

# SUR LA PALEOTECTONIQUE DES ASTURIES ET SES RAPPORTS AVEC LA MOITIE OCCIDENTALE DE LA PENINSULE IBERIQUE

PAR

N. LLOPIS LLADO

## I.—LES UNITES PALEOTECTONIQUES

La moitié occidentale de la Péninsule Ibérique est un pays essentiellement hercynien et précambrien. Les auteurs du XIX siècle (10) (11) (29) (45) (46) (47) (58) (91) (92) (93) (94) croient déjà à l'existence de deux grandes unités structurales: 1: Le socle archéen, constitué par les gneiss et les matériaux métamorphiques en général et 2° Les plis hercyniens, embrassant depuis le cambrien jusqu'au permien. Récemment, l'existence de ces deux grandes unités paléotectoniques a été confirmée et en même temps on a précisé leurs caractères stratigraphiques et tectoniques.

D'après ces études récents, on peut envisager la structure de la moitié occidentale de la Péninsule Ibérique de la façon suivante:

a. Socle précambrien affleurant sur la bordure septentrionale des Montes de Toledo, Système Central et massif galaïque.

b. Branche NE. des plis hercyniens, comprenant un ensemble de paléomontagnes: telles que les Galicides, Leónides, Asturides, etc.

c. Branche SW. hercynienne, comprenant les Orétanides.

Le socle archéen est l'axe de deux branches hercyniennes et affleure au centre du complexe orogénique hercynien à la façon d'une divisoire tectonique. On n'analysera ici que l'évolution de la branche NE.

## II. LE SOCLE PRECAMBRIEN

Le socle archéen est formé par un complexe de migmatites, schistes métamorphiques et granites, affecté par un plissement de direction NE-SW., dont les éléments ont été métamorphisés par la granitisation géosynclinale hercynienne. Ainsi, on voit des "plis fantômes", dans les migmatites de Toledo, clairement dérivés d'une série sédimentaire détritique d'aspect épicontinental (87 bis). Cette archeotectonique, à direction NE-SW., forme la plupart des reliefs du Système Central de l'Espagne et la bordure septentrionale des Montes de Toledo. Elle doit exister aussi en Galice, dans les unités que Parga Pondal (103) (104) a nommées "Complejo antiguo" et "Complejo de Lage". Par comparaison avec la tectonique carélide du Nord de l'Europe, on a nommé ces anciennes montagnes espagnoles, les "Hispanocarérides".

On a commencé à étudier les détails structuraux de cette vieille orogénie, mais dans l'ensemble, on envisage, pour le Système Central et les Montes de Toledo, l'existence de deux branches de plis à déversement divergeant: celle du Système Central, déversée vers le NW, et celle de Toledo, déversée vers le

SE. Quant à la Galice on n'y a pas encore étudié cet aspect mais d'après les descriptions de Parga Pondal (103) (104) il faut songer à la possibilité de l'existence d'autres orogénies plus anciennes encore que les Hispanocaréliques.

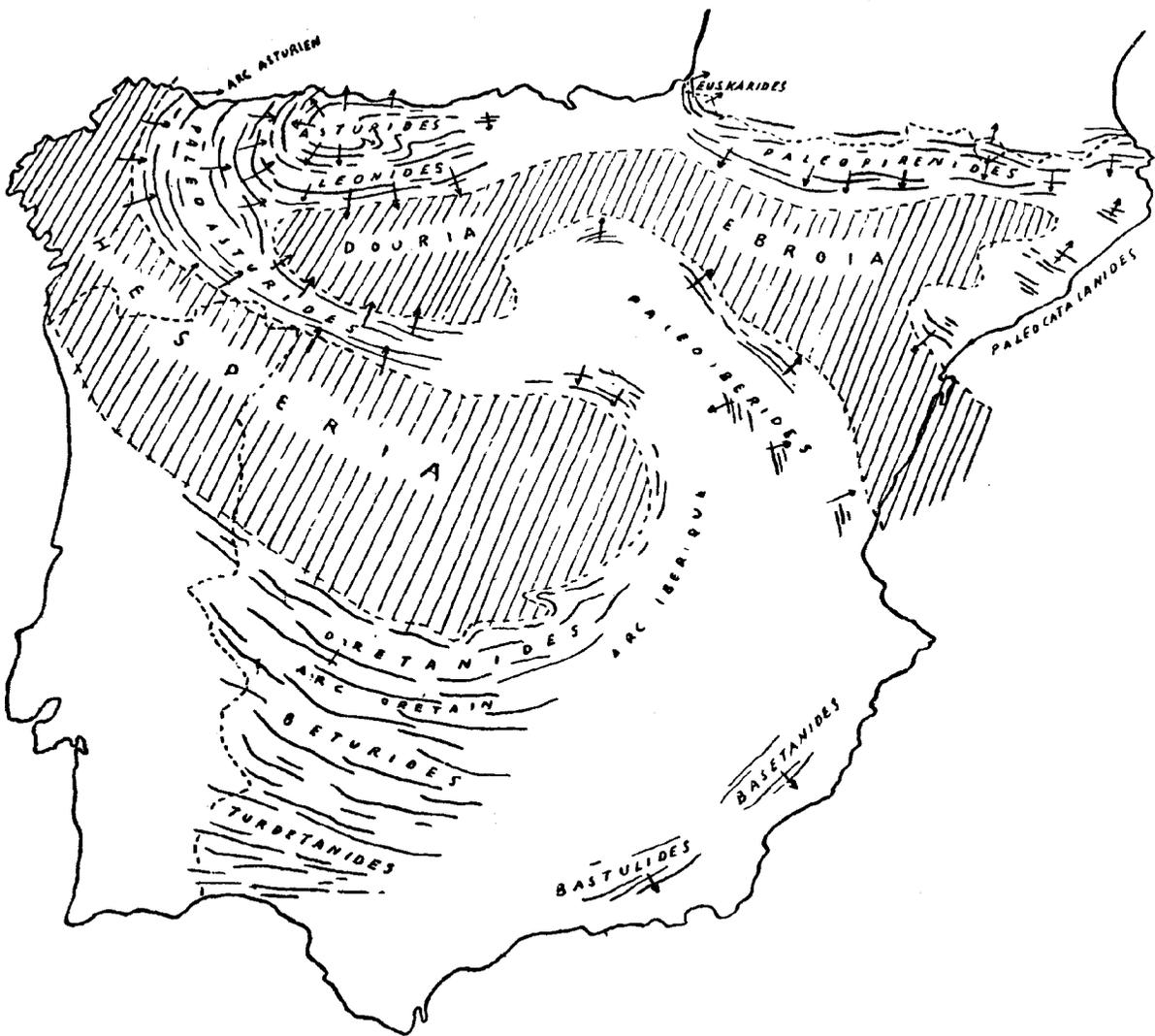


Fig. 1

Schème provisoire de la Paleotectonique hercynienne de l'Espagne. Les lignes continues représentent les directions des plis. Les flèches, le sens du déversement.

### III. LES CONTACTS DU SOCLE AVEC LES BRANCHES HERCYNiennes

#### A. LE CONTACT SW.

Le contact SW. est très net. On le voit très bien sur la route de Toledo à Navahermosa, à 2 Km. au S. de Polán. Les migmatites des Hispanocarélides, à direction NE-SW, sont en contact, par discordance angulaire, avec une série qui débute par des microconglomérats arcossiques et continue par des schistes micacées, des lentilles de calcaire et des quartzites; cet ensemble est affecté d'un faible métamorphisme ectinique et plissé en direction NW-SE. Même si la discordance n'était pas visible, le contact de ces deux séries pétrographiques si différentes au point de vue stratigraphique et tectonique serait suffisant pour déduire la discordance.

Ce contact, bien que moins clair, peut se suivre vers l'E. jusqu'à Naval moral de la Mata, au SE. de Toledo; vers le NW on trouve aussi des contacts similaires entre Oropesa et Puente del Arzobispo.

La série du contact doit former, à notre avis, la base du complexe sédimentaire appelé par Lotze (75) "série de Valdelacasa", formé par des conglomérats, des schistes, des quartzites et des diabases de 1.600 m. d'épaisseur, placé au-dessous du cambrien. Cette série doit être, en toute probabilité, précambrienne, como le croit Lotze. Par comparaison avec les "schistes du Narcea", aux Asturies (87) nous croyons que la série de Valdelacasa peut être comparée au Briovérien supérieur de la Bretagne.

Elle est affectée par un métamorphisme très faible, ectinique, comme celui de la série de Polán.

Le contact SW. est donc une discordance entre le supposé Briovérien supérieur et le socle carélide, l'âge est antérieur au précambrien et nous l'appelons "discordance hispanocarélide".

## B. LE CONTACT NE.

Le contact NE est beaucoup moins clair à cause du métamorphisme beaucoup plus intense. En effet, dans le Guadarrama Oriental, entre Miraflores et La Cabrera, on trouve aussi deux séries pétrographiques discordantes au point de vue géométrique mais avec une remarquable convergence pétrographique. Du côté SW, à Miraflores, la série de migmatites du Guadarrama, orientées NE-SW, du côté NE, d'autres migmatites, très proches au point de vue pétrographique de celles de Miraflores, mais de direction NW-SE. formant la base d'une série de gneiss glandulaires de 4 à 5000 m. d'épaisseur qui passent vers le haut aux schistes et quartzites ordoviciennes de Hien-delaencina. C'est pour cette circonstance que Lotze (71) (72) (73) considère toute cette série comme ordovicienne.

Les gneiss glandulaires, à faciès pétrographiques assez variés, ont été suivis par Parga Pondal, depuis Guadalajara jusqu'à la Galice, sur quelques 600 Km. Ils ont été appelés par Sampelayo (65) (68) "Ollo de sapo" (en langage galicien=Oeil de crapaud) à cause des gros phénoblastes de feldspath.

A notre avis, les migmatites de la série de Miraflores sont déjà des "carélites" (=roches des Carélides), tandis que "l'Ollo de sapo" doit appartenir aux "hercynites" (=roches hercyniennes).

## C. LE PROBLEME DU METAMORPHISME DU SOCLE

Il y a donc une différence remarquable entre les deux contacts. Dans la branche hercynienne du SW., le degré de métamorphisme des hercynites et des carélites est très différent; dans le contact NE., les deux matériels ont le même degré de métamorphisme.

Il n'y a aucun doute, d'après les coupes de Toledo, qu'il y ait un métamorphisme postérieur au plissement des Hispanoca-

rélides puisque non seulement on y voit une "tectonique fantôme" mi-effacée mais encore le style du plissement est de couverture. Alors, quel est l'âge de ce métamorphisme? Postérieur au plissement carélien bien sûr, mais, postérieur aussi aux hercynites? Ou peut-être faut-il considérer la possibilité de deux phases de métamorphisme?

Il n'y a aucun doute non plus, que dans le contact SW le métamorphisme du socle appartient à une phase antérieure à celui de la base des hercynites, tandis que dans le NE. à simple vue, on ne peut pas faire une distinction entre les deux métamorphismes.

D'autre part, si on considère que les deux contacts sont éloignés de 200 Km., on se demande comment a eu lieu le métamorphisme de cette divisoire en tout pareil à celui des contacts. Provisoirement on peut considérer:

1. Qu'après le plissement des Hispanocarélides, le pays plissé s'est effondré et a été métamorphisé.
2. Qu'après ce métamorphisme a commencé la sédimentation hercynienne, concentrée dans deux bassins, placés sur les marges NE et SW d'une région géoanticlinale élevée entre eux.
3. Que dans le bassin NE., le métamorphisme hercynien a été très important, avec formation de migmatites. Il faut songer à la possibilité d'un remétamorphisme du socle qui produit des roches très proches de celles du bassin hercynien.
4. Que dans la bordure du bassin SW., le métamorphisme a été très léger et n'a conduit qu'à la formation d'ectinites.

#### IV. LA BRANCHE HERCYNIENNE DU NE.

##### A. LA SEDIMENTATION ET LES DEPOTS DANS LA CHAINE CANTABRIQUE

La sédimentation hercynienne commence probablement au Briovérien supérieur. Dans la vallée du Narcea, aux Asturies, au dessous du cambrien inférieur il existe une série de 5 à 6.000 m. de puissance, appelée par Lotze "schistes du Narcea" (75) (76) (76 bis). A la base de cette série, on trouve les metamorphites de Pola de Allande (86) (87) (89).

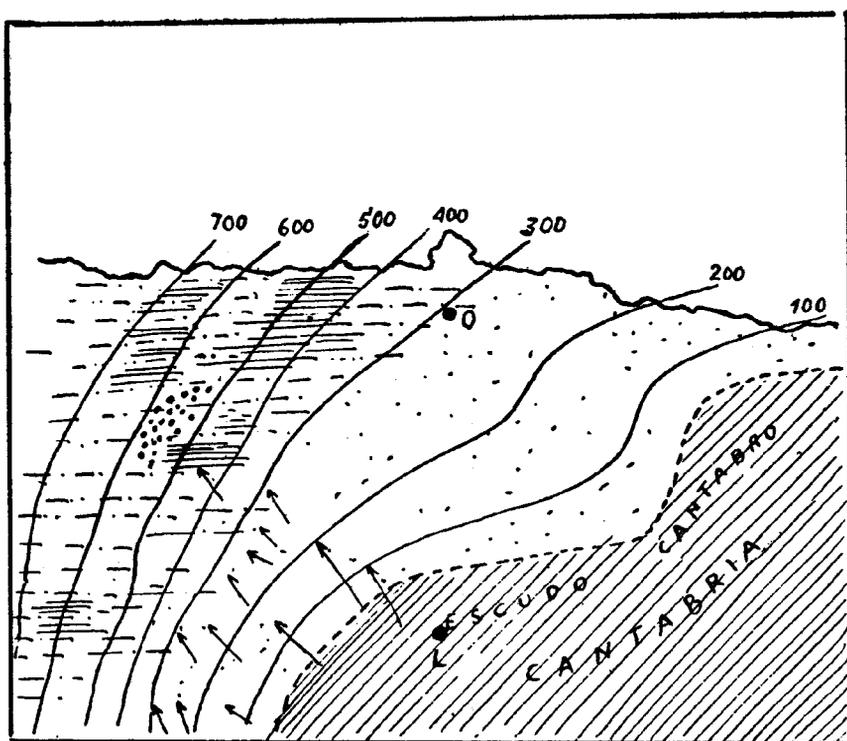


Fig. 2

Le bassin sédimentaire pendant le Cambrien inférieur. Les flèches indiquent les paléochenaux et le sens des apports détritiques. Pointillé, lithofaciès sableuse; Lignes continues=Lithofaciès pelitique; Traits et points=Lithofaciès flysch; Gros points=Conglomérats. Les courbes sont des isopaques.

Ces migmatites et les "schistes du Narcea" forment la base des hercynites cantabriques. Dans la partie supérieure de ces

schistes, on trouve, à la Sierra de Llamas (vallée du Narcea, Asturies) une série rythmique de 80-100 m. d'épaisseur, formée par la séquence binaire quartzite-schiste, qui passe insensiblement aux quartzites et aux conglomérats de la base du géorgien. Les discordances signalées dans le Narcea (76) et à León (115), comme assyntiques, ne sont que des failles (87). On ne peut pas tracer les limites du bassin briovérien, mais il est très probable qu'il embrassait toute l'extension du bassin hercynien (1).

Au commencement du cambrien, le bassin se réduit un peu vers l'W car le massif marginal, la vieille Hespéria, s'élève épirogénétiquement ce qui entraîne une augmentation de l'érosion et le dépôt des conglomérats et des quartzites du géorgien; ces quartzites sont, en réalité, une série rythmique, à séquence binaire quartzite-schiste noir très caractéristique, de puissance très constante, 3-400 m. A l'Acadien il y a un changement dans les conditions sédimentaires; la mer devient plus littorale et des calcaires blancs se déposent dans les Asturies et la Galice, des calcaires rosés, "faciès de Lán cara", à trilobites à León ainsi que des schistes verts et des quartzites tous très riches en trilobites de l'acadien, avec des épaisseurs oscillant entre 40 et 200 m. y compris les calcaires (2).

Le Potsdamien est formé par une nouvelle série rythmique, très semblable au point de vue pétrographique à celle du géorgien; la séquence normale quartzite-schiste est fréquemment interrompue par les dépôts de puissantes séries schisteuses; dans la partie haute de la formation on y trouve déjà les quartzites à pistes, comparables aux "Lingula flags" de Britannia,

---

(1) En Galice, dans le N. de Lugo, la base des hercynites est formée par l'Ollo de Sapo; c'est pourquoi il est fort probable que l'Ollo de Sapo forme aussi la base des schistes du Narcea.

(2) C'est dans ce même niveau stratigraphique qu'on trouve parfois des argiles jaunes à varves contenant des argiles manganésifères aussi à varves et des lentilles d'hématites et de pyrite très vraisemblablement d'origine biochimique.

avec des *Bilobites* potsdamiens; dans le N. des Asturies, on passe insensiblement du Postdamien à l'Arenig; dans le S. et à León, on y trouve une série de transition, formée par des schistes gréseux à pistes qui peuvent représenter le Trémadoc (81). L'ensemble du cambrien peut avoir une puissance

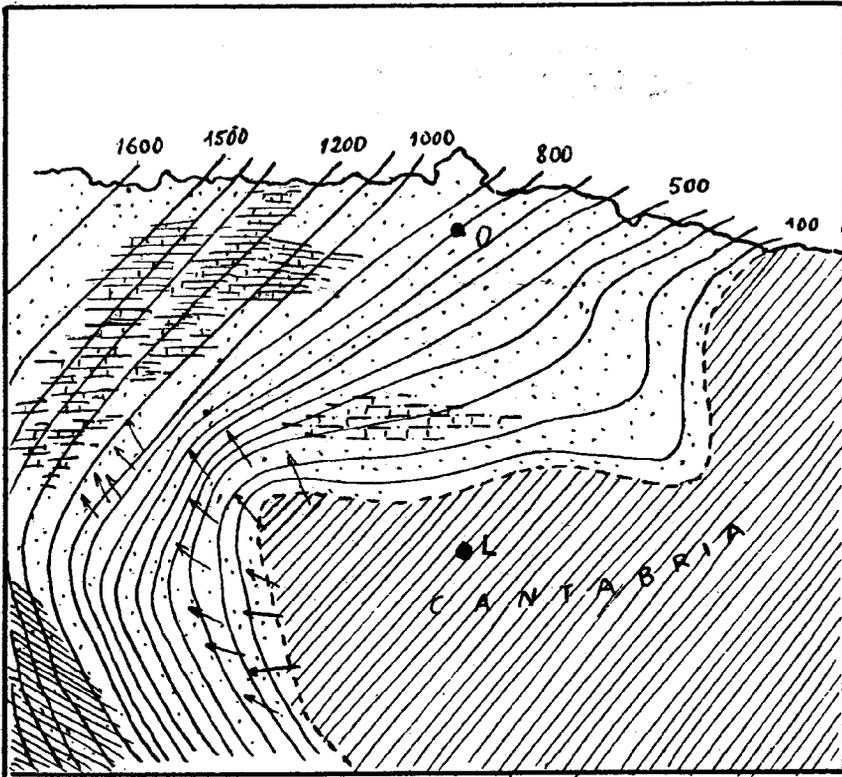


Fig. 3

Le bassin sédimentaire pendant l'Acadien-Potsdamien. Les mêmes signes de la figure 2. Traces horizontaux et verticaux=Lithofaciès calcaire; à l'E. lithofaciès de Lánacara; Dans l'angle SW. zone métamorphique.

de 3.000 m. partagée en 800 m. le Géorgien 500-600 m. l'Acadien et 1.700 m. le Potsdamien.

On voit donc que la limite inférieure de l'Ordovicien est imprécise; les couches clairement ordoviciennes sont les quartzites de l'Arenig, à *Cruziana* et *Scholithus*, puissantes de 250 à 700 m. et avec des litofaciès très variés; des conglomérats sur

les bords du bassin, des quartzites, et des quartzites et schistes dans les régions les plus éloignées de la côte. De toute façon, à l'Arenig, le bassin sédimentaire est devenu une plateforme continentale qui s'est étendue considérablement vers l'E. Les quartzites armoricaines arrivent jusqu'à Santander et vers le S., s'étendent à travers León, Zamora, Segovia et Guadalajara.

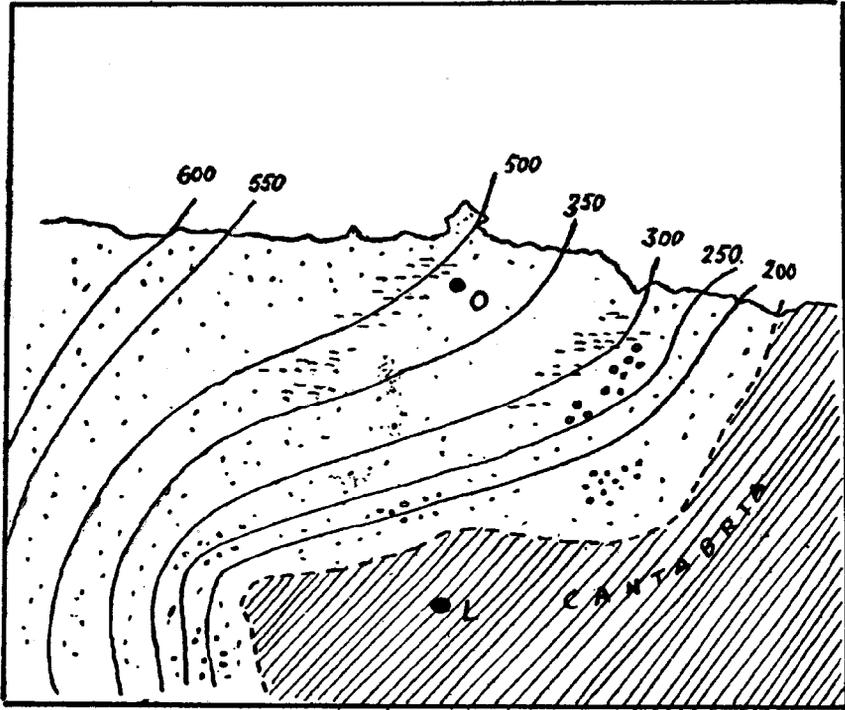


Fig. 4

Le bassin sédimentaire pendant le Skkidawien. Pointillé = Lithofaciès greseuse et flysch; rondes = Conglomérats; Traits horizontaux = Lithofaciès pelitique.

Elles marquent, sans doute, le maximum d'extension du bassin hercynien du NE. (3).

Au Llandeilo, le bassin se réduit vers l'E. A ce moment il était limité à l'E par une terre basse et étendue, Cantabria,

(3) Dans le toit des quartzites armoricaines on trouve couramment des gîtes d'hématites-pyrites, très semblables aux cambriens et probablement de même origine. Les gîtes de fer, les plus importants de la région (cotos de Ponferrada) appartiennent à ce niveau.

formée par une région septentrionale, *Asturias*, et une méridionale, *Douria*; le bassin sédimentaire ne dépasse pas trop le Cabo de Peñas vers l'E. Les dépôts sont des schistes noirs à *Sin-homalonothus* (=schistes d'Angers), puissants de plus de 1.000 m. dans l'Eo et de moins de 250 m. au Cabo de Peñas (81) (86) . Cette réduction de puissance est la conséquence de l'élévation épirogénétique de la région orientale qui laisse à sec les quartzites armoricaines, tandis que la sédimentation continue normalement dans l'occident des Asturias et dans la Galice. Pendant le Caradoc, Cantabria continue à s'élever vers l'E et la

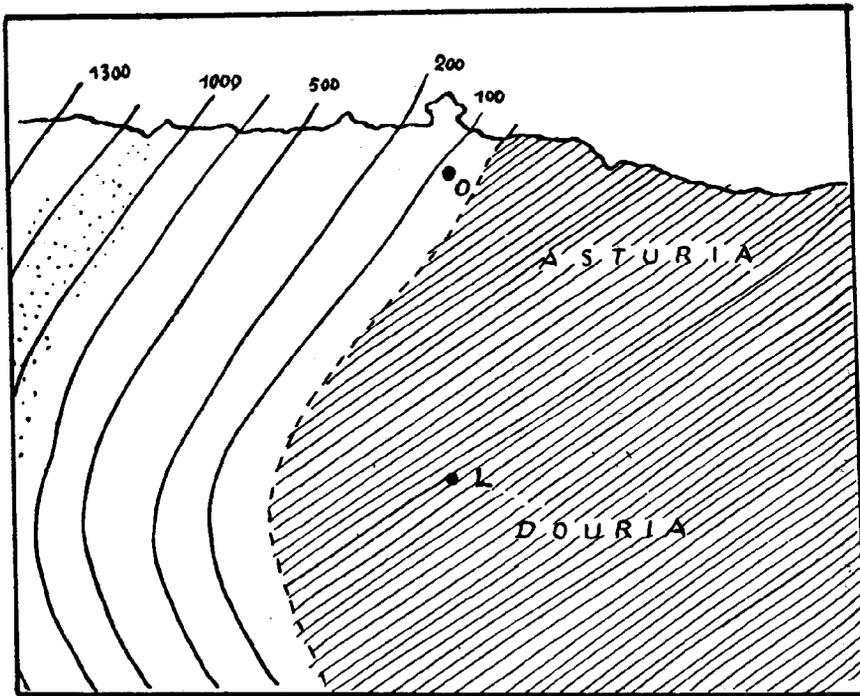


Fig. 5

Le bassin sédimentaire pendant le Llandeilo. Blanc=Lithofaciès pelitique (Schistes de Luarca) Pointillée=Lithofaciès greseuse.

mer continue en régression. Comme résultat, des grès et des grauwackes succèdent dans les dépôts aux pelites noirs du Llandeilo et dans la région occidentale ce sont les sables sau-

mon des vallées du Narcea et de l'Éo. Ces dépôts sont peu puissants, ne dépassant jamais les 200 m.

Au Llandoverly commence une étape transgressive vers *Cantabria*, les ampelites à graptolites, les quartzites noires et

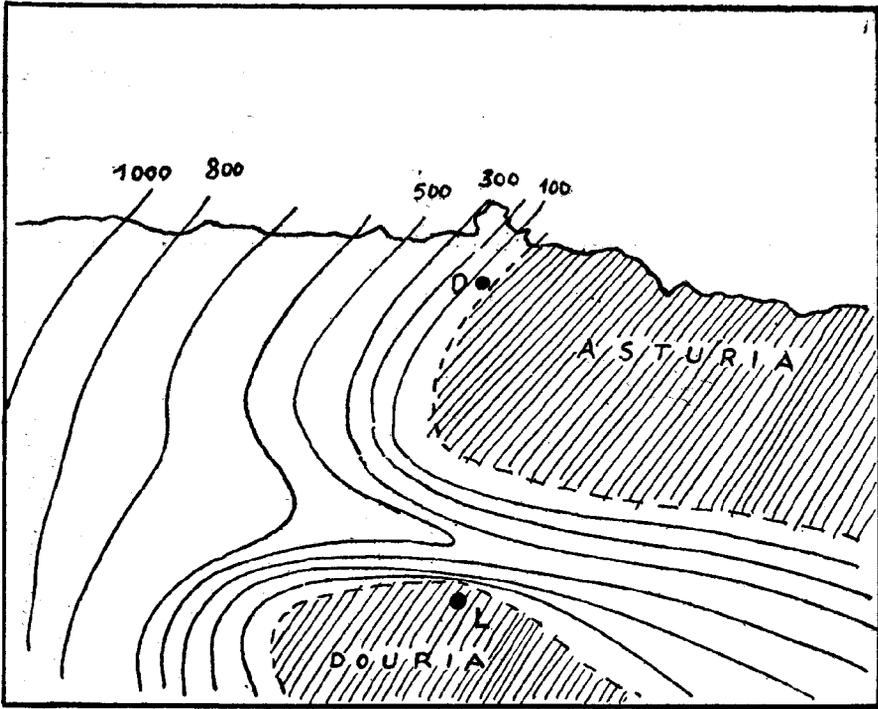


Fig. 6

Le bassin sédimentaire pendant le Silurien. Blanc=Lithofaciès ampelitique à Graptolithes. Les courbes sont des isopaques.

les calcaires carburés arrivent de nouveau jusqu'au Cabo de Peñas, et, probablement, encore plus à l'E.

Mais ces dépôts sont tout à fait éphémères, en particulier vers l'E. bien qu'ils arrivent à envahir le centre et une partie de l'orient des Asturies et de León. En revanche la Galice continue à être la zone d'appel de sédimentation du bassin. Les épaisseurs y arrivent à 6-700 m. tandis qu'à l'E. elles ne dépassent pas les 50 m. et au centre des Asturies, les 200 m.

Après le Llandovery-Tarannon la sédimentation s'arrête brusquement vers l'W., à partir du méridien de Grado (Asturies). L'aire de sédimentation s'installe dans le centre de la chaîne cantabrique et, du côté léonais, arrive vers le SE. C'est une nouvelle étape sédimentologique qui commence avec les samites du Wenlock-Gedinien. Ces dépôts sont une série rythmique,

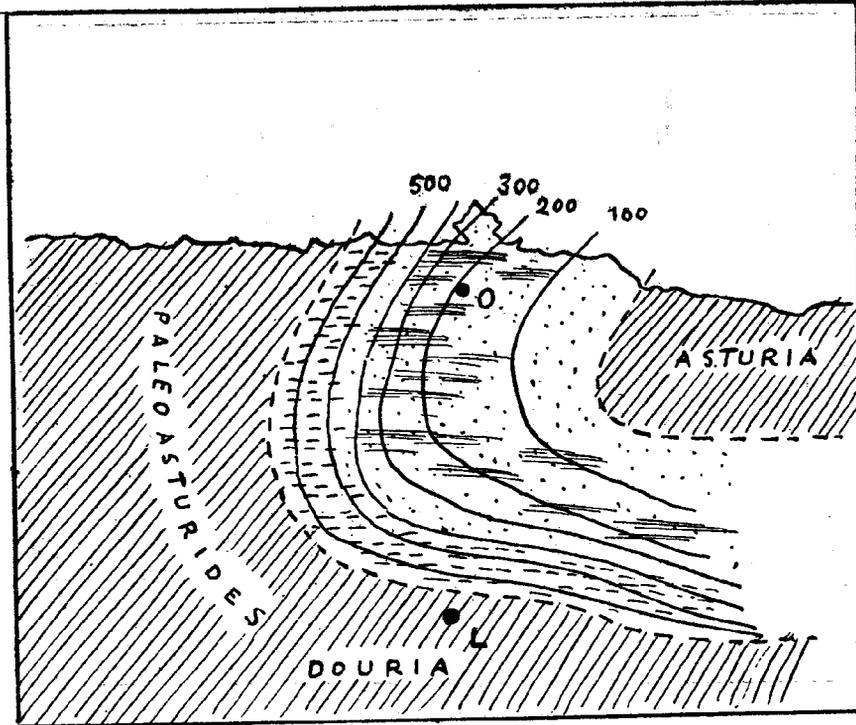


Fig. 7

Le bassin sédimentaire pendant le Ludlow-Géidinien. Poin-  
tillé=Lithofaciès greseuse; Traits=Flysch de bassin; Lig-  
nes horizontaux=Lithofaciès ferrugineuses.

formée par des grès arcosiques, en général ferrugineux, alter-  
nant avec des schistes gris et bleu foncé, formés aux dépens des  
matériaux préwenlockiens de l'W et du S., adossés aux massifs  
de *Hesperia* et *Douria*. Il est fort possible que le bassin wen-  
lockgédinien fût restreint au centre de la chaîne cantabrique,  
sans rapport direct avec le reste du dévonien péninsulaire. (6)  
(8) (17) (18) (19) (20) (21) (24) (25) (26) (27) (35) (38) (53) (55)

(60) (71) (77) (82) (83) (86) (96) (98) (105) (106) (110) (112) (119)

Dans le N. des Asturies, les grès arcossiques passent latéralement à des schistes similaires à ceux qu'ils ont intercalés. Au Cabo de Peñas (80) (86), les schistes gagnent en importance et épaisseur vers le haut de la formation et arrivent au Siégénien inférieur où commence en général une sédimentation calcos-

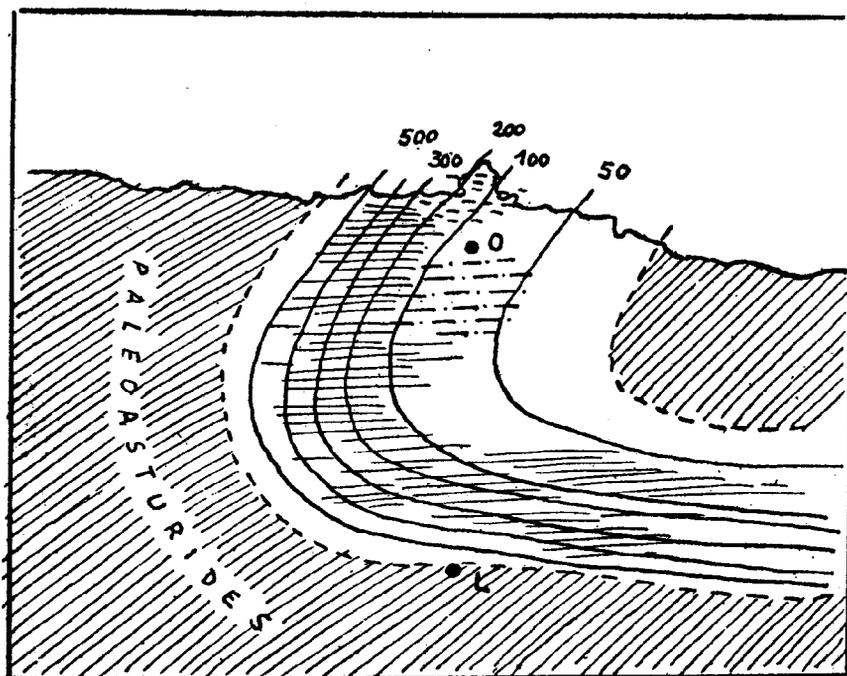


Fig. 8

Le bassin sédimentaire pendant le Siégénien-Emsien. Traits=Lithofaciès pelitique; Lignes horizontaux=Lithofaciès calcaire; Traits et points=Dolomies.

chisteuse, le "Calcaire de Nieva" de Barrois (8), qui arrive jusqu'à l'Emsien. A partir de ce moment la sédimentation dévonienne est très complexe dans la Chaîne Cantabrique, il n'y a pas de coupes typiques comme l'a cru Barrois. Les changements latéraux de faciès sont très nombreux et rapides et les corrélations pétrographiques ne peuvent pas être appliquées. Heureusement de nombreuses faunes permettent de très bonnes corrélations paléontologiques. Toute la sédimentation est lit-

torale et néritique, développée sur une plateforme continentale très étendue. Elle est essentiellement calcaire, de nombreux biostromes apparaissent intercalés dans toutes les séries.

Le couvinien supérieur est déjà régressif. Le grès du Naranco, répandu dans tout le centre et le N. des Asturies, est le témoin de cette régression qui fait reculer le bassin vers la périphérie, ainsi les dépôts givetiens se déposent dans un bassin circulaire autour d'une île que nous, appelons *Nalonia* (du Nalon, rivière qui parcourt la région aujourd'hui). Mais à partir du givetien supérieur la sédimentation est refoulée plus encore vers la périphérie. Dans les Asturies, les seuls dépôts frasniens et faméniens qu'on trouve sont placés au N., entre Candás et Avilés. Le frasnien est formé presque entièrement par des biostromes riches en corallaires, bryozoaires, crinoïdes et braquiopodes; le faménien, formé par des grès rouges, parfois très ferrugineux, marque la fin de la régression vers le N.

La sédimentation dévonienne dans la chaîne cantabrique est très remarquable par les nombreux épisodes locaux et l'instabilité de la mer pendant presque tout le système qui se traduit par de nombreuses lacunes et diasthèmes. Il faut noter aussi la récurrence des dépôts depuis le Wenlock-Gedinen jusqu'au Faménien; le lithofaciès des grès rouges ferrugineux se répète trois fois; au Gédinien, au Couvinien supérieur et au Faménien, mais seuls les grès du Gédinien sont des arkoses. Mais ces trois petits cycles du fer intradévoniens se sont déposés aux dépens des fers biochimiques cambriens et ordoviciens de la bordure orientale d'*Hesperia*. Les lithofaciès récifaux se répètent aussi au long de la sédimentation au Siegenien supérieur, à l'Emsien, au Couvinien inférieur et moyen, au Givetien et au Frasnien.

Après cette régression faménienne, le territoire émergé de *Nalonia* soude *Hesperia* et *Cantabria* pendant le Faménien supérieur et le Tournaisien, mais, bientôt, au Viséen, une transgression très importante vint de l'E envahit *Cantabria*, *Na-*

lonia et une partie de Douria jusqu'aux environs de Salas (Asturies); les dépôts sont de calcaire rosés, amygdaloïdes contenant des faunes de *Goniatites* du Viséen supérieur. Le calcaire viséen s'installe sur les derniers dépôts des pays envahis: à Cantabria, émergée depuis l'Arenig, sur les grès du couvinien supérieur, dans la côte N. des Asturies, ainsi qu'à Douria, sur les grès faméniens. Le Viséen supérieur ne dépasse guère les

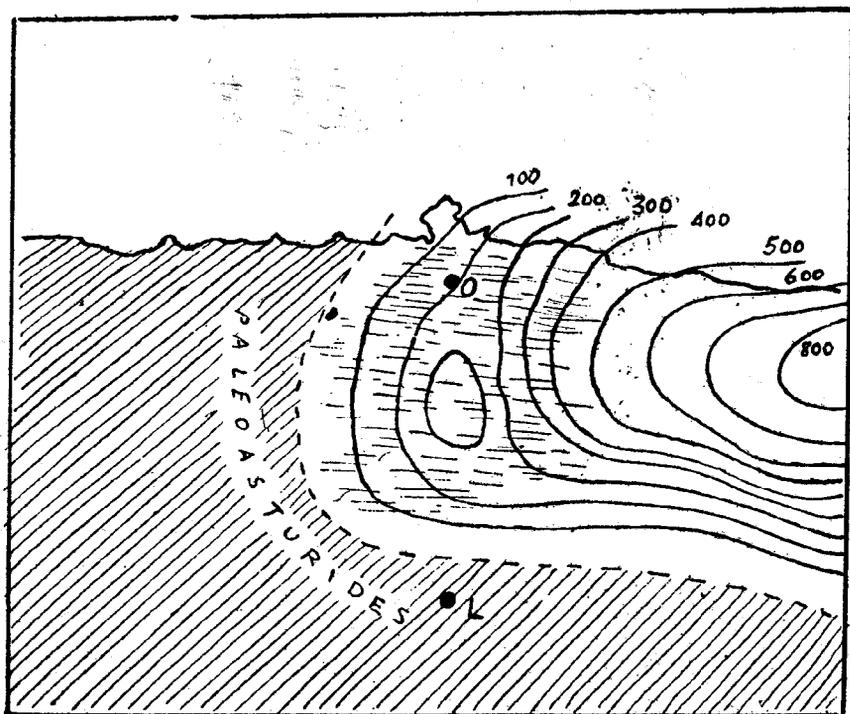


Fig. 9

Le bassin sédimentaire pendant le Viséen-Namurien et Westphalien inférieur.

Lignes horizontaux = Flysch westphalien à cyclothèmes sur le calcaire de montagne. Les isopaques correspondent au calcaire de montagne.

80 m. mais la sédimentation calcaire continue pendant le Namurien inférieur occupant à peu près la même aire du bassin viséen et déposant le "calcaire de montagne".

Les premiers 150 m. de calcaire de montagne occupent tout le bassin mais à ce moment commence déjà une régression de

l'W vers l'E. Pendant tout le Namurien et le Westphalien la mer recule vers une cuvette de subsidence différentielle installée à la limite des Asturies et Santander, où existe aujourd'hui le massif des Picos de Europa. Là, se déposent plus de 1.000 m. de calcaire de montagne, tandis que le centre des Asturies est occupé par les dépôts paraliques du Westphalien B, C et D. Les cyclothèmes du bassin houiller asturien passent latéralement vers l'E. aux calcaires de montagne des Picos de Europa. Les épaisseurs de ce calcaire de montagne sont progressivement de W à E.: 150 m. à Grado; 250 m. à Proaza, 400 m. à Pola de Laviana, 700 m. à Amieva, 1.100 m. à Covadonga-lac Enol. Le calcaire de montagne est riche en lithofaciès divers, brèches, calcarenites, calcodolomies, dolomies. Les brèches et les calcaires sont fétides ayant contenu probablement des hydrocarbures avant le plissement.

Dans le bassin houiller les dépôts sont nettement paraliques à la base et de plus en plus limniques vers la partie haute. Le Westphalien A, est douteux, mais sont très bien développés le B, C et D. Entre le C et le D apparaît, près de Mieres, une couche de conglomérat lenticulaire de 400 m. de puissance maxima. A Palencia vers le même horizon Kanis, De Sitter et Wagner (55) (113) (115) (120) ont décrit une discordance à Curavacas qu'ils attribuent à una phase orogénique intrawestphalienne. Les mêmes auteurs en trouvent encore d'autres dans le Westphalien D. Ces discordances ne peuvent avoir qu'une valeur locale puisqu'on ne les trouve pas dans le bassin asturien qui embrassa la plus grande étendue du carbonifère de la chaîne cantabrique.

La puissance des dépôts westphaliens peut s'évaluer en 6-7000 m. Dans la partie basse dominant les lithofaciès calcaires à Fusulines, dans le haut, les lithofaciès détritiques et les cyclothèmes. Le bassin houiller westphalien avait une étendue beaucoup plus vaste que l'actuel, arrivant vers l'W au-delà de Cornellana.

A la fin du Westphalien D (entre le Stéphanien A et B pour Wagner) il se produit un arrêt dans la sédimentation à cause du plissement asturien, le plus important de l'orogénie hercynienne en Espagne, *Nalonia* plus étendue que jadis émerge de nouveau, tandis que dans la périphérie (à l'W de la ligne Cabo

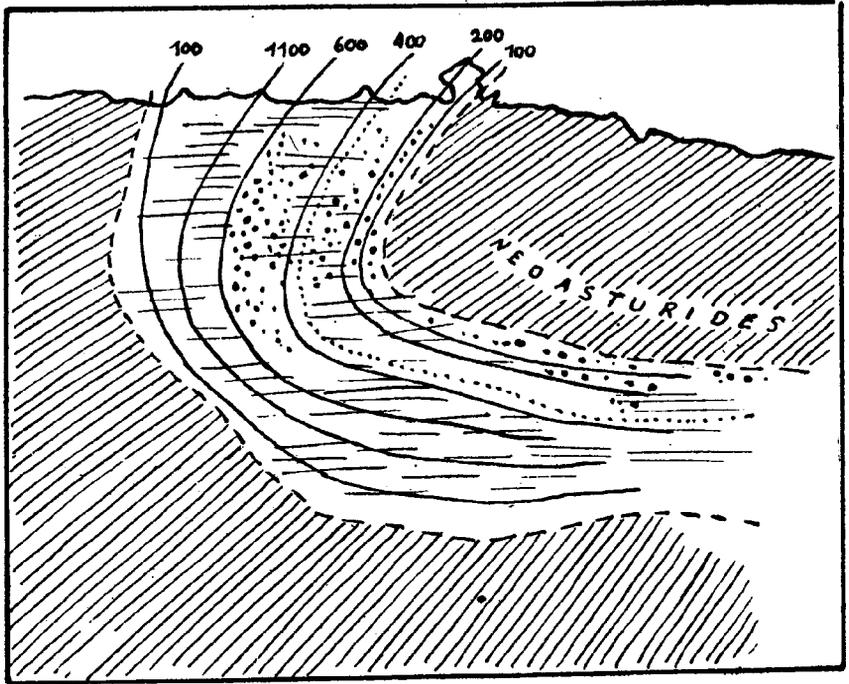


Fig. 10

La sédimentation dans l'avant fosse stéphanienne. Pointillé grossier=Conglomérats; Pointillé fin=Lithofaciès gresueuse; Lignes horizontaux=Lithofaciès flysch à cyclothèmes. Ligne de points=Limite W. et S. de la zone du plissement asturien fossilisée par les dépôts stéphanien.

Peñas-Salas-Somiedo) s'installe la préfosse asturienne où se déposent le Stéphanien d'abord, l'Autunien et le Rotliengende après. Le bassin stéphanien le plus important se trouve à Cangas del Narcea en Asturies et se prolonge à León par Villablino et Ponferrada jusqu'à Palencia au S et SE.

Les dépôts sont totalement limniques. A la base il y a des conglomérats de 3-400 m, discordants sur le cambrien et pré-

cambrien et fossilisant un relief assez énergique. Le reste des couches sont des cylothèmes à anthracite avec une puissance totale de plus de 2.000 m. Les mêmes dépôts, plus au moins puissants, on les trouve dans toute la périphérie de *Nalonia* stéphanienne embrassant tout le Stéphanien (A, B et C).

Au N. des Asturies, à Lieres et à Colunga, le Stéphanien C passe à l'Autounien et celui-ci à des schistes rouges et des conglomérats bigarrés qu'on a placés au Rotliegende. Toute la série Stéphanien-Permienne est concordante.

## B. LA SEDIMENTATION DANS LE RESTE DU BASSIN NE

Le bassin hercynien du NE. continue au SW de León, à Zamora, au dessous des sédiments tertiaires de la Meseta du Duero, Segovia et Guadalajara pour se raccorder avec le bassin ibérique.

Le matériel le plus ancien de ce bassin est l'Olló de Sapo qui, provenant de la Galice se trouve partout au SW de León (Sierra de Peña Trevinca y Peña Negra) et à Zamora, dans La Sanabria.

A Zamora, aux environs de Peña Trevinca, l'Olló de Sapo constitue une formation puissante de 6 ou 7 mille mètres, placée stratigraphiquement tout près des quartzites de l'Arenig. Plus au SE., aux environs de commence la même formation à 300 m. au-dessous des quartzites de l'Arenig avec une puissance proche des 10.000 m. Près de Puebla de Sanabria elle présente de nombreuses intercalations d'ignimbrites et d'autres roches volcaniques. A Hiendelaencina, nous avons déjà dit que l'Olló de Sapo a au moins 4.000 m. et passe aussi, comme l'avait déjà remarqué Lotze à l'ordovicien. Dans la partie haute elle présente de nombreuses séquences binaires, quartzites-schistes; les quartzites conservent encore un reste de microstratification; tout conduit à l'idée d'une série type flysch métamorphisée.

De toutes ces observations on peut déduire que l'Olló de Sa-

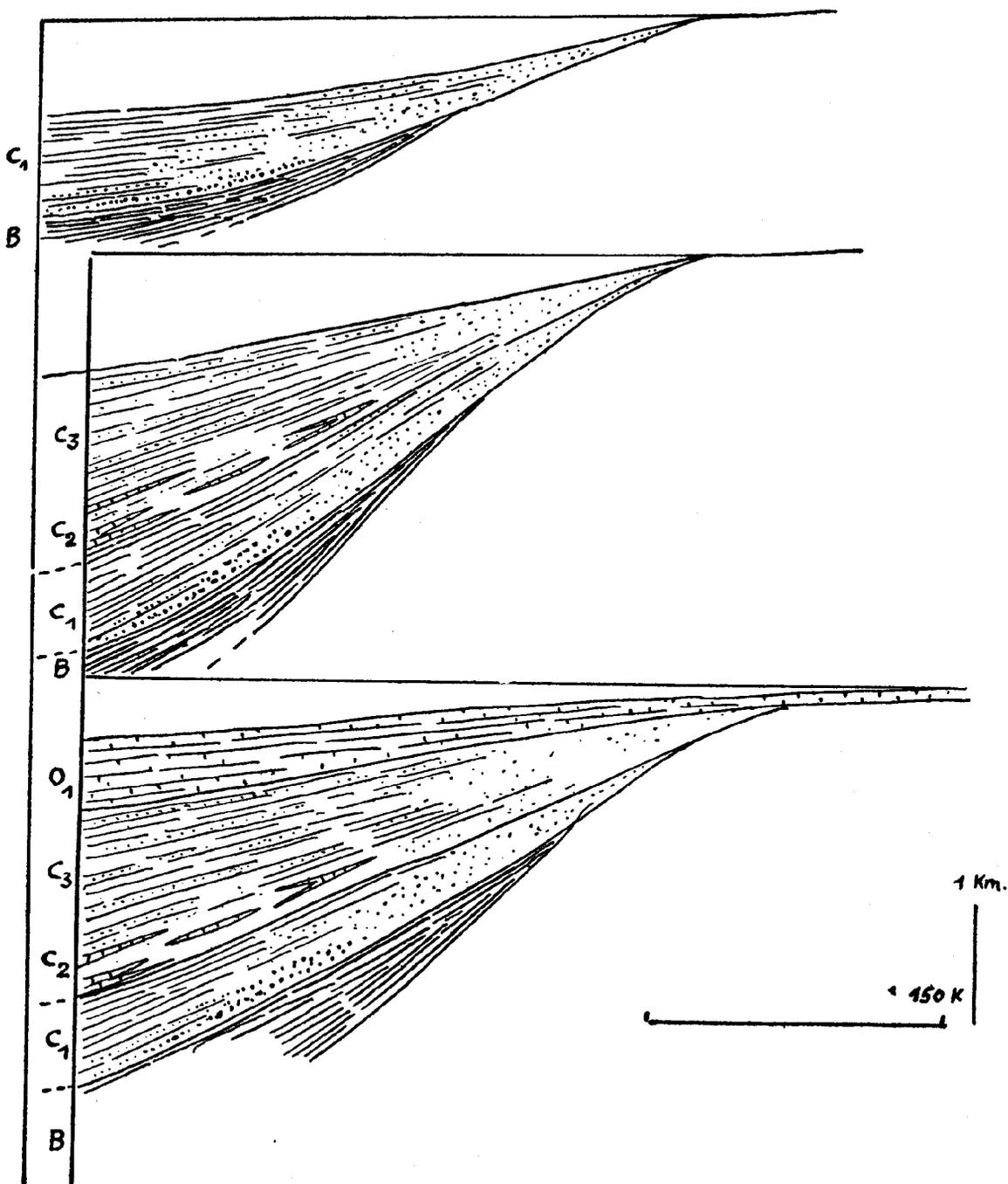


Fig. 11

Profil W-E. du bassin sédimentaire depuis le Brioverien jusqu'au Skiddawien. B=Brioverien; C<sub>1</sub>=Cambrien inférieur; C<sub>2</sub>=Cambrien moyen; C<sub>3</sub>=Cambrien supérieur; O<sub>1</sub>=Skiddawien.

po est une formation très complexe qui doit constituer une série compréhensive embrassant plusieurs étages. A Zamora, à notre avis, il doit aller depuis l'ordovicien jusque, probablement, au précambrien, toutefois qu'on ne trouve là, ni cambrien ni précambrien et en revanche ils sont très bien développés dans les Leonides et Galicides. A 60 Km. au NW. de Guadalajara bien que l'ensemble soit moins puissant, il est fort probable qu'il embrasse aussi le cambrien et le précambrien. Il n'y a pas de motifs pour penser que la sédimentation cambrienne se soit arrêtée entre Zamora et Guadalajara, toutefois qu'on trouve des dépôts cambriens à León et dans la Chaîne Ibérique.

Au-dessus de l'Ollo de Sapo on trouve en toute certitude à Zamora, à Segovia et à Guadalajara, la succession normale du Paléozoïque, des quartzites armoricaines au dévonien. A La Cabrera Alta et sur le versant N. du Teleno on trouve 300 m. de quartzites armoricaines, 800 m. de schistes ardoisiers du Llandeilo, 300 m. de roches pyroclastiques et du grès qu'on peut attribuer au Caradoc et enfin, les ampelites gothlandiennes de Lucillo et de Puente de Domingo Florez.

Le dévonien est peut être représenté par de minces calcaires à *Spirifer*, au S. de Ponferrada. A Guadalajara on trouve les mêmes lithofaciès plus ou moins développés. Au-dessus des quartzites de l'Arenig, le Llandeilo est puissant de plus de 800 m. comme à La Cabrera; des quartzites et des ampelites à graptolites embrassent tout le silurien depuis le Llandovery jusqu'au Ludlow. Le dévonien est aussi assez complet, depuis le Gédinien jusqu'au Couvinien inférieur avec une puissance totale de 400-450 m.

La sédimentation hercynienne termine dans la branche NE. par le dépôt de matériaux stéphaniens, discordants sur le reste du Paléozoïque comme dans la chaîne cantabrique. La flore reconnue appartient au Stéphalien supérieur et peut arriver peut-être jusqu'à l'Autounien. Les dépôts sont des cycloformes à conglomérats, avec une puissance de (0-60 m.)

### C. LA STRUCTURE ET LE STYLE TECTONIQUE

La branche hercynienne du NE. ayant un développement longitudinal de plus de 600 km. a des types structuraux très différents et même le plissement de la chaîne s'est réalisé en plusieurs étapes au long du bassin sédimentaire. Pourtant, il faut y distinguer au moins: 1. La zone cantabrique; 2. La zone du SW de León et Zamora; 3. La zone de Guadalajara. Nous n'aborderons ici que les deux premières.

#### a. *La zone cantabrique*

Cet ensemble comprend trois grandes unités orogéniques: Les Galicides, les Asturides et les Leónides.

Les Asturides embrassent deux grands ensembles structuraux: les Galicides et les Asturides occidentales et les Asturides orientales. Les deux unités sont essentiellement caractérisées par les déversements des plis, par le style tectonique, et par l'âge du plissement.

Les Galicides et les Asturides occidentales forment un ensemble de plis modelés dans les matériaux briovériens, cambriens, ordoviciens et siluriens exclusivement. Les terrains les plus modernes de la série hercynienne sont absents. Les plis sont déversés vers l'E., mais l'ensemble du plissement décrit un arc très remarquable depuis la côte jusqu'au bassin du Duero —l'arc ou genou asturien de Suess (109)— de telle façon que la direction des plis est du NE au SW., sur la côte, et du NW au SE, sur le rebord N. du bassin du Duero. Dans les Asturies orientales, l'arc est encore plus remarquable, car la dépression cantabrique le coupe plus partiellement; là, la direction des plis sur la côte est W-E.; N-S., dans le centre des Asturies et de nouveau W-E, dans les Leónides. En conséquence on peut dire que les *plis des Galicides et des Asturides occidentales sont déversés vers l'intérieur de l'arc.*

Les styles tectoniques sont de type alpin. Dans la Galice au contact avec l'avant-pays archéen, s'est dévoléppée une

structure à nappes chevauchées par l'avant-pays; les plus importantes ont autour de 15 Km.; néanmoins il n'y a pas de charriages; dans le flanc supérieur, les couches sont en position horizontale ou légèrement inclinées avec des pendages de 5 à 10° vers l'W. On peut suivre sur le terrain ces nappes, depuis la côte de Lugo jusqu'à Zamora, à Peña Trevinca, où elles passent latéralement vers le SE. à un pays de plis isoclinaux, déversés vers le NE. A l'E. de l'Eo, la structure devient plus simple; on y trouve des faisceaux de plis isoclinaux déversés vers l'E., style dominant dans les Asturies occidentales et le seul connu avant les recherches de S. de la Torre dans la Galice et les miennes dans La Cabrera (84) qui ont révélé les nappes. Le style isoclinal domine dans toute la région jusqu'à Salas où on trouve une plésionappe très développée qui est l'accident frontal des Asturies occidentales. Cette Plésionappe est très complexe et ses détails varient beaucoup au long de ses 150 km. de développement longitudinal. Au Cabo de Peñas, elle s'avance dans les Asturies orientales, plissant le dévonien dans les "nappes de Verdicio" (86), et à Arnao, elle chevauche même le stéphanien. A Salas, précambrien, cambrien et ordovicien chevauchent le dévonien; plus au S., à Teverga et à Somiedo, le Cambrien chevauche le Dévonien et le Westphalien. Cet accident a une longue et complexe histoire tectonique dont on parlera plus tard.

A l'E. de cet accident commencent les Asturies orientales. La structure se modèle ici sur tout le paléozoïque, depuis le cambrien jusqu'au westphalien D, tout concordant. Le bassin houiller formé par les dépôts carbonifères, depuis le viséen supérieur jusqu'au Westphalien D est la divisoire tectonique d'une orogène à deux branches: une branche externe, à déversements centrifuges vers l'extérieur de l'arc, et une branche interne, à déversements centripètes, vers l'intérieur de l'arc. Les déversements centrifuges sont peu développés sur la côte cantabrique et dans les faisceaux de plis de l'E. à orientation N. S; *en re-*

*vanche dans le versant S. de la chaîne, à Leon, tous les déversements sont nettement orientés vers le S., comme on peut le voir, par exemple, le long de la vallée du Bernesga.*

Sur la côte cantabrique, entre Ribadesella et Unquera, les déversements se font timidement vers le N. Le style est jurassique pur à cause du développement du calcaire de montagne qui résiste aux plissements intenses. Le même phénomène arrive dans l'E. de l'orogène, entre Cabo de Peñas et Somiedo; les plis de l'Aramo, et de l'W. d'Oviedo jusqu'à Salas, ont un faible déversement W. ou sont d'axes verticaux (77) (83). Le style tectonique de cette région est aussi jurassique et isoclinal.

A l'intérieur de l'arc essentiellement occupé par les dépôts carbonifères, le style tectonique est désharmonique dans le noyau, et chevauchant sur toute la périphérie. Ainsi donc, autour d'une région à tectonique extrêmement compliquée dans ses détails, résultat surtout d'une lithologie différentielle, se développe une couronne de chevauchements centripètes. Les accidents sont en général des anticlinaux à noyau de quartzites armoricaines, glissés sur les séries rythmiques westphaliennes à cyclothèmes.

Entre les faisceaux de plis occidentaux à net déversement E. et l'ensemble des plis à déversement centrifuge de la zone externe de l'orogène centrale, on découvre, par endroits, une cicatrice tectonique qui sépare les deux unités et qui nous révèle son indépendance, car cette structure est suffisamment explicite pour entrevoir l'existence de deux orogènes emboîtés:

1. Protorogène occidental développé sur les matériaux prédévoniens, avec déversement centripète et
2. Néorogène central, développé sur les matériaux dévoniens et viséo-westphaliens, à deux branches, une externe, à déversement centrifuge, et une autre, interne, à déversement centripète.

Ces deux orogènes sont d'âges différents car le Protorogène doit être pré-dévonien, tandis que le Néorogène est post-dévonien

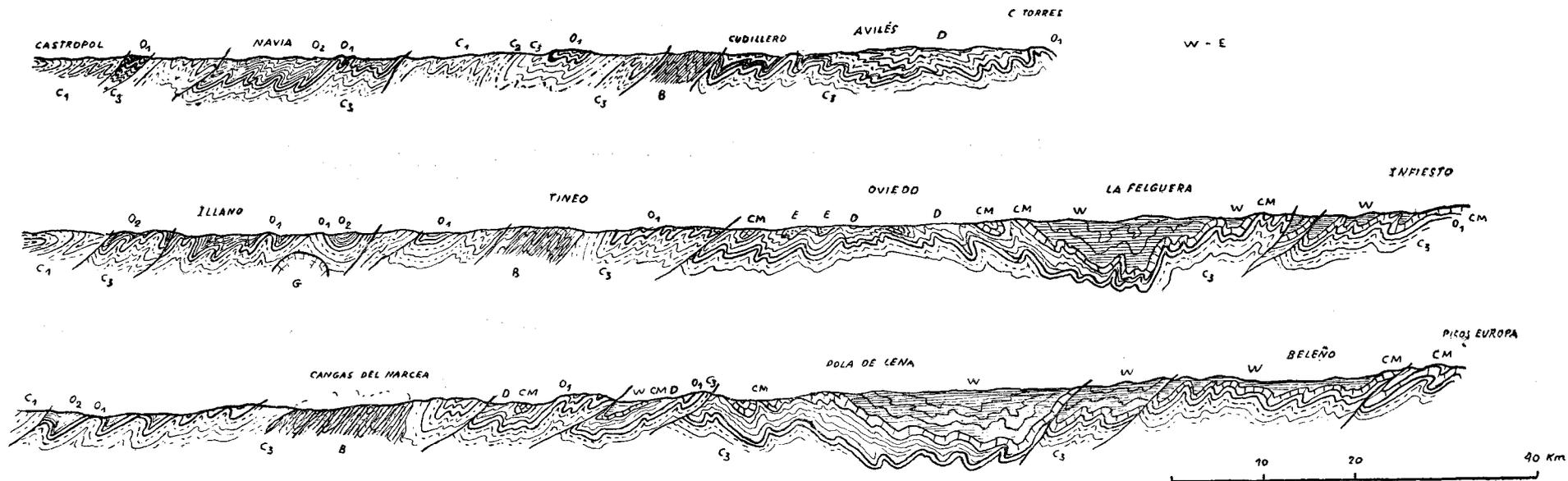


Fig. 11

Trois coupes W. E. des Asturies montrant spécialement la structure hercynienne. B=Brioverien; C<sub>1</sub>=Georgien; C<sub>2</sub>=Acadien; C<sub>3</sub>=Potsdamien; O<sub>1</sub>=Skiddawien (quartzites armoricaines); O<sub>2</sub>=Llandello (Schistes de Luarca); S=Silurien; D=Devonien; CM=calcaire de montagne; W=Westphalien; E=Stéphanien.

et même post-westphalien et pré-stéphanien car on ne trouve pas de dépôts stéphanien dans le bassin houiller central où la série stratigraphique termine avec le Westphalien D. Mais dans de nombreux endroits sur la périphérie du Néorgène, on trouve des dépôts stéphanien discordants avec le pays pré-stéphanien (Ferroñes, Nieva, Arnao, et surtout à Tineo), non seulement plissés mais, encore très liés aux grands chevauchements d'indiscutable génèse pré-dévonienne. En effet, le grand accident de Salas, près de la côte, origine des accidents satellites, tels que le chevauchement d'Arnao (80) (105) dans lequel le Dévonien chevauche le Stéphanien. Il faut donc admettre une reprise dans le plissement du protorogène, d'âge post-stéphanien. Peut-être la tectonique cassante   déversement N, que décrit De Sitter (113) (114),   León, peut avoir cette origine.

*b. La région du N. de Zamora.*

Au S. de Ponferrada on trouve un pays de plissement qui prolonge les structures de la Galice orientale et méridionale. Dans le Teleno et partout dans La Cabrera Alta et Baja on découvre un ensemble de plis à style isoclinal déversés vers le NE., model s sur les matériaux ordoviciens et siluriens, contrôlés paléontologiquement.

Les éléments rigides de la structure sont les quartzites armoricaines et ce sont elles qui conditionnent toute la tectonique. Les schistes du Llandeilo forment des ensembles massifs, à plis très aigus, et se déposent en larges synclinoriums, limités par des anticlinoriums formés par de longues et étroites alin ations de quartzites armoricaines. La Cabrera Alta (84) n'est qu'un énorme synclinorium, limité par les anticlinoriums du Teleno au N. et de Pe a Negra au S.

Au-dessous commence déjà la formation "Ollo de Sapo" qui doit embrasser depuis le Briovérien jusqu'au cambrien inclus. Cet ensemble de plis isoclinaux passe latéralement vers le NW,

aux nappes, progressivement étendues; dans la Cabrera Alta (84) on ne trouve que des plis isoclinaux, dans la Cabrera Baja (84 bis) au NW. commencent des nappes de 5 Km. environ qui gagnent progressivement en étendue, jusqu'à près de 15 Km. sur la côte cantabrique, entre Navia et Mondoñedo.

Le Stéphanien du bassin de Ponferrada est discordant sur ce pays de plissement. C'est pourquoi il faut considérer cette région comme la prolongation méridionale du Protorogène de l'occident des Asturies auquel elle est reliée aussi au point de vue géométrique.

#### D. LA DYNAMIQUE ET L'AGE DES PLISSEMENTS.

Il faut considérer trois cycles sédimentaires et tectoniques dans le cadre général du plissement hercynien du domaine cantabrique.

1. Un premier cycle qui commence au Briovérien et termine au Wenlock.
2. Un deuxième cycle qui commence au Ludlow et termine au Westphalien D.
3. Un troisième cycle qui commence au Stéphanien A et termine probablement au Permien.

##### a) *Cycle tectonique érique.*

Le développement du premier cycle a été lié à d'importants événements épirogénétiques. On ne peut pas connaître les limites du bassin briovérien vers l'E, mais à l'W, il était borné par le massif hespérique et la région à subsidence intense a été, sans doute, placée dans les vallées du Narcea et de l'Eo. Néanmoins tout porte à croire à l'existence d'un avant-pays prochain vers l'E car les bassins cambriens et ordoviciens, jusqu'à l' Arenig, sont arrivés à l'E au moins, jusqu'aux environs de Santander.

Le premier épisode épirogénétique important s'est produit après le dépôt de la quartzite armoricaine avec la concentration de l'aire sédimentaire dans la zone occidentale des Asturies et dans la Galice par élévation du pays central et oriental asturien qui d'ailleurs était déjà une plateforme continentale, cette aire élevée, émergée ou non, est devenue l'avant-pays du premier plissement.

En effet la sédimentation du premier cycle a terminé à l'occident par le dépôt du Llandeilo, peut-être du Caradoc et de tout le silurien jusqu'à Wenlock. A ce moment le bassin était placé entre une terre émergée à l'W, Hesperia, aire source de la plupart des sédiments détritiques qui remplissaient le bassin, et la plateforme asturienne, à l'E. Ces deux avant-pays avaient une hauteur inégale; très élevé, de massif hespérien, assez effondrée, la plateforme asturienne. Dans ces conditions il s'est produit le plissement avec la formation d'un orogène à deux branches inégales; la branche occidentale, a avorté à cause de la position très élimée de l'avant-pays hespérique, puis a fini par la chevaucher; la branche orientale, en revanche, a été développée à cause de la position très basse de l'avant-pays asturien. C'est pourquoi le déversement de ce Protorogène est toujours vers l'E, c'est-à-dire centripète.

L'âge de ce plissement est post-Wenlock, pré-Ludlow. Il faut donc songer au plissement érique mais ça n'oblige pas à restaurer les plissements calédoniens en Espagne, étant donné que, bien que le plissement érique appartienne au cycle calédonien, il est totalement lié au cycle hercynien et doit être considéré, chez nous, comme une phase prémonitoire de ce cycle hercynien.

### *b) Le cycle asturien.*

#### *1.—La préparation épirogénique et le mécanisme tectonique.*

Après le plissement érique, le bassin sédimentaire s'installe sur l'avant-pays de l'E, formant la préfosse érique dans laquelle

a eu lieu la sédimentation des arkoses et des grès arkosiques ferrugineux du Ludlow-Gedinien. Comme une espèce de répétition en petit du bassin précambrien-silurien, la préfosse ériqué a aussi une zone subsidente vers l'W, collée au front du Protorogène (environs de Salas), et une plateforme orientale qui arriva par l'E près de Mieres.

Les oscillations du socle de Nalonia originent des cycles sédimentaires intradévoniens et leur émerision définitive, la régression faménienne. Mais ce petit îlot n'a qu'une vie éphémère car bientôt il s'effondre à nouveau pour faciliter la transgression du viséen supérieur et l'installation de la mer namurienne avec le dépôt du calcaire de montagne. La préfosse ériqué continue à jouer son rôle de bassin subsident pendant tous les temps westphaliens. Le bassin westphalien a été un bassin paralique (90) à sédimentation cyclothématique, tandis que, plus à l'E, existait le domaine marin du calcaire de montagne. La subsidence est beaucoup moins importante dans le domaine marin des Picos d'Europa, que dans le domaine paralique du bassin houiller. En effet, dans les Picos, les épaisseurs ne dépassent guère les 1000 m., alors que dans le bassin houiller, ils arrivent à atteindre les 6-7000 m.

D'après Kanis (55) et Wagner (121) les mouvements orogéniques ont commencé au Westphalien, dans la région de Palencia, par les phases de Curavacas et léonienne. De Sitter admet phases orogéniques à León. Néanmoins dans les Asturies il n'y a pas de preuves certaines de mouvements orogéniques jusqu'à la phase asturienne (Westphalien D-Stéphanien A) qui a été la phase classiquement connue par Barrois (8) Adaro (3) (4), etc. et sans doute la plus importante du cycle hercynien cantabrique.

La tectonique hercynienne a originé probablement un orogène d'orientation parallélique, W. E. à double déversement, dont la terminaison périclinale était placée dans le bassin houiller et était moulée au Protorogène occidental. La branche arc-

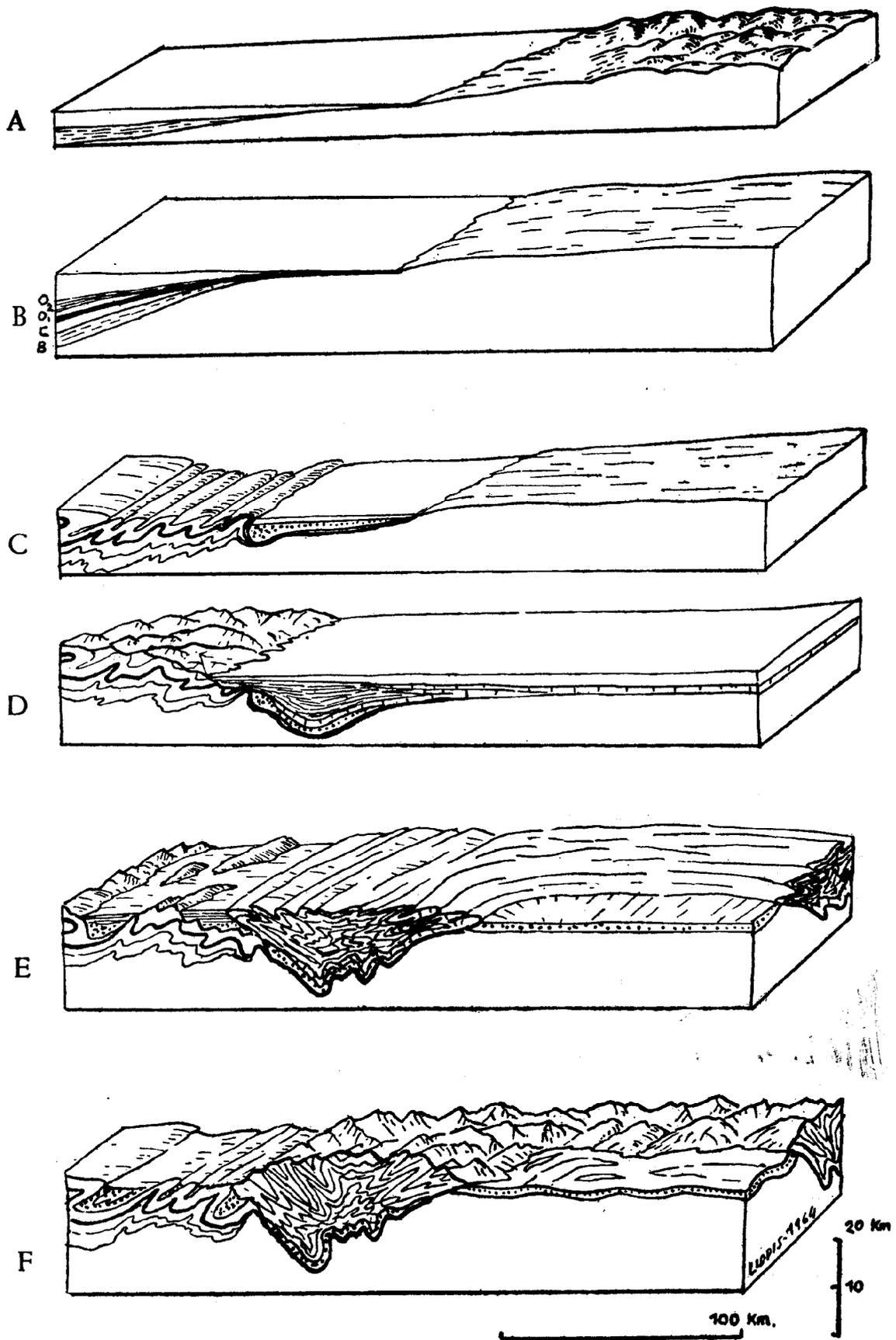


Fig. 12

Evolution du bassin de sédimentation cantabrique. A. Brioverien; B. Fin du Llandeilo; C. Plissement érique et fosse érique; D. Transgression viséenne-namurienne; E. Plissement asturien; F. Plissement post-stéphanien.

togène de cet orogène est très bien conservée sur la côte cantabrique entre Colunga et San Vicente de la Barquera. La branche méridiogène est aussi très nette à León, depuis Cabrillantes jusqu'à Cervera de Pisuerga, à déversement S. et d'une largeur de 20-25 Km. Plus à l'E, cette branche devient plus robuste, elle arrive à avoir une largeur de près de 50 Km. bien que cachée en partie sous le Stéphanien discordant de la Liébana. Il faut chercher la "scheitel" de cet orogène, dans le massif des Picos de Europa.

L'orientation générale parallélique (E. W.) de l'orogène et le double déversement des branches, nous conduisent à admettre qu'il a été plissé par un avant-pays septentrional, placé dans l'actual bassin cantabrique et un autre avant-pays méridional, le bouclier de Douria. Ces deux avant-pays étaient, sans doute soudés à l'W. par le Protorogène érique, moulé au bouclier hespérique.

## 2. La mégastructure.

Mais la structure réelle de l'orogène asturien est en réalité, bien plus compliquée que ce qu'on peut entrevoir par le schéma précédent. L'observation de la mégastructure sur la carte tectonique nous révèle que l'orogène asturien a deux parties, différentes au premier coup d'oeil. D'une part, le bassin houiller, d'autre part, le massif des Picos d'Europa et ses structures satellites.

Le bassin houiller se montre, vraiment comme une individualité tectonique, c'est là où on trouve un ensemble de faisceaux de plis à déversement centrifuge, et c'est là où Suess a conçu l'arc ou genou asturien. En effet, le bassin houiller est presque un cercle fermé un peu elliptique. L'ellipse commence à se dessiner au S. de Pola de Siero, se courbe élégamment par Proaza vers le col de Pajares (W-E) et retourne vers le N. dans la haute vallée du Nalón. Au S. d'Infiesto, les plis se tordent brusquement de nouveau vers l'E au S. de Cangas de Onis,

dessinant un deuxième arc plus interne qui se prolonge vers l'E par la branche méridiogène de l'orogène déjà décrit; le deuxième arc n'est qu'une mégadisharmonie que altère profondément la position normale des deux branches de l'orogène. Cette altération est encore accentuée par la tectonique de failles alpidi-ques, qui, entre Infiesto et Cangas de Onis, coupent, précisé-ment, le vertex du deuxième arc.

L'origine de cette structure est due en grande partie à la nature lithologique des matériaux. Le noyau de l'ellipse du bas-sin houiller est une "aire synclinoriale", entourée de calcaire de montagne et contenant au milieu 6-7000 m. de flysch westpha-lien à cyclothème, tandis que le noyau du deuxième arc est formé par le massif calcaire des Picos de Europa, c'est-à-dire par une "aire anticlinoriale", développée sur 1000 m. à peu près de calcaire de montagne. Il y a sans doute une adaptation mu-tuelle de ces deux unités, résultant de cette adaptation la com-plexe tectonique disharmonique qu'on trouve spécialement dans la courbure du deuxième arc, au S. de Cangas de Onís. Quant à la tectonique, relativement laxé dans son ensemble, du bassin houiller elle peut avoir son origine dans l'énorme épaisseur des sédiments accumulés qui n'ont pas pu se mouler au massif, plus résistant bien que plus petit des Picos de Europa.

### c) *Le cycle post-stéphanien.*

Mais la gestation de la structure hercynienne des Asturies ne finit pas avec l'orogénèse asturienne. Le stéphanien et même le Permien sont plissés, ce qui nous indique l'existence d'une tectonique posthume, très importante encore.

#### 1.—*La préfosse asturienne.*

Après le plissement asturien, le bassin sédimentaire a de nou-veau changé de position. Le Néorogène a poussé les eaux vers la périphérie et une préfosse intercontinentale s'est établie autour de l'orogène. D'abord se sont déposés des conglomérats

à gros galets quartziteux qui ont fossilisé un relief structural, modelé sur les anciens plis ériques, comme on peut le voir au Puente del Infierno (croisement des routes à Pola de Allande et Cangas del Narcea). Ce relief fossilisé nous permet d'admettre que le Paléogène érique a été rajeuni pendant l'orogénèse asturienne par la formation d'un relief appalachien, modelé sur les anciens plis ériques.

Après la sédimentation détritique grossière, ont suivi les dépôts limniques cyclothématiques du bassin de Tineo-Cangas del Narcea-Tormaleo dans les Asturies; de Villablino, Ponferrada et Matallana à León; de la Liébana et Barruelo à Palencia. Tout cet ensemble stéphanien fait partie de la préfosse asturienne (90) et il s'est sédimenté dans le périphérie de l'orogène asturien.

Mais la sédimentation stéphanienne a débordé la préfosse. Elle a envahi en sens centripète l'orogène asturien. C'est ainsi que les dépôts stéphanien s'étendent vers l'E jusqu'au N. d'Oviedo (Ferroñes, S. Juan de Nieva, Arnao), vers le N. jusqu'à Posada de Valdeón. Dans certains endroits des Asturies, la sédimentation a continué jusqu'au Permien (Colunga), sans plus de précisions (Autounien-Rotliegende?).

## 2. *Le plissement post-stéphanien*

C'est à ce moment que commence le plissement post-stéphanien dont l'âge dépendra de celui des dépôts permien encore mal datés. Nous avons plusieurs fois parlé des plissements saaliques ou pfalciques (78) (79) (86). Quoiqu'il en soit il n'y a aucun doute sur une remobilisation du matériel et des structures ériques et asturiennes par la tectonique post-stéphanienne.

L'accident frontal de Salas chevauche le Stéphanien à Arnao; les plis des Oscos (85) intéressent aussi le Stéphanien ainsi que ceux de Ferroñes (86) et du Cabo de Peñas. Les chevauchements que De Sitter (113) indique dans la vallée du Bernesga peuvent avoir cette même origine. Il s'agit toujours d'une

tectonique à déversement centripète qui se superpose aux structures d'âges antérieurs.

Dans son ensemble la mégastucture a été à peine modifiée par les nouveaux efforts orogéniques car le territoire était probablement émergé, quand a eu lieu l'orogénèse intrapermienne. Les accidents asturiens ont rejoué, surtout les chevauchements, car une partie du territoire, en particulier la partie occidentale, plissée pendant l'orogénèse érique, était déjà hercyniatonisée. C'est probablement aussi à ce moment que se mirent en place les plutons granodioritiques posthumes orogéniques de Boal et de Salave qui sont des plutons clairement disharmoniques et post-tectoniques. En revanche les plutons plus occidentaux comme ceux de Mondoñedo, qui chevauchent la structure, doivent avoir un âge plus ancien étant donné qu'ils ont été affectés par la dernière phase orgénique intrapermienne.

Le cycle post-stéphanien termine par la pénéplanisation posthume hercynienne et l'installation du bassin triassique sur la périphérie de la moitié orientale du massif cantabrique.

#### d) *L'évolution paléogéographique et paléotectonique. Gènesse de l'arc*

L'évolution tectonique de la chaîne cantabrique a donc été dirigée à tout moment par l'évolution de deux boucliers à matériel prébriovérien aujourd'hui disparus; au N. *Cantabria*, actuellement effondré dans l'Atlantique, au S. *Douria*, fossilisé par les dépôts tertiaires. La prolongation occidentale de *Cantabria* est le bouclier Galicien, *Hesperia*.

Dans le bassin briovérien était, sans doute, déjà ébauchée la forme archée caractéristique qui a décidé tous les grands traits tectoniques ultérieurs.

Mais cet arc côtier était, au début, bien différent de l'arc asturien actuel, car il avait un rayon beaucoup plus long dont le centre se trouvait aux environs de la ville de León; cet arc se prolongeait vers le SE par la branche hercynienne léonaise-

zamoraine. Mais à ce moment-là le bouclier de Douria était placé dans la moitié S. du bassin sédimentaire et le partageait en deux (bassin cantabrique au N., bassin léonais-zamorain au SW). Le bouclier de Douria, terminait en pointe vers le NW. à la confluence des deux bassins.

La terminaison W du bassin est donc parfaitement définie alors que, vers l'E, nous ne connaissons pas ses limites précises, car la continuité des plis de l'orogène asturien a disparu à l'E de Potes sous les dépôts triassiques. Seules les failles alpines ont exhumé des morceaux du socle, formés par du calcaire de montagne orienté W-E. Nous avons donc la certitude que la mer du calcaire de montagne est arrivée au moins, jusqu'au méridien de Santander, mais c'est encore douteux qu'elle ait envahi le centre du Pays Basque, car les affleurements paléozoïques plus occidentaux des Pyrénées se trouvent aux environs d'Irun. Nous avons déjà dit que la zone orientale a toujours eu une remarquable tendance à l'émersion, de telle façon que toujours les zones de maxima sédimentation se sont concentrées vers l'W. De toute façon le plus vraisemblable, c'est de songer à une connexion sédimentaire entre les dépôts cantabriques et pyrénéens comme nous l'avons déjà fait pour le carbonifère (90).

Le lithofaciès et le métamorphisme des dépôts briovériens nous révèlent l'existence d'un eugéosynclinal dans les régions du Narcea et de Zamora (Peña Trevinca, lac de Sanabria) (84) qui a subsisté pendant tout le cambrien, l'ordovicien et le silurien, jusqu'au moment du plissement érique. Les cartes d'isopiques révèlent aussi que les épaisseurs, les plus grandes se sont déposées aussi dans la région occidentale. La réduction d'épaisseur plus nette nous la voyons au Llandeilo, car la mer arenigienne avait envahi tout le territoire des Asturies et de León. Ce qui est très net c'est que, jusqu'au plissement érique, tandis que les zones centrale et orientale ont été un domaine de plateforme continentale à très faible subsidence, la zone occiden-

tale a été toujours un eugéosynclinal à subsidence très développée.

L'orogénèse érique a donné lieu à ce qu'on peut appeler le protoarc asturien, mégaforme tectonique moulée à la forme de l'avant-pays de Cantabria et d'Hesperia. En réalité, si on considère l'orogène dans son ensemble, le Protoarc, n'est qu'un détail du Protorogène, concrètement sa terminaison mégaspériclinale occidentale, mais l'effondrement sous l'Atlantique pendant le Tertiaire, de la plus grande partie de la branche arctogène donne beaucoup plus de personnalité tectonique à cet arc.

Là où la terminaison aigüe de Douria, au NW, divisait en deux le bassin sédimentaire, s'est établie une virgation des deux grandes branches du Protorogène; la branche léonaise, d'orientation W-E et déversement S., contre le bouclier de Douria et la branche zamoraine, d'orientation armoricaine et déversement NE., aussi contre le bouclier dourien.

Après ce plissement Cantabria, Hesperia et Douria élargissaient leurs territoires par addition des pays plissés du Protorogène. Le nouveau bassin sédimentaire c'est la préfosse érique, constituée par un domaine eugéosynclinal occidental et un domaine néritique de plateforme, vers l'E, reproduisant, dans un cadre plus réduit, le bassin pré-dévonien.

On trouve le moment de maximum de subsidence à partir du Westphalien A par le dépôt du flysch westphalien. C'est à ce moment-là que tout le bassin devient zone de subsidence. Cette subsidence se fait par saccades qui permettent de petites invasions de la mer qui dépose les calcaires à *Fusulines*. D'autres invasions marines, peuvent avoir une origine eustatique (90).

Le plissement asturique origine un Néoarc, beaucoup plus élégant et plus fermé que le Protoarc, puisqu'il se borne au territoire cantabrique. Le Neoarc est aussi la terminaison mégaspériclinale du Néorogène asturien. Le Néoarc est beaucoup plus complet, car la branche arctogène du Néorogène a été con-

servée en grande parité, dans le faisceau de plis de la côte de Llanes.

La dernière orogénèse, au Permien, n'a pas introduit de modifications importantes dans la mégastructure de la chaîne cantabrique.

### e) *Les connexions*

#### 1. *Le problème*

On ne peut pas finir la géohistoire d'une chaîne de montagnes sans essayer d'établir ses rapports avec les orogènes des régions voisines. Les connexions entre Paléoasturides et Paléoléonides sont très nettes puisqu'elles sont géométriques. Il n'y a aucun doute, comme nous l'avons déjà dit précédemment, que la racine de la branche NE. des Hercynides de l'occident de l'Espagne se trouve dans les Paléoléonides (Cabrerias, Zamora). Le problème se pose quand les liaisons entre deux orogènes voisins ne sont pas géométriques, comme c'est le cas de la chaîne cantabrique et des Pyrénées hercyniennes.

Les derniers essais pour chercher les connexions de l'arc asturien sont déjà un peu anciens. Le plus moderne est celui de Demay (42) (1934) dans sa synthèse de la chaîne hercynienne d'Europe, essai qui est devenu la "version officielle". Mais aujourd'hui nous connaissons suffisamment la structure de la chaîne cantabrique pour proposer des solutions au problème.

Demay croit à la connexion des plis cantabriques avec ceux de la Bretagne, au-delà du Golfe de Vizcaya, en plein Atlantique. Cette hypothèse, bien qu'admise implicitement jusqu'à présent, offre un tel nombre de difficultés, qu'elle devient complètement inadmissible. En effet elle est contraire aux faits suivants, constatés par l'observation sur le terrain.

1.°—Les plis de l'arc asturien, coupés par les failles tertiaires de la côte cantabrique, se dirigent vers le N. dans l'occident des Asturies, et en Galice; vers le NE. dans le

centre des Asturies; vers l'E dans l'E des Asturies. C'est la conséquence du fait que la faille coupe, vers l'E des unités chaque fois plus internes de l'arc asturien.

Il n'y a donc pas la possibilité de faire retourner hypothétiquement vers l'Atlantique des plis qui se dirigent vers l'E.

2.<sup>o</sup>—La convergence des plis asturiens et bretons vers l'intérieur de l'Atlantique impliquerait l'existence d'un énorme bassin sédimentaire qui comprendrait toute la France, la région atlantique comprise entre les Asturies et la Bretagne, inclus.

Par contre toutes les observations (lithofaciès, déversements, etc.) semblent conduire à la conception de l'existence d'un bouclier atlantique, pré-briovérien, que nous avons appelé Cantabria, avant-pays des Paléo et Néoasturides et peut-être aussi, avant-pays des plis bretons, déversés vers le SW.

3.<sup>o</sup>—La topographie sous-marine de la côte cantabrique nous a révélé depuis longtemps (58) (59) l'existence d'une chaîne effondrée à direction générale W. E. Comme nous savons que le relief actuel des Asturies est un relief appalachien, il n'y a aucun doute que les directions de relief sont des directions tectoniques. Cette chaîne immergée cantabrique doit être interprétée, à notre avis, comme le branche arctogène de l'arc asturien.

Dans ces conditions, nous croyons inutile de chercher des connexions des Asturides, dans l'Atlantique. Par contre, il faut les chercher à notre avis, dans les Pyrénées hercyniennes. En effet, les derniers plis des Néoasturides (affleurements de Puenteviesgo (Santander) sont séparés par moins de 150 Km. des affleurements paléozoïques les plus occidentaux des Pyrénées à Irún. Néanmoins, le paléozoïque basque n'est pas la nette prolongation des plis cantabriques, car la structure du paléozoïque d'Irún récemment étudiée par Valdés ne laisse pas entre-

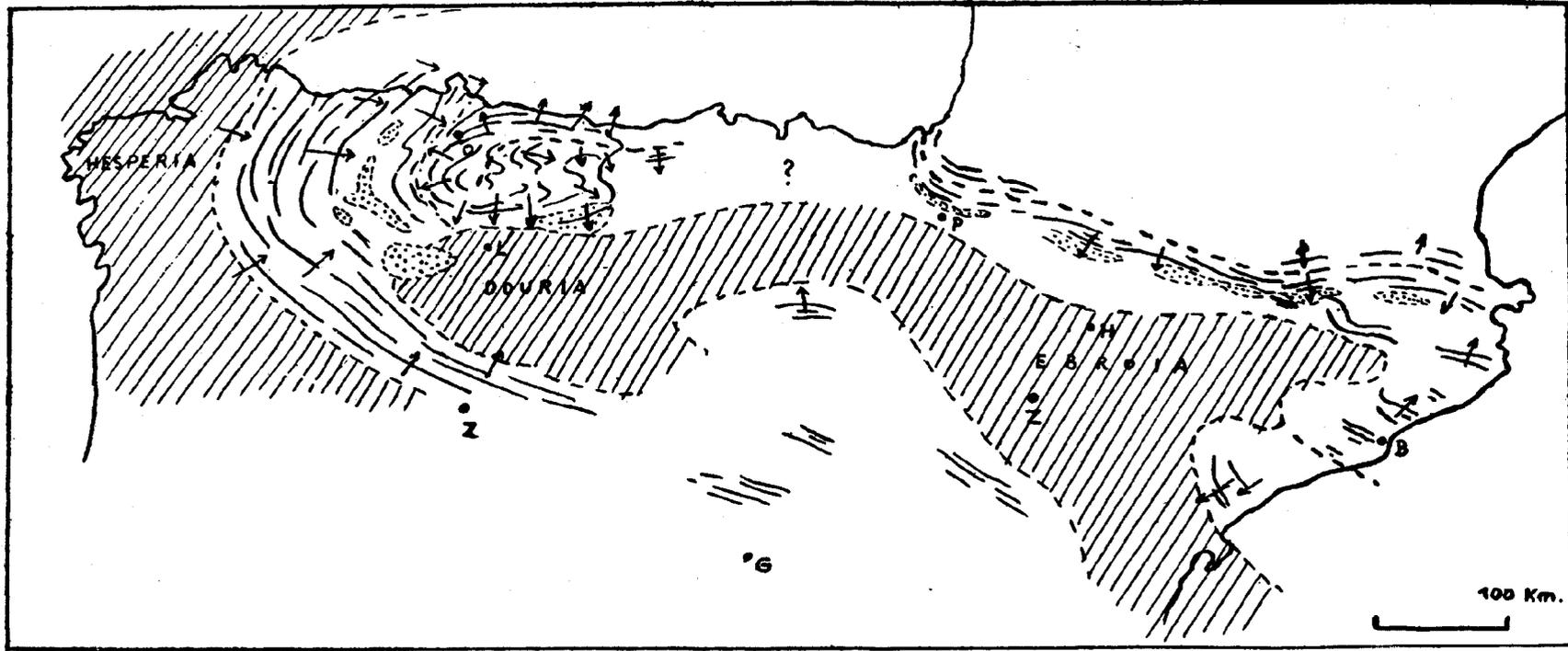


Fig. 13

Les connexions probables de la Chaîne Cantabrique. Les zones de lignes obliques sont les boucliers (Hesperia, Douria et Ebroia) à matériel pré-briovenien migmatitisé et peneplanisé. Les lignes continues représentent les plis et les flèches le sens du déversement. Les zones pointillées représentent des zones de l'avant fosse stéphanienne.

voir une connexion directe avec les plis les plus occidentaux de l'Orogène cantabrique; les directions sont N-S, avec tendance à se dévier vers le NE, au N. Au S., en revanche, ils prennent la direction pyrénéenne normale, c'est-à-dire sensiblement W-E.

Ce petit noyau basque dessine donc un petit arc, dont l'axe est le même que celui de l'arc cantabrique. Dans ces conditions il n'est pas difficile de placer cet "arc basque" dans le noyau de l'arc cantabrique, ce qui corrobore et élargit l'idée primitive de Suess de voir dans la chaîne cantabrique des structures concentriques emboîtées (109).

Dans ce cas, les plis hercyniens des Pyrénées ne seraient donc que la prolongation orientale des structures cantabriques, unique solution logique qu'on puisse trouver aux connexions de la chaîne cantabrique.

Cette solution qui peut offrir quelques difficultés au point de vue tectonique, a beaucoup de chances, d'autre part, au point de vue stratigraphique et sédimentogénique, car on ne peut pas douter de la continuité vers l'E des formations paléozoïques de la chaîne cantabrique. Les rapports sont très frappants, surtout pendant le carbonifère (90).

En conclusion il faut envisager la possibilité de l'existence d'un grand arc asturien qui comprendrait, non seulement les Asturies, mais aussi toutes les Pyrénées. Cet arc ne serait que la terminaison périclinale occidentale d'un seul orogène orienté W-E qui s'étendrait depuis la Galice jusqu'à la Catalogne, avec une branche arctogène, à déversement N., et une branche méridiogène, à déversement S.

Dans ce cas l'ancien bouclier de Douria, aujourd'hui fossilisé par les dépôts tertiaires, séparerait cet orogène septentrional de la branche NE hercynienne de l'occident ibérique. Ces deux orogènes seraient reliés par la virgation de l'W de León et, en conséquence, il faudra admettre une complète indépendance entre l'orogène cantabro-pyrénéen et la branche NE hercynienne.

## CONCLUSIONS PALEO GEOGRAPHIQUES ET PALEOTECTONIQUES

L'évolution de la chaîne cantabrique nous apparaît donc comme très complexe et pas encore suffisamment connue. Il nous manque encore bien des années de recherches pour arriver aux vérités définitives. Ainsi donc les conclusions auxquelles on peut arriver ne sont que provisoires.

Néanmoins, nous avons quelques notions définitivement acquises :

1.°—L'existence de deux domaines sédimentaires différents depuis peut-être le Briovérien jusqu'au carbonifère ; une zone eugéosynclinale à l'W et une plateforme oscillante vers l'E.

2.°—Tendance générale à l'émersion de cette plateforme jusqu'au Carbonifère.

3.°—Unification des bassins cantabrique et pyrénéen pendant le Carbonifère inférieur (Tournaisien-viséen).

4.°—Plissement définitif de l'ensemble cantabro-pyrénéen pendant les orogénèses asturienne et intrapermienne.

Toutes les observations semblent donc nous conduire à la conclusion que l'évolution paléogéographique de la chaîne cantabrique s'est réalisée d'une façon autonome jusqu'au carbonifère inférieur puis reliée avec les Pyrénées à partir du carbonifère. Cette conclusion renforce encore l'idée de l'existence d'une Paléochaine ou Paléorogène pré-carbonifère et d'un Néorogène post-asturien.

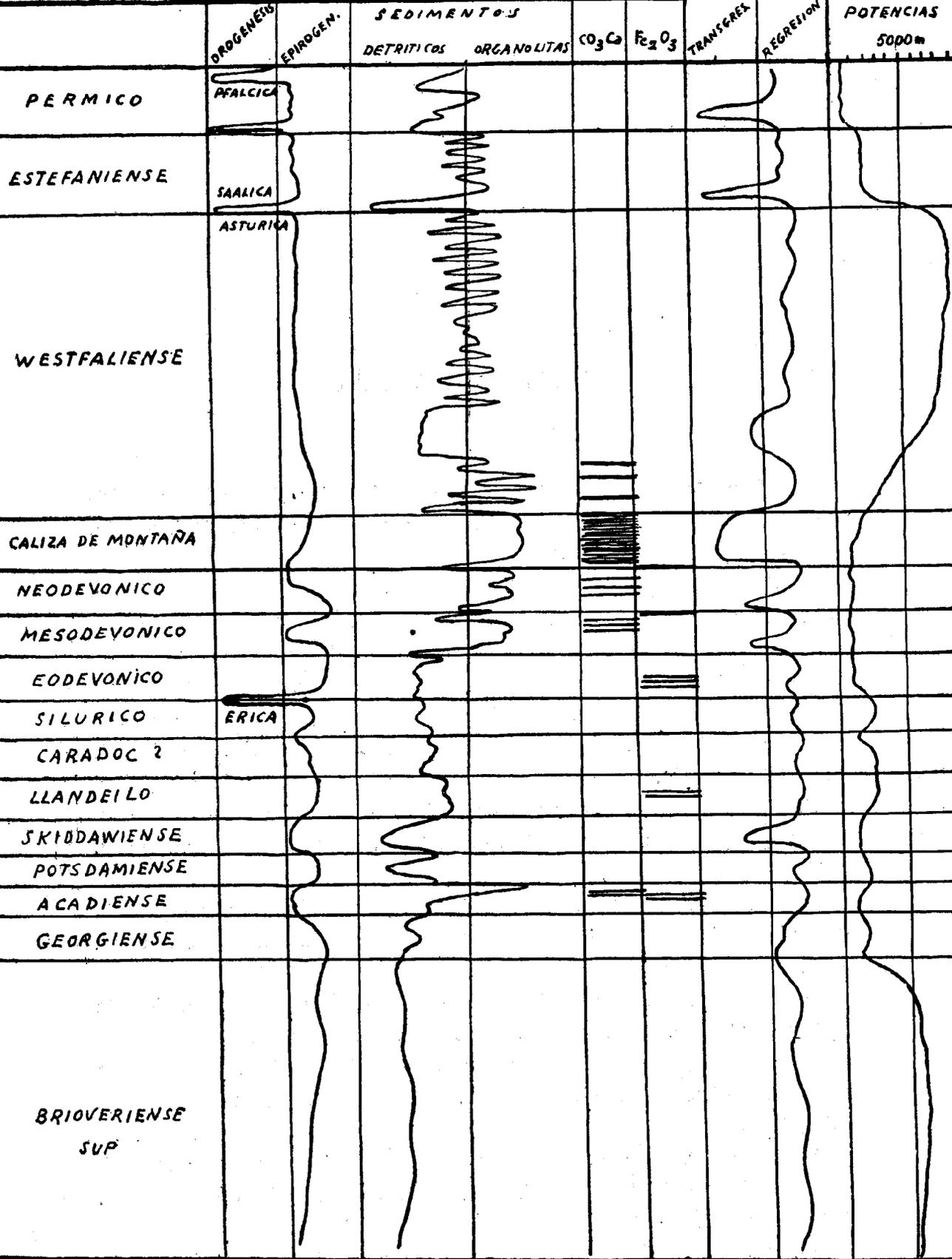


Fig. 14

Tableau résumé de l'évolution paléotectonique et sédimentologique du bassin cantabrique

## BIBLIOGRAFIA

1. ALIA MEDINA, M.—Observaciones sobre las formaciones neísicas y graníticas del Sur de Toledo. Notas y Comuns. Inst. Geol. y Min. de Esp. N.º 34. Madrid, 1954.
2. ALIA MEDINA, M.—Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo. Notas y Comuns. Inst. Geol. y Min. de Esp. N.º 58. 1960.
3. ADARO, L. y JUNQUERA, G.—Criaderos de hierro de Asturias. Mem. Inst. Geol. y Min. de Esp. 2 vol. pp. 16-676. 10 Láms. Madrid, 1916.
4. ADARO, L. y MAGRO, L.—Atlas del estudio estratigráfico de la cuenca hullera asturiana. Inst. Geol. y Min. de Esp. 10 Láms. 1 map. col. 1:100.000. Madrid, 1926
5. ....La cuenca central hullera asturiana. Dirc. Gen. Min. y Com. Temas profesionales, n.º 7. 1 vol. 46 pp. XVI Láms. Madrid, 1944.
6. BARROIS, CH.—Nota acerca del sistema devoniano de la provincia de León. Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp. Tom. VI. pp. 91-95. Madrid, 1879.
7. BARROIS, CH.—Sobre el granito de Asturias y de Galicia. Bol. de la Com. del Map. Geol. de Esp. Tom. VIII. pp. 206 1880.
8. BARROIS, CH.—Recherches sur des terrains anciens des Asturies et de la Galice. Mem. Soc. de Nord., Vol. II. n.º 1. pp. 630. XX Láms. Lille, 1882.
9. BIROT, P. y SOLE, L.—Recherches morphologiques dans le NW. de la Peninsule Ibérique. Publi. Inst. Geol. y Min. Univ. de Barcelona, N.º 211. pp. 61. 8 Figs. IV Láms. Barcelona, 1954.
10. CALDERON, S.—Observaciones sobre la constitución de la meseta central de España. Acts. Soc. Esp. Hist. Nat. Tom. XIII. Madrid, 1884.

11. CALDERON, S.—Ensayo orogénico sobre la meseta central de España. An. Soc. Esp. Hist. Nat. Tom. XIV. pp. 131-172. Sesión del 1.º de Oct. 1884. Madrid, 1885.

12. CARBONELL, A. y TRILLO-FIGUEROA, A.—La plegadura herciniana. Ibérica Vol. XXVI, n.º 634, pp. 13-14. Barcelona, 1926.

13. CARBONELL, A. y TRILLO-FIGUEROA, A.—Nuevas ideas sobre la tectónica Ibérica. Asoc. Esp. Prog. Cienc., Tom. VI Ciencias Naturales. pp. 229-234. Madrid, 1928.

14. CARLE, W. H.—Ergebnisse geologischer Untersuchungen und Grundgebirge von Galicien (Nordwest Spanien) Geotekt. Forch. 46, pp. Figs. 16. 1 Lám. Berlín, 1945.

15. CARLE, W. H.—Die West Galicischen Meeresbuchten Natur und Volk, Frankfurt am Mein. Frankfurt, 1947.

16. CARRINGTON DA COSTA, J.—Los movimientos caledonianos preliminares hercínicos Peninsula Ibérica. Bol. Soc. Geol. de Portugal. Vol. X. pp. 1-12. Porto, 1952.

17. COMTE, P.—Sur les couches intermediaires entre le silurien et le devonien dans les Asturies. Comp. Rend. Ac. Soc. Tom. 198. pp. 1164. París, 1934.

18. COMTE, P.—La série Devonien de León. C. R. Ac. Sc. Tom. 202. pp. 337. París, 1936.

19. COMTE, P.—Sur le Gedinnien de la Chaîne Cantabrique. C. R. Somme. Soc. Géol. France. 5 éme. ser. Tom. VII. París, 1936.

20. COMTE, P.—Le Devonien inférieur de León (Espagne). C. R. Acad. Sc. París. Tom. 202. pp. 771-773. 1936.

21. COMTE, P.—Le Devonien moyen et supérieur de León (Espagne). C. R. Acad. Sci. París. Tom. 292. pp. 1198-1200. París, 1936.

22. COMTE, P.—La edad de las pizarras de la Collada de Llama (León) Notas y Comuns. Inst. Geol. y Min. de Esp. N.º 7. pp. 57-59. Madrid. 1936

23. COMTE, P.—La série cambrienne et silurienne du León (Espagne). C. R. Acad. Sci. París, Tom. 204. pp. 604-606. París, 1937.

24. COMTE, P.—Les grès rouges de S. Pedro (León). Ann. Soc. Geol. d. Nord. Tom. LXII, pp. 60. Lille, 1937.

25. COMTE, P.—Les faciès du devonien dans la Cordillère Cantabrique. C. R. Acad. Sc. París. Tom. 206. pp. 1946. París, 1938.

26. COMTE, P.—La tectonique des terrains antestéphanines de la

Cordillère cantabrique dans de Nord de León. Com. Rendu. Acad. Sci. Tom. 208. pp. 660. Paris, 1939.

27. COMTE, P.—La estructura du bord sud de la Cordillère Cantabrique en León et le mouvements orogéniques qu'elle réleve. C. R. Acad. Sci. Paris, Tom. 208. pp. 2008. Paris, 1939.

28. COMTE, P.—La succession lithologique des formations cambriennes du León (Espagne), C. R. 71 Congrès Soc. Savantes, Secc. Sc. pp. 181-183. Lille. 1939.

29. CORTAZAR, D. de.—Expedición geológica por la provincia de Toledo. Bol. Com. Map. Geol. de Esp. Tom. V. Madrid, 1878.

30. CORUJEDO, A.—La geología de la cuenca del río Iniza (Lena, Asturias). II Congres. Agrup. Ing. Minas. NW. España. 1932.

31. CUETO RUIZ-DIAZ, E.—Orografía y Geología tectónica del país Cántabro-Asturiano. Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp. Tom. XLVII, VII de la serie 3.<sup>a</sup> pp. 7-105. 23 Figs. Madrid 1926.

32. CUETO RUIZ-DIAZ, E.—La tectónica de la Península Ibérica. Res. Científ. R. Soc. Hist. Nat. Madrid, 1932.

33. CUETO RUIZ-DIAZ, E.—El Sistema Orográfico Eurasiático. Notas y Comuns. Inst. Geol. y Min. de Esp. N.º 14. pp. 1-49. 11 figs. Madrid, 1945.

34. CUETO RUIZ-DIAZ, E.—Orografía de la Peninsula Ibérica. Rev. Facultad. Cienc. Año VII. n.º 37-38. pp. 59-61, 1 fig. Oviedo, 1946.

35. DALLONI, M.—Etude géologique des Pyrénées Catalanes. 1 vol. Alger, 1930.

36. DANTIN CERECEDA, J.—Resumen fisiográfico de la Península Ibérica. Trab. Mus. Cienc. Nat. N.º 9. Madrid, 1912.

37. DANTIN CERECEDA, J.—Tectónica del Macizo Galaico. Estudios Geográficos C. S. I. C. N.º 14. año V. pp. 45-56. 2 figs. Madrid, 1944.

38. DELEPINE, G.—Sur l'extension des mers paléozoïques en Asturies. C. R. Acad. Sci. Paris. Tom. 195. pp. 1401. Paris, 1932.

39. DELEPINE, G.—Sur la présence de la faune givetienne en Asturies. C. R. Soc. Geol. de France. pp. 204. Paris, 1932.

40. DELEPINE, G.—Le Carbonifère du Sud de la France (Pyrénées et Montagne Noire) et du Nord-Ouest de l'Espagne (Asturies). C. R. 2 ème. ser. Congr. Stra. Carb. Heerlen. Tom. I. pp. 139-158. Heerlen. 1935

41. DELEPINE, G.—Les faunes marines du carbonifère des Asturies.

Extr. d. Men. de l'Ac. Sc. de l'Inst. de France. Tom. 66. pp. 122. 6 Láms. París, 1943.

42. DEMAY, A.—Contribution à la synthèse de la chaîne hercynienne en Europe. Rev. Geogr. Phys. 7, 1934 II Parte, Bull. Soc. Geol. France. (5). VI. pp. 311-345. 2 Figs. París, 1934.

43. DUPUY DE LOME, E. y Novo, P. DE.—El carbonífero oculto bajo el secundario de Palencia y Santander. Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp. Tom. XLV, 3.<sup>a</sup> ser. pp. 25-71. 2 Figs. III Láms. Madrid, 1924.

44. FAURA, M.—Les traits caractéristiques des terrains precambries de la Péninsule Ibérique. C. R. Reun. Inst. pour l'étude du Precambrien et des vieilles chaînes de montagnes, Helsinki, 1933.

45. FERNANDEZ NAVARRO, L.—Las costas de la península Ibérica. Asoc. Esp. Progr. Cien. Congr. Zaragoza. Tom. IV. 1.<sup>a</sup> parte. Madrid, 1908.

46. FERNANDEZ NAVARRO, L.—Gneis granítico de Toledo. Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. Tom. XIV. Madrid, 1914.

47. FERNANDEZ NAVARRO, L.—Historia geológica de la Península Ibérica. Manuales Corona, 1 Vol. pp. 238. Figs. 16. Madrid, 1916.

48. GARCIA FUENTE, S.—Geología del Concejo de Teverga (Asturias). Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp. Tom. LXIV. pp. 345-456. 8 Figs. 45 Fotos. 1 map. y cort. Madrid, 1952.

49. GARCIA FUENTE, S.—Geología de los concejos de Proaza y Tameza. Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp. Tom. LXV. pp. 273-324. 2 Láms. 1 map. Madrid, 1953.

50. .... Guía Geológica de Asturias. XIV Congr. Geol. Inter., 106 pp. 7 Figs. XVII láms. 3 map. Madrid, 1926.

51. GOMEZ DE LLARENA, J.—Guía Geológica de los alrededores de Toledo. Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. ser. geol. n.º 31. pp. Madrid, 1923.

52. GOMEZ DE LLARENA, J.—Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo. Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Ser. Geol. n.º 15. Madrid, 1916.

53. GROSCH, P.—Zur Kenntniss des Paläozoikums und des Gebirgsbaues des westlichen Ketten in Asturien. N. Jb. f. Min. B. Bd. 22. 1912.

54. .... En la guía de la excursión C-1, del Congreso Geológico Internacional existe un "Croquis geológico del itinerario Oviedo-Covadonga-Los Brezos. 1926.

55. KANIS, J.—Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain). Leidse. Geol. Medd. 21. pp. 377-455. 1956.

56. HERNANDEZ-PACHECO, E.—Ensayo de síntesis geológica del N. de la Península Ibérica. T. M. N. C. N. ser Geol. n.º 3. pp. 136 23 Figs. 1912.
57. HERNANDEZ-PACHECO, E.—Datos respecto a orogenia de Asturias. Bol. R. Soc. Hist. Nat. Tom. XIII. 5 págs. 1 lám. pp. 143. Madrid, 1913.
58. HERNANDEZ-PACHECO, E.—Síntesis fisiográfica y geológica de España. Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Ser. Geol. n.º 38. 2 vol. Madrid, 1932.
59. HERNANDEZ-PACHECO, E.—Significación geológica del relieve submarino. Las ciencias, Tom. I. pp. 542. Madrid, 1934.
60. HERNANDEZ-PACHECO, E.—Paleogeografía del solar hispano durante el paleozoico. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tom. XLIX, n.º 123. pp. 23-43. Madrid, 1951.
61. HERNANDEZ-PACHECO, E.—Itinerario geológico de Toledo a Urda. Trab. Mus. Cien. Nat. n.º 1. Madrid, 1912.
62. HERNANDEZ-PACHECO, E.—Rasgos fundamentales de la constitución e historia del solar ibérico. Disc. Acad. Cien. Madrid, 1922.
63. HERNANDEZ-PACHECO, E.—Datos geológicos de la Meseta Toledano-Cacereña y de la fosa del Tajo. Mem. Soc. Esp. Hist. Nat. Tom. XV. Madrid, 1929.
- 64.—HERNANDEZ-PACHECO, E.—Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica. Conf. Asoc. Esp. Progr. Cienc. Congr. de Salamanca. Salamanca, 1923.
65. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P.—El sistema Cambriano en España. Mem. Inst. Geol. y Min. de Esp. n.º 9. Madrid, 1935.
66. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P.—El sistema siluriano. Mem. Inst. Geol. y Min. Esp. Expl. Nuev. Map. Geol. Esp. 1:1.000.000. Tom. II. 2 vol. 848 pp. 38 Figs. XXX láms. 2 map. Madrid, 1942.
67. HERNANDEZ-SAMPEDRO, P.—Datos para el estudio de las hojas del Mapa geológico a 1:50.000. (14 Oviedo y 29 Gijón). Inst. Geol. y Min. de Esp. 111 pp. 17 láms. y figs. Madrid, 1944.
68. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P.—“Criaderos de hierro de España”. Mem. Inst. Geol. y Min. de Esp. Tom. I. Madrid, 1922.
69. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. y KINDELAN, L.—Explicación de la hoja n.º 32 correspondiente a Llanes. Hoja de Llanes. 1950.
70. KEGEL, W.—Beobachtungen zum tektonischen Baues Asturisch-Kantabrischen Gebirges. Z. Deutsch. Geol. Ges. 79, S. pp. 80-82. Berlín, 1927.
71. LOTZE, F.—Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grund-

geobirges. Abdlh. de Gress. de Wiss. z. Göttingen. Methphys. Kl. 14,3. Berlin, 1929.

72. LOTZE, F.—Einige probleme der Iberischen Meseta. Geotekt. Forsch. H. 6. pp. 1-12. 1 Fig. Berlin, 1945.

73. LOTZE, F.—Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta Geotekt. Forsch. H. 6. pp. 78-92. 1 Fig. Berlin, 1945.

74. LOTZE, F.—Zur frage der varischen Gerbirgzusammenhage in Sudwesteuropa Forsch un Forschr 9, Berlin, 1933. Invst. y Progre. año VII, n.º 12. pp. 361-363. 1 fig. Madrid, 1933.

75. LOTZE, F.—El precámbrico en España. Not. y Comuns. Inst. Geol. y Min. de Esp. n.º 60. pp. 227-239. Madrid, 1960.

76. LOTZE, F.—El Cámbrico en España. Notas y Comuns. Inst. Geol. y Min. de Esp. n.º 61. pp. Madrid, 1961.

77. LLOPIS LLADO, N.—Mapa Geológico de las Sierras de la Coruxera, La Mostayal y Monsacro. Serv. Geol. Inst. Est. Ast. Oviedo, 1950.

78. LLOPIS LLADO, N.—Sur les types de bordure du bassin houiller de Asturias. C. R. III Congr. Estr. Carbón. Vol. III. pp. 401-406. Heerlen, 1952.

79. LLOPIS LLADO, N.—Sobre la tectónica de la cuenca carbonífera de Asturias. Est. Geol. n.º 21. pp. 79-101. 7 Figs. Madrid, 1954.

80. LLOPIS LLADO, N. y JULIVERT, M.—Estudio Geológico de la zona de los alrededores de Avilés. (con un mapa a 1:25.000). Oviedo, 1955.

81. LLOPIS LLADO, N.—Estudio geológico del reborde meridional de la cuenca carbonífera de Asturias. Pirineos, año X. n.º 31-32. pp. 33-117. 1955.

82. LLOPIS LLADO, N.—Las bases estratigráficas del Devónico de Asturias. Breviora Geol. Ast. Año II, n.º 1-2. pp. 13-21. 2 figs. Oviedo, 1958.

83. LLOPIS LLADO, N.—Estudio Geológico de las Sierras de la Coruxera, la Mostayal y Monsacro. Inst. de Est. Asturianos. n.º 3-4. pp. 3-132.

84. LLOPIS LLADO, N. y FONTBOTE, J. M.—Estudio Geológico de la Cabrera Alta. Mongr. Geol. Vol. XIII. 134 pp. 23 figs. Láms. XXV. Oviedo, 1959.

85. LLOPIS LLADO, N. y MARTINEZ, J. A.—Estudio de Geología Económica de la cuenca alta del Narcea (Asturias). Oviedo, 1959.

86. LLOPIS LLADO, N.—Estudio geológico de la región del Cabo de Peñas. Mapa Geológico de Asturias, Hojas 1-2. 1 Vol. pp. 108. 22 figs. 10 Láms. 2 maps. color. Oviedo, 1962.

87. LLOPIS LLADO, N. y MARTINEZ, J. A.—Crítica al trabajo de F. Lotze: El Precámbrico en España. Brev. Geol. Ast. Tom. V. pp. 48-51. Oviedo, 1961.

88. LLOPIS LLADO, N. et SANCHEZ DE LA TORRE, L.—Sur le présence d'une discordance précambrienne au Sud de Tolède (Espagne). Compt Rend. Soc. Geol. France. Fasc. 7. pp. 250. 1963.

89. LLOPIS LLADO, N. y SANCHEZ DE LA TORRE, L.—Sur la stratigraphie du Precambrien du Sud-Ouest de Puente del Arzobispo (prov. de Cáceres, Espagne). Compt. Rend. Soc. Geol. France. Fasc. 5. pp. 152. 1963.

90. LLOPIS LLADO, N.—Cinematique marginal des bassins sédimentaires et sedimentation carbonifère. Cong. Strat. Carbonifère. Compt. Rend. pp. 553-561. 6 Figs. Paris, 1964.

91. MACPHERSON, J.—Descripción petrográfica de los materiales arcaicos de Galicia. An. Soc. Esp. Hist. Nat. Tom. XV. Madrid, 1886.

92. MACPHERSON, J.—Sección estratigráfica de los terrenos arcaicos de España. An. Soc. Esp. Hist. Nat. Tom. XIII. Madrid, 1883.

93. MACPHERSON, J.—Breve noticia acerca de la especial estructura de la Península Ibérica. An. Soc. Esp. Hist. Nat. Tom. VII. Madrid, 1879.

94. MACPHERSON, J.—Ensayo de historia evolutiva de la Península Ibérica. Ann. Soc. Esp. Hist. Nat. Tom. 29. pp. 123. Madrid, 1900.

95. MALLADA, L.—Sistemas Silúrico y Cámbrico. Explicación del Geol. Esp. 1 Vol. 515 págs. 36 Figs. Madrid, 1896.

96. MALLADA, L.—Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas devoniano y carbonífero. Tom. III. pp. 405. 37 figs. Madrid, 1898.

97. MALLADA, L. y DUPUY DE LOME, E.—Reseña geológica de la provincia de Toledo. Bol. Inst. Geol. de Esp. 2.<sup>a</sup> serie. Tom. XIII. Madrid, 1913.

98. .... Mapa Geológico de España, 1:50.000. Explicación Hoja n.º 52. Proaza. 1 vol. 77 pp. 56 figs. 3 maps. y cortes. Madrid, 1956.

99. .... Mapa geológico de España. Explicación de la Hoja n.º 32, Llanes. 1 Vol. 2 maps. y cortes. 109 pp. 12 Figs. 10 Láms. Madrid, 1950.

100. .... Mapa Geológico de España a escala 1:400.000. Publicación del Inst. Geol. y Min. de Esp. 1889.

101. MARCET, J.—Nous minerals i roques de la zona metamorfica de Toledo. Butll. Inst. Cat. Hist. Nat., Tom. XX. Barcelona, 1920.

102. MARCET, J.—La zona metamórfica de Toledo. Butll. Inst. Cat. de Hist. Nat., tom. VI. 2.<sup>a</sup> serie. Barcelona, 1926.

103. PARGA PONDAL, I.—Nota explicativa del Mapa Geológico de la parte NW. de la provincia de La Coruña. Mapa 1:400.000. Leid. Geol. Med. 21. pp. 467-484. Leiden, 1956.

104. PARGA PONDAL, I.—Observaciones y problemas geológicos de Galicia. Notas y Comuns. Inst. Geol. y Min. de Esp. n.º 59. pp. 333-318. Madrid, 1960.

105. PATAK, I.—Estudio geológico-minero de la cuenca hullera submarina de Arnao (Asturias). Riqueza miner. de Esp. pp. 45., XI Láms. Madrid, 1923.

106. RADIG, F.—Zur Stratigraphie der Devons in Asturien (Nord Spanien). Geol. Rundschau Bd. 51. pp. 249-267. 7 Figs. 2 cuadros. 1961.

107. ROYO GOMEZ, J.—Sobre la geología de los alrededores de Toledo Bol. Soc. Esp. Hist. Nat., Tom. XXVI. 1926.

108. SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. FUSTER, J. y DE PEDRO, F.—Explicación de la Hoja n.º 533. San Lorenzo del Escorial. Map. Geol. de Esp. 1:50.000. 1 lám. 1 map. Madrid, 1956.

109. SUSS, E.—Das Antlitz der Erde. Leipzig, 1886-1910.

110. SCHINDEWOLF, O.—Versuch einer Paläogeographie des europäischen oberdevonmeeres. Zeitch. Deuts. Geol. Gessel., tom. 73. 1921.

111.—SCHULZ, G.—Reseña geognóstica del Principado de Asturias. Anal. de Min. n.º 1. Madrid, 1838.

112. SCHULZ, G.—Descripción geológica de la provincia de Oviedo. 1.<sup>o</sup> vol. 138 pp., Atlas y láms. Madrid, 1858.

113. SITTER, L. U. DE.—The structural history of the SE. corner of the Paleozoic of the Asturian Mountains. N. Jh. Geol. Paleont. Abh. Vol. 105. pp. 272-284. 1957.

114. SITTER, L. U. DE.—The rio Esla nappe in the zone of Leon of the Asturian Cantabric Mountain chain. Notas y Comuns. Inst. Geol. y Min. de Esp. n.º 56. pp. 3-24. 6 figs. 1959.

115. SITTER, L. U. DE.—Establecimiento de las épocas de los movimientos tectónicos durante el Paleozoico en el cinturón meridional del orógeno cantabro-astur. Notas y Comuns. Inst. Geol. y Min. de Esp. n.º 61. pp. 51-62. 1961.