qu'une partie au moins des calcaires à Archaeocyathidae pouvait être rattachée à l'Acadien. En Bretagne et en Espagne, ces calcaires sont généralement attribués à l'Acadien. J'ajouterai qu'au Maroc la plupart des géologues attribuent à l'Acadien l'ensemble de leurs calcaires à Archaeocyathidae dans lesquels on trouve des Trilobites du genre Ellipsocephalus. Pour conclure, on voit qu'il n'y a pas seulement des différences effectives, mais aussi des différences d'opinion quant à l'âge de ces calcaires; différences provenant de conceptions imprécises relatives à la définition du Georgien; on observe cependant que l'âge attribué oscille toujours autour de la limite du Georgien et de l'Acadien.

De manière plus précise, on peut dire que les Dolomies de Lancara étant peu épaisses, il y a lieu de penser qu'elles sont contemporaines de la partie supérieure des calcaires à Archaeocyathidae de la Montagne Noire, elles ne peuvent en effet leur être antérieures; mais la position des zones à Paradoxides et des Conocoryphe dans les deux régions comparées prouve aussi qu'elles ne peuvent guère leur être postérieures. Ce que je viens de rappeler à propos de l'âge des calcaires à Archaeocyathidae montre en définitive que les Dolomies de Lancara doivent être placées dans l'Acadien, avec cette réserve, cependant, qu'il n'est pas impossible que leurs premiers bancs se rattachent encore au Georgien.

Age des Schistes et Grès d'Oville.

Il peut y avoir localement une discontinuité entre les Calcaires et les Schistes et Grès d'Oville, j'ai signalé un ravinement incontestable au sommet du griotte au Sud de Villamanin; à l'Est de Ciñera il y a une discontinuité moins nette que soulignent des couches riches en minerai de fer. Il n'en résulte cependant jamais de lacune importante car non seulement le Griotte de Lancara ne manque jamais, mais les variations de son épaisseur, qui est faible, restent à peu près du même ordre de grandeur que celles des autres formations cambriennes et siluriennes; la répartition des fossiles va nous le prouver également.

Dans la partie inférieure on trouve surtout Paradoxides barrandei accompagné de Conocoryphe castroi, tandis que Conocoryphe heberti est devenu beaucoup plus rare, et que Conocoryphe riboroi paraît aussi répandu que dans le Griotte. La faune des Schistes de Puente Radical, dans les Asturies, formation identique à celle d'Oville, confirme cette répartition; on y trouve bien encore de rares Conocoryphe heberti et même Paradoxides pradoanus plus rare encore, qui prouvent que l'extinction d'une partie de la faune du Griotte s'est réalisée d'une façon rapide mais non brusque. Ceci montre que la discontinuité à la base des Schistes et Grès d'Oville n'est sans doute que locale et en tous cas jamais notable. Par contre, à part des restes infimes et douteux, les Brachiopodes du Griotte ont totalement disparu. Ils sont liés au faciès, dans le cas présent, de façon très manifeste.

Dans la partie moyenne des Schistes et Grès d'Oville, les fossiles sont très rares, mais il ne semble pas qu'il y ait modification de la faune. Le Paradoxides que j'ai recueilli à ce niveau est en effet

Paradoxides barrandei ou une forme très voisine, et les autres débris de Trilobites trouvés semblent se rapporter à des espèces répandues plus bas.

Paradoxides barrandei est une espèce très voisine de Paradoxides rugulosus de Bohême. Paradoxides barrandei accompagné de Conocoryphe heberti, Agraulos ceticephalus, Sao hispanica se retrouve dans les Schistes et Grès de Villafelice, en Aragon, auxquels on attribue un niveau assez élevé dans l'Acadien. Mais dans la Montagne Noire, Agraulos ceticephalus et Conocoryphe heberti atteignent à peine, selon M. Thoral, les assises moyennes de l'Acadien.

L'Acadien du Léon offre, on le voit, deux zones fossilifères. L'une occupant le Griotte de Lancara et caractérisée par Paradoxides pradoanus abondant, accompagné de Conocoryphe heberti très fréquent aussi. L'autre occupant la moitié inférieure des Schistes et Grès d'Oville et caractérisée par Paradoxides barrandei accompagné de Conocoryphe castroi, très rare ou absent dans le Griotte, tandis que Conocoryphe heberti s'est beaucoup raréfié.

Dans l'Acadien du Léon, on ne rencontre donc que deux zones à Paradoxides comme en Aragon et en Bohême, tandis que dans le Nord de l'Europe on en rencontre un plus grand nombre; dans la Montagne Noire deux zones sont incontestables et, nous l'avons vu, une troisième douteuse.

Il s'agit maintenant de dater les assises restantes, c'est-à-dire la moitié supérieure à peu de chose près des Schistes et Grès d'Oville Ces couches ne comportent guère que des Scolitnes et dans les bancs passant à la formation suivante de rares Lingulella. On admet très généralement que les grès ou quartzites blancs du type armoricain comme les Quartzites du Cabo Busto et ceux de Barrios, débutent sen-

siblement avec l'Arenig. Les Grès Armoricains sont d'ailleurs en général transgressifs. Pourtant dans le Léon et en quelques points voisins des Asturies que j'ai pu examiner on enregistre un passage progressif des Schistes et Grès d'Oville aux Quartzites de Barrios, et rien ne laisse présager une transgression. Ce passage se présente habituellement de la manière suivante: les petits bancs de grès ou de quartzites du complexe d'Oville s'épaississent graduellement tandis que les lits de schistes verdâtres s'amincissent, s'enrichissent en mica ou parfois deviennent plus gréseux et finissent par disparaître; bientôt le faciès de quartzites blancs en bancs d'épaisseur moyenne s'est entièrement substitué au faciès mixte schisto-gréseux; on se trouve alors dans les Quartzites de Barrios dont les bancs continuent, lorsqu'on remonte la série, à acquérir une plus forte épaisseur. Ce passage s'observe sur une épaisseur d'au moins 50 mètres et quelquefois bien davantage. La continuité paraît ici, au point de vue lithologique, plus nette qu'entre les Grès de la Herreria et les Dolomies de Lancara où le faciès mixte de passage qui s'observe sur une dizaine de mètres en moyenne, pourrait éventuellement résulter d'un remaniement partiel des grès antérieurs lors du dépôt de la formation calcaro-magnésienne; cette continuité est bien plus nette encore que celle qui existe entre le Griotte de Lancara et les Schistes et Grès d'Oville où le changement de faciès est brusque ou très rapide et où l'on note même de petits ravinements locaux, là cependant il n'y a pas de lacune stratigraphique sensible.

Cette continuité n'a cependant qu'un sens relatif, ainsi que je l'ai fait remarquer, et elle n'exclut pas toute possibilité de lacune stratigraphique, mais l'absence de ravinements et de couches à texture grossière de quelque étendue, et surtout l'évolution très progres-

sive du faciès rendent fort peu probable l'existence d'une lacune de grande amplitude et d'une regression effective suivie d'une transgression. Seule, en somme, la présence de petites lacunes reste possible.

Admettons donc qu'il n'y a pas de lacune importante dans la série Schistes et Grès d'Oville - Quartzites de Barrios et que ces derniers débutent sensiblement avec l'Arenig. Il nous faut placer dans la partie envisagée des Schistes et Grès d'Oville, peut-être encore un niveau de l'Acadien, le Potsdamien et le Tremadoc.

A part un Olenus très douteux cité en Aragon, la faune du Potsdamien et celle du Tremadoc sont inconnues dans toute la Péninsule Ibérique. Dans beaucoup de régions d'Europe les fossiles du Cambrien supérieur sont rares, ou bien ce sont les espèces potsdamiennes qui manquent et le Tremadoc est révélé par un petit nombre d'espèces, ou bien c'est l'inverse. La rareté des faunes du Potsdamien et du Tremadoc sont en rapport avec le caractère fréquemment régressif, en Europe, des formations de ces périodes.

La Montagne Noire fait un peu exception, le Potsdamien dont la présence paraît indubitable, n'est pas bien caractérisé, mais le Tremadoc est assez fossilifère et l'on a pu y distinguer quelques horizons.

C'est à certaines parties de la Bretagne que le Léon peut être comparé, là il y a continuité lithologique entre les formations cambriennes et le Grès Armoricain. Dans les couches de passage les fossiles sont rares, on n'y trouve guère que des Lingules, mais on y a signalé aussi Niobe armoricana; ailleurs les Grès Armoricains sont fortement transgressifs. Dans le Léon et les Asturies, outre quelques Scolithes les couches de passage n'ont livré que Lingulella heberti

vers le sommet, espèce n'offrant qu'un intérêt stratigraphique restreint.

L'absence de fossiles caractéristiques n'est donc pas un argument en faveur de la transgression de l'Arenig sur l'Acadien, et l'on voit, en définitive, que la partie supérieure des Grès et Schistes d'Oville représente très probablement le Potsdamien et le Tremadoc. Toutefois, la faible épaisseur de ces assises de caractère néritique conduit à penser qu'il peut y exister un certain nombre de petites lacunes, écho de la régression si fréquente du Cambrien supérieur en Europe centrale et méridionale.

Les données permettant de dater avec précision les sills de dolérite si fréquents dans les Schistes et Grès d'Oville, manquent encore. Ces sills sont toujours parallèles aux couches et ont été manifestement plissés avec elles lors de l'orogenèse asturienne; on peut donc tout au moins affirmer qu'ils sont antéstéphaniens.

Age des Quartzites de Barrios.

La première question à envisager est celle de leur limite inférieure. Par leur aspect et leur position, ces Quartzites peuvent être assimilés, en partie tout au moins, aux Grès ou Quartzites de Cabo Busto des Asturies, aux Grès Armoricains et plus généralement aux grès à Bilobites du type armoricain si fréquents en Europe occidentale.

Les Bilobites, lorsqu'ils sont déterminés avec précision, fournissent peut-être quelques indications stratigraphiques, c'est ainsi que Cruziana furcifera et Froenia rouaulti ne paraissent pas déborder l'Ordovicien, mais ces indications sont vagues, et la plupart des géologues ne leur attachent qu'une importance de second ordre.

Si les grès du type armoricain sont assez généralement transgressifs, en Léon, ainsi que nous venons de le voir, il est très peu vraisemblable qu'ils le soient. Dans une grande partie des Asturies et en certaines localités adjacentes de Galice où lesformations équivalentes à celles d'Oville présentent souvent une forte épaisseur sans discontinuités lithologiques, il en est sans doute de même qu'en Léon. Tout comme le caractère régressif du Cambrien supérieur qui se traduit dans une vaste partie de l'Europe par un faciès en général détritique et peu fossilifère, le faciès transgressif de la base du Silurien paraît déborder largement son domaine propre.

En Bretagne on a pu montrer que les Grès Armoricains débutent à peu près avec l'Arenig. Cette conclusion a été eétendue aux grès analogues de plusieurs régions européennes dont l'Espagne. Des geologues portugais ont fait remarquer qu'en bien des points, chez eux, la transgression de ces grès a dû s'esquisser avant la fin du Tremadoc. Dans la région de Valongo, qui est assez voisine de la Galice et du Léon, au dessus des quartzites à Bilobites on a reconnu une zone schisteuse à Didymograptus extensus, Graptolite caractéristique de l'Arenig moyen. Ce fait tend à confirmer le point de vue des savants portugais car les couches gréseuses offrent là une certaine puissance. En Léon et dans les contrées voisines où la transgression est insensible, ce faciès gréseux a pu aussi s'établir avant la fin du Tremadoc, mais faute d'arguments plus positifs, on peut admettre provisoirement que les Quartzites de Barrios comme les Grès Armoricains débutent à peu près avec l'Arenig.

Au reste, la limite inférieure des Quartzites de Barrios ne peut être définie lithologiquement de façon très précise, et comme une légère migration de faciès est toujours possible, il y a lieu de

penser que, selon les localités, lesbancs qui forment apparemment la base des Quartzites de Barrios ne sont pas rigoureusement contemporains. Pareille remarque peut être faite à propos de la limite de la plupart des formations, mais en Léon ces limites étant presque toujours nettement tranchées, la précision dans le présent cas est moins grande que pour la limite des autres formations.

Le problème de la limite supérieure des Quartzites s'est déjà posé à propos de la comparaison desséries siluriennes du Léon et celles du N.O. des Asturies. En effet, au dessus des Quartzites de Barrios reposent, sans transition, les Schistes du Formigoso dont la partie inférieure renferme des Graptolites du Llandovery supérieur alors que dans le N.O. des Asturies, les Quartzites de Cabo Busto sont surmontés par les Schistes de Luarca à la base desquels on trouve des fossiles du Llanvirn supérieur ou du Llandeilo inférieur. La question fondamentale est de savoir s'il y a ou non continuité entre les Quartzites de Barrios et les Schistes du Formigoso.

L'examen lithologique du contact n'est pas probant. Dans toute l'étendue du Léon et des Asturies que j'ai étudiée de près, ce contact s'effectue sans aucune autre transition, au dessus du dernier banc de quartzites, en général fort épais, reposent les schistes noirs, ampéliteux, très fins, contenant une faible proportion de mica en paillettestrès ténues. Parfois à un ou deux décimètres au dessus de ce contact on aperçoit un lit mince ou quelques petits lits discontinus de minerai de fer oolithique qu'il ne faut pas confondre avec le dépôt limoniteux que les eaux d'infiltration, rendues très ferrugineuses par la décomposition de la pyrite des schistes, laissent dans certaines assises, et surtout à la base par suite

de l'imperméabilité des quartzites. A l'Est de Boñar, près de Salamon et à l'Ouest de Barrios, j'ai signalé de petites modifications locales au voisinage de ce contact, mais son caractère reste le même.

En réalité, lorsqu'il y a contact avec concordance, les observations qui ne font pas appel à la paléontologie ne permettent guère de se rendre compte de la valeur de la lacune correspondante, ou même si cette lacune existe.

L'examen de la répartition précise des fossiles est effectivement beaucoup plus féconde. Il s'agit, je le rappelle, de nous départager entre deux hypothèses principales:

1º) Il y aurait, en Léon, une lacune correspondant sensiblement aux Schistes de Luarca du N.O. des Asturies.

2º) Le faciès gréseux aurait envahi tout l'Ordovicien en Léon: les Quartzites de Barrios correspondraient à l'ensemble des Quartzites de Cabo Busto et des Schistes de Luarca.

Or l'étude des assises inférieures des Schistes du Formigoso montre que sur une étendue dépassant largement mille kilomètres carrés, ce contact se situe partout rigoureusement au même niveau, à la base d'une zone de Graptolites correspondant aux zones 20-22 (E-W) du Pays de Galles. On a là un argument qui paraît décisif en faveur d'une lacune stratigraphique, car si l'on peut à la rigueur se représenter la brusque invasion d'une aire de plusieurs centaines ou plusieurs milliers de kilomètrescarrés, par une mer offrant un caractère uniforme, on ne peut imaginer une migration de faciès si soudaine aboutissant à une séparation verticale des faciès à la fois aussi nette et aussi étendue. En réalité, si l'explication par une migration de faciès me paraît totalement inacceptable, celle d'es-

sence classique aussi qui fait intervenir une invasion brusque de la mer, ne me paraît guère meilleure. Je donne plus loin une autre interprétation qui me semble infiniment plus satisfaisante.

Admettons donc la première hypothèse. Si l'on parallélise alors les Quartzites de Barrios avec ceux de Cabo Busto, il existe en Léon une lacune correspondant en gros aux Schistes de Luarca du N.O. des Asturies, c'est-à-dire à l'absence du Llanvirn supérieur, du Llandeilo, du Caradoc, de l'Ashgill et de la majeure partie du Llandovery. La limite inférieure de cette lacune ne peut toutefois être fixée comme le voudrait cette comparaison, car il pourrait fort bien y avoir ablation partielle des assises supérieures de quartzites équivalents à ceux de Cabo Busto, ou, au contraire, une ablation moins avancée de l'Ordovicien dans lequel le faciès gréseux se serait propagé plus haut. Car si une migration de faciès n'explique pas la disposition des assises moyennes du Silurien du Léon, elle existe cependant ainsi que je vais le montrer dans un instant. Quoi qu'il en soit on en conclut que, tandis que la limite supérieure de la lacune a été déterminée avec rigueur, la limite inférieure est moins bien connue et elle n'est peut-être pas partout la même, néanmoins la marge d'hésitation n'est pas très grande, cette limite inférieure doit se placer entre le sommet de l'Arenig et le Llandeilo inférieur ou moyen.

La seconde hypothèse est donc fort peu vraisemblable. Mais étant donné la migration souvent constatée du faciès gréseux, elle est peut-être valable pour certainesrégions qui se présentent apparemment comme le Léon. C'est à ce titre que je l'ai quand même mentionnée.

D'autres hypothèses auraient encore pu être avancées: on aurait par exemple pu supposer qu'il y a une lacune importante au sein même des Quartzites de Barrios, révélée localement par le conglomérat qui existe à l'Est de Boñar. Les arguments qui viennent d'être donnés infirment aussi cette hypothèse. Le conglomérat de Boñar souligne probablement une lacune locale dont l'amplitude n'excède pas de beaucoup celle qui ailleurs sépare les bancs de quartzites du même niveau, elle ne peut être appréciée. En cette localité où les Quartzites sont puissants, les mouvements auxquels était liée la sédimentation ont dû, en raison de leur amplitude, s'effectuer plus rapidement qu'ailleurs, c'est là un facteur de déséquilibre qui exagéré momentanément a dû contribuer à la formation du conglomérat.

Une comparaison plus minutieuse des formations siluriennes du Léon et du Centre des Asturies avec celles du N.O. des Asturies et des autres contrées voisines aurait toute chance d'apporter les données qui manquent encore concernant l'évanouissement de cette lacune, c'est-à-dire les étapes de cette apparente transgression gothlandienne et la migration du faciès gréseux durant l'Ordovicien. Cette migration peut se suivre dans le secteur N.O. de la Péninsule: dans la bande silurienne la plus occidentale, celle de Valongo au Portugal, le faciès schisteux apparaît dès le milieu de l'Arenig, tandis que dans les bandes orientales de la Galice il débute au Llanvirn supérieur; aux approches du Léon et à l'échelle de notre étude, cette migration semble se faire également sentir, comme le laisse penser le fait que Didymograptus murchisoni n'a été trouvé que dans le bassin de l'Eo, et les variations considérables d'épaisseur des quartzites à Bilobites dans les Asturies et en Galice. Pour résoudre ces questions il serait d'abord nécessaire de trouver les termes inter-

médiaires entre le Léon et le N.O. des Asturies que Kegel n'a pas rencontrés dans le centre des Asturies, et à l'égard desquels mes explorations dans le bassin supérieur du Luna sont restées infructueuses. Le meilleur guide pour rechercher ces termes serait de s'appuyer sur la correspondance bien connue qui relie les zones tectoniques aux zones isopiques ou zones de sédimentation (1). Dans cet ordre d'idées il faudrait alors reprendre l'étude détaillée des bandes siluriennes qui de la région de Pravia dans les Asturies se dirigent vers le S.O. de la province et se retrouvent aux confins du Léon et du Bierzo à la périphérie du bassin houiller de Villablino.

Age des Schistes du Formigoso.

Plusieurs questions concernant ces schistes ont été traitées à propos des problèmes posés par l'âge des Quartzites de Barrios.

Ces Schistes, nous l'avons vu, sont séparés des Quartzites de Barrios par une vaste lacune sans que puisse s'observer nulle part la moindre discordance angulaire.

Dans la zone fossilifère voisine de la base comprise entre 4 et 14 mètres du contact, en moyenne, j'ai recueilli les Graptolites suivants:

---

(1) Appel à la règle que E. Haug formule ainsi: les zones tectoniques coïncident sensiblement avec les zones de sédimentation. D'un usage fort avantageux en stratigraphie, cette règle n'est cependant pas précise ainsi que nous le verrons à propos du Famennien des régions cantabriques. En fait, je n'applique ici qu'un corollaire de cette règle, le suivant: les lignes isopiques et les lignes tectoniques sont sensiblement parallèles.

	Llandovery				Tarannon		
	17	18	19	20	21	22	23	24
Monograptus concinnus		+	+	+	+			
Monograptus peregrinus			+	+	+			
Monograptus jaculum			+	+	+			
Monograptus cf. limatulus			(+)	(+)				
Monograptus regularis			+	+	+	+		
Monograptus cf. becki				(+)	(+)	(+)	(+)	
Monograptus circularis				+	+			
Monograptus runcinnatus					+	+		
Monograptus variabilis						+	+	
Diplograptus tamariscus var. incertus			+	+				

On voit que comparés à leur répartition en Pays de Galles, seules les zones 21 et 22 seraient définies avec certitude et la zone 20 très probable. Comme leur répartition n'est sans doute pas exactement la même ici qu'en Pays de Galles, il serait superflu de chercher une précision plus grande.

W. Kegel a trouvé, de son côté, dans les assises inférieures de ces mêmes schistes, tant en Léon qu'au centre des Asturies:

	Llandovery				Tarannon		
	17	18	19	20	21	22	23	24
Monograptus sandersoni		+	+					
Monograptus gregarius		+	+	+				
Monograptus concinnus		+	+	+	+			
Monograptus cf. convolutus				(+)				
Monograptus decipiens			+	+	+			
Monograptus sedgwicki				+	+			
Monograptus runcinatus					+	+		
Monograptus hybridus				+	+			
Diplograptus bellulus			+	+	+			

Si on exce pte Monograptus sandersoni dont la position stratigraphique, comme le fait remarquer Kegel, paraît nettement différente de celle du Pays de Galles, on voit que ce sont les zones 20 et 21 qui seraient ici représentées avec certitude, si la répartition était la même qu'en Pays de Galles,

Il semble résulter des observations de Kegel que c'est Monograptus concinnus que l'on rencontre surtout au début de l'assise fossilifère, certaines de mes observations tendent à le confirmer. Aux environs de Salamon, j'ai recueilli à 22 mètres de la base, c'est-à-dire un petit peu plus haut que le niveau habituel: Monograptus variabilis et Monograptus nodifer qui apparaissent dans la zone 22 en Pays de Galles, mais sont surtout communs dans la zone 23.

Les conditions de gisement n'ont pas permis de préciser davantage la répartition des Graptolites dans la partie inférieure des Schistes du Formigoso.

On peut donc admettre avec une exactitude très suffisante, en se fondant sur mes résultats lesquels coïncident avec ceux de Kegel, que les 15 premiers mètres environ des Schistes du Formigoso représentent les zones 20-22 du Pays de Galles; autrement dit, le retour à la sédimentation débute très sensiblement à la limite du Llandovery moyen et du Llandovery supérieur. L'épaisseur de 15 mètres n'est évidemment qu'un ordre de grandeur, une zone déterminée pouvant toujours se renfler ou s'amincir localement et acquérir ainsi une importance très différente par rapport aux autres assises.

Ces observations montrent aussi, qu'indépendamment des légères différences qui pourraient exister entre la répartition des Graptolites en Pays de Galles et dans les régions Cantabriques, la limite inférieure des Schistes du Formigoso, de Barrios de Luna à Salamon, de

Villasimpliz et Villamanin à Tuiza et Peñaflor, correspond toujours exactement au même niveau. C'est là d'ailleurs comme je l'ai montré, l'argument fondamental en faveur de l'importante lacune qui les précède.

Au dessus de l'assise riche en Graptolites, Kegel a signalé avec réserve Monograptus priodon (z. 23-29), ce qui paraît confirmer une découverte ancienne de Mallada; P. H. Sampelayo y a recueilli également Monograptus turriculatus (z. 22-23). Si l'on joint ces données à celles apportées par les Graptolites de Salamon, on est conduit à attribuer au Tarannon les assises moyennes des Schistes du Formigoso.

A un niveau plus élevé, P. H. Sampelayo a récemment trouvé Rhynchonella ampelitidis, espèce déjà connue en Espagne dans la Chaîne des Hespérides, et caractéristique du Wenlock de Bretagne.

Les dernières assises des Schistes du Formigoso et les premières couches des Grès de San Pedro qui offrent encore un caractère mixte ont été désignées par W. Kegel sous le nom de couches de Villasimpliz, il n'a pu y trouver de fossiles caractéristiques pouvant être déterminés avec rigueur: Nuculites nov. sp., Monograptus cf. priodon, Monograptus cf. marri; dans ces couches abondent les Nérélites. Ce document ne peut nous servir, mais comme la partie inférieure des Grès de San Pedro, à l'exception peut-être des premières bases, se rattache déjà au Ludlow, la partie supérieure des Schistes du Formigoso doit se rapporter au Wenlock.

L'équivalence approximative des assises ampéliteuses des Schistes de Corral du N.O. des Asturies avec les Schistes du Formigoso est prouvée par la présence de Monograptus cf. spiralis et Monograptus priodon, près de Tapia, Monograptus latus au N.E. de Vegadeo. Les assises S5 de Galice correspondent au même niveau.

Au reste, un niveau de schistes carburés à Graptolites se situant autour de la limite du Llandovery et du Tarannon a été reconnu en plusieurs régions de la Péninsule Ibérique.

La continuité des Schistes du Formigoso a été suspectée. On voit qu'aucun document paléontologique n'en fournit prétexte. Les fossiles composés de Graptolites sont rares, il est vrai, dans les couches autres que celles voisines de la base, ceci peut être mis en relation avec le fait que les Schistes du Formigoso, tendres et ampéliteux vers la base, deviennent graduellement plus siliceux et moins carburés lorsque l'on s'élève dans la série. Les considérations lithologiques, même celles se rapportant aux lits de minerai de fer, ne fournissent pas non plus de documents en faveur de lacunes. Mais cette continuité, je le rappelle, n'est qu'une approximation. Dans le Pays de Galles et les contrées voisines où la stratigraphie du Silurien est extrêmement fine, on trouve par place, au milieu de séries épaisses et sans discontinuité lithologique apparente, de petites lacunes correspondant à l'absence d'une fraction discernable ou même d'une ou deux zones de Graptolites, indépendamment des variations d'épaisseur relatives de ces zones. Pareilles lacunes mineures peuvent se produire dans les Schistes du Formigoso comme dans toute autre formation.

Age des Grès de San Pedro (pars).

L'équivalence des Grès de San Pedro et des Grès de Furada est manifeste pour quiconque a observé avec quelque attention le Primaire du Léon et des Asturies; dans ses travaux, W. Kegel l'a, en fait, implicitement admise lui-même. Tout au plus pourrait-il y avoir un léger désaccord sur la définition de leur limite infé-

rieure, la base des Grès de San Pedro comprenant sans doute les dernières assises des Schistes et Quartzites de Corral de Ch. Barrois comme il comprend en Léon la partie supérieure des couches de Villasimpliz de W. Kegel, ou encore migration légère de cette limite, mais aucune observation n'a jusqu'à présent révélé de déplacement appréciable de celle-ci (1).

Ce sont les similitudes de faciès et d'identité de position qui rendent cette équivalence évidente, mais on n'a pas trouvé jusqu'ici d'espèces communes à ces deux formations, ce qui s'explique par le fait qu'elles sont peu fossilifères. L'équivalence peut d'ailleurs se vérifier de proche en proche et même par continuité lorsqu'on passe, par exemple, du bassin supérieur du Luna à celui de Narces ou du Figueña.

Si ces formations n'ont pas de fossiles communs, elles renferment par contre des niveaux fossilifères qui se complètent.

J'ai trouvé sur la côte asturienne près de Bayas, Orbiculoidea striata et Conularia hastata à un niveau qu'il est difficile de préciser exactement, la série de Furada étant ici flexurée à sa base, il doit cependant pouvoir se situer entre le premier tiers et la moitié.

Dans les Grès de San Pedro, à un niveau qui se place approximativement aux deux tiers en partant de la base, on trouve: Homanolotus cf. roemeri, Acaste cf. downingiae, Dalmanella orbicularis, Spirifer vulcani. La première espèce citée appartient au Gedinnien inférieur ardennais, les deux suivantes au Ludlow supérieur de Grande Bretagne, le Spirifer rappelle à la fois des formes du Gothlandien supérieur et du Dévonien inférieur. Ces indications chronologiques ne sont pas rigoureuses, certaines espèces n'ayant pu être déterminées avec certitude, mais elles indiquent néanmoins des affinités mixtes se rapportant au Ludlow supérieur et au Gedinnien inférieur.

Enfin, au sommet des Grès de San Pedro, on trouve en plusieurs localités du Léon une riche faune à Acaste spinosa, Spirifer mercuri, typique du Gedinnien inférieur. Il en sera question à propos du Dévonien.

Il est évident, malgré l'imprécision relative donnée par les niveaux fossilifères, que la limite entre le Silurien et le Dévonien se place quelque part entre le niveau à Orbiculoidea striata et celui à Acaste spinosa, et au voisinage de celui à Spirifer vulcani. Je conviendrai donc, en attendant que l'on trouve des niveaux plus significatifs à cet égard, ce qui est peu probable, de regarder le niveau à Spirifer vulcani comme limite supérieure du Silurien.

Depuis la partie supérieure des Schistes du Formigoso avec Rhynchonella ampelitidis jusqu'au sommet des Grès de San Pedro, avec Acaste spinosa, on voit que, malgré la rareté des fossiles, la série est jalonnée par des niveaux indiquant une évolution continue: il n'y a place, ni à la base des Grès de San Pedro, ni ailleurs, pour aucune lacune importante. Au reste, on ne note jamais de discordance entre les Schistes du Formigoso, pourtant très tendres, et les Grès de San Pedro. Les dysharmonies locales, fréquentes au sein des Schistes du Formigoso, sont en rapport avec leur faible résistance, mais des observations un peu étendues permettent facilement de faire la distinction.

Les couches de passage des Schistes du Formigoso aux Grès de San Pedro, les couches de Villasimpliz de W. Kegel, où abondent souvent les Nérélites, offrent en quelques localités des indices qui laissent penser qu'elles ont parfois été émergées; W. Kegel a cru y reconnaître des marques de gouttes de pluie, pour ma part j'ai cru apercevoir des mudd-cracks. Ces indices ne sont pas certains, mais il paraît

indubitable que ces couches se sont en général déposées sous une nappe d'eau très mince. Ces conditions bathymétriques, bien qu'habituellement favorables à l'abrasion marine, n'ont cependant pas donné lieu ici, comme on vient de le voir, à une lacune notable.

Il convient maintenant de réfuter une affirmation de W. Kegel concernant une lacune de grande amplitude entre le Silurien et le Dévonien du Léon et d'une partie des Asturies.

Pour ce géologue, les Grès de San Pedro qu'il a observés dans les régions de Camplongo et de Villasimpliz sont coblenciens, de même que les Grès de Furada dans les Asturies, car ils sont, selon lui, surmontés par des couches à Spirifer cultrijugatus. D'autre part W. Kegel rapporte ses couches de Villasimpliz, non au Wenlock comme nous l'avons fait ici, mais au Tarannon ou tout au plus au Wenlock inférieur. Partant de ces données, il conclut à une grande lacune s'étendant du Wenlock inférieur à un niveau déjà élevé du Coblencien, dans les régions cantabriques qu'il a observées.

Lorsque les formations sont peu fossilifères, il y a une part de hasard dans les découvertes paléontologiques, aussi peut-on concevoir que le géologue allemand n'ait pas trouvé de fossiles dans les grès ferrugineux et qu'il ait manqué, en particulier, le niveau fossilifère gedinnien du sommet des Grès de San Pedro près de Villasimpliz, mais l'assimilation des assises qui surmontent les Grès de San Pedro aux couches à Spirifer cultrijugatus est une erreur car il s'agit, en fait, de couches riches en fossiles du Dévonien inférieur et que les couches à Spirifer cultrijugatus toujours bien représentées se trouvent 450 à 700 mètres plus haut dans la série dévonienne. Au Sud de Camplongo, W. Kegel a inclus dans son Dévonien le Griotte viséen et les Calcaires carbonifères; dans la région de Villasimpliz

et de La Vid, il appelle couches à Spirifer cultrijugatus des calcschistes à Spirifer primaevus d'ailleurs précédés d'assises dolomitiques.

Si les observations que j'ai faites me permettent d'affirmer qu'en Léon cette lacune n'existe certainement pas, je ne puis être aussi catégorique pour la région centrale des Asturies, que je n'ai pas observée à ce propos, bien que les faits rapportés par Kegel montrent de façon assez précise que le Silurien y offre en général la même disposition. Toutefois, certaines données paléontologiques tendent à montrer qu'il y aurait en quelques parties des Asturies, des couches gréseuses intercalées dans les schistes à Graptolites du Tarannon, niveau qui correspond à la partie moyenne des Schistes du Formigoso, rappelant par là l'aspect des couches de Villasimpliz.

Résumé général sur l'âge des formations antédévoniennes.

Voici, en résumé, l'âge des différentes formations antédévoniennes rencontrées en Léon:

PRECAMBRIEN, CAMBRIEN ET SILURIEN DU LEON,
valable pour une partie du Centre et du Sud des Asturies
(zone isopique du Bernesga)

Formations	*Principaux fossiles*	*Epaisseurs*	*Age*
GRÈS ROUGES DE SAN PEDRO	Sommet { *Spirifer mercuri* / *Acasta spinosa* Partie moyne { *Spirifer vulcani* / *Acaste* cf *downingiae*	70 à 170m	*Gédinnien inférieur*, *Ludlow*, Wenlock supérieur
SCHISTES DU FORMIGOSO	Partie supre { *Rhynchonella ampelitidis* Partie infre { *Monograptus runcinatus*, *M.peregrinus*, *M.concinnus*, etc... (Grapt. z.20-22, E.W)	50 à 100m	*Wenlock* (pars), *Tarannon*, *Llandovery supérieur*
			(lacune)
QUARTZITES DE BARRIOS	*Cruziana furcifera* et autres Bilobites	160 à 480m	Llanvirn? *Arenig*
SCHISTES ET GRÈS D'OVILLE (partie supérieure)	*Lingulella heberti* près du sommet, Scolithes fréquents surtout à ce niveau	120 à 240m	Tremadoc et Potsdamier (Petites lacunes probables au sein de la série)
SCHISTES ET GRÈS D'OVILLE (partie inférieure et moyenne)	*Conocoryphe heberti* et *C.ribeiroi* devenus très rares, tandis que *C.castroi* est fréquent *Paradoxides barrandei*		(Sills de Dolérite d'âge antestéphanien)
GRIOTTE DE LANCARA	*Nisusia vaticina* *Conocoryphe heberti* et *C.ribeiroi* très fréquents *Paradoxides pradoanus*	12 à 25 m	Acadien
DOLOMIES DE LANCARA	(indéterminables)	45 à 80 m	
GRÈS DE LA HERRERIA	(n^ant)	> 1400 m	Précambrien et Géorgien

Ce tableau résume les assimilations les plus vraisemblables, sans faire état des autres hypothèses possibles qui ont été discutées.

Les étages ou sous-étages soulignés sont ceux dont la présence est prouvée paléontologiquement, ou ceux pour lesquels l'argument paléontologique, sans être décisif, est confirmé par d'autres données.

J'ai désigné sous le nom de zone isopique du type Bernesga les régions où l'on rencontre cette série sans modifications essentielles. Elle s'étend dans tout le Nord du Léon jusqu'aux abords du bassin du rio Sil à l'extrémité N.-O. de la province, elle englobe aussi la partie adjacente du Sud des Asturies et une grande partie du Centre; une couverture de terrains plus récents ne permet pas de la reconnaître vers l'Est et vers le Sud.

Relations des terrains cambriens et siluriens du Léon et des Asturies avec ceux des autres régions européennes.

On sait que dans une grande partie de l'Europe au Sud de la zone Calédonienne le Cambrien et surtout le Silurien offrent des caractères relativement assez constants.

En Léon comme dans la province de Ciudad Real, comme dans la Montagne Noire, et comme dans le Nord de la Bretagne (Cotentin, vallée de la Laize) où les ressemblances sont cependant moins étroites, les assises calcaires fossilifères du Cambrien sont précédées par d'épaisses formations détritiques à éléments feldspathiques. Les similitudes avec l'Aragon sont plus éloignées.

L'Acadien comporte deux zones de Paradoxides et les espèces sont voisines de celles de Bohême; c'est là un trait assez général du Cambrien des régions méditerranéennes.

Le Potsdamien et le Tremadoc ne sont pas identifiés paléontologi-

quement dans les Régions Asturo-léonaises et Galiciennes et paraissent très réduits. Au voisinage de ces régions l'Arenig inférieur ou peut-être le Tremadoc supérieur sont transgressifs; dans une partie de la Galice, P. H. Sampelayo aurait effectivement constaté cette transgression. Ces traits concernant le Potsdamien et le Tremadoc sont aussi assez fréquents dans les régions méditerranéennes, sauf dans la Montagne Noire. Le Léon rappelle encore certaines parties de la Bretagne où l'on constate suivant les points une surface de transgression ou la continuité entre le Cambrien et le Silurien.

La série silurienne du Léon, ou plus exactement de la zone isopique du Bernesga, coupée par une vaste lacune présente de ce fait un caractère spécial qui paraît retrouver dans la province de Salamanque et, hors de la Péninsule, dans certaines parties de la Montagne Noire, mais là, les analogies sont superficielles.

Le Silurien de la zone isopique du Negro rappelle de façon frappante à tout égard celui de l'Anjou. Au reste, le Silurien de la zone du Negro et plus encore celui de la zone de l'Ebre offrent de grandes analogies avec celui des diverses régions de la Péninsule Ibérique, les Pyrénées et la Catalogne mises à part.

D

LES MOUVEMENTS ANTÉDÉVONIENS

J'ai parlé de la sédimentation marine et de l'érosion à propos de continuité stratigraphique. Des considérations exposées, on peut déduire que la sédimentation et l'érosion sont respectivement liées aux mouvements positifs et négatifs. Il faut insister à ce propos sur le fait que la mer exerce jusqu'à une certaine profondeur une action érosive; celle-ci est, du reste, généralement sous-estimée: un mouvement négatif provoque souvent une émersion, mais lorsqu'il s'agit d'un mouvement épeirogénique lent, l'abrasion marine peut empêcher toute émersion.

La stratigraphie est donc régie par le mouvement et inversement l'analyse d'une série stratigraphique doit permettre de retracer l'histoire des mouvements qui ont présidé à son dépôt. C'est l'opération que je vais tenter maintenant pour les régions cantabriques et leur bordure galicienne.

Durant les temps antédévoniens trois zones isopiques définies par trois types de séries peuvent y être reconnues:

1. La zone de l'Eo qui occupe une partie importante de la Galice orientale et qui atteint l'Ouest des Asturies.
2. La zone du Negro qui occupe la majeure partie de l'Ouest des Asturies et dont la série type a été définie près de la côte N.O. de la province.
3. La zone du Bernesga qui englobe le Nord du Léon et une grande partie du Sud et du Centre des Asturies; la série qui la caractérise est celle que j'ai relevée dans les hautes vallées de plusieurs rivières dont le Bernesga est la principale.

C'est cette dernière qui nous occupe spécialement. La seconde offre à plusieurs égards des caractères intermédiaires entre les deux autres.

Le passage du type Eo au type Negro semble très progressif tandis que celui du type Negro au type Bernesga est très rapide. Ces zones n'ont pas encore été bien délimitées, mais les zones tectoniques hercyniennes qui sont mieux connues peuvent à cet égard donner quelques indications d'après la règle de coïncidence approximative des zones isopiques et des zones tectoniques.

Au reste, par suite des mouvemnts orogéniques hercyniens et alpins, la disposition relative de ces zones a subi de fortes perturbations dont il faut évidemment tenir compte lorsqu'on les reconstitue.

Dans ces trois zones, les séries sont en général continues et se ressemblent entre elles jusqu'à l'Ordovicien inférieur. Il y a cependant quelques différences au Précambrien en rapport avec une orogenèse antérieure. En effet, l'immense accumulation de dépôts détritiques souvent assez grossiers que représentent les Grès de la Herreria résulte de la destruction d'un puissant massif de gneiss ou de roches analogues proche de la zone du type Bernesga et plus éloigné de la zone du type Eo. Il est toutefois difficile, faute de documents suffisants, de mesurer l'importance de la phase orogénique qui a engendré ce massif. En Galice on n'a pas reconnu de discordance dans la série antécambrienne, mais le métamorphisme a pu la masquer. Un mouvement général de subsidence a prédominé ensuite dans ces Régions Cantabriques et leur bordure galicienne durant le Précambrien, le Cambrien et le début du Silurien. Vers la fin du Cambrien toutefois,

la régression qui a intéressé la majeure partie de l'Europe moyenne et méditerranéenne a eu quelque écho: la subsidence s'est ralentie et a même dû subir quelques vicissitudes mineures dans la zone du Bernesga et celle du Negro.

Après l'Ordovicien inférieur, les séries qui caractérisent les zones de l'Eo et du Negro sont continues, le mouvement de subsidence s'y est donc poursuivi. Il est d'ailleurs toujours plus prononcé dans la première de ces zones.

La série qui caractérise la zone du Bernesga offre par contre au Silurien une importante lacune, celle qui sépare les Quartzites de Barrios des Schistes du Formigoso, dont il s'agit maintenant d'interpréter la nature.

Je rappelle tout d'abord les données concernant cette lacune. Au point de vue lithologique, elle se manifeste par une discontinuité très nette en raison du contraste du faciès: sur la surface plane du dernier banc de quartzites blancs reposent en concordance les schistes ampéliteux noirs à texture très fine. Ce contact qui correspond à une immense lacune se présente néanmoins à certains égards de la même manière que ceux qui résultent de lacunesinsensibles ou même nulles et en tout cas inappréciables en stratigraphie, c'est ce qu'on peut constater à l'Ouest de Barrios par exemple en comparant le contact des Quartzites de Barrions avec les Schistes du Formigoso et un peu après au sein de cette dernière formation, le contact de schistes avec une masse de quartzites qu'elle surmonte.

Les données apportées par la stratigraphie paléontologique sont plus nettes. La fin de la lacune est datée avec une grande précision; par un heureux concours de circonstances c'est un des points les mieux précisés de la stratigraphie de ces contrées: dans toute la

vaste étendue de la zone isopique en question (elle devait surpasser plusieurs milliers de kilomètres carrés) elle se situe au sommet du Llandovery moyen. La limite inférieure est moins bien connue et elle n'est peut-être pas partout exactement la même, elle doit se placer entre le sommet de l'Arenig et le Llandeilo inférieur ou moyen. L'amplitude de la lacune est, on le voit, considérable; si l'on veut des termes approximatifs de comparaison, cette lacune correspond à un intervalle de temps voisin de la durée de tout l'Ordovicien dont la durée surpasse déjà probablement celle du Crétacé ou celle du Tertiaire et du Quaternaire réunis.

Cette lacune constitue le trait le plus important de la zone du Bernesga et n'a pas d'équivalent dans les autres zones. Mais elle doit quand même avoir une répercussion dans la bordure adjacente de la zone du type Negro où une partie des couches de El Horno manque sans doute. Aucun fait précis n'a cependant encore été relevé à cet égard, les seuls faits connus montrent que la transition d'une zone à l'autre est certainement très rapide et qu'il ne doit pas y avoir de formations de faciès côtier dans l'Ordovicien moyen et supérieur de ces contrées limitrophes.

Partant de ces données, la question se pose maintenant de reconnaître la cause de cette lacune. W. Kegel et P. H. Sampelayo l'attribuent à l'orogenèse calédonienne (phase initiale) et parlent de la transgression gothlandienne.

S'agit-il d'un arrêt de la sédimentation depuis l'Ordovicien moyen jusqu'au Llandovery partiellement inclus, ou d'un vaste bombement suivi d'un arasement dont l'effet aurait conduit à l'ablation des couches correspondant aux Schistes de Luarca? Telle est la question que se pose P. H. Sampelayo. L'étendue de la surface inté-

ressée et l'épaisseur de couches supprimées qui est de l'ordre de 200 à 400 mètres le font opter pour la seconde alternative. Etant donné l'importance de la déformation, les mouvements en cause seraient de nature orogénique. P. H. Sampelayo voit dans la disposition relative des deux régions envisagées (c'est-à-dire des deux zones isopiques que nous avons distinguées) un argument supplémentaire en faveur d'actions orogéniques: "El hecho que aboga por la acción de los fenómenos orogénicos es la distinta medida aplicable a la denudación de la transgresifon del Llandovery en las diferentes partes de Asturias. Mientras en un eje siluriano el Ordoviciense medio y suoerior se presenta en unos 200 metros de potencia, en un eje paralelo, situado a 10 kilómetros, falta completamente, y continuando en la misma dirección, ocurre que en el siguiente aflora nuevamente con gran potencia. Esta observación ya supone, sin duda, variaciones tectónicas de onda muy corta en el subsuelo, que no pueden ser solamente de naturaleza epirogénica. Se deben considerar, pues, que los procesos tectónicos en el límite del Ordoviciense y del Gothlandiense son de naturaleza orogénica y como una débil consecuencia del plegamiento caledoniano antiguo." (Expl. Mapa geol. España, II, 1; Sistema siluriano, p. 80-81).

Ce n'est évidemment pas la disposition actuelle des zones isopiques qu'il faut considérer mais celle qui existait au Silurien, et pour cette reconstitution, ainsi que je viens également de le faire remarquer, c'est sur les lignes tectoniques hercyniennes qu'il y a avantage à se guider. Les lignes tectoniques présentent dans les Asturies centrales comme en Léon, de fortes courbures et dessinent des sinuosités (bien plus accentuées en réalité que celles qui figurent sur les anciennes cartes géologiques). Il est probable que l'on

trouverait là l'explication d'une disposition des zones isopiques apparemment intriquée qui évoque dans l'interprétation de P. H. Sampelayo l'idée de plis calédoniens postériurement arasés. D'autre part la proximité actuelle de 10 kilomètres dont il est question devait correspondre à l'époque de la sédimentation à une distance 2 à 4 fois plus grande, peut-être davantage. En supposant que cette distance n'ait été que doublée, le bombement invoqué dans cette région où la transition paraît la plus rapide n'accuserait qu'une pente moyenne de 1 pour 100 (200 m. pour 20 km.). J'ajouterai que cette pente n'est guère supérieure à celle que donne l'accroissement de la subsidence vers l'Est, c'est-à-dire dans la même direction. Bref, s'il s'agit d'un bombement formé vers le début du Silurien et arasé ensuite, son élévation a été faible et n'a jamais pu donner lieu aux plus minimes chaînons montagneux (1). Enfin, si l'on admet qu'à la suite de l'orogenèse calédonienne et de l'érosion subséquente les Schistes du Formigoso se sont déposés transgressivement, il faut relever en premier lieu le caractère vraiment spécial sinon invraisemblable de cette transgression: sur une surface très étendue de quartzites (surface de l'ordre de plusiqurs milliers de kilomètres carrés) ayant subi une pénéplanation parfaite se sont déposés en concordance des sédiments pélagiques, et la base de ces sédiments appartient partout rigoureusement au même niveau.

A mon sens, il n'y a eu ni orogenèse ni transgression (j'ai du reste soigneusement évité d'employer ce dernier terme à propos du retour à la sédimentation dans le présent cas). Mes recherches me

(1) S'il ne s'agit point ici d'une orogenèse, la cause de cette lacune, la déficience de la subsidence, peut fort bien être une conséquence indirecte et éloignée de l'orogenèse calédonienne.

conduisent à une interprétation de cette lacune très différente des conceptions de W. Kegel et P. H. Sampelayo mais je ne puis l'avancer ici qu'à titre d'hypothèse de travail; il me manque en effet quelques données (les données sur la région centrale des Asturies surtout sont incomplètes) pour pouvoir apprter ici une démonstration sérieuse, d'autre part je n'ai pu présenter dans cet ouvrage qu'une esquisse incomplète des notions sur lesquelles je m'appuie concernant la formation des sédiments.

Considérons les subsidences durant l'intervalle de temps correspondant à la lacune. En vertu de la relation qui lie la sédimentation à la subsidence, dans toute l'étendue de la zone du Bernesga la subsidence résultante est nulle; dans la zone du Negro, elle est de l'ordre de 200 mètres dans le bassin inférieur du Nalon, dépasse 400 mètres à Luarca et s'accentue encore vers l'Ouest. En d'autres termes, tandis que dans la zone du Bernesga le fond initial de la mer reprenait à la fin de cet intervalle de temps une position approximativement la même que celle qu'il avait au début, la surface de ce fond initial s'est trouvée abaissée dans la zone du Negro, de 200 mètres environ dans la région du bassin inférieur du Nalon et de 400 mètres et plus au delà de Luarca. En somme, les mouvements épeirogéniques se résument en un basculement autour d'un axe passant approximativement par la ligne de séparation des zones du type Bernesga et du type Negro, combiné à un mouvement subsident d'ensemble.

Il est plus que probable en effet que dans la zone du Bernesga le fond de la mer n'est pas resté immobile durant ce temps. Dans le stade qui a précédé la fin de la lacune, la pénéplanation parfaite des quartzites prouve l'existence d'une lente abrasion marine en-

gendrée par un mouvement épeirogénique négatif très progressif; aucune émersion de quelque importance n'a dû se produire comme semble le montrer l'absence de dépôts de faciès côtier au pourtour de la zone et la très grande rareté de dépôts arénacés contemporains de la lacune dans les zones voisines. Immédiatement après à la fin du Llandovery moyen, le mouvement a changé de sens dans toute l'étendue de la zone donnant naissance à un dépôt; l'absence de toute masse émergée ou même d'aire d'abrasion sous-marine dans toute la région a pu permettre alors le dépôt de sédiments pélagiques. Il n'est point nécessaire d'admettre un renversement soudain ou très brusque du mouvement épeirogénique, ce changement a pu s'effectuer d'une manière très progressive, c'est uniquement le changement de sens qui a donné lieu à la discontinuité.

En résumé, dans la zone du Bernesga, le mouvement épeirogénique positif qui se poursuivait depuis le début du Silurien s'est atténué au Llanvirn ou au Llandeilo inférieur et a pu subir ensuite quelques vicissitudes d'ailleurs lentes et de faible amplitude qui nous échappent, puis vers le début du Gothlandien, peut-être un petit peu avant, un lent mouvement épeirogénique négatif s'est produit, il s'est atténué, et à la fin du Llandovery moyen le mouvement s'est de nouveau inversé reprenant sa marche positive.

Au point de vue paléogéographique, on doit remarquer que la mer n'a pas quitté les régions Cantabriques au Silurien, mais vers le début du Gothlandien (et peut-être à d'autres moments de l'Ordovicien supérieur) la zone du Bernesga était occupée par une mer exerçant une abrasion sous-marine alors que dans les zones voisines elle déposait des sédiments.

Un approfondissement de quelques décimètres, ou même moindre, peut permettre le changement d'une abrasion sous-marine en une aire de sédimentation (1), mais le fait que cette transformation se soit effectuée simultanément dans toute l'étendue de la zône du Bernesga suggère une montée eustatique; un autre argument en faveur d'un mouvement eustatique est la fréquence du niveau fossilifère de la base des Schistes du Formigoso avec le même faciès, non seulement dans la Péninsule Ibérique entière, mais dans une bonne partie de l'ancien et du nouveau continent.

Quelque soit la cause initiale de ce mouvement positif, la subsidence s'est poursuivie ensuite dans la zone du type Bernesga de façon sensiblement continue jusqu'au Dévonien, car la série stratigraphique correspondant à cette époque n'y présente aucune lacune appréciable, elle est d'ailleurs très semblable à celle du type Negro.

Le faciès détritique, d'ailleurs franchement marin, des Grès rouges de San Pedro et de Furada révèle le voisinage de masses continentales; non loin des zones du Bernesga et du Negro il a dû se produire une assez vaste régression, mais celle-ci ne les a pas atteintes (2). Je rappelle toutefois qu'il y a quelques rares indices d'émersion, du reste très douteux et sans érosion subséquente, près de la base des grès en question, c'est-à-dire à un niveau voisin de la limite inférieure du Ludlow.

---

(1) Pareil changement peut aussi résulter, dans quelques cas spéciaux, d'autres causes qu'un approfondissement.

(2) Voir p. quelques restrictions possibles concernant certaines localités au Sud du Cabo de Penas dans les Asturies.

Cette régression et la nature des apports terrigènes peuvent, semble-t-il, être attribués à une répercussion éloignée, ou plutôt à la même cause (orogenèse calédonienne) que celle qui a donné naissance au continent des Vieux-Grès-Rouges dont certaines dépendances, peut-être éphémères, en Europe méridionale (1) auraient apparu un petit peu plus tôt que le continent proprement dit des Vieux-Grès-Rouges qui s'étendait sur le Nord de l'Europe.

Remarque sur les transgressions et pseudo-transgressions.

Bien que mes conclusions à leur égard ne soient pas définitives, il me semble utile, avant de terminer ce chapitre, de revenir sur le caractère pseudo-transgressif qu'offrent les Schistes du Formigoso; celui-ci paraît bien résulter en réalité d'un retour à la sédimentation succédant à une phase d'abrasion marine sans érosion continentale antérieure appréciable.

Ainsi à l'opposé des transgressions orogéniques dont le Dévonien de l'Ardenne ou le Nummulitique subalpin, minutieusement étudiés par les plus éminents géologues, donnent de beaux exemples, il existe des pseudo-transgressions, en relation avec des mouvements épeirogéniques lents, dont les Schistes du Formigoso fournissent un exemple typique.

Dans les transgressions orogéniques, la base de la formation transgressive est habituellement soulignée par un conglomérat discordant sur son substratum et où relève les traces d'une avancée progressive de la mer.

---

(1) Des fragments de Pterygotus ont été trouvés près de San Felix et aux environs de San Mamede au Portugal dans les couches de passage du Silurien au Dévonien.

Les pseudo-transgressions paraissent surtout caractérisées par l'apparition sensiblement simultanée d'un dépôt sur tout un domaine, sans discordance appréciable sur le substratum, et si le dépôt en question n'est peut-être pas nécessairement pélagique, il doit être en tous cas très peu détritique, homogène et sans conglomérat ou lits de texture grossiers à la base.

Entre les deux modes, il existe tous les types de transition; la transgression du Carbonifère inférieur et celle du milieu du Crétacé en Europe occidentale offrent déjà selon les régions plusieurs exemples intermédiaires.

D E U X I È M E P A R T I E

Chapitre III

Analyse stratigraphique des terrains dévoniens

A. — Historique.

B. — Coupes détaillées.

C. — Caractères lithologiques des formations.

D. — Succession générale des couches et répartition des fossiles.

A

HISTORIQUE

J' ai déjà cité les principales découvertes paléontologiques et les observations sur le terrain concernant les Régions Cantabriques. Partant de ces données, je me propose maintenant de suivre les progrès de nos connaissances concernant la stratigraphie du Dévonien du Léon et des régions voisines.

Dans son article de 1850, Casiano de Prado révèle l'existence de calcaires, de grès et de schistes dévoniens dans la région de Sabero (1). L'âge de ces formations est prouvé par les fossiles récoltés par Casiano de Prado et E. de Verneuil. Voici la liste des espèces reconnues par ce dernier: Phacops latifrons, Cryphoeus calliteles, Homanolotus pradoanus, Capulus priscus, Conocardium clathratum, Posidonomya pargai, Terebratula concentrica, Terebratula subconcentrica, Terebratula pelapayensis, Terebratula campomanesii, Terebratula ferronesensis, Terebratula ezquerra, Terebratula hispanica, Terebratula mucronata, Terebratula bordiu, Terebratula schultzii, Terebratula reticularis, Terebratula collettii, Terebratula subferita, Terebratula orbignyana, Terebratula adrieni, Terebratula archiaci, Hemithyris pareti, Pentamerus galeatus, Pentamerus globus, Spirifer pellico, Spirifer rojasi, Spirifer verneuili, Spirifer ezquerra, Spirifer paillettii, Spirifer cultrijugatus, Spirifer bouchardi, Spirifer heteroclitus, Orthis striatula, Orthis beaumonti, Orthis dumontiana, Orthis gervillei, Orthis orbicularis, Orthis opercularis, Orthis eifeliensis, Orthis devonica, Leptaena murchisoni, Leptaena maestrea-

(1) Cs de Prado et E. de Verneuil. Sur les terrains et les fossiles de Sabero. Bull. Soc. Géol. France, 2ème série, VII, p. 137-186.

na, Leptaena naranjoana, Leptaena depressa, Productus subaculeatus, Serpula omphalotes, Pradocrinus baylii, Pentremites paillettii, Pentremites schultzii (1). En outre de nombreux Polypiers déterminés par J. Haime (2) sont cités.

La répartition verticale des fossiles était très mal connue à l'époque de cette publication. E. de Verneuil se contente de remarquer que l'ensemble des formations renfermant ces fossiles sont de même âge que les Calcaires de Viré, de Gahard, de la rade de Brest dans les régions armoricaines et de Ferques dans le Boulonnais. On ne pouvait en effet préciser davantage.

Une question a particulièrement préoccupé C. de Prado, c'est l'âge des schistes noirs à nodules affleurant à la Collada de Llama. Dans l'article précité il les attribue au Carbonifère. Ces schistes semblent en effet en relation étroite avec les couches houillères exploitées dans cette région et les fossiles recueillis et soumis à E. de Verneuil n'infirmaient pas d'une façon catégorique cette manière de voir, les uns rappelant des formes carbonifères, les autres des formes dévoniennes. Plus tard, en 1860 à propos de la découverte de quelques nouveaux fossiles, C. de Prado revient sur son opinion première et considère les Schistes de la Collada de Llama comme constituant les dernières couches dévoniennes précédant le Carbonifère de la région de Sabero (3).

En 1860, à propos de recherches sur le Cambrien, l'éminent géologue espagnol publie une coupe représentant la disposition des ter-

(1) Voir in P. Comte, Brachiopodes dévoniens. Ann. de Paléont., 27 (1938), p. 41-87, la terminologie actuelle et les équivalences.

(2) Ces déterminations qui ne s'appuyaient guère que sur la morphologie externe, sont pour la plupart périmées aujourd'hui.

(3) C. de Prado. Sur l'existence de la faune primordiale. Bull. Soc. Géol. France, 2ème série, XVIII, p. 516-526.

rains anciens et récents en bordure de la Cordillère dans la région de Colle (1). Des grès ferrugineux, des calcaires et des schistes sont attribués au Dévonien. A vrai dire, C. de Prado désigne comme Dévonien dans sa coupe la série des Grès et Schistes d'Oville, les Quartzites de Barrios, les Schistes du Formigoso et les Grès de San Pedro du Nord de Colle, sans doute parce qu'il a trouvé des Spirifer (très probablement Spirifer vulcani) dans la dernière de ces formations (2), mais il fait ensuite des réserves sur cette attribution et admet que cet ensemble peut comporter du Silurien.

En 1876 et 1878 paraissent les articles de A. Rubio (3) et L. Monreal (4) dans lesquels ils font part des résultats de leurs explorations en Léon.

En 1878 aussi, L. Mallada et J. Buitrago en révisant la coupe de C. de Prado distinguent les quartzites et les schistes siluriens des grès ferrugineux qu'ils attribuent au Dévonien (5).

A la même époque, avant d'entreprendre l'analyse des terrains an-

---

(1) C. de Prado. Ibid., ibid.

(2) Les Quartzites de Barrios renferment ici quelques zones ferrugineuses, les Schistes du Formigoso, peu puissants, sont assez grossiers, les Grès de San Pedro renferment quelques lits schisteux verts et rouges. L'ensemble paraît essentiellement arénacé et ferrugineux. Ces faits ont pu masquer aux yeux de C. de Prado les différences tranchées qui existent par ailleurs entre ces formations.

(3) A. Rubio. Reseña fisio-geológica. Bol. Com. Mapa geol. España, III (1876), p. 333-345.

(4) L. Monreal. Datos geológicos. Bol. Com. Mapa geol. España, V (1878), p. 201.

(5) L. Mallada et J. Buitrago. La fauna primordial. Bol. Com. Mapa geol. España, V (1878), p. 177-196; toutefois les Schistes du Formigoso sont attribués à l'Ordovicien et non au Gothlandien.

ciens des Asturies, Ch. Barrois fit également quelques explorations en Léon. Il s'attache à son tour au problème de l'âge des Schistes de la Colladade Llama. Selon lui, ces schistes seraient équivalents à ceux du ravin du Fueyo (Fuego dans l'article de Ch. Barrois) du bassin du rio Bernesga dans lesquels il croit reconnaître des espèces propres à la zone à Spirifer cultrijugatus (cette zone était placée au sommet du Dévonien inférieur du temps de Ch. Barrois, aujourd'hui on convient en général de la placer à la base du Dévonien moyen). D'autre part Ch. Barrois attribue au Carbonifère des marbres roses à Goniatites, rappelant le griotte des Pyrénées, qui affleurent près de Puente de Alba; ils étaient regardés jusqu'alors comme dévoniens (1).

D. et P. OEhlert font paraître en 1896 et 1901 une importante étude monographique sur des fossiles envoyés de la région de Santa Lucia (2); ils avaient été recueillis au cours de terrassements exécutés en vue de l'établissement d'une voie ferrée et de ce fait appartiennent à un certain nombre de niveaux. Les espèces reconnues sont les suivantes: Megistocrinus waliszewskii OEhlert (n. s.), Storthingocrinus haugi OEhlert (n. s.), Cupressocrinus sp., Cadiacrinus granulatus Schultze, Pentremitidea cf. gilbertsoni Ethel et Carpenter, Pentremitidea sp., Cryphoeus munieri OEhlert (non Cryphoeus munieri Hall et Clark), Cryphoeus sublaeviatus Verneuil, Cryphoeus luciae OEhlert (n. s.), Phacops potieri Bayle, Spirorbis (2 esp.), Platyceras compressus Goldfuss, Agnesia chaperi OEhlert (n. s.), Conocardium sp.,

(1) Ch. Barrois. Dévonien du Léon. Ann. Soc. Géol. Nord, VI, p. 213, et Terrains anciens des Asturies et de la Galice. Mém. Soc. Géol. Nord, II, I, p. 465-518.

(2) D. P. OEhlert. Fossiles de Santa Lucia, Bull. Soc. Géol. France 3ème série, XXIV, p. 814-875 et 4ème série, I, p. 233-250.

Paracyclas proavia Goldfuss, Paracyclas rugosa Goldfuss, Cypricardinia scolaris Phillips, Chonetes cf. davousti OEhlert, Chonetes cf. sarcinulatus Schlotheim, Chonetes (Eedevonaria) cf. dilatata Roemer, Leptoena rhomboidalis Wahlenberg, Donvillina sp., Orthothetes (Hipparionix?) hipponyx Schnur, Orthothetes (Schellwienella) umbraculum Schlotheim, Strpheodonta bertrandi OEhlert (n. s.), Stropheodonta diffusa OEhlert (n. s.) [variété de Stropheodonta murchisoni], Spirifer cultrijugatus Roemer, Spirifer luciae OEhlert (n. s.), Spirifer cabedanus Verneuil et Archiac et var. obesa OEhlert (n. s.), Spirifer subcuspidatus var. alata Kayser, Spirifer boulei OEhlert (n. s.), Spirifer pellicoi Verneuil et Archiac (confondu avec Spirifer paradoxus Schlotheim), Spirifer (Reticularia) dereimsi OEhlert (n. s.), Cyrthina heteroclita Defrance.

Aux listes de Verneuil et d'OEhlert on peut ajouter encore quelques fossiles reconnus par L. Mallada (1).

Le Dévonien est donc très fossilifère, tout au moins à certains niveaux. Parmi les fossiles cités on reconnaît un grand nombre d'espèces du Sigenien supérieur et surtout de l'Emsien de l'Europe occidentale, quelques espèces du Dévonien moyen et un très petit nombre du Dévonien supérieur; il semble aussi y avoir des espèces propres à la contrée. Bref, ces données prouvent l'existence du Dévonien inférieur, moyen et supérieur en Léon et l'on sait d'autre part que les couches dévoniennes comportent des grès ferrugineux, des calcaires et sans doute aussi des schistes noirs à nodules.

Après les monographies d'OEhlert aucun travail concernant la stra-

---

(1) L. Mallada. Sinopsis paleontológica. Bol. Com. Mapa geol. Esp., t. XII (1885) et Explic. Mapa geol. España, Mem. Com. Mapa geol. Esp., II (1898).

tigraphie ou pouvant apporter des faits nouveaux à cet égard, n'a paru jusqu'au moment où j'ai commencé mes recherches.

De 1936 à 1938, j'ai publié plusieurs notes surle Dévonien du Léon (1). J'ai montré que le Dévonien débute à la partie supérieure des Grès rouges dits de San Pedro et j'ai défini avec rigueur la succession des calcaires, calcschistes, schistes et grès variés qui leur succèdent. Dans l'échelle stratigraphique ainsi établie, les Schistes de la Collada de Llama sont définitivement placés dans le Dévonien moyen, tandis que les Schistes du Fueyo, qui ne leur sont pas équivalents, prennent place dans le Dévonien supérieur. Enfin, j'ai mis en évidence le caractère transgressif très accentué qu'offre le Famennien supérieur dans les régions cantabriques. Toutes ces questions sont reprises et développées dans le présent ouvrage.

Il convient aussi de rectifier un certain nombre d'erreurs d'interprétation des documents anciens. On a parlé, par exemple, à propos du Dévonien moyen d'un mélange de faunes appartenant ailleurs au Dévonien inférieur et supérieur. En réalité, la répartition verticale des es-

---

(1) P. Comte. La série dévonienne du Léon, C. R. Ac. Sc., 202, (1936), p. 337; Le Dévonien inférieur du Léon, C. R. Ac. Sc., 202 (1936), p. 771; Le Dévonien moyen et supérieur du Léon, C. R. Ac. Sc., 202 (1936), p. 1198; Les Schistes de la Collada de Llama et les Schistes de Huergas, C. R. som. Soc. Géol. France, 1936, p. 138; Les Grès rouges de San Pedro, Ann. Soc. Géol. Nord, 62, 1937, 13, p. 60-68; Sur le Gedinnien de la Chaîne Cantabrique, C. R. som. Soc. Géol. France (1937), p. 134; Les faciès du Dévonien supérieur dans la Cordillère Cantabrique, C. R. Ac. Sc., 206 (1938), p. 1496; La transgression du Famennien supérieur dans la Cordillère Cantabrique, C. R. Ac. Sc., 206 (1938), p. 1741.

pèces, sans être identique à celle qu'on relève dans l'Ardenne et dans les principales contrées d'Europe occidentale, en diffère assez peu. C'est la désignation des gîtes fossilifères qui a été mal comprise. Les fossiles dévoniens récoltés près de Sabero, dont il est souvent question, en fournissent un exemple. Sabero est, en fait, situé au centre d'un bassin houiller et les fossiles en question ne proviennent pas d'un seul gîte, ils ont été trouvés en des lieux différents autour de cette localité et à des distances de celle-ci comprises entre 3 et 10 kilomètres. Outre cela, les couches dévoniennes de la contrée offrent toujours des pendages très accentués, des niveaux stratigraphiques bien distincts peuvent alors affleurer à faible distance les uns des autres. On saisit ainsi les raisons pour lesquelles les fossiles de Sabero appartiennent à différents niveaux du Dévonien inférieur, du Dévonien moyen et du Dévonien supérieur et l'origine des généralisations hâtives et erronées concluant à un mélange de faunes.

Les premières données objectives intéressant la stratigraphie du Dévonien des Asturies sont celles apportées par l'analyse des fossiles de Ferroñes par E. de Verneuil et d'Archiac en 1845 (1).

Mais le travail fondamental demeurera toujours celui de Ch. Barrois "Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice" qui date de 1882 (2). La série qu'il a établie à la suite de nombreuses coupes relevées le long de la côte et en remontant le cours des principales rivières des Asturies est la suivante:

1º) Grès ferrugineux de Furada (200 m.) = Taunusien.

2º) Schistes et Calcaires de Nieva (150 m.) = Coblencien inférieur.

---

(1) E. de Verneuil et d'Archiac. Fossiles de Ferroñes. Bull. Soc. Géol. France, 2ème série, II, p. 458-482.

(2) Ch. Barrois. Mém. Soc. Géol. Nord, II, mém. I, p. 1-630 (1882).

3º) Calcaires de Ferroñes (200 m.) = Coblencien supérieur.

4º) Calcaires d'Arnao (100 m.) = Eifelien.

5º) Calcaires de Moniello (150 m.) = Eifelien.

6º) Grès de Candas (400 m.?) = Givétien.

7º) Calcaires de Candas (100 m.) = Frasnien.

8º) Grès de Cué (150 m.) = Famennien?

Le Dévonien des Asturies a été ensuite exploré par Adaro et Junquera (1).

En 1928 et en 1932 à la suite de nouvelles observations aux environs d'Oviedo et le long de la côte près de Candas, G. Delépine a apporté des modifications importantes à cette échelle (2). Il a montré que les Grès de Candas comme ceux du Naranco, qui doivent leur être sensiblement équivalents, sont encore en partie eifeliens ou même coblenciens; quant aux calcaires de Candas, ils sont d'âge givétien, seule leur dernière assise peut se rapporter au Frasnien. L'âge des Grès de Cué reste encore problématique.

J'ai moi-même relevé quelques faits nouveaux au cours d'explorations faites en 1933, 1934 et 1936 dans les Asturies. A part une note brève (3) ces observations sont restées inédites. En tenant compte de ces données et à la lumière des connaissances acquises sur le Dévonien du Léon, j'esquisse un peu plus loin dans cet ouvrage une nouvelle échelle stratigraphique du Dévonien des Asturies.

---

(1) L. Adaro et G. Junquera. Crsideros de Hierro. Mém. Inst. Geol. España (1916).

(2) G. Delépine. L'âge des grès du Naranco, C. R. Ac. Sc., 187 (1928), p. 239; Sur l'extension des mers paléozoïques, C. R. Ac. Sc., 195 (1932), p. 1401.

(3) P. Comte. Couches intermédiaires entre le Silurien et le Dévonien dans les Asturies. C. R. Ac. Sc., 198 (1934), p. 1164.

B

COUPES DÉTAILLÉES

Bassin supérieur du rio Bernesga.

Coupe de la région au Sud de Camplongo.

Je reprends ici la suite de la coupe déjà décrite en ce qui concerne les formations antédévoniennes. L'ensemble des formations qui vont être analysées maintenant accuse en moyenne un pendage de 60º Nord ou N.N.O. C'est en cheminant vers le Sud à quelques centaines de mètres à l'Est du rio Bernesga que l'on observe les meilleurs affleurements.

Les Grès de San Pedro se terminent par 20 mètres de grès schistoïdes et de grès roux faisant suite aux grès ferrugineux typiques et ils passent progressivement en l'espace de quelques mètres aux dolomies qui forment la base de la formation suivante. De bas en haut la succession se présente comme suit:

1. Dolomie grise en bancs, patine claire jaunâtre ou blanchâtre. 30 m.
   Les premiers bancs sont légèrement gréseux. Pas de fossiles.
2. Calcaires de teinte grise en bancs peu épais. . . . . 15 m.
   La partie inférieure est légèrement dolomitique. Rares Brachiopodes difficiles à dégager: Spirifer de taille médiocre (Spirifer hystericus?), Dalmanella?
3. Calcaires marneux en petits bancs, leur teinte est grise ou brunâtre. . . . . 30 m.
   Les bancs supérieurs sont séparés par de minces lits de calcschistes.

Les fossiles sont assez abondants surtout dans la partie supérieure:

Spirifer fallax? Giebel

Spirifer hystericus Schlotheim

Trigeria guerangeri Verneuil

Trigeria oliviani Verneuil et Archiac

Dalmanella circularis Drevermann

Proschizophoria personata

Quelques Polypiers

4. Calcschistes tendres verdâtres avec quelques bancs calcaires de teinte chamois surtout au début et à la fin. . . . . 60 m.

Les bancs calcaires sont très riches en Brachiopodes; les calcschistes le sont beaucoup moins, on y trouve par contre de nombreux petits Ostracodes et des Buchiola.

Les principaux Brachiopodes sont:

Spirifer sp. aff. hystericus Schlotheim

Spirifer pelligoi Verneuil et Archiac

Spirifer trigeri Verneuil

Trigeria oliviani Verneuil et Archiac

Camerotoechia daleidensis Roemer

Meganteris sp.

Dalmanella circularis Drevermann

Stropheodonta hercula Drevermann

5. Calcaires schistoïdes bruns jaunâtres avec quelques lits minces de calcschistes. . . . . 5 m.

Spirifer trigeri Verneuil

Spirifer pelligoi Verneuil et Archiac

Stropheodonta herculea? Drevermann

6. Calcaires marneux rougeâtres, schistoïdes par place. . . . . 2 m.
   Spirifer trigeri Verneuil
   Anethyris cf. ezquerrai Verneuil
7. Grès calcarifères (décalcifiés à l'affleurement) jaunâtres ou blancs de texture assez fine dans l'ensemble. . . . . 2 à 3 m.
   Spirifer verneuili Murchison
   Camarotoechia letiensis Gosselet
8. Schistes noirs, assez tendres (ici sans nodules) . . . . . 2 m.
   Ces schistes, sans fossiles, passent à des marnes rougeâtres accompagnées de phtanites puis à un griotte typique très riche en Goniatites (Griotte de Puente de Alba).

1, 2, 3, 4, 5, 6 représentent les Schistes et Calcaires de La Vid; 7 représente les Grès de l'Ermitage (Famennien supérieur); ces derniers paraissent concordant sur les formations antérieures, mais les levers cartographiques mettent en évidence une légère discordance. 8 est lié au Griotte de Puente de Alba (Viséen supérieur); entre 7 et 8 il y a donc une lacune.

Aux environs de Millaro, à trois kilomètres vers l'Est, la coupe est très analogue, mais à l'assise de grès à Spirifer verneuili a quelques mètres de plus et repose sur des calcschistes verdâtres équivalents à ceux notés 4.

Coupes des environs de Villasimplis.

C'est en longeant la rive gauche du rio Bernesga que l'on peut observer les meilleurs affleurements. En descendant le cours de la rivière, nous avons laissé cette coupe aux Grès de San Pedro. Au début du Dévonien cette coupe est encore claire, mais bientôt les couches prennent une allure tourmentée avec bancs disloqués, puis

on retrouve plus loin les premières couches dévoniennes disposées en sens inverse révélant une disposition synclinale.

Au début de la série, c'est-à-dire pour 1 et 2, les pendages sont de l'ordre de 60º à 70º N.N.E. Faisant suite aux grès roux du sommet des Grès de San Pedro on observe tout d'abord:

1. Grès dolomitiques jaunâtres ou roux en bancs assez minces. . 2 m.
   Ces grès altérés en surface sont très friables. Certains bancs plus épais montrent par places une stratification entrecroisée.
   Dans ces bancs on trouve:
   Palmanella verneuili Koninck
   Schuchertella euzona Fuchs
   Strpopheodonta triculta Fuchs
   Protathyris praecursor Kozlowski
   Spirifer mercuri Gosselet
   Camarotoechia
   Dipterophora triculta Fuchs
   Limoptera cf. squamosa Maillieux
   Polypiers, articles de Crinoïdes
   Les assises qui suivent maintenant représentent les Calcschistes et Calcaires de La Vid.
2. Dolomie grise, à patine grise puis jaunâtre ou blanchâtre en bancs assez réguliers . . . . . .40 m.
   Les premiers bancs sont encore légèrement gréseux. Cette formation constitue le début du Complexe de La Vid.
   A quelques mètres de la base on trouve 3 ou 4 bancs présentant quelques fossiles:
   Lingula cornea Sowerby
   Orbiculoidea tainei B. P. D.

Strophecdonta triculta Fuchs

Schuchertella euzona Fuchs

Spirifer mercuri Gosselet

Camarotoechia

3. Calcaires marneux gris avec zones gréseuses et dolomitiques et quelques lits schistoïdes foncés. . . . . ?
Cette formation est plissée et paraît même flexurée, ce qui a pour effet de lui donner un fort développement apparent. On franchit près de 200 mètres perpendiculairement aux couches.

4. Calcaires marneux brunâtres et souvent presque noirs. . . . . 40 m.
A la base et au sommet on rencontre de rares fossiles difficiles à dégager:

Spirifer hystericus? Schlotheim

Schizophoria provulvaria? Maurer (empreintes musculaires)

Dalmanella

Polypiers

On atteint bientôt l'axe du synclinal formé de calcschistes verdâtres comportant de petits bancs calcaires roux ou gris et une zone marneuse rubéfiée avec nombreux Polypiers, Bryozoaires, et articles de Crinoïdes. Ces schistes ont été plissés et comprimés; on y trouve cependant quelques fossiles en bon état:

Spirifer pellico Verneuil et Archiac

Athyris undata Defrance

Camarotoechia daleidensis Roemer

La succession que l'on recoupe ensuite est inverse de la précédente: les formations 4 et 3 sont considérablement réduites, tandis que 2 et 1 se retrouvent presque identiques avec un pendage N. de

45 à 60º. On retrouve en particulier les bancs fossilifères 1, mais le gisement est plus pauvre et les fossiles sont encore plus altérés.

Coupe de la région de La Vid.

Cette coupe est une des plus instructives en ce qui concerne le Dévonien inférieur. Comme à Villasimpliz, dans la coupe fournie par la vallée du Bernesga, les Grès de San Pedro se terminent par des grès friables roux ou jaunâtres qui passent ensuite graduellement aux dolomies grises à patine claire qui constituent l'assise inférieure du Complexe de La Vid. Les derniers bancs gréseux parfois légèrement dolomitiques ne m'ont pas livré ici de fossiles. Le pendage est toujours de l'ordre de 50 à 60º secteur Nord. Les meilleurs affleurements sont sur la rive gauche du rio Bernesga et les données peuvent être complétées par des coupes complémentaires faites parallèlement, c'est-à-dire du Nord vers le Sud, entre le Bernesga et les environs de Villar. La succession est la suivante:

1. Dolomies grises à patine claire, grise ou jaunâtre en bancs assez réguliers. . . . . 50 m
   Les premiers bancs sont légèrement gréseux. On observe dans la partie inférieure quelques traces de fossiles absolument indéterminables.
2. Calcaires marneux et dolomitiques, parfois légèrement gréseux et avec quelques lits schistoïdes foncés. . . . . 35 m
   Pas de fossiles déterminables.
3. Calcaires marneux gris puis brunâtres à patine foncée, en bancs peu épais. . . . . 15 m
   Nombreux Brachiopodes, surtout dans la partie supérieure:
   Dalmanella gervillei Defrance var. coactiplicata OEhlert

Leptaena rhomboidalis Wahlenberg

Spirifer hystericus Schlotheim

Spirifer primaevus Steininger

Spirifer subsulcatus Barrois

Spirifer sp. aff. cabanillas Verneuil et Archiac

Polypiers

4. Calcaires marneux brunâtres en bancs assez minces séparés par de petits lits de calcschistes verdâtres ou brunâtres. . . . . 40 m.

Dalmanella circularis Drevermann

Stropheodonta sedgwicki Verneuil et Archiac

Spirifer hystericus Schlotheim

Spirifer rousseaui Rousult

Spirifer baylei nov. nom.

Athyris avirostris Krantz

Polypiers

5. Calcschistes verdâtres tendres, parfois brunâtres, avec quelques bancs, peu épais, de calcaires de teinte chamois . . . . . .300 m?

Ces calcschistes, très plastiques au point de vue de la tectonique, montrent aussi de fréquentes surfaces de glissement. Il est possible que cette formation soit épaissie par accumulation ou par un repli. Les fossiles sont nombreux, ils se trouvent surtout dans les bancs calcaires, néanmoins on rencontre à peu près partout, surtout dans les calcschistes, des Ostracodes, des Buchiola, des Platyceras (Platyceras cf. priscus Goldfuss), des Orthocères (moules internes) et des Phacops.

Les principales espèces de la moitié inférieure que j'ai pu déterminer sont:

Dalmanella circularis Drevermann

Stropheodonta murchisoni Verneuil

Spirifer pellicci Verneuil et Archiac

Spirifer trigeri Verneuil

Spirifer rousseaui ? Rousult

Spirifer cabanillas Verneuil et Archiac

Athyris avirostris Krantz

Meganteris sp.

Dans la moitié supérieure:

Spirifer pellicoi Verneuil et Archiac

Spirifer trigeri Verneuil

Spirifer subspeciosus Verneuil

Spirifer ardennensis Schnur

Spirifer sp.

Athyris cf. undata Defrance

Athyris campomanesi Verneuil et Archiac

Athyris ferronésensis Verneuil et Archiac

Dalmanella fasciculeris Orbigny

Schizophoria vulvaria Schlotheim

Trigeria adrieni Verneuil et Archiac

Camarotoechia daleidensis Roemer

Uncinulus henrici Barrande

Uncinulus frontecostatus

Wilsonia subwilsoni Orbigny

Pentamerus davyi Oehlert

Pentamerus sp. 1

6. Calcschistes analogues aux précédents, mais coupés de nombreux petits bancs calcaires. . . . . 40 m.

Schellwienella hipponyx Schnur

Spirifer pellicoi Verneuil

Spirifer pellicoi Verneuil var. collensis nov. var.

Spirifer carinatus Schnur

Spirifer subspeciosus Verneuil

Spirifer trigeri ? Verneuil (mauvais spécimen qui est peut-être un Spirifer ferronesensis, en tous cas S. trigeri est rare à ce niveau)

Athyris ferronesensis Verneuil et Archiac

Anathyris phalaena Phillips

Anathyris ezquerrai Verneuil et Archiac

Uncinulus pilus Schnur

Pentamerus davyi OEhlert

Paleoneilo

7. Calcschistes passant à un calcaire très marneux rougeâtre riche en Polypiers ramifiés, Bryozoaires, Crinoïdes. . . . . 8 m.

Peu de Brachiopodes:

Schizophoria vulvaria Schlotheim

Schellwienella hipponyx Schnur

Spirifer pellicoi Verneuil et Archiac

Trigeria adrieni Verneuil

8. Calcaires jaunâtres en plaquettes . . . . . 10 m.

Même faune que les précédents.

Schizophoria striatula Schlotheim

Spirifer paradoxus ? Schlotheim

Spirifer pellicoi Verneuil et Archiac

Spirifer ezquerrai Verneuil

Spirifer subspeciosus Verneuil

Rhynchonella cf. cognata Barrande

Uncinulus pilus Sonr

9. Calcaires gris en bancs d'épaisseur croissante parfois séparés par des feuillets marneux légèrement sableux. . . . . 12 m.
Cette dernière assise, au reste peu fossilifère, est difficile à bien observer ici. Sur la rive opposée du Bernesga j'ai trouvé à ce niveau:

Schizophoria vulvaria Schlotheim

Spirifer subspeciosus Verneuil

Paracyclas rugosa ? Goldfuss

Polypiers

Les formations 1 à 8 constituent les Schistes et Calcaires de La Vid, 9 forme passage aux Calcaires de Santa Lucia qui se dressent comme une muraille au Sud du village de La Vid. La coupe est plus facile à relever sur la rive droite du Bernesga. Le pendage est maintenant de l'ordre de 50º Nord.

10. Calcaires foncés presque noirs, mais à patine claire, semi-massif ou en bancs très épais et irréguliers . . . . . 40 m.
Les bancs inférieurs renferment encore par place quelques Brachiopodes, ensuite ils se font rares; on trouve surtout dans ces calcaires des Polypiers massifs (en "positions de vie") et des Stromatopores qui constituent une proportion appréciable de la masse.
Les Brachiopodes recueillis sont les suivants:

Schizophoria striatula Schlotheim

Spirifer paradoxus Schlotheim

Spirifer cf. pellicoi Verneuil (formes de passage de S. pellicoi à S. Paradoxus)

Spirifer cf. subspeciosus Verneuil

Uncinulus orbignyanus Verneuil

Uncinulus cf. pilus Schnur (intermédiaire entre Uncinulus pilus et Uncinulus orbignyanus)

Atryps reticularis Linné

Pentamerus oehlerti Barrois

Il ne faut pas considérer ces Brachiopodes comme associés aux Polypiers, ils ont été recueillis à peu près tous dans de minces lits ou lentilles marneuses schistoïdes"à Brachiopodes" intercalés dans les calcaires à Polypiers, surtout vers la base. Dans les roches calcaires massives ou semi-massives à Polypiers et à Stromatopores les Brachiopodes se montrent ici assez rares et ils est difficile de les trouver, car ces roches donnent peu d'éboulis et ne sont pas exploitées en carrières. Sur les surfaces fraîches or reconnaît quelques Pentamerus, des Atryps, et plus rarement des Spirifer. Cette remarque est valable pour toutes les sections des Calcaires de Santa Lucia qui seront décrites plus loin.

11. Calcaires gris en bancs moins épais. . . . . 30 m.
Ces bancs sont exploités dans une carrière dans laquelles j'ai recueilli:

Schizophoria striatula Schlotheim

Leptaena rhomboidalis Wahlenberg

Spirifer speciosus Schlotheim

Spirifer cf. auriculatus Sandberger

Ces calcaires renferment encore quelques Polypiers et des débris de Crinoïdes.

12. Calcaires légèrement marneux. . . . . 35 m.
Les derniers bancs sont séparés par des lits schistogréseux.
Schizophoria striatula Schlotheim
Stropheodonta toeniolata Sandberger
Stropheodonta piligera Sandberger
Spirifer paradoxus Schlotheim
Spirifer cultrijugatus Roemer
Spirifer cultrijugatus n'est commun que dans la partie supérieure de cette assise. Ce gisement n'est du reste pas très riche.
Les assises qui suivent maintenant appartiennent aux Grès et Schistes de Huergas. Leur pendage est d'environ 40º secteur Nord.

13. Schistes très gréseux et grès brunâtres très friables . . . . 30 m.
A la base on rencontre quelques lits d'oolithe ferrugineuse brune. Les schistes deviennent graduellement plus gréseux à mesure que l'on s'élève dans la série et passent à des grès de teinte plus claire. A la base, dans l'oolithe j'ai trouvé:
Phacops potieri Bayle
et quelques mètres au dessus:
Spirifer speciosus Schlotheim var. intermaedia ? Kayser

14. Grès poreux et friables blanchâtres, en bancs réguliers . . . 15 m.
Pas de fossiles.

15. Grès ferrugineux rouges, en bancs réguliers . . . . . 25 m.
Le passage des grès blanchâtres aux grès ferrugineux se fait très

rapidement, mais vers le sommet ils sont de nouveau moins ferrugineux. Ils rappellent les Grès de San Pedro mais leur couleur rouge tire plutôt sur le brun ou sur le rouge brique, alors que le rouge des Grès de San Pedro est plus homogène et tire un peu sur le violet (rouge lie-de-vin). Ces grès butent parffaille selon les points ou sur les assises inférieures des Schistes et Grès d'Oville, ou sur les assises supérieures du Griotte de Lancara.

Coupes de la région de Santa Lucia, Vega, Cabornera, Geras.

Une nouvelle bande dévonienne franchit la vallée du Bernesga à la hauteur de Santa Lucia et de Vega de Gordon. Elle offre à l'Est et à l'Ouest de cette vallée d'excellentes affleurements instructifs surtout pour le Dévonien inférieur et moyen.

A 500 mètres environ à l'E.N.E. de Santa Lucia, dans les derniers bancs des Grès de San Pedro, fins et très tenaces, peu ferrugineux et de teinte rose violacée, j'ai recueilli:

Homanolotus roemeri Koninck var. cantabricus nov. var. (abondant)
Dalmanella verneuili Koninck (abondant)
Dalmanella cf. canaliculata Linstrum (rare)
Proschizophoria torifera Fuchs (rare)
Stropheodonta triculta Fuchs (assez commun)
Wilsonia tarda Barrande (abondant)
Spirifer mercuri Gosselet (abondant)
Protathyris praecursor Kozlowski (rare)
Dipterophora triculta Fuchs (commun)
Pleurotomaria sp. (rare)
Tentaculites irregularis Koninck (abondant)

Orthoceras (2 esp.) (rares)

Bryozoaires, articles de Crinoïdes

Les fossiles sont à l'état de moules; de la limonite pulvérulente remplit ceux-ci de même que tous les vides de la roche. La structure fine est conservé, mais il ne reste rien de la constitution interne.

Ce gisement qui paraît limité à trois ou quatre bancs est le plus riche que j'ai rencontré jusqu'à présent en Léon.

Le Complexe de La Vid est analogue ici mais moins puissant que celui qui vient d'être décrit près de La Vid même.

Les formations dolomitiques de base (désignées par 1 et 2 dans la coupe précédente) ne dépassent guère 50 mètres et sont suivis par 20 mètres environ de calcaires marneux renfermant Spirifer primaevus, mais moins fossilifères ici qu'à La Vid. Les formations schisto-calcaires qui suivent sont aussi moins épaisse et moins fossilifères qu'à La Vid, elles renferment toutefois les principaux Spirifer caractéristiques avec la même répartition. Leur pendage est de l'ordre de 50º secteur Nord.

J'ai trouvé cependant quelques fossiles que je n'avais pas aperçus à La Vid:

Trigeria haidingeri Barrande

Dalmanella trigeri Verneuil

dans un banc calcaire où domine Spirifer trigeri vers la base du tiers supérieur des calcschistes verdâtres. Et 30 mètres environ au dessus j'ai ramassé:

Phacops fecundus var. major Barrande

Rhipidomella hamoni Rouault

Spirifer cabedanus Verneuil et Archiac

Athyris subconcentrica Verneuil et Archiac

Rensseaeria sp.

L'épaisseur totale des Schistes et Calcaires de La Vid est de250 à 280 mètres près de Santa Lucia. La majeure partie de l'agglomération est construite sur cette formation.

Les Calcaires de Santa Lucia forment un escarpement au Sud du village. On peut en observer une bonne section au voisinage de la route. Les pendages sont de 50º puis 45º Nord. On observe en allant vers le Sud la sect°on suivante:

1. Calcaires gris foncé en bancs assez réguliers. . . . . .12 m.

   Dalmanella fasciclaris Orbigny

   Rhipidomella hamoni Rousault

   Schizophoria vulvaria Schlotheim

   Stropheodonta sedgwicki Verneuil et Archiac

   Schellwienella hipponyx Schnur

   Spirifer subspeciosus Verneuil

   Spirifer carinatus ? Schnur

   Spirifer pellicoi Verneuil (rare)

   Athyris concentrica Buch

   Trigeria haidingeri Barrande

   Rhynchonella cf. guilleri OEhlert

   Uncinulus kayseri Barrois

   Polypiers ramifiés, articles de Crinoïdes

2. Calcaires gris en bancs d'épaisseur variable avec lits légèrement marneux riches en Brachiopodes et Encrines; fossiles parfois silicifiés. . . . . 20 m.

   Schizophoria vulvaria Schlotheim

   Schizophoria striatula Schlotheim

   Stropheodonta cf. jaschei

Spirifer auriculatus Sandberger (commun)

Spirifer carinatus Schnur

Spirifer paradoxus Schlotheim (rare)

Spirifer pellico Verneuil (formes souvent plus transverses que les formes typiques)

Cyrtina heteroclyta Defrance var. intermedia OEhlert

Athyris campomanesi Verneuil

Uncinulus pilus Schnur (quelques spécimens intermédiaires entre U. pilus et U. orbignyanus)

Uncinulus kaiseri Barrois (commun)

Rhynchonella cf. latona Barrande

Chonetes davousti OEhlert

Pentamerus oehlerti Barrois

Pentamerus davyi OEhlert

Polypiers

3. Calcaires gris très foncé à patine claire en bancs devenant de plus en plus épais, très épais ou semi-massifs dans la moitié supérieure. . . . . 50 m.

Nombreux Polypiers massifs, Brachiopodes plus rares:

Rhipidomella hamoni Rouault

Schizophoria striatula Schlotheim

Stropheodonta taeniolata Sandberger

Leptaena rhomboidalis Wahlenberg

Schellwienella umbracula Schlotheim

Pentamerus davyi OEhlert

Spirifer paradoxus Schlotheim

Spirifer cf. subspeciosus Verneuil

Spirifer auriculatus Sandberger

Uncinulus orbignyanus Verneuil

Atrypa reticularis Linné.

4. Calcaires gris en gros bancs séparés par des lits marneux, puis zone marneuse noirâtre. . . . . 20 m.

Dalmanella opercularis M. V. K.

Rhipidomella hamoni Rousault

Stropheodonta taeniolata Sandberger

Stropheodonta piligera Sandberger

m Spirifer paradoxus Schlotheim

Anathyris aleiensis Comte (commun dans les marnes)

5. Calcaires gris clair en bancs plus minces, séparés par des feuillets schisteux, moins tenaces que les précédents. . . . . 30 m.

Les feuillets acquièrent de l'importance lorsqu'on s'élève dans la série et les derniers bancs sont séparés par des lits schisto-gréseux plus épaisp

Schizophoria striatula Schlotheim

Stropheodonta piligera Sandberger

Stropheodonta interstrialis Phillips

Schellwienella umbraculа Schlotheim

Spirifer cf. subspeciosus Verneuil

Spirifer paradoxus Schlotheim (assez commun, surtout dans la partie moyenne)

Spirifer cultriiugatus Roemer (commun dans les derniers bancs)

Atrypa reticularis Linné.

Uncinulus orbignyanus Verneuil (commun, mais se raréfie beaucoup au sommet)

Pentamerus oehlerti Barrois

L'épaisse muraille de calcaires de Santa Lucia est immédiatement suivie au Sud par une dépression dans laquelle s'écoule le rio Bernesga pendant plus de 2 Km. avant de reprendre la direction Sud. Cette dépression est occupée par les Grès et Schistes de Huergas. Après les bancs à Spirifer cultrijugatus on observe des grès brunâtres et des schistes gréseux foncés, bientôt masqués par des alluvions et la terre végétale; il est plus avantageux de reprendre la coupe dans la région qui se situe à 1 kilomètre à l'Ouest de la Vega et au Nord de Berberino. Dans cette région les pendages sont subverticaux ou de l'ordre de 70º secteur Nord.

Là on retrouve bien la zone à Spirifer cultrijugatus au sommet des Calcaires de Santa Lucia; les Grès et Schistes de Huergas qui leur succèdent offrent une puissance de l'ordre de 300 mètres.

Les premiers lits sont des grès schisteïdes bruns passant après quelques mètres à un schiste brunâtre ou noir, tendre, un peu carburé et légèrement gréseux et la moitié supérieure est formée par un grès brun argileux, poreux et tendre, parfois un peu ferrugineux. Cette formation a certainement été profondément décalcifiée; on retrouve cependant encore quelques lits calcarifères. Indépendamment de cela, on observe parfois à la base, et plus fréquemment au sommet quelques bancs calcaires. Enfin, dans la partie inférieure et en particulier près de la jonction des routes de Cabornera et de Buiza, on trouve des schistes noirs carburés, très fins, tendres, presque pulvérulents, renfermant des nodules silico-argileux; ces schistes sont disposés en lentilles d'une douzaine de mètres d'épaisseur maxima, rarement plus, et leur extension latérale est de l'ordre de plusieurs centaines de mètres.

Cette formation n'est pas très fossilifère.

Dans un banc calcaire tout près de la base, j'ai trouvé:

Spirifer cultrijugatus Roemer

Schizophoria striatula Schlotheim

Dans les nodules des lits de schistes noirs des assises inférieures:

Buchiola sexcostata Roemer var.

Ecailles de Poisson ?

Les schistes gréseux dela partie inférieure m'ont livré en plusieurs points:

Schizophoria striatula Schlotheim

Pleurodictyum sp. aff. problematicum

Dans la partie moyenne de la formation j'ai recueilli:

Leptaena rhomboidalis Wahlenberg

Schellwienella umbraculs Schlotheim

Spirifer elegans Steininger

Chonetes sarcinulatus Schlotheim var.

Dans la partie supérieure, à 50 mètres environ du sommet:

Productella subaculeata Murchison

Zaphrenthis ?

La dépression des Grès et Schistes de Huergas est limitée au Sud par une nouvelle muraille calcaire, les Calcaires de la Portilla, suivis par les formations calcaires et gréseuses du Dévonien supérieur. Le rio Bernesga et le rio Cabornera près de Berberino franchissent ces calcaires et ces grès dans des gorges assez resserrées où l'on peut relever de bonnes coupes. Celle des environs de Berberino offre de meilleurs affleurements et mérite d'être décrite en premier.

En descendant le cours inférieur du Cabornera qui s'écoule sensi-

blement du Nord au Sud, on relève la série suivante dans laquelle les couches sont subverticales:

1. Calcaires gris en bancs peu épais séparés par des lits schisto-gréseux bruns ou verdâtres. . . . . 8 m.
   Les derniers bancs sont plus épais et de teinte plus foncée séparés par de minces feuillets marneux.
   Schizophoria striatula Schlotheim
   Leptaena rhomboidalis Wahlenberg
   Stropheodonta nobilis Mac Coy
   Stropheodonta sp.
   Spirifer berberinensis Comte
   Spirifer mediotextus Archiac et Verneuil
   Atrypa reticularis Linné
   Pentamerus globus Bronn
   Polypiers
   Bryozoaires

2. Calcaires foncés en bancs assez épais et en général massifs dans la partie supérieure . . . . . 40 m.
   Schizophoria striatula Schlotheim
   Spirifer berberinensis Comte
   Spirifer verneuili Murchison (près du sommet)
   Pentamerus globus Bronn

3. Grès calcarifères jaunâtres, déclacifiés en surface. . . . . 6 m.
   Productella

4. Calcaires gris foncé, semi-massif avec fréquents Polypiers . 50 m.
   Schellwienella cf. umbracula Schlotheim
   Spirifer verneuili Murchison

5. Grès jaune ocre légèrement calcarifères, quelques bancs rougeâtres près du sommet. . . . . 45 m.
Transition brusque entre 4 et 5. La partie inférieure montre des grès assez hétérogènes de texture.
J'y ai trouvé de nombreux articles de Crinoïdes, mais peu de Brachippodes.
Dalmanella
Spirifer verneuili Murchison
Camarotoechia letiensis ? Gosselet (à 10 mètres du sommet)

1 et 2 constituent les Calcaires de la Portilla. 3 et 4 se rapportent au Frasnien dont le faciès dans les régions cantabriques est tantôt gréseux, tantôt calcaire. Une question se pose à propos de 5. L'assise supérieure appartient certainement aux Grès de l'Ermitage d'âge famennien dont le caractère est transgressif; mais il n'est pas certain que tout 5 se rapporte à cette formation, la partie inférieure est peut-être frasnienne comme 4.

La coupe fournie par le rio Bernesga est presque identique. Les affleurements correspondant à 1 et à la partie inférieure de 2 sont assez mauvais. Les grès calcarifères 3 paraissent plus réduits; 4 se présente exactement de la même manière; 5 est ici moins décalcifié et offre de meilleurs fossiles. Dans la partie moyenne et supérieure j'ai recueilli:

Stropheodonta cf. interstrialis Phillips
Spirifer verneuili Murchison
Camarotoechia letiensis Gosselet
Chonetes hardrensis Phillips

Aux grès 5 succède le griotte viséen précédé de quelques lits

schisto-marneux. En descendant le cours du rio Bernesga, on recoupe peu après un petit affleurement de Calcaires de la Portilla, un affleurement de Schistes et Grès de Huergas avec Spirifer elegans, puis de nouveau, avant d'arriver à la Pola de Gordon, une série très analogue à celle qui vient d'être décrite. Au début il y a avantage à l'étudier sur la rive gauche, ensuite sur la rive droite, d'autant plus qu'à peu de distance à l'Est de la rivière les assises supérieures du Dévonien sont coupées obliquement par les Schistes et Grès houillers stéphaniens qui débutent par un conglomérat de base. Les pendages sont compris entre 50º et 70º secteur Nord.

On coupe successivement du Nord au Sud:

1. Calcaires gris en bancspeu épais séparés par des lits schisto-gréseux ou marneux. . . . . 10 m.

Les derniers bancs sont plus épais et plus compacts.

Dalmanella interlineata Sowerby

Schizophoria striatula Schlotheim

Schellwienella umbracula Schlotheim

Leptaena rhomboidalis Wahlenberg

Spirifer berberinensis Comte

Atrypa reticularis Linné

Uncinulus cf. subcordiformis Schnur

Pentamerus globus Bronn

Stringocephalus burtini ?? Defrance (1)

Polypiers

---

(1) De ce gisement ainsi que du Sud de Huergas, j'avais rapporté quelques spécimens écrasés et relativement petits pour examiner leur organisation interne. Cet examen n'a pas été probant et il reste très douteux qu'il s'agisse de Stringocephalus burtini.

2. Calcaires gris foncé en bancs assez épais, massifs vers le sommet. . . . . 30 m.
Polypiers

3. Calcaires marneux et marnes gréseuses. . . . . 3 m.
A la base on trouve un lit assez fossilifère renfermant:
Spirifer tenticulum M. V. K.
Athyris concentrica Buch
et surtout des Trilobites du genre Asteropyge que je n'ai pu déterminer sur place et dont les spécimens rapportés ont été détériorés en cours de route.

4. Grès jaunâtres et rouges orangés . . . . . 10 m.
Rares empreintes indéterminables; quelques articles de Crinoïdes.

5. Calcaire gris foncé, semi-massif avec nombreux Polypiers . . 45 m.
Les Polypiers ramifiés sont abondants dans les assises inférieures.
Spirifer verneuili Murchison
Atrypa reticularis Linné
Atrypa cf. aspera Schlotheim

6. Grès jaunes calcarifères devenant rougeâtres vers le sommet. 40 m.
Ces grès sont décalcifiés en surface. Vers la base j'ai trouvé une empreinte pouvant se rapporter à Spirifer bouchardi. C'est ce qui m'a fait penser qu'à Berberino comme ici il est possible que ces grès ne se rapportent pas uniquement aux Grès de l'Ermitage, mais qu'une partie est peut-être encore frasnienne; en d'autres termes, il se peut que cette série gréseuse ne soit pas continue et et présente une lacune notable s'étandant du Frasnien inférieur au Famenien supérieur.

La partie moyenne et supérieure de ces grès présente, outre quelques articles de Crinoïdes, de rares Brachiopodes:

Spirifer verneuili Murchison

Dalmanella

Le griotte viséen fait suite à ces grès.

Voici maintenant quelques autres données glanées à l'Ouest et au Nord-Ouest des coupes qui viennent d'être décrites.

A mi-distance environ entre Buiza et Berberino on retrouve au sommet des Grès de San Pedro le niveau fossilifère gedinnien; le gisement est beaucoup moins riche qu'à Santa Lucia et qu'à Villasimpliz.

Les Calcaires de Santa Lucia que l'on franchit plus au Sud présentent dans leur partie inférieure et moyenne quelques zones dolomisées.

Au Sud de Geras, village qui se trouve quelques kilomètres au N.O. de Peredilla, les assises inférieures des Calcaires de Santa Lucia sont assez fossilifères. Dans un calcaire gris clair en bancs minces séparés par des feuillets marneux, j'ai recueilli:

Dalmanella fascicularis Orbigny

Schelwienella hipponyx Schnur

Spirifer auriculatus Sandberger

Spirifer subspeciosus Verneuil

Spirifer pellicoi Verneuil et Archiac

Chonetes davousti OEhlert

Chonetes sarcinulatus Schlotheim var.

Uncinulus kaiseri Barrois

Trigeria haidingeri Barrande

Tentaculites schlotheimi Koken

Polypiers et Bryozoaires

Les fossiles sont souvent silicifiés.

Peu après Geras et pendant la plus grande partie de son cours, l'arroyo Cabornera s'écoule dans les Schistes et Grès de Huergas entre deux murailles calcaires comme dans la région en aval de Cabornera où les murailles sont manifestement les mêmes que celles qui enserrent le rio Bernesga aux environs de la Vega de Gordon. La muraille Sud en amont du Cabornera n'est cependant pas constituée par les Calcaires de la Portilla comme dans la région de la Vega: à la faveur d'une faille oblique par rapport à la direction des couches, les Calcaires de la Portilla sont relayés par les Calcaires de Santa Lucia.

A 4 km. environ à l'O.N.O. de Caborners, j'ai reconnu dans les assises moyennes des Calcaires de Santa Lucia:

Pentamerus davyi OEhlert

Spirifer cf. parcefurcatus Spriesterbach

Uncinulus kayseri Barrois

Et un peu au dessus, au voisinage de la zone à Spirifer cultrijugatus:

Spirifer paradoxus Schlotheim

Meganteris archiaci Verneuil

Platyceras priscus Goldfuss

Platyceras sp.

Je rappelle, en terminant l'étude de cette région, que les "fossiles de Santa Lucia" décrits par D. P. OEhlert, proviennent bien des parages de Santa Lucia mais appartiennent à plusieurs niveaux différents et non pas uniquement à la formation que j'ai appelée Calcaires de Santa Lucia.

Coupes de la région de El Millar, Huergas, Nocedo, Peredilla, Puente de Alba.

Depuis environ un kilomètre en aval de l'église de la Pola de Gordon jusqu'au lieu dit el Ermitorio (l'Ermitage de Huergas), petite habitation accompagnée d'une chapelle à un peu plus d'un kilomètre au Sud de Huergas, le rio Bernesga traverse plus de 1.400 mètres de couches dévoniennes. Le Dévonien inférieur n'est que partiellement représenté mais la série mésodévonienne et néodévonienne est très probablement la plus complète que l'on puisse rencontrer dans les Régions Cantabriques. Tout ce Dévonien est fossilifère et du plus haut intérêt stratigraphique.

Au voisinage même de la route qui longe la rive gauche de la rivière, on a souvent de bons affleurements.

La Pola de Gordon est construite sur les schistes et grès houillers stéphaniens. Un peu après la sortie de l'agglomération une faille présentant un pendage de 60º Sud environ et parallèle aux couches met en contact le Houiller avec les Schistes et Calcaires de La Vid. On a ensuite du Nord au Sud la succession suivante:

1. Calcaires gris ou jaunâtres, souvent recristallisés ou dolomitiques. . . . . .250 m.?
   Les bancs, en général peu épais, sont séparés par des calcschistes de teinte terne grise ou verdâtre.
   L'ensemble paraît presque subvertical, mais par suite de quelques replis les pendages sont assez variables, les bancs sont parfois disloqués et l'épaisseur de la série difficile à évaluer. Vers le sommet, les lits schisteux sont réduits à de minces feuillets. On y trouve relativement peu de fossiles. J'ai reconnu dans la partie

moyenne et supérieure les Brachiopodes suivants:

Dalmanella fascicularis ? Orbigny

Dalmanella trigeri OEhlert

Schizophoria vulvaria Schlotheim

Spirifer trigeri Verneuil

Spirifer pellico Verneuil et Archiac

Athyris undata Defrance

2. Dolomies jaunâtres, parfois grises, en partie bréchoïde. . . 50 m.
Quelques Encrines, mais pas de fossiles déterminables.

3. Calcaires gris foncé, légèrement dolomitique au début, semi-massifs. . . . . 50 m.
Nombreux Polypiers, fragments de Crinoïdes; quelques Brachiopodes, surtout au sommet:

Schizophoria vulvaria Schlotheim

Schizophoria striatula Schlotheim

Spirifer paradoxus Schlotheim

Spirifer cf. subspeciosus Verneuil

Spirifer auriculatus ? Sandberger

Uncinulus orbignyanus Verneuil

Uncinulus kayseri Barrois

Pentamerus davyi OEhlert

4. Calcaires gris généralement cristallins en bancs épais séparés par des feuillets schistomarneux . . . . . 25 m.

Schizophoria striatula Schlotheim

Rhipidomella hamoni Rousault

Leptaena rhomboidalis Wahlenberg

Stropheodonta piligera Sandberger

Stropheodonta bertrandi OEhlert

Spirifer paradoxus Schlotheim (très abondant et de grande taille, de 12 à 18 cm. de largeur, dans la partie supérieure de cette assise)

Spirifer cultrijugatus Roemer (rare)

Spirifer cf. subspeciosus Schlotheim

Atrypa reticularis Linnée

Uncinulus kayseri Barrois

Uncinulus orbignyanus Verneuil

Paracyclas rugosa Goldfuss

Les débris de Crinoïdes sont très abondants dans les derniers bancs.

5. Calcaires de teinte claire en bancs très épais. . . . . .18 m.

Dalmanella interlineata Sowerby

Schizophoria striatula Schlotheim

Leptaena rhomboidalis Wahlenberg

Stropheodonta piligera Sandberger

Spirifer paradoxus Schlotheim

Spirifer cultrijugatus Roemer (abondant et de grande taille dans la partie moyenne et supérieure de cette assise)

Uncinulus orbignyanus Verneuil

Megistocrinus waliszewskii OEhlert

6. Calcaires gris en bancs assez minces au sommet, séparés par des feuillets schisto-marneux puis schisto-gréseux brun-verdâtres.12 m.

Schizophoria striatula Schlotheim

Stropheodonta cf. hercynica Barrois

Spirifer paradoxus Schlotheim

Spirifer cf. subspeciosus Verneuil

Spirifer cultrijugatus Roemer

Atryna reticularis Linnée

Bryozoaires

Les fossiles sont plus rares, Spirifer cultrijugatus est moins commun et de petite taille, Spirifer paradoxus assez petit et rare.

D'anciennes carrières sont ouvertes au voisinage de El Millar et de Huergas dans les couches 5 et 6 ce qui facilite les recherches. Les assises 2, 3, 4, 5, 6 représentent les Calcaires de Santa Lucia qui se dressent en muraille; leur pendage est de 60º ou 70º Sud.

7. Schistes noirs carburés à nodules et schistes gréseux brunâtres. . . . . 260 à 300 m.

Les Schistes et Grès de Huergas sont ici moins gréseux qu'à la Vega de Gordon et qu'au Nord de Berberino. A la hauteur de Huergas cette formation se présente comme suit: à la base on trouve quelques lits de schistes gréseux de teinte brune ou verdâtre, auxquel succèdent sans transition des schistes à nodules épais de quelques dizaines de mètres qui passent ensuite graduellement à des schiste fins légèrement micacés et gréseux, brunâtres; la partie moyenne est formée de schistes bruns assez gréseux avec récurrences plus schisteuses de teinte foncée; la partie supérieure est formée de schistes gréseux semblables à ceux de la partie moyenne, mais coupée au milieu par un autre niveau de schistes carburés noirs à nodules; enfin au sommet apparaissent quelques bancs de calcaires

marneux. Tous les schistes gréseux ont été plus ou moins calcarifères et sont décalcifiés en surface.

A la hauteur de Llomoera, l'ensemble est plus gréseux et les niveaux de schistes carburés sont réduits.

Dans les nodules argilo-siliceux des schistes de la partie inférieure j'ai recueilli près de Huergas:

Anarcestes subnautilinus Beyrich

Bactrites

Buchiola sexcostata Roemer var.

Buchiola eifeliensis Beusenhausen

Cardiola subconcentrica Beusenhausen

Posidonomya pargai Verneuil

Straparollus sp.

Dans les nodules des schistes noirs de la partie supérieure:

Anarcestes rouvillei Kohnen

Orthoceras

Buchiola sexcostata Roemer var.

Posidonomya pargai Verneuil

Les assises légèrement gréseuses m'ont donné:

Spirifer paradoxus ? Schlotheim (à 15 m. de la base, entre Huergas et Llombera)

Stropheodonta cf. neutra Barrande

Productella subaculeata Murchison (dans les assises moyennes au S.E. de Huergas)

8. Calcaires brunâtres avec lits schistomarneux au début; bancs d'épaisseur variable. . . . . 30 m.

Dalmanella interlineata Sowerby

Schizophoria striatula Schlotheim

Schellewienella umbracula Schlotheim

Spirifer berberinensis Comte

Spirifer mediotextus

Spirifer undiferus Roemer

Spirifer verneuili Murchison (apparaît à 5 m. environ du Sommet)

Spirifer orbelianus ?

Cyrtina heteroclyta Defrance var. intermedia OEhlert

Dicamara plebeja Sowerby

Atrypa reticularis Linnée

Atrypa cf. aspera Schlotheim

Pentamerus globus Bronn

Pentamerus cassideus

Rhynchonella sp.

Cupressocrinus crassus Goldfuss

Polypiers ramifiés

9. Calcaires noirs compacts en bancs réguliers. . . . . 15 m.

Peu de Brachiopodes.

Spirifer verneuili Murchison

Atrypa cf. aspera Schlotheim

Polypiers assez abondants vers le sommet surtout, dont

Heliphyllum helianthoides

10. Calcaires schistoïdes gris ou chamois, nombreux Polypiers massifs près du sommet. . . . . 15 m.

Près de la base, nombreux débris de Crinoïdes, dont

Triacrinus cf. altus

Brachiopodes assez nombreux au sommet:

Schizophoria striatula Schlotheim

Schellwienella cf. umbracula Schlotheim

Spirifer tenticulum M. V. K.

Spirifer bouchardi Murchison

Les assises 8, 9, 10 constituent les Calcaires de la Portilla.

11. Grès poreux, jaunes orangés ou rougeâtres en lits minces donnant un aspect schistoïde. . . . . 40 m.
On y trouve quelques moulages de Polypiers et surtout d'articles de Crinoïdes.
Les autres fossiles sont peu abondantes:
Tentaculites
Stropheodonta
Spirifer verneuili Murchison
Spirifer bouchardi ? Murchison

12. Grès verdâtres foncés en bancs réguliers assez épais. . . . 80 m.
Ces grès sont souvent un peu argileux et présentent en de nombreux endroits une stratification entrecroisée. Ils offrent aussi quelques zones calcarifères décalcifiées en surface.
Pas de fossiles, mais nombreuses pistes à la surface des bancs.

13. Grès quartziteux blancs résistants avec zones ferrugineuses rouges désagrégées. . . . . 40 m.
Ces grès aussi sont calcarifères par places, surtout les zones rougeâtres, mais ils ont été décalcifiés en surface.
Leptaena rhomboidalis Wahlenberg
Spirifer verneuili Murchison
Athyris communis Gosselet

14. Grès calcarifères en bancs très épais, roses ou verdâtres, très résistants. . . . . 30 m.
Ces grès très tenaces n'ont pas été décalcifiés, à part quelques lits ferrugineux qui apparaissent vers le sommet de l'assise.
Cariniferella dumontiana Verneuil (abondante)
Dalmanella interlineata Sowerby
Spirifer verneuili Murchison
Athyris communis Gosselet

15. Grès jaunâtres ou blanchâtres ou roses, poreux, les premiers lits schistoïdes. . . . . 50 m.
Ce sont encore des grès calcarifères décalcifiés à l'affleurement.
Très peu de fossiles.
Encrines
Atrypa

16. Grès blanchâtres ou roses et grès verdâtres schistoïdes alternés . . . . . 60 m.

17. Grès rouges assez durs. . . . . 30 m.
Empreintes d'Encrines de forte taille.

18. Schistes gréseux verdâtres foncés . . . . . 30 m.
Pas de fossiles.

19. Grès rougeâtres et blancs . . . . . 50 m.
Lingula
Empreintes d'Encrines.

20. Grès poreux, de teintes variées, roses, blanchâtres, jaunâtres, brunâtres en bancs peu épais, schistoïdes par places. . . . 80 m.

Il s'agit de grès marneux ou calcarifères altérés en surface.

Strophonella retrorsa Kayser

Leptaena rhomboidalis Wahlenberg

Spirifer verneuili Murchison

Productella subaculeata Murchison

Productella productoides Murchison

Atrypa cf. aspera Schlotheim

Athyris communis Gosselet

Camarotoechia cf. triaequalis

21. Grès brunâtres friables en bancs minces alternant avec lits de schistes gréseux foncés. . . . . 25 m.

Les lits schisteux acquièrent graduellement de l'importance et deviennent de texture plus fine.

Schizophoria striatula Schlotheim

Stropheodonta interstrialis Phillips

Spirifer verneuili Murchison

Productella subaculeata Murchison

Camarotoechia omaliusi Gosselet

Les assises 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21 constituent les Grès de Nocedo; leur pendage est de 60º à 80º Sud. La plupart des Spirifer verneuili qu'on y rencontre appartiennent à la variété subarchiaci Martelli.

22. Schistes carburés noirs fins à nodules argilo-siliceux . . .100 m.

Ce sont les Schistes de Fueyo du nom de l'arroyo où Ch. Barrois les signala pour la première fois. Il y a passage graduel en l'es-

---

(1) Selon les gens du pays le nom est Fueyo et non Fuego comme le désignait Ch. Barrois.

pace de quelques mètres des grès et schistes précédents aux schistes en question.

Dans les nodules ramassés à 200 m. environ à l'Est de la route, j'ai reconnu:

Dalmanella interlineata ? Sowerby

Productella cf. productoides Murchison

Camarotoechia letiensis Gosselet

Trigeria ?

Orthoceras

Bactrites

Cardiola subradiata Holtzapfel

Buchiola prumiensis Steininger (commune)

Buchiola cf. dillensis Beusènhausen

Avicula languedociana Frech

Posidonomya venusta Munster

Pleurotomaria sp.

Cyclostigma (débris végétaux du groupe des) (1).

Les schistes présentent aussi quelques zones légèrement gréseuses et micacés brunâtres où l'on relève de rares empreintes de Dalmanella ?

23. Grès quartziteux jaunâtres ou roses en bancs d'épaisseur variable. . . . . 140 m.

Ce sont les Grès de l'Ermitage. Ils font suite sans transition aux schistes précédents. Grès grossiers près de la base et quelques bancs de quartzites blancs dans la partie inférieure. Certaines parties sont calcarifères mais décalcifiées en surface. Les

---

(1) Je dois cette détermination à M. Corsin.

derniers bancs comme les premiers sont les plus grossiers. Les Grès affleurent sur plus de 200 mètres à l'Est de la route, face à l'Ermitage. 600 mètres plus à l'Est, cette épaisseur ne dépasse pas 100 mètres et à 2 kilomètres, près du confluent de l'arroyo del Barrero et de l'arroyo del Fueyo, elle est de 80 mètres. Ailleurs leur épaisseur réelle varie de façon considérable d'un lieu à l'autre.

Près de l'Ermitage de Huergas ces grès sont peu fossilifères, on peut cependant y trouver les trois fossiles les plus caractéristiques:

Spirifer verneuili Murchison

Camarotoechia letiensis Gosselet

Pugnax moresnetensis Koninck (dans la partie supérieure)

J'ai en outre trouvé un Pterinopecten près du sommet.

Le Griotte viséen fait suite à ces grès.

Sur l'autre rive du rio Bernesga, aux environs du village de Nocedo, on peut observer la même coupe pour le Dévonien supérieur, mais les affleurements sont moins bons.

A 1 kilomètre au Nord du village de Puente de Alba l'arroyo del Barrero et l'arroyo del Fueyo entament les couches précédentes.

Les schistes du Fueyo sont un peu moins épais et offrent quelques couches légèrement gréseuses avec des Septaria. Les nodules m'ont livré à nouveau quelques-uns des fossiles déjà cités.

Les Grès de l'Ermitage épais de 80 mètres renferment les espèces suivantes:

Spirifer verneuili Murchison

Camarotoechia letiensis Gosselet

Dalmanella interlineata Sowerby

Cleiothyris royssii Leveillé

Ces deux dernières espèces abondent dans les couches calcarifères voisines du sommet.

Au voisinage même du village de Peredilla, le sommet des Grès de l'Ermitage est assez fossilifère. Dans un grès rose assez peu tenace j'ai recueilli quelques fossiles malheureusement assez altérés:

Camarotoechia letiensis Gosselet

Cleiothyris lamellosa ?

Productus (2 espèces)

C'est un gisement qu'il serait intéressant à revoir.

Au Sud de Puente de Alba et près du village d'Alcedo, sur le bord Est de la route au voisinage d'un aqueduc on aperçoit un petit anticlinal de Griotte viséen. C'est là que Ch. Barrois l'étudia pour la première fois en Léon. Ce griotte est précédé par les Grès de l'Ermitage dans lesquels j'ai recueilli près du sommet.

Dalmanella interlineata Sowerby

Cleiothyris royssii Leveillé

Camarotoechia letiensis Gosselet

Bassin supérieur du rio Torio.

Losrque l'on descend le cours du rio Torio depuis sa source, la première bande dévonienne que l'on traverse passe aux environs de Pontedo, elles est d'ailleurs très mince. Ce sont les Grès de l'Ermitage transgressifs sur le Silurien. Au S.E. de Pontedo un assez bon affleurement montre une dizains de mètres de grès à Spirifer verneuili inclinés 60º Nord en concordance apparente avec les Quartzites de Barrios et quelques lits de Schistes du Formigoso.

La coupe fournie par le Torio entre Almuzara et Getino dont j'ai déjà parlé à propos du Cambrien et du Silurien, se poursuit par quelques assises dévoniennes: au dessus des Grès de San Pedro présentant un pendage de 50º Nord et ici sans fossiles, viennent les couches dolomitiques et les calcschistes inférieurs du Complexe de La Vid suivis à l' st de Getino par quelques mètres de Grès de l'Ermitage essentiellement constitués par des grès ferrugineux rouges renfermant d'assez nombreux Pugnax moresnetensis. Tout cet ensemble offre une disposition parallèle ainsi que le griotte viséen qui succède aux grès. Les formations dévoniennes m'ont paru relativement peu fossilifères dans cette région.

Au Sud de Felmir on reprend la coupe déjà esquissée à propos du Cambrien et du Silurien. Dans les derniers bancs des Grès de San Pedro, formés par un grès rose légèrement ferrugineux, on trouve quelques fossiles gedinniens:

Stropheodonta triculta Fuchs

Camarotoechia cf. rarifulcata Fuchs

Pterinea sp.

La coupe se présente ensuite de la manière suivante:

1. Dolomies grises ou jaunâtres à patine assez claire. . . . . 50 m.
   Les premiers bancs sont légèrement gréseux; dans la partie supérieure on rencontre quelques zones marneuses et dolomitiques de teinte foncée et d'aspect schistoïde.

2. Calcaires marneux gris ou brunâtres en bancs peu épais. . . 60 m.
   Les bancs de la partie supérieure sont séparés par des feuillets schisto-marneux passant à de minces lits de calcschistes; on y rencontre quelques fossiles:

Dalmanella circularis ? Drevermann

Stropheodonta murchisoni Verneuil

Spirifer fallax Giebel

Spirifer sp. aff. hystericus Schlotheim

Spirifer cabedanus Verneuil

3. Calcaires gris ou brunâtres en bancs irréguliers séparés par des lits de calcschistes verdâtres. . . . . 50 m.
Quelques bancs sont cristallins ou légèrement dolomitiques et sans fossiles, mais la plupart des autres sont assez fossilifères.
On trouve dans les bancs inférieurs et moyens:
Schizophoria vulvaria Schlotheim

Spirifer fallax Giebel

Spirifer pellicoi Verneuil et Archiac

Athyris undata Defrance

Pentamerus sp. I

Dans les bancs supérieurs:

Athyris subconcentrica Verneuil

Uncinulus pilus Schnur

Uncinulus henrici Barrande

Tentaculites

Les lits de calcschistes qui séparent les bancs calcaires sont ici particulière ent riches en Ostracodes, on y trouve aussi quelques Lamellibranches:

Paracyclas rugosa Goldfuss

Buchiola, Paleoneilo

Les assises 1, 2, 3 représentent les Calcaires et Schistes de La Vid; leur pendage moyen est de 50 ou 60º Nord.

4. Calcaires gris bleuâtres, légèrement marneux, en bancs assez épais. . . . . 15 m.

Ils renferment peu de fossiles:

Strophéodonta sedgwicki Verneuil et Archiac

Leptaena rhomboidalis Wahlenberg

Athyris phalaena Phillips

5. Calcaires gris foncé en bancs très épais ou semi-massifs . .120 m.

Ils ne renferment guère que des Polypiers. Dans la partie inférieure j'ai cependant reconnu:

Strophéodonta murchisoni ? Verneuil

Schellwienella hipponyx Schnur

Uncinulus kayseri Barrois

Anathyris ezquerrai Verneuil

6. Calcaires gris en bancs d'épaisseur variable séparés par des feuillets schstomarneux. . . . . 30 m.

Schizophoria striatula Schlotheim

Dalmanella opercularis M. V. K.

Spirifer paradoxus Schlotheim

Spirifer cultrijugatus Roemer

Spirifer cf. subspeciosus Verneuil

Meganteris archiaci Verneuil

Uncinulus orbignyanus Verneuil

Les assises 4, 5, 6 constituent les Calcaires de Santa Lucia; elles présentent un pendage moyen de 50º secteur Nord.

7. Schistes gréseux brunâtres . . . . . 15 m.

Phacops potieri ? Bayle

Cette assise appartient aux Schistes de Huergas.

8. Grès et quartzites roses. . . . . 12 m.

Ce sont des grès calcarifères décalcifiés en surface; on y trouve:

Spirifer verneuili Murchison

Camarotoechia letiensis Gosselet

Ils représentent les Grès de l'Ermitage transgressifs sur le Dévonien moyen sans discordance directement aporéciable. Le pendage de ces deux dernières formations est du même ordre que celui des précédentes. Les meilleurs affleurements des grès du Dévonien moyen et du Dévonien supérieur se trouvent sur la rive droite du rio Torio.

On remarque dans cette coupe la faible importance des Calcschistes de La Vid. Sans doute y a-t-il des couches supprimées tectoniquement. En effet, quelques kilomètres plus à l'Ouest, au pied des Monts Fuentes les Calcschistes de La Vid en continuité d'affleurement avec ceux de Felmir, offrent une disposition synclinale et un vaste développement.

En aval des Hoces de Vegacerbera, à l'Ouest de la vallée, on rencontre de nouveau le Dévonien. Au Nord de Coladilla, entre les Grès de San Pedro et le Houiller, on a de bons affleurements des Calcaires et Schistes de La Vid et des Calcaires de Santa Lucia; il s'agit du prolongement des bandes qui passent près de La Vid dans la vallée du Bernesga. Les assises supérieures des Calcaires et Schistes de La Vid sont ici assez fossilifères et présentent en particulier de nombreux Athyris:

Athyris campomanesi Verneuil et Archiac

Athyris ferronesensis Verneuil et Archiac

Anathyris phalaena Phillips

Anathyris ezquerrai Verneuil et Archiac

Triathyris schultzii Verneuil

associés à Spirifer pellico Verneuil et Archiac.

Le rio Torio a rès avoir traversé le bassin houiller de Vegacerbera et de Matallana, recoupe les Calcaires de la Portilla et le Dévonien supérieur à partir de son confluent avec l'arroyo Orzonaga.

Les Calcaires de la Portilla peuvent aussi être analysés tout au long de la rive droite de l'arroyo de la Portilla. Ils sont for és de 20 à 30 mètres de calcaires gris clair en bancs irréguliers, assez riches en Polypiers et en Brachiopodes, séparés par des feuillets schistogréseux et schistomarneux:

Schizophoria striatula Schlotheim

Leptaena rhomboidalis Wahlenberg

Stropheodonta nobilis ? Mac Coy

Spirifer berberinensis Comte

Athyris concentrica Buch

Athyris reticularis Linnée

Les calcaires qui viennent ensuite sont disposés en gros bancs ou semi-massifs, ils renferments au début de nombreux Polypiers ramifiés et plus haut surtout des Polypiers mas ifs. La puissance de ces calcaires est d'environ 40 mètres. Leur pendage ainsi que celui des précédents est d'environ 70 secteur Nord. On trouve dans cette seconde assise calcaire quelques Brachiopodes:

Spirifer verneuili Murchison

Spirifer orbelianus Verneuil et Archiac

Atrypa reticularis Lin é

Atrypa cf. asp ra Schlotheim

Faisant suite à ces calcaires on rencontre 450 mètres environ de grès variés ap artenant au Dévonien supérieur; ils sont jaunâtres

au début puis roses ou blanchâtres avec zones plus ou moins calcarifères habituellement décalcifiée en surface. Les fossiles sont plus rares que dans la vallée du Bernesga. On en trouve quelques-uns dans toute la mas e, mais davantage dans la partie inférieure et près du som et. Spirifer verneuili Murchison est de beaucoup l'espèce la plus courante. On trouve en outre dans la partie inférieure:

Leptaena rhmoboidalis Wahlenberg

Athyris communis Gosselet

Productella subaculeata Murchison

Et près du sommet:

Camarotoechia letiensis Gosselet

Cleiothyris roysii Leveillé

Le pendage de tout ce Dévonien est de 70 à 80º secteur Nord. Le griotte viséen lui succède.

A égale distance entre le rio Bernesga et le rio Torio, quelques kilomètres au Nord du Rabanal, un arroyo descendant vers le Sud fournit une coupe du Dévonien supérieur presque identique.

Plus à l'Est, la même bande dévonienne se retrouve au Sud des Monts Lombano, et les Calcaires de la Portilla se prolongent dans la région d'Aviados où ils sont assez fossilifères, on y trouve en particulier de beaux exemplaires de Stropheodonta nobilis Mac Coy, un des fossiles les plus typiques du Givétien du Léon.

Bassin supérieur du rio Curueno.

C'est au Sud de Tolibia de Abajo que le rio Curueno franchit pour la première fois des formations dévoniennes, en l'espèce des grès variés qui représentent les Grès de l'Ermitage transgressifs sur les Quartzites de Barrios. Ce Dévonien peut s'observer ensuite pendant

6 kilomètres, à peu de distance à l'Est de la rive gauche du rio Curueno.

Il est difficile de séparer avec précision les Quartzites de Barrios des Grès de l'Eermitage, les premiers ne renfermant guère de Cruziana et de Froenia ailleurs que dans leurs assises inférieures, et la seconde formation ne paraissant fossilifère dans cette région qu'au voisinage du sommet. La texture des roches donne dans l'ensemble de meilleures indications car les Quartzites de Barrios comportent essentiellement des quartzites ou des grès quartziteux blancs et jamais de grès calcarifères, les Grès de l'Eermitage renferment cependant aussi des quartzites, mais leur rôle est restreint.

Dans la région de Tolibia l'ensemble Quartzites de Barrios-Grès de l'Ermitage offre une puissance de 350 mètres dont au moins 250 attribuables aux Grès de l'Ermitage; leur pendage est de l'ordre de 70º.

La majeure partie des Grès de l'Ermitage est formée de grès roses souvent calcarifères et rendus poreux par décalcification superficielle, on y rencontre aussi des bancs de quartzites blancs ou de grès quartziteux roses. Dans la partie inférieure, il existe quelques lits de grès grossiers, et vers le sommet, des assises de grès jaunâtres peu tenaces et, plus rarement, des grès ferrugineux assez friables. Près de Tolibia, la masse des grès ne m'a fourni que des articles de Crinoïdes, mais à 10 ou 15 mètres du som et j'ai recueilli:

Spirifer verneuili Murchison

Camarotoechia letiensis Gosselet

Pugnax moresnetensis Koninck

A 1,5 kilomètres à l'O.N.O. de la Braña, les Quartzites de Barrios sont moins épais; à 60 mètres de leur base on rencontre Froenia rousulti, 25 mètres au dessus Camarotoechia letiensis, c ractéristique

des Grès de l'Ermitage. Ici la séparation entre les deux formations est, on le voit, assez bien précisée paléontologiquement.

Au Nord de Caldas de Nocedo, le Torio coupe une série dévonienne faisant suite aux formations cambro-siluriennes déjà décrites.

Au dessus des Grès de San Pedro, on observe la succession lithologique suivante dont le pendage moyen est de 60° secteur Nord:

1. Dolomies grises ou jaunâtres en bancs réguliers. . . . . 40 m.

2. Calcaires gris avec lits de calcschistes verdâtres plus épais vers le sommet. . . . . 25 m.

3. Calcschistes verdâtres avec rares lits calcaires . . . . . 15 m.

4. Grès jaunâtres ou rougeâtres calcarifères (décalcifiés en surface) . . . . . 10 m.

Le Griotte viséen fait suite à ces grès.

Si l'on se déplace à l'Est et à l'Ouest, on remarque que les changements dans l'épaisseur des assises dévoniennes et du Griotte n'est pas tout à fait continu. Ces couches ont été manifestement très comprimées et laminées.

1, 2 et 3 représentent le Complexe de La Vid, incomplètement d'ailleurs, car la partie supérieure a dû être éliminée par la transgression des Grès de l'Ermitage 4 et il y a certainement en outre des couches appartenant aux assises inférieures et moyennes supprimées par actions tectoniques. Au sommet de 2 et dans 3 on ramasse les fossiles suivants:

Dalmanella fascicularis Orbigny

Stropheodonta sedgwicki Verneuil et Archiac

Leptaena rhomboidalis Wahlenberg

Spirifer hystericus ? Schlotheim

Spirifer pellicoi Verneuil et Archiac

Athyris undata Defrance

Wilsonia subwilsoni Orbigny

Uncinulus sp.

Pentamerus davyi OEhlert

Atrypa reticularis Linné

Dans les grès 4 j'ai recueilli:

Dalmanella

Spirifer verneuili Murchison

Camarotoechia letiensis Gosselet

Au Sud de Montuerto, on recoupe en sens inverse la même série, les affleurements sont du reste en continuité. Les dolomies de base du Complexe de La Vid ont la même épaisseur, mais les autres couches sont plus réduites encore et les bancs sont disloqués. Les Grès de l'Ermitage sont représentés par quelques bancs discontinus de grès très ferrugineux rouge foncé (0 à 2 mètres d'épaisseur totale). Ils offrent le même aspect au N.O. de Valdorria où un échantillon a donné 30 % de fer métallique.

A 2 ou 3 kilomètres à l'Ouest de Montuerto, dans la partie orientale des Monts Lombano, on retrouve les Grès de San Pedro, les Calcaires et Schistes de La Vid et les Calcaires de Santa Lucia avec sensiblement leur développement habituel.

Bassin supérieur du rio Porma.

Au Nord de Lillo, dans la région qui s'étend au delà de Cofiñal, il y a un développement important de quartzites et de grès quartziteux appartenant au Silurien et peut-être aussi au Famennien supé-

rieur. Je ne puis en dire davantage n'ayant fait que débuter dans l'étude de cette région rendue difficile par des vestiges de glaciation quaternaire.

Une bande gréseuse appartenant aux Grès de l'Ermitage, transgressifs sur les Schistes et Grès d'Oville, se rencontre dans la région d'Armada où elle dessine un arc.

Une bande de constitution semblable est coupée par le rio Porma au Sud de la dépression (vega) de Vegamian. Voici ce que l'on y observe. Les Grès de l'Ermitage, qui reposent sur les schistes et les quartzites en petits bancs de la partie moyenne ou supérieure des Schistes et Grès d'Oville, sont représentés par des grès quartziteux roses ou blanchâtres en bancs assez réguliers et peu épais, souvent légèrement poreux par suite de décalcification d'assises calcarifères. Il y a quelques lits grossiers dans la partie inférieure et les dernières assises sont par endroits jaunâtres ou brunâtres peu tenaces, mal stratifiées et de texture parfois un peu grossière également. La puissance de ces grès est de 150 mètres au moins, les couches d'abord verticales prennent ensuite un pendage de 60 à 70º secteur Sud. A 10 ou 15 mètres du sommet dans les assises jaunâtres ou brunâtres, on trouve quelques fossiles:

Leptaena rhomboidalis Wahlenberg

Spirifer verneuili Murchison

Productus

Pugnax moresnetensis Koninck

Les derniers bancs sont brunâtres, un peu poreux et légèrement friables, ils sont séparés de l'assise fossilifère par quelques bancs de quartzites blanchâtres très durs. Au dessus des grès viennent quelques lits de schistes tendres verdâtres puis 5 à 10 mètres de schistes

anthraciteux à nodules silico-phosphatés qui précèdent le Griotte viséen.

Au Nord de Valdecastillo, le Porma franchit à nouveau une bande, celle-ci très épaisse, de Grès de l'Ermitage. C'est le même affleurement que celui des environs de la Braña et de Tolibia. Dans ces dernières régions ils reposent sur les Quartzitesde Barrios, tandis qu'ici ils reposent sur les Schistes et Grès d'Ovilie; la transgression s'est en effet accentuée, et c'est au Nord des Monts Valdeoville que disparaissent les quartzites siluriens. Les Grès de l'Ermitage of rent ici le même aspect qu'au voisinage de Vegamian et qu'aux environs de la Braña, mais ils sont beaucoup plus puissants par suite du grand développement pris par les assises de grès quartziteux roses. S'il n'y a pas d'accident tectonique, leur épaisseur peut être évaluée à environ 1.000 mètres. Près du sommet comme souvent, sur la rive droite du Porma face à Valdecastillo, on trouve quelques couches fossilifères; elles renferment:

Spirifer vernouili Murchison

Camerotoechia letiensis Gosselet

Pugnax moresnetensis Koninck

Au delà de la région de Valdecastillo on ne rencontre plus de Dévonien en descendant le cours du rio Porma.

Dans toute la région qui s'étend à l'Est de Boñar et de San Adrian dont une grande partie appartient au bassin du Porma, il y a d'importants affleurements de Dévonien, je n'en parlerai toutefois qu'à propos du bassin supérieur du rio Esla car ils font partie du district de Sabero universellement connu pour ses gisements fossilifères que je traiterai dans son ensemble en temps voulu.

Bassin supérieur du rio Esla.

C'est un peu en amont du village de Las Salas que le rio Esla, après avoir coulé depuis sa source dans lesformations siluriennes et carbonifères, pénètre dans le Dévonien.

Autour de cette agglomération la disposition des terrains est d'une extrême complication tectonique et mieux vaut aborder la série dévonienne par l'étude de la région de Valbuena et de Salamon qui se situe à quelques kilomètres au N.O. de Las Salas.

Aux abords mêmes du village de Valbuena, les derniers bancs des Grès de San Pedro sont constitués par des grès roses, peu ferrugineux et assez fins. Ils renferment de nombreux fossiles; c'est après celui des environs de Santa Lucia le plus riche gisement gedinnien que j'ai reconnu en Léon. En voici les principales espèces:

Acaste spinosa Salter

Dalmanella verneuili Koninck

Proschizophoria torifera Fuchs

Stropheodonta sp.

Stropheodonta triculta Fuchs

Spirifer mercuri Gosselet (abondant)

Mutationella podolica Kozlowski

Dipterophora triculta Fuchs (abondante)

Tentaculites irregularis Koninck

Polypiers

Les calcaires dolomitiques de la partie inférieure du Complexe de La Vid sont puissants de 50 mètres, leur teinte est d'un gris assez foncé. 50 ou 60 mètres de calcaires gris en bancs assez réguliers séparés par des feuillets marneux qui acquièrent plus d'importance

vers le sommet leur font suite. Dans les assises supérieures j'ai trouvé au Sud de Salamon:

Dalmanella gervillei var. coactiplicata OEhlert

Stropheodonta herculea ? Drevermann

Stropheodonta murchisoni Verneuil

Spirifer primaevus Steininger

Spirifer subsulcatus Barrois

Et au sommet, dans les bancs passant à l'assises suivante:

Spirifer cabanillas ? Verneuil

Spirifer baylei nov. nom.

Spirifer togatus Barrande

Uncinulus princeps Barrande

Au dessus de ces calcaires en bancs réguliers apparaissent des calcaires en bancs mal formés accompagnés de calcschistes verdâtres assez foncés et médiocrement développés, ici j'ai ramassé:

Dalmanella circularis Sowerby

Spirifer cf. pellicoi Verneuil et Archiac (côtes plus larges et moins nombreuses)

Cette formation est du reste difficile à étudier ici car elle est couverte par les éboulis ou alluvions. On peut cependant la suivre pendant un certain temps sur la rive gauche de l'arroyo Salamon, mais 1,5 km. avant le confluent de l'arroyo avec le rio Esla on constate que les Calcaires et Calcschistes de La Vid se réduisent brusquement et font place à une grosse masse principale ent formée de dolomies rouge brique.

Le problème de l'âge de ces dolomies est aisé à résoudre, mais mérite de retenir un instant l'attention. Au voisinage immédiat de Las Salas, ces dolomies sont précédées par du Griotte viséen et une

assise de calcaires gris, puis noirs, typiquement carbonifères, il s'agit là d'une esquille suivie plus au Sud d'un empilement inextricable de Carbonifère inférieur; en l'espace d'un kilomètre, l'Esla recoupe en effet six bandes de Griotte dont une double. Ce griotte est encadré de calcaires noirs carbonifères et de quelques bancs calcaires givétiens ou frasniens inférieurs.

Une coupe faite 600 mètres environ à l'Ouest de Las Salas et perpendiculairement aux couches (leur pendage est de 60 à 70º S.S.O.) est beaucoup plus instructive. Elle donne la succession suivante:

1. Calcaires dolomitiques gris foncé. . . . . 40 m.
   Ces calcairessuccèdent aux Grès de San Pedro, ils représentent sans doute l'assise inférieure du Complexe de La Vid bien que relativement peu dolomitiques.

2. Dolomie en général légèrement caverneuse et de teinte rouge brique. . . . . 140 m.
   L'ensemble est massif. Les couches près du sommet et en quelques places à d'autres niveaux offrent aussi des teintes jaunâtres, jaune-orangé, rose. Ces dolomies sont en fait des calcaires à Stromatopores accompagnés de quelques Favosites entièrement dolomisés et qui ont été corrélativement imprégnés d'hématite. J'ai pu en effet ramasser quelques spécimens montrant les divers stades de la transformation. Bien avant le stade final on ne voit plus trace de la structure primitive.

3. Calcaires dolomitiques en bancs irréguliers, de teinte jaunâtre puis grise. . . . . 15 m.

4. Calcaires noirs en bancs minces et en plaquettes. . . . . 20 m.

Ce calcaire fraîchement cassé possède une odeur fétide comme les calcaires noirs du Carbonifère. La surface en plaquettes montre en général des fissures de retrait de forme polygonale.

5. Calcaires très marneux schistoïdes gris ou verdâtres. . . . . 15 m.

6. Calcaire gris en bancs d'épaisseur variable . . . . . 25 m.
C'est un calcaire fin moucheté de quelques petits cristaux de calcite transparente. Rares Polypiers, traces de Brachiopodes.

7. Calcaire gris-bleuâtre en bancs minces séparés par des feuillets marneux jaune-verdâtres . . . . . 5 m.
Très rares Brachiopodes (Orthidés et Stropheodontes).

8. Calcaires gris foncés en gros bancs ou semi-massif. . . . . 12 m.
Nombreux Polypiers. Rares Brachiopodes:
Dalmanella
Stropheodonta toeniolata ? Sandberger
Spirifer paradoxus ? Schlotheim

9. Calcaires marneux pétris d'Encrines, de Bryozoaires et de débris de Brachiopodes . . . . . 10 m.
A la surface des lits on peut reconnaître quelques espèces qui n'ont pas été trop fragmentées:
Dalmanella opercularis M. V. K.
Stropheodonta
Spirifer paradoxus Schlotheim
Spirifer cultrijugatus ? Roemer

10. Calcaire jaunâtre feuilleté . . . . . 1 m.

11. Calcaires marneux rouges homogènes pétris de Bryozoaires, de Polypiers, d'Encrines. . . . . 6 m.
Ils diffèrent à première vue des calcaires 9 très zoogènes également par la couleur rouge du ciment marneux et par le fait que ce ne sont plus les articles de Crinoïdes qui dominent, mais des Bryozoaires et des Polypiers ramifiés. On y trouve des Brachiopodes généralement fragmentés:
Schizophoria striatula Sclotheim
Spirifer cultrijugatus Roemer
Spirifer cf. subspeciosus Verneuil
et quelques débris de Trilobites.

Les formations 2 à 11 représentent les Calcaires de Santa Lucia sous un aspect, il est vrai, assez différent du type normal, mais malgré la rareté des fossiles et la complexité tectonique de la région, il n'y a guère de contestation possible à ce propos. La majeure partie des Calcaires et Calcschistes de La Vid manque, elle devrait se placer entre 2 et 3.

L'étage de Huergas est représenté dans la région par des grès bruns argileux légèrement poreux. Ils sont assez ferrugineux par endroits, soit que leur ciment renferme de l'hématite, soit qu'il y ait des imprégnations ferrugineuses à la surface de certains lits. A la suite par exemple de la coupe que je viens de décrire, les premières assises de la formation en question sont constituées par des grès argileux schistoïdes de couleur brune dont les premiers lits sont souvent séparés par des lamelles d'oligiste de quelques millimètres d'épaisseur; ces lamelles offrent un éclat métallique très vif et la surface en contact est pigmentée de rouge.

Les Grès de Huergas sont plus aisés à étudier à 1 ou 2 kilomètres en aval de Las Salas où ils affleurent sur une plus grande étendue. Ils sont ici relativement très fossilifères; la plupart des fossiles se rencontrent autour de la limite de la partie inférieure et de la partie moyenne, ce sont:

Asteropyge cf. laciniatus

Stropheodonta piligera Sandberger

Stropheodonta subarachnoidea

Stropheodonta cf. neutra Barrande

Schellwienella sp. aff. elegans

Spirifer elegans Steininger

Chonetes sarcinulatus var.

Camarotoechia hexatoma Schnur

Rhynchonella sp.

Pterinea paillettei Verneuil et Barrande

Loxonema reticulata Phillips

Fenestelles, articles de Crinoïdes, Polypiers

A un niveau plus élevé qui se place déjà dans la partie supérieure j'ai recueilli:

Schizophoria striatula Schlotheim

Schellwienella umbracula Schlotheim

Martinia inflata

A 1,5 km. en amont de Cremenes, le rio Esla quitte les Grès de Huergas et pénètre dans les calcaires givétiens et du Dévonien supérieur. A la faveur d'une petite carrière j'ai pu ramasser les fossiles dans les Calcaires de la Portilla formés ici de calcaires gris clair, compacts en bancs assez épais précédés d'une assise de calcaires schistoïdes séparés par des lits marneux.

Dalmanella interlineata Sowerby

Leptaena rhomboidalis Wahlenberg

Strophеodonta nobilis Mac Coy

Strophеodonta interstrialis Phillips

Schellwienella umbracula Schlotheim

Spirifer berberinensis Comte

Spirifer orbelianus Verneuil et Archiac (à 15 m. de la base des Calcaires)

Spirifer verneuili Murchison (à 20 ou 25 m. de la base des Calcaires)

Spirifer tenticulum ? . V. K. (avec Spirifer verneuili)

Athyris concentrica Buch

Pentamerus cf. galeatus Dalman

Pentamerus globus Bronn

Camarotoechia sp. aff. tetratoma Schnur

Chonetes cf. minutus Goldfuss

Atrypa reticularis Linnée

Platyceras

Ces fossiles se trouvent dans les 30 premiers mètres de calcaires, d'autres calcaires en bancs épais ou semi-massifs avec nombreux Polypiers leur succèdent, l'épaisseur de ces derniers est de 40 ou 50 mètres. Une faille parallèle aux couches sépare ensuite ces calcaires des Dolomies de Lancara.

Après Cremenes, le rio Esla pénètre de nouveau dans les assises inférieures de la série dévonienne dont les affleurements se poursuivents dans la région d'Aleje et au Nord de Cisterna où il est plus aisé de les observer.

On retrouve dans la région de Valdoré et de la Veliella la bande

dévonienne déjà aperçue aux environs de Las Salas, de Salamon et de Valbuena. Au N.E. de la Veliella un arroyo donne une bonne section des Calcaires et Calcschistes de La Vid, des Calcaires de Santa Lucia et des Grès et Schistes de Huergas.

Les Calcaires de Santa Lucia ne comportent pas ici d'assises dolomitiques aussi développées que près de Las Salas, ces assises moins épaisses sont souvent aussi plus compactes et les teintes jaunâtres y dominent. La principale particularité à relever est la présence au sommet des Calcaires en question de calcschistes rappelant ceux de La Vid; ils en occupent les 10 ou 12 derniers mètres, leur couleur est verdâtre et les derniers lits sont rubéfiés. Quelques lits calcaires assez fossilifères les accompagnent; outre Spirifer cultrijugatus commun à la base des calcschistes, on y trouve:

Spirifer ezquerrai Verneuil

Spirifer paradoxus Schlotheim

Pentamerus oehlerti Barrois

Calceola sandalina Lamarck

A peu de distance au Sud de Valdoré on aperçoit de nouveau les Calcaires de Santa Lucia. Les assises dolomitiques de couleur rouge brique reprennent une certaine importance et la zone à Spirifer cultrijugatus est plus franchement calcaire, elle se termine par des bancs calcaires séparés par des feuillets schisteux ou schistogréseux verdâtres et par des calcaires marneux rouges.

Les Grès et Schistes de Huergas sont dans l'ensemble un peu moins gréseux que plus au Nord, on y remarque quelques fossiles dont Spirifer elegans.

En partant des abords Sud du village de Valdoré et en remontant vers le Nord sur la rive droite de l'Esla, on a la succession suivante dans laquelle 1 succède immédiatement aux Grès et Schistes de Huergas:

1. Calcaires schistoïdes séparés par des feuillets schistogréseux ou schistomarneux. . . . . 5 m.

   Leptaena rhomboidalis Wahlenberg
   Athyris concentrica Buch
   Pentamerus globus Bronn
   Atrypa reticularis Linnée

2. Calcaires gris clair en bancs peu épais séparés par des feuillets marneux . . . . . 10 m.

   Schizophoria striatula Schlotheim
   Strophéodonta nobilis Mac Coy
   Spirifer mediotextus
   Spirifer tenticulum
   Spirifer verneuili Murchison
   Pentamerus globus Bronn
   Polypiers

3. Calcaires gris en bancs épais ou semi-massifs . . . . . 15 m.

   Nombreux Polypiers ramifiés. Rares Brachiopodes vers la base:
   Schellwienella umbracula Schlotheim
   Spirifer verneuili Murchison

4. Calcaires fins gris bleuâtres assez clairs en bancs minces. 50 m.

Les bancs supérieurs sont souvent oolithiques et de teinte très claire, ce sont les plus fossilifères.

Dalmanella interlineata Sowerby

Stropheodonta sp. gr. interstrialis Phillips

Spirifer verneuili Murchison

Spirifer bouchardi Murchison

Camarotoechia cf. ferquensis Rigaut

5. Calcaires encriniques avec Bryozoaires et Polypiers. . . . . 5 m.
Athyris communis ?

6. Grès calcarifères et schistes gréseux calcarifères . . . . . 10 m.
Dalmanella
Spirifer bouchardi Murchison
Atrypa reticularis Linnée

7. Calcaires blanchâtres ou roses, encriniques. . . . . 2 m.

8. Calcaires fins gris-bleuâtres clairs en bancs minces . . .0 à 2 m.
Même aspect et même faune que 4.

Le pendage de cette série est de 20º puis 30º secteur Nord. Une surface de chevauchement met 8 en contact avec les Calcaires de Lancara.

1, 2 et 3 représentent les Calcaires de la Portilla.

4 à 8 représentent du Frasnien sous un faciès essentiellement calcaire, les Calcaires de Valdoré. Dans les Monts Yuncal, à l'Est de Valdoré, ces Calcaires atteignent une épaisseur d'au moins 100 mètres. Là de même qu'à Valdoré, j'ai cherché en vain Cariniferella dumontiana qui aurait apporté d'utiles indications stratigraphiques.

Les Grès et Schistes de Huergas, les Calcaires de la Portilla et les Calcaires de Valdoré se retrouvent, avec un développement moindre,

dans les parages de Verdiago où l'on peut recueillir quelques-uns des fossiles précédents.

A Aleje et Alejico et au voisinage immédiat de ces villages, le rio Esla s'écoule dans les Calcschistes et Calcaires de La Vid et dans les Calcaires de Santa Lucia. La première de ces formations ne peut guère être analysée ici car elle est en grande partie masquée par les alluvions et par le Houiller. Les Calcaires de Santa Lucia, formés de calcaires compacts, livrent peu de fossiles; à la base on trouve Spirifer auriculatus Sandberger et Stropheodonta murchisoni Verneuil dans un calcaire gris clair ou rougeâtre dont les bancs sont séparés par des feuillets marneux. 20 ou 25 mètres au dessus j'ai trouvé un Spirifer de forte taille et en état médiocre, paraissant bien se rapporter à Spirifer cultrijugatus. Dans les assises supérieures, on peut récolter:

Anathyris ezquerrai Verneuil

Anathyris alejensis Comte

Spirifer paradoxus Schlotheim

Pentamerus oehlerti Barrois

Uncinulus kayseri Barrois

Uncinulus orbignyanus Verneuil

Spirifer cultrijugatus que l'on devrait trouver dans la dernière assise, paraît rare ici, je ne l'ai trouvé en place que 1 kilomètre plus au Sud.

Après avoir franchi une bande de Houiller qui prolonge vers l'Est le bassin de Sabero, on traverse, en suivant le cours de l'Esla, les Calcaires de Santa Lucia précédents, les Grès et Schistes de Huergas où Spirifer elegans est commun et enfin les Calcaires de la Portilla

suivis des formations calcaires ou calcarifères du Dévonien supérieur avant d'atteindre le Carbonifère aux abords de la route qui longe la rive gauche du rio Esla:

1. Calcaires gris en bancs minces, irréguleirs, séparés par des feuillets marneux. . . . . 8 m.
   Les premiers lits sont schistoïdes.
   Leptaena rhomboidalis Wahlenberg
   Pentamerus globus Bronn
   Schizophoria striatula Schlotheim
   Polypiers

2. Calcaire gris massif à Polypiers. . . . . 12 m.
   Rares Brachiopodes:
   Spirifer mediotextus ? Verneuil et Archiac
   Uncinulus cf. subcordiformis Schnur
   Atrypa

3. Calcaires marneux gris foncé. . . . . 8 m.
   Ces calcaires sont très friables et se débitent en feuillets ou en petits parallélépipèdes.
   Fenestelles. Polypiers.

4. Calcaires gris en bancs épais ou semi-massifs à Polypiers . . 12 m.
   Schizophoria striatula Schlotheim
   Athyris concentrica Buch

5. Calcschistes grossiers noirâtres et grès marneux gris ou jaunâtres. . . . . 4 m.
   Ces lits sont très friables et altérables.
   Dalmanella interlineata ? Sowerby

Spirifer bouchardi Murchison

Athyris concentrica Buch

Atrypa reticularis Linnée

6. Calcaires marneux schistoïdes gris. . . . . 2 m.

Spirifer bouchardi Murchison

7. Calcaires gris foncé en bancs épais ou semi-massifs à Polypiers . . . . . 10 m.

8. Calcaires massifs gris clair à Polypiers. . . . . 20 m

9. Grès calcarifères ou marneux, et calcaires en bancs irréguliers . . . . . 30 m.

A part quelques zones cette assise est relativement peu décalcifiée en surface. Les bancs sont en général minces sauf près du sommet.

Cariniferella dumontiana Verneuil (commune dans la partie supérieure)

Strophеodonta cf. interstrialis Phillips

Spirifer verneuili Murchison

Spirifer bouchardi ? Murchison

Atrypa reticularis Linnée

10. Grès calcarifères roses ou blanchâtres avec rares lits calcaires . . . . . 40 m.

Cette assise est notablement moins calcarifère que la précédente, les bancs sont plus minces et la décalcification superficielle bien plus avancée.

Spirifer verneuili Murchison

Articles de Crinoïdes

11. Calcaires gréseux et légèrement marneux gris ou brunâtres se débitant en plaquettes. . . . . 30 m.

Spirifer verneuili Murchison

Productella subaculeata Murchison

Camarotoechia

Atrypa

Tentaculites

Polypiers

12. Grès quartziteux roses ou blancs. . . . . 40 m.

Cette assise comporte de véritables quartzites et quelques zones légèrement calcarifères.

Je n'y ai pas trouvé de fossiles autre que Spirifer verneuili, du reste rare, mais sur la rive opposée de l'Esla j'ai trouvé un bloc à Camarotoechia letiensis devant provenir de la partie moyenne de cette assise.

A ces grès succède le Griotte viséen. On retrouve ensuite des grès analogues et de nouveau le Griotte puis les calcaires carbonifères.

1, 2, 3, 4 représentent les Calcaires de la Portilla.

5, 6, 7, 8, 9 représentent du Frasnien sous un faciès à prédominance calcaire comme autour de Valdoré. Les premières assises rappellent beaucoup aussi, sinon davantage, celles qui se trouvent en amont de Berberino. On peut désigner les assises 5, 6, 7, 8 et 9 sous le nom de Calcaires de Valdoré bien que la succession en diffère un peu; il semble aussi qu'à Valdoré le niveau à Carinirerella dumontiana ne soit pas atteint.

10 et 11 représentent certainement encore du Frasnien sous un faciès mixte calcaire et gréseux.

Avec 12, on retrouve les Grès de l'Ermitage transgressifs, ils reposent ici sur un niveau sans doute assez élevé de Frasnien.

Le bassin supérieur du rio Esla comprend encore la majeure partie du Houiller du district de Sabero autour duquel se trouvent les fameux gisements fossilifères dévoniens connus depuis près d'un siècle grâce aux publications de Casiano de Prado et de Verneuil (1).

Aleje et Alejico, dont j'ai parlé il y a un instant, et leurs environs, sont cités parmi les localités fossilifères du district. La Peña de la Venera, où Casiano de Prado a ramassé quelques fossiles, est constituée par les Calcaires de Santa Lucia qui forment crête, leur cortège de Grès et de Schistes de Huergas s'aperçoit au Nord et au N.E. de Saelices.

Mais le gisement de beaucoup le plus important est celui de Colle; de là vie nnent la plupart des dits "fossiles de Sabero". Colle est établi sur les Calcaires et Calcschistes de La Vid. Au Sud du village formant le rebord d'un plateau couvert de formations transgressives récentes presque horizontales ici. Cette falaise est constituée par les assises supérieures des Calcaires et Calcschistes de La Vid présentant un pendage d'environ 20º Sud; ces assises consistent en calcschistes verdâtres et jaunâtres coupés de nombreux bancs calcaires presque entièrement formés de fossiles mal cimentés que l'on peut ramasser en abondance sur les pentes. Lorsque l'on se déplace vers le Nord, remontant la série, les bancs calcaires se font plus rares d'abord, puis deviennent plus compacts et passent à des calcaires et dolomies, base du Complexe de La Vid, dont le pendage est plus accentué, 40º secteur Nord.

---

(1) Voir p.

Dans la partie moyenne des calcschistes, sur la rive droite de l'arroyo et immédiatement au Nord du village, j'ai recueilli:

Jovellania jovellani Verneuil

Homanolotus pradoanus ? Verneuil (fragments)

Spirifer sp. aff. hystericus Schlotheim

Athyris avirostris Krantz

Sur les pentes au Sud du village, quelques instants m'ont suffi pour récolter les espèces suivantes:

Orbiculoidea cf. grandis.

Dalmanella gervillei Defrance var. coactiplicata OEhlert

Schizophoria vulvaria Schlotheim

Leptaena rhomboidalis Wahlenberg

Stropheodonta sedgwicki

Scheliwienella hipponyx

Eodevonaria dilatata

Spirifer pellicoi Verneuil et Archiac

Spirifer trigeri Verneuil

Spirifer ezquerrai Verneuil

Spirifer rojasi Verneuil

Spirifer arduennensis Schnur

Athyris concentrica Buch

Athyris subconcentrica Verneuil et Archiac

Athyris cf. pelapayensis Verneuil et Archiac

Athyris campomanesi Verneuil et Archiac

Athyris cf. dubia Barrois

Anathyris ezquerrai Verneuil et Archiac

Pradoia torenoi ? Verneuil et Archiac

Pradoia collettei Verneuil

Triathyris bordui Verneuil

Triathyris schultzi Verneuil

Trigeria haidingeri Barrande var.

Meganteris archiaci Verneuil

Atrypa reticularis Linnée

La richesse de ce gisement est véritablement prodigieuse. La gangue claire des fossiles de ce gisement (exclusivement celui du Sud du village) est très typique et permet de reconnaître les fossiles qui en proviennent. La position des couches fossilifères explique pourquoi la majorité des "fossiles de Sabero" appartiennent au sommet du Sigenien ou à l'Emsien inférieur.

Les circonstances ne m'ont cependant pas permis d'accorder à ce gisement tout le temps qu'il mérite.

Plus au Nord, Adrados et Vozmediano, localités connues de Casiano de Prado et de L. Mallada, sont assez riches en fossiles des mêmes niveaux.

A 2 kilomètres environ au Sud de Colle, après le Houiller de la Llama, en gravissant l'escarpement qui forme la bordure méridionale de celui-ci, on rencontre des schistes noirs à nodules silico-argileux accompagnés de lits de schistes gréseux brunâtres analogues à ceux du Houiller, ce sont les Schistes de la Collada de Llama de Casiano de Prado.

Ces schistes forment une bande longue et étroite qui passe au Sud de la Llama, de Veneros, de Las Bodas et s'étend plus au loin à l'Est et à l'Ouest. Dans la région de la Collada de Llama et de Veneros, ils ont de 30 à 60 mètres d'épaisseur, leur pendage est de 40º à 45º secteur Sud. Au mur, une faille à peu près parallèle aux couches les sépare du Houiller fossilifère; au toit on reconnaît les Calcaires de la Portilla.

Dans les nodules des Schistes de la Col ada j'ai reconnu les fossiles suivants:

Posydonomya pargai Verneuil

Buchiola sexcostata Roemer var. (abondante)

Cardiola subconcentrica Beusenhausen

Cardiola subradiata Beusenhausen

Tentaculites

Phacops sp. (à glabelle lisse)

La position stratigraphique, sous les Calcaires de la Portilla, le faciès et la faune permettent de reconnaître les Schistes de Huergas, dont seule d'ailleurs la partie supérieure paraît représentée. Ces observations résolvent le problème qui avait été discuté par Casiano de Prado, E. de Verneuil et Ch. Barrois.

Au Sud de Las Bodas, les Schistes de la Collada de Llama sont précédés par une petite écaille de Calcaires de la Portilla assez fossilifère. Les nodules des Schistes renferment quelques fossiles:

Posydonomya pargai Verneuil

Buchiola sexcostata Roemer var.

Cardiola subconcentrica Beusenhausen

Bactrites

et dans les schistes gréseux:

Dalmanella interlineata ? Sowerby

Les Calcaires de la Portilla de l'écaille de Las Bodas m'ont donné les espèces suivantes:

Schizophoria striatula Schlotheim

Strophéodonta nobilis Mac Coy

Schellwienella umbracula Schlotheim

Pentamerus globus Bronn

Pentamerus sp.

Spirifer orbelianus Verneuil et Archiac

Uncinulus cf. subcordiformis Schnur

Atrypa reticularis Linné

Reposant sur les Schistes de la Collada de Llama, les Calcaires de la Portilla forment un petit escarpement au Sud de ceux-ci; ils renferment les mêmes fossiles que près de Las Bodas. Sur les flancs de la montagne appelée Las Peñotas ils sont particulièrement fossilifères ainsi que les assises calcaires qui leur font suite; ce gisement a du reste été signalé par Casiano de Prado. La succession des couches du Dévonien supérieur depuis lespentes de Las Peñotas jusqu'aux approches de Sobrepeña est très semblable à celle relevée au Nord de Cistierna, il s'agit d'ailleurs de la même bande néodévonienne. Cependant dans son prolongement vers l'Ouest, à partir du méridien de Veneros le faciès gréseux tend à prédominer.

Bassins du rio Tuiza (Asturies) et du rio Luna (Léon)

Au Sud du Silurien qui affleure autour de l'agglomération de Tuiza et dont il a déjà été question, on peut observer au long de la nouvelle route qui monte au Puerto de la Cubilla, une série dévonienne riche en fossiles.

Les dernières assises des Grès de San Pedro sont formées de bancs gris brunâtres ou noirâtres peu ferrugineux et devenant légèrement dolomitiques au sommet. Je n'y ai pas trouvé de fossiles. La succession est ensuite la suivante:

1. Calcaires dolomitiques gris ou jaunâtres en bancs assez réguliers au début. . . . . 60 m.

Dans la partie supérieure on observe quelques lits marneux et dolomitiques foncés parfois schistoïdes.

2. Calcaires en bancs irréguliers séparés par des lits généralement minces de calcschistes grossiers. . . . . 30 m.
Ces calcaires sont gris bleuâtres ou noirâtres, légèrement dolomitiques vers la base. Les calcschistes sont ternes, gris ou gris verdâtre. A la base de cette assise on aperçoit quelques minces lits charboneux.
La partie supérieure renferme quelques fossiles:
Dalmanella gervillei Defrance var. coactiplicata OEhlert
Proschizophoria personata Kayser
Stropheodonta murchisoni Verneuil
Spirifer cf. hystericus Schlotheim
Athyris avirostris Krantz
Polypiers, Encrines, Bryozoaires.

3. Calcaires et calcschistes analogues aux précédents, mais les calcschistes en lits plus épais sont de nature plus fine. . . . 25 m.
Dalmanella circularis Drevermann
Proschizophoria personata Kayser
Schizophoria provulvaria ? Maurer
Schizophoria vulvaria Schlotheim
Stropheodonta giges ? Mac Coy
Stropheodonta murchisoni Verneuil
Stropheodonta sedgwicki Verneuil
Schellwienella hipponyx Schnur
Spirifer sp. aff. hystericus Schlotheim
Spirifer pellicoi Verneuil et Archiac
Spirifer arduennensis Schnur

Spirifer trigeri Verneuil

Spirifer cf. trigeri Verneuil (côtes peu nombreuses)

Spirifer rousseaui Rouault

Spirifer chama ? Eichwald

Athyris concentrica Buch

Athyris cf. undata Defrance

Athyris campomanesi Verneuil et Archiac

Athyris ferronesensis Verneuil et Archiac

Trigeria adrieni Verneuil

Pentamerus sp. I

Uncinulus frontecostatus Drevermann

Camerotoechia daleidensis Roemer

Camarophoria

Linoptera cf. bohemica Barrande

Conocardium clathratum ? Goldfuss

Tentaculites schlotheimi Koken

Tentaculites cf. straeleni Maillieux

Conularia

Polypiers, Encrines, Bryozoaires

4. Calcschistes verdâtres, parfois rougeâtres avec rares lits calcaires. . . . . 60 m.

Les calcaires sont gris, parfois saccharoïdes, ou couleur chamois.

Dalmanella fascicularis Orbigny

Schizophoria vulvaria Schlotheim

Stropheodonta sedgwicki Verneuil

Spirifer pellico Verneuil et Archiac

Spirifer trigeri Verneuil

Spirifer subspeciosus Verneuil

Athyris campomanesi Verneuil et Archiac

Athyris ferronesensis Verneuil et Archiac

Athyris pelapayensis Verneuil et Archiac

Anathyris phalaena Phillips

Anathyris ezquerrai Verneuil et Archiac

Trigeria adrieni Verneuil

Meganteris archiaci Verneuil

Camarotoechia dalidensis Roemer

Uncinulus pilus ? Schnur

Les calcschistes renferment des Buchiola, des Phacops, je n'y ai pas remarqué les Ostracodes qui sont assez courants à ce niveau. Il est possible que quelques fossiles cités à propos de 3 proviennent de 4.

5. Calcaires gris foncé, quelquefois schistoïdes, en bancs irréguliers séparés par des lits de calcschistes. . . . . 20 m.

Dalmanella trigeri Verneuil

Dalmanella fascicularis Orbigny

Spirifer arduennensis Schnur

Spirifer pellicoi Verneuil et Archiac

Anathyris ezquerrai Verneuil et Archiac

1, 2, 3, 4, 5 représentent les Calcaires et Calcschistes de La Vid, médiocrement puissants ici. Leur pendage est en moyenne de 70° secteur Nord.

6. Dolomies jaunâtres en plaquettes. . . . . 10 m.

7. Calcaires en bancs épais ou semi-massifs à Polypiers. . . . 45 m.

Ces calcaires sont de teinte très foncée, sauf vers le sommet où

ils sont gris-bleuâtre clair, très compacts, durs. Les Polypiers sont rares dans les derniers bancs.

A part les Polypiers massifs et les Encrines, les autres fossiles sont rares:

Schellwienella hipponyx Schnur

Uncinulus kayseri Barrois

6 et 7 représentent les Calcaires de Santa Lucia d'ailleurs incomplètement représentés ici. Leur pendage est de 60 à 70º Nord.

8. Grès rouges très ferrugineux et tenaces en bancs irréguliers. . . . . 1 à 5 m.

On peut constater qu'en certains points ils ravinent le calcaire précédent. Je n'y ai pas trouvé de fossiles. Cette assise, un peu disloquée par les actions tectoniques, représente les Grès de l'Ermitage transgressifs. Le Griotte viséen, assez fossilifère ici, succède à ces grès.

D'après des renseignements qui m'avaient été donnés par M. Corugedo on retrouverait une série dévonienne très analogue à celle-ci 2 kilomètres plus au Sud. Non loin de là, dans la région de San Emiliano qui appartient déjà au bassin du rio Luna, il y aurait aussi quelques formations dévoniennes.

On rencontre aussi du Dévonien inférieur dans la vallée du rio Luna, près de Minera entre Lancara et Barrios, dans l'axe du synclinal dont j'ai déjà parlé à propos du Cambrien et du Silurien. Là, dans les premières assises de calcaires et de calcschistes verdâtres faisant suite aux dolomies de base du Complexe de La Vid, j'ai recueilli:

Dalmanella pallista Barrande

Proschizophoria personata

Stropheodonta cf. elegans Drevermann

Stropheodonta davousti OEhlert

Leptostrophia explanata Sowerby

Chonetes sarcinulatus Schlotheim var.

Spirifer hystericus Schlotheim

Camarotoechia daleidensis Roemer

Camarotoechia cypris Orbigny

Trigeria oliviani Verneuil et Archiac

Pentamerus nov. sp.

Tentaculites schlotheimi Koken

Tentaculites cf. straeleni Maillieux

Les mêmes assises fossilifères se retrouvent à l'Est d'Aralla au bord de la route qui conduit de San Pedro à Geras.

En aval de l'affleurement de Minera, on ne rencontre plus de Dévonien dans la vallée du rio Luna.

C

CARACTÈRES LITHOLOGIQUES DES FORMATIONS

Grès de San Pedro (voir p.).

L'essentiel concernant les caractères de ces Grès a été dit à propos des formations antédévoniennes. On peut ajouter que les derniers bancs de cette formation, spécialement ceux dans lesquels j'ai rencontré des fossiles gedinniens, sont toujours peu ferrugineux. Ils passent ensuite rapidement, mais de façon continue, aux calcaires dolomitiques de la base du Complexe de La Vid.

Calcaires et Calcschistes de La Vid.

Dans ce complexe on peut distinguer de façon très fréquente les parties suivantes:

a) Les calcaires dolomitiques de base dont les caractères sont les plus constants. L'épaisseur de cette assise, 50 à 60 mètres de moyenne, varie assez peu; elle est formée de bancs présentant tous un aspect assez semblable et dont l'épaisseur est de l'ordre de 30 à 40 cm. en général. La patine est souvent assez claire, d'un gris tirant sur le jaunâtre quelle que soit la teinte propre de la roche, celle-ci étant le plus souvent d'un gris cendré rarement jaunâtre. La texture, habituellement très compacte, explique la grande solidité et la résistance à l'érosion de cette roche. La dolomisation est constante et assez uniforme dans toute l'assise, mais son degré change un peu suivant les localités.

Au microscope on aperçoit surtout des rhomboèdres de carbonate calco-magnésien, ceux-ci sont de taille relativement petite mais

cependant assez variable, on observe aussi parfois des plages correspondant sans doute à des fragments d'organismes calcaires transformés et en tous cas méconnaissables. Les grains de quartz clastiques ne sont pas très rares, des lamelles de mica, toujours menues, sont exceptionnelles. Des éléments phylliteux, des matières charbonneuses, des traînées d'oxyde de fer, sont visibles dans la plupart des préparations mais en faible proportion. Du rutile, du quartz secondaire, des concentrations irrégulières de pyrite et d'oxyde de fer s'observent sur quelques préparations.

b) Les calcaires lités inférieurs qui couronnent l'assise dolomitique. Ce sont des calcaires de couleur foncée et mate grise ou brunâtre. La patine est foncée également. Ils sont disposés en bancs assez minces et mal délimités, on doit plutôt les considérer comme des lits en partie formés par l'agglomération de fossiles, Polypiers et Bryozoaires surtout, habituellement mal conservés. Dans quelques localités cette assise est formée de calcaires marneux noirs ou de schistes calcarifères de même couleur, sans fossiles. Les derniers lits de l'assise possèdent fréquemment une teinte un peu plus claire, grise ou brunâtre avec des fossiles dont la gangue est plus claire encore. Ceci s'observe bien aux environs de Salamon par exemple.

Vers le bas, cette assise passe aux dolomies précédentes; vers le haut elle passe de façon insensible à l'assise des calcschistes et calcaires par intercalation de feuillets de calcschistes de couleur sombre. Il est, on le conçoit, difficile, dans ces conditions, de délimiter ces calcaires et calcschistes et d'évaluer leur épaisseur. Il est probable que la dolomisation monte plus ou moins haut dans le Complexe de La Vid selon les localités et que les calcschistes n'ap-

paraissent pas toujours au même point. Ces variations ne sont cependant pas de grande amplitude ainsi que le prouvent les documents paléontologiques.

c) Les calcschistes et calcaires inférieurs et moyens auxquels passent progressivement, comme on l'a vu, les calcaires précédents. Dans les localités comme La Vid et Colle, les calcschistes offrent un développement considérable et les lits calcaires formés en grande partie de fossiles cimentés par un calcaire légèrement marneux, tendre, à cassure mate, ou au contraire par un calcaire cristallin tenace ne représentant qu'une faible proportion de la masse. Ces calcschistes de couleur verdâtre ou jaunâtre, plus rarement rouges, assez tendres, sont essentiellement constitués par des calcaires fins très chargés d'éléments phylliteux (1). A part ces matières très ténues, on remarque au microscope que les éléments détritiques tels que le mica et le quartz sont assez rares. La pyrite et de l'oxyde de fer en fines granulations s'observent de façon constante. A côté de fossiles de plus forte taille, il importe de remarquer que ces calcschistes renferment souvent des restes d'organismes quasi-microscopiques, tels que des Ostracodes et des Mollusques du genre Buchiola. Certains lits sont riches en articles d'Encrines ou pénétrés par un réseau de Bryozoaires et de Polypiers.

---

(1) La schistosité n'est pas toujours très marquée, mais ces calcschistes, même lorsqu'ils sont tendres et peu calcarifères, se distinguent des marnes en ce que l'eau ne modifie en rien leur nature physique. La nature des éléments phylliteux des calcschistes doit différer nettement de celle des marnes et argiles courantes. L'altération superficielle donne par contre des produits argileux.

L'épaisseur de cette assise est très variable et la distribution des fossiles montre qu'il peut y avoir des couches supprimées. Tectoniquement parlant, cette assise est manifestement très plastique et il semble qu'il ne faille pas chercher ailleurs la cause de ces suppressions de couches (sauf le cas de la transgression famenienne si manifeste) et de la plupart des modifications d'épaisseur.

L'assise en question se présente aussi de façon fréquente sous un faciès plus calcaire en ce sens que les bancs calcaires acquièrent la prépondérance sur les lits de calcschistes: il devient alors très difficile de fixer la limite inférieure de l'assise et impossible de lui assigner une limite supérieure. Enfin, une partie des bancs et même certains lits de calcschistes peuvent être plus ou moins dolomisés.

d) Les calcaires el calcschistes culminants dont les caractères sont analogues à ceux de l'assise précédente, mais où les bancs calcaires acquièrent plus d'importance et l'emportent, en règle générale, sur les calcschistes. La limite inférieure, souvent mal précisée au point de vue lithologique, ne correspond pas à un niveau fossilifère défini. Cette assise est peu épaisse et ne représente qu'une petite fraction du Complexe (il est bien entendu qu'elle ne représente pas le tiers supérieur du Complexe, mais a une proportion notablement moindre). C'est cette assise qui, au Sud de Colle, est si remarquablement fossilifère: les bancs calcaires presque entièrement formés de fossiles faiblement cimentés par un calcaire marneux peu abondant sont séparés par de minces lits de calcschistes friables d'un jaune verdâtre; quelques lits rougeâtres sont plus résistants. La gangue des fossiles de Colle, particulièrement claire, est caractéristique.

En somme, si cette division en quatre du Complexe de La Vid pos-

sède un certain intérêt pratique, elle n'offre, sauf en partie pour l'assise dolomitique de base, aucune rigueur scientifique.

L'érosion entame rapidement les assises dans lesquelles les calcschistes ont une certaine importance; les dolomies de base sont les couches les plus résistantes du Complexe.

Calcaires de Santa Lucia

Il y a en réalité dans cette série qui semble offrir à première vue un aspect assez uniforme et constant, des roches calcaires de nature variée.

A la base, les bancs sont d'épaisseur médiocre, mais acquièrent plus d'importance lorsque l'on remonte la série. Ces calcaires inférieurs sont assez durs, de teinte gris-perle ou gris-bleuâtre, terne, assez claire en quelques localités. Les fossiles n'y sont pas rares, on y rencontre surtout des Polypiers ramifiés, des articles d'Encrines, des Brachiopodes et des Bryozoaires, ils sont parfois silicifiés.

La partie principale est formée de calcaires foncés en bancs très épais renfermant des Polypiers, puis des calcaires semblables plus ou moins massifs en grande partie, formés, à certains niveaux, de Polypiers et surtout de Stromatopores. A ces calcaires construits succèdent de façon fréquente des calcaires compacts et durs d'un gris passant au bleuâtre ou au brunâtre avec de petites concentrations de calcite plus largement cristallisée formant des taches transparentes, type de roche signalé autrefois par Ch. Barrois à Moniello dans les Asturies.

Dans la partie supérieure, les calcaires fréquemment fossilifères

sont toujours disposés en bancs dont la couleur est d'un gris bleuâtre ou verdâtre assez clair, plus rarement jaunâtre ou rougeâtre.

Il n'est pas rare de voir la dolomisation atteindre certains bancs des Calcaires de Santa Lucia, surtout dans la partie inférieure. Près de Las Salas j'ai décrit un aspect spécial des Calcaires de Santa Lucia dans lesquels la dolomisation est très prononcée, les calcaires de cette même bande offrent plus au Sud une dolomisation moindre.

La patine des Calcaires de Santa Lucia est dans l'ensemble plutôt claire, surtout en ce qui concerne les premières et les dernières assises.

Au microscope, ces calcaires renferment toujours une proportion, d'ailleurs très faible, de produits phylliteux, des traces de matières charboneuses et de pyrite. Ch. Barrois a observé des Coccolithes dans les calcaires équivalents des Asturies et fait ressortir l'absence de Foraminifères; cette remarque paraît valable pour tous les calcaires dévoniens de la Cordillère.

L'érosion laisse toujours très en relief les Calcaires de Santa Lucia et c'est sans doute le caractère qui fait le mieux ressortir leur individualité. Les torrents coulent parfois dans des gorges étroites et profondes taillées dans ces Calcaires.

Grès et Schistes de Huergas

Cette formation est le plus souvent représentée dans le Nord du Léon par des grès brunâtres schistoïdes ou en petits bancs, de nature complexe. Les principaux éléments qu'y révèle le microscope sont des grains de quartz, assez mal calibrés, de menues paillettes de mica, des phyllites, de l'oxyde de fer, des matières charbonneuses et de la calcite par places. La plupart de ces grès primitivement calcari-

fères ont été profondément décalcifiés par altération atmosphérique. Ces grès schisteux passent souvent à des schistes gréseux par diminution de la proportion de grains de quartz. Les schistes noirs à nodules, disposés en vastes lentilles, qui accompagnent fréquemment les grès et schistes précédents ne leur sont liés par aucun caractère intermédiaire. Ces schistes noirs sont très tendres, presque pulvérulents, riches en matières charbonneuses et en phyllites, très pauvres en mica et en quartz. Les eaux qui les drainent sont très limoniteuses, sans doute par altération de pyrite. Les nodules de nature silico-argileuse sont très durs.

Des schistes avec oolithes ferrugineuses, des grès rouges ferrugineux et des grès mouchetés se rencontrent également dans cette formation, comme par exemple au voisinage de Ciñera.

Dans les Asturies, les Grès de Candas et du Naranco, sensiblement équivalents aux Grès et Schistes de Huergas, comportent surtout des grès rouges ferrugineux dont l'aspect rappelle ceux de San Pedro et de Furada.

Calcaires de la Portilla.

La couleur propre et surtout la patine de ces Calcaires est souvent assez claire, habituellement plus que celle des Calcaires de Santa Lucia, mais il y a des exceptions locales. Au microscope, ils offrent les mêmes caractères que ces derniers, mais sont en général plus purs. Ce sont aussi des calcaires riches en Polypiers mais les Stromatopores font défaut ou sont extrêmement rares. On rencontre souvent une partie massive près de la base, elle est assez différente de la partie massive à Stromatopores des Calcaires de Santa Lucia, elles est d'abord moins importante, le calcaire est moins compact, les Polypiers repr'

représentés surtout par Cyathophyllum coespitosum sont souvent silicifiés. Par ailleurs, les Calcaires de la Portilla ne comportent jamais de couches dolomisées de quelque importance.

Il ressort de la comparaison des nombreuses coupes analysées que les Calcaires de la Portilla ont une limite supérieure assez imprécise. Après une phase de sédimentation calcaire, la sédimentation calcaréo-gréseuse ou gréseuse s'installe plus ou moins tard selon les localités et peut être précédée de brefs épisodes précurseurs.

Les Calcaires de la Portilla, habituellement encadrés par des formations plus altérables, sont presque toujours mis très en relief par l'érosion.

Grès de Nocedo et Calcaires de Valdoré.

Malgré la grande variété de roches qui les composent, les Grès de Nocedo présentent quelques caractères qui permettent de les reconnaître assez facilement de la plupart de grès primaires. Sauf leurs premières assises dont la teinte est variable, souvent jaunâtre, la majeure partie des Grès de Nocedo apparaît à distance d'un gris terne lavé de rose vermillon, c'est tout au moins la couleur qui domine. Ces grès sont presque tous très poreux par décalcification, un peu friables et disposés en bancs peu épais. Les Grès de la Herreria roses aussi leur ressemblent de loin, mais leur couleur est moins terne; en main, les spécimens de ces derniers ne peuvent être confondus, leur structure est compacte et leurs éléments généralement agglomérés par un ciment blanchâtre. La ressemblance avec les Grès de l'Erimitage est bien plus grande, je reviendrai dans un instant sur cette question.

Au microscope, on constate que les grains de quartz des différentes variétés des Grès de Nocedo sont de même nature que ceux de la plupart des autres grès primaires. Ils présentent souvent des zones d'accroissement. Il est plutôt rare de trouver des exemplaires de ces grès n'ayant pas perdu leur calcite, elle laisse habituellement des vides de forme irrégulière. Certains spécimens peu courants sont de véritables quartzites.

La série analysée au Sud de Huergas et à l'Est de Nocedo dans la vallée du rio Bernesga montre la grande variabilité que peuvent revêtir ces Grès dans le sens vertical.

Dans le sens horizontal on peut voir ces grès calcarifères passer à des calcaires ou tout au moins à des formations très calcarifères. Près de Valdoré, j'ai appelé Calcaires de Valdoré une série, surtout calcaire, mais comportant quelques intercalations de grès calcarifères, elle se termine par un calcaire pur oolithique. Cette formation est un équivalent latéral des assises inférieures et moyennes des Grès de Nocedo jusqu'à un niveau qu'on ne peut préciser exactement. Au Nord de Cistierna, le Frasnien est assez calcarifère aussi, mais notablement moins qu'au voisinage de Valdoré. Je rappelle ici ce que j'ai dit au paragraphe précédent à propos de la limite des Calcaires de la Portilla et des Grès de Nocedo ou des Calcaires de Valdoré.

En somme, le Frasnien dans le Nord du Léon présente un faciès mixte calcaréo-gréseux, près de Nocedo dans la vallée du Bernesga il est relativement très gréseux, près de Valdoré il est surtout calcaire, ailleurs il oscille entre ces extrêmes. Le faciès gréseux reste toujours calcarifère et comporte même généralement quelques bancs plus calcaires que gréseux (au niveau à Cariniferella dumontiana en parti-

lier) et inversement le faciès calcaire comporte des assises de grès calcarifères. Quelquefois dans un même affleurement on peut voir en quelques kilomètres un niveau gréseux devenir très calcarifère, c'est ce que l'on observe à l'Est de Las Penotas où les assises qui font suite aux Calcaires de la Portilla sont beaucoup plus calcarifères qu'au Sud de Las Bodas. Il faut cependant dans ces appréciations tenir compte de la décalcification par les agents atmosphériques qui est toujours inégale et peut fausser le jugement.

Les Grès de Nocedo forment des croupes à pente modérée, quelques bancs quartziteux ou au contraire très calcarifères tendent à rester en relief.

Schistes du Fueyo.

Ces schistes noirs à nodules ressemblent à s'y méprendre aux Schistes de Huergas, même caractère des schistes, même nature des nodules. Les conditions de gisement diffèrent néanmoins un peu: à la base ces schistes sont coupés par de nombreux petits bancs de grès schistoïdes formant passage avec les grès sous-jacents, au milieu même de la série on peut rencontrer des bancs gréseux ou des Septaria. On peut aussi rencontrer quelques lits ferrifères. Les Schistes du Fueyo sont parfois oxydés localement et prennent une teinte blanchâtre ou jaunâtre.

Le seul affleurement connu n'a que quelques kilomètres de long.

Grès de l'Ermitage.

Cette formation transgressive dont l'épaisseur varie beaucoup comporte une gamme étendue de grès:

1º. Des grès calcarifères, décalcifiés en surface. Ils sont très cou-

rants surtout lorsque la série est épaisse. Leur aspect, et en particulier leur couleur, peut les faire confondre avec ceux de Nocedo. Dans l'ensemble, leur teneur en calcaire est moindre que chez ces derniers et leur texture souvent plus grossière.

2º. Des grès quartziteux passant à des quartzites. Les quartzites offrent une cassure blanche avec parfois de rares flammèches d'hématite, mais vus à distance ils paraissent souvent légèrement roses, lavés de vermillon; leur patine peut aussi être localement jaunâtre.

3º. Des grès rouges ferrugineux ressemblant à ceux de San Pedro peuvent aussi se rencontrer, surtout près du sommet, mais ils présentent toujours un falible développement.

Si les caractères lithologiques paraissent parfois insuffisants pour distinguer les Grès de l'Ermitage de ceux de Nocedo, leurs fossiles et leur position permettent presque toujours de les caractériser.

A l'état de quartzites les Grès de l'Ermitage qui sont alors habituellement sans fossiles, peuvent être confondus avec les Quartzites de Barrios. La patine rose des premiers est inconstante et n'est en tous cas pas un caractère suffisant. On peut encore examiner la disposition des bancs. Dans les Grès de l'Ermitage, les bancs sont souvent peu épais ou irréguliers, mais les joints de stratification peuvent devenir presque indistincts donnant l'apparence d'une formation massive. Sauf dans les assises inférieures, les bancs des Quartzites de Barrios sont épais et séparés par des joints très nets. Ces caractères manquent aussi de constance et l'on ne peut donner de règle générale pour établir la distinction. Il semble que dans le N.E. des Asturies on ne soit pas toujours arrivé à établir la distinction entre deux formations gréseuses équivalentes à celles-ci.

Le microscope ne permet pas non plus de caractériser de façon sûre les roches composant les Grès de l'Ermitage.

Les Grès de l'Ermitage, sauf les assises quartziteuses, sont altérables au même degré, à peu de chose près, que les Grès de Nocedo. Il donnent lieu à des reliefs parfois assez élevés mais arrondis dans l'ensemble.

Aperçu sur les milieux générateurs.

Comme les formations cambriennes et siluriennes, les formations dévoniennes sont entièrement marines, la nature des fossiles que l'on rencontre à peu près à tous les niveaux ne laisse aucun doute à cet égard.

Seules en effet les dolomies qui constituent les premières assises du Complexe de La Vid ne sont pas fossilifères. Cette indication manque, mais on sait par ailleurs que les dolomies sont d'origine marine ou lagunaire. Leur développement très constant, la régularité de leur stratification, et le fait qu'en un point (à Villasimpliz) on aperçoit quand même quelques fossiles marins à leur base, tandis que dans la masse ils semblent en présenter des traces, sont autant d'arguments en faveur d'une origine franchement marine, toutefois, la diagenèse qui a engendré ces dolomies, car le sédiment devait être primitivement calcaire, a sans doute exigé, entre autres conditions, une composition un peu spéciale de l'eau de mer (1).

Les calcaires dévoniens comportent deux types principaux, les calcaires à Brachiopodes que l'on rencontre dans les formations de La

(1) C'est tout le problème des dolomies qui se pose; il ne saurait d'ailleurs être traité ici.

Vid, de Santa Lucia, de la Portilla et de Valdoré, et les calcaires à Polypiers massifs qui offrent un développement important dans les Calcaires de Santa Lucia et de la Portilla.

Les calcaires à Brachiopodes sont disposés en bancs d'épaisseur variable, mais généralement faible. Les Brachiopodes y sont nombreux, il est cependant tout à fait exceptionnel qu'ils constituent comme au Nord de Colle la majeure partie de la roche. Une bonne part de leurs coquilles est intacte et a pu être à peu près conservée dans sa position de vie, d'autres coquilles, en grand nombre, ont été plus ou moins roulées et sont partiellement couvertes de Bryozoaires, quelques-unes d'entre elles sont brisées ou ont eu leurs valves simplement séparées. Ces Brachiopodes sont accompagnés de Polypiers ramifiés dont la proportion n'est jamais négligeable, de rares Bryozoaires, de quelques articles d'Encrines et quelquefois de Gastéropodes du genre Platyceras. La pâte compacte qui forme la majeure partie de la roche est, comme nous l'avons vu, un calcaire phylliteux fin ne renfermant que des éléments terrigènes d'une extrême ténuité et peu abondants. La calcite qui en est le principal constituant ne provient que pour une très faible proportion de la fragmentation des coquilles, elle semble bien résulter presque entièrement d'une précipitation biochimique.

Ces caractères montrent de façon manifeste que les calcaires en question, qui n'ont pas d'équivalent dans la nature actuelle, se sont déposés à faible profondeur, au dessus du niveau limite d'action des vagues et des courants et à une distance des côtes assez grande pour que l'apport terrigène soit très faible.

Les Calcschistes de La Vid sont coupés par de nombreux bancs de

calcaires à Brachiopodes, en quelques localités ces bancs acquièrent même la prépondérance. Ceci montre peut-être que les conditions de milieu qui ont présidé aux deux modes de dépôt n'étaient pas tellement différentes. Toujours est-il que comparés aux calcaires à Brachiopodes, les calcschistes s'en distinguent non seulement par leur teneur bien plus faible en calcite, leur richesse plus grande par compensation en éléments phylliteux et en particulier du quartz, le fait qu'ils sont toujours un peu pyriteux et renferment en certaines localités des proportions appréciables de matières charbonneuses, mais encore par leur faune qui est nettement différente: les Brachiopodes sont rares tandis que les Lamellibranches, Buchiola surtout, deviennent fréquents; on y rencontre aussi des Ostracodes, des Tentaculites, des Orthocères et de rares Polypiers. On voit par là que les calcschistes ont un cachet pélagique assez accentué et qu'ils ont été, comme les calcaires à Brachiopodes, presque entièrement soustraits à l'influence des côtes; ils ont aussi dû se former à une profondeur en moyenne légèrement plus grande que pour ces derniers.

La texture et la composition des calcaires à Polypiers se rapproche de celle de la plupart des calcaires à Brachiopodes, mais la proportion d'éléments phylliteux y est moindre. Dans les calcaires à Polypiers que j'ai observé en Léon, la proportion moyenne de ces organismes, représentés surtout par les formes massives, n'atteint pas la moitié de la roche, et elle est souvent bien moindre. Par contre, à certains niveaux des Calcaires de Santa Lucia, localement, la roche peut être à peu près entièrement formée de Stromatopores.

Les assises à Polypiers sont souvent encadrées d'assises riches en Brachiopodes et Crinoïdes, tandis qu'elles sont elles-mêmes presque dépourvues d'organismes autres que les Polypiers et les Stromatopores, les rares Brachiopodes que j'y ai remarqué appartiennent aux genres Pentamerus, Atrypa et Spirifer. Au voisinage de la côte asturienne, où j'ai pu les observer également, les assises à Polypiers paraissent dans l'ensemble un peu plus épaisses que dans le Nord du Léon, la fréquence des ces organismes semble aussi légèrement accrue tandis que la nature de la roche n'a pas changé.

Les calcaires en question sont quelquefois massifs mais plutôt disposés en bancs très épais, d'où résulte un aspect semi-massif très fréquent. Ces couches à Polypiers et à Stromatopores peuvent se suivre sur de grandes distances et leur épaisseur ne m'a pas paru varier davantage, en règle générale, que celle des autres couches. Il serait cependant prématuré, et même, selon toute vraisemblance, inexact d'affirmer, par exemple, que les couches à Polypiers des Calcaires de la Portilla appartiennent partout rigoureusement au même niveau stratigraphique, mais inversement il est certain que les formations à Polypiers du Dévonien du Léon ne sont pas disposées en lentilles (1) et surtout en lentilles comparables à celles, bien connues, du Frasnien des régions ardennaises.

Tous ces caractères montrent combien ces formations diffèrent des formations coralligènes actuelles, on ne voit en effet rien ici rappelant un atoll ou une barrière, on constate au contraire le développement quasi-uniforme et sans discontinuités du faciès à Polypiers sur

(1) Il faut restreindre le sens du mot lentille en géologie, car, géométriquement parlant, les couches ou les bancs envisagés dans leur ensemble ont toujours une forme assimilable à celle d'une lentille.

une étendue très vaste. Peut-on qualifier ces formations de récifales? C'est bien peu probable. Les groupements les plus volumineux de Polypiers que l'on aperçoit inclus dans la masse compacte de la roche ne dépassent généralement pas quelques décimètres d'épaisseur. Le fond pouvait présenter ainsi quelques irrégularités, mais de faible amplitude, et pour qu'il se soit présenté de nombreux points à fleur d'eau, il faudrait, même en tenant compte du balancement des marées, que l'épaisseur des eaux ait été absolument minime. Quant aux Stromatopores, ils semblent avoir réalisé en certaines régions un encroûtement à peu près continu du fond parallèlement à la surface de la mer. Toutefois, mes observations sur ce sujet ont été interrompues et demandent à être complétées.

Les conditions de profondeur, d'agitation, de température et de salure des eaux ont cependant pu être analogues à celles qui favorisent dans la nature actuelle le développement des récifs coralliens car elles semblent indispensables à l'activité de tout organisme marin, Coelenthéré, Volusque, Brachiopode, Protiste ou Bactérie, secrétant du carbonate de chaux en assez grande abondance pour en former un sédiment.

Il est encore utile de noter que les calcaires à Polypiers du Léon, aussi bien que les calcaires à Brachiopodes, ne sont généralement pas blancs comme par exemple ceux de Koniprusy et certains calcaires hercyniens, ils sont plutôt de couleur foncée, renfermant toujours un peu de matières charbonneuses et de pyrite. Ces éléments, d'habitude peu abondants, révèlent un milieu rendu réducteur par apports organiques. Ces faits ne paraissent pas en faveur d'une profondeur très faible des eaux, comme celle que réclament les récifs formant de petites agglomérations.

Les formations de Huergas tranchent de façon nette avec celles qui les encadrent, aussi bien par les caractères lithologiques des sédiments que par ceux de la faune. Les schistes gréseux brunâtres légèrement calcarifères sous lesquels ils se présentent le plus fréquemment sont des dépôts néritiques effectués en milieu réducteur, ils passent latéralement soit à des grès rouges ferrugineux, qui, eux, se sont formés en milieu oxydant, soit à des grès variés offrant un cachet plus néritique encore. Les schistes à nodules présentent par contre tous les caractères de dépôts pélagiques effectués en milieu réducteur, mais leur extension horizontale n'est pas très grande; il s'agit probablement de dépressions locales comparables à celles qui existent dans la plupart des mers épicontinentales actuelles.

Les Grès de Nocedo sont en majeure partie formés d'élérents de quartz résultant de la destruction de masses importantes de roches siliceuses telles que les Quartzites de Barrios et de Cabo Busto, les Grès de San Pedro et de Furada, du Naranco, les Grès de la Herrería. La contribution détritique calcaire dans les Grès de Nocedo semble faible, la calcite doit avoir surtout, même ici, une origine biochimique. Les Grès de l'Ermitage se sont formés dans les mêmes conditions que les Grès précédents auxquels ils ressemblent. Les puissantes actions érosives qui sont à l'origine de ces deux formations gréseuses ont pourtant des causes opposées: on a pu en effet constater le caractère transgressif des Grès de l'Ermitage, tandis que les Grès de Nocedo sont sûrement régressifs. Tous deux ont été formés à faible profondeur dans la zone d'action des vagues et des courants.

Les Schistes du Fueyo présentent d'étroites analogies de faciès avec les schistes à nodules que l'on rencontre à divers niveaux des formations de Huergas et leur origine doit être assez semblable.

D

SUCCESSION GÉNÉRALE DES COUCHES ET RÉPARTITION DES FOSSILES

Les coupes qui viennent d'être décrites mettent en évidence la succession suivante, de bas en haut:

1. Grès de San Pedro (80 à 170 mètres).

Voir p. .

2. Calcschistes et Calcaires de La Vid (180 à 500 mètres).

Calcaires dolomitiques suivis de calcschistes verdâtres avec bancs calcaires. L'assise dolomitique a de 40 à 60 mètres d'épaisseur. L'épaisseur des autres assises est variable et ce carcatère est encore augmenté par les actions tectoniques, lescalcschistes présentant une grande plasticité vis à vis de ces actions. C'est du moins l'explication la plus plausible de la plupart des suppfessions de couches. En quelques localités, les bancs calcaires acquièrent la prépondérance sur les lits de calcschistes. Sauf en ce qui concerne l'assise inférieure dolomitique, les autres assises, comme tout le Dévonien, sont fossilifères dans la plupart des localités.

3. Calcaires de Santa Lucia (100 à 250 mètres).

L'épaisseur la plus courante est comprise entre 120 et 200 mètres, ce n'est que dans la région de Las Salas qu'elle atteint et dépasse même 250 mètres. — Calcaires en bancs assez épais et calcaires massifs ou semi-massifs à Polypiers et Stromatopores. Quelques assises sont parfois dolomisées; près de Las Salas la dolomisation atteint un fort développement, une grande partie de la masse est constituée par une dolomie rose.

4. Grès et Schistes de Huergas (220 à 300 mètres).

Grès phylliteux schistoïdes brunâtres calcarifères, décalcifiés en surface et schistes gréseux, tel est l'aspect le plus courant de cette formation dans le Nord du Léon. Sous cet aspect, elle comporte souvent aussi des lentilles de schistes carburés fins à nodules. On y rencontre encore des grès variés et surtout des grès ferrugineux, cette formation est du reste assez ferrugineuse.

5. Calcaires de la Portilla (50 à 80 mètres).

Calcaires en bancs et calcaires massifs à Polypiers. La limite supérieure de cette formation ne peut être définie de façon très précise, au point de vue lithologique. Cette question sera éclaircie dans le paragraphe suivant.

6. Grès de Nocedo et Calcaires de Valdoré.

L'épaisseur des Grès de Nocedo peut dépasser 500 mètres. Celle des Calcaires de Valdoré qui en est un faciès latéral de la partie inférieure ne peut être évaluée avec précision parce que dans leurs principaux affleurements les Calcaires sont recouverts en contact anormal par du Cambrien et que le niveau de contact n'est déterminé qu'approximativement.

Les Grès de Nocedo sont en majeure partie constitués de grès calcarifères décalcifiés en surface, de couleur grise lavée de rose, plus rarement jaunâtre. Les Calcaires de Nocedo sont formés de calcaires de couleur assez claire disposés en bancs, avec, en général, une ou deux petites assises de grès calcarifères. Il existe surtout des intermédiaires entre ces deux types extrêmes.

On voit en somme que la division latérale des formations des niveaux envisagés en Grès de Nocedo et Calcaires de Valdoré est un

imprécise et artificielle; ainsi que je viens de le ie re remarquer également, la limite supérieure des Calcaires de la Portilla est mal délimitée lithologiquement. La nomenclature adoptée, Calcaires de la Portilla suivis par les Grès de Nocedo ou les Calcaires de Valdoré, est assez comode, surtout au point de vue cartographique, mais elle ne doit pas masquer le fait réel qui ressort immédiatement de la comparaison des coupes: après le dépôt des Calcaires de la Portilla, la sédimentation calcaire s'est poursuivie plus ou moins longtemps suivant les régions, et la sédimentation gréseuse ou calcaréo-gréseuse a elle-même subi des vicissitudes. Du reste aux environs de Valdoré, les Calcaires de ce nom ne représentent que la partie inférieure des Grès de Nocedo (sans doute jusqu'à un niveau voisin de celui à Cariniferella dumontiana). Tous ces faits sont à mettre en rapport avec la régression qui a dû s'esquisser après le dépôt des Calcaires de la Portilla.

La nécessité de faire appel à la paléontologie pour assigner une limite inférieure au Complexe de Nocedo et de Valdoré afin qu'il ait un sens stratigraphique, s'impose de toute évidence. J'admettrai donc que cette limite inférieure se trouve à la base de la zone à Spirifer boubhardi. Cela entraîne parfois quelques difficultés d'ordre pratique car la base de cette zone n'est pas toujours très nette et que ce Spirifer peut ne pas se rencontrer lorsque le faciès est très arénacé.

7. Schistes du Fueyo.

Schistes carburés à nodules avec quelques lits schisto-gréseux. Ils ne sont conservés que dans la région de Nocedo, de l'Ermitage et

du Pueyo où les Grès de l'Ermitage transgressifs les surmontent. La plus forte épaisseur visible est d'environ 100 mètres.

8. Grès de l'Ermitage (0 à plus de 1.000 mètres).

Grès calcarifères semblables à ceux de Nocedo, mais dans l'ensemble plus pauvres en calcaires, grès quartziteux et quartzites blanchâtres, jaunâtres ou, le plus souvent, roses. Quelquefois grès ferrugineux.

Cette formation est transgressive; la discordance angulaire ne peut être appréciée à vue, mais elle est rendue très manifeste par les levers cartographiques. Ces grès reposent transgressivement sur divers niveaux du Dévonien, du Silurien, du Cambrien, et même sans doute sur le Précambrien.

Les points où les Grès semblent disparaître sont fort rares. Peut-être sont-ils supprimés par laminage ou peut-être cela résulte-t-il de la dite transgression viséenne. Par contre, sur de grandes distances ces Grès gardent une épaisseur comprise entre 2 et 15 mètres. Cependant, examinée dans son ensemble, cette épaisseur est très variable et dépasse même 1.000 mètres dans la région de Valdecastillo.

Répartition des fossiles.

Les tableaux suivants, où la plus grande précision possible a été apportée, donnent, d'après les coupes précédentes, la répartition des fossiles dans les différentes formations reconnues. Chaque formation a été, dans ce but, divisée en trois, une partie inférieure α, une partie moyenne β, une partie supérieure γ, sans ignorer que la précision ainsi apportée est quelque peu illusoire, l'épaisseur relative des différents niveaux stratigraphiques pouvant varier très sensiblement suivant les localités.

La richesse en fossiles d'espèces variées des couches dévoniennes de la Cordillère Cantabrique est considérable, malgré leur faible épaisseur, et surpasse sans doute celle des Ardennes et des régions rhénanes. A part de rares exceptions, je n'ai pu, dans ces tableaux, tenir compte que de mes propres récoltes, ignorant la position exacte des fossiles cités par les autres auteurs, d'ailleurs peu nombreux. J'ai quand même pu ajouter à ces tableaux quelques espèces fossiles reconnues par Verneuil et Archiac, et que je n'ai pas trouvées moi-même, lorsque divers recoupements m'ont permis d'apprécier leur position; celles-ci sont d'ailleurs marquées de façon à être distinguées de celles que j'ai établies moi-même directement.

Il est certain que de nouvelles recherches pourraient augmenter sensiblement le nombre déjà grand des espèces dévoniennes reconnues dans la Cordillère, et elles apporteraient sans doute aussi quelques modifications aux tableaux des répartitions ci-dessous, révélant l'apparition plus précoce de certaines espèces et montrant la plus grande longévité d'autres. Cette dernière remarque sur les répartitions est importante en ce qui concerne les comparaisons. Il est, en effet, évident qu'à cet égard il peut y avoir une différence par exemple entre l'Ardenne franco-belge analysée depuis près d'un siècle par des centaines de chercheurs, et le Léon pour lequel je ne puis guère tenir en compte que de mes seules observations effectuées en quelques années.

Tableau I

Fossiles du niveau situé au sommet des Grès de San Pedro

Lingula cornea Sowerby [D]

Orbiculoidea tainei B. P. D. [D]

Proschizophoria torifera Fuchs

Dalmanella verneuili Koninck

Dalmanella cf. canaliculata Linstrum

Stropheodonta triculta Fichs [D]

Stropheodonta sp. aff. ornatella Salter

Schuchertella euzona Fuchs [D]

Wilsonia tarda Barrande

Camarotoechia cf. rarifurcata Fuchs

Spirifer mercuri Gosselet [D]

Protathyris praecursor Kozlowski

Mutationella podolica Kozlowski

Dipterophora triculta Fuchs

Limoptera sp. aff. squamosa Maillieux

Pterinea sp.

Pleurotomaria sp.

Tentaculites irregularis Konink

Orthoceras

Homanolotus roemeri Konink var. cantabricus nov. var.

Acaste spinosa Salter

Certains de ces fossiles, ceux suivis d'un [D], se trouvent aussi dans les dolomies de base du Complexe de Santa Lucia (à Villasimpliz), à quelques mètres au dessus du niveau fossilifère proprement dit.

Cette faune ne comporte, semble-t-il, que des espèces spéciales à ce niveau, en ce sens que l'on ne les a pas rencontrés dans les cou-

ches antérieures et qu'elles ne se retrouvent pas non plus dans les formations susjacentes.

Notations des tableaux suivants :

Présence : ———————

Fréquence maxima : [redacted]

Présence latente : - - - - -

Reconnu à ce niveau par un seul spécimen : +

Présence probable à ce niveau d'après des observations personnelles :

Présence probable à ce niveau d'après d'autres documents : (?)

TABLEAU II

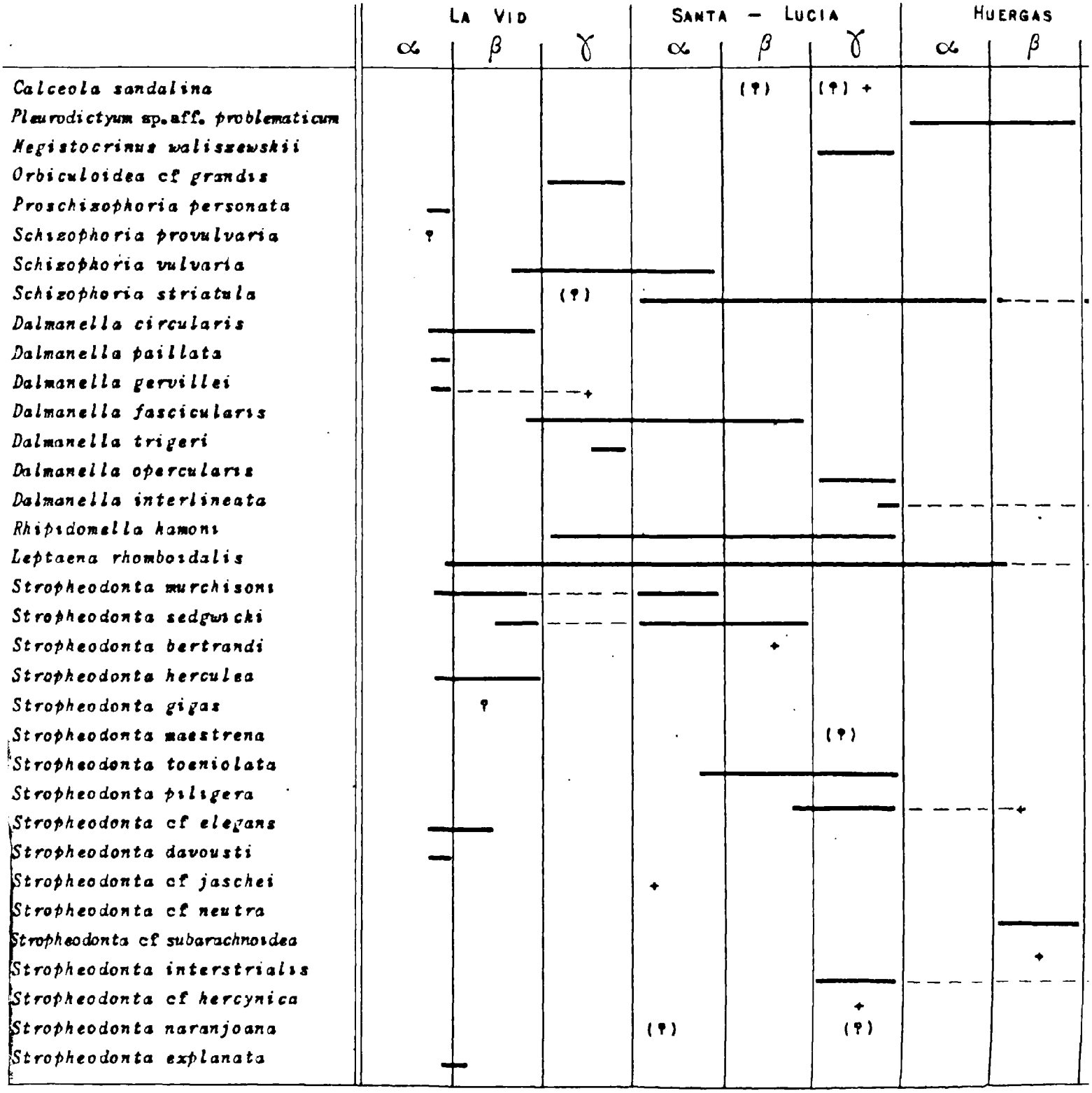

LA VID
SANTA – LUCIA
HUERGAS
α
β
γ
α
β
γ
α
β
Calceola sandalina
Pleurodictyum sp. aff. problematicum
Megistocrinus walisszewskii
Orbiculoidea cf grandis
Proschizophoria personata
Schizophoria provulvaria
Schizophoria vulvaria
Schizophoria striatula
Dalmanella circularis
Dalmanella paillata
Dalmanella gervillei
Dalmanella fascicularis
Dalmanella trigeri
Dalmanella opercularis
Dalmanella interlineata
Rhipidomella hamoni
Leptaena rhomboidalis
Stropheodonta murchisoni
Stropheodonta sedgwicki
Stropheodonta bertrandi
Stropheodonta herculea
Stropheodonta gigas
Stropheodonta maestrena
Stropheodonta toeniolata
Stropheodonta piligera
Stropheodonta cf elegans
Stropheodonta davousti
Stropheodonta cf jaschei
Stropheodonta cf neutra
Stropheodonta cf subarachnoidea
Stropheodonta interstrialis
Stropheodonta cf hercynica
Stropheodonta naranjoana
Stropheodonta explanata

TABLEAU II (Suite)

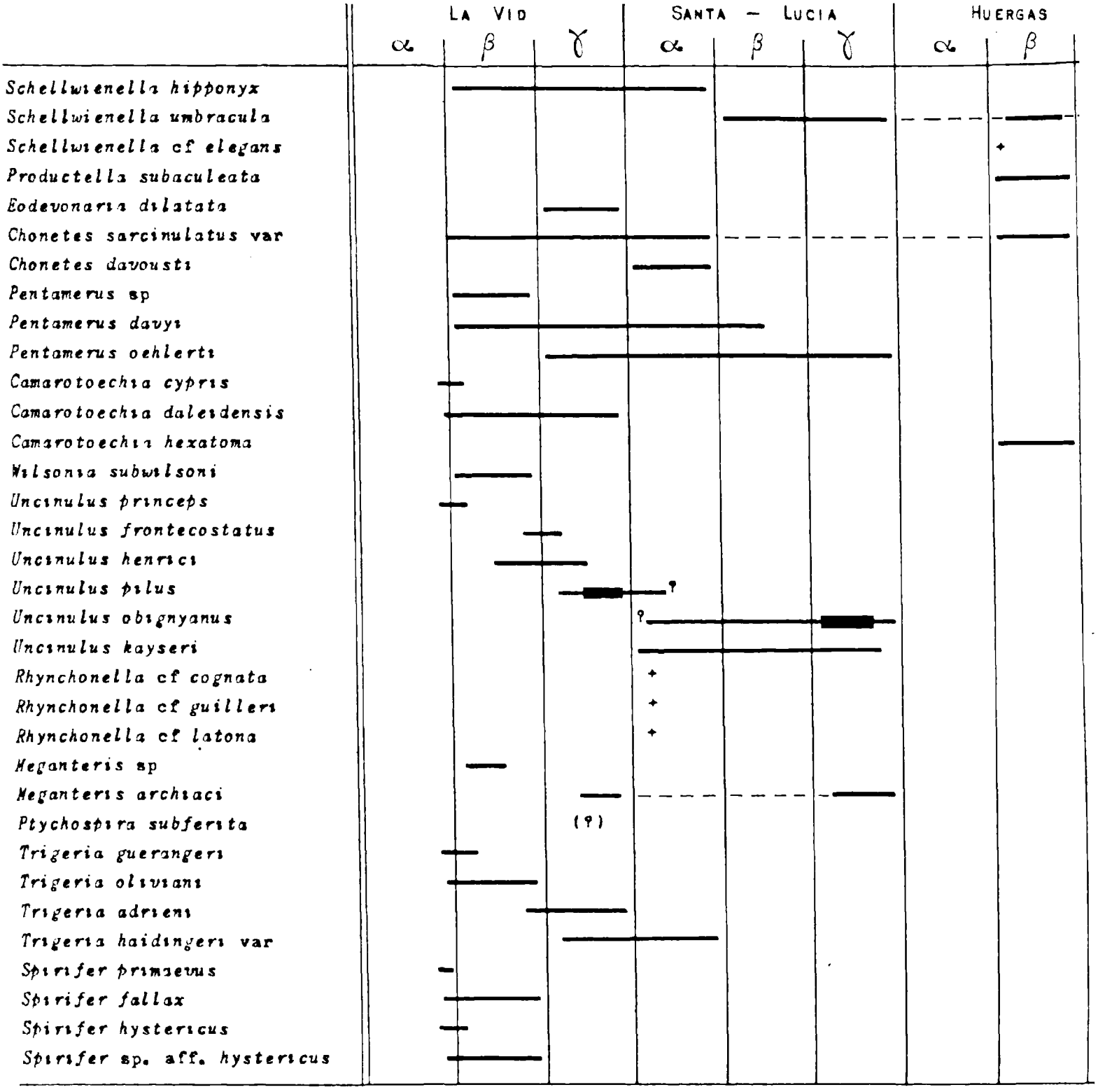


TABLEAU II (Suite)

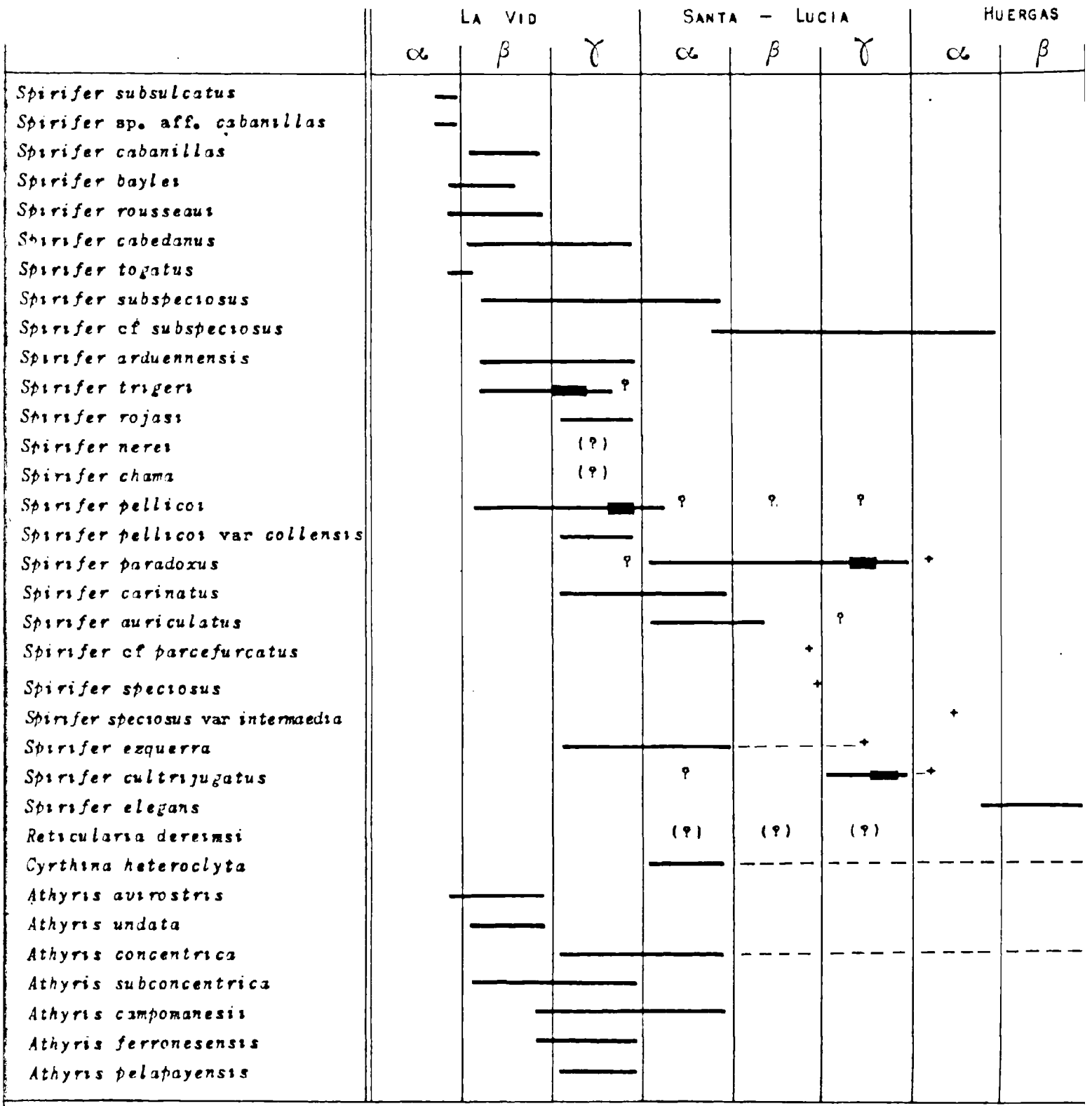


TABLEAU II (Suite)

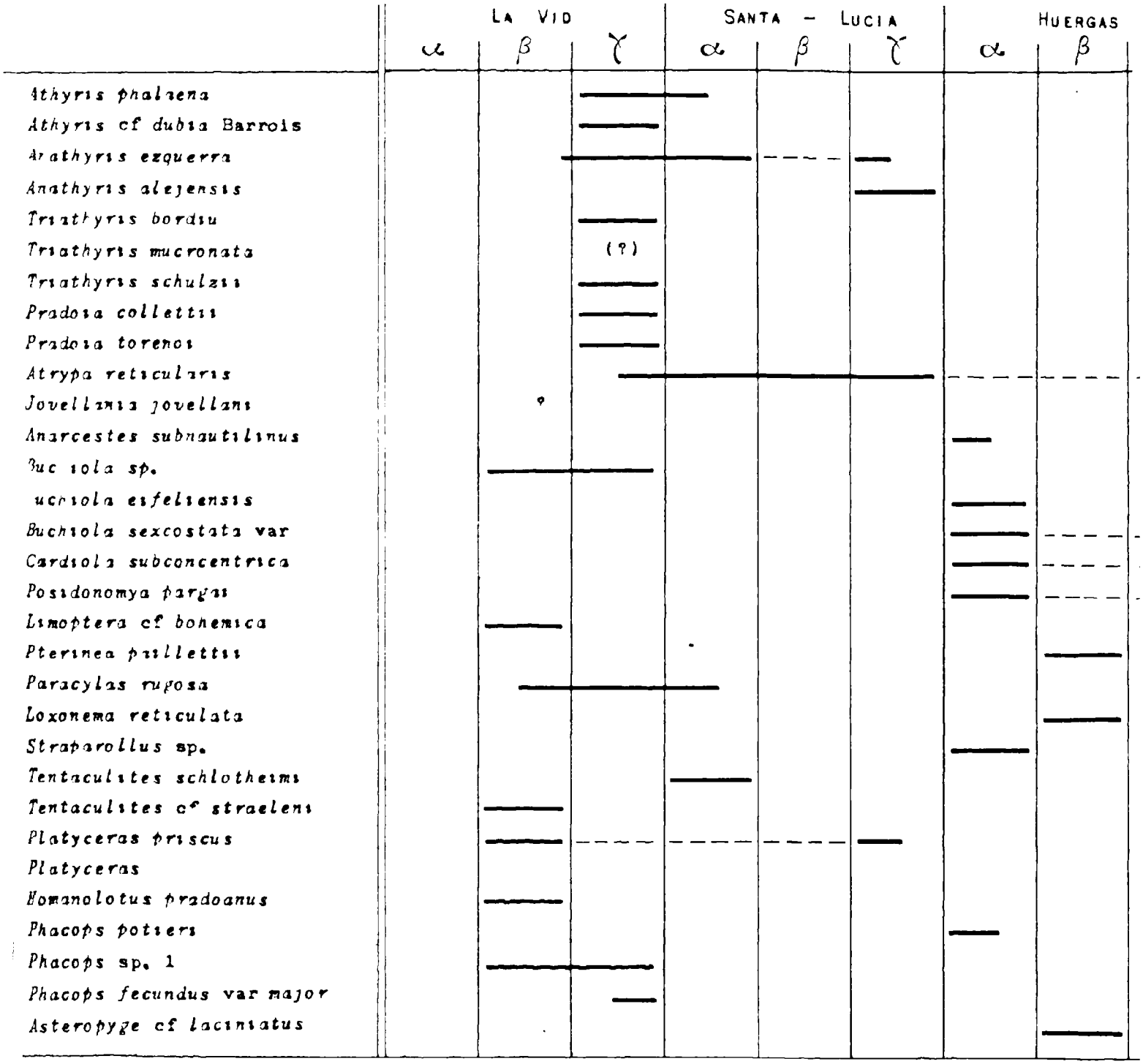
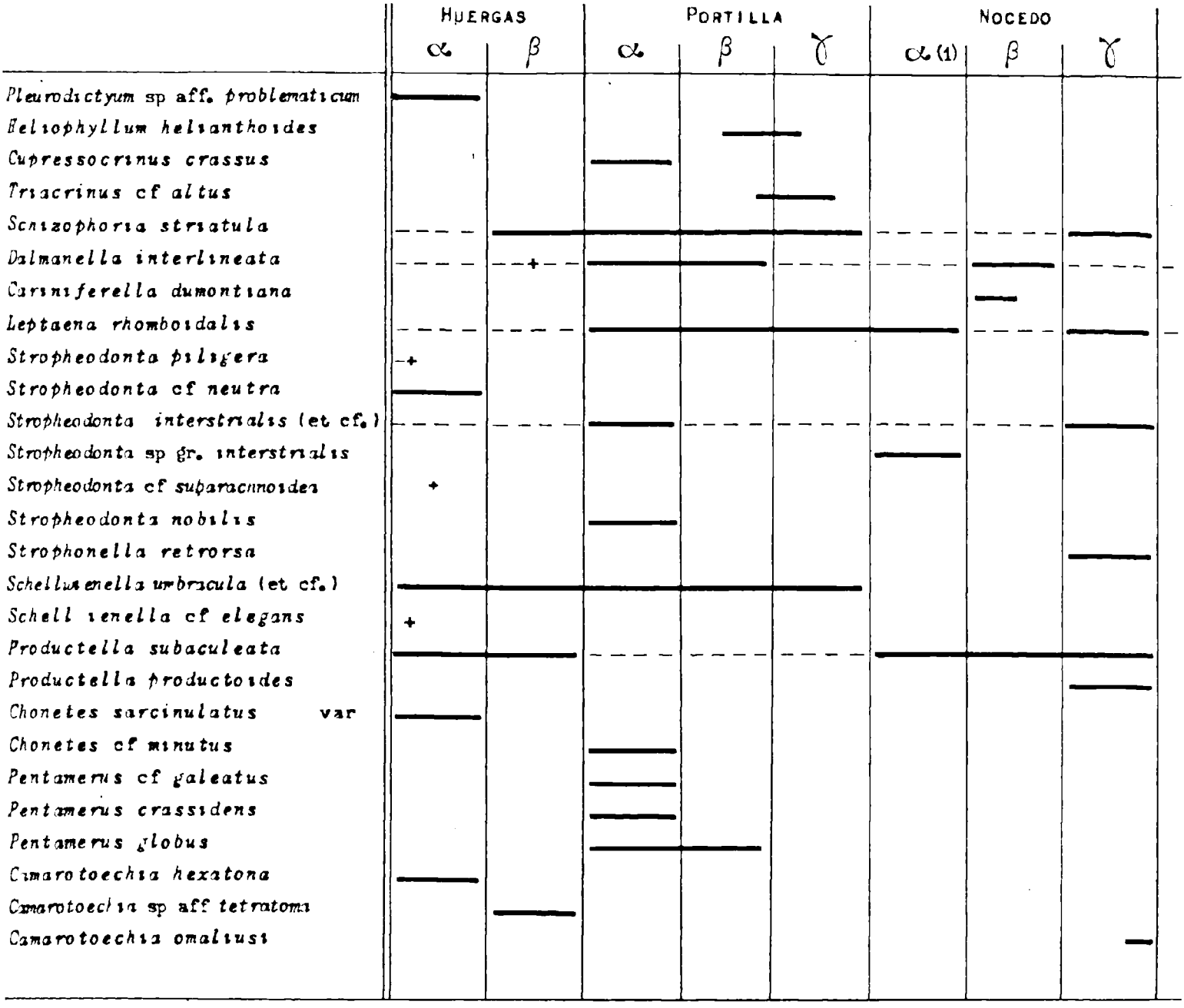


TABLEAU III



(1) Les Calcaires de Valdoré, sauf leur sommet, sont équivalents à la partie inférieure (α) des Grès de Nocedo ; il en a été tenu compte dans ce tableau.

TABLEAU III (Suite)

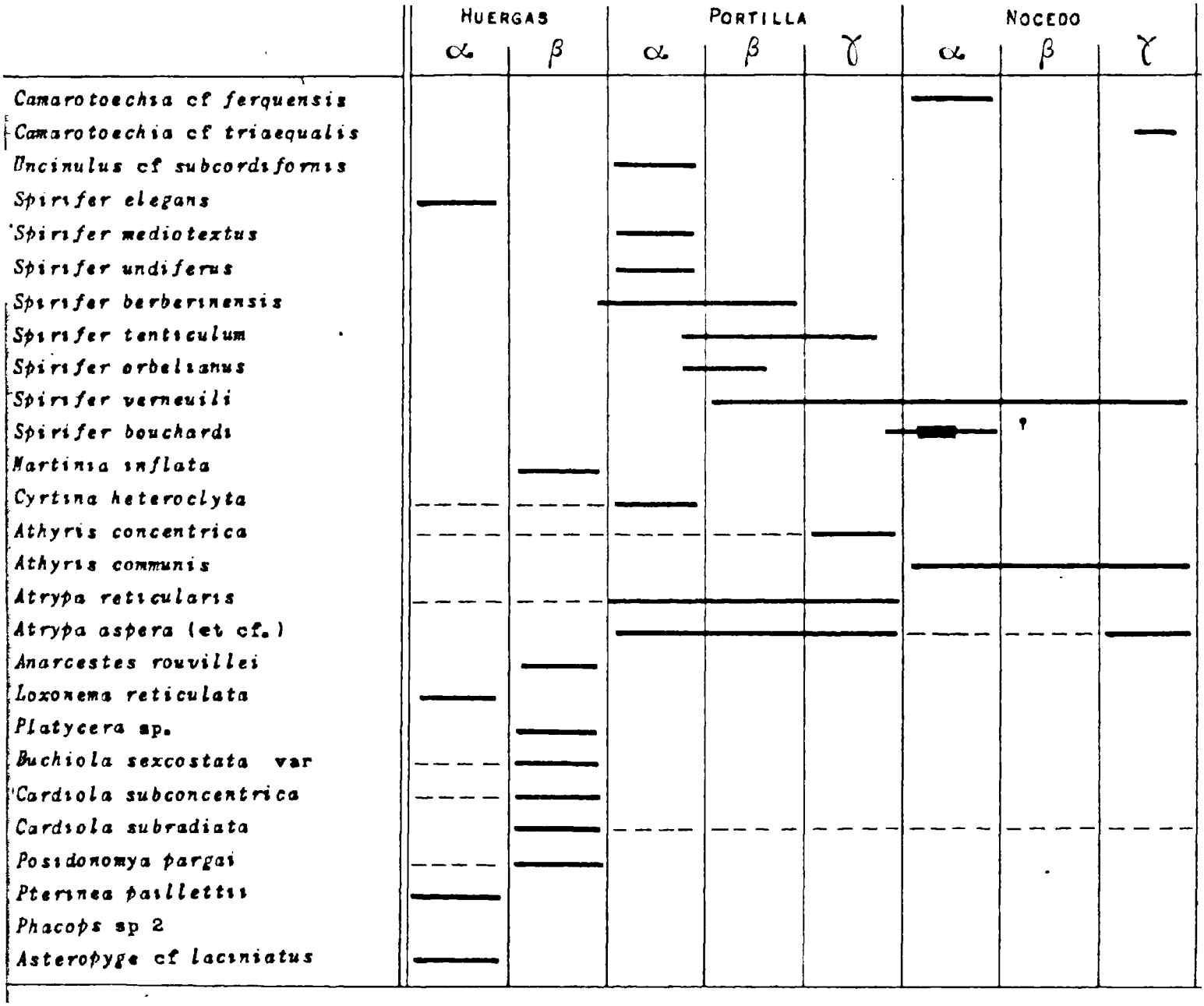
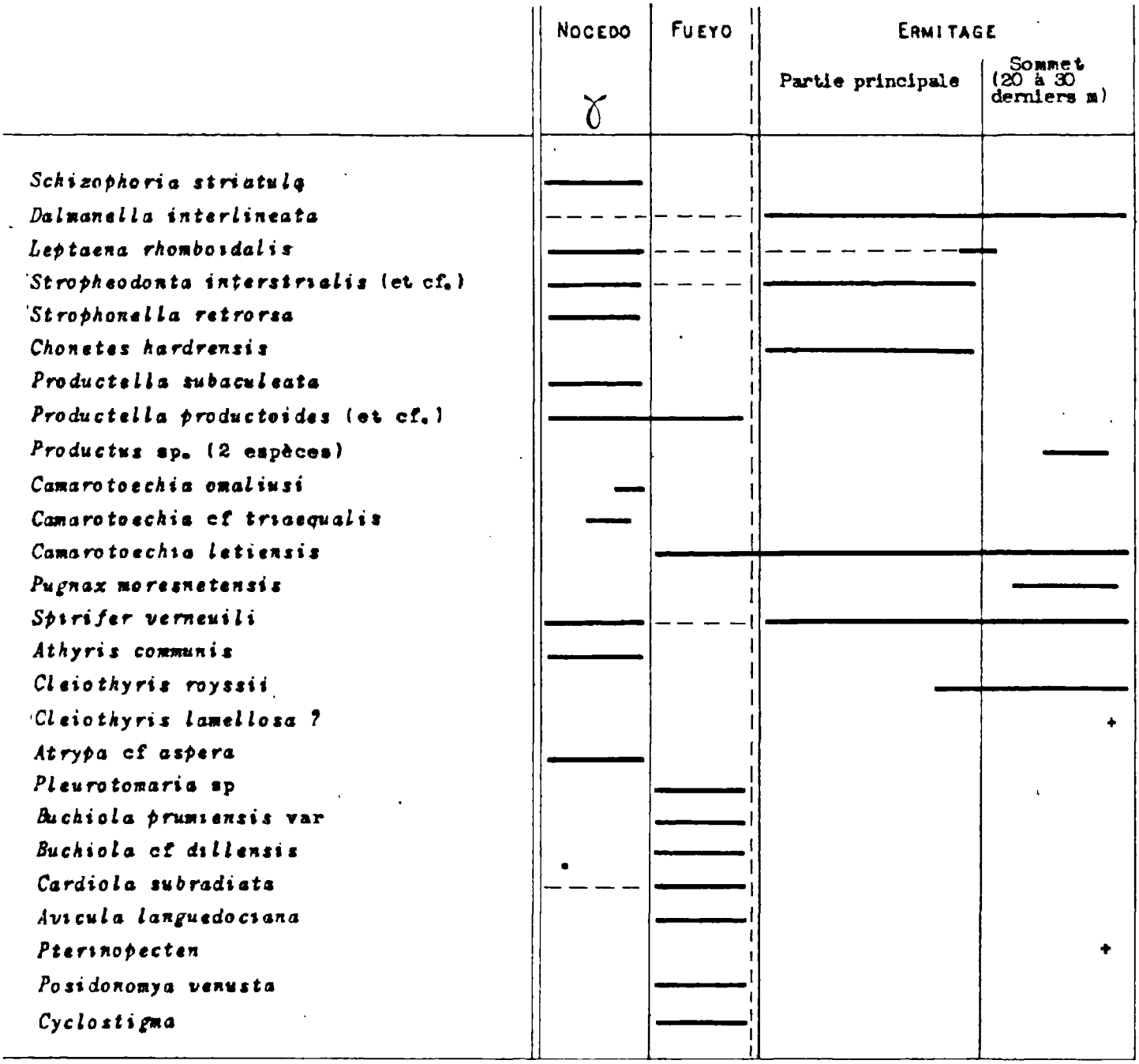


TABLEAU IV


NOCEDO
γ
FUEYO
ERMITAGE
Partie principale
Sommet (20 à 30 derniers m)
Schizophoria striatula
Dalmanella interlineata
Leptaena rhomboidalis
Strophеodonta interstrialis (et cf.)
Strophonella retrorsa
Chonetes hardrensis
Productella subaculeata
Productella productoides (et cf.)
Productus sp. (2 espèces)
Camarotoechia omaliusi
Camarotoechia cf triaequalis
Camarotoechia letiensis
Pugnax moresnetensis
Spirifer verneuili
Athyris communis
Cleiothyris royssii
Cleiothyris lamellosa ?
Atrypa cf aspera
Pleurotomaria sp
Buchiola prumiensis var
Buchiola cf dillensis
Cardiola subradiata
Avicula languedociana
Pterinopecten
Posidonomya venusta
Cyclostigma

J'ai examiné de plus près encore la répartition de quelques Brachiopodes connus pour leur valeur stratigraphique, dans les Calcaires de Santa Lucia et en leur voisinage, spécialement dans les bandes qui passent au Sud de Huergas et au Nord de Santa Lucia.

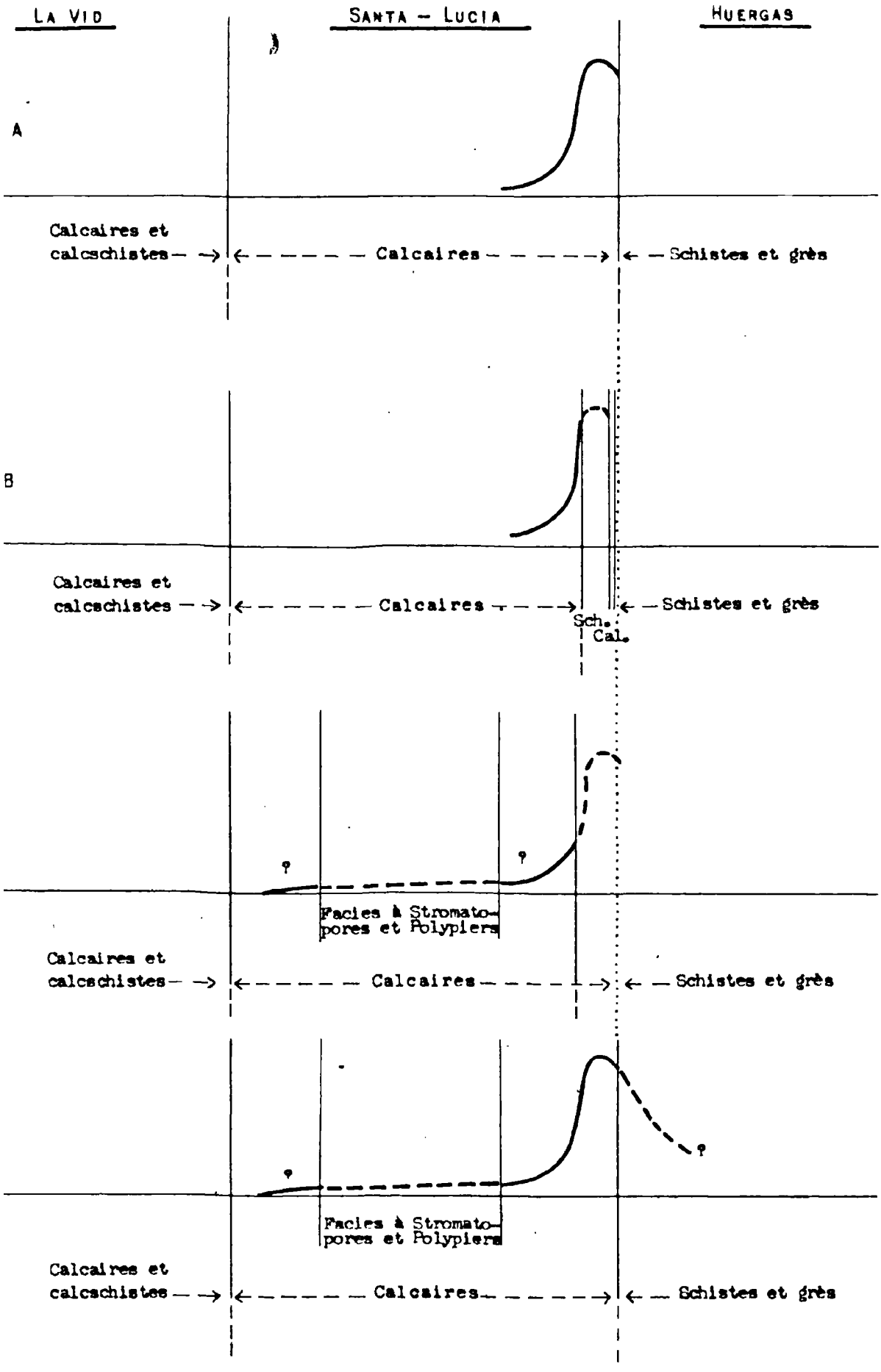
Spirifer cultrijugatus Roemer. — Les schémas ci-dessous dans lesquels l'épaisseur des couches est portée en abscisse (l'origine laissée arbitraire), la fréquence de l'espèce considérée en ordonnée, donnent une idée de cette répartition. Le lecteur ne devra pas perdre de vue qu'une représentation schématique est forcément très artificielle et offre une précision illusoire; dans le présent cas, il devra considérer les appréciations de fréquence comme essentielle ent qualitatives. Au reste, la fréquence, même en voyant les choses en gros, n'est jamais une fonction continue de l'épaisseur des couches; on sait par exemple que dans les gîtes fossilifères, même aux niveaux où les fossiles sont les plus abondants, il existe des lits stériles ou quasi-stériles. Ces réserves étant faites, on constate que les Spirifer en question sont abondants au sommet de la série calcaire, manquent totalement dans les schistes et grès, mais réapparaissent dans un banc calcaire à la base des Schistes et Grès de Huergas. Ces schémas mettent assez clairement en évidence le fait que c'est le faciès schisto-gréseux qui semble arrêter le développement de l'espèce; peu nous importe ici d'ailleurs si des conditions de fossilisation interviennent aussi. Il faut donc considérer que la zone à Spirifer cultrijugatus existe encore à l'état latent jusqu'à un certain niveau, impossible d'ailleurs à préciser, dans les Schistes et Grès de Huergas. Des faits comparables ont été constatés dans les régions rhénanes, on les traduit en disant que Spirifer cultrijugatus est très sensible au faciès. On a, à ce propos, constaté un phénomène curieux: stratigraphiquement

Spirifer cultrijugatus succède à Spirifer auriculatus, forme voisine avec laquelle il a parfois été confodnu, et il existe des niveaux où ces deux espèces sont mélangées; lorsqu'un faciès franchement schisteux apparaît à un niveau qui correspond normalement à la partie inférieure de la zone à Spirifer cultrijugatus, on peut voir des assises à Spirifer auriculatus, espèce moins sensible au faciès, succéder à celles à Spirifer cultrijugatus, ce dernier d'ailleurs accompagné de Spirifer auriculatus; une sorte d'inversion stratigraphique s'est produite.

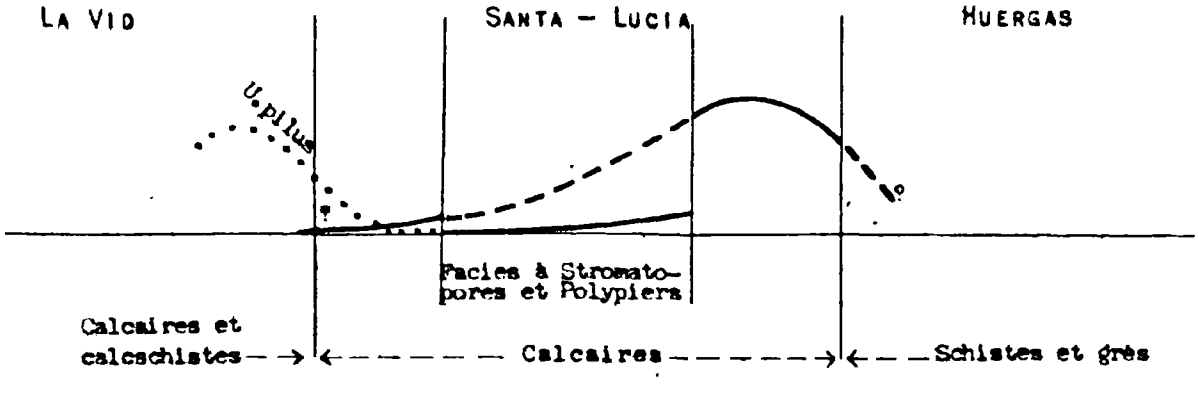
Uncinulus orbignyanus Orbigny. -- Le même mode de répartition peut s'appliquer à la répartition de cette Rhynchonelle. Elle manque aussi dans les faciès schisto-gréseux, et les différents faciès calcaires sont eux-mêmes loin d'être équivalents: l'espèce en question se raréfie considérablement dans le faciès à Polypiers et Stromatopores. Une autre difficulté se rencontre ici, c'est celle de la détermination précise de l'espèce, car dans les premières assises des Calcaires de Santa Lucia, on peut trouver tous les intermédiaires entre Uncinulus pilus et Uncinulus orbignyanus. Cette distinction entre espèces voisines qui se relayent se pose de façon plus aiguë encore à propos de Spirifer paradoxus - Spirifer pellicoi, elle se pose souvent aussi à propos de Spirifer auriculatus - Spirifer cultrijugatus. Il semble qu'elle puisse se poser aussi en ce qui concerne Athyris avirostris - Athyris undata, et peut-être encore Trigeria guerangeri - Trigeria adrieni.

Spirifer paradoxus - Spirifer pellicoi. -- On doit à E. Maillieux d'avoir précisé la distinction entre ces deux espèces. Selon lui, dans l'Ardenne, Spirifer paradoxus relaierait Spirifer pellicoi dès la base

de l'Emsien. Mes observations ne résolvent pas nettement la question en ce qui concerne les régions cantabriques. Le type de Spirifer pellicoi Verneuil et Archiac provient du district de Ferroñes dans les Asturies, à un niveau où cette espèce est fréquente, qui appartient à l'Emsien. La collection E. de Verneuil à l'Ecole des Mines de Paris possède aussi de nombreux spécimens de Spirifer pellicoi à gangue claire qui ont certaiene ent dû être ramassés po r la plupart au Sud de Colle, com e j'ai pu le faire moi-mê'e; ce gisement, comme nous le verrons, se place à l'Emsien moyen et supérieur. De façon plus générale, voici les faits que j'ai pu relever en Léon. Spirifer pellicoi apparaît vers la base de la partie moyenne des Calcschistes et Calcaires de La Vid, d'abord rare, sa fréquence augmente graduellement et il est abondant près du som et de cette formation où il est parfois accompagné de rares spécimens se rapprochant davantage de Spirifer paradoxus. Dans la partie inférieure des Calcaires de Santa Lucia, Spirifer pellicoi s'est beaucoup raréfié et il est en général accompagné de formes plus typiques que les précédentes de Spirifer paradoxus dont la proportion semble avoir notablement augmenté. La partie moyenne des Calcaires de Santa Lucia renferme peu de Brachiopodes et les observations concernant ces Spirifer sont à peu près inexistantes. Dans la partie supérieure il y a un niveau très net où Spirifer paradoxus est très abondant et, en général, de forte taille; ce niveau précède de quelques mètres celui où Spirifer cultrijugatus devient très fréquent, ceci se voit particulièrement bien dans les anciennes carrières ouvertes autour du hameau de El Millar. Même au niveau en en question, à côté de forme typiques de Spirifer paradoxus, on rencontre des spécimens, il est vrai fort rares, présentant des affinités plus pétroites semble-t-il avec Spirifer pellicoi qu'avec Spirifer paradoxus.



RÉPARTITION DE *Spirifer cultrijugatus* (courbes de fréquence)



RÉPARTITION D'*Uncinulus orbignyanus* (courbes de fréquence)

Continuité stratigraphique.

La continuité, grâce aux nombreuses assises fossilifères, est ici plus facile à constater que dans les formations cambriennes et siluriennes. En dehors de toute comparaison, on constate, même d'emblée, la continuité approximative depuis la première assise fossilifère des Calcaires et Calcschistes de La Vid jusqu'aux Grès de Nocedo et aux Schistes du Pueyo. Localement il manque parfois des éléments d'assise dans les Calcschistes de La Vid; dans la majorité des cas, il s'agit de toute évidence d'actions tectoniques, dans les quelques cas où les actions tectoniques ne sont pas absolument évidentes, elles en restent la cause la plus probable, au point de vue lithologique on ne relève, d'ailleurs, aucune discontinuité.

Les comparaisons avec les autres régions d'Europe nous confirmeront ces vues et nous montreront qu'il n'y a pas non plus de discontinuité sensible au voisinage de la base du Dévonien: en dehors de la discordance famenienne, la série dévonienne du Léon ne comporte pas de discontinuités stratigraphiques et fait suite, sans lacune, au Silurien.

La discordance des Grès de l'Ermitage sur les formations antérieures, très nette sur les levers cartographiques, donne lieu, vers l'Est de la région étudiée, à de vastes lacunes. On constate que la transgression, fait assez anormal à relever, s'est effectuée obliquement par rapport aux lignes tectoniques. Près de l'Ermitage de Huergas, la lacune à la base des Grès en question est minime et ne peut être évaluée avec précision, elle m'avait du reste échappé lors de mes premières explorations.

Les déplacements de faciès.

La légitimité des formations qui ont été définies dès le début, Grès de San Pedro, Calcschistes et Calcaires de La Vid, Calcaires de Santa Lucia, etc., se trouve, dans l'ensemble, vérifiée à posteriori par les donnés paléontologiques. On constate en effet que les limites de ses formations coïncident toujours sensiblement avec les mêmes niveaux paléontologiques. En d'autres termes, les migrations verticales de faciès sont très faibles. La marge d'oscillation de la limite Calcaires de Santa Lucia - Grès et Schistes de Huergas, par exemple, dont il est question dans les schémas précédents, n'atteint vraisemblabelement pas une vingtaine de mètres. Il convient cependant de ne pas négliger l'importante exception déjà signalée concernant la limite supérieure des Calcaires de la Portilla.

De même que les migrations verticales de faciès sont minimes, on remarque que les variations latérales de faciès ne sont pas importantes à part celles concernant les Calcaires de Valdoré qui correspondent, nous l'avons vu, à peu près à la partie inférieure des Grès de Nocedo.

Chapitre IV

Comparaisons et conclusions relatives à l'âge des formations dévoniennes

A. -- Termes de comparaison: les séries dévoniennes d'Europe.

B. -- Asturies (comparaisons et révisions).

C. -- Age des formations dévoniennes du Léon.

D. -- Les mouvements dévoniens.

A

TERMES DE COMPARAISON: LES SÉRIES DÉVONIENNES D'EUROPE

Cet aperçu sur les séries dévoniennes a un objet équivalent à celui concernant les séries cambriennes et siluriennes; l'ordre adopté est en principe le même, mais en envisageant d'abord les régions types, on est conduit à décrire la zone d'Europe Nord en allant d'Ouest vers l'Est.

Les faciès du Dévonien en Europe sont bien plus variés que ceux du Cambrien et du Silurien, il y a le faciès des Vieux-Grès-Rouges, les faciès côtiers détritiques, il y a les divers faciès à Brachiopodes, les faciès pélagiques schisteux ou calcaires à Goniatites, les faciès à Clymenies du Dévonien supérieur, etc.

Comme c'est surtout la succession des Brachiopodes qui nous intéresse, il nous suffira donc, à part quelques digressions, de limiter cet aperçu à l'analyse des faciès à Brachiopodes. Un exposé plus complet nous entraînerait d'ailleurs beaucoup trop loin.

Le Dévonien a été défini dans le Devonshire il y a plus d'un siècle par Sedgwick et Murchison. Dans cette contrée, il se présente assez souvent sous le faciès des Vieux-Grès-Rouges ou celui de formations côtières détritiques, les formations marines fossilifères, sans être rares, ne sont pas fréquentes. En somme, ce Dévonien est peu propice à une analyse stratigraphique détaillée. Ce n'est que plus tard dans les régions ardenno-rhénanes où il offre en général un faciès franchement marin et rappelant cependant celui de certaine régions du Devonshire, que les subdivisions ont pu être établies.

A la base du Dévonien, certains auteurs conservent la subdivision dite Downton. Il n'en sera pas question ici, car dans l'Ardenne franco belge et dans l'Artois on peut définir avec une netteté suffisante un étage Gedinnien, à partir de formations marines (1). Ses relations avec le Downton, formation complexe qui se rattache plutôt aux Vieux-Grès-Rouges, ne sont connues qu'approximativement. Au reste, la stratigraphie concernant les formations subcontinentales, comme les Vieux-Grès-Rouges, manque de précision et c'est en tout cas une erreur lorsque l'on a en vue des formations marines, de prendre comme type d'étage une formation en majeure partie subcontinentale caractérisée par une faune spéciale et hétérogène.

Presqu'île de Cornouailles.

On trouve dans la presqu'île de Cornouailles de vastes étendues dévoniennes car les affleurements dévoniens du Devonshire débordent largement sur les comtés avoisinants. Ce Dévonien est transgressif sur les anciens massifs calédoniens. Il offre une série assez complète et des faciès à Brachiopodes s'y rencontrent au Dévonien inférieur et moyen.

On y a reconnu des couches arénacées à Spirifer mercuri, des schistes et des grès calcarifères à Pleurodictyum problematicum, Proschizophoria personata, Schizophoria vulvaria, Stropheodonta gigas, Rhensselaria strigiseps, Spirifer primaevus, Spirifer hystericus, Spirifer arduennensis, Athyris phalaena, etc., représentant le Dévonien inférieur.

---

(1) Barrois, Pruvost, Dubois, Mém. Soc. Géol. Nord, 6 (2), 1920-1922.

Le Dévonien moyen est surtout calcaire, sauf à sa base; dans les assises inférieures on a trouvé Calceola sandalina, Uncinulus parallelepipedus, Spirifer cultrijugatus, etc. Dans les assises supérieures, de nombreux Polypiers et Stringocephalus burtini. Les calcaires à Polypiers de Woolborough et de Lummaton, qui appartiennent au Givétien et en partie aussi au Frasnien inférieur, sont les plus connus. Les derniers renferment en particulier Dalmanella interlineata, Stropheodonta nobilis, Pentamerus brevirostris, Hypothiridinia cuboides, Stringocephalus burtini, Spirifer unduiferus, Spirifer verneuili, Dicamara plebeia.

Le Dévonien supérieur est surtout représenté par des schistes à Ostracodes, Goniatites et Clymenies, mais la base est fréquemment calcaire.

Ardenne (1).

Le Dévonien ardennais mérite à plusieurs égards une attention particulière. Non seulement c'est dans l'Ardenne que Gosselet et Dumont ont défini plusieurs étages aujourd'hui classiques, mais, comme en Léon, les faciès riches en Brachiopodes abondent et les espèces communes entre les deux pays sont fréquentes. Il est à prévoir que la comparaison des répartitions respectives des fossiles sera fructueuse pour établir les corrélations.

Ce Dévonien, dont l'épaisseur dépasse certainement 8.000 mètres,

---

(1) Les principaux documents utilisés sont: E. Maillieux et F. Demanet, L'échelle stratigraphique du Primaire belge (Bull. Soc. Belg. Géol., 38, 1928); E. Maillieux, Terrains, roches et fossiles de Belgique (Bruxelles, 1933); E. Maillieux, Répartition des Brachiopodes dévon. Ardenne (Bull. Mus. Roy. Hist. Nat. Belg., 1941, 27, nº 30).

est transgressif sur un socle cambro-silurien fortement plissé. La tranagression s'est avancée progressivement du Sud vers le Nord, il en résulte que c'est dans la partie Sud de l'Ardenne que l'on rencontre le Dévonien inférieur complet.

Dévonien inférieur

Au Nord du massif ancien de Givonne, dans le bassin de l'Oesling, et au Nord du massif ancien de Rocroi, sur le bord Sud du bassin de Dinant, ce Dévonien inférieur qui débute par un conglomérat de base auquel succèdent des schistes, des phyllades et des quartzites, est très développé et fossilifère, on a pu y distinguer un grand nombre d'assises. Celle-ci, presque identiques, comme nous le verrons, à celles des Massifs Rhénans, ont permis de définir la plupart des étages classiques.

Voici ces subdivisions:

I - Gedinnien
1. Assise de Mondrepuis
2. Assise d'Oignies

II - Siegenien
1. Assise de Saint-Hubert
2. Assise d'Anor
3. Assise de Saint-Michel
4. Assise de Petigny
5. Assise de Grupont

III - Emsien
1. Assise de Vireux
2. Assise de Winenne
3. Assise d'Hierges

Le Siegenien et l'Emsien sont souvent réunis sous le nom de Coblencien. Coblencien a aussi été compris dans un sens différent, en

Belgique surtout, mais ici nous ne l'entendrons que dans le sens qui vient d'être défini.

L'assise de Mondrepuis débute par un poudingue (le poudingue de Fepin), plus rarement par des arkoses, auxquels succèdent des phyllades et des grès dans le bassin de l'Oesling, des schistes surtout, les Schistes de Mondrepuis, dans la région Sud du bassin de Dinant. La faune de cette assise se compose surtout de Brachiopodes et de Lamellibranches, mais on y trouve aussi quelques Polypiers, Echinodermes, Crustacés: Orbiculoidea tainei, Proschizophoria torifera, Dalmanella verneuili, Stropheodonta triculta, Leptostrophia explanata, Schuchertella pecten, Camarotoechia nucula, Atrypa lorana, Spirifer mercuri, Spirifer dumontianus, Trigeria barroisi, Rensselaeria primaeva, Tentaculites irregularis, Dipterophora triculta, Grammysia desornata, des Orthocères, des Ostracodes, Homanolotus roemeri, Acaste spinosa, Asteropyge gdoumontensis.

L'assise d'Oignies qui constitue le Gedinnien supérieur offre presque partout le faciès des Vieux-Grès-Rouges, grès et schistes lie-de-vin, verdâtres par places. Les Schistes de Fooz qui accompagnent les Schistes d'Oignies dans le bassin de Dinant ont fourni quelques restes de poissons Ostracodermes: Pteraspis crouchi, Pteraspis rostrata.

Des sondages en Artois ont retrouvé ce Gedinnien. Reposant sur les Grauwackes de Drocourt qui se rattachent au Silurien, les Arkoses de Bois-Bernard correspondent aux Poudingues de Fepin, ils sont surmontés par les Schistes de Méricourt dont la faune est presque identique à celle de Mondrepuis, les Psammites de Lievin puis les Schistes et Grès de Pernes qui leur succèdent équivalent sensiblement aux Schistes d'Oignies.

Le Siegenien débute par l'assise de Saint-Hubert, formée de schis-

tes et de quartzites verdâtres ou de phyllades qu'on a parfois rattachés au Gedinnien. Cette assise est, comme la précédente, peu fossilifère, elle renferme également quelques restes de Poissons: Pteraspis dewalquei, Pteraspis dunensis.

Les Grès d'Anor qui dans le bassin de Dinant forment l'assise suivante sont par contre bien fossilifères: Pleurodictyum problematicum, Proschizophoria personata, Schizophoria provulvaria, Dalmanella circularis, Strpheodonta sedgwicki, Stropheodonta murchisoni, Stropheodonta herculea, Stropheodonta gigas, Unginulus frontecostatus, Rensselaeria crassicosta, Cryptonella rhenana, Trigeria guerangeri, Trigeria gaudryi, Spirifer primaevus, Spirifer fallax, Spirifer hystericus, Spirifer excavatus, Spirifer cf. subsulcatus, Athyris avirostris, Bucanella bipartita, Tentaculites schlotheimi, Pterinea costata, Limoptera squamosa, Conocardium rhenanum, Grammysia abreviata, Homanolotus ornatus-disornatus, Asteropyge drevermanni.

L'assise de Saint-Michel est représentée, dans le Nord du bassin de Dinant, par les Grauwackes de ce nom.

Les Grauwackes de Saint-Michel renferment la plupart des espèces des Grès d'Anor avec en outre: Chonetes plebejus, Spirifer trigeri, Pterinopecten follmanni, Paracyclas marginata, Grammysia ovata, Homanolotus planus, Homanolotus crassicauda, etc.

Au Nord-Est du bassin de Dinant, ces Grauwackes sont remplacés par des Schistes et Grès de Solières, riches en fossiles variés. La faune est analogue à celle de Saint-Michel surtout en ce qui concerne les Brachiopodes: Orbiculoidea siegenensis, Proschizophoria personata, Stropheodonta murchisoni, Stropheodonta sedgwicki, Stropheodonta virgata, Camarotoechia daleidensis, Cryptonella rhenana, Rensselaeria

crassicosta, Trigeria guerangeri, Spirifer hystericus, Spirifer excavatus, Spirifer primaevus, Spirifer pellicoi, Athyris avirostris, Homanolotus crassicauda, etc.

Les Grauwackes de Petigny ont pour équivalent les Phyllades de Longlier dans le bassin de l'Oesling, ces deux formations, qui constituent l'assise suivante, sont très fossilifères et renferment de nombreuses espèces: Pleurodictyum lonsdalei, Pleurodictyum problematicum, Schizophoria provulvaria, Proschizophoria personata, Dalmanella circularis, Stropheodonta murchisoni, Stropheodonta sedgwicki, Stropheodonta gigas, Stropheodonta herculea, Leptostrophia explanata, Eodevonaria dilatata, Chonetes sarcinulatus, Chonetes plebejus, Uncinulus frontecostatus, Camarotoechia daleidensis, Pentamerus costatus, Meganteris ovata, Cryptonella rhenana, Trigeria guerangeri, Spirifer hystericus, Spirifer excavatus, Spirifer carinatus, Spirifer primaevus, Spirifer pellicoi, Spirifer arduennensis, Athyris avirostris, Tentaculites straeleni, Tentaculites schlotheimi, Pterinea spinosa, Pterinopecten follmanni, Limoptera squamosa, Grammysia ovata, Homanolotus cf. gervillei, Ateropyge michelini.

L'assise de Grupont est mal représentée dans le bassin de Dinant sauf aux environs de Grupont et de Convin, dans le bassin de l'Oesling elle constitue les Phyllades de Neufchâteau et les Phyllades de Saint-Vith. La faune de ces deux formations superposées, dont la limite toutefois n'est pas horizontale stratigraphiquement parlant et revèle des passages latéraux, se compose en particulier des espèces suivantes: Pleurodictyum problematicum, Schizophoria provulvaria, Leptostrophia explanata, Stropheodonta murchisoni, Tropidoleptus rhenanus, Chonetes plebejus, Chonetes sarcinulatus, Spirifer subcuspidatus,

Spirifer pellicoi, Grammysia ovata, Homanolotus planus, Homanolotus maillieuxi, Asteropyge drevermanni, Phacops ferdinandi.

L'Emsien débute par l'assise de Vireux dans laquelle on distingue deux niveaux en bordure Sud du bassin de Dinant, la Grauwacke de Pesche et les Grès de Vireux, ces derniers peu fossilifères ne renferment que quelques restes de la faune de Pesche. Dans le centre et le Sud du bassin, l'assise de Vireux est représentée par les Grès de Mormont et les Grès de Wepion, dans le bassin de l'Oesling par les Phyllades de Schutbourg. Voici les principales espèces de cette assise: Pleurodictyum problematicum, Orbiculoidea grandis, Dalmanella circularis, Schizophoria provulvaria, Stropheodonta murchisoni, Stropehodonta gigas, Stropheodonta virgata, Stropheodonta toeniolata, Leptostrophia explanata, Donvillina elegans, Tropidoleptus rhenanus, Schellwienella hipponyx, Chonetes sarcinulatus, Chonetes plebejus, Eodevonaria dilatata, Uncinulus antiquus, Camarotoechia daleidensis, Trigeria oliviani, Trigeria guerangeri, Trigeria gaudryi, Rensselaeria strigiceps, Meganteris cf. archiaci, Cryptonella rhenana, Spirifer pellicoi, Spirifer arduennensis, Spirifer carinatus, Spirifer ignoratus, Spirifer subcuspidatus, Spirifer trigeri, Spirifer daleidensis, Athyris undata, Athyris caeraesana, Bucanella sandbergeri, Pleurotomaria daleidensis, Platyceras crassideum, Tentaculites schlotheimi, Pterinea laevis, Pterinea costata, Limoptera gigantea, Leiopteria pseudolaevis, des Nucula, des Palaeoneilo, des Nuculites, des Conocardium, des Grammysia dont Grammysia ovata, Homanolotus rhenanus, Homanolotus gigas, Homanolotus planus, Homanolotus armatus, Asteropyge drevermanni.

L'assise de Winenne est représentée partout par des couches rouges schisto-gréseuses indiquant des affinités continentales, sauf dans le bassin de l'Oesling où l'on rencontre des quartzites de teinté claire

et des schistes, les Quartzites de Berlé et les Schistes de Clairvaux. Voici les principales espèces de cette assise: Schizophoria vulvaria, Chonetes sarcinulatus, Chonetes plebejus, Camarotoechia siegenensis, Trigeria oliviani, Trigeria gaudryi, Rensselaeria strigiceps, Spirifer montanus, Spirifer ignoratus, Spirifer paradoxus, Spirifer arduennensis, Spirifer daleidensis, Retzia crassicosta, Athyris undata, Platyceras dorsicarina, Tentaculites schlotheimi, Pterinea costata, Leiopteria pseudolaevis, Limoptera bifida, des Nucula, des Palaeoneilo, Paracyclas rugosa, Grammysia prumiensis, Homanolotus planus, Homanolotus intermedius, Acaste schmidti.

L'assise d'Hierge avec laquelle se termine l'Emsien, offre en général un faciès franchement marin sauf au Nord du bassin de Dinant et de celui de Namur où abondent les dépôts détritiques et les conglomérats. Les Grauwackes d'Hierges de la partie méridionale du bassin de Dinant ont dans les Grauwackes de Wiltz leur équivalent dans le bassin de l'Oesling. La faune de cette assise est très riche: Dalmanella dorsoplana, Schizophoria vulvaria, Rhipidomella hamoni, Strophéodonta murchisoni, Stropheodonta taeniolata, Stropheodonta piligera, Leptostrophia explanata, Schellwienella hipponyx, Chonetes sarcinulatus, Chonetes plebejus, Eodevonaria dilatata, Anoplia nucleata, Pentamerus hercynicus, Uncinulus pilus, Camarotoechia daleidensis, Trigeria oliviani, Meganteris cf. archiaci, Spirifer paradoxus, Spirifer arduennensis, Spirifer auriculatus, Spirifer carinatus, Spirifer subcuspidatus, Reticularia curvata, Anoplotheca venusta, Athyris undata, Athyris caeraesana, Bucanella bipartita, Pleurotomaria daleidensis, Platyceras priscum, Platyceras disjunctum, Pterinea costata, des Gos-

seletia, des Limoptera, des Modiola, des Grammysia, Paracyclas rugosa, Paracyclas marginata, Homanolotus gigas, Asteropyge kochi, Phacops potieri.

Dévonien moyen

Les subdivisions du Dévonien moyen établies dans les mêmes régions sont les suivantes:

I - Couvinien ou Eifelien { 1. Assise de Bure
2. Assise de Couvin

II - Givetien { Assise de Givet

L'assise de Bure, composée le plus souvent de schistes et de grauwackes, est bien développée dans le Sud du bassin de Dinant, plus au Nord, sur les flancs des crêtes de Condroz, elle est représentée par les Grauwackes du Rouillon qui reposent sur un conglomérat de base. Les principaux représentants de la faune sont les suivants: Pleurodictyum selcanum, Calceola sandalina, et nombreux autres Polypiers et des Stromatopores, Schizophoria striatula, Schizophoria vulvaria, Dalmanella opercularis, Rhipidomella hamoni, Leptaena rhomboidalis, Stropheodonta piligera, Stropheodonta interstrialis, Leptostrophia explanata, Schellwienella umbracula, Productella subaculeata, Chonetes plebejus, Chonetes sarcinulatus, Chonetes minutus, Eodevonaria dilatata, Pentamerus hercynicus, Camarotoechia daleidensis, Camarotoechia imitatrix, Camarotoechia hexatoma, Wilsonia dillensis, Uncinulus orbignyanus, Meganteris cf. archiaci, Atrypa reticularis, Spirifer speciosus, Spirifer paradoxus, Spirifer cultrijugatus, Spirifer subcuspidatus, Spirifer alatiformis, Spirifer parcefurcatus, Reticularia curvata,

Anoplotheca venusta, Athyris concentrica, Athyris caeraesana, Bellerophon striatus, Platyceras compressum, Tentaculites schlotheimi, Pterinea laevis, Pterinea costata, Limoptera semiradiata, Aviculopecten jugleri, Paracyclas rugosa, Asteropyge punctata, Phacops latifrons.

L'assise de Couvin est représentée par des alternances de schistes et de calcaires. La faune est très riche: nombreux Polypiers dont Calceola sandalina, des Stromatopores, Schizophoria striatula, Dalmanella tetragona, Dalmanella canaliculata, Dalmanella eifeliensis (= Dalmanella interlineata), Stropheodonta interstrialis, Pholidostrophia lepis, Schellwienella umbracula, Schuchertella wrighti, Productella subaculeata, Chonetes minutus, Pentamerus galeatus, Pentamerus globus, Pentamerus formosus, Camarotoechia hexatoma, Camarotoechia tetratoma, Uncinulus parallelepipedus, Spirifer speciosus, Spirifer elegans, Spirifer ostiolatus, Reticularia curvata, Reticularia concentrica, Ptychospira ferita, Dicamara plebeja, Anoplotheca lepida, Athyris concentrica, Bellerophon globatus, Pleurotomaria bicornata, Straparollus annulatus, Loxonema reticulata, Actinopteria reticulata, Conocardium clathratum, Spiroceras nodulosum, Agoniatites transitorius, Harpes macrocephalus, Proetus cuvieri, Phacops latifrons, Phacops schlotheimi.

Dans ce complexe, on peut distinguer localement dans la partie méridionale du bassin de Dinant un niveau inférieur schisteux à Spirifer speciosus recouvert par des calcaires à Stromatopores, un niveau de schistes à nodules renfermant Spirifer ostiolatus, et un niveau supérieur calcaire à Spiroceras nodulosum.

L'étage de Givet est essentiellement calcaire; le type le plus complet se rencontre en bordure Sud du bassin de Dinant où l'on peut distinguer quatre niveaux:

1. Schistes à Spirifer undiferus.
2. Calcaires à Stringocephalus burtini.
3. Calcschistes à Spirifer mediotextus.
4. Calcaires à Cyathophyllum quadrigeminum.

Les fossiles givétiens sont abondants, les espèces les plus courantes outre de nombreux Polypiers et Mollusques sont: Schizophoria striatula, Pentamerus formosus, Pentamerus globus, Pentamerus brevirostris, Uncinulus subcordiformis, Uncinulus wahlenbergi, Newberria caiqua, Stringocephalus burtini, Atrypa reticularis, Atrypa aspera, Spirifer mediotextus, Spirifer undiferus, Reticularia concentrica, Reticularia pseudopachyrhyncha, Martinia infata, Dicamara plebeja, Uncites laevis, Uncites gryphus, Athyris betencourti, Athyris concentrica, Loxonema reticulata, Phacops latifrons, Ostracodes, etc.

Dévonien supérieur.

C'est encore le bassin de Dinant qui a fourni les principaux types de série. Les étages ont été définis comme suit:

Frasnien	1. Assise de Fromelennes
	2. Assise de Frasnes
	3. Assise de Matagne
Famennien	1. Assise de la Famenne
	2. Assise du Condroz

Cette dernière est suivie par l'assise d'Etroeungt que l'on tattache généralement au Dinantien.

Dans la partie Sud du bassin de Dinant l'assise de Frmelennes débute par des schistes à Spirifer tentaculum, espèce apparue dans les

couches supérieures du Givétien, d'épais calcaires à Stromatopores puis des calcaires et calcschistes à Polypiers et Brachiopodes leur succèdent. Plus au Nord l'assise est représentée par des calcaires ou par des couches rouges schisto-gréseuses. Les principaux fossiles de cette assise sont: Phacellophyllum caespitosum, Spirifer verneuili, Spirifer tenticulum, Spirifer orbelianus, Martinia inflata, Lyriopecten gilsoni, etc.

L'assise de Frasnes offre un développement important, surtout en bordure Sud du bassin de Dinant. Elle est représentée par des schistes, des calcschistes et des calcaires. On a pu y définir un certain nombre de zones à l'aide des Brachiopodes, mais elles n'ont qu'une valeur locale et ne donnent pas une idée bien exavte de la répartition réelle de ces Brachiopodes. De bas en haut, elles sont définies par les espèces suivantes: Spirifer orbelianus, Spirifer bisinus, Pentamerus brevirostris, Leiorhynchus formosus, Leiorhynchus megistanus, Reticularia pachyrhyncha. Toute l'assise est d'ailleurs très fossilifère et comporte des récifs de Polypiers dans sa partie supérieure. Voici les principales espèces: Phacellophyllum caespitosum, Heliophyllum heliantoides et de nombreux autres Polypiers, des Crinoïdes, de nombreux Mollusques, et parmi les Brachiopodes, Schizophoria striatula, Cariniferella dumontiana, Dalmanella interlineata, Stropheodonta interstrialis, Stropheodonta dorlodoti, Strophonella retrorsa, Douvillina cedulae, Douvillina dutertrei, Streptorhynchus devonicus, Productella subaculeata, Productella sericea, Productella productoides, Pentamerus globus, Hypothyridina cuboides, Camarotoechia ferquensis, Camarotoechia boloniensis, Pugnax pugnus, Pugnax acuminatus, Atrypa reticularis, Spirifer verneuili, Spirifer archia-

ci, Spirifer tenticulum, Spirifer malaisi, Spirifer aperturatus, Spirifer bouchardi, Martinia inflata, Reticularia pachyrhyncha, Nucleospira leus, Dicamara plebeja, Athyris communis, Athyris oehlerti, quelques Trilobites dont Scutellum costatum, Asteropyge hispanica, Asteropyge helios.

L'assise de Matagne est représentée par des schistes, dans le Nord du bassin de Dinant par les Schistes de Barvaux qui renferment, assez appauvrie, la faune de l'assise de Frasnes, dans le Sud par les Schistes à nodules de Matagne qui présentent un faciès pélagique à Céphalopodes. Il s'agit surtout de Tornoceras dont Tornoceras simplex, formes de petite taille; on y trouve aussi Manticoceras intumescens, espèce classique et caractéristique qui atteint de plus grandes dimensions. Les Schistes de Matagne renferment encore des Ostracodes et des Lamellibranches, Buchiola palmata, Buchiola retrostriata, Buchiola prumiensis, des Posidonomya, etc.

Le Boulonnais près de Ferques offre un intéressant affleurement de Frasnien situé sur le prolongement du bassin de Namur. Reposant sur le Poudingue de Caffiers et les Calcaires de Blacourt à Stringocephalus burtini, ce Frasnien est représenté par les Schistes de Beaulieu encadrés de dolomies et les Calcaires de Ferques bien connus pour leur richesse en Brachiopodes. La faune frasnienne de Ferques est à peu près celle des Calcschistes et Calcaires de Frasnes.

L'assise de la Famenne est représentée encore par des schistes. Outre des débris de végétaux assez fréquents, on trouve en particulier dans les Schistes de la Famenne: Dalmanella arcuata (= Dalmanella interlineata ?), Chonetes hardrensis, Productella subaculeata, Camarotoechia omaliusi, Camarotoechia dumonti, Camarotoechia letiensis, Cama-

rotoechia triaequalis, Pugnax pugnus, Pugnax acuminatus, Leiorhynchus crenulatus, Spirifer murchisonianus, Spirifer verneuili, Spirifer archiaci, Cleiothyris royssii, Athyris communis et de nombreux Lamellibranches.

La majeure partie de l'assise du Condroz est représentée par des formations subcontinentales rappelant les Vieux-Grès-Rouges, c'est le niveau d'Evieux. Il est d'ailleurs possible que la partie supérieure des Schistes de Matagne passe latéralement aux Psammites du Condroz. La faune des Psammites du Condroz est assez riche, en voici les principales espèces: Schizophoria striatula, Productella subaculeata, Productus praelongus, Chonetes hardrensis, Camarotoechia letiensis, Camarotoechia triaequalis, Spirifer verneuili, Spirifer murchisonianus, Tylothyris laminosa, Cleiothyris royssii, Conularia congregata, Leptodisma lepidum, Dolabra condruzorum, Aviculopecten cancelatus, Phacops accipitrinus, etc.

Le niveau d'Evieux renferme des vestiges de végétaux terrestres, de Malacostracés, de Poissons et d'Amphibiens.

L'assise d'Etroeungt comporte deux niveaux, celui représnté par les couches d'Etroeungt et de Comblain, formés de schistes, calcaires et psammites, celui des couches d'Hastières, formées de calcaires et de schistes, que l'on rattache parfois de préférence au Tournaisien. Les principaux Brachiopodes de ces niveaux sont: Dalmanella interlineata, Productus praelongus, Productus niger, Productus sabricus, Camarotoechia letiensis, Pugnax moresnetensis, Spirifer verneuili, Spirifer strunianus, Spirifer julii, Tylothyris laminosa, Athyris communis, etc. Dans les couches d'Etroeungt, G. Delépine a signalé Cymaclymenia camerata; ce fait est important car il permet d'assimiler ce niveau

à la zone à Wocklumeria que les stratigraphes allemands placent au sommet de leur Dévonien.

Massifs Rhénans.

Comme dans l'Ardenne, le Dévonien y est transgressif sur des formations antérieures très plissées. Il offre des faciès assez variés, et son épaisseur totale est notablement plus élevée encore que dans l'Ardenne.

En Sauerland, région qui au point de vue géologique est dans le prolongement du bassin de l'Oesling, le Gedinnien a été reconnu autour de Hüinghausen près de Plettenberg. Il est formé de calcaires, de schistes et de grès dans lesquels on a recueilli: Lingula cornea, Proschizophoria torifera, Dalmanella lunata (= Dalmanella verneuili?) Stropheodonta corrugatella, Stropheodonta triculta, Schuchertella pecten, Rhensselaeria primaeva, Camarotoechia nucula, Camarotoechia rarifurcata, Camarotoechia percostata, Spirifer mercuri, Athyris globula, Grammysia cingulata, Grammysia deornata, Grammysia massoni, Nuculites vaissieri, Ctenodonta beusenhauseni, Pterinea dicotoma, Actinopterella subcrenata (= Dipterophora triculta), Tentaculites tenuis (= Tentaculites irregularis ?), Bellerophon trilobatus.

Au Sud du Sauerland, en Siegerland, la puissante série que constituent les couches de Siegen où dominent les grès et les Grauwackes, renferme une faune presque identique à celle décrite à propos du Siegenien ardennais. Dans le Taunus et le Hunsrück le Siegenien est très largement représenté par les Quartzites du Taunus et les Schistes de Hunsrück dont la faune offre toujours les mêmes caractères qu'en

Ardenne. Par contre, si l'on se déplace du Siegerland vers l'Est dans le Kellerwald on voit apparaître les niveaux calcaires annonçant les faciès du Harz, de la Thuringe et de la Bohême; des espèces différentes aussi font leur apparition, Leptaena bouei, Dalmanella gervillei, Pentamerus siberi, Pentamerus galeatus, Uncinulus princeps, Camarotoechia nympha, Spirifer togatus, Spirifer fallax, parmi les Brachiopodes, Phacops fecundus var. major, Dalmanites tuberculatus, Asteropyge calliteles, parmi les Trilobites, et des Mollusques de forte taille.

Le Dévonien moyen offre un puissant développement dans la région de Coblence et d'Ems, là il présente encore un caractère très voisin de celui de l'Ardenne, mais vers l'Est il prend un faciès à Céphalopodes. (pélagique)

Quant au Dévonien supérieur, le faciès à Céphalopodes y domine presque partout.

Harz (1).

La transgression s'esquisse assez tardivement et l'épaisseur du Dévonien est bien moindre que dans les régions ardenno-rhénanes.

Le Gedinnien et même le Siegenien semblent manquer.

L'Emsien est supporté par un conglomérat de base. Il est surtout formé de grauwackes et de schistes au milieu desquels s'intercale un important niveau calcaire, l'ensemble est couronné par des quartzites Dans les assises inférieures on trouve: Pleurodictyum problematicum, Uncinulus pilus, Spirifer carinatus, Spirifer arduennensis, Spirifer mediorhenanus, Spirifer nerei, Athyris caeraesana. Dans les calcaires

(1) Le docuemnt principal est le guide de Dahlgrun, Erdmannsdörfer Schriel, Geologie durch Harz (Berlin, 1925).

Pentamerus costatus, Camarotoechia nympha, Uncinulus princeps, Spirifer pellicoi, Spirifer nerei, Spirifer togatus. Ces calcaires sont recouverts par des schistes à Dalmanites tuberculatus et Phacops fecundus. Les quartzites renferment Eodevonaria dilatata, Spirifer subcuspidatus, Spirifer carinatus, Spirifer arduennensis, Spirifer paradoxus, Reticularia curvata, Pterinea costata, Asteropyge laciniatus.

Le Dévonien moyen est constitué par des calcaires et des schistes.

L'Eifelien est représenté par les Schistes de Wissenbach qui renferment Buchiola sexcostata, Anercestes lateseptatus, Pinacites jugleri, Bronteus furcifer, etc. La partie inférieure passe latéralement dans le Haut-Harz à un calcaire renfermant Calceola sandalina, Pentamerus hercynicus, Chonetes plebejus, Spirifer cultrijugatus, Phacops schlotheimi.

Le Givetien comporte des Calcaires à Stringocephalus burtini et des schistes accompagnés de calcaires renfermant Posidonomya hians, Anarcestes karpinskyi, Tornoceras, etc.

Le Dévonien supérieur est formé de calcaires marneux à Céphalopodes et de schistes à Ostracodes. Dans les premières assises on trouve: Hypothyridine cuboides, Manticoceras intumescens, Tornoceras simplex, Buchiola palmata, Buchiola retrostriata. Les assises suivantes renferment des Ostracodes, Posidonomya venusta et surtout des Clymenia.

Bohême (1).

Il y a continuité entre le Silurien et le Dévonien. Ce dernier, très fossilifère, est cependant peu épais, ne dépassant guère 600 mètres.

La faune des formations qui encadrent les couches de Luchkov et surtout la succession des zones de Graptolites laissent penser que les couches en question qui constituent la zone à Monograptus hercynicus correspondent approximativement au Gedinnien des Régions ardenno-rhénanes. Ce sont des calcaires noirs avec quelques lits schisteux; ils renferment comme principaux fossiles: Spirifer inchoans, Scutellum umbellifer, Phacops miser.

Le Coblencien est représenté par les calcaires blancs de Koneprusy très fossilifères: Dalmanella paillata, Stropheodonta stephani, Camarotoechia nympha, Uncinulus henrici, Uncinulus princeps, Trigeria haidingeri, Pentamerus siberi, Spirifer togatus, Spirifer sericeus, Spirifer nerei, Platyceras, Conocardium, Scutellum palifer, Phacops fecundus, etc.

Les Calcaires gris de Kosor appartiennent au même niveau.

Ces formations sont surmontées par les couches de Branik généralement placées dans l'Eifelien, mais dont la base pourrait être encore coblencienne. Ces couches sont constituées par des calcaires variés renfermant une faune assez spéciale: Stropheodonta comitans, Spirifer indifferens, Spirifer orbitatus, Merista passer, Athyris thetis, des Panenka et Kralowna, Lamellibranches de grande taille, Platyceras,

---

(1) Inspiré surtout des Tableaux synoptiques du Barrandien de Kettner et R. Boncek (Prague, 1936) mais interprétation légèrement modifiée.

Anarcestes praecursor, Aphyllitis fidelis, Phacops fecundus. Quelques-uns des Brachiopodes apparaissent déjà dans les Calcaires de Kosor.

Les couches de Daleje qui succèdent aux couches de Branik sont composées de schistes à Tentaculites. En leur sommet elles passent progressivement aux calcaires noduleux avec lits schisteux qui constituent les couches de Hlubocepy. Cet ensemble renferme entre autres fossiles Anarcestes lateceptatus et Pinacites jugleri, il est sensiblement contemporain des Schistes de Wissenbach du Harz.

Avec les Schistes de Srbsko et de Hostin, qui font suite aux formations précédentes, se termine le Dévonien de Bohême. Ils renferment Stringocephalus burtini, Buchiola retrostriata, Aphyllites fecundus, etc. et se rapportent au Givetien et sans doute aussi au Frasnien inférieur.

Dans le Massif du Lysa-Gora en Pologne on trouve encore de belles séries dévoniennes, elles débutent à l'Emsien et rappellent davantage celles des Régions Ardenno-rhénanes.

Régions Armoricaines (1).

Le Dévonien y est disposé en quatre bandes synclinales principales: bande de Nehou, bande de Chateaulin-Laval qui possède les plus vastes affleurements, bande d'Angers, bande d'Ancenis, cette dernière n'étant d'ailleurs pas nettement séparée de la précédente. Dans les deux premières le Dévonien est en continuité avec le Silurien, et le Coblencien, en partie calcaire, présente une faune rappelant à certains égards celle de Bohême. Les caractères du Dévonien du synclinal d'An-

(1) D'après les recherches de Barrois, OEhlert, Bigot, Kerforne, Bureau, Peneau, Pruvost, Milon, etc.

cenis sont assez spéciaux et encore imparfaitement connus. Dans la bande d'Angers, le Dévonien offre des caractères intermédiaires, il se rapproche cependant davantage, sauf au Famenpien, de celui du synclinal de Chateaulin-Laval. La plus grande partie de la Bretagne a été soumise à des mouvements, de faible amplitude d'ailleurs, vers la fin de la période dévonienne et même dès le Dévonien moyen, semble-t-il, dans le Cotentin.

La stratigraphie du Dévonien armoricain, qui a retenu l'attention des meilleurs géologues, demeure, malgré tout, souvent imprécise en raison de la mauvaise qualité des affleurements. Elle mérite cependant que nous nous y arrêtions en raison des curieuses analogies qu'elle offre, comme nous le verrons, avec celle des Régions Cantabriques.

Synclinal de Nehou.

La succession est la suivante:

1. Schistes et Quartzites sans fossiles, sauf les dernières couches qui renferment des Grammysia. Ils forment passage du Silurien au Dévonien et représenteraient surtout du Gedinnien.
2. Grès dits à Orthis monnieri. Ce fossile ne peut être considéré comme caractéristique, il s'agit, semble-t-il, de plusieurs espèces de Dalmanella. On y trouve en outre des Pterinea et Pleurodictyum problematicum.
3. Calcaires dits à Athyris undata de Nehou et de Beaubigny. On peut faire des réserves aussi sur la valeur stratigraphique d'Athyris undata. La faune est assez riche: Crinoïdes, Polypiers, Stromatopores, Schizophoria vulvaria, Rhipidomella hamoni, Stropheodonta murchisoni, Chonetes sarcimulatus, Pentamerus oehlerti, Rhynchonella

fallaciosa, Camarotoechia cypris, Uncinulus henrici, Wilsonia subwilsoni, Meganteris inornata (voisin de Meganteris archiaci), Trigeria adrieni, Spirifer davousti (voisin de Spirifer togatus), Spirifer venus, Spirifer trigeri, Athyris concentrica, Homanolotus gervillei, Proetus oehlerti, Asteropyge munieri, Ostracodes, etc. 2 et 3 se placent dans le Coblencien.

Synclinal de Chateaulin-Laval.

Dans le Finistère on a la succession suivante:

1. Quartzites de Plougastel. Puissante série formant passage du Silurien au Dévonien. On y a découvert quelques fossiles: Rhynchonella puilloni, Rhynchonella thiebaulti, Spirifer octoplicatus, Homanolotus lehiri, etc. Ces quartzites semblent représenter surtout du Gedinnien.
2. Grès à Orthis monnieri, sensiblement les mêmes que dans le Cotentin, mais il est possible que dans une certaine mesure ces grès soient plus un faciès qu'un niveau. Dans le présent bassin ils sont un peu plus fossilifères; on y rencontre: Camarotoechia daleidensis, Athyris concentrica, Grammysia davidsoni, Avicula laevis, Pleurodictyum constantinopolitanum, etc.
3. Grauwackes du Faou qui renferment en particulier Stropheodonta murchisoni et Athyris undata; au même niveau on trouve Spirifer hystericus.
4. Grauwackes du Fret. Principaux fossiles: Pleurodictyum granuliferum, Pentamerus oehlerti, Pentamerus rhenanus, Chonetes sarcinulatus, Spirifer arduennensis, Spirifer paradoxus, Spirifer auriculatus,

Les grès 2 et les grauwackes 3 et 4 appartiennent au Coblencien.

5. Schistes de Porsguen. Ils renferment des Polypiers, Stropheodonta comitans, Chonetes davousti, Productella subaculeata, Uncinulus orbignyanus, Anaplotheca lepida, Spirifer elegans, Spirifer subspeciosus?, Athyris concentrica, Dicamara plebeja, Tentaculites scalaris, Anarcestes subnautilinus, Phacops potieri, Phacops occitanicus, Asteropyge laciniatus, etc. Ils appartiennent au Dévonien moyen.
6. Schistes de Traouliors. On y trouve Productella subaculeata, Pentamerus globus, Hypothyridinia cuboides, Pugnax pugnus, Spirifer urii. Ces schistes représentent le Frasnien.
7. Schistes à nodules de Rostellec. Ils renferment une faune assez riche, Ostracodes, Tentaculites, Buchiola retrostriata, Posidonomya venusta, Tornoceras simplex, Tornoceras undulatum, etc. qui permet de les rapporter au Famennien inférieur.

Dans la Mayenne où les faciès sont plus calcaires, la succession est très analogue mais s'arrête au Dévonien moyen. Voici la composition de la série:

1. Quartzites et schistes sans fossiles, correspondant aux Quartzites de Plougastel.
2. Grès de Gahard à Orthis monnieri.
3. Calcaires de la Baconnière à Athyris undata dont les principaux fossiles sont: Trigeria gaudryi, Spirifer rousseaui, Spirifer laevicosta, Conocardium marsi, Tentaculites velaini. Ils correspondent approximativement aux Grauwackes du Faou.
4. Calcaires de Saint-Germain-le-Fouilloux. Ils renferment: Leptaena bouei, Spirifer fallax, Spirifer pellicoi, Spirifer trigeri, Tentaculites ornatus, etc.

Près de Laval on a trouvé aussi, sensiblement à ce niveau, Calceola sandalina.

Les grès 2 et les calcaires 3 et 4 se placent dans le Coblencien.

5. Schistes de Sablé. Ils comportent des lentilles calcaires dans lesquelles on a reconnu en particulier Uncinulus orbignyanus associé à Phacops potieri annonçant l'Eifelien.

Synclinal d'Angers.

Le Dévonien débute par des grès à Orthis monnieri transgressifs sur le Silurien, renfermant les fossiles suivants: Schizophoria pseudovulvaria, Spirifer venus, Spirifer trigeri , Spirifer hystericus, Pterinea costato-lamellosa, Grammysia abbreviata, Homanolotus rhenanus.

La succession paraît être ensuite la suivante:

1. Calcaires de Vern et Grauwackes d'Angers. On y rencontre la faune suivante: Leptaena rhomboidalis, Leptaena bouei, Stropheodonta sedgwicki, Chonetes sarcinulatus, Wilsonia subwilsoni, Spirifer hystericus, Spirifer rousseaui, Spirifer subsulcatus, Spirifer primaevus, Spirifer trigeri, Athyris undata, Pterinea paillettii, Homanolotus gervillei, Asteropyge michelini, Phacops emarginatus, Ostracodes, etc.
2. Calcaires d'Erbray et d'Angers. Très riche faune: Polypiers, Bryozoaires, Crinoïdes, Leptaena bouei, Stropheodonta verneuili, Stropheodonta interstrialis, Camarotoechia nympha, Uncinulus princeps, Uncinulus pilus, Meganteris inornata, Spirifer davousti, Spirifer fallax, Spirifer pellicoi, Spirifer subsulcatus, Spirifer trigeri,

Athyris concentrica, Athyris dubia, Phacops fecundus, Phacops potieri, Asteropyge michelini. On voit apparaître Caleeola sandalina à ce niveau.

les grès de base et ces formations 1 et 2 sont coblenciennes.

3. Schistes et Calcaires de Saint-Julien-de-Vouvantes. Ils renferment Productella subaculeata, Spirifer elegans, Phacops occitanicus, etc. Ils paraissent en majeure partie eifeliens.

Le Dévonien supérieur est représenté par des schistes et des calcaires à Tentaculites puis des schistes à Clymenies qui paraissent transgressifs sur les formations précédentes.

Le Dévonien de la bande synclinale d'Ancenis ne présente pas d'intérêt immédiat pour nos comparaisons.

Montagne Noire.

En Styrie, dans les Alpes carniques, en Sardaigne, les formations dévoniennes sont assez développées, mais offrent, en général, un aspect bien différent de celui des Régions Cantabriques; il n'y a pas lieu d'entreprendre ici leur description.

La connaissance de la Montagne Noire est plus utile au point de vue des comparaisons, bien que la stratigraphie, connue surtout par des travaux anciens, soit rendue délicate par des complications tectoniques.

La base du Dévonien est mal connue. Il débute probablement dans les Dolomies du Peyron qui n'ont pas livré jusqu'à présent de fossiles déterminables spécifiquement.

Les couches qui succèdent à ces dolomies sont des calcaires compacts suivis de calcaires marneux à Polypiers silicifiés; elles renferment une faune coblencienneet eifelienne dont les espèces les plus

typiques sont: Calceola sandalina, Schizophoria striatula, Pentamerus oehlerti, Uncinulus orbignyanus, Spirifer speciosus, Spirifer cultrijugatus, Spirifer cabedanus, Phacops occitanicus.

Près de Cabrières, dans un calcaire clair qui paraît avoir été confondu avec le suivant, on a trouvé autrefois Pentamerus siberi, Merista passer, Uncinulus princeps, Spirifer superstes, Phacops fecundus, faune qui le placerait à la base des précédentes.

Surmontant les calcaires à Polypiers, les Calcaires du Pic de Bissous, caractérisés par une teinte claire et un grain fin, renferment une riche faune givetienne et frasnienne. Peu de Brachiopodes y figurent, Pentamerus globus, Spirifer maureri, Rhynchonella crenulata, Rhynchonella asecendens (1), mais surtout des Céphalopodes pélagiques, Anarcestes rouvillei, Maeneceras terebratum, accompagnés de quelques Trilobites, Harpes, Phacops, etc.

Par l'intermédiaire de couches calcaires roses avec zones marneuses brunâtres ou noirâtres, les Calcaires du Pic de Bissous passent progressivement à un marbre griotte, faciès très fréquent du Dévonien supérieur dans les régions languedociennes et pyrénéennes. Les couches de passage renferment Gephyroceras intumescens puis Tornoceras simplex, Cheiloceras subpartitum, Pseudoclymenia planidorsata, etc., indiquant le passage du Frasnien au Famennien; on trouve aussi à ce dernier niveau: Bactrites carinatus, Buchiola retrostriata, Posidonomya venusta, Avicula languedociana, etc. Dans les couches suivantes, c'est-à-dire dans le griotte proprement dit, on a récemment reconnu, grâce aux nombreux Céphalopodes, toutes les zones du Famennien jusqu'à son sommet.

---

(1) Stringocephalus burtini, signalé autrefois, est des plus douteux.

Toutefois, le Carbonifère, lacuneux à la base, repose sur différents niveaux de ce Famennien.

Pyrénées.

Le marbre griotte dit de Campan est connu dans une grande partie de la chaîne; il est à peu près partout fossilifère et comporte, comme dans la Montagne Noire, deux niveaux: un niveau inférieur à Cheiloceras qui représente la base du Famennien, et un niveau où dominent des Clymenia représentant le Famennien supérieur et sans doute le Strunien. Il est parfois précédé de calcaires et de schistes à Spirifer verneuili.

Le restant du Dévonien n'est guère connu que par des gisements isolés de calcaires à Polypiers silicifiés et Brachiopodes ou de couches de calcaires compacts à Trilobites pour le Dévonien moyen, de grauwackes à Barchiopodes et Trilobites pour le Coblencien. Des schistes à Panenka cf. pernoides qui affleurent près d'Estérébenia (Basses Pyrénées) ont été attribués au Gedinnien.

Il convient cependant de faire une place à part au Dévonien de la partie S.-O. du département des Basses Pyrénées étudié il y a une quinzaine d'années par Laverdière. Malgré la rareté de bons affleurements, cet auteur est parvenu à établir la succession suivante que j'ai d'ailleurs eu l'occasion d'examiner récemment sur le terrain:

1. Schistes verdâtres et bleuâtres (qui ne sont autres que les Schistes d'Estérébenia). Voici comment ils se présentent: des schistes carburés noirs à Monograptus (zone à Monograptus nilssoni) passent à des schistes moins foncés coupés de petits lits gréseux (1), puis aux

(1) J'ai trouvé un Homanolotus dans un de ces lits gréseux.

schistes en question, verdâtres ou bleuâtres, surmontés par des grauwackes. Un niveau fossilifère où Spirifer hystericus est assez commun, se rencontre près du sommet des schistes verdâtres ou bleuâtres. L'épaisseur qui sépare le niveau à Monograptus de celui à Spirifer hystericus est de l'ordre de 200 mètres. Au dernier niveau on trouve, outre Spirifer hystericus: Spirifer bilsteinensis, Spirifer excavatus, Dalmanella verneuili, Stropheodonta triculta, Spirifer cf. mercuri.

Cette assise est attribuée au Gedinnien. Remarquons cependant que les fossiles les plus typiques qu'elle renferme, les premiers cités, ne sont connus, dans les Régions Ardenno-Rhénanes, que dans le Siegenien, alors que les fossiles gedinniens, les derniers cités, sont douteux ou peu caractéristiques. Je reviendrai sur cette question.

2. Grauwackes et quartzites médiocrement fossilifères; rares lits calcaires ou dolomitiques. Les fossiles recueillis dans cette dormation sont: Dalmanella circularis, Schizophoria vulvaria, Stropheodonta gigas, Strppehodonta elegans, Stropheodonta explanata, Stropheodonta murchisoni, Spirifer primaevus, Spirifer hystericus, Spirifer excavatus, Spirifer trigeri, Athyris avirostris, Meganteris inornata. C'est une faune siegenienne.
3. Schistes, calcschistes, calcaireset dolomies. C'est l'assise la plus fossilifère, les Brachiopodes y sont nombreux, on y trouve aussi des Polypiers, des Stromatopores et de rares Lamellibranches. En voici les principales espèces: Dalmanella circularis, Schizophoria provulvaria, Schizophoria vulvaria, Stropheodonta murchisoni, Stropheodonta sedgwicki, Stropheodonta piligera, Stropheodonta

toeniolata, Stropheodonta explanata, Stropheodonta interstrialis, Chonetes sarcinulatus, Eodevonaria dilatata, Uncinulus pilus, Camarotoechia daleidensis, Trigeria adrieni, Spirifer pellicoi, Spirifer paradoxus, Spirifer arduennensis, Spirifer subcuspidatus, Spirifer carinatus, Cyrthina heteroclyta var. intermedia, Athyris undata, Athyris concentrica, Athyris campomanesi, Athyris phalaena, Anathyris ezquerra.

4. Grauwackes et schistes noirs à nodules. Dans les grauwackes on a trouvé: Schizphoria vulvaria, Stropheodonta murchisoni, Stropheodonta sedgwicki, Stropheodonta piligera, Stropheodonta explanata, Stropheodonta subarachnoidea, Eodevonaria dilatata, Uncinulus orbignyanus, Spirifer cultrijugatus, Spirifer alatiformis, Anathyris ezquerra. Dans les schistes à nodules qui leur font suite: Stropheodonta comitans, Buchiola cf. sexcostata, Cucullela solenoides, Cardiola subconcentrica, Tentaculites, Orthoceras. La faune des grauwackes est manifestement eifelienne, celle des schistes à nodules est moins bien caractérisée et peut représenter de l'Eifelien aussi bien que du Givétien.

D'autre part, en quelques localités et principalement dans la vallée du Lauribar on connaît des grès à Spirifer verneuili; leur puissance est d'environ 100 mètres. Des schistes noirâtres, calcarifères et gréseux, parfois micacés de même épaisseur leur succèdent, puis des griottes suivis de lydiennes. Les grès, souvent accompagnés de grauwackes, renferment comme fossiles autres que Spirifer verneuili: Chonetes hardrensis, Chonetes stoddarti, Productella subaculeata, Productella productoides, Productus paraelongus, Athyris communis, Camarotoechia letiensis, Camarotoechia omaliusi, Camarotoechia dumonti. Plusieurs de ces fossiles, les Rhynchonelles en particulier, sont

caractéristiques du Famennien de l'Ardenne, les autres appartiennent au Dévonien supérieur ou ont une plus large répartition. Il y a donc tout lieu de penser, à mon avis, que ces grès sont en partie, sinon en totalité, famenniens. Rien, en effet, ne suggère qu'il puisse y avoir un décalage d'ensemble dans l'apparition des Rhynchonelles et des autres espèces du Famennien ardennais. Les schistes foncés et les griottes n'ont pas fourni de fossiles dans la région, cependant l'équivalence, au moins approximative, de ces griottes avec ceux qui sont connus plus à l'Est et qui renferment une faune du Famennien supérieur et parfois des espèces struniennes, ne fait pas de doute. On connaît aussi dans l'Est des Basses Pyrénées un calcaire marneux renfermant Gephyroceras retrorsum et Cheiloceras amblylobum, fossiles indiquant un niveau voisin de la limite du Frasnien et du Famennien; Le Carbonifère, lacuneux à la base et débutant par des lydiennes, repose sur les griottes.

Péninsule Ibérique (1) (Asturies et Léon exceptés).

La surface occupée par les terrains dévoniens dans la Péninsule n'est pas considérable, les affleurements les plus importants sont ceux des Régions Cantabriques et Pyrénéennes, ailleurs ils se présentent à l'état de lambeaux isolés dont la connaissance, au point de vue stratigraphique, est encore assez incomplète car nombre d'entre eux ne sont guère connus que par des récoltes de fossiles datant de Verneuil et de Mallada.

---

(1) Pour l'Espagne, d'après Verneuil. C. de Prado, Jacot, Dereims, Barrois, Cortazar, Gonzalo y Tarín, Mallada, Groth, Almera, etc.; pour le Portugal, d'après Delgado, Pruvost, Souza-Brandao.

Le Dévonien de la région de Papiol en Catalogne semble se rattacher à celui des Pyrénées proprement dites.

A Nogueras, non loin de Daroca dans la province de Teruel, on a relevé une coupe assez précise du Dévonien inférieur. Reposant en concordance sur les schistes noirs du Gothlandien, on rencontre successivement:

1. Grès ferrugineux et quartzites. Dans cette puissante série, aucun fossile n'a été signalé.
2. Calcschistes et calcaires en bancs avec, vers le sommet, quelques lits gréseux. Ils renferment: Dalmanella gervillei, Dalmanella fascicularis, Schellwienella hipponyx, Camarotoechia cypris, Meganteris inornata, Trigeria guerangeri, Spirifer cf. venus, etc.
3. Grès et quartzites suivis de schistes et de grauwackes avec lits calcaires. On y trouve encore la plupart des fossiles précédents et, en plus: Schizophoria vulvaria, Rhipidomella hamoni, Strophedonta sedgwicki, Chonetes sarcinulatus, Camarotoechia cypris, Camarotoechia subpareti, Rhynchonella baconierensis, Asteropyge munieri, Homanolotus laevicauda.

Ces faunes sont coblençiennes.

Des terrains récents masquent la suite des coupes.

Plus au Sud, dans la province de Cuenca, et près d'Atienza dans la province de Guadalajara, un autre affleurement des mêmes terrains a fourni: Trigeria gurangeri, Wilsonia subwilsoni, Homanolotus bisulcatus, Jovellania jovellani.

Dans la Sierra Morena, le Dévonien tient un rôle sensiblement plus important. La région d'Almadén renferme plusieurs îlots fossilifères.

Près de Chillon, on a signalé autrefois: Schizophoria vulvaria, Trigeria oliviani, Rhynchonella mariana, Uncinulus orbignyanus, Spirifer speciosus, etc., indiquant la présence de Coblencien et d'Eifelien.

Autour d'Almaden, le Dévonien, en continuité avec le Silurien, débute par des schistes argileux rouges à Spirifer primaevus, Spirifer hystericus, Spirifer trigeri, Spirifer paradoxus (Spirifer pellicoi), Spirifer arduennensis, Stropheodonta gigas, Stropheodonta davousti, Pentamerus cf. kneighti; à un niveau un peu plus élevé on trouve Spirifer rousseaui, Spirifer paradoxus (Spirifer pellicoi?), Stropheodonta murchisoni, Meganteris archiaci. Le Dévonien moyen est formé de tufs ou de coulées volcaniques très altérées, de grès et de graviers; Stringocephalus burtini du Givétien a été signalé autrefois dans la région. Le Frasnien qui termine la série est représenté par des schistes micacés, des grès ferrugineux et des grauwackes renfermant Spirifer verneuili, Spirifer bouchardi, Rhynchonella mariana, Rhynchonella boloniensis, Productella productoides; il est peut-être transgressif.

Près de Guadalmez, le Dévonien, en continuité également avec le Silurien, débute par une épaisse série de grès sans fossiles dont certains bancs sont couverts de pistes. Des grès friables, vacuolaires, où abondent Rhynchonella stricklandi du Coblencien de l'Eifel, leur succèdent. Ce Dévonien inférieur est recouvert par des calcaires et des grès à Spirifer verneuili suivis de schistes à nodules renfermant Cheiloceras circumflexum et Tornoceras bilobatum, représentant le Dévonien supérieur, Frasnien et Famennien inférieur probablement. Le Dévonien moyen paraîtrait donc manquer, cependant plusieurs fossiles mésodévoniens ont été signalés autrefois dans ce district, en particulier Uncinulus orbignyanus, Phacops latifrons.

Au S.O. de ces régions, le Dévonien, représenté par ses termes

supérieurs et peut-être moyens, semble discordant sur le Silurien ou même sur les terrains cristallophylliens.

Des faits analogues ont été relevés dans la province de Badajoz, mais il y aurait aussi du Dévonien inférieur, à en juger par les listes de fossiles publiées.

Des observations plus précises ont été faites à l'Est de la Sierra Morena, près de San Domigos au Portugal, situé en bordure méridionale du plateau d'Evora. Là, le Famennien représenté par des schistes à Néréites, renfermant Clymenia laevigata, est transgressif sur le Précambrien.

Toujours au Portugal, au Nord du plateau d'Evora, dans la région de Portalegre, on a relevé la succession suivante:

1. Quartzites et grès à texture fine, dits de San Mamede, en continuité avec les schistes gothlandiens. Ils renferment: Asteropyge cf. michelini, Homanolotus cf. gigas, Avicula pseudo-laevis, Camarotoechia fallaciosa, Schellwienella hipponyx, Pleurodictyum.
   Près de Barrancos, un peu plus au Sud, ces quartzites renferment des assises ferrugineuses; ils ont fourni quelques-unes des espèces précédentes et en outre: Stropheodonta sedgwicki, Stropheodonta clausa, Meganteris cf. archiaci, Spirifer aff. hystericus.
2. Schistes et grauwackes dits de San Juliao. Ils renferment: Stropheodonta sedgwicki, Spirifer pellicoi, Phacops potieri, Cyphaspis ceratomphalus, Asteropyge barrandei, Asteropyge arachnoideus.

Les Grès de San Mamede sont attribués au Gedinnien. Toutefois, l'assise fossilifère des environs de Barrancos se rapporte déjà au Siegenien. Les Schistes et Grauwackes de San Juliao sont manifestement coblenciens.

Plus au Nord, dans le bassin du Tage, près de Ferrerira de Zezere,

on retrouve des couches semblables avec les indices d'une faune gedinienne et une faune coblencienne bien caractérisée renfermant en particulier Schellwienella hipponyx, Chonetes sarcinulatus, Chonetes plebeja, Spirifer rousseaui, Pterinea paillettei.

Enfin, dans le bassin inférieur du Douro, dans la région de Valongo-San Felix, le Dévonien infperieur, en continuité aussi avec le Gothlandien, paraît plus fossilifère aussi bien au Gedinnien qu'au Coblencien. Il y a quelques années une faune coblancienne assez riche a été recueillie dans des schistes variés, parfois sériciteux, près de San Felix de Laudos; parmi les fossiles recueillis on peut citer: Pleurodictyum problematicum, Schellwienella hipponyx, Chonetes sarcinulatus, Stropehodonta subarachnoidea, Spirifer fallax, Spirifer rousseaui, Spirifer pellicoi, Spirifer paradoxus, Pterinea costata, Pterinea paillettei, Asteropyge laciniatus, Phacops potieri, Phacops cf. fecundus.

En Galice, le Dévonien manque totalement.

Il convient de signaler, en terminant, un petit affleurement de Dévonien inférieur, signalé autrefois par Casiano de Prado, au Nord de Cerbeja de Pisuerga, aux confins des provinces de Palencia et de Santander. Il s'agit d'un îlot de calcaires à Spirifer hystericus. Cet affleurement est trop proche du Léon pour pouvoir servir de jalon entre le Dévonien de la régions asturico-léonaise et celui du Pays Basque.

B

ASTURIES (COMPARAISONS ET RÉVISIONS)

Je prendrai comme base les observations de Ch. Barrois rassemblées dans son célèbre Mémoire sur les Asturies et la Galice (1). Il faut cependant tenir compte du fait que ce travail, remarquable pour l'époque, date aujourd'hui de plus de 60 ans; il s'en suit qu'un certain nombre de déterminations paléontologiques qu'il renferme sont périmées, tandis que la connaissance des zones stratigraphiques a fait de grands progrès depuis.

A la suite de coupes relevées principalement au long de la côte asturienne, il a été conduit, je le rappelle, à l'échelle suivante:

1. Grès de Furada (200 m.) = Taunusien.
   Grès ferrugineux sans fossiles, sauf au sommet un Spirifer hystericus douteux.

2. Calcaires de Nieva (150 m.) = Coblencien inférieur.
   Calcaires noirs et schistes foncés renfermant: Spirifer hystericus, Athyris undata, Stropheodonta murchisoni, Homanolotus pradoanus.

3. Calcaires de Ferroñes (200 m.) = Coblencien supérieur.
   Calcaires et calcschistes renfermant: Spirifer trigeri, Spirifer subspeciosus, Spirifer cabedanus, Athyris undata, Athyris pelapayensis et de nombreux autres fossiles.

4. Calcaires d'Arnao (100 m.) = Eifelien.
   Calcaires parfois accompagnés de schistes. Principaux fossiles:

---

(1) Ch. Barrois:

Spirifer cultrijugatus, Spirifer trigeri, Uncinulus orbignyanus, Pentamerus oehlerti, etc.

5. Calcaires de Moniello (150 m.) = Eifelien.
Calcaires à Polypiers et Stromatopores renfermant: Calceola sandalina, Uncinulus orbignyanus.

6. Grès de Candas et du Naranco (400 m.?) = Givétien.
Grès ferrugineux et schistes rouges et verts. Principal fossile: Gosseletia devonica. Ces Grès sont souvent désignés sous le nom de Grès à Gosseletia.

7. Calcaires de Candas (100 m.) = Frasnien.
Calcaires à Polypiers renfermant Spirifer verneuili et Spirifer bouchardi (= Spirifer comprimatus).

8. Grès de Cué (150 m.) = Famennien ?
Grès et quartzites sans fossiles.

La découverte par G. Delépine de Spirifer paradoxus dans les Grès à Gosseletia et Stringocephalus burtini dans les Calcaires de Candas a nécessité le remaniement, dont j'ai déjà parlé, concernant la dernière partie de cette échelle.

Mais je vais reprendre depuis le début la discussion des corrélations et de l'âge de toutes ces formations.

En ce qui concerne les Grès de Furada, j'ai montré, lorsque j'ai traité le Silurien, leur équivalence avec les Grès de San Pedro et discuté leur âge; comme ces derniers leur âge se place vraisemblablement dans le Wenlock supérieur, et leur sommet appartient au Gedinnien inférieur. Cependant, Ch. Barrois signale, avec réserve il est vrai, Spirifer hystericus à leur sommet. Faut-il songer à une migra-

tion de faciès, ou à une apparition exceptionnellement précoce de ce Spirifer qui dans l'Ardenne appartient au Siegenien? Sans doute ni à l'un, ni à l'autre. Je pense qu'en réalité il s'agit, comme en Léon, de Spirifer mercuri; en effet, les récoltes de Ch. Barrois datent de 1877, la rédaction de son Mémoire s'est terminée en 1880, les déterminations se placent entre ces dates, or Spirifer mercuri n'a été défini qu'en 1880, auparavant, il était confondu avec Spirifer hystericus.

C'est dans la coupe relevée le long de la côte près de la baie de Rañeces, au S.O. du Cabo de Peñas, et minutieusement décrite par Ch. Barrois (1), que l'on voit le mieux les relations qui lient entre elles les formations du Dévonien inférieur. Comme en Léon, entre les grès ferrugineux, ici les Grès de Furada, et les calcaires semi-massifs à Polypiers formant relief, ici les Calcaires de Moniello, il y a une série épaisse de schistes, de calcschistes et de calcaires. Les faciès de ce complexe, que je désignerai par Complexe de Rañeces, rappellent ceux de région de Villasimpliz et diffèrent un peu de ceux de la région de La Vid, mais la succession dans ses grandes lignes reste la même. Les dolomies de base paraissent très réduites, tandis que la puissance de la série de calcschistes et de calcaires, de 300 mètres environ ici, reste du même ordre qu'en Léon. L'épaisseur ets d'ailleurs difficile à évaluer en raison des replis qui affectent l'assise inférieure. Dans les premiers lits, Ch. Barrois signale Spirifer hystericus, plus haut on trouve Spirifer trigeri qui confirment l'équivalence avec les Calcschistes de La Vid.

Dans sa description, Ch. Barrois sépare arbitrairement la partie

---

(1) Op. cit., p. 475-478.

inférieure du Complexe de Rañeces qu'il attribue aux zones de Nieva et de Ferroñes, de la partie supérieure à laquelle il joint les premiers bancs descalcaires qui constituent une assise résistante pour l'attribuer à la zone d'Arnao. Cette assise résistante dont la partie principale est constituée par des calcaires à Polypiers et à Stromatopores et dans laquelle on trouve Uncinulus orbignyanus est manifestement équivalente aux Calcaires de Santa Lucia.

La dite zone d'Arnao paraît ainsi bien artificielle. Pour éclairer davantage la question, rapportons-nous à la coupe même où elle a été définie, c'est-à-dire au voisinage de l'usine d'Arnao. En s'y rendant par l'Est, peu avant d'arriver, la route franchit un tunel; à l'entrée de celui-ci on remarque des bancs calcaires séparés par des lits schistoïdes à Brachiopodes et à Bryozoaires, offrant un pendage de l'ordre de 60º Ouest. Parmi les fossiles on reconnaît Dalmanella fasciculatis, Spirifer auriculatus, Cyrthina heteroclyta. Les couches suivantes sont d'abord des calcaires en bancs épais et irréguliers puis des calcaires semi-massifs à Polypiers et Stromatopores; près de la sortie du tunel des calcaires fins durs et compacts brunâtres puis bleuâtres avec petites concentrations de calcite, disposés en bancs de moyenne épaisseur, leur font suite. Présentant toujours le même pendage qu'au début, on rencontre ensuite des calcaires légèrement marneux et plus friables, gris ou jaunâtres avec zones rubéfiées, riches en fossiles parmi lesquels Schizophoria striatula, Uncinulus orbignyanus, Spirifer cultrijugatus, Spirifer paradoxus. Cet ensemble calcaire constitue une assise résistante dont l'épaisseur dépasse certainement 100 mètres. Les derniers lits passent rapidement à un calcschiste tendre, ferrugineux, avec quelques lits plus calcaires. Dans ces calcschistes j'ai ramassé Calceola sandalina que Ch.

Barrois signale dans toute l'assise précédente, Spirifer cultrijugatus, devenu très rare, Uncinulus orbignyanus, Pentamerus oehlerti.

Ces calcschistes, épais de 20 mètres environ, sont suivis par quelques lits de schistes gréseux brunâtres, rendus poreux par suite de décalcification. Ces derniers renferment, selon Ch. Barrois, Uncinulus orbignyanus, Pentamerus oehlerti et quelques autres fossiles. La coupe des terrains dévoniens est masquée ensuite par des achistes houillers discordants.

On reconnaît dans cette coupe une succession lithologique et paléontologique absolument analogue à celles que j'ai relevées à propos des Calcaires de Santa Lucia en Léon; la partie supérieure se présente ici à l'état de calcschistes comme en Léon à l'Est de la Veliella et la coupe du Dévonien se termine aux premiers lits de schistes identiques à ceux de Huergas. On remarque aussi l'identité de l'assise de calcaires résistants avec celle rencontrée à Moniello.

Or, si l'on se reporte à la description de Ch. Barrois (1), on constate que la coupe a été décrite à l'envers. Il désigne donc ici sous le nom de zone d'Arnao à Spirifer cultrijugatus les calcschistes qui succèdent aux calcaires du type Moniello, alors que dans la coupe précédente il s'agissait d'une assise qui les précède. La même confusion se retrouve dans les autres coupes décrites par Ch. Barrois, où il place la zone à Spirifer cultrijugatus à la base de l'assise à Polypiers et Stromatopores qui forme relief, alors qu'elle se trouve au sommet. On s'explique immédiatement cette méprise lorsque l'on a parcouru les coupesrelevées par Ch. Barrois et que l'on a vérifié ses déterminations.

---

(1) Op. cit., p. 470-471.

A la base des Calcaires de Moniello aussi bien qu'à celle des Calcaires de Santa Lucia, on rencontre souvent des couches à Spirifer auriculatus accompagnés d'Uncinulus pilus et de spécimens formant passage ou même très proches d'Uncinulus orbignyanus; ces couches offrent des caractères lithologiques voisins de celles, au sommet des mêmes Calcaires, dans lesquelles on trouve Spirifer cultrijugatus accompagné d'Uncinulus orbignyanus. Les deux zones, il faut en convenir, offrent de grandes ressemblances. Enfin, en certaines localités l'une ou l'autre de ces deux zones peut ne pas se manifester. Ch. Barrois les a confondues, et ceci d'autant plus qu'il ne distinguait pas Spirifer cultrijugatus de Spirifer auriculatus. Sandberger, à ce propos, avait déjà relevé il y a longtemps que le Spirifer cultrijugatus figuré par Ch. Barrois dans son Mémoire est en réalité un Spirifer auriculatus; il ne distinguait pas non plus Uncinulus orbignyanus d'Uncinulus pilus, tandis qu'il réservait semble-t-il le nom de cette dernière pour Wilsonia subwilsoni.

Bref, on voit que la dite zone d'Arnao, tantôt zone à Spirifer cultrijugatus, tantôt zone à Spirifer auriculatus doit sortir de la nomenclature. La zone à Spirifer cultrijugatus se place au sommet des Calcaires de Moniello dont il faudrait étendre au moins l'appelation à toute l'assise résistante formant relief.

Ainsi, dans ses grandes lignes, le Dévonien inférieur de la côte asturienne offre les mêmes caractères que dans le Nord du Léon, succédant à des grès ferrugineux, le Complexe de Rañeces est équivalent à celui de La Vid et les Calcaires de Moniello correspondent aux Calcaires de Santa Lucia avec lesquels ils offrent la plus grande ressemblance.

Il convient cependant de relever quelques différences de faciès.

concernant les premières formations. Les calcaires dolomitiques si constants à la base du Complexe de La Vid sont très réduits ici, ou même absents; au niveau correspondant et à quelques niveaux plus élevés on rencontre assez souvent des calcaires noirs à veinules blanches ou des schistes noirs per calcarifères.

A Pelapaya près de Ferroñes, où se situe le fameux gisement découvert il y a un siècle par A. Paillette, on rencontre des alternances de calcschistes avec lits calcaires à Brachiopodes, très analogues à ceux de la région de La Vid, mais les roches ont toutes une couleur sombre dûe à une proportion notable de matière charbonneuse. La richesse du gisement est comparable à celle de Colle en Léon. Il convient d'y noter la fréquence de Spirifer derduennensis, espèce que Ch. Barrois avait confondue avec Spirifer subspeciosus qui d'ailleurs s'y rencontre également, et l'abondance relative de Spirifer cabedanus assez rare en Léon. Il est probable que dans le district, on rencontre tous les niveaux du Complexe de La Vid.

Les couches fossilifères dont ont été extraits un grand nombre de fossiles à Pelapaya sont, dans l'ensemble, un petit peu plus anciennes que celles que l'on trouve au Sud du village de Colle en Léon. Mais autour du houiller de Ferroñes on rencontre des assises correspondant à d'autres niveaux des Calcschistes de La Vid et selon toute probabilité le niveau de Nieva y est représenté, au moins en partie. La zone de Ferroñes n'a donc pas été définie avec exactitude, au reste, ses relations avec les formations encadrantes n'ont pu être précisées.

A propos de détermination de fossiles, il convient d'ajouter que Spirifer hystericus existe sûrement dans la zone de Nieva, bien que le spécimen rapporté à cette espèce, qui d'ailleurs ne vient pas

d'Espagne, figuré dans le Mémoire, soit une variété de Spirifer carinatus.

D'autre part, Spirifer paradoxus désigne à la fois cette espèce et Spirifer pellicoi. Athyris undata n'a pas été distingué d'Athyris avirostris, peut-être avec raison d'ailleurs car les différences sont subtiles. Orthis (Cariniferella) dumontiana semble avoir été confondue avec Rhipidomella hamoni.

Examinons maintenant les formations méso et néodévoniennes.

Selon Ch. Barrois, les grès ferrugineux à Gosseletia succèdent immédiatement aux Calcaires de Moniello. Les coupes où cette position peut être contrôlée ne paraissent pas très fréquentes. Celle d'Arnao, telle que je l'ai décrite, fait pressentir que des schistes gréseux analogues à ceux de Huergas doivent succéder aux Calcaires de Moniello, mais la coupe s'arrête trop tôt pour fournir des arguments suffisants. A Moniello même, ce sont des grès ferrugineux qui succèdent aux Calcaires de ce nom. La coupe du Naranco à laquelle se sont intéressés Ch. Barrois, L. Adaro, G. Delépine, est instructive aussi à cet égard bien que les Calcaires de Moniello y soient incomplètement caractérisés au point de vue paléontologique. Les Brachiopodes que renferment les Grès à Gosseletia apportent les arguments ultimes. Au Naranco, G. Delépine a reconnu Spirifer paradoxus dans ces grès et il a confirmé sa présence à Candas où Ch. Barrois l'avait signalée avec doute (1). C'est d'ailleurs à Candas que Ch. Barrois a relevé la coupe la plus intéressante des Asturies concernant le Dévonien moyen et supérieur, malgré que la base des Grès à Gosseletia soit

(1) G. Delépine. C. R. somm. Soc. Géol. France, 1932, p. 204.

masquée (1). Dans cette localité, outre Spirifer paradoxus, on trouve Spirifer cultrijugatus jusque dans la zone médiane de ces Grès (2). Etant donné la répartition verticale assez restreinte de ce Spirifer, on ne peut douter que les Grès à Gosseletia succèdent immédiatement aux Calcaires de Moniello, la partie inférieure des Grès à Gosseletia pouvant même à la rigueur équivaloir latéralement aux couches supérieures des Calcaires de Moniello, comprenant celles qui près d'Arnao renferment Spirifer cultrijugatus. On constate aussi à Candas dans des couches voisines de la partie supérieure des Grès, la présence de Spirifer elegans, le Spirifer le plus typique des Grès et Schistes de Huergas.

L'identité des Calcaires de Candas avec ceux de la Portilla et d'une partie de ceux de Valdoré, que nous allons constater dans un instant, achève de prouver que les Grès à Gosseletia représentent un faciès latéral des Grès et Schistes de Huergas. Du reste, certaines assises près de Ciñera et quelques lits près de Salamon en Léon offrent un faciès de grès ferrugineux très voisin de celui qui domine dans la région côtière des Asturies.

La présence de Spirifer cultrijugatus dans la partie inférieure des Grès à Gossseletia ne serait pas surprenante; j'ai déjà fait remarquer qu'en Léon les couches à Spirifer cultrijugatus du sommet des Calcaires de Santa Lucia ne représentent vraisemblablement qu'une partie de la zone à Spirifer cultrijugatus, la partie supérieure de celle-ci ne pouvant se manifester pour des raisons de faciès. La présence de Spirifer paradoxus dans les mêmes conditions peut s'expliquer de manière analogue. La mêmeexplication ne paraît plus suffisante dans

(1) Ch. Barrois, Mém. Soc. Géol. Nord, 2, 1 (1882), p. 481.

(2)

le cas de la coupe de Candas où Spirifer cultrijugatus se manifeste à plus de 200 mètres de la base des Grès à Gosseletia, peut-être à une distance plus grande encore puisque la base elle-même est masquées, alors que l'épaisseur visible des Grès est de 440 mètres. Il n'est pas, au demeurant, impossible que des replis augmentent l'épaisseur apparente de la partie inférieure des Grès, il n'est pas impossible non plus qu'il existe un renflement local des premières assises, engendré par une subsidence plus prononcée, il y a encore la possibilité d'une survivance plus longue de Spirifer cultrijugatus dans les régions cantabriques, rien cependant ne vient étayer ces vues. Il est beaucoup plus probable, ainsi que je vais le montrer maintenant, que l'on se trouve ici en présence d'une migration verticale assez notable du faciès gréseux.

Dans les coupes des Calcaires de Santa Lucia prises au voisinage de Huergas en Léon, qui à cet égard ressemblent beaucoup à celle d'Arnao à l'Ouest du Cabo de Peñas, les couches à Spirifer cultrijugatus au sommet des Calcaires à Polypiers offrent un développement appréciable. Dans d'autres régions du Nord du Léon on constate, ainsi que je l'ai montré, un décalage vers le bas dans l'apparition du faciès schisto-gréseux, dont l'amplitude peut atteindre 20 ou 25 mètres, qui a pour effet de diminuer d'autant l'épaisseur des couches à Spirifer cultrijugatus. Il semble donc que sur la côte asturienne, à l'Est du Cabo de Peñas, cette amplitude soit dépassée, éliminant à peu près totalement les couches à Spirifer cultrijugatus dans la la région de Moniello, et entamant plus largement encore la zone dite de Moniello, au voisinage de Candas.

Avant de terminer ces considérations sur les Grès à Gosseletia, il est utile de remarquer qu'ils offrent au point de vue lithologi-

que, par leurs grès ferrugineux associés à des schistes rouges et verts, certaines ressemblances avec les Vieux-Grès-Rouges, mais ces analogies sont superficielles; en effet, ces Grès sont fréquemment un peu calcarifères, ils renferment des Brachiopodes, de rares Lamellibranches et on n'y a trouvé aucun débris de Gigantostracé; ces faits prouvent leur origine marine et rien même, dans leur constitution, n'indique la proximité immédiate d'une masse continentale.

Il est très instructif de rapprocher la partie supériure de la coupe de Candas des coupes que j'ai relevé en Léon près de Valdoré et au Nord de Cistierna. Les analogies sont très étroites, les faciès se retrouvent en effet à peine modifiés et la répartition des fossiles reste la même dans ses grandes lignes.

A la base des Calcaires de Candas et dans les lits de passage, Ch. Barrois signale Pentamerus globus et Stropheodonta nobilis. Le Pentamère est bien celui qu'en Léon on trouve de façon constante dans les premiers lits des Calcaires de la Portilla, mais les spécimens de la collection Barrois déterminés Stropheodonta nobilis? appartiennent à une toute autre espèce. Spirifer verneuili apparaît à 10 ou 12 mètres de la base des calcaires, ce qui s'observe parfois en Léon. C'est au sommet de l'assise notée 12 par Ch. Barrois que G. Delépine a découvert Stringocephalus burtini (1). Dans l'assise nptée 16 apparaît Spirifer bouchardi (=Spirifer comprimatus), c'est-à-dire è environ 70 mètres de la base; cette distance est un peu plus élevée que celle que l'on enregistre habituellement en Léon et peut être rapprochée du fait que les Polypiers, les formes massives surtout, sont notablement plus abondantes et plus développées ici qu'en Léon. Dans la partie moyenne, G. Delépine a reconnu Cystiphyllum

(1) G. Delépine, Op. cit.

helianthoides et Cupressocrinus crassus, espèces communes dans les Calcaires de la Portilla en Léon.

Cette répartition conduit, comme l'a montré G. Delépine, à placer les assises calcaires précédant celle notée 16 dans le Givetien, tandis que les assises 16, 17 et 18 sont certainement frasniennes. Il est à relever que dans ces conditions Spirifer verneuili apparaît en plein Givetien, où néanmoins il demeure rare. Ce fait, qui paraît nouveau, mérite d'être relevé.

L'assise 18 est moins franchement calcaire, elle est en partie schisteuse et comporte des lits schisteux et arénacés; malgré cela il semble qu'il n'y a pas de transition entre cette assise et celle qui lui succède, notée 19, formée de grès rouges, tenaces, sans fossiles, dont l'épaisseur est de 25 mètres. Sur ces grès rouges qui terminent le Dévonien, et que Ch. Barrois appelait à tort Grès de Cué, repose le Griotte viséen. Un kilomètre environ au S.E. de cette coupe on voit réapparaître les différents termes de cette série, les grès culminants du Dévonien ont alors une épaisseur de plus de 40 mètres.

A quelle formation faut-il assimiler les grès culminants sans fossiles, aux Grès de Nocedo ou aux Grès de l'Ermitage? Un ensemble de raisons me fait plutôt opter pour les Grès de l'Ermitage. En effet, les Grès en question ne sont ni fossilifères, ni calcarifères, caractère que l'on rencontre parfois dans les Grès de l'Ermitage en Léon et qui ne paraît pas s'observer, sauf pour quelques bancs isolés, dans les Grès de Nocedo. La couleur, franchement rouge de ces grès s'observe aussi assez souvent dans les Grès de l'Ermitage, tandis qu'elle est exceptionnelle et limitée à quelques bancs dans les Grès de Nocedo.

Les Grès culminants de Candas seraient donc transgressifs et ils representeraient, comme nous le verrons, le Famennien supérieur.

Des calcaires analogues à ceux de Candas et appartenant aux mêmes niveaux se rencontrent à Cornellana, les assises à Polypiers y atteignent un développement remarquable. Non loin de Pravia il existe des Grès à Spirifer verneuili; aucun document ne me permet de savoir s'il faut les ranger dans le Frasnien ou dans le Famennien.

Il est possible qu'il existe dans les Asturies et même dans la province de Santander des grès équivalents à ceux de l'Ermitage, comme le sont probablement les Grès culminants de Candas. Près de Tuiza dans le Sud des Asturies j'ai d'ailleurs déjà montré leur présence. Les grès et quartzites roses et blancs avec lits grossiers et schisteux du Cabo de Torres dont parle Ch. Barrois (1) pourraient comporter du Famennien supérieur. Dans la région d'Infiesto, près de Rozapanera (2) et même dans tout le bassin inférieur du rio Sella, il est fort possible, à en juger par les caractères lithologiques, que des grès et des quartzites famenniens transgressifs accompagnent les quartzites siluriens. Dans le même ordre d'idées, des quartzites roses qui couronnent les quartzites siluriens au coeur même des Picos de Europa méritent de retenir l'attention. Toutefois, les Grès de Cué, sensu stricto, sont siluriens comme l'ont montré les géologues espagnols(3), ils renferment des Cruziana et sont accompagnés de lits schisteux avec minerai de fer dans lesquels on trouve Illoenus hispanicus, Asaphus nobilis, etc.

---

(1) Ch. Barrois, Op. cit., p. 483-484.

(2) Ch. Barrois, Op. cit., p. 540.

(3) P. H. Sampelayo, Sistema Siluriano, II. Mem. Inst. Geol. Esp. (Madrid, 1942), p. 87. Fossiles découverts par E. Cueto.

Les zones isopiques reconnues aux époques antédévoniennes et surtout au Silurien ne peuvent être retrouvées au Dévonien car il ne reste pas trace de terrains dévoniens dans le bassin de l'Eo, ni même dans celui du rio Negro. D'autre part, le fait qu'en Léon la transgression des Grès de l'Ermitage s'est faite un peu obliquement par rapport aux lignes tectoniques montre qu'au Dévonien ces lignes peuvent difficilement servir d'auxiliaire pour reconnaître les zones isopiques.

En somme, dans la Cordillère Cantabrique, le Dévonien ne paraît pas exister vers l'Ouest au delà de la zone définie antérieurement comme zone isopique du Bernesga. Vers l'Est, on enregistre surtout, semble-t-il, les étapes de la transgression du Famennien supérieur.

La correspondance entre les formations du Dévonien des Asturies et celles du Léon peuvent se résumer dans le tableau suivant:

Asturies		Léon
Grès de Furada (partie supérieure)	.....	Grès de San Pedro (partie supérieure)
Complexe de Rañeces [Calcaires de Nieva, de Ferroñes et assise inférieure des Calcaires dits d'Arnao en certaines localités]	...	Complexe de La Vid
Calcaires de Moniello (s. l.) [Calcaires de Moniello et assise supérieure des Calcaires dits d'Arnao en certaines localités, et ensemble des Calcaires d'Arnao à Arnao]	...	Calcaires de Santa Lucia

Grès du Naranco
[En quelques localités et surtout à Candas, le faciès gréseux débute sans doute un peu plus tôt en sorte que la partie supérieure des Calcaires de Santa Lucia doit y être représentée par des grès]

} Grès et Schistes de Huergas

Calcaires de Candas
[Calcaires équivalents à Cornellana, mais ceux-ci seraient accompagnés vers Pravia par des grès (?)]

} ... { Calcaires de la Portilla
Calcaires de Valdoré (sauf l'assise terminale)

Grès culminants de Candas ..... ? .. Grès de l'Ermitage

Ces corrélations sont dans l'ensemble bien établies. De nouvelles observations seraient cependant utiles pour ajouter une précision plus grande encore dans ces corrélations et surtout pour confirmer l'équivalence des Grès culminants de Candas et des Grès de l'Ermitage. La plupart de mes explorations dans les Asturies ont précédé celles que j'ai faites en Léon, alors que c'est dans cette dernière contrée que la série dévonienne m'a servi de guide, car elle s'y présente de façon plus claire.

Anticipant sur les résultats du chapitre suivant, je donne dans le tableau ci-dessous l'âge des formations dévoniennes des Asturies, dont je résume aussi les principaux caractères.

DEVONIEN DES ASTURIES

Formations	*Principaux fossiles*	*Epaisseurs*	*Age*
GRÈS CULMINANTS DE CANDAS	Néant	40 à 150m (?)	FAMENNIEN ?
			(lacune)
CALCAIRES DE CANDAS	*Spirifer bouchardi* *Spirifer verneuili* *Stringocephalus burtini* Nombreux Polypiers	100 à 120 m (?)	FRASNIEN GIVETIEN
GRÈS DU NARANCO (1)	*Gosseletia devonica* *Spirifer elegans* *Spirifer cultrijugatus* (a Candas)	200 à 400m	EIFELIEN
CALCAIRES DE MONIELLO (a.1)	*Spirifer cultrijugatus* au sommet à Arnao *Uncinulus orbignyanus* *Spirifer paradoxus* *Spirifer auriculatus* à la base Nombreux Polypiers et Stromatopores	120 à 200 m	EMSIEN
COMPLEXE DE RAÑECES (partie supérieure)	*Spirifer pellicoi* *Spirifer trigeri*, absent au sommet? *Uncinulus pilus*	150 à 500 m	
COMPLEXE DE RAÑECES (partie moyenne)	*Spirifer arduennensis* *Spirifer trigeri* *Spirifer pellicoi* *Wilsonia subwilsoni*		SIEGENIEN
COMPLEXE DE RAÑECES (partie inférieure)	*Spirifer hystericus*		
GRÈS DE FURADA (partie supérieure)	?		GEDINNIEN

(1) Le facies grèseux et ferrugineux du type Naranco gagne parfois vers le bas, en sorte que la partie supérieure des calcaires de Moniello comportant l'assise à *Spirifer cultrijugatus* peut se trouver comme à Candas représentée par des grès identiques à ceux du Naranco.

Résumé général sur l'âge des formations dévoniennes du Léon.

Le tableau suivant résume les résultats qui viennent d'être acquis

DEVONIEN DU LEON

Formations	*Principaux fossiles*	*Epaisseurs*	*Age*	
GRÈS DE L'ERMITAGE Transgressifs sur les formations antérieures dévoniennes, siluriennes et cambriennes .	*Pugnax moresnetensis* dans l'assise terminale (20 à 30 derniers mètres) *Cleiothyris royssii* *Camarotoechia letiensis*	0 à 1000m	*Etroeungt-Hastières* (?) pour l'assise terminale (20 à 30 derniers mètres) *Condroz* (pars)	STRUNIEN
			(lacune)	FAMENNIEN
SCHISTES DU FUEYO	*Posidonomya venusta* *Camarotoechia letiensis*	? (100m visibles)	*Famenne* (pars)	
GRÈS DE NOCEDO (partie supérieure γ)	*Camarotoechia omaliusi*, au sommet *Strophonella retrorsa*	500 m environ	*Famenne* (pars) Matagne	FRASNIEN
GRÈS DE NOCEDO (partie moyenne β)	*Cariniferella dumontiana*		*Frasnes* (pars)	
GRÈS DE NOCEDO (partie inférieure α) et Calcaires de Valdoré	*Spirifer bouchardi* (apparu dans les couches précédentes)		*Frasnes* (pars)	
CALCAIRES DE LA PORTILLA (partie supérieure γ)	*Spirifer tenticulum* (apparu dans les couches précédentes)	50 à 80 m	Fromelennes ?	
CALCAIRES DE LA PORTILLA (partie inférieure et moyenne β)	*Cupressocrinus crassus* *Stropheodonta nobilis* *Spirifer mediotextus* *Spirifer berberinensis* commun à la base Nombreux Polypiers		'Givet (pars)	GIVETIEN
GRÈS ET SCHISTES DE HUERGAS (partie supérieure γ) et Schistes de la Collada de Llana	*Posidonomya pargai* *Anarcestes rouvillei* *Martinia inflata*	220 à 300 m	'Givet (pars)	
GRÈS ET SCHISTES DE HUERGAS (partie inférieure α et moyenne β)	*Posidonomya pargai* *Spirifer elegans* *Anarcestes subnautilinus* var. à la base *Phacops potieri* à la base		Couvin *Bure* (pars)	EIFELIEN

360 Tor

Formations	*Principaux fossiles*	*Epaisseurs*	*Age*	
CALCAIRES DE SANTA LUCIA (assise terminale à *Spirifer cultrijugatus*)	*Spirifer paradoxus* *Spirifer cultrijugatus* *Uncinulus orbignyanus*	100 à 250 m	*Bure* (pars)	EIFELIEN
CALCAIRES DE SANTA LUCIA (sauf assise terminale)	Disparition rapide de *Uncinulus pilus* et apparition de *Uncinulus obignyanus*, *Spirifer paradoxus*, *Spirifer auriculatus*. Nombreux Polypiers et Stromatopores		*Hierge* (pars)	EMSIEN
CALCSCHISTES ET CALCAIRES DE LA VID (partie supérieure γ)	Très nombreux *Athyridae* *Spirifer pellicoi*, fréquence maximum près du sommet *Spirifer trigeri*, fréquent à la base, absent au sommet *Uncinulus pilus*	180 à 500 m	*Hierge* (pars) *Wienenne*, *Vireux*	
CALCSCHISTES ET CALCAIRES DE LA VID (partie moyenne β)	*Spirifer trigeri* *Spirifer pellicoi* *Spirifer rousseau* *Wilsonia subwilsoni* *Uncinulus henrici*		*Vireux* (pars), *Grupont*, *Pettigny*	SIEGENIEN
CALCSCHISTES ET CALCAIRES DE LA VID (partie inférieure α)	*Spirifer hystericus*, *S. subsulcatus*, *S. primaevus*, vers le sommet, dans les calcaires faisant suite à l'assise dolomitique *Spirifer mercuri* à la base, dans les premiers bancs de l'assise dolomitique		*Saint-Michel*, *Anor*, Saint-Huber, Oigny, *Mondrepuis* (pars)	
GRÈS DE SAN PEDRO (1) (partie supérieure)	Au sommet : *Acaste spinosa* et *Spirifer mercuri*		*Mondrepuis* (pars) Poudingues et arkoses de base	GEDINNIEN

(1) La limite inférieure du Dévonien est placée arbitrairement immédiatement au-dessus du niveau à *Spirifer vulcani*, à 50 mètres environ du sommet de ces Grès.

Relations du Dévonien du Léon et des Asturies avec celui des autres régions européennes.

Il n'y a aucune différence appréciable entre le Dévonien du Nord du Léon et celui de la côte des Asturies, le Dévonien des Régions Cantabriques ne présente qu'un seul type. Cette zone isopique dévonienne unique coïncide à peu près avec la zone du Bernesga au Silurien.

Les docuemnts rassemblés dans les pages précédentes montrent qu'en tant que faciès à Brachipodes, le Dévonien des Régions Cantabriques offre un type assez synthétique en ce sens qu'il renferme une faune qui l'apparente à celui de l'Ardenne, pays classique du Dévonien, à celui de la presqu'île de Cornouailles, à celui de l'Armorique, à celui du Pays Basque et de quelques régions ibériques, et parfois aussi, et à un moindre degré, à celui des Régions Hercyniennes et Bohêmiennes.

Ardenne

Les relations paléontologiques très étroites liant pendant le Dévonien les contrées Ardennaises et Cantabriques qui viennent d'être mises en évidence, ont précisement permis de dater les formations du Léon. Ces relations ne doivent cependant pas être surestimées comme on serait tenté de le faire par la simple lecture des listes de fossiles communs; j'en ai précédemment exposé les raisons.

D'autres relations doivent être relevées. Le Dévonien des Régions Cantabriques, bien que moins puissant er renfermant plus de roches calcaires que celui de l'Ardenne, comporte comme lui d'importantes intercalations gréseuses, révélant la proximité de masses continentales, ce qui l'éloigne des ty es mésogéens proprement dits. Il y a par contre des différences essentielles concernant les phases de

sédimentation. Alors qu'en Ardenne le Dévonien est transgressif sur le socle Calédonien et offre ensuite une série continue ou ne comportant que de petites lacunes rares et de caractère local, celui des Régions Cantabriques repose en continuité sur le Silurien, mais le Famennien supérieur et surtout le Strunien offrent un caractère transgressif très marqué.

Régions Armoricaines

En cherchant à dater le Dévonien du Léon, nous avons été amenés à analyser certaines de ses relations avec celui des Régions Armoricaines. La comparaison ne nous a d'ailleurs pas donné de renseignements précis pour le but proposé car il semble que ce soit plutôt le Dévonien du Léon qui pourrait servir de guide pour dater celui de l'Armorique, les faunes du Dévonien du Léon offrant des caractères mixtes pouvant par là servir d'intermédiaire avec l'Ardenne.

C'est surtout avec le Dévonien de la bande de Chateaulin-Laval qu'il est instructif d'opérer les comparaisons.

Malgré quelques similitudes de faciès, les relations paléontologiques au Gedinnien ne sont pas évidentes. Mais au Coblencien et à l'Eifelien, la parenté des faunes et des faciès, nous l'avons vu, est plus grande encore qu'avec l'Ardenne. Une partie du Givetien et surtout le Dévonien supérieur sont, par contre, assez nettements différents.

Le Dévonien de la bande de Chateaulin-Laval semble partout en continuité avec le Silurien. Dans la région occidentale de cette bande on connaît encore du Famennien inférieur, mais dans la région de Laval on ne trouve pas de termes dépassant l'Eifelien tandis qu'un peu plus au Sud, dans le bassin d'Angers on a reconnu le Famennien

supérieur transgressif. Une regresssion a dû se produire vers le début du Dévonien supérieur, bientôt suivie d'une transgression dont l'avancée a pu être assez limitée. Les mouvements qui ont reglé la sédimentation sont, on le voit, tout à fait analogues à ceux que j'ai reconnus en Léon.

Voci maintenant pour la bande dévonienne de Chateaulin-Laval la correspondance approximative des formations avec celles du Léon:

Assise α de La Vid	= Grès à Orthis monieri
Assise β de La Vid	= Grauwackes du Faon
Assise γ de La Vid	
Calcaires de Santa Lucia (sauf sommet)	= Grauwackes du Fret
Calcaires de Santa Lucia (sommet)	= Schistes de Porsgen
Schistes et Grès de Huergas	

Les relations ensuite ne peuvent être établies directement, toutefois les Schistes du Fueyo ressemblent par leur faciès et par leur faune aux Schistes de Rostellec.

Dans la bande de Nehou, les Calcaires de Nehou et de Beaubigny paraissent correspondre à peu près à l'assise moyenne β des Calcschistes de La Vid.

Les problèmes des corrélations sont plus compliqués en ce qui concerne la bande d'Angers, car il semble bien que dans la succession admise, certaines des formations sont en partie contemporaines, Les Calcaires d'Erbray, bien connus grâce aux travaux de Cj. Barrois, renferment des fossiles de divers niveaux des Calcschistes de La Vid, malgré la présence de Spirifer subsulcatus il semble que ces Calcaires correspondent approximativement au sommet de l'assise moyenne β

et aux couches inférieures de l'assise supérieure des Calcschistes de La Vid, mais d'autres hypothèses sont possibles à cet égard.

Régions méridionales

Quelques représentants de la faune des Calcaires Hercyniens et des Calcaires de Konieprusy, nous l'avons vu, apparaissent sporadiquement à diverses reprises dans le Complexe de La Vid. Bien que situé en bordure des régions mésogéennes, le Dévonien de Bohême est, dans l'ensemble, nettement différent de celui des Régions Cantabriques.

Le Dévonien mésogéen proprement dit, comme celui de la Montagne Noire ou des Pyrénées orientales et centrales, en diffère peut-être encore davantage. Mais à proximité de celui-ci, en Aragon et surtout dans les Basses Pyrénées, la sérue dévonienne est de même type qu'en Léon ou dans les Asturies. Le Coblencien des environs de San Felix au Portugal présante aussi des analogies avec celui des Régions Cantabriques.

Dans la Sierra Morena et les contrées limitrophes, le Coblencien par sa faune à Brachiopodes paraît voisin de celui des Régions Cantabriques; ces analogies cessent au Dévonien moyen qui d'ailleurs manque siuvent. Le Dévonien supérieur est transgressif comme en Léon, mais cette transgression paraît débuter au Frasnien et le Famennien présente un faciès à Céphalopodes. A San Dominco, je le rappelle, le Famennién à Clymenies repose directement sur le Précambrien.

C'est sur le Dévonien des Basses Pyrénées que je vais insister maintenant.

Basses Pyrénées

A. W. Laverdière avait déjà souligne' les similitudes du Dévonien basque avec celui des Asturies. Depuis que j'ai rétabli l'échelle

stratigraphique des Régions Cantabriques, les similitudes se montrent bien plus étroites encore.

Comme en Léon, il paraît certain que le Dévonien succède sans discontinuité au Silurien. Il y a en effet 200 mètres environ de schistes avec lits arénacés entre le niveau à Monograptus hercynicus et un niveau où abonde Spirifer hystericus accompagné de quelques autres Brachiopodes. Il me semble toutefois que ce niveau qui a été attribué au Gedinnien supérieur doit plutôt être assimilé à l'assise d'Anor. On rencontre ensuite des Grauwackes renfermant une faune siegenienne très voisine de celle de l'assise inférieure de La Vid, puis des formations calcarifères riches en Polypiers et Stromatopores à leur partie supérieure, renfermant une faune emsienne presque identique à celle des autres assises des Calcschistes de La Vid et des Calcaires de Santa Lucia, avec en particulier des représentants de la faune à Athyridés, si spéciale. Il leur succède des grauwackes et des schistes à nodules équivalents à l'assise terminale des Calcaires de Santa Lucia et aux Schistes et Grès de Huergas.

On connaît d'autre part des affleurements de grès à Spirifer verneuili renfermant en outre des Rhynchonelles caractéristiques du Famennien de l'Ardenne. A mon sens, il ne faut pas hésiter à les rapporter au Famennien. Ces grès sont surmontés par des griottes qui représentent le sommet du Famennien et peut-être le Strunien. Il serait intéressant de voir si les grès en question ne sont pas transgressifs comme les Grès de l'Ermitage en Léon; la disposition des affleurements peut le laisser penser.

En résumé, le Dévonien inférieur offre tous les caractères de celui des Régions Cantabriques, il est un peu moins calcaire et plus gréseux dans l'ensemble, mais l'évolution des faciès s'effectue

parallèlement dans les deux régions. Au Dévonien moyen les analogies paléontologiques restent étroites et on trouve en particulier des faciès identoques comme les schistes à nodules. Si le Dévonien supérieur est transgressif, il offre tous les caractères essentiels de celui du Léon.

D

MOUVEMENTS DÉVONIENS

Je m'appuie ici sur les notions dont j'ai donné un aperçu à propos des mouvemnets anfédévoniens. Je rappelle aussi, une fois pour toutes, que pour se rendre compte des relations des diverses régions entre elles, il faut, par la pensée, rétablir les couches dans leur position initiale et par conséquent développer les plis et réajuster les écailles; ceci est du reste bien évident.

Il est utile, au préalable, de fairevressortir les traits essentiels des dépôts dévoniens du Léon qui fournissent la base de la discussion.

Le Dévonien qui succède sans lacunes au Silurien est continu, partout où l'on peut l'observer, jusqu'au Frasnien compris, et même jusqu'au Famennien inférieur. Le Famennien supérieur et le Strunien de nature gréseuse reposent en légère discordance angulaire sur les formations antérieures.

Au point de vue des faciès, on enregistre des formations détritiques arénacées au Gedinnien inférieur, quelques dépôts détritiques aussi, mais formés d'éléments fins, à l'Eifelien et au Givetien inférieur; au Frasnien moyen et supérieur, les formations détritiques arénacées sont puissantes. Le Famennien transgressif, car de toute évidence il s'agit ici d'une véritable transgression, est formé d'éléments détritiques de même nature. Ces faciès détritiques révèlent en général la proximité de masses continentales. Les autres faciès dévoniens sont le plus souvent calcaires, il y a aussi quelques schistes carburés fins d'essence pélagique. -- Envisagé niveau par niveau,

les faciès du Dévonien inférieur et moyen présentent partout une grande uniformité qui se retrouve jusque dans les Asturies. On note cependant de petites variations latérales dans les Grès et Schistes de Huergas. Au Frasnien par contre il y a de notables changements latéraux de faciès.

Envisageons maintenant les mouvements.

La continuité de la série résulte de ce que le mouvement de subsidence s'est poursuivi sans vicissitudes depuis le Silurien jusqu'au Famennien inférieur, du moins là où ce terme est conservé.

La régression qui s'est produite au début de l'époque du dépôt des Grès de San Pedro n'a pas atteint, nous l'avons vu, les Régions Cantabriques, elle a été suivie d'une transgression esquissée avant même le début du Dévonien, qui a dû se continuer pendant tout le Dévonien inférieur car les apports terrigènes durant cette période deviennent rapidement négligeables. Mais au Dévonien moyen, les dépôts détritiques, d'ailleurs fins et accompagnés de sédiments pélagiques, prouvent que les masses continentales ou des aires d'abrasion ne sont pas très éloignées. Se serait-il produit dans les contrées avoisinantes quelque mouvement négatif? Ce n'est pas certain car une modification du milieu marin, spécialement en ce qui concerne ses capacités d'apport sous l'influence de courants, de certaines conditions climatiques ou d'autres facteurs dynamiques, peut produire un effet équivalent.

Au Givétien supérieur et au Frasnien inférieur, la remarquable uniformité du faciès calcaire à Brachiopodes et à Polypiers dans toute l'étendue du Nord du Léon et dans une grande partie des Asturies, sur laquelle il faut insister, suggère qu'aucun mouvement négatif de quelque importance n'a dû se produire dans ces régions. Par contre, au Frasnien moyen l'abondance des dépôts détritiques à côté

desquels subsistent quelques dépôts calcaires révèlent la présence assez proche de masses émergées.

Ce sont les premiers indices d'une régression qui ne tarde pas à envahir tout le Nord du Léon. En d'autres termes, la région a bientôt été soumise dans son ensemble à un mouvement négatif conduisant à une émersion générale; il semble d'ailleurs que l'importance de ce mouvement dépasse celle d'un simple mouvement épeirogénique.

Quand cette émersion a-t-elle eu lieu? Les derniers dépôts connus antérieurs à la régression, les Schistes du Fueyo, datent du Famennien inférieur et offrent un caractère pélagique. L'âge des Grès de l'Ermitage trasngressifs est famennien supérieur et strunien. La marge est faible; on voit que l'émersion s'est produite vers le milieu du Famennien, dans la région du Fueyo tout au moins.

Le caractère pélagique des Schistes du Fueyo peut laisser penser qu'à l'époque de leur dépôt, il n'y avait trace de terres émergées, ni dans la Nord du Léon, ni dans les contrées voisines. Mais l'exemple des Schistes de Huergas montre que des sédiments pélagiques peuvent être associés à des sédiments détritiques. Il ne faut donc pas s'exagérer la signification du faciès des Schistes du Fueyo: dans le Nord du Léon, mais à distance du bassin du Fueyo, des émersions antérieures au Famennien inférieur ont fort bien pu se produire. D'autre part, nous avons constaté il y a un instant qu'il n'y avait pas eu d'émersion dans le Nord du Léon avant la fin du Frasnien inférieur. C'est naturellement là où les Grès de l'Ermitage reposent sur les formations les plus anciennes, siluriennes ou cambriennes, comme dans la région de Valdecastillo-Vegamian, qu'il faut rechercher les premiers points d'émersion, l'ablation de plusieurs centaines de mètres de roches jusqu'à pénéplanation réclamant un certain temps.

Il est curieux de constater qu'actuellement à quelques kilomètres de la région en question, on trouve un Frasnien moyen calcaire ne traduisant aucune influence littorale alors qu'ailleurs il est habituellement gréseux. Bien que la distance initiale ait dû être beaucoup plus grande, on peut difficilement se représenter une émersion de cette région avant le milieu du Frasnien.

Au Famennien supérieur, le mouvement de subsidence a donc repris et s'est accéléré momentanément au début du Strunien imprimant à la transgression les traits si curieux que nous a révélés l'analyse stratigraphique.

Le bombement très accentué de la région de Valdecastillo-Vegamian a donc dû commencer à s'esquisser au Frasnien moyen, son érosion contribuant ainsi à la formation des Grès de Nocedo. La subsidence qui a succédé à la phase d'érosion a pu débuter aussi un peu plus tôt dans cette région, elle a surtout été plus accentuée puisqu'en certains points elle a permis l'accumulation de près de 1.000 mètres de sédiments.

L'histoire des mouvements dévoniens dans la région côtière des Asturies peut vraisemblablement être calquée sur celle du Nord du Léon.

Le massif des Picos de Europa et la région carbonifère qui l'encadre partiellement au Sud et à l'Ouest sont trop éloignées des régions que j'ai étudiées en détail pour me permettre d'émettre des idées précises à leur égard. Il est cependant hors de doute que la région des Picos de Europa devait émerger au Frasnien et fournir par là une contribution à la formation des Grès de Nocedo. La proximité de masses continentales dont l'effet s'est fait sentir autour de la limite du Silurien et du Dévonien et à un moindre degré au Dévonien

moyen, résulte-t-elle aussi de l'émersion de cette région? A la fin du Silurien, c'est peut-être d'une telle émersion que proviennent les influences littorales, mais ensuite, jusqu'au Frasnien ces influences paraissent plus éloignées.

Un peu au Nord de Lillo, dans une région qui se rattache encore à celle de Valdecastillo-Vegamian dont j'ai défini les mouvements, il semble que la disposition relative du Carbonifère et du Silurien soit voisine de celle que l'on rencontre dans les Picos de Europa. Il serait hasardeux cependant d'étendre les résultats locaux au delà des régions de Cofiñal et de Riaño, qui sont encore à bonne distance des Picos de Europa.

La carte au 50.000^{e} d'une portion du Nord du Léon montre très nettement l'obliquité de la transgression famennienne par rapport aux lignes tectoniques hercyniennes.. La règle de concordance des zones isopiques et tectoniques est généralement considérée comme approchée, et dans le cas présent il s'agit plutôt d'un écart que d'une exception. En effet, si l'obliquité de la transgression est très manifeste, elle est du moins assez faible, même dans l'écaille de Busdongo. D'autre part, les faciès varient peu au long d'une même écaille et les différences sont dans l'ensemble bien plus faibles entre deux points éloignés d'une même écaille qu'entre deux points voisins appartenant à des écailles différentes.

TROISIEME PARTIE : TERRAINS POST-DEVONIENS

CHAPITRE - V.

CARBONIFERE et PERMIEN -

CARB I.F.R et P L IEN (1)

Les .tudes concernant la carbonifère du L on sont très anciennes et incomplètes; je n'ai pas r pris l'analyse détaillée de ces terrains, mais ils semblent différer assez peu, dans l'espace que j'ai cartographié, de ceux des Asturies connus grâce aux recherches de nombr ux géologues, en particulier de G. .C. ULZ, de Ch. B R IS, de L. .ALLADA, de L. D R., de I. LAC et dernièrement de .D L PIN. dont c rtaines observations se sont étendues jus u'en Léon (.).

Il sera donc surtout question ici des résultats ac uis dans les Asturies; je montrer i d ns uelle mesure ils peuvent être étendus au éon en y ajoutant uel ues observations personnelles.

Nous examinerons de bas en haut l s formations successives de ce carbonifère.

Griotte à Goniatites crenistria

C'est une assise de calcaires type riotte de .5 à 40 mètres d'épaisseur dont les principaux fossiles ont : Gonatites cr nistri Goniatites striatus, Goniatites subcircul ris, o iatites gr n sus ce qui les rapporte au Viseen supérieur, zone III B et J les auteurs allemands.

---

(1) Les for ations dites permo-triasiques comportant sans doute du Permien supérieur sont envisagées dans le chapitre suivant.

(2) La majeure partie de l'exposé qui suit est extraite des dernières publications de G. Delepine : le carbonifère de la Montagne Noire et des As uries, congrès de Heerlen 1935, et les faunes marines des carbonifère des Asturies, Mem. acad. sciences, t 66, 1943.

Dans les Asturies le Griotte viseen repose transgressivement sur divers niveaux du Devonien et du Silurien, ainsi que l'a montré G. Delapine.

EN Léon, ce Griotte avait été remarqué autrefois par Verneuil, près de Puerte de Alba , puis par CH. Barrois qui a trouvé les fossiles caractéristiques. J'ai déjà donné les caractère pétrographiques qui permettent de reconnaitre le Griotte de Puerte de lba du Griotte camerien de Lancara. A peu près partout ou j'ai pu examiner le contact stratigraphique, le griotte viseen repose sur l'assise terminale à Pagnax moresnetensis des Gris de l'Ermitage; il est généralement précédé de quelques sentimètres de schistes noires ou verdâtres suivis de minces lits de marnes rougeâtres schistoïdes plus ou moins silicifiés, passant rapidement au Griotte proprement dit Au sud de Vegamian, l'assise schisteuse qui précède le Griotte à près de 15 mètres d'épaisseur, elle est formée de schistes noires anthraciteurs renfermant quelques nodules silico-phosphatés dans lesquels je n'ai pu trouver de fossiles (1). Les "couches de Vegamian" c'est ainsi que je désignerai pour fixer les idées les schistes de ce niveau, seraient particulièrement développées à la base du carbonifère de la Peña Cachilla près de la limite du Léon et des Asturies, d'après un renseignement de L. Adaro qui les assimilait à tort aux schistes de la Ilma. Ch. Barrois signale dans les Asturies près de Vallota des schistes se rapprotant sans doute au même niveau (2)

(1)les nodules et les marnes silicifiées renferment des Radiolaires selon G. Delépine à qui j'avais remis quelques spécimens (voir G. Delepine, Congrès de Keerlen 1935, p.148)
(2) Ch. Barrois . Mem. Soc. Geal. Nord 2; mem 1, 1882, p.548.

De quel âge sont les couches de Vegamian ?

Au point de vue lithologique ces couches sont en relation avec le Griotte et non avec les grès de l'Ermitage car le passage des schistes noirs auxmarnes rouges et aux calcaires type griotte est, en général,continue bien que rapide, tandis qu'entre les schistes noirs et les grès sous jacents la discontinuité est évidente partout ou l'on peut l'observer. Ces couches sont habituellement très minces, et bien qu'il soit possible qu'elles aient pris relativement longtemps à se former, leur âge ne peut différer beaucoup de celui du griotte. Il est d'ailleurs possible qu'elles passent en partie latéralement au griotte. Lorsque l'on trouvera les fossiles caractéristiques dans les couches de Vegamian, il serait assez surprenant qu'ils révèlent une zone antérieure à celle notée III et par les auteurs allemands

La lacune qui précède les couches en question comprendrait donc, peut être une partie du strunien, tout le tournaisien et une partie importante du Viseen.

CALCAIRE DES CA ONS.

Puissante série de calcaires noirs; la partie inférieure est surtout dolomisée et peut prendre alors des teintes jaunâtres ou roses, les autres niveaux, sauf le sommet , sont toujours un peu dolomisés aussi. Fraichement cassés les calcaires noirs possèdent une odeur fétide, ils offrent aussi une curieuse particularité minéralogique, ils renferment de nombreux petits cristaux de quartz

bipyramidés ui peuvent être mis en évidence par dissolution du calcaire dans l'acide chlorhydrique. Les calcaires carbonifères sont parfois minéralisés, on y rencontre des concentrations de minerais de cuivre, de cobalt de plo b etc......

Les calcaires ont 60 mètres d'épaisseur d'après Ch. Barrois, 800 d'après G. Delepine; e, Léon, au Nord de Villanuva de la Tercia leur épaisseur atteint ce dernier ordre de grandeur.

On peut avec G. Delepine, détacher de cette série la dernière assise épaisse d'environ 100 mètres caract risée par sa teinte claire. Cette assise qui constitue les calcaires de Ribadesella est la seule fossilifère de la série. Elle renfer e en particulier Fusulinella Bocki et Mar iniferella pusilla.

D'après G. Delepine, les calcaires des Canons se rapport nt au Moscovien inf rieur ou encore à l'assise de Namur et à la majeure partie de l'as ise de Vicoigne du Westphal en du bassin franco belge. La faune marine, typiquement mésogienne, se suit jusque dans l'Oural.

C'L I' 'T C I T L

Cette formation est constituée de couches alternantes de calcaires à faune marine de schistes à flore terrestre, de grès et de poudingues, ensemble dont l'épaisseur peut atteindre un millier de mètres. On y trouve des veines de charbon exploitable, surtout dans la partie supérieure; ces veines sont minces mais donnent p rfois un anthracite de bonne qualité.

Parmi les fossiles marins on remarque des Fusulines, stafel la spheroidea et des Brachiopodes dont spirifer mosquensis fréquent dans la partie supérieure. La faune d'eau douce renferme des Anthracomya de l'assise de Bruay. Les végétaux consistent en empreintes de calamites.

G. Delepine distingue deux niveaux : un niveau inférieur dont les Calcschistes d'Ontoria fournissent le type et dans lequel spirifer fasciger et spirifer strangwaisi sont communs; un niveau supérieur représenté par les schistes de Lieres à Fusulina cylindrica, Isogramma Davidsoni, Anthracoceras camtriense, et ou spirifer masquensis est particulièrement abondant.

Les calcaires et schistes de Lena sont moscoviens. Ils correspondent d'après G. Delepine à la partie supérieure de l'assise de Vicoigne, à celle d'Anzin et à une partie de celle de Bruay; en d'autres termes au Wesphalien B et débordent un peu sur A et C

En Léon cette formation offre un vaste développement, Ch. Barrois l'a reconnu avec sa faune caractéristique près de Villanue via de la Tercia, et G. Delepine près de Carmenes. L'anthracite d'Arbas près de Bus Dongo proviendrait de l'assise supérieure de Lena

C'est l'ensemble Calcaire des Canons et Calcaires et Schistes de Lena que j'ai désigné sous le nom de Calcaire et Schistes de Villanueva.

GRES ET SCHISTES HOUILLERS DE S LA

En plusieurs régions des Asturies, à la formation précédente en succède une autre très epaisse aussi, formée de grès, de schistes avec couches de houille, et de rares bancs calcaires.

La houille y est dans l'ensemble plus abondante et plus grasse que dans les couches de Lena.

Les deux formations sont concordantes, du moins dans les bassins houillers du centre des Asturies, mais les couches de passage de l'une à l'autre comportent des conglomérats souvent puissants.

A côté de végétaux déterminés autrefois par Zeiller et Grand 'Eury, en particulier calamites cisti, calamites suckowi, Dictyopteris subbrongnarti, alethropteris lonchitica, Pecopterie abreviata on trouve encore quelques fossiles d'origine marine, des fusalines et des Lollusques, Posidonomya, Schizodus, Anthracomia etc.....

Par la flore, et par continuité on voit que cette formation comprend des termes les plus élevés du Westphalien du bassin franco-belge, c'est-à-dire des couches élevées du Westphalien C et en outre très problablement du Westphalien D. G. Delepine parallèlise le houiller de Sama avec les dernières assises du Moscovien et les couches de Samara qui forment passage à l'Ouralien.

Dans la région cartographiée du Nord du Léon, cette formation ne parait avoir qu'un développement très restreint, mais plus à l'Est, vers Portilla elle acquièrerait une puissance considérable.

Schistes houillers et Grès de Tinéo

(et de Sabero)

Ce sont des schistes, des schistes greneux, parfois des grès, accompagnés d'importantes couches de houille formant un ensemble qui peut atteindre plus de 1500 mètres d'épaisseur. Cette formation

débute par un conglomérat de base et repose en complète discordence sur les terrains antérieurs, camuriens, siluriens, devoniens, c rbonifères. Elle constitue la plupart des bassins périphériques des régions cantabriques. Ce sont certainement les assises les plus productives en charbon de la contrée; les couches peuvent-être très épaisses et la houille est souvent riche en matières volatiles.

L'absence totale de calcaires et un des caractères qui distingue les schistes et grès de Tinéo des autres formations houillères de ces régions; à la base toutefois les conglomérats ou les brèches renferment de s éléments calcaires.

Aucun fossile marin n'a été cité dans cette formation, par contre la flore est abondante. Parmi les espèces reconnues par Zeiller et Grand ' Enry on peut citer : aletoptoris, equilina, alectop teris granbini, Pecopteris arborescous, Pecopteris cyathaa, Pecopteris pluckeneti, Walchia, piniformis . D'autres restes végétaux ont été reconnus par I. Mallada, et plus récemment par M.R. Falco et R.L. Madriaza.

Les schistes houillers et grès de Tinéo, sont manifestement stéphaniens ainsi que Grand'Enry l'avait conclu autrefois, mais les couches terminales de houiller astarien comportent également du Permien inférieur ainsi que l'a montré l.Patac par la découverte de schistes à Calliptoris et conferta et Walchia piniformis aux environs de Pola de Siero.

C'est la même formation que j'ai désigné sous le nom de schistes houillers de Sabero dans la région que j'ai cartographiée.

Dans le Nord du Léon, les bassins houillers de Sabero, de Matal lana, de la Magdalena, de Villablino et d'autres de moindre importance

appartiennent à cette formation. La staphanien transgressif sur le silurien se retrouve d'ailleurs dans l'ouest de la province, mais il y est stérile.

J'ai analysé la base de cette formation, en plusieurs points de la bordure des bassins de Matallana et de Sabero. Le conglomerat est souvent précédé par quelques décimètres de Schistes grossiers. L'épaisseur du conglomerat est très variable : quand il est formé par des eléments calcaires bréchoides l'épaisseur ne dépasse généralement pas quelcues mètres, il peut même s'amincir et disparaitre localement lorsqu'il est formé de galets ou dominent les quartzistes et il est généralement assez épais. Dans la région d'Aviados la formation débute par un conglomerat à gros galets de quartzites siluriens, auquel succède une brèche a éléments de calcaires devoniens et surtout carboni fères, plus petits et fortement cimentés, puis des schistes gréseux et des schistes à végétaux. Les limites de ce houiller sont dans cer tains cas difficiles à préciser car, comme dans les formations du Flysch alpin auquels il ressemble parfois, les couches schisto-gréseuses de base peuvent glisser en masse sur les pentes.

Presque partout, dans la partie Nord du bassin de Matallera une couche de charbon accompagnée de schistes à végétaux succède à peu près immédiatement au conglomerat de base. Parmi les végétaux on remarque en abondance les Pecoptoris du groupe cyathea arborescons calipteridium pteridium et quelques aletoptéris, flore qui se retrouve au toit des couches suivantes. J'ai cherché en vain Walchia pini formis dans les couches inférieures des bassins de Matallana et de Sabero; ce conifère a cependant été trouvé dans le stephanien des Asturies et du Léon.

Ces observations permettent de préciser que le conglomérat et les premières couches se rapportent à l'étage de Rive-de-Gier, c'est à dire au d but du stephanien inférieur.

Il semble d'ailleurs que la pénéphanation qui a précédé ces dépots alluviaux, même envisagée localement n'a pas été parfaite. mais les pointements de couches dures que l'on observe de façon fréquente sont essentiellement dues aux actions tectoni ues.

La plupart de ces bassins stephaniens, aujourd'hui séparés les uns des autres par l'érosion, devaient être en c ntinuité. Ces couches houillères se sont accumulées dans de vastes plaines alluviales subside tes, et le fait qu'elles n'ont pas livré jusqu'à présent de fossiles marins laisse penser que ces plaines alluviales n'étaient pas côtières. Leur équivalence aux bassins intramercyniens, comme celui de Saint-Etienne par exemple, n'est cependant pas certaine.

Mouvements carbonifères et permiens inférieurs

L'évènement capital, le paroxysme de l'orogénèse mercynienne s'est produit à la fin du Westphalien ainsi que le prouve la discordance du houiller de Tinéo et de Sabero qui débute à l'étage de Rive de Dier sur les formations antérieures disposées en écailles comportant avec l'assise de Sama du Westphalien D.

Les couches houillères et les conglomerats des assises de Lena et de Sama permettent de constater que l'orogénèse proprement dite débute avant la fin du Westphalien R (Vicoigne) et se montre de plus en plus active jusqu'au Westphalien D. L'activité orogénique est encore sensible au stephanien au début et surtout au milieu du

Permien (1). A côté de ces puissants mouvements orogéniques qui ont imprimé à la partie primaire de la Cordillère des caractères les plus marquants, l'étude des sédiments révèle de curieux mouvements au début du carbonifère. Après les mouvements épeirogéniques positifs très prononcés en quelques régions, durant la seconde moitié du Famonnien, nous avons constaté au début du Strunien une subsidence accélérée et d'amplitude très uniforme. La lacune du Tournaisien et d'une grande partie du Viséen, qui débute même peut être avant la fin du strunien, montre que cette subsidence a marqué un temps d'arrêt ou un très fort ralentissement ou même encore quelques vicicitudes minimes, avant de reprendre au Viséen supérieur. Durant cet arrêt non seulement la mer n'a pas du quitter la contrée, mais elle a du continuer a s'étendre car les sédiments qui ont recommencé à s'accumuler au Viséen supérieur sont de nature pelagique. Le mouvement subsident de grande amplitude qui a permis ensuite le dépôt des calcaires des Canons n'offre pas de particularité intéressante à signaler.

---

(1) il est question aussi des mouvements permiens dans le chapitre suivant et a propos de la tectonique.

CHAPITRE VI

S E C O N D A I R E

S E C O N D A I R E

Les plus anciennes roches sédimentaires post-hercyniennes connues en bordure du massif paléozoïque dans le Nord du Léon appartiennent au crétacé supérieur; il subsiste toutefois un doute concernant la formation détritique de base dont l'âge est difficile à préciser.

Le crétacé des Régions cantabriques a fait l'objet de minutieuses recherches depuis plus d'u siècle. Les travaux de nombreux géologues depuis G. Schulz et Casiano de Prado jusqu'à H. Karrenborg et R. Ciry ont conduit à une connaissance approfondie de ces terrains. Dans le présent exposé je me suis presqu'entièrement inspiré du récent mémoire de R. Ciry (1) qui est d'ailleurs le seul à traiter en détail la stratigraphie de la région que j'ai cartographiée.

L ns tout le pays qui s'étend au S.E de Lonar et dans celui des environs de la Sercina, les terrains post-hercyniens forment des cuestas ou des murailles donnant lieu à d'excellents affleurements. On y observe de bas en haut la succession suivante :

1) Graviers et sables kaoliniques de base - Cette formation discordante sur les terrains antérieurs offre souvent une stratification entrecroisée, sa couleur est variée, le blanc et le rouge t y dominent. L'épaisseur est de l'ordre de 200 mètres. l'âge de cette formation reste indéterminée.

---

(1) R. Ciry. Etude géol. prov. Palencia, Léon, Santander, Toulouse (Douladoure éd) 1940.

2) Santonien - Cet étage est représenté par des grès, des marnes ou des calcaires gréseux. Les fossiles y sont nombreux, Lacazines, Huitres (Liostrea, acutorostris commune) Hippurites

3) Campanién - Cet étage débute ici par des calcaires légèrement gréseux à hippurites, en particulier Ortignya verneuili apparue dans les couches précédentes mais commence seulement au présent niveau. Les assises suivantes sont formées d'alternances de calcaires marneux et de calcaires arénacés renfermant encore quelques j hipparites, des lamellibranches et des lacazines.

4) Maestrichtien - Bien développé et fossilifère plus à m'est; cet étage semble représenté dans la région de Bonar et de la Ercina par des marnes bariolées, vertes, ocre, parfois rougeâtres et des cargneules précédés de lits graveleux et de quelques bancs de calcaires fins. Ce facies subcontimental ou lagunaire rappelle celui des couches de passage du crétacé ou tertiaire du bassin de la Garonne (facies garumnien)

L'ensemble est surmonté dans la région de Las Bodas par des grès tendres et des sables rouges et blancs que R. Ciry place déjà dans le tertiaire.

Lorsque l'on se déplace de l'est vers l'ouest au long de la dépression périphérique de la bordure méridoniale du massif primaire on observe les étapes successives des la transgression néocrétacé. Au voisinage de la vallée de l'Esla, quelques mètres de grès fins représentent le sommet du Caniacien reposant sur les graviers et sables de base. Dans la région de la Ercina

et de Bonar, c'est le santonien, nous l'avons vu qui repose sur l'assise arinacée basale. Au sud de Valdepielago le Santonien se retrouve mais très fortement diminué. Corrélativement, à mesure que l'on se déplace de l'Est vers l'Ouest on assiste à l'envahissement progressif des niveaux inférieurs par des facies gréseux.

Au Maestrichtien, la mer semble s'être progressivement retirée de ces régions.

Remarquons que dans l'étroite bande qui s'alonge d'Est en Ouest de la vallée de l'Esla vers Valdepielago et au delà, on ne peut saisir qu'une composante de la transgression et non le sens de la transgression elle-même.

L'âge de la formation arénacée de base reste problématique il s'agit sans doute d'un facies basal de transgression dont l'âge est variable d'un point à l'autre, comparable à cet égard a un conglomérat de base. Ces grès et ces sables kaoliniques ont dû être engendrées au dépens de la couverture principalement permo-triasique du continent voisin.

Mouvements secondaires

Le Massif primaire asturico-Léonais ne comprend guère de témoins secondaires ou tertiaires, aussi est il difficile d'analyser les mouvements postérieurs ou stephanien.
Mais vers l'Ouest la Cordillère comporte une couverture presque continue de terrains secondaires fournissant quelques indications sur ces mouvements.

Il semble qu'une émersion presque g nérale des Régions cantabriques se soit produite peu après le début du Permien. D'autre part, ainsi que je le montre dans la partie à propos de la tectonique, des plissements et des dislocations importantes ont encore du se réaliser au cours du Permien.

On connait d'importants dépots lagunaires ou subcontimentaux permo-triasiques (Permun supérieur - Trias inférieur) à l'Ouest et au N.O du Leon. H. Karremberg a essayé deretracer leur extension initiale, mais pour cela il ne s'appuie guère que sur les limites actuelles des affleurements. Près de la limite présumée, R. Ciry signale 600 mètres de grès permo-triasiques avec leurs caractères normaux et sans aucune tendance à l'amincissement. Il est en réalité fort problable que ces formations permo-triasiques ont recouvert une bonne partie des régions primaires du Léon et des Asturies.

Au trias et au Lias inférieur les dépôts sont lagunaires et détritiques, mais du Lotharingen au Callorien on assiste à une nouvelle incursion marine dont l'extension comme pour le Permo trias semble avoir été sous-estimée par H. Karrenberg ; elle a du s'étendre sur une partie appréciable du massif ancien actuel Le crétacé inférieur est représenté par des formations de faciès wealdien, les conditions sont donc redevenues assez analogues à celles qui règnaient au Permo-trias. Au crétacé supérieur on assiste à une nouvelle transgression marine qui au santonien atteint le Nord du Léon. Avant la fin du Crétacé, au Maestrichtien se produit une régression générale.

Les mouvements épeirogéniques qui ont engendré ces avancées et ces retraits de la mer ont été accompagnés localement de déformations prononcées. Il y a eu, ainsi que l'a reconnu R. Ciry des ploiements de couches qui se sont effectuées entre le Trias et le crétacé inférieur, et d'autres plus atténués au crétacé inférieur

En résumé :

Le mouvement épeirogénique négatif qui au Permien a entrainé l'émergence des régions cantabriques s'est maintenu jusqu'au début du Lotharingien puis il s'est inversé; au Callovien le mouvement épeirogénique est de nouveau négatif; au crétacé supérieur le mouvement devient positif et change de sens avant le début du tertiaire. Comme tout mouvement épeirogénique, ces mouvements ne sont pas rigoureusement uniformes, ils sont même accompagnés de déformations très sensibles au Durassique et au crétacé inférieur.

CHAPITRE VII

TERTIAIRE -

T E R T I A I R E

Immédiatement au Sud de la dépression périphérique occupée par les terrains cretacés qui bordent au Sud le massif ancien Asturico-Leonais affleurent de puissants conglomérats accompagnés d'argiles sableuses. Cette formation subhorizontale, très légèrement relevée à l'approche des massifs anciens, affleure sur des étendues considérables; c'est elle qui supporte le plateau du Léon, elle s'étend également sur la majeure partie de la Castille. Ce disant j'assimile implicitement les conglomérats à gros éléments, non plissés, de la bordure du massif ancien aux argiles et conglomérats à éléments plus petits que l'on observe aux bords des vallées, plus au sud, à la hauteur de Leon par exemple (1)

Les travaux récents concernant la formation en question dans le Leon et dans la province voisine de Palencia sont ceux de ... Pacheco, C.Saenz Garcia et d Royo y Gomez, ces savants y ont découvert des fossiles typiquement miocives : _Mastodon angustidens_ _testudo bolivari_, _Hipparion gracile_; on constate aussi par ces fossiles que ces conglomerats et argiles comportent au moins deux horizons. Sur les cartes espagnoles récentes, en particulier

---

(1) au cours de fréquents trajets de Léon à la Robla, j'ai tenté en dépit de la défectuosité des itinéraires, d'établir cette équivalence par continuité : de toute manière il semble que l'on remonte fort peu dans la série malgré la distance horizontale parcourue, d'autre part l'amenuisement des éléments du conglomérat avec l'éloignement du massif ancien est un fait indubitable et le pendage en bordure du massif parait dû, en partie, à une inclinaison originelle (jonction de cônes torrentiels avec une plaine alluviale.

sur celle d'Astorza cette formation épaisse de plus de 300 m. est attribuée au Miocène, autrefois elle était confondue avec le «diluvial». Rien ne s'oppose cependant à ce que la base de cette formation se rattache encore à l'oligocène.

En plusieurs points de la bordure crétacée du nord du Léon ainsi que plus à l'Est, C de Prabo, M. Orial et plus récemment R. Ciry ont reconnu sous la formation précédente subhorizontale un conglomérat de nature différente épousant à peu près les plis du crétacé.

L'âge de ce conglomérat plissé reste problématique, aucun fossile n'y ayant été aperçu. Les divers auteurs semblent cependant d'accord pour le placer dans l'Eocène supérieur.

Enfin, près de Las Bodas et en quelques autres localités, M. Ciry a, je le rappelle, a découvert des couches arénacées rouges et blanches sans fossiles avec rares lits de poudingues au sommet. En certains points ces couches dites grès de Las Bodas apparaissent légèrement discordantes sur le crétacé daté, en d'autres elles sont concordantes. Leur âge serait Eocène.

En résumé, le tertiaire est représenté dans le nord du Léon par trois formations :

Les grès de Las Bodas probablement éocènes

Les conglomérats inférieurs attribués à l'Eocène supérieure

Les conglomérats et argiles de Castille dont l'âge est Eocène est prouvé paléontologiquement mais qui pourraient comporter de l'oligocène à leur base.

Contrairement à la dernière, les deux premières formations offrent des affleurements très restreints.

Mouvements tertiaires.

L'effet principal des mouvements tertiaires a été d'élever le massif ancien asturo-cantabrique en un pli de fond déversé vers le sud et s'enfonçant vers l'est sous les terrains secondaires.

Les seuls arguments paléontologiques que l'on possède concernant le Léon et les régions avoisinantes montrent que la phase principale de ces mouvements est antémiocène. Dans les asturies cependant, on observe que le gypse d'Oviedo bien daté par une faune de l'Eocène supérieur est plissé avec le crétacé et recouvert par des conglomérats discordants le plus souvent subhorizontaux, mais offrant par place des pendages appréciables.

Les mouvements principaux sont donc oligocène, et sans doute du début de cette période ils sont à peu près contemporains des mouvements pyrénéens : on sait en effet qu'au long de la bordure des pyrénées, l'éocène plissé est surmonté par l'oligocène subhorizontal (1)

En réalité le mouvement de surrection qui a conduit à l'état de chose actuel a été assez progressif. Au cours du secondaire

---

(1) Ces conclusions coïncident avec celles de G. de Llanera (op.cit.1934). R. Ciry, outre les mouvements pyréniens admet la possibilité de mouvements, plus atténués, entre l'oligocène et le miocène (R. Ciry, op.cit.p.471)

quelques mouvements précurseurs en étaient les premiers indices. A l'époque du dépôt des grès de Las Bados le mouvement de direction définitif s'esquissait déjà. Et à l'oligocène, probablement vers le début, et il a atteint son intensité maximum. Après le miocène il est encore appréciable puisque les formations miocènes offrent des pendages sensibles au voisinage du massif ancien, tenu compte de l'inclinaison initiale des couches conglomératiques Ajoutons qu'au Pliocène et au Pleistocène le mouvement principal parait avoir consisté en l'élévation d'ensemble de toute la masse continentale.

CHAPITRE 1er

Remarques préliminaires

CHAPITRE 1er

Remarques préliminaires

Remarques préliminaires

Bien que le lecteur ne doive pas s'attendre à trouver ici une véritable monographie paléontologique sur les espèces cambriennes, siluriennes et dévoniennes du Léon, j'ai attaché dans mes recherches qui touchent surtout à la stratigraphie et quelque peu à la tectonique, une importance capitale à la détermination des fossiles. Cette détermination constitue effectivement le point de départ, la base en quelque sorte de mon travail, constatation au demeurant d'un ordre général : les études géologiques et principalement stratigraphiques de quelque amplitude reposent finalement sur les données paléontologiques. Il est clair, en effet, que la précision apportée à la stratigraphie dépend directement de l'analyse minutieuse des restes organiques ; d'autre part la précision apportée à la tectonique dépend du détail et de l'étendue des connaissances stratigraphiques acquises.

A propos de ces études paléontologiques, j'ai entrepris de fréquents voyages en France et à l'étranger pour visiter les collections et les gisements les plus instructifs, au début pour me mettre au courant des faunes cambriennes, siluriennes et dévoniennes, ensuite pour comparer des fossiles récoltés en Léon et dans les Asturies. J'avais heureusement à peu près terminé le contrôle de mes déterminations lorsque la guerre est survenue. Au reste, dans un mémoire sur les Brachiopodes de Ferrônes et de Sabero (Ann. Paléont., XXVII (1938) .41-) j'ai déjà eu l'occasion de parler d'un nombre appréciable de fossiles sur lesquels je ne reviendrai que très brièvement.

Il y a cependant deux groupes pour lesquels il m'a paru indispensable de m'adresser à des spécialistes, ce sont les Graptolites et les Polypiers.

M. G. WAT LOT, dont la compétence s'étend d'ailleurs à beau-

coup d'autres domaines, a bien voulu se charger de la détermination des Graptolites. Fort de l'expérience de M. Hundt et de M. Haberfelner dans la Sierra Morena (1), je me suis efforcé de fournir de bons spécimens au paléontologiste français le plus réputé dans cette spécialité. M. WATERLOT emploie des méthodes très délicates pour ce genre de détermination dont il a une grande habitude, c'est lui, on le sait, qui a reconnu la plupart des Graptolites du Maroc.

Je dois la détermination des Polypiers à l'obligeance de Mlle M. Le Maître qui en a une très vaste expérience et dont la compétence relative aux faunes dévoniennes en général est bien connu de tous les géologues. Comme M. WATERLOT, Melle Le MAÎTRE emploi des méthodes minutieuses et ne se contente pas de détermination à vue.

Dans les préliminaires de la partie stratigraphique du présent ouvrage j'ai déjà souligné la précision qu'il faut introduire dans les déterminations paléontologiques ; le paléontologiste stratigraphe

---

(1) E. Haberfelner ; Grapt. der Sierra Morena, Abh. der Senk. Naturf. Gesell. 43,2, (1931). Hundt avait reconnu de nombreuses espèces de Graptolites appartenant à presque toutes les zones du Gothlandien dans les spécimens rapportés de la Sierra Morena par Henke. Après une révision très serrée, HABERFELNER a constaté que ces spécimens n'appartiennent en réalité qu'à un nombre réduit d'espèces, et que celles-ci se groupent toutes autour de la zone 20 (...) On voit à quelles erreurs peut se laisser entraîner un spécialiste pourtant réputé . On ne sait plus bien alors le crédit que l'on doit accorder aux déterminations "à vue" faites par des géologues moins avertis. Il saute aux yeux, pour n'en citer qu'un exemple, que Monograptus nilssoni a été souvent cité par erreur dans les gisements de l'Espagne méridionale où l'on voit cette espèce citée à peu près tous les niveaux du Gothlandien.

doit être "diviseur" comme l'a déjà fait remarquer L.CUÉNOT. Mais c'est surtout dans le mémoire précité que j'ai insisté sur la manière dont le problème des déterminations me paraît devoir être conçu. Le point de vue avancé peut se résumer ainsi : le paléontologiste doit introduire dans ses recherches un état d'esprit biologique (et non celui d'un philatéliste), mais il est évident que les idées, fussent-elles biologiques, ne doivent en définitive intervenir qu'à posteriori ; le but essentiel est de dégager des études anatomiques (anatomie descriptive et anatomie comparée) et de celles des modifications suivies dans l'espace et dans le temps, les données vraiment objectives.

Il est manifeste que la paléontologie s'appuie sur des concepts encore très imprécis. La notion d'espèce, par exemple, dont le rôle est sinon capital, du moins essentiel par sa commodité en paléontologie stratigraphique, est liée à celle du caractère par des relations quantitatives et statistiques. Envisagés sous cet aspect, les problèmes relatifs à l'espèce sont généralement insolubles, d'autant plus que la notion de caractère est souvent elle-même imprécise. En réalité, les paléontologistes font appel à leur jugement personnel et, après avoir confronté leurs conclusions, ils aboutissent à des notions très approximatives dont les résultats sont cependant encourageants. Il n'en demeure pas moins, et c'est là où je voulais en venir, que la part du subjectif dans la détermination des espèces reste considérable.

Parmi les nombreuses questions susceptibles de se poser à propos de l'espèce, j'en signalerai une qui mérite quelqu'attention de la part du stratigraphe ; c'est celle du polymorphisme dû au milieu, et à ce propos il me paraît utile de rappeler le cas des Artemia salina actuelles ; ce sont des phyllopodes anostracés cosmopolites qui vivent

qui vivent normalement dans les eaux foryement salées, mais s'accommodent aisément de salures très variées. On a pu montrer expérimentalement que la forme générale de l'ornementation des lamelles caudales de ces petits crustacés dépendent de la salure des eaux dans lesquelles ils se sont développés ; les différences d'aspect sont si considérables que l'on en ait autrefois plusieurs espèces distinctes. Dans des lagunes saumâtres en voie de dessiccation près du bord de la mer Noire on a pu voir les différentes formes se succéder en l'espace d'un petit nombre d'années. Cet exemple de polymorphisme n'est en réalité qu'un entre des milliers, mais il est vraiment démonstratif. Que l'on transpose maintenant le tableau des lagunes à Artemia dans le domaine géologique, il est à prévoir que le stratigraphe cherchera à établir ses corrélations à l'aide des différentes formes d'Artemia qu'il sera d'ailleurs tenté d'ériger en espèces. Un biologiste averti il confrontera ses observations et vitera l'erreur. Sinon ses corrélations seront inexactes il ne fera que repérer dans le temps les moments d'équisalinité des différentes lagunes. Toutefois s'il s'agit d'un seul grand bassin sans apport appréciable et en voie d'assèchement continu, ces formes pourront à la rigueur avoir une valeur stratigraphique strictement restreinte à celui-ci ; c'est ce qui semble être un peu le cas de gastéropodes telles que les Planorbes et les Limnées du Eocène et du Pliocène lacustres d'une partie de l'Europe centrale et méridionale.

Il ne semble pas que des cas de ce genre se présentent fréquemment en ce qui concerne les fossiles primaires du Précambrien, mais j'ai eu maintes fois l'occasion de me poser la question, à propos des Para oxides par exemple.

CHAPI I II

Fossiles du Cambrien

FOSSILES DU CAMBRIEN

Les fossiles cambriens recueillis en Léon proviennent du Criotte de Lacara et de quelques assises des schistes et grès d'Oville, ils sont tous d'âge acadien.

Je rappelle que les fossiles du Criotte ont été découverts par Casiano de Prado il y a plus de 80 ans et qu'ils constituent la plus riche faune cambrienne connue en Espagne. La collection de l'école des mines de Paris (collection Verneuil) et surtout celle de l'Institut géologique de Madrid, renferment de nombreux et remarquables spécimens de cette faune.

Les schistes et grès d'Oville n'avaient pas livré de fossiles jusqu'à présent.

Les Grés de la Herrería, dont une partie est sans doute cambrienne, sont totalement azoïques.

PI.T.S ET I.U .TAR. .TI.

Les Nérítes et diverses traces attribués à des ers, parfoi à des Tribolites ou à d'autres organismes, sont très abondants à certains niveaux du Cambrien. Nous en figurons quelques exemples, ils proviennent tous de la base des Schistes d'Oville (Pl. fig). Les plus caractérisés de ceux-ci se rangent dans les genres Palaeospongia Bornemann(1) Arthrophycus Hall(2), et Rhysophycus Hall.(2)

Au N.W. de Valdepielago on rencontre des empreintes analogues à les Nérítes dans la partie supérieure des calcaires blancs de Lancara.

Dans le griotte rouge de Lancara on ne trouve guère de pistes, cependant au S-W du village de Villamanin on voir à la surface des bancs de cette formation des traves énigmatiques en forme de tore de 10 à 1. cm. environ de diamètre.

D'autre part, dans un lit de silexite appartenant à l'assise moyenne des dolomies de Lancara près de Bonar, L.Cayeux a reconnu quelques cellules qui pourraient être attribuées à une Algue.

Genre Scolithus Haldeman

13.7 . Scolithus linearis Hall, Pal.of N-Y, I, p.2, pl.1

1.3. . Scolithus linearis Barrois, Mém.Soc.géol.Nord, 2, mém.1, p.177, pl.I., fig.1 , pl.V, fig.1-3.

Ch. Barrois (loc.cit) a discuté en détail l'origine de ces perforations cylindriques perpendiculaires à la surface des bancs et remplies de sédiments notablement plus fins que ceux qui constituent

---

(1) Semblable à Palaeospongia prisca in Bornemann, Nova Acta 51, 1) p.12, pl.III, fig. 1-3. Toutefois, les lames minces faites dans le sédiment ne m'ont pas révélé de spicules.

(2) Voir : N Delgado Bilobites du Silurique du Portugal, Lisbonne 1.86, et d. Hall, Nat. Hist. of. N-Y 4 Pal (2), 1852.

la roche encaissante.

En léon on les voit apparaître dans la partie inférieure des schistes et [illegible] d'Oville, ils sont assez fréquents dans les bancs de passage de cette formation aux Quartzites de Barrios.

Les Scolithes sont nettement liés aux facies, on ne les rencontre en effet que dans les formations arénacées telles que les schiste verts gréseux et les quartzites en plaquettes ou en bancs minces séparés par des lits schistoïdes.

C Y S T I D E S

ORDRE DE [illegible] A PHORITEA HASCHEL

Famille des Anomalocystidae Meek.

Genre Trochocystites Barrande

Trochocystites bohemicus Barrande

1859 - Trochocystites bohémicus Barrande. Bull. Soc. géol. France (2) 14, p.[illegible].

1860 - Trochocystites bohemicus Barrande et Verneuil. Bull. Soc. géol. France (2) 17, p.537 pl.VIII, fig.1

1882 - Trochocystites bohemicus Barrois, mém. Soc. géol. Nord, 2, fém.1 p.1[illegible]8.

1[illegible] - Trochocystites bohemicus Sampelayo, Expl. nuvo Sapa geol. Sapana (Cambriano) p.191, pl.VII.

Barrande avait assimilé, avec quelques réserves, le Cystidé dont on rencontre fréquemment les articles désagrégés dans la griotte rouge de Lancara avec une forme du même niveau de Bohème.

Les découvertes ultérieures semblent avoir confirmé cette détermination, néanmoins les calices conservés sont rares et il est possible que les articles appartiennent à plusieurs espèces.

Ces articles sont, nous le disions, fréquents dans les griottes rouges de Lancará ; le microscope en révèle très souvent

également dans les calcaires clairs de la même formation. On en trouve parfois aussi dans les assises inférieures des schistes d'Oville.

Localités : Dans tous les affleurements des calcaires de ancara ; en particulier aux environs de Villamanin, de Cinera, au N. de Bonar, au N. de Verdiago. Dans les schistes d'Oville près de aldepielago et à Oville.

B R A C H I O P O D A

ORDRE DES ATREMATA BEECHER

Famille des Obolidae King

Genre Lingulella Salter

Lingulella heberti Barrois

1132 - Lingulella heberti Barrois, Mém. Soc.géol.Nord, 2, mém. 1. p.185, pl.IV, fig.3.

Cette espèce est voisine de Lingulella davisi M'Coy des Lingula flags du Pays de Galles, Ch. Barrois la compare aussi à d'autres espèces appartenant au sommet du Cambrien où a la base du silurien.

Le type provient de la base des grès de Cabo-Busto près du Cap Vidio (Asturies). Les quelques spécimens que j'ai recueillis en Léon près de Barrios de Luna sont identiques à ceux qu'à décrit Barrois ; ils n'ont pas été trouvés en place, mais ils proviennent indubitablement des dernières assises des schistes et grès d'Oville.

O D R E de NEOTREMATA BEECHER

Famille des Obolellidae Walcott et Schuchert

Genre Botsfordia Matthew.

Botsfordia barrandei Walcott

1. O - Brachiopode (Obolus?), Barrande et Verneuil, Bull. Soc. Géol. France (2) , 17 , p.5?6, pl.VIII, fig.5

1908 - Botsfordia barrandei Walcott, Smith misc. Coll., 52, 3 p.77

1954 - Obolus barrandei Sampelayo, Expl.del nuevo mapa geol. espana (Cantabrico) p.194, pl.LX, pl. X, fi . 1-5.

Barrand et Verneuil ont montré les rapports et les différences que présente ce Brachiopode avec ceux du genre Obolus et Lingulotreta. Mais Walcott l'a assimilé, avec cependant quelques réserves, au genre Botsfordia.

Cette espèce est assez commune dans toute l'épaisseur du Griotte de Cancara ; j'en ai même trouvé un spécimen au sommet des calcaires à teinte claire de la même formation.

Localités : Près de Villa manin, de Cardenas, de la Melilla au S. de Donar.

Botsfordia leonensis Sampelayo

1954 - Obolus leonensis Sampelayo, Expl. del nuevo mapa geol. espana (Cantabrico) p.190, pl. 1, fig. 1-4.

Cette espèce porte comme la précédente des côtes concentriques, mais elles sont ici plus fortes et plus régulières. Ces deux espèces sont très polymorphes et il semble y avoir tous les intermédiaires entre elles, aussi ne sont-elles sans doute pas distinctes.

Elle accompagne la précédente dans ses principaux gisements

Famille des Acrotretidae Schubert

Genre Acrothele Linnarsson

Acrothele primaeva Barrande et Verneuil

1850 - Discina primaeva Barrande et Verneuil, Bull. Soc. Géol.France (2) 12, p.b.2, pl. III, fig.2

1896 - Acrothele primaeva Pompeckj, Jahrb.Kai.Kon. Geol. Reichsanstalt, 45, (1895), p.603.

1899 - Acrothele primaeva Walcott, Monogr.U.S. Géol. Survey, 51, 1, p. 5

1954 - Acrothele primaeva Sampelayo, Expl.del nuevo mapa geol. espana (Cantabrico), p.207.

Ce brachiopode du Briotte de Lancara semble rare dans la région. Je n'en pas trouvé moi même.

ORDRE DES PROPRIETATA BEECHER

Famille des Billingsellidae Schuchert

Genre Nisusia Walcott

Nisusia vaticina Walter

1860 - Orthisina vaticina Barrande et Verneuil, Bull. Soc. Géol. France (2) 17, p.833, pl. VIII, fig.8

1934 - Nisusia vaticina Campelayo, Expl. del nuevo Mapa geol. España (Cambriano), p.205, pl. XIII, fig. 3,4,5, pl.XIV.

Cette coquille, sur les échantillons bien conservés, se montre couverte de stries assez fines, dicotômes et surmontées de petites épines tubulaires.

C'est une forme très répandue dans le Briotte de Lancàra. On le retrouve dans les Lingula flags du pays de Galle dont le niveau est un peu plus élevé que celui de Lancàra.

Localités : Près de Villamanin, près de Buedongo, au Nord de Bonâr, aux environs de Cerecedo, de Cremenes et de Corniero.

Genre Jamesella Walcott

Jamesella pellicoi Barrande et Verneuil

1860 - Orthisina Pellico Barrande et Verneuil, Bull. Soc. Géol. France (2) 17, p.8[illegible]5, pl.VIII, fig.7.

1934 - Nisusia pellicoi Campelayp, Expl. del nuevo Mapa geol. España (Cambriano), p.208, pl. XIV

Coquille plus petite que la précédente et qui atteint sa plus grande largeur dans la région cardinale. Ses côtes, peu nombreuses sont espacées et ne portent pas d'épines.

Localités : Environs de Crémenes, de Cerecedo. Au Nord de Bonâr.

Jamesella penae Sampelayo

19.4 - Wimania penae Sampelayo, Expl. del nuevo Mapa geol. España (Cambriano) p. 01, pl.XIV.

Cette espèce est fort curieuse par sa forme qui rappelle celle d'un Spirifer.

Le type, figuré par P.H.Sampelayo, provient des environs de Corniero.

Genre Coorthis Walcott

Coorthis primordialis Barrande et Verneuil

18 0 - Ort is primordialis Barrande et Verneuil, Bull. Soc. Géol.France, (2), 17 p. 58, pl.VIII, fig.6

19.4 - Coorthis primordialis Sampelayo, Expl. del nuevo Mapa géol. España, (Cambriano), p.00, pl.XII, fig. 1-5 et pl.XIII, fig.1-2

Cette coquille, un peu plus large que longue possède deux valves de profondeur égale, ornées, de plis rayonnants. Ces plis indivis dans la région médiane sont dicotômes sur les côtés, leur nombre est variable. L'arête cardinale est droite et ne dépasse guère les trois quarts de la largeur totale de la coquille. Elle est pourvue d'un profond sinus apposé à un bourrelet non moins marqué.

Ce Brachiopode semble appartenir au genre Coorthis, mais il rappelle aussi beaucoup par certains caractères, le genre Huenella Walc.

L'espèce est très polymorphe ; en particulier, le nombre de côtes chez les individus de même taille varie du simple au double. P.H. Sampelayo y a distingué des variétés, mais l'examen d'un grand nombre d'exemplaires montre qu'il s'agit du polymorphisme propre à l'espèce

Ce Brachiopode est un des plus répandus du Griotte de Lancara Localités : Près de Villamanin, au Nord de Bonar, au Nord de Verdiago, près de Sabero, entre Cerecedo et Armenes, aux environs de Corniero.

G A S T O P O D S

ORDRE DES CTENOBRANCHIA A CONRAD

Famille des Capulidae Cuvier

Genre Capulus Montfort

Capulus Cantabricus Barrande et Verneuil

1868 - Capulus cantabricus Barrande et Verneuil, Bull. Soc. Géol. France(2) XV, p.381, pl.VIII, fig.4.

1874 - Capulus cantabricus Lampelayo, Expl. nuevo mapa geol. Espana (Cambriano), p. 21, pl. III.

Coquille en forme de cône plus ou moins aigu à base arrondie portant des côtes au nombre de 6 et 7, peu prononcées, dirigées suivant les génératrices.

Localités : environs de Cormiero. Au bord de Sonar.

Genre Tenotheca Walter

Tenotheca rugosa Hall

1868 - Capulus indét. Barrande et Verneuil, Bull. Soc. Géol.France (2) XV p.371, pl.VIII, fig.3.

1874 - Tenotheca rugosa Lampelayo. Expl. nuevo mapa geol. Espana (Cambriano), p. 21, pl.VIII.

Ce petit Gastopode semble assez rare dans les régions cantabriques, je n'en ai pas retrouvé. Les spécimens du Musée de Madrid ont été ramassés dans la Triotte de Lacara entre Cormiero et la Velilla.

T R I L O B I T E S

ORDRE DES HYPOPARIA BEYRICH

Famille des Agnostidae M'Coy

Genre Agnostus Brongniart

Agnostus. indét. (3 espèces) Barrande et Verneuil. Bull. Soc. Géol. France ( ) XV, p.[illegible].

Dans les collections de Casiano de Prado il y avait, selon Verneuil et Barrande, des Agnostus appartenant à au moins deux espèces distinctes.

ORDRE DES OPISTHOPARIA BEECHER

Famille des Conocoryphidae Angelin

Genre Conocoryphe Corda

Conocoryphe heberti Bergeron et Munier-Chalmas

1852 . Conocephalite sulzeri Barrande, Syst. Sil. 1, pl.XIV fig. 1-1 (excl.

1860 . Conocephalites sulzeri Barrande et Verneuil, Bull. Soc. Géol.France (2) 17, p.527, pl.VII, fig. 1-5

1882 . Conocephalites sulzeri Barrois, Mém. Soc. Géol. Nord, 2, mém. 1, p.171

1884 . Conocephalites heberti Bergeron et Munier-Chalmas, Comptes-rendus Ac. Sc. 101, p.375.

1889 . Conocephalites heberti Bergeron, Bull. Soc. Géol.France (3), 17, p.284

1889 . Conocoryphe heberti Bergeron, Ann. Soc. Géol. 22, p.?4, pl.III, fig. 1-4

1901 . Conocoryphe heberti Pompeckj, Zeits Deuts.géol.Gesellschaft 53, 1 p.?, pl.I, fig 1-5

1 . Conocoryphe sulzeri Sampelayo, Expl. nuevo Mapa géol. España (Cambriano p.?, pl.XIII

1 . Conocoryphe heberti Moral, p.?

Ce trilobite, très répandu dans le Cambrien moyen des régions méso-géennes, est aussi l'espèce la plus commune des formations rouges de L..ara ; on la rencontre parfois aussi dans la partie inférieure des Schistes et Grès d'Oville.

Localités : Environs de Villamanin, de Cinera, de Fontecho, de Crémenes, au Nord de Mariano, au Nord de Bonar et près de Corriero.

Conocoryphe ribeiroi Barrande et Verneuil

1860. Conocephalites ribeiro Barrande et Verneuil, Bull. Soc. Géol. France(2 17, p.538, pl. VI, fig. 7-12.

1882. Conocephalites ribeiro Barrois, Mém. Soc. Géol.Nord, 2, mém. 1, p.171.

1954 . Conocoryphe ribeiro Lampelayo, Expl. nuevo Mapa geol. España (Cambriano) p.210, pl. XVII

Espèce de faible taille, et pourvue d'yeux d'ailleurs relativement très petits. Toute la surface du corps est couverte de granulations fortement prononcées.

Assez commune dans la partie supérieure des Calcaires de Lancara, beaucoup plus rare dans les schistes d'Oville dont seule la partie inférieure renferme des Trilobites.

Localités : Dans les calcaires rouges de Lancara au Nord de Lomar et près de Cerecedo ; dans les schistes d'Oville au N.O.de Valdepielago.

Conocoryphe castroi Barrois

1892. Conocephalites castroi Barrois, mém. Soc. Géol. Nord, 2 , mém. 1, p. 171, pl.IV, fig.2.

Ce trilobite, découvert par Ch. Barrois, dans les schistes verts de la Vega se distingue du précédent par sa tête plus traversée et par son anneau occipital bien individualisé qui porte 2 petites épines dirigées vers l'arrière.

En Léon il semble manquer dans les calcaires de Lancara et il est rare dans les schistes d'Oville.

Localité : N.O. de Valdepielago.

Genre Ctenocephalus Corda

Ctenophalus coronatus Barrande

1846 . Conocephalus coronatus Barrande, Notice prél. Fil. Bohême, p.1[illegible]

1847 . Ctenocephalus barrandei Corda, Prod. monogr. böhm. Tril.p.96, pl.II, fig.12.

1852 . Conocephalites coronatus Barrande, syst. Sil. 1 , p.424, pl. XII, fig.30-33.

1880 . Conocephalites coronatus Barrande et Verneuil, Bull.Soc. Géol. France (2) 17, p.527, pl.VII, fig. 7-12.

1889. Conocoryphe coronatus Bergeron, Ann. Soc. Géol. 22 p.333, pl.II, fig.12.

1893. Conocoryphe coronatus Pompeckj, Jahrb. Kai.Kon.Géol. Reichsanstalt 43 (1893) 3, p.533.

1934. Ctenocephalus coronatus Sampelayo, expl. nuevo Mapa Geol. Espana (Cambriano) p.210, pl. XVIII.

Barrande considère les spécimens du Léon comme parfaitement semblable à ceux de Bohême. Toutefois la tubercule placée sur l'anneau occipital prend ici une forme plus prononcée et s'allonge en épine.

Cette espèce n'a été trouvée que dans le Griotte de Lancara et elle y semble rare.

Famille des Paradoxidae Emmrich

Genre Paradoxides Brongnart

Paradoxides pradoanus Barrande et Verneuil

1860. Paradoxides pradoanus Barrande et Verneuil, Bull.Soc. Géol. France(1) 17, p.526 , pl.VI, fig. 1-8.

1882 .Paradoxides pradoanus Barrois, Mém. Soc. Géol. Nord, 2, mém.1, p.169.

1934. Paradoxides pradoanus Sampelayo, Expl. Nuevo Mapa geol. Espana (Cambriano) p.231.

Ce paradoxides, ainsi que le suivant, appartient au groupe des P.rugulosus par ses quatre paires de sillons à glabelle. Il est commun dans les assises rouges des calcaires de Lancara, il manque, ou tout au moins est très rare, dans les Schistes d'Oville. Ch. BARROIS l'a retrouvé au N. des Asturies dans les Schistes de la Vega, il y est très rare aussi.

Localités : Au Nord de Sonar et de Sabero d'après C. de Brado. Je l'ai trouvé à Villamanin, à l'Est de Cinera et au Nord de Verdiago.

Paradoxides barrandei Barrois

1882. Paradoxides barrandei Barrois, Mém. Soc. Géol. Nord, 2, mém.1, p.169 pl.IV, fig. 1

1924. Paradoxides barrandei Sampelayo, Expl. Nuevo Mapa Géol. Espana (Cambriano) p.221.

Ch. Barrois a qui l'on doit cette espèce la distingue de la précédente par son pygidium, qui, au lieu d'être plan avec une extrémité postérieure pointue sans bifurcation, est tronqué et échancré a sa partie postérieure rappelant à cette égard Paradoxides rugulosus de Bohême.

Les spécimens que j'ai récoltés dans les schistes et grès d'Oville paraissent tous se rapporter à cette espèce. Je n'ai toutefois pu en rapporter que des cranidiums, les segments et surtout les pygidiums dans cette roche friable étant très fragiles. Je n'en ai pas, par contre, trouvé dans les calcaires de Lancara.

Bien que cela semble exceptionnel, Paradoxides pradanus a été trouvé par Ch.Barrois à côté de Paradoxides bazzandei dans la partie inférieure des schistes de Puente Radical (équivalent asturien des schistes d'Oville. Ceci est un argument qui tend à prouver que ces deux espèces sont distinctes et qu'il ne s'agit pas d'une espèce présentant deux aspects différents selon qu'elle se trouve dans le milieu où se sont déposé les calcaires griottes de Lancara ou dans celui qui a donné naissance aux schistes d'Oville (voir p

Localités : A Oville dans les formations schisteuses et dans les grès au N.O de Valderielago.

Famille des Illipeocéphalidae Matthew

Genre Agraulos Corda

Agraulos Ceticephalus Barrande

1852 - Arionellus coticephalus Barrande, Syst. Sil. 1, p.405, pl.X, fig. 1 -8, 8-21, pl.XI, fig.7

1880 - Arionellus coticephalus Barrande et Verneuil, Bull. Soc. Géol. France (2) 12p.628 pl.VI, fig.13-17.

1895 - Agraulos coticephalus Ponpeckj, Jahrb. Kai kon géol. Reichsanstalt 44 (1895), 3, p. 648, pl. XVIII fig.12-13.

1934 - Agraulos coticephalus Campelayo, Expl. nuevo Mapa géol. Espana (Cambriano) p.219, pl.XIX.

Ce tribolite, toujours d'assez petite taille, se rencontre à la fois dans les assises rouges des Calcaires de Lancara et dans la partie inférieure des Schistes d'Oville ; il semble assez rare dans chacune de ces formations.

Localités : Dans les Calcaires rouges de Lancara près de Villemanin et aux environs de Crémenes et de Corniero. Dans les Schistes verts aux environs de Valdepielago.

Trilobite (nov. gen., nov. sp.)

VUE D'ENSEMBLE ET CONCLUSION

Vue d'ensemble et conclusions (1)

Les terrains anciens du Nord du Léon n'ont pas été affectés par le métamorphisme, comme d'ailleurs ceux de la majeure partie des Asturies, et ils sont particulièrement fossilifères dans presque toute leur épaisseur en sorte que de nombreuses zones peuvent y être reconnues depuis l'Acadien jusqu'à la base du Permien. La Stratigraphie, et partant, la tectonique du massif primaire du Nord du Léon et des Asturies peuvent donc s'appuyer sur des données objectives particulièrement précises. - Ces terrains ont subi l'action de deux poussées orogéniques principales : l'une au cours de la phase astarienne de l'orogénèse hercynienne, l'autre au cours de la phase pyrénéenne de l'orogénèse alpine; ils constituent en un sens le socle ancien d'une chaine tertiaire . Au reste, ces deux orogénèses ne sont pas de même nature et la direction des forces qui les ont engendrées sont très nettement différentes.

Les régions primaires du Léon et des Asturies offrent ainsi un matériel de recherches de première valeur. On conçoit l'intérêt exceptionnel qu'elles offrent au géologue.

L'objet principal de cette étude a été l'analyse des terrains antécarbonifères du Nord du Léon. La révision des mêmes terrains dans la majeure partie des Asturies et des explorations aux confins des Asturies et de la Galice ainsi que dans le Bierzo m'ont permis de coordonner ces résultats avec ceux acquis dans ces régions par

---

(1) Les principaux faits ont déja été groupés et résumés à la fin des chapitres de Stratigraphie et dans la partie tectonique.

Ch. Barrois et après lui, par P.H. Sam elayo, L. Adaro, G. Delepine. Je n 'ai pas entrepris l'étude des terrains carbonifères, mais j'ai pu constater qu'à leur propos la plupart des données concernant les Asturies étaient applicables au Léon; il m'a fallu toutefois controler et préciser certaines données concernant les assises supérieures du Carbonifère. Enfin, pour compléter l'étude tectonique du massif primaire, j'ai été conduit à utiliser les observations relevées par M. Karrenberg R. Wiry, Saenz Garcia, Royo Y Gomez concernant le Secondaire et le Tertiaire des régions avoisinantes.

On peut esquisser à l'aide des données que j'ai ainsi rassemblées, la succession dans le temps des principaux événements dont la région Asturico-Léonaise et sa bordure galicienne ont été le siège. En somme, c'est l'histoire d'un fragment de la Chaine Hercynienne en Espagne repris par les mouvements Tertiaires que l'on est conduit à retracer.

Precambrien et Cambrien

Aussi loin que l'on puisse remonter dans l'histoire des régions Cantabriques, le nord du Léon, la majeure partie des Asturies et la Galice orientale étaient occupées par une mer peu profonde tandis qu'un puissant massif où devaient dominer les roches gneissiques s'avançait de l'Est jusqu'à l'approche de l'emplacement actuel des picos de Europa. Sur une large étendue autour de ce massif antecambrien se déposaient des éléments détritiques assez grossiers qui ont donné naissance aux grès feldspathiques de la Herrería, bien caractérisée dans le Nord où cette formation a plus de 1400 mètres d'épaisseur, mais dont la base reste inconnue. Aux

confins des Asturies et de la Galice, les Schistes verts de Vegadeo sédiments palagiques légèrement metamorphisés sont vraisemblablement contemporains de ces Grès feldspathiques.

Ce régime a débuté au Précambrien et a du se poursuivre durant tout le Georgien. En effet, aux Grès de la Herreria succèdent les Dolomies et calcaires cristallins de Lancara probablement à peu près contemporains des calcaires à Archaeocyathidés de la montagne noire (1) et le niveau à mesonacidés caractérisant le Georgien devrait par comparaison avec la même région pouvoir se situer de façon fictive non loin du sommet des Grès de la Herreria.

Avec l'Acadien les conditions ont changé.

Au début, dans le Nord du Léon et une notable partie des Asturies, des dépôts de calcaires dolomitiques, des calcaires cristallins légèrement glauconieux puis des calcaires rouges du type griotte se sont accumulés, ils constituent le Complexe calcaire de Lancara. Dans le Secteur Ouest des Asturies et dans la partie voisine de Galice, ils sont remplacés par des calcaires grès à texture fine ou des calcaires saccharoïdes, les Calcaires de Vegadeo. C'est certainement dans une mer peu profonde que ces dépôts se sont formés, mais, malgré la présence de glauconie, il est manifeste que les influences littorales avaient presque cessé pendant la première partie de l'Acadien.

La sédimentation calcaire n'a pas tardé à être remplacée par une sedimentation terrigène donnant des schistes phylliteux et griseux. Ce nouveau régime s'est établi vers le milieu de l'Acadien

---

(1) Ces calcaires sont placés de préférence dans le Goergien par M. Thoral, le point de vue adopté ici est un peu différent. (CICR)

sans transition et de façon assez uniforme sur tout le Nord du Léon, les Asturies et l'Est de la Galice, puis il s'est modifié ensuite de façon lente et graduelle pour aboutir au Silurien à une sédimentation purement arénacée donnant des quartzites blancs du type armoricain qui traduisent une influence littorale certaine. C'est toujours de contrées situées à l'Est des régions étudiées que provie draient les éléments sédimentaires.

Ces dépôts terrigènes constituent les schistes et grès d'Oville dans le Nord du Léon. Ils sont formés de schistes verdâtres coupés de petits bancs quartziteux, très rares dans l'assise inférieure, fréquents et de plus en plus épais vers le sommet; à leur base on trouve parfois des grès massifs. Des sills de dolerite s'intercallant souvent dans la série des Grès et schistes d'Oville; l'âge de ces intrusions n'est pas bien précisé, mais il est certainement antestephanien. On rencontre aussi localement en Léon des lits de roches pyroclastiques qui paraissent situées près de la limite des schistes et Grès d'Oville et des quartzites qui les surmontent. Dans les Asturies et l'Est de la Galice cette formation est représentée par les Schites de Fuente Radical (ou de Vegadeo). Ils sont dans l'ensemble plus puissants et de texture plus fine que les Schistes et Grès d'Oville, surtout aux confins de la Galice; des grès versicolores terminent la série.

Le précambrien ne renferme pas trace de fossiles. La plus ancienne assise fossilifère est celle du Griotte de Lancara ou abondent Trilobites et Brachiopodes; dans des autres assises les fossiles sont très rares. - Comme souvent dans les régions méditerranéennes, deux zones de Paradoxides très voisines des formes de Bohême peuvent être reconnues dans l'Acadien : une zone a

Paradoxides pradoanus dans le griotte, une zone à Paradoxides barrandei dans la partie inférieure des Schistes et Grès d'Oville. Dans le Nord du Léon et la majeure partie des Asturies, le lots damien et le Tremadoc lien que non identifiés paléontologiquement existent selon toute vraisemblance car on observe dans les Schistes et grès d'Oville le passage graduel de l'Acadien supérieur fossilifère aux quartzites de l'Arenig. Toutefois l'épaisseur des couches pouvant être rapportées à ces étages est assez ince; cette déficience est en relation avec une regression qui sans atteindre la région a pu entrainer un certain nombre de lacunes minimes, mais certaine en pas de lacune de notable importance. Il en est probablement de même en Galice, mais la question est controversée.

Silurien

Au Silurien les données sont plus nombreuses et plus précises. On peut distinguer trois zones isopiques dans les régions étudiées.

Le Nord au Léon appartient presque entièrement à une zone isopique que j'ai appelée zone de Berresga, les meilleurs types de série pouvant-être choisis dans le bassin supérieur du rio Berresga. Cette zone occupe aussi une partie importante des Asturies où elle en serre les régions carbonifères du Sud-Est de la province. De côté de ces régions, son extension initiale a été effacée par la transgression néodévonienne, tandis que du côté opposé, sa limite qui ne peut encore être bien déterminée, serait une ligne courbe dont la convexité tournée vers le Sud et l'Ouest cette ligne périmétrerait dans les Asturies au nord du bassin houilleux de Villablins et atteindrait la mer près du Rio de Pravia. - La zone isopique du Negro qui la borde extérieurement forme une ~~assez~~ large bande arquée, elle occupe en particulier la partie Nord-Ouest des Asturies

ou Ch. Barrois a fait ses principales recherches sur le Silurien.- Cette zone elle-même est bordée à l'Ouest et au Sud par la zone isopique de l'Eo qui comprend la bordure Ouest des Asturies et les régions voisines de Galice; une partie importante du Bierzo se rattacherait à cette zone.

J'envisagerai d'abord séparément l'histoire de ces trois zones.

Dans la zone de l'Eo, il n'est pas impossible que la mer se soit retirée pour un temps à la fin du Cambrien, mais le fait paraît on l'a vu très peu probable. Durant tout l'Arenig des sables fins se sont déposés à faible profondeur donnant naissance à des quartzites blancs du type armoricain. Au Llanvirn la sédimentation a repris un caractère pélagique; ce régime s'est poursuivi pendant tout l'Ordovicien avec cependant quelques retours, rares et momentanés, à la sédimentation arénacée. Les dépôts postérieurs à l'Arenig ont ainsi engendré une puissante série de schistes ardoisiers coupés de quelques bancs de quartzites; ils renferment près de la base Didymograptus urchisoni, puis des Trilobites, Calymene Tristani, Asaphus nobilis, et des Brachiopodes.- Au Gothlandien, la sédimentation offre dans l'ensemble un caractère plus nettement pelagique qu'à l'Ordovicien et enfin de période des calcaires se sont déposés. La série gothlandienne puissante aussi renferme ~~aussi~~ surtout des schistes pélitiques à graptolites, dont les espèces appartiennent pour la plupart aux zones 20-23 E-W; les bancs quartzites sont rares et le sommet est formé de lits calcaires encriniques.

La continuité de la sédimentation entre le Cambrien et le Silurien est de règle dans la zone du Negro. Les sables fins

se sont déposés au début du Silurien comme dans la zone de l'Eo, ce régime semble s'être poursuivi aussi durant une partie du Llenvirn, donc plus longtemps ue dans la zone précédente, mais ensuite, pendant le restant de l'Ordovicien, la sédimentation offre un caractère pelagique très analogue. La série ordovicienne se compose ainsi d'une formation de quartzites blancs à Bilobites, les Grès ou Quartzites de Cabo Busto de Ch. Barrois, suivie de schistes ardoisiers accompagnés de rares bancs de quartzites, les Schistes de Luarca du même auteur qui renferment Colymene tristani, Illaenus hispanicus, Orthis ribeiro, et de nombreux autres Trilobiteset Brachiop des; les couches supérieures, légèrement calcarifères de cette dernière formation réalisait le passage au Gothlandien. Au total, la série ordovicienne est ici notablement moins puissante que celle de la zone de l'Eo, bien que les quartzites de base soient plus épais. Vers le début du Gothlandien la les dépots comportent par places quelques lits finement arinacés ~~ne sont plus essentiellement pélagiques~~, ces conditions cependant n'ont pas prévalu ~~ont été passagères~~, et les sédements qui dominent ensuite ont donné des schistes ampeliteux fins de caractère pelagique indubitable; en bordure de la zone de Bernesga les influences littorales semblent reprendre peu avant la fin du Gothlandien. ~~Le Gothlandien~~, En employant toujours la nomenclature de Ch. Barrois, ~~est principalement formé par~~ les Schistes de Corral qui comportent des ampelites à très rares Graptolites représentent à eux seuls presque tout le Gothlandien à part le sommet est en général inconnu sauf en quelques points de la bordure interne de la zone ou il serait représenté par des grès ferrugineux analogues à ceux de Faradal. La série Gothlandienne de cette zone est beaucoup moins puissante que celle de la zone de l'Eo.

Dans la zone de Bernesga les conditions durant l'Arenig et une partie du Llanvirn étaient les mêmes que dans la zone précédente: des dépots arenacés se sont accumulés à fait la profondeur . Du Llanvirn au Llandovery supérieur aucun dépot n'a été conservé. La sédimentation présentant d'emblée un caractère pelagique a repris au début du Llandovery supérieur de façon simultanée sur toute l'étendue de la zone donnant naissance à des dépots ampeliteux à Graptolites Vers la fin du Gothlandien des influences littorales se sont de nouveau accusées de plus en plus et des dépots arenacés et ferrugineux se sont formés. La série silurienne se compose ainsi de quartzites blancs à Dilobites, les Quartzites de Barrios, d'aspect identique à ceux de la zone précédente et que Ch. Barrois a d'ailleurs désignés aussi par le nom de Cabo-Busto, et de Schistes noirs les Schistes du Formigoso qui renferment dans leurs premiers lits des Graptolites appartenant aux zones 20-22- E.W. Ils sont surmontés par les Grès ferrugineux rouges de San-Pedro, équivalents à ceux de Farado de Ch. Barrois, qui forment passage au Devonien. La vaste lacune qui sépare les Quarzites de Barrios des Schistes du Formigoso est le trait le plus caractéristique de la zone du Bernesga. En raison surtout de cette lacune, l'épaisseur des couches siluriennes de la zone isopique en question est bien moindre que celle des deux autres.

Le Silurien
~~Les Siluriens~~ des zones de l'Eo et du Negro offre d'étroites analogies avec celui des diverses régions de la Peninsule, les Pyrénées mises à part. Par ailleurs, la série silurienne du Negro est presque identique à celle du Sud de la Bretagne. Le Silurien de la zone du Bernesga est très particulier en raison de la lacune méso silurienne; un type analogue se rencontrerait cependant dans la province de Salamanque.

Ainsi la régression et la transgression qui de façon générale encadrent le Silurien dans le Nord de l'Europe n'ont eu dans les Régions Cantabiques qu'un écho atténué. Les apports côtiers qui paraissent toujours venir de l'Est, très importants au début de l'Ordovicien se sont atténués rapidement peu après et n'ont repris que vers la fin du Gothlandien. Au lieu du Silurien, dans des zones du Negro et de l'Eo, les dépots sont essentiellement pélagique; c'est pourtant l'époque où s'est produite la lacune qui caractérise la zone isopique du Bernesga, lacune dont l'amplitude est considérable, et qui se manifeste par des sédiments pélagiques d'aspect bathyal reposant sur des formations détritiques. Cette lacune ne peut, à mon sens, résulter d'une émersion et, à fortiori, il n'y a pas eu d'orogénèse locale, elle a du être engendrée par une inversion momentanée du mouvement épeirogénique positif qui se poursuivait dans ces régions depuis le Précambrien.

Dévonien

Le Devonien n'est connu que dans un espace correspondant à peu près à la zone isopique du Bernesga reconnue au Silurien. Ce fait résulte en grande partie des déformations tertiaires et plus particulièrement de l'ennoyage général des couches vers l'Est.

Le régime marin de caractère littoral avec sédimentation asanacée et ferrugineuse qui régnait à la fin du Silurien se retrouve au début du Devonien.

Ce facies résulte en somme d'une regression qui n'a d'ailleurs pas atteint les régions envisagées, cette régression

a eu s'effectuer vers la fin du Silurien, c'est à dire pendant la phase principale de l'orogénèse caledonienne du Nord de l'Europe.

Dès le Gedinnien cependant, les conditions se sont modifiées et au cours du Devonien inférieur les influences littorales ont été de moins en moins accusées. Succèdant aux Grès ferrugineux siluro-dévoniens de San Pedro et de Farada, des dolomies, des calcaires à Brachiopodes et des caleschistes à Ostrocodes ont ainsi pris naissance au cours du Gedinnien supérieur et d'une partie de l'Emsien constituent le Complexe de la Vid en Léon et de Ranëces dans les Asturies.

Durant l'Emsien supérieur et le début de l'Eifelien la sédimentation est devenue essentiellement calcaires, des formations corroligènes, de caractère non Récifal, ou abondent Polypiers et Stromatopores, et des couches à Brachiopodes se sont accumulées, constituant les Calcaires de Santa-Lucia et de Moniello (1)

Les conditions ont rapidement changé peu après le début de l'Eifalien et légèrement plus tôt en plusieurs points du Nord des Asturies : à l'accumulation de calcaires a succédé celle de dépots greseux et phylliteux, peu calcarifères mais souvent ferrugineux accompagnés par place de dépots pélagiques donnant des schistes carburés à nodules. Ce régime a duré jusqu'au milieu du Givetien. Les formations ainsi engendrées, les Grès et Schistes de Luergas en Léon, les Grès du Rabanco dans les Asturies renferment une notable proportion d'élément détritiques qui laissent soupçonner une certaine

---

(1) La désignation des Calcaires de Moniello est prise dans un sensun peu différent de celui de Ch. Barrois.

proximité de terres émergées.

Au Givetien supérieur et au début du Frasnien, les conditions sont cependant redevenues assez analogues à celles qui régnaient à l'Emsien supérieur : des dépots calcaires à Brachiopodes et Crinoïdes se sont accumulés tandis que se développaient des Polypiers. Ainsi ont pris naissance les Calcaires de la Portilla en Léon et les Calcaires de Candas dans les Asturies.

Au Frasnien inférieur, et plus tôt en certaines localités s'est esquissé un mouvement qui a pris au Famennien une plus grande ampleur amenant l'émersion des contrées situées principalement à l'Est des régions dévoniennes actuelles, englobant sans doute celle des Picos de Europa et s'avançant dans le Nord du Léon jusqu'aux environs de Vegamian.

En plusieurs localités, entre autre autour de Valdoré en Léon la sedimentation calcaire s'est encore poursuivie pendant une partie appréciable du Frasnien inférieur, mais d'une façon assez générale, peu après le début du Frasnien le demantellement des terres émergées à donné naissance à de puissants dépots arenacés plus ou moins calcarifères, origine des Grès de Nocedo.

Les phénomènes ont évolué dans le même sens durant tout le Frasnien et le Famennien inférieur entrainant l'émersion progressive de la région et l'accumulation des sediments dans les parties encore immergées. Du Famennien inférieur il ne subsiste du reste qu'un témion composé de quelques bancs gréseux se rattachant à la formation précédente, et de schistes carburés, les Schistes du Fueyo qui offrent un caractère surtout pelagique. La région a du émerger sur toute son étendue actuelle vers le milieu du Famennien.

Au Famennien supérieur, la mer a fait sa réapparition, en particulier dans la région de Vegamian à l'extrémité Nord du Léon; la transgression s'est rapidement accentuée au Strunien et la mer a de nouveau recouvert sensiblement toute la région. Durant cette transgression la sédimentation a été essentiellement arenacée, elle a donné naissance aux Grès de l'Ermitage dont la variation d'épaisseur est très remarquable.

En raison de la fréquence des fossiles à presque tous les niveaux du Dévonien, celui-ci est le mieux connu des terrains primaires des Régions Cantabriques. Les fossiles sont surtout des Brachipodes dont la plupart se rapportent à des espèces connues en Ardenne et en Bretagne.

Le sommet des Grès de San Pedro est bien daté par une faune a Spirifer mercuri et Acaste spinosa.

Dans la partie inférieure du complexe de la Vid, au dessus de l'assise dolomitique on trouve Spirifer primaevus, Spirifer subcultratus; Spirifer hystericus dans la partie moyenne on rencontre surtout Spirifer pellicoi et Spirifer trigeri, dans la partie supérieure on retrouve ces mêmes Spirifer mais le second disparait avant le sommet, on y rencontre aussi Uncinulus pilus. Le Complexe de Ranëces renferme a peu près les mêmes fossiles.

Les fossiles les plus caractéristiques des calcaires de Santa Lucia et de Moniello (s;l.) sont Spirifer auriculatus que l'on rencontre guère que près de la base, Spirifer paradoxus Uncinulus orbignyanus et Spirifer cultrijugatus. Ces deux derniers sont communs au sommet sauf en quelques localités où le facies gréseux apparait de façon précoce.

Les Schistes et Grès de Huergas renferment Phacopes potieri à leur base, Spirifer élegans en leur partie inférieure et moyenne, Martinia inflata, Anarcestes ronvillei dans la partie supérieure.

Parmi les espèces les plus caractéristiques des Calcaires de la Portilla on peut citer Spirifer mediotextus, Atrypheodonta nobilis; au même niveau, dans les Calcaires de Candas sur la côte asturienne on trouve Atrinocerh lus Burtini.

Dans les Grès de Locedo, outre Spirifer verneuili commun dans toute l'épaisseur, on rencontre, Spirifer Bouchardi dans la partie inférieure, puis Cariniferella du montiana à un niveau plus élevé, et Camarotoechia onaliusi près du sommet.

Les Schistes du Fueyo renferment Camarotoechia letiensis. Cette Rhynchonelle est courante aussi de même que Spirifer verneuili dans les Grès de l'Ermitage, mais dans l'assise terminale à laquelle cette formation est fréquemment réduite on trouve surtout Fugnax moresnetensis.

L'intérêt de ce Devonien riche en Brachiopodes est qu'il offre un type synthétique en ce sens que sa faune l'apparente à la fois à celui de l'Ardenne, à celui de la Presqu'île de Cornouailles, à celui de l'Armorique et à celui de certaines parties de la Peninsule Ibérique ou des Pyrénées pays entre lesquels les comparaisons directes sont souvent difficiles.

Le Devonien des Régions Cantabriques par sa continuité avec le Silurien, par le caractère transgressif du Famennien supérieur et par la nature de ses facies, se rapproche du Devonien de la bande de Chataulin-Laval en Armorique plus encore que par sa faune. Au même point de vue, ses relations avec celui du Pays

Basque sont peut-être plus étroites encore.

Sauf au Coblencien, les rapports du Devonien cantabrique avec celui du Sud de la Peninsule sont assez lointains, cependant le Devonien est partout transgressif au Sud du plateau d'Evora et en Andalousie

Carbonifère et Permien

Le Stéphanien mis à part, les terrains carbonifères couvrent à eux seuls de très vastes étendues à l'Ouest de la zone devonienne. Dans cette dernière zone, les assises inférieures du Carbonifère qui ont fait l'objet d'études récentes de la part de G. DELEPINE jouent également un role important. Le Stephanien discordant forme un certain nombre de bassins houillers situés en général au voisinage de la limite méridionale et occidentale de la zone devonienne.

Il est surtout question ici des couches carbonifères de cette zone ou voisines de celle-ci.

La mer qui, au Strunien, avait envahi la majeure partie sinon la totalité des régions envisagées a probablement continué à s'étendre durant le Tournaisien et le Viséen, mais ce n'est qu'au Viséen supérieur que la sédimentation a repris; elle a ~~ces derniers dépots ont~~ alors engendré un calcaire marneux rouge, le Griotte de Luente de Alba, riche en Goniatites, qui n'offre plus aucun caractère détritique (1)

Des dépots, calcaires ou calcareo-marnésiens se sont accumulés ensuite sous de très fortes épaisseurs donnant naissance au calcaire des Canons dont la faune à Fusulines est typique ent

---

(1) Ces conclusions relatives au Léon, ne sont peut-être pas valables pour toutes les Asturies où elles n'ont pas encore pu être contrôlées.

méditerranéenne. Mais peu avant la fin du Westphalien A les conditions se sont profondément modifiées : c'est le début de l'orogénèse hercynienne. Des régions étendues ont emergé et formé relief, sur leur pourtour de vastes plaines alluviales cotières couvertes de végétation n'ont pas tardé à se développer; toutefois la mer y a fait encore de fréquentes incursions et y a abandonné d'épais dépots calcaires. L'orogénèse continuait à s'amplifier, le relief s'est accentué, tandis que des conglomerats, des couches détritiques et a végétaux de plus en plus puissantes ont continué à s'accumuler dans les plaines alluviales où les incursions marine sont devenues graduellement plus rares. C'est dans ces conditions que se sont formées successivement l'assise de Lena et l'assise de Sama.

Les mouvements orogéniques ont atteint au Westphalien D leur paroxysme, la région entière avec ses plaines alluviales a bientot été englobé dans les plissements et de puissants massifs montagneux se sont formés.

L'ensemble de la région, soumise à une érosion intense en raison de son relief élevé et de la nature de ses roches, s'est progressivement abaissé et au début du Stephanien des plaines alluviales couvertes de végétation se sont formées à nouveau sur de grandes étendues.

Dans ces plaines en voie de subsidence, ou la mer ne semble pas avoir fait d'incursion, de puissantes formations se sont accumulées jusqu'au Permien inférieur donnant ainsi naissance aux couches houillères de Linea et de Caboro, les plus riches du Nord de l'Espagne.

Vers le milieu du Permien, les mouvements orogéniques

qui n'avaient pas complètement cessé ont repris une certaine activité et l'ensemble des régions envisagées a été de nouveau exhaussé.

Les plissements hercyniens.

L'analyse stratigraphique a montré que durant le cycle orogénique hercynien (1) qui a intéressé les Régions Cantabriques, des contrées situées dans l'Est des Asturies ou plus à l'Est encore avaient très fréquemment émergé et été une source permanente d'éléments sédimentaires; on peut les désigner sous le nom d'Avant-pays cantabre en raison de leur rôle. Si venant de Galice où les séries sont épaisses et offrent en général un caractère pélagique, onse rapproche de l'Avant-PaysCantabre, on constate que les formations s'amincissent graduellement et deviennent plus détritiques tandis que des lacunes apparaissent et acquièrent de plus en plus d'importance. A l'opposé des régions orientales desAsturies, l'Est de la Galice présente on le voit les propriétés essentielles d'un géosynclinal du moins en ce qui conerne le Cambrien et le Silurien.

Lors de l'orogénèse hercynienne, cet avant-pays a joué le rôle de butoir, des plis se sont moulés sur lui dessinant de grands arcs à concavité tournée vers l'Est. Ces plis se sont déversés vers l'intérieur de ces arcs, et dans la zone tectonique qui correspond à la zone isopique ou Cernesga et à la zone dévonienne, ils ont dégénéré en écailles par étirement de leur flanc inverse.

(1) Il englobe en effet le cycle calédonnien, bien développé dans le Nord de l'Europe.

L'esquisse des plis a du débuter au Westphalien B mais c'est vers la fin du Westphalien D qu'ils se sont effectivement réalisés et que s'est produite la rupture ~~des~~ en écailles. Ce paroxysme, souligné par la discordance du Houiller Stephanien de Tineo et de Sabero sur les couches antérieures correspond à la phase asturienne de l'orogénèse hercynienne.

Au Stephanien les mouvements semblent à peine appréciables mais ils ont repris momentanément au Permien. En effet, d'importantes dislocations qu'on relève dans plusieurs bassins Stephaniens près de leur bordure méridionale paraissent dater du Permien moyen.

Le role de l'avant-pays Cantabre a totalement cessé au Stephanien.

Secondaire

Il n'existe pas de témoins secondaires dans les régions primaires qui font l'objet de cette étude, mais en leur bordure ils forment une bande presque continue et vers l'Est ils apparaissent à la faveur de l'enfoncement général des couches.

Ces terrains ont été étudiés en dernier lieu par H. Harrenberg et R. Ciry; c'est en s'appuyant sur la documentation apportée par ces deux géologues que l'on peut tenter de retracer l'histoire des régions en question au cours des temps secondaires.

A la suite de l'orogénèse hercynienne on observe d'emblée un renversement des mouvements épeirogéniques : tandis qu'au cours du cycle hercynien les régions qui émergeaient de façon quasi-permanente se trouvaient en bordure Est des Régions Asturico-Léonaises et que les incursions marines venaient de l'Ouest, à

à partir du Permien supérieur ce sont les régions occidentales comprenant, en partie au moins, le massif Galicien où passait sans doute l'axe de la chaine, qui ont émergé, et les incursions marines venaient du secteur Est. Au demeurant, la Région Asturico-léonaise a très souvent été comprise dans les masses continentales.

Là s'est d'ailleurs limité le renversement des roles car les conditions d'ensemble ont été profondément modifiées.

Au Permien supérieur, au Trias et au début du Lias la Région Asturico-léonaise a été soumise à un régime subcontinental durant lequel des dépots laganaires et arenecés se sont formés leur facies rappelle parfois celui des Nouveaux-~~Grès~~ Grès-Rouges et celui des Grès Bigarrés.

Au cours du Jurassique, une incursion marine venant de l'Est s'est avancée de façon progressive et a du occuper une partie notable de la région, elle s'est retirée avant le début du Crétacé abandonnant des dépots calcarifères et sableux.

Pendant le Crétacé la succession des événements est assez analogue. Au début des formations continentales de faciès wealdien accumulées, puis une nouvelle incursion marine venant du secteur Est s'est avancée progressivement vers le milieu du Crétacé, dépassant la précédente, elle a laissé des dépots calcaires, marneux et arenacés puis elle s'est retirée avant le début du Tertiaire.

Après le retrait de la mer, un régime subcontinental comparable a celui qui y régnait auparavant parait de nouveau s'être établi et à subsisté jusqu'à l'Eocène inférieur.

Tertiaire

Le Tertiaire précédé en général par des terrains secondaires affleure sur les deux bords du massif ancien, vers le Sud il couvre de très grandes étendues.

C'est à l'Eodène que semble s'esquisser le mouvement de surrection qui a donné naissance à la Cordille Cantabrique dont l'axe est orienté d'Est en Ouest.

Tandis que la région axiale s'élevait, des formations détritiques u lagunaire se formaient en bordure Nord et Sud. Avant la fin de l'Eocène les mouvements se sont considérablement amplifiés et c'est à l'Oligocène inférieur que parait se placer la phase principale de l'Orogénèse (phase pyrénéenne). En bordure de la chaîne dont la surrection se poursuivait de puissants conglomerats et des argiles se sont accumulés dans des plaines alluviales au cours de l'Oligocène et du Miocène. Les seuls fossiles connus dans le Tertiaire du Léon sont des vertébrés miocènes, ils sont du reste très rares.

Plissements pyrénéo-alpins

L'effet principal des plissements tertiaires a été d'élever le massif ancien Asturo-Cantabrique en un pli de fond d'axe Est-Ouest déversé vers le Sud et s'ennoyant vers l'Est sous les Terrains Secondaires. Le déversement est rendu particulièrement manifeste par la disposition des couches secondaires de la bordure Sud du massif.

L'action des mouvements Tertiaires sur l'architecture du socle ancien a été profonde et complexe et ne consiste pas en une simple élévation.

Le faisceau de plis hercyniens dont l'édification s'était achevée au Permien avait, nous l'avons vu, la forme d'un arc dont la concavité était orientée vers l'Est.

Les poussées Tertiaires agissant en direction méridienne ont ~~considérablement~~ fortement resserré cet arc, et les plis ou plis-failles

situés du côté de la concavité ont répondu à la compression longitudivale (conséquences nécessaires du raccourcissement du côté interne que réclame le ploiement de l'arc) par des inflexions et surtout par des oscillations verticales très accentuées de leurs axes. Il est toutefois probable que ces déformations axiales ont été en partie amorcées dès le carbonifère.

Le déversement général vers le Sud observé dans la couverture en bordure et à l'Est du massif ancien a été fortement accusé par le socle : les écailles de la branche méridionale de l'arc ont été ployées et ont subi un renversement d'ensemble vers le Sud.

Comme durant les plissements carbonifères, au cours de l'orogénèse tertiaire, le style souple à nettement dominé dans les terrains anciens de toute la partie Asturico-Léonaise. On constate d'autre part que les failles hercyniennes n'ont en général pas rejoué.

Au Pliocène et au Pleistocène, le mouvement principal parait avoir consisté en l'élévation générale de toute la masse continentale.