

La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)

par Philippe MATTE¹

RÉSUMÉ. — Ce travail résume les résultats de six années de recherche, consacrées à l'analyse structurale de la « virgation de Galice », faisceau de plis hercyniens couvrant, dans le NW de l'Espagne, une surface de 20 000 kilomètres carrés environ et jusqu'alors mal connus.

Dans la première partie de l'ouvrage sont résumés les grands traits de la stratigraphie et de la paléogéographie des formations paléozoïques et antépaleozoïques du NW de la Péninsule Ibérique. Plusieurs types de séries précambriennes et différentes zones de faciès dans le Paléozoïque ont pu être distingués.

La seconde partie est consacrée à l'analyse tectonique et microtectonique. Plusieurs phases de plissements hercyniens se superposent, chacune caractérisée par un style tectonique propre. La première phase déforme toutes les roches, du Précambrien au Westphalien. Les déformations vont des plus superficielles dans les zones externes à l'E (chevauchements sans schistosité ni métamorphisme) aux plus profondes dans les zones internes à l'W (plis couchés vers le N ou l'E, de style plus ou moins « pennique », avec schistosité de plan axial et métamorphisme synchrone). La deuxième phase donne naissance à des structures qui affectent les zones internes seulement. Les plis sont en général de style orthorhombique, quelquefois un peu asymétriques.

Les phases tardives : plis ou microplis en chevrons, « kink bands » horizontaux en général, ces derniers parfois largement développés, ont faiblement modifié les structures essentielles.

Le travail comprend ensuite une analyse microscopique des minéraux de néoformation, spécialement les porphyroblastes, ainsi qu'une étude des relations entre le métamorphisme hercynien

¹ Laboratoire de Géologie structurale de la Faculté des Sciences de Montpellier.

Il m'est agréable de remercier ici tous ceux qui ont permis la réalisation de cet ouvrage :

Tout d'abord, mon Directeur de Recherches, le professeur M. MATTAUER, qui m'a proposé ce sujet d'étude et a suivi de très près mon travail, en particulier en m'accompagnant à plusieurs reprises sur le terrain et en me prodiguant critiques et conseils tout au long de la réalisation de cette thèse ;

Le professeur F. PROUST, dont les critiques m'ont été très profitables au cours de ce travail ;

Le professeur I. PARGA PONDAL, qui m'a fait bénéficier de son expérience de la géologie galicienne et m'a accueilli plusieurs fois chez lui et dans son laboratoire de Lage (Coruna). Je lui dois en outre d'avoir aplani toutes les difficultés matérielles et administratives que j'ai pu rencontrer en Espagne.

Je remercie également les professeurs J. DEBELMAS, J. COGNÉ et H. R. von GAERTNER, qui ont bien voulu faire partie de mon jury. Je suis en outre particulièrement reconnaissant au professeur J. DEBELMAS, qui a accepté de publier ce manuscrit dans la revue de *Géologie Alpine*.

M. A. RIBEIRO, mon voisin de thèse, m'a fait connaître la

géologie de toute la partie Nord du Portugal ; les nombreuses tournées sur le terrain que nous avons faites ensemble m'ont été très utiles.

Je remercie enfin très vivement tous les membres du Laboratoire de Géologie Structurale qui ont participé à l'élaboration de ce travail.

Mon collègue F. ARTHAUD, qui étudie aussi la chaîne hercynienne, ne m'a pas épargné ses critiques. Nous avons en particulier longuement discuté ensemble la question des relations déformation-cristallisation.

M. G. GARCIA a redessiné avec beaucoup de soin la quasi-totalité des figures qui accompagnent cet ouvrage. Je lui dois par conséquent la qualité des dessins.

M. B. SANCHE a préparé plusieurs centaines de lames minces qui étaient nécessaires à ce travail.

Mme M.-H. VERNIÈRE a tapé l'intégralité du manuscrit.

Parmi les laboratoires voisins et amis, je dois remercier MM. J.-L. REILLE (Sédimentologie) et J. GALTIER (Paléobotanique) qui ont apporté tout leur soin au tirage des photographies qui figurent dans cet ouvrage.

Ajoutons que cette étude a pu être réalisée grâce à l'aide financière du C. N. R. S.

nien prograde et les phases successives de plissement : la recristallisation débute avec la première phase et atteint son maximum dans l'interphase 1-2. Quelques minéraux seulement se forment pendant ou après la deuxième phase.

Après avoir dégagé les principaux traits de l'évolution paléogéographique et tectonique, un essai est tenté pour replacer la virgation de Galice dans l'ensemble du système hercynien de l'Europe méridionale, spécialement sur la base de l'hypothèse d'une dérive vers l'W de la Péninsule Ibérique à la fin du Paléozoïque.

ABSTRACT. — The purpose of this study, which is the result of six years work, is the structural analysis of the variscan folding in the so-called « galician virgation » (NW Spain), a very important (about 20 000 Km²) but little known part of the south european variscan fold belt.

In the first part of this memoir, are summarized the principal stratigraphic and paleogeographic features of the paleozoic and ante-paleozoic formations of the NW Iberic Peninsula.

Several types of precambrian series and different zones of facies for the Paleozoic, have been distinguished.

The second part is dedicated to the tectonic and microtectonic analysis. Several variscan phases of superposed folding have been set up, each one characterized by a peculiar tectonic style.

The first main phase deforms all the rocks from Precambrian to Westphalian. The style of deformation varies from a superficial one in the external zones of the virgation (thrusting devoid of cleavage or metamorphism) to a deep one in the internal zones (large Eastwards to North wards recumbent folds, more or less of pennine style, with axial-plane flow cleavage and syn chronous metamorphism).

The second phase gave rise to obvious structures in the internal zones only. The folds are mostly of orthorhombic type or sometimes slightly asymmetrical.

Late phases have only slightly disturbed the main structures with no large scale folds but only micro- to mesoscopic chevron folds or « kink bands » mostly horizontal, the latter sometimes handsomely developed.

Next we have brought up by microscopic analysis of new minerals, especially porphyroblasts, the relationships between prograde hercynian metamorphism and the successive folding phases : recristallisation started with the first main phase and reached its climax in the 1 2 interphase. Only few minerals postdate the 2nd folding phase.

Then after having thus pointed out the principal features of the paleogeographic and tectonic evolution of our region, we have tried to place this peculiar segment in the whole of the south-european variscan fold belt especially on the hypothesis of a late-paleozoic Westwards drift of the Iberic Peninsula.

RESUMEN. — Este trabajo, resultado de seis años de estudios en el Noroeste de la Península Iberica se propone de analizar la estructura tectónica de la virgación hercyniana de Galicia, parte muy importante pero hasta ahora muy poco conocida de la cadena hercyniana de Europa meridional.

En la primera parte de este obra, se ha intentado demostrar los rasgos estratigráficos y paleogeográficos principales de los terrenos ante triásicos de la Península.

Basándose sobre las facies y el espesor del Paleozoico, se ha podido distinguir cinco zonas principales, mas o menos paralelas con las estructuras hercynicas.

Se ha podido tambien separar claramente los terrenos paleozoicos y ante-paleozoicos y estudiar las relaciones entre el Paleozoico y el Precámbrico y entre las diferentes series precámbricas del Noroeste de la Península.

La segunda parte de esta obra esta dedicada al analisis tectónico y microtectónico detallado de los terrenos paleozoicos y ante paleozoicos, particularmente el de las fases de deformación hercynicas : hemos podido demostrar la existencia de tres fases de plegamiento superpuestas, cada una de estilo tectónico diferente.

La primera o fase mayor es responsable de las grandes estructuras (pliegues o cabalgamientos, vergentes al Este y Norte) las mas evidentes de la virgación y afecta todas las rocas desde el Precámbrico antiguo hasta el Westfaliense.

El estilo tectónico es muy variable perpendicularmente al arco : se trata de una tectónica relativamente superficial (cabalgamientos sin esquistosidad) en las partes las mas externas poco o no metamorizadas de la virgación (Montes Cantabricos) y de una tectónica de estilo profundo (grandes pliegues acostados con esquistosidad, a veces de typo « pennino ») en las partes internas metamorizadas de Galicia.

También se nota una variación del estilo paralelamente a las estructuras : hacia el S y el S.E., el plan axial de los pliegues se endereza y verticaliza.

La segunda fase generalmente de misma dirección que la primera es mucho menos intensa y forma solamente estructuras importantes (pliegues y cabalgamientos) en las partes internas de la virgación. Se trata de una fase de aprieto sin vergencias importantes y en gran parte post-metamórfica.

Las fases hercynicas de deformación más recientes, posteriores a la segunda (pliegues « en chevron », « kink-bands ») están todavía mucho más localizadas y no dan en ninguna parte estructuras mayores. La deformación aunque espectacular a escala microscópica o mesoscópica ha poco modificado la estructura adquirida durante las dos primeras fases.

Se ha después demostrado por el estudio de las relaciones geométricas entre minerales de metamorfismo y microestructuras de cada fase de deformación las relaciones cronológicas entre metamorfismo y plegamientos hercynicos : el metamorfismo empezó con la primera fase y llegó a su paroxismo entre la primera y la segunda.

Por fin, se ha intentado precisar la edad de las diferentes fases tectónicas : a pesar de la ausencia o de la pobreza de los depósitos discordantes del Paleozoico superior en Galicia, estas fases parecen principalmente incluidas entre el Viseano y el Estefaniense.

En conclusión, se ha intentado exponer la evolución paleogeográfica y demostrar los rasgos tectónicos principales del segmento hercyniano del Noroeste de la Península.

Se ha intentado también integrar este segmento en el conjunto de la Cadena hercynica de Europa meridional basándose sobre la hipótesis de una deriva tardi-hercyniana de la Península hacia el Oeste.

SOMMAIRE

INTRODUCTION.

- I. Localisation du domaine étudié.
- II. Etat des connaissances.
- III. But et intérêt de ce travail.
- IV. Moyens utilisés.
- V. Mode de présentation de l'ouvrage.
- VI. Principaux résultats obtenus.
- VII. Les questions qui restent à étudier.

I^{re} PARTIE : STRATIGRAPHIE ET PALÉOGÉOGRAPHIE.

- I. Historique.
- II. Les grands traits stratigraphiques et paléogéographiques, la subdivision en zones.
- III. Description stratigraphique des différentes zones.
 - Zone I.
 - Zone II.
 - Zone III.
 - Zone IV.
 - Zone V.
- IV. Corrélations des diverses séries précambriennes du Nord-Ouest de l'Espagne.
 - A) Rapports entre le Précambrien schisto-gréseux et le Précambrien porphyroïde plus interne.
 - B) Rapports entre le Précambrien porphyroïde et le Précambrien basique méso ou catazonal.

V. Comparaison avec les séries paléozoïques et anté-paléozoïques des régions voisines : Péninsule Ibérique, France et Sardaigne.

- A) Péninsule Ibérique.
 - Sierra de la Demanda.
 - Chaînes Celtibériques.
 - Cordillère centrale.
 - Sud de la Péninsule Ibérique.
- B) France.
 - Montagne Noire.
 - Pyrénées orientales et centrales.
 - Maures.
 - Massif Armoricain.
- C) Sardaigne.

II^e PARTIE : TECTONIQUE.

- I. Historique.
- II. Les grands traits de la Tectonique.
- III. Les déformations anté-hercyniennes dans le Précambrien supérieur et le Paléozoïque.
 - A) Les déformations du Précambrien supérieur schisto-gréseux.
 - B) Les mouvements entre Cambrien supérieur et Arénig (« phase sarde »).
 - C) Les mouvements épirogéniques à la limite Ordovicien Silurien.

IV. *Les phases de plissement hercyniennes.*

- A) La première phase de plissement.
 - I. Les grandes structures.
 - A) Le domaine des plis à plan axial subvertical.
 - B) Le domaine des plis couchés.
 - C) Le domaine des plis couchés replissés.
 - II. Les structures mineures, étude microtectonique.
 - A) Les plis mineurs.
 - B) La schistosité primaire.
 - C) Les linéations.
- B) La deuxième phase de plissement.
 - I. Les grandes structures.
 - A) Les plis.
 - B) Les chevauchements.
 - II. Les structures mineures.
 - A) Les plis mineurs.
 - B) La schistosité secondaire S_2 .
 - C) Les linéations de la phase 2.
 - D) Les plis conjugués.
- III. Relations entre plis 1 et 2.
- C) Les phases tardives.
 - I. Les « kink-bands » ou « knicks » de l'Ouest des Asturies.
 - II. Les plis tardifs de Galice orientale.

V. *Relations entre la Tectonique et le métamorphisme régional hercyniens.*

- A) Généralités.
- B) Relations entre le style de plissement et l'intensité du métamorphisme.
- C) Relations chronologiques entre déformation et cristallisation.
 - I. Relations des minéraux de métamorphisme avec les structures mineures de la phase 1 dans le domaine des plis couchés de Galice orientale.

II. Relations des minéraux de métamorphisme avec les phases 1 et 2 dans le domaine des plis couchés replissés.

VI. *Les granites hercyniens.*

- A) Répartition.
- B) Relations des granites avec les phases de plissement.

VII. *Datation et durée des phases tectoniques et du métamorphisme hercyniens.*

- A) Dans la région étudiée.
 - I. Les dépôts discordants certains et bien datés.
 - II. Le problème du Carbonifère du Sud de la province de Lugo.
- B) Hors du domaine étudié.
 - I. Dans les parties internes de la virgation.
 - II. Dans les parties externes.

CONCLUSIONS.

I. *Les différentes étapes de l'évolution du segment hercynien du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique.*

- A) L'évolution géosynclinale et les grands traits paléogéographiques.
 - I. L'évolution géosynclinale.
 - A) Avant le Cambrien.
 - B) A partir du Cambrien.
 - II. Les grands traits paléogéographiques.
- B) L'évolution tectonique et les grands traits structuraux du segment hercynien du Nord Ouest de la Péninsule Ibérique.
 - I. L'évolution tectonique.
 - Les différents niveaux structuraux.
 - II. Les grands traits structuraux.

II. *La place du segment hercynien du Nord-Ouest de la Péninsule dans la chaîne hercynienne d'Europe méridionale.*

INTRODUCTION

I. — Localisation du domaine étudié.

En Europe méridionale, c'est dans la Péninsule Ibérique, et surtout dans sa moitié occidentale, que la chaîne hercynienne peut être étudiée avec le plus de facilités.

— C'est en effet là que les terrains plissés anté-triasiques occupent à l'affleurement, d'un seul tenant, la plus vaste superficie (fig. 1). —

— Ces terrains ont l'avantage d'avoir été peu ou pas modifiés par les plissements alpins et

pyrénéens, mis à part la zone axiale des Pyrénées et les noyaux paléozoïques des Chaînes Bétiques.

— Toute la série paléozoïque est bien représentée et relativement bien datée depuis la base du Cambrien jusqu'au Permien, contrairement à d'autres zones également vastes mais mal datées comme par exemple le Massif Central français.

— On trouve à la fois des roches sédimentaires peu ou pas métamorphiques, des roches métamorphiques et des roches plutoniques.

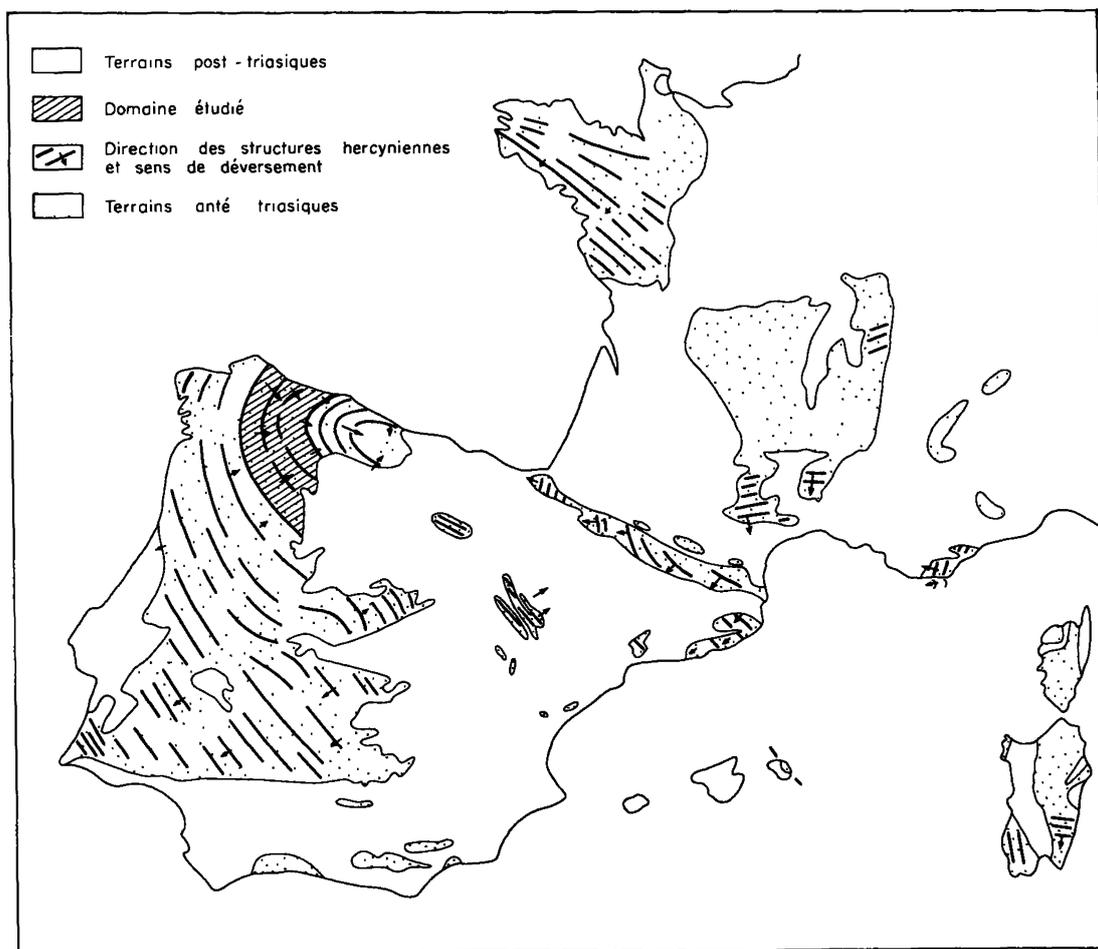


Fig. 1. — Répartition des terrains anté-triasiques et direction des structures hercyniennes en Europe méridionale.

Les roches cristallines affleurent en majorité dans l'extrémité Nord occidentale (Galice occidentale, Nord du Portugal) et dans le centre (Sierra de Gredos, Sierra de Guadarrama, Monts de Tolède) de la Péninsule, selon une large bande courbe (fig. 2), connue sous le nom de « bloc archaïque » (STAUB, 1927) ou de « zone galaïco-castillane » (F. LOTZE, 1945). Cette bande est caractérisée par l'absence de terrains dévono-carbonifères et la rareté du Paléozoïque daté quel qu'il soit.

De part et d'autre de cet axe essentiellement cristallin, on trouve des terrains moins métamorphiques qui comprennent du Paléozoïque daté et du Dévono-Carbonifère, bien représenté notam-

ment dans les Monts Cantabriques (fig. 2) et dans le Sud de la Péninsule Ibérique.

Dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique, les structures sont, en gros, parallèles à cette bande métamorphique et dessinent une *virgation à déversements convergents* (fig. 2) qui est le trait structural majeur de ce segment de la chaîne hercynienne.

Cette virgation est complète au niveau des Monts Cantabriques où les structures hercyniennes tournent de près de 180°, avec des déversements opposés dans les parties méridionale et septentrionale de cette zone.

A l'Ouest et au Sud-Ouest des Monts Canta-

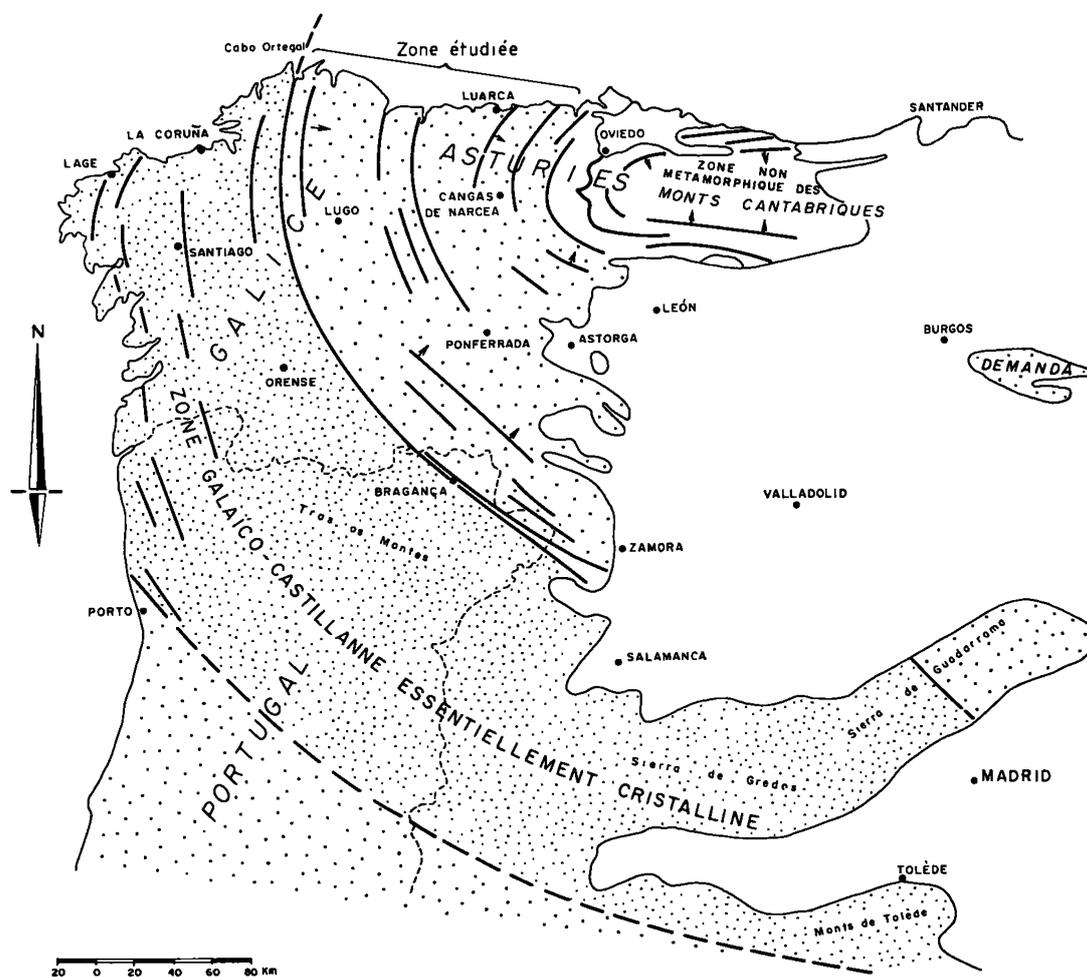


Fig. 2. — Localisation du domaine étudié dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique.

briques, dans l'Ouest des Asturies et en Galice orientale, la virgation est moins complète.

Plus à l'Ouest, en Galice occidentale, les structures ne s'incurvent pas au-delà de la direction N-S et on ne peut observer seulement que la branche méridionale de la virgation.

Si l'existence de cette virgation était connue depuis fort longtemps (E. SUESS, 1883), sa structure par contre n'avait été étudiée que dans la partie tout à fait orientale (Monts Cantabriques), en particulier grâce aux travaux de P. COMTE (1959), de L. U. DE SITTER et de ses élèves, et de l'École d'Oviedo. Dans cette région, en effet, le Paléozoïque est très fossilifère, de lithologie très variée, relativement peu déformé et en majeure partie non métamorphique.

Nous avons choisi d'étudier la vaste zone (20 000 km²) située plus à l'Ouest et au Sud-Ouest, comprise entre les Monts Cantabriques, où la géologie était relativement bien connue, et la zone cristalline de Galice et de Castille, étudiée seulement en Galice occidentale du point de vue pétrologique par I. PARGA-PONDAL et par E. DEN TEX et ses élèves.

Ce domaine intermédiaire comprend la totalité de la province de Lugo et une partie des provinces d'Orense, de Leon, de Zamora et d'Oviedo. Il est limité au Nord par l'Océan, à l'Est par le Dévonien des Monts Cantabriques et le Tertiaire de la Meseta, à l'Ouest par la limite de la province Lugo-Coruña, et au Sud en gros par la frontière hispano-portugaise (fig. 2).

Les roches y sont beaucoup plus déformées que dans les Monts Cantabriques, et parfois très métamorphiques, mais cependant moins qu'en Galice occidentale. On avait signalé en plusieurs endroits la présence de Paléozoïque daté.

Cependant ce vaste ensemble, objet de notre étude, était très mal connu surtout du point de vue tectonique, puisque L. U. DE SITTER lui-même, dans une mise au point sur l'orogénèse hercynienne du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique (*Geol. en Mijn.*, 44, n° 11, p. 373), écrit encore en 1965 :

« The hercynian deformation of the Galician region is yet unknown in its details because nobody has been able to distinguish it clearly from the precambrian orogeny. »

L'étude de cette région intermédiaire était cependant indispensable à la connaissance de la chaîne hercynienne du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique.

II. — Etat des connaissances.

Malgré tout l'intérêt que sa position privilégiée offrait pour la connaissance de la chaîne hercynienne, le domaine précédemment défini était resté relativement peu connu et peu étudié sans doute en raison de la monotonie des faciès (puissantes séries schisto-gréseuses peu variées) et de la rareté des fossiles due en grande partie à la déformation intense (domaine entièrement situé sous le front de schistosité) et au métamorphisme (plus du tiers de ce domaine est situé dans la mésozone, le reste dans l'épizone).

A) Les travaux anciens.

Les premières observations des « grands anciens » (G. SCHULZ, 1834 ; Ch. BARROIS, 1882 ; Mac PHERSON, 1883) du XIX^e siècle sur la géologie de Galice et de l'Ouest des Asturies sont en effet très générales et ont été handicapées par l'absence de fond topographique à grande échelle. On leur doit cependant les premières bases stratigraphiques ; c'est notamment le cas pour Ch. BARROIS qui découvrit la « faune primordiale » (Cambrien moyen) et le Llandeilo, dans l'Ouest des Asturies.

Les travaux de P. H. SAMPELAYO (1915, 1922, 1934, 1935, 1942) malgré quantité d'observations intéressantes, en particulier la découverte de gisement de fossiles siluriens, sont peu exploitables en raison de nombreuses confusions ou inversions dues à des complications tectoniques que cet auteur avait méconnues.

Les premières observations tectoniques sérieuses ont été faites par W. CARLÉ (1945) qui, le premier, parle de métamorphisme régional syntectonique et de sens de déversement vers le Nord et vers l'Est ; mais ses études sont avant tout pétrographiques et concernent presque uniquement la Galice occidentale.

La note de L. U. DE SITTER (1949) sur le Paléozoïque du Nord-Ouest de l'Espagne n'apporte rien de nouveau pour la Galice où cet auteur se borne à résumer les travaux précédents.

B) Les travaux récents.

— Les travaux de I. PARGA-PONDAL.

On doit à I. PARGA-PONDAL un grand nombre de travaux, consacrés en majeure partie à l'étude

péetrographique de Galice occidentale (I. PARGA-PONDAL, 1954).

Cependant cet auteur s'est intéressé aussi à la géologie de Galice dans son ensemble (I. PARGA-PONDAL, 1958). Il a posé pour la première fois les grands problèmes de cette région (I. PARGA-PONDAL, 1960), en particulier celui de l'existence d'une formation porphyroïde connue sous le nom d' « Ollo-de-Sapo », et découvert de nouveaux gisements de fossiles (I. PARGA-PONDAL y J. GOMEZ DE LLARENA, 1963).

Sa carte géologique de Galice au 1/400 000^e (1963) apporte un progrès considérable pour la connaissance du Nord-Ouest de la Péninsule.

Rappelons ici en outre que I. PARGA-PONDAL nous a fait bénéficier personnellement de sa grande connaissance de la Galice en nous accompagnant sur le terrain et en nous confiant ses levés.

— *Les travaux de F. LOTZE et ses élèves.*

Les études menées par F. LOTZE marquent un progrès considérable pour la connaissance stratigraphique du Nord-Ouest de la Péninsule.

On doit en effet à cet auteur et à ses élèves la découverte de Précambrien certain (F. LOTZE, 1956) dans l'Ouest des Asturies et celle d'une faune de Trilobites du Cambrien inférieur plus ancienne que la « faune primordiale » des anciens auteurs (F. LOTZE et K. SDUY, 1961).

Les travaux de certains de ses élèves (huit thèses dactylographiées déposées à la Bibliothèque de l'Université de Münster) concernent plus particulièrement le domaine que nous avons étudié.

Toutes ces thèses sont principalement axées sur la *stratigraphie* et seulement quelques-uns des résultats stratigraphiques ont été publiés (W. RIEMER, 1963 ; R. WALTER, 1963 ; G. NOLLAU, 1965 ; A. FARBER et W. JARITZ, 1964).

La plupart de ces travaux ont l'énorme mérite d'avoir apporté pour la première fois, là où ils ont été faits, une description complète et correcte de la série stratigraphique. Malheureusement ils sont très localisés et la méconnaissance du contexte géologique environnant a parfois conduit certains de leurs auteurs (H. U. NISSEN, 1959 ; G. NOLLAU, 1965 ; G. DIETRICH, 1962) à des erreurs stratigraphiques.

La partie tectonique de ces thèses par contre n'a jamais donné lieu à des publications ; en particu-

lier aucune coupe concernant le domaine étudié n'a jamais été *publiée* par nos prédécesseurs.

Cependant, parmi les quelques exemplaires de thèses que nous avons pu consulter, nous avons constaté que certains contenaient une analyse microtectonique très fine et très détaillée, notamment celles de H. U. NISSEN (1959) et de W. RIEMER (1962).

Néanmoins, les problèmes de la grande tectonique n'y sont pas abordés et, sauf en ce qui concerne G. NOLLAU (1963), on ne trouve pas de coupes générales des secteurs qui ont été étudiés. Certaines de ces thèses même, qui nous ont été envoyées par la Bibliothèque de l'Université de Münster, ne contenaient aucune coupe (W. RIEMER, 1962 ; R. WALTER, 1962 ; H. U. NISSEN, 1959).

En résumé, on doit à l'école de F. LOTZE une multitude d'observations de détail, excellentes, qui sont des jalons précieux pour l'établissement de la série stratigraphique, mais qui sont très localisées et n'ont jamais fait l'objet d'une synthèse cohérente.

III. — But et intérêt de ce travail.

Le but de ce travail est donc l'étude essentiellement *tectonique* de ce tronçon de la chaîne hercynienne, particulièrement intéressant à plusieurs titres :

— C'est une *virgation* très marquée à déversements convergents et sans doute la virgation la plus importante de la chaîne hercynienne d'Europe.

— C'est un tronçon de chaîne qui permet d'étudier, dans de bonnes conditions, les variations du style tectonique en fonction de la profondeur, depuis les zones externes non métamorphiques jusque dans la mésozone profonde.

Nous avons pu mettre en évidence, en particulier, dans les parties mésozonales de la virgation, un style en plis couchés de grande amplitude qui s'apparente au style pennique. Ce type de déformation, bien que classique dans les Alpes, était si peu connu dans la chaîne hercynienne que certains allaient même jusqu'à la considérer comme *caractérisée* par l'absence ou la rareté des plis couchés de style profond (H. J. ZWART, 1967).

— C'est enfin un tronçon de chaîne où l'on peut mettre en évidence des phases de plissement superposées tant dans les zones externes peu ou pas métamorphiques que dans les zones internes

très métamorphiques. On peut y établir ainsi les relations entre le métamorphisme et les épisodes de déformation successifs.

En résumé, le but de cette étude est :

- d'analyser la structure d'une virgation ;
- de suivre l'évolution du style tectonique dans l'espace et dans le temps, en fonction de la profondeur, c'est-à-dire de la pression et de la température.

IV. — Moyens utilisés.

Comme la plus grande partie du domaine étudié était inconnue, il nous a fallu passer par tous les stades de la recherche géologique, à savoir :

A) Etablissement de la série stratigraphique.

Ce premier stade était fondamental, car si la série stratigraphique était connue avec précision en quelques rares points, il fallait étendre ces observations à l'ensemble du territoire.

Nous avons dû faire pour cela une multitude de coupes appuyées sur la découverte de nouveaux gisements fossilifères et l'utilisation des critères de polarité sédimentologiques. Ce travail nous a permis en particulier de mettre en évidence les nombreuses variations de faciès de la série paléozoïque.

B) Etablissement d'une carte géologique.

L'établissement d'une carte géologique d'ensemble était indispensable à l'étude tectonique, et notamment à la mise en évidence des structures majeures.

Comme carte d'ensemble, il n'existait en effet que la carte pétrographique au 1/400 000^e de I. PARGA-PONDAL (1963) qui intéresse surtout la partie cristalline de Galice, et la carte au 1/1 000 000^e de l'Institut Géologique et Minier d'Espagne, qui est très peu précise et en majeure partie totalement erronée (signalons par exemple que le Précambrien y est représenté soit en Silurien, soit en Cambrien).

Les cartes géologiques de détail faisaient, elles aussi, presque entièrement défaut. Par exemple sur quarante feuilles au 1/50 000^e qui couvrent la superficie du domaine étudié (20 000 km²), trois seulement sont publiées par le Service Géologique

et Minier d'Espagne. Encore sont-elles presque totalement erronées. Il n'existait en tout et pour tout que les schémas cartographiques au 1/200 000^e qui accompagnent les publications de W. RIEMER et R. WALTER (1963), et qui ne représentent au total qu'un peu plus du dixième du domaine étudié.

Nous avons dû ainsi effectuer en vue de l'établissement d'une carte d'ensemble au 1/200 000^e le lever d'une surface de 20 000 km² en utilisant le fond topographique au 1/50 000^e et les photos aériennes au 1/35 000^e.

L'étude d'une telle surface se justifie pleinement si l'on tient compte de la taille gigantesque et de la régularité des structures qui se suivent parfois sur près de 300 km.

C) Etude tectonique et microtectonique.

Si l'établissement d'une carte et de coupes était indispensable à la mise en évidence des *structures majeures*, ces méthodes classiques se sont bien souvent révélées insuffisantes dans un segment de chaîne à tectonique relativement profonde où les surfaces les plus évidentes ne sont pas la stratification originelle mais la schistosité ou la foliation. L'étude détaillée des *structures mineures* (microplis, schistosités, linéations) permet seule, en effet, non seulement de déterminer la succession des phases de plissement, d'apprécier en chaque endroit le degré de déformation des roches, de déterminer la géométrie des structures majeures, mais aussi, comme dit E. ARGAND (1922), « de faire de bonne stratigraphie sans fossiles ». Nous verrons par exemple dans la deuxième partie de cet ouvrage comment le simple examen des relations schistosité-stratification permet, convenablement interprété, de déterminer le haut et le bas d'une couche, le déversement étant par ailleurs connu.

Cette étude microtectonique nous a permis de vérifier en chaque point les relations entre structures majeures et structures mineures.

D) Etude pétrographique.

Nous avons dû, dans le cadre de l'étude microtectonique, faire de très nombreuses lames minces non seulement dans les séries épizonales mais aussi dans les parties les plus métamorphiques du domaine étudié (mésosone profonde). Ces obser-

vations se sont bornées à mettre en évidence les relations entre les déformations et les cristallo-génèses métamorphiques. En particulier nous verrons que les minéraux de métamorphisme porphyroblastiques sont des marqueurs excellents pour les différents épisodes de déformation.

L'étude pétrologique complète, en particulier l'étude géochimique et thermodynamique du métamorphisme et des granites, n'a pas été abordée dans cet ouvrage, et fait actuellement l'objet d'une étude très détaillée de la part de R. CAPDEVILA.

V. — Mode de présentation de l'ouvrage.

Etant donné que le but principal de cette étude était la tectonique, le long travail d'analyse stratigraphique et cartographique nécessaire n'a été considéré ici que comme un *moyen*.

Nous avons donc réduit au minimum indispensable la partie descriptive purement régionale de cet ouvrage qui se trouve ainsi d'un volume réduit, hors de proportion avec la somme de travail qu'elle représente en réalité.

Quelques problèmes régionaux ou purement stratigraphiques ont d'ailleurs donné lieu à diverses publications antérieures. La partie cartographique de nos résultats est soit en cours de publication (carte au 1/500 000^e du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique), soit à incorporer ultérieurement dans les cartes géologiques régulières au 1/50 000^e et au 1/200 000^e de l'Institut Géologique et Minier d'Espagne.

VI. — Principaux résultats obtenus.

A) *Au point de vue stratigraphique.*

Etablissement d'une série stratigraphique cohérente pour l'ensemble du domaine étudié, notamment :

- a) Mise en évidence, pour la première fois en Galice, des limites exactes entre Précambrien et Paléozoïque ;
- b) Définition de plusieurs types de séries précambriennes ; répartition et relations de ces différents types ;
- c) Etude des relations entre Précambrien et Paléozoïque ;

- d) Etablissement et datation à l'aide de fossiles de la série paléozoïque ;
- e) Définition de plusieurs zones de faciès.

B) *Au point de vue cartographique.*

- a) Cartographie d'une quarantaine de feuilles au 1/50 000^e, dont vingt environ étudiées plus en détail vont être publiées dans les années qui viennent à l'Institut Géologique et Minier d'Espagne ;
- b) Etablissement d'une carte géologique d'ensemble au 1/200 000^e ;
- c) Participation à l'établissement d'une carte au 1/500 000^e du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique en cours de publication.

C) *Au point de vue tectonique.*

- a) Mise en évidence dans les zones internes de la chaîne d'une tectonique en plis couchés de style pennique ;
- b) Etude de la variation du style du plissement en fonction de la profondeur des zones externes vers les zones internes de la chaîne ;
- c) Mise en évidence de phases de plissements superposées ;
- d) Etude des liaisons tectonique-métamorphisme ;
- e) Etudes géométriques détaillées de quelques types de déformation particuliers (kink-bands).

D) *Au point de vue général.*

Ces différents résultats permettent de se faire une idée cohérente du segment hercynien du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique et de tenter de raccorder avec les segments voisins de la chaîne hercynienne d'Europe.

VII. — Les questions qui restent à étudier.

Pour avoir une idée complète sur la chaîne hercynienne du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique, il reste à faire :

- une étude géochronologique qui seule permettra de connaître avec précision l'âge et la nature du socle précambrien et de différencier

- à coup sûr, en Galice occidentale, le métamorphisme hercynien du métamorphisme précambrien ;
- une analyse de la géométrie des plis précambriens, notamment dans l'Ouest des Asturies où il est peu métamorphique ;
 - une étude géophysique, spécialement sismique et gravimétrique, pour connaître en particulier la répartition sous le Paléozoïque et le Précambrien supérieur, du Précambrien ancien basique ;
 - une étude quantitative de la déformation des roches, basée sur l'analyse systématique des objets déformés (galets de conglomérats, fossiles, oolithes, etc.) ;
 - une étude complète du métamorphisme qui a été entreprise en Galice orientale par R. CAPDEVILA et en Galice occidentale par E. DEN TEX et ses élèves. Il reste en particulier à établir une carte des isogrades et des types du métamorphisme hercynien pour l'ensemble du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique.

PREMIERE PARTIE

STRATIGRAPHIE ET PALÉOGÉOGRAPHIE

I. — Historique.

Si les premières observations géologiques sur le Nord-Ouest de l'Espagne datent du siècle dernier, nous venons de voir qu'elles ne concernent pas directement le domaine étudié mais se rapportent surtout aux domaines cantabrique, Est-asturien et léonais où les terrains paléozoïques ne sont pas métamorphiques et sont très fossilifères.

Même là, malgré l'importance des observations des premiers auteurs, notamment la découverte en 1860 par CASIANO DE PRADO, VERNEUIL et BARRANDE de la « faune primordiale » dans les Monts Cantabriques, il faut attendre l'œuvre de P. COMTE, publiée seulement en 1959, pour avoir une monographie stratigraphique complète. Ce travail fondamental sera la base des études plus détaillées et plus étendues de L. U. DE SITTER et ses élèves et de l'école d'Oviedo sur le Paléozoïque en général, et de R. H. WAGNER sur le Carbonifère asturien.

Le domaine qui nous concerne, situé plus à l'Ouest (Ouest des Asturies et Galice), a été moins étudié sans doute à cause de la monotonie des faciès des terrains paléozoïques et infrapaléozoïques, essentiellement schisto-gréseux, de la rareté des fossiles due en grande partie à l'intensité de la déformation (zone située sous le front de schistosité) et à l'apparition du métamorphisme et de la granitisation.

Après les travaux très anciens de G. SCHULTZ (1834) il faut attendre l'œuvre de Ch. BARROIS (1882), qui donna les premières bases stratigraphiques solides, notamment la découverte de la « faune primordiale » en Galice et la datation des schistes de Lueca du Llandeilo.

Les premiers essais de synthèse sur la stratigraphie de Galice sont dus à P. H. SAMPELAYO (1915, 1922, 1934, 1935, 1942), mais les résultats sont peu exploitables, malgré une foule d'observations intéressantes, en raison de nombreuses confusions ou inversions dues aux nombreuses

complications tectoniques que cet auteur avait négligées (Ph. MATTE, 1963).

Les grands traits de la Stratigraphie de notre région n'ont été dégagés en fait que très récemment, en grande partie grâce à F. LOTZE et à ses élèves auxquels on doit notamment la découverte en Asturies (F. LOTZE, 1961) et en Galice (R. WALTER, 1963) d'une faune géorgienne à *Dolerolenus* étudiée par K. SDUY (1961), antérieure à la « faune primordiale » des anciens auteurs, et la mise en évidence en Asturies d'un Précambrien schisteux séparé du Cambrien par une discordance (F. LOTZE, 1956).

Cependant, malgré l'excellente monographie de F. LOTZE sur le Cambrien d'Espagne (1961) et les thèses très détaillées de ses élèves tant en Asturies qu'en Galice, les observations restaient localisées. En particulier, en raison du manque presque total de cartes géologiques, on n'avait aucune idée sur la répartition des terrains paléozoïques et anté-paléozoïques dans tout ce domaine.

La cartographie au 1/50 000^e de tout cet ensemble nous a permis de pouvoir distinguer les terrains paléozoïques et anté-paléozoïques (I. PARGA-PONDAL, Ph. MATTE et R. CAPDEVILA, 1964).

Nous avons pu établir la succession stratigraphique de tout le Paléozoïque dont les faciès sont très différents dans les différentes parties du domaine étudié. Nous avons montré en particulier pour la première fois la présence de Dévonien en Galice (J. DROT et Ph. MATTE, 1967) et celle d'un volcanisme acide dans l'Ordovicien supérieur (Ph. MATTE, 1964 a).

Nous avons défini plusieurs types de séries précambriennes en essayant de montrer les relations de ces séries entre elles et avec le Paléozoïque (Ph. MATTE, 1967 ; Ph. MATTE et A. RIBEIRO, 1967).

Ainsi il a été possible de proposer pour la première fois un schéma paléogéographique cohérent plus précis que celui de F. LOTZE (1961), qui est

uniquement basé sur la stratigraphie du Cambrien et qui est incomplet puisque la stratigraphie de Galice était alors en grande partie inconnue.

II. — Les grands traits stratigraphiques et paléogéographiques. La subdivision en zones.

Le Nord Ouest de la Péninsule Ibérique est presque exclusivement constitué de terrains paléozoïques et anté-paléozoïques qui vont depuis le Précambrien plus ou moins ancien jusqu'au Permien. Leur répartition et leur faciès permettent de diviser le domaine étudié en un certain nombre de zones qui peuvent être définies comme *des unités allongées plus ou moins parallèlement à la direction de la chaîne et à l'intérieur desquelles les terrains paléozoïques et même précambriens gardent une épaisseur et un faciès relativement constants.*

Cette définition est parfois un peu conventionnelle, car certains caractères peuvent être communs à plusieurs zones, comme par exemple la présence ou l'absence de Précambrien ; d'autres peuvent varier insensiblement d'une zone à l'autre comme l'épaisseur et le faciès du Paléozoïque.

Il faut ajouter que cette subdivision en zones ne correspond pas seulement à des différences stratigraphiques et paléogéographiques. En effet, comme dans beaucoup d'autres chaînes, les lignes isopiques et isopaques des terrains sont plus ou moins parallèles aux structures. En même temps que les différences de faciès ou d'épaisseur des terrains, on note des variations du style tectonique, du métamorphisme ou de la granitisation. Il ne faut donc pas oublier que la répartition des terrains, par exemple la présence de Dévono-Carbonifère surtout dans les zones externes et de Précambrien surtout dans les zones internes, est due à une érosion différente directement liée à l'orogénèse.

Cette subdivision en zones plus ou moins concentriques et plus ou moins parallèles aux structures est très pratique et se justifie par le fait que les variations d'épaisseur et de faciès des terrains paléozoïques et précambriens sont beaucoup plus sensibles perpendiculairement que parallèlement à la virgation.

Les cinq zones que nous avons définies, différentes de celles établies par F. LOTZE sur la seule

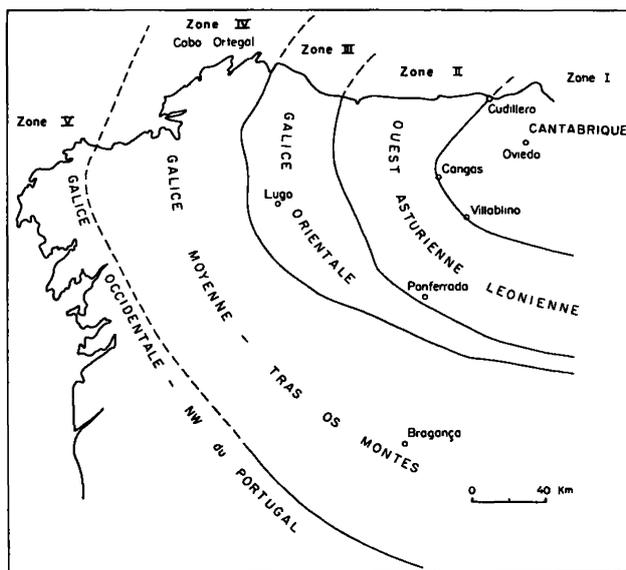


Fig. 3. — Les différentes zones paléogéographiques du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique.

stratigraphie du Cambrien, sont les suivantes (fig. 3) :

ZONE I : Est asturienne et cantabrique.

Cette zone se caractérise par :

1° La présence à l'affleurement d'un Dévono-Carbonifère très épais (jusqu'à 9 000 m) et assez complet. On rencontre notamment un Carbonifère moyen très épais et un Carbonifère inférieur marin avec des faciès récifaux à Fusulines ;

2° La présence d'une lacune souvent importante entre Dévonien et Viséen ;

3° L'extrême réduction du Silurien et le l'Ordovicien supérieur fréquemment lacuneux ;

4° La présence d'un Cambrien complet, mais relativement peu épais (1 000 à 2 000 m environ) ;

5° L'absence à l'affleurement de Précambrien sauf dans la partie tout à fait occidentale de cette zone (anticlinal du Narcea).

ZONE II : Ouest asturienne et léonienne.

Cette zone se caractérise par :

1° L'absence à l'affleurement de Carbonifère anté-Stéphanien ;

2° La grande épaisseur de l'Ordovicien supérieur et du Silurien (3 000 m), complets depuis l'Arenig jusqu'au Llandovery inclus ;

3° L'énorme épaisseur du Cambrien et de l'Ordovicien inférieur, et particulièrement de la série quartzitique de « Los Cabos » (Cambrien moyen à Arenig) qui peut atteindre parfois près de 10 000 m ;

4° La présence à l'affleurement dans la partie orientale de cette zone d'une puissante série schisto-gréseuse d'âge précambrien ;

5° La forte discordance du Cambrien sur le Précambrien.

ZONE III : *De Galice orientale.*

Cette zone se caractérise par :

1° Quelques affleurements de Dévonien inférieur et de Carbonifère d'âge indéterminé ;

2° La grande diversité de faciès du Silurien et de l'Ordovicien supérieur dans lequel on trouve des calcaires de type récifal très développés à l'Asghill et un volcanisme surtout acide ;

3° La discordance fréquente du Silurien élevé (Wenlock) sur un substratum allant du Llandovery au Cambrien supérieur ;

4° La présence d'un Cambrien complet, mais beaucoup moins épais (1 500 à 2 000 m) et beaucoup plus schisteux que dans la zone II ;

5° La présence d'un Précambrien schisteux analogue à celui de la zone II.

ZONE IV : *De Galice moyenne et Tras-os-Montes.*

Cette zone est caractérisée par :

1° L'absence d'affleurements dévono-carbonifères ;

2° Un Ordovicien supérieur et un Silurien schisteux très épais (4 000 m), dont une grande partie (Tras-os-Montes) avait été considérée jusqu'à présent comme du Cambrien jusqu'à la découverte de graptolites par A. RIBEIRO et ses collaborateurs ;

3° L'absence totale de Cambrien en certains points de cette zone où l'Arenig arrive à reposer directement sur une série de porphyroïdes d'âge précambrien ;

4° Un Précambrien porphyroïde (« Ollo de Sapo ») considéré en partie comme le remaniement d'un vieux socle granitique, en partie comme ce socle granitique en place ;

5° Un Précambrien ancien essentiellement constitué de roches basiques métamorphiques.

ZONE V : *De Galice occidentale et Nord-Ouest du Portugal.*

La stratigraphie de cette zone ne peut être établie de façon directe en Galice occidentale où les terrains très métamorphiques et injectés de granites sont azoïques.

Par contre elle peut être établie dans le Nord-Ouest du Portugal.

La zone V est très semblable à la zone IV ; elle en diffère cependant par :

1° L'apparition, entre l'Arenig et le Précambrien porphyroïde, d'une puissante série (« complexe schisto-grauwacke » des auteurs portugais) attribuable au Cambrien ;

2° La discordance fréquente de l'Arenig sur le complexe schisto-grauwacke ;

3° La présence de quelques affleurements de Dévonien inférieur et de Carbonifère (Westphalien supérieur et Stéphanien).

III. — Description stratigraphique des différentes zones.

Etant donné la surface étudiée, il ne nous a pas été possible de donner dans ce chapitre toutes les coupes qui ont servi à établir la succession stratigraphique dans chaque zone ; nous n'avons donné que les plus caractéristiques ou les plus complètes et quelques-unes qui présentaient à la fois un intérêt stratigraphique et tectonique.

Pour le reste nous avons préféré grouper toutes les données stratigraphiques, établies par nous ou par d'autres auteurs, sous forme de colonnes facilement consultables et qui ont l'avantage de donner immédiatement une idée d'ensemble de la stratigraphie et des variations de faciès pour chaque zone.

De même, nous avons préféré réduire au minimum dans ce chapitre les listes de fossiles qui auraient inutilement allongé le texte.

ZONE I :

La plus grande partie de cette zone ne fait pas partie du domaine étudié. Elle a déjà fait l'objet de très nombreux travaux paléontologiques et stratigraphiques, notamment ces dernières années, de la part des chercheurs des Universités de Leiden, d'Oviedo, de Münster et de Sheffield. Il ne

nous est pas possible ici de donner les noms de tous les auteurs qui ont contribué à la connaissance stratigraphique et paléontologique de cette région ; parmi les plus importants il faut citer Ch. BARROIS, P. COMTE, F. LOTZE et K. SDUY, L. U. DE SITTER et R. H. WAGNER.

Nous avons seulement fait quelques observations stratigraphiques à la limite tout à fait occidentale de cette zone pour comparer les séries de la zone I et de la zone II et en particulier pour connaître la répartition du Précambrien et ses relations avec le Cambrien (Ph. MATTE, Le Précambrien schisto-

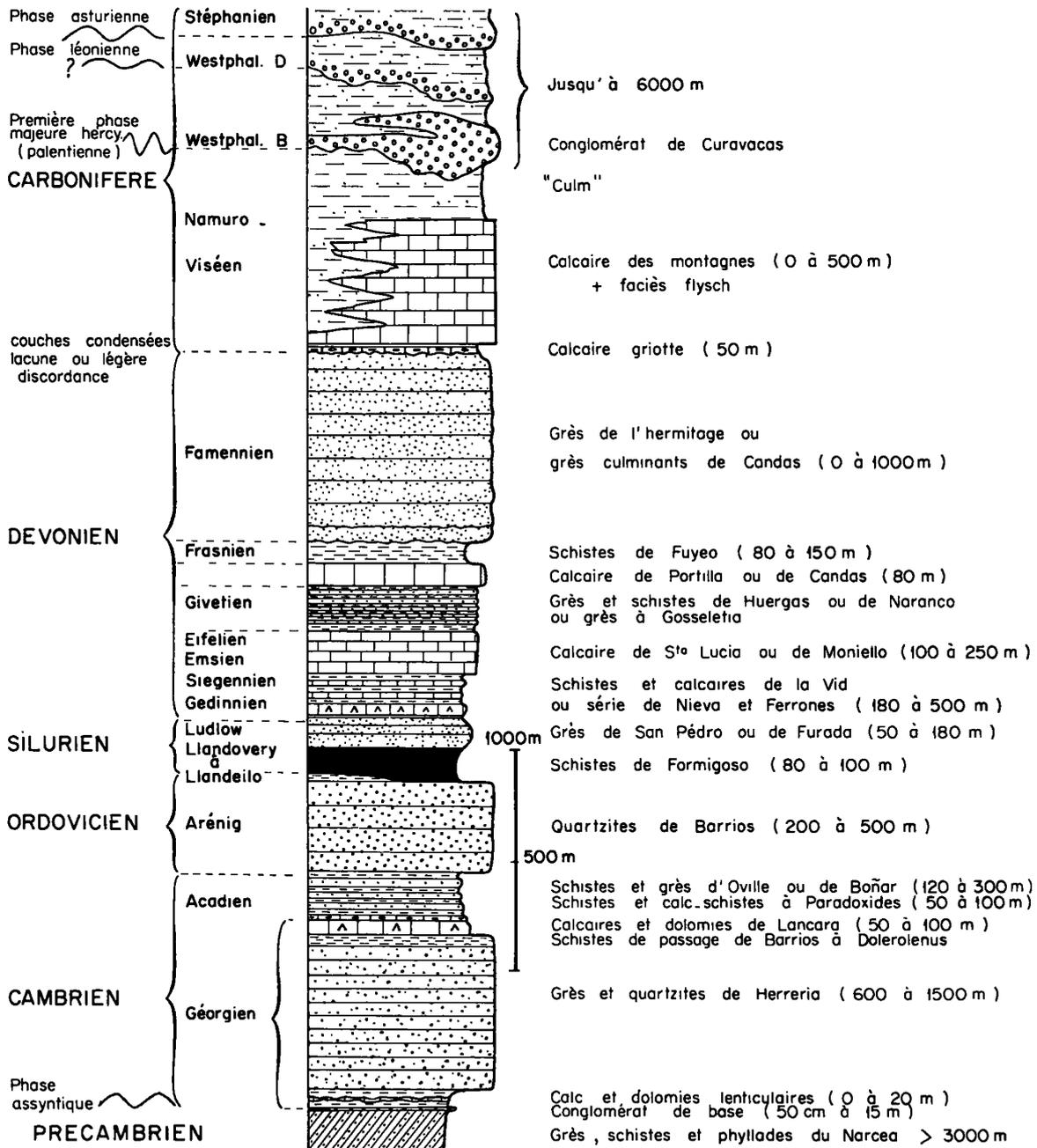


Fig. 4. — Colonne stratigraphique de la zone I.

gréseux de l'Ouest des Asturies... ; sous presse, à la *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique*).

La colonne stratigraphique que nous donnons (fig. 4) est donc très schématique et très incomplète, surtout pour le Dévono-Carbonifère que nous connaissons très mal et qui, à l'intérieur même de la zone I, est sujet à des variations de faciès et d'épaisseur considérables.

Le Précambrien.

Le Précambrien affleure à la faveur d'un vaste anticlinal (1 000 km² environ) souvent désigné sous le nom d'*anticlinal de Narcea*. Cet anticlinal, que l'on suit depuis l'Océan (Cudillero) jusque dans la province de Leon (La Magdalena), sépare les séries paléozoïques des zones I et II. La série précambrienne est donc la même pour ces deux zones.

C'est une puissante série schisto-gréseuse ou grauwackeuse, parfois finement arkosique, monotone, très épaisse (plusieurs milliers de mètres), dont on ne connaît pas la base. On y trouve quelques intercalations de tufs rhyolitiques qui peuvent devenir localement importantes (50 à 100 m), notamment à Cudillero, sur la côte cantabrique. Ces tufs ont été assimilés par F. LOTZE (1965) au Précambrien porphyroïde (plus interne) de la zone IV. Ils sont cependant très différents, beaucoup plus fins. On n'y trouve jamais en particulier de grands feldspaths potassiques. Ils pourraient être l'équivalent néanmoins de la partie tout à fait supérieure de la formation porphyroïde de la zone IV dans laquelle on trouve parfois des intercalations de tufs rhyolitiques fins et de schistes et seraient donc plutôt situés vers la base de la série schisto-gréseuse.

Cette série peu ou pas métamorphique sur le bord externe (oriental) de l'anticlinal est séparée du Cambrien par une forte discordance (jusqu'à 90°) observée d'abord par F. LOTZE (1956) puis par L. U. DE SITTER (1961) en deux points isolés des Asturies et de la Province de Leon. J'ai pu suivre ce contact discordant sur près de 90 km depuis la Magdalena jusque près de Tineo (Oviedo). Il est jalonné par une *surface de rubéfaction* qui affecte les roches précambriennes sur 5 à 20 m d'épaisseur et par un conglomérat qui constitue la base du Cambrien.

Le conglomérat de base du Cambrien.

Il a été décrit *pour la première fois* par L. U. DE SITTER (1961) dans la vallée du Rio Luna près de la Magdalena (Leon). Dans cette région, il dépasse rarement 1 m et contient de petits galets (jusqu'à 1 cm de diamètre) essentiellement de quartz, plus rarement de quartzites.

Plus à l'Ouest, au-dessus de Villablino, nous avons noté l'apparition de petits galets de schistes et de roches éruptives (de type rhyolitique). Mais c'est plus au Nord, au Nord-Est de Cangas de Narcea, près des villages de Valdabo, Mieldes, Dagüeno, Cerezalis, Parada la Vieja qu'il est le mieux développé et le plus polygénique. Son épaisseur peut atteindre là 15 à 20 m.

Parmi les galets généralement bien roulés et dont certains atteignent 15 cm de grand axe, dominant les rhyolites et les tufs rhyolitiques. On trouve en moindre quantité des quartzites, du quartz et des schistes. Le ciment gréseux est fait des mêmes éléments. Nous n'avons jamais trouvé jusqu'à présent de galets de roches plutoniques ou métamorphiques. Les galets de schiste ne paraissent pas avoir été schistosés avant le dépôt du conglomérat.

Ce conglomérat est caractérisé par une teinte d'ensemble rougeâtre due au remaniement de la zone de rubéfaction. Plus au Nord encore, le conglomérat s'amincit puis disparaît. Il est en particulier absent au kilomètre 23 de la route de Cangas de Tineo à Oviedo où F. LOTZE décrit pour la première fois la discordance entre le Précambrien et le Cambrien. Notons à ce propos que les conglomérats « tillitoïdes » très épais (plus de 100 m) que F. LOTZE (1956) supposait intercalés près de Cangas entre Cambrien et Précambrien sont en réalité carbonifères et constituent la base du Stéphanien à charbon du bassin houiller de Cangas de Narcea. Ils n'ont, de plus, aucun caractère de tillites, si ce n'est la taille énorme des galets qui peut atteindre 1 m et plus, et ne peuvent être confondus avec le vrai conglomérat de base du Cambrien.

L'idée d'un climat froid à la fin du Précambrien supérieur, proposé par F. LOTZE (1956) et basée sur l'observation de ces « tillites », doit donc être révisée, d'autant plus que la teinte rouge d'ensemble du conglomérat de base du Cambrien évoquerait plutôt un climat chaud.

La série paléozoïque.

La série paléozoïque de la zone I affleure sur le flanc oriental de l'anticlinal du Narcea, de façon relativement complète depuis la base du Cambrien jusqu'au Westphalien. Le Cambro-Silurien garde dans toute cette zone une épaisseur et un faciès assez constants. Il n'en est pas de même du Dévono-Carbonifère. Les quelques observations personnelles que nous avons faites dans cette zone concernent uniquement le Cambro-Silurien.

a) *Le Cambro-Silurien.* — On trouve de bas en haut au-dessus du conglomérat de base :

- 1) 10 à 50 m de schistes avec parfois des lentilles de dolomies à patine rousse (sans fossiles).
- 2) Une puissante série de grès et de quartzites

à nombreuses stratifications entrecroisées (série de Herreria), rougeâtre et gréseuse à la base avec parfois des microconglomérats, plus blanche et plus quartzitique au sommet. L'épaisseur de cette série est variable. Dans la province de Leon où l'on ne voit pas sa base, F. LOTZE (1961) l'estime à 250 m, P. COMTE (1959) à 1 400 m, J. RUPKE (1965) à 600 m. Dans la vallée du Luna où l'on voit sa base, L. U. DE SITTER donne 800 m. Mais dans les gorges du Narcea près de Tineo et dans le Rio Tuna près de Genestaza où il ne semble pas y avoir de complication tectonique, nous pensons qu'elle peut atteindre 1 700 m (fig. 5). C'est d'ailleurs l'ordre de grandeur (2 000 m) que donnent A. FARBER et W. JARITZ (1964) plus au Nord sur la côte cantabrique à l'Ouest de Cudillero.

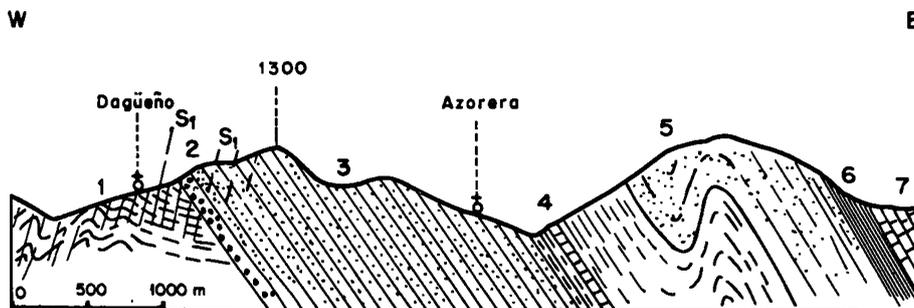


Fig. 5. — Coupe montrant la grande épaisseur de la série de Herreria sur le flanc oriental de l'anticlinal de Narcea.

- 1, Précambrien schistogréseux ; 2, Conglomérat de base du Cambrien ; 3, Grès de Herreria ; 4, Calcaire de Lancara ; 5, Quartzites « armoricains » ; 6, Silurien ; 7, Dévonien.

3) 100 à 200 m de schistes bruns ou verdâtres avec des intercalations fines de grès ferrugineux. C'est dans cette série que F. LOTZE et K. SDUY ont trouvé la faune à *Dolerolenus* du Cambrien inférieur.

4) Une série dolomitique et schisto-calcaire (série de Lancara) (50 à 100 m) comprenant à sa base des dolomies blanches et au sommet des calcaires noduleux rougeâtres riches en Brachiopodes et Trilobites de la base de l'Acadien. Ce faciès rougeâtre est caractéristique du Cambrien de la zone I.

5) Schistes verdâtres plus ou moins calcaireux (50 m environ), très riches en Trilobites de l'Acadien (Paradoxides).

6) 150 à 300 m de schistes et quartzites (série d'Oville ou de Boñar). Cette série, où alternent en petits bancs (20 à 40 cm) des schistes bruns et des quartzites clairs à multiples stratifications entrecroisées, fait le passage du Cambrien moyen à l'Arenig. Elle n'a pas livré d'autres fossiles que des pistes.

7) Quartzites de Barrios (200 à 500 m). Cette puissante série de quartzites massifs beige clair avec de multiples stratifications entrecroisées n'a pas livré non plus d'autres fossiles que des pistes. Parmi celles-ci, des *Cruziana* qui permettent d'attribuer cette série à l'Arenig et de la considérer comme l'équivalent des quartzites « armoricains ».

8) On trouve au-dessus une série schisteuse

d'épaisseur variable (100 à 250 m) ; réduite dans le Leon (où il peut y avoir lacune du Llandeilo jusqu'au Llandovery), elle se complète vers l'Ouest. Ainsi, dans les Asturies, elle peut atteindre 500 m et on a pu y définir tous les étages depuis le Llandeilo jusqu'au Wenlock avec parfois des calcaires récifaux et des laves et tufs basiques de l'Asghill (F. RADIG, 1962).

9) 100 à 150 m de schistes et grès ferrugineux rougeâtres. Cette série (série de Furada ou San Pedro) représente les termes élevés du Silurien (Wenlock-Ludlow) et peut-être Downton. Elle est caractéristique de la zone I et fait le passage au Gedinnien.

Aux niveaux 6, 7 et 8, on trouve des intrusions de type doléritique et diabasique (Ch. BARROIS, 1882 ; P. COMTE, 1959 ; J. RUPKE, 1965). L. GARCIA DE FIGUEROLA, J. G. PRADO et L. SANCHEZ DE LA TORRE (1962) ont signalé des manifestations semblables dans le Cambrien inférieur des environs de Tineo ; mais nous pensons plutôt comme F. LOTZE (1965) que ce volcanisme est plus tardif, en tout cas postérieur au calcaire de Lancara que l'on trouve sous forme de morceaux anguleux dans les brèches volcaniques. Nous avons d'ailleurs trouvé des brèches semblables interstratifiées dans la série d'Oville (niveau 6) à l'Est de Cudillero.

b) *Le Dévono-Carbonifère*. — Nous ne décrivons pas ici en détail la série dévono-carbonifère que nous n'avons pas étudiée personnellement (fig. 4).

Signalons seulement que le Dévonien est très varié du point de vue lithologique et en général très fossilifère. Il est surtout calcaire ou schisto-calcaire à la base. Au sommet, on y trouve parfois une puissante série gréseuse (grès de l'Hermitage) très semblable d'aspect à la série des quartzites de Barrios.

La ressemblance est telle que dans le centre des Asturies les puissantes séries de quartzites que l'on trouve sous le Viséen ont été rangés au même endroit par différents auteurs dans l'Ordovicien inférieur (J. A. MARTINEZ-ALVAREZ, 1959) ou dans la partie terminale du Dévonien (L. U. DE SITTER, 1962).

Un peu plus au Nord en tout cas (Ribadesella), il semble bien que ces quartzites recouverts par le Viséen appartiennent à l'Arenig (J. PELLO et

PHILIPPOT, 1966) et qu'il y a par conséquent lacune de tout le Dévonien (J. PELLO MUNIZ, 1967).

Des mouvements légers à la base du Dévonien se retrouvent d'ailleurs dans toutes les Asturies et dans la province de Leon (L. U. DE SITTER, 1962), avec parfois de faibles discordances angulaires entre la base du Viséen et son substratum.

On trouve au-dessus des calcaires griottes de la base du Viséen une puissante série de Carbonifère marin à faciès « culm » comprenant le Namurien et allant jusqu'au Westphalien moyen, avec de puissants calcaires récifaux à Fusulines (calcaires des montagnes ou des canyons).

Dans la partie tout à fait orientale de la zone I, on trouve à la base du Westphalien moyen de puissants conglomérats fluviaux (« série de Curavacas ») discordants sur les structures majeures hercyniennes (nappes déversées vers le Nord) (KANIS, 1956 ; L. U. DE SITTER, 1962), mais repris plus au Nord par une tectonique intense en plis et écaillés déversés vers le Sud (Van VEEN, 1965).

On trouve au-dessus un Westphalien productif séparé du Stéphanien par une forte discordance.

ZONE II :

Sur le flanc interne (occidental) de la bande anticlinale précambrienne du Narcea, la série précambrienne reste la même mais l'ensemble est affecté par la déformation et le métamorphisme hercyniens (schistosité de flux, parfois avec biotite). Il en résulte que la discordance entre Cambrien et Précambrien est moins visible. On peut cependant la déceler encore en mesurant les linéations d'intersection de part et d'autre du contact Cambrien-Précambrien : celui-ci est, là encore, souligné par un mince conglomérat de base (25 à 50 cm) à petits galets de quartz blanc. Au-dessus, la série paléozoïque très épaisse forme une bande courbe, monoclinale depuis la mer jusqu'aux environs de Leon où elle disparaît sous le Tertiaire de la Meseta. La coupe type est celle du Rio-Sil (fig. 6) qui au Sud de Villablino traverse en cluse toute la série. On trouve de bas en haut au-dessus du conglomérat de base :

1) 100 m de quartzites grossiers parfois micro-conglomératiques à stratifications entrecroisées, intercalés de schistes verdâtres.

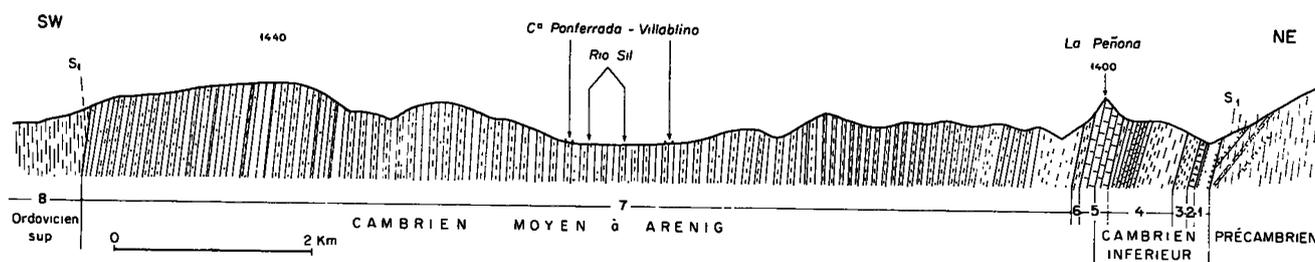


Fig. 6. — La coupe du Rio Sil sur la route de Villablino à Ponferrada.
Les numéros se réfèrent au texte p. 24 et 25.

2) 60 m de dolomies à patine rousse qui sont l'équivalent des lentilles dolomitiques de la base du Cambrien de la zone I, et des calcaires et dolomies de Candana (zone III).

3) 200 m de schistes verdâtres.

4) 550 m de schistes et quartzites verdâtres.

5) 300 à 350 m de calcaires marmorés blancs ou bleutés (calcaires de Vegadeo et de Cuevas) qui sont l'équivalent de la série de Lancara.

Ces cinq premiers termes n'ont pas fourni de fossiles.

6) 100 m de schistes et calcschistes verdâtres où F. LOTZE et K. SDUY ont décrit une riche faune de Paradoxides.

7) 9 à 10 000 m de quartzites fins en bancs de 20 cm à quelques mètres avec quelques intercalations schisteuses.

Cette énorme série clastique (série de los Cabos) ne comprend pas d'autres fossiles déterminables que des pistes (*Cruziana*) attribuables d'après A. SEILACHER (communication personnelle) au Cambrien et à l'Arenig.

Dans les quartzites du sommet on trouve des Tigillites. On note la présence très fréquente de « ripple-marks » à la surface supérieure des bancs de quartzite, et très souvent des stratifications entrecroisées.

8) Schistes bleutés (2 000 m environ). L'épaisseur exacte de cette série est en fait difficile à déterminer, car on ne voit que la schistosité. Dans la coupe du Sil elle n'a pas jusqu'à présent livré de fossiles déterminables, mais on peut la suivre jusqu'à Luarca où BARROIS (1882) a trouvé, vers sa base, *Calymene Tristani* du Llandeilo. Ce Trilobite a été signalé aussi par R. ELMULLER près du Puerto Manzanal (Leon) (in G. NOLLAU, 1965).

Cette série contient des couches de fer oolithique, exploitées notamment dans la région de Ponferrada ; elle est recouverte dans la région de Vega de Espinareda (Leon) par :

9) 100 m environ de quartzites massifs blancs à vert clair avec souvent à la base des figures de charge (« load-casts »).

10) Quartzites fins, schistes noirs à nodules et ampélites. La base de cette série nous a fourni dans la région de Noceda, de Pardamaza et de Vega de Espinareda, une faune de *Climacograptus* et *Orthograptus*, attribuable d'après S. WILLEFERT au Llandovery inférieur à moyen. Une faune identique a été trouvée par J. ALMELA et J. DE VALLE DE LERSUNDI (1962) et par G. NOLLAU (1965) entre Ponferrada et Astorga.

Les termes plus élevés du Silurien ne sont pas visibles dans cette zone.

En résumé, jusqu'à l'Acadien, le Cambrien est très semblable à celui de la zone I. Il s'en distingue cependant par un grand développement des dolomies de base, l'épaisseur un peu moins grande de la série de Herreria qui devient plus schisteuse et la disparition des faciès noduleux rouges dans les calcaires de la base du Cambrien moyen. Par contre la partie comprise entre l'Acadien et le Llandeilo (série de Los Cabos) s'épaissit d'une façon exceptionnelle et passe de 800 m à près de 10 000 m ; notons à ce propos que F. LOTZE (1961) donne seulement 2 000 m pour cette série dans la coupe du Sil.

Cependant, à cet endroit, les meilleures conditions sont réalisées pour mesurer l'épaisseur exacte de la série. Les couches sont en effet verticales et affleurent remarquablement bien d'un bout à l'autre de la coupe, depuis la base du Cambrien

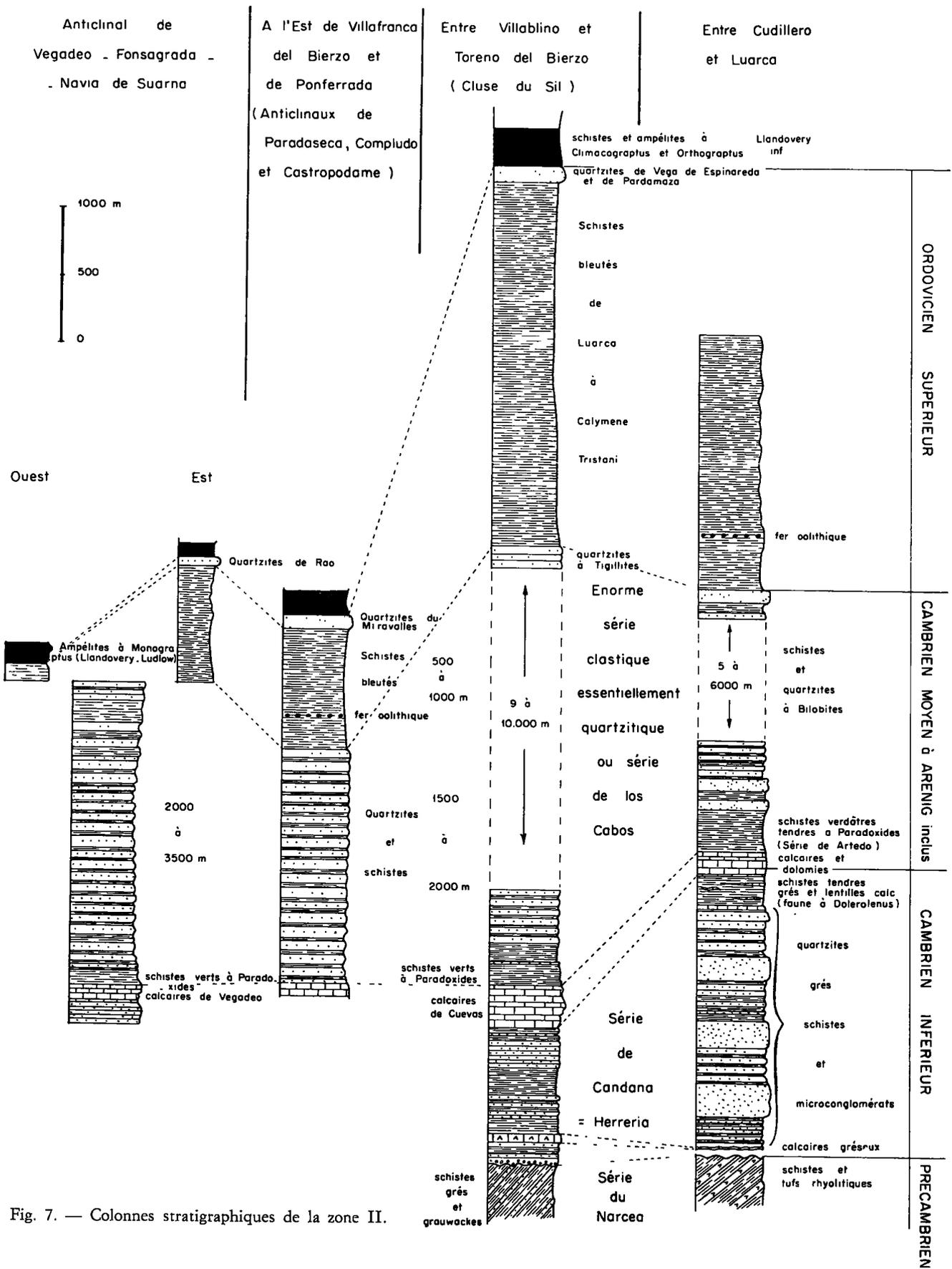


Fig. 7. — Colonnes stratigraphiques de la zone II.

jusqu'au Llandeilo. Les critères de polarité (pistes, stratifications entrecroisées, « ripples-marks ») abondent d'un bout à l'autre de la série de Cabos et permettent de vérifier qu'il n'existe aucun redoublement tectonique. On arrive d'ailleurs à la même conclusion en observant en chaque point l'angle que fait la stratification avec la schistosité primaire.

Quand on se déplace vers les parties plus internes de la zone II (anticlinal de Vegadeo), on note peu de changements (fig. 7). Néanmoins

l'épaisseur de la série de los Cabos diminue notablement. Près de Vegadeo, au-dessus des calcaires de Vegadeo qui sont l'équivalent de ceux de la série du Sil, on trouve aussi des schistes à Paradoxides découverts par Ch. BARROIS (1882). Au-dessus se développe la série de los Cabos que R. WALTER (1963) estime là à près de 4 000 m. Plus au Sud, à Navia de Suarna, R. HAGELSKAMPF donne le même chiffre. En fait cette série n'excède pas à cet endroit 2 500 m, car cet auteur n'a pas tenu compte des plis (fig. 8).

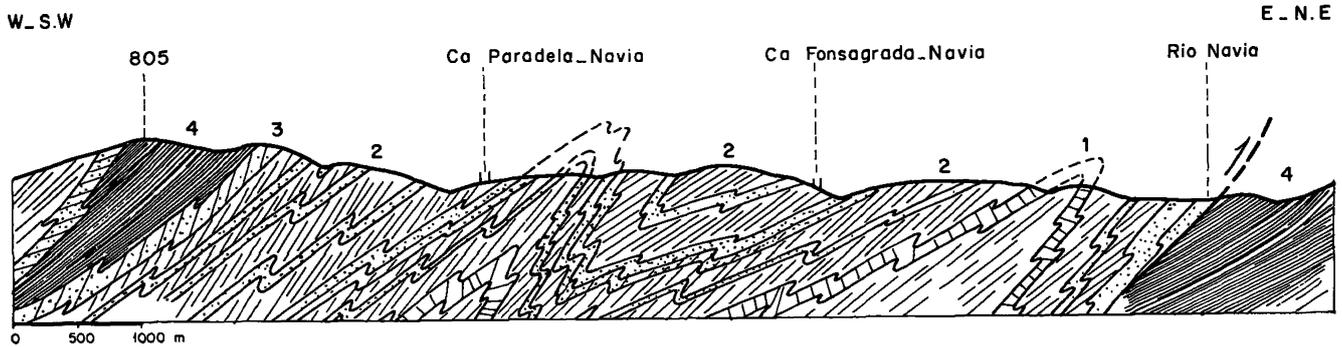


Fig. 8. — Coupe de l'anticlinal d'Eo sur le Rio Navia dans la région de Navia de Suarna.

1, Calcaire de Vegadeo ; 2, Série de Los Cabos ; 3, Quartzites armoricains ; 4, Ordovicien supérieur et Silurien.

Encore plus au Sud entre Vega de Espinareda et Villafranca del Bierzo, la série de los Cabos ne paraît pas dépasser 2 000 m. Les schistes de Luarca peuvent faire là moins de 500 m ; on pressent déjà l'Ordovicien supérieur très réduit de la zone III.

ZONE III :

Dans la zone III, la série cambro-silurienne est beaucoup plus réduite et beaucoup plus schisteuse (fig. 9). Cette tendance se faisait déjà sentir dans les zones internes de la zone II ; mais le passage de la zone II à la zone III n'est pas progressif : on passe en effet de l'une à l'autre zone par l'intermédiaire d'un grand synclinal couché sur les deux flancs duquel les mêmes séries sont d'épaisseur et de faciès différents. Vers le Sud-Est, ce synclinal couché est relayé par un contact anormal inverse qui vient faire chevaucher la zone III sur la zone II. On peut suivre ce contact jusqu'aux environs d'Astorga (Leon), où il disparaît sous le Tertiaire de la Meseta.

La série stratigraphique a été, pour le Cambrien, minutieusement établie dans la partie Nord (Mondoñedo) par R. WALTER (1963).

Les terrains les plus anciens (Précambrien) occupent le cœur d'une tête plongeante (faux synclinal de Mayor) (Ph. MATTE, 1964 *b* - 1966) (fig. 10). Ce sont des phyllades bleutées ou verdâtres alternées de quartzites fins, rappelant beaucoup les phyllades précambriennes de l'Ouest des Asturies. Cette série est surmontée par :

1) Une centaine de mètres de quartzites blancs à grandes stratifications entrecroisées avec des passées arkosiques et conglomératiques à la base (quartzites de Candana inférieurs). On ne voit pas de discordance angulaire entre cette série et le Précambrien, mais elle a pu être oblitérée par l'intensité de la déformation.

2) 200 m de schistes bleutés ou verdâtres.

3) Niveau lenticulaire (0 à 150 m) de calcaires marmoréens et dolomies généralement bleutés et blancs (calcaires et dolomies de Candana).

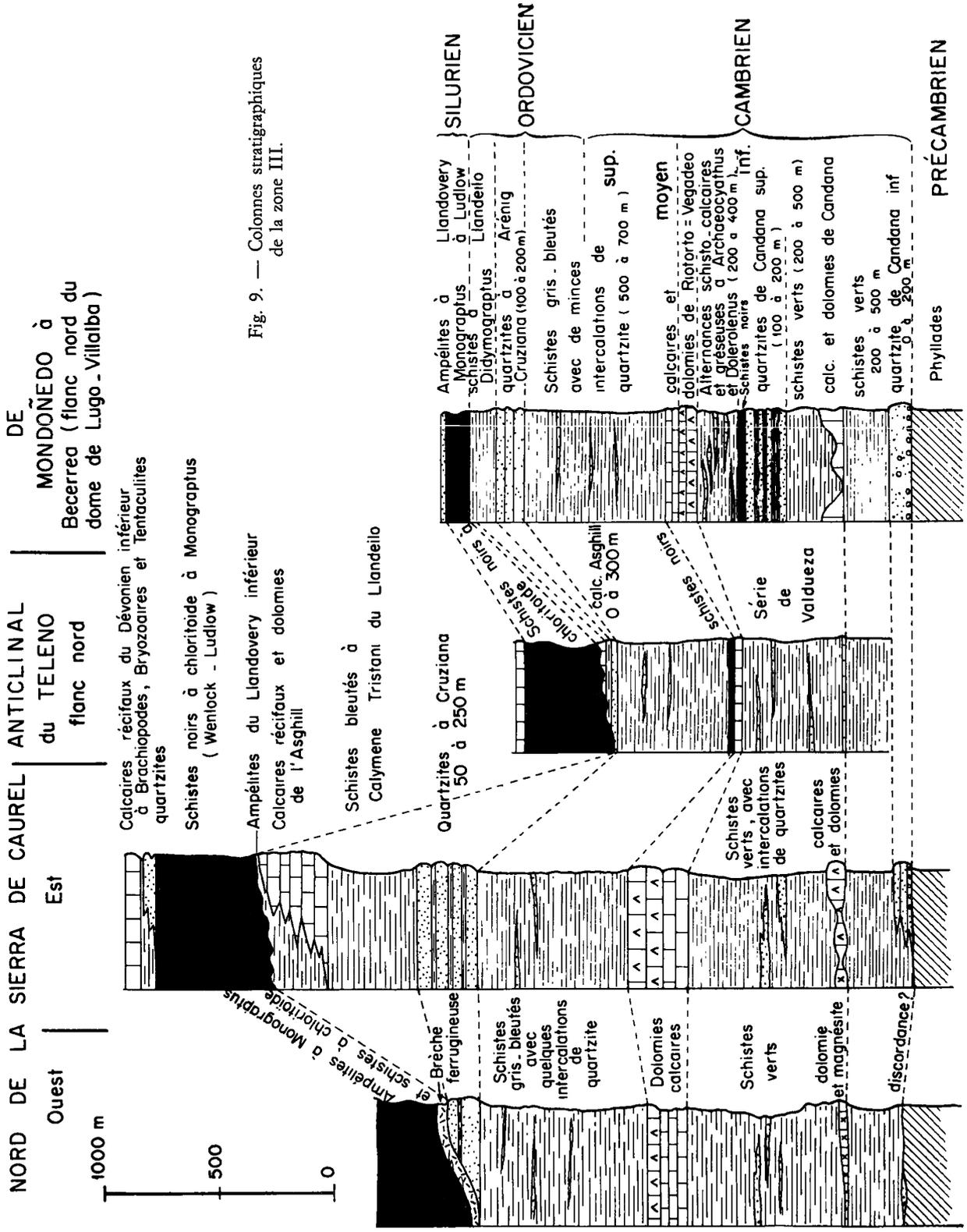


Fig. 9. — Colonnes stratigraphiques de la zone III.

4) 150 m environ de schistes bleutés ou verdâtres.

Ces quatre niveaux sont sans fossiles.

5) 200 m de quartzites (quartzites de Candana supérieurs). Ce sont des quartzites généralement blancs, massifs, avec de belles stratifications entrecroisées mais comprenant aussi des intercalations schisteuses et des grès limoniteux ocrés. On y trouve des traces de vie (tubes de vers).

6) Série de transition ou série des alternances (200 m environ). La base de cette série est constituée par 25 m de schistes très noirs. Puis on trouve des schistes et des quartzites verdâtres et vers le sommet de fines intercalations calcaires et dolomitiques.

Dans cette série, R. WALTER (1963) a trouvé des *Archaeocyathus* et des *Trilobites* du Georgien (faune à *Dolerolenus*).

7) 100 m de calcaires (qui sont l'équivalent des calcaires de Vegadeo) avec des dolomies à la base et des calcaires marmoréens blancs ou bleutés au sommet, passant au-dessus à des schistes à lentilles calcaires.

8) 600 m environ de schistes verdâtres avec de fines intercalations (1 cm à 10 cm) quartzitiques vers le sommet (série de Riotorto et de Villamea).

Les termes 7 et 8 sont sans fossiles dans la zone de Mondoñedo. Mais plus à l'Est (Vegadeo) les schistes situés au sommet des calcaires ont livré une riche faune de *Paradoxides* (Ch. BARROIS, 1882 ; F. LOTZE et K. SDUY, 1961).

9) 80 à 150 m de quartzites massifs blancs à Cruziana représentant l'Arenig.

10) 100 m de schistes lustrés bleutés à *Didymograptus* (Llandeilo).

11) Ampélites à graptolites (Llandovery à Ludlow).

Toute cette série se prolonge vers le Sud jusqu'à Villafranca del Bierzo sans grands changements de faciès ou d'épaisseur.

Dans le Cambrien, les fossiles sont rares. Près du Puerto de Piedrafita (limite des provinces de Lugo et de Leon), les intercalations calcaires de la série des alternances (fig. 11) nous ont fourni des restes fossiles considérés comme des *Archaeocyathus* certains par Mme F. DEBRENNE, mais malheureusement trop déformés pour être déterminables spécifiquement.

Au-dessus des calcaires de Vegadeo, G. DIETRICH (1962) a trouvé dans cette région des restes de *Trilobites* d'aspect acadien. Malheureusement la succession stratigraphique établie par cet auteur est erronée. Il a en effet confondu les schistes noirs du Georgien (niveau 6, ci-dessus) avec les ampélites du Llandovery, ce qui l'a conduit à confondre les quartzites de Candana supérieurs avec les quartzites armoricains.

La série précambrienne affleure vers le Sud (Lugo) en un grand pli couché qui est la suite du pli couché de Mondoñedo, et devient plus métamorphique. Ce sont des micaschistes ou des gneiss fins à chloritoïde, biotite, andalousite ou disthène, sillimanite, avec quelques fines intercalations d'ampébolites à grenat.

Sur le flanc occidental de ce grand pli couché que l'on suit depuis la côte Nord de Galice jusque dans la région de Sarria, la série paléozoïque subit quelques changements.

Dans la partie Nord, dans le flanc normal du pli couché de Mondoñedo (fig. 10), les quartzites de Candana inférieurs deviennent beaucoup plus épais (plus de 200 m). Ils se suivent bien depuis l'Océan (Burela) jusque près de Lugo en formant des crêtes de direction Nord-Nord-Est - Sud-Sud-Ouest (direction des plis de la phase 1) qui se distinguent très bien dans le paysage du substratum de micaschistes plus tendre. Ces quartzites sont ici plus grossiers que sur le flanc oriental. On y trouve fréquemment des galets de quartz de plusieurs centimètres et parfois quelques galets de schistes. Malgré le plissement et le métamorphisme intense (zone de la Staurotide ou de la Sillimanite) on trouve fréquemment de belles stratifications entrecroisées. Signalons que ces quartzites ont été confondus par R. WALTER lui-même (1965) avec ceux de l'Arenig.

Le reste de la série est ici très métamorphique et intensément injecté de granites. Nous avons retrouvé des calcaires, mais il n'est pas possible de dire s'il s'agit des calcaires de Vegadeo ou de Candana.

En effet, la série est interrompue ici par une importante faille normale qui met directement en contact le Cambrien et le Silurien supérieur (Wenlock).

Il faut aller beaucoup plus au Sud, dans la région de Sarria, pour retrouver une série cambro-

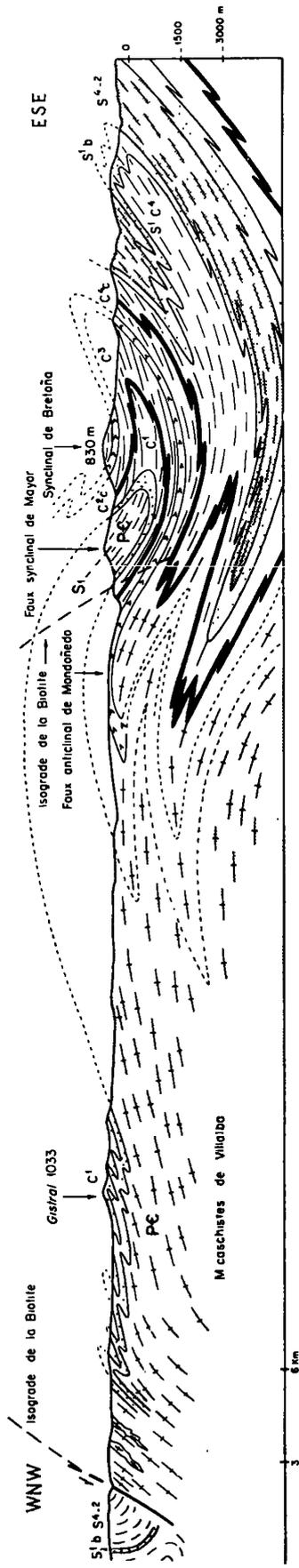


Fig. 10. — Coupe du pli couché de Mondoñedo.

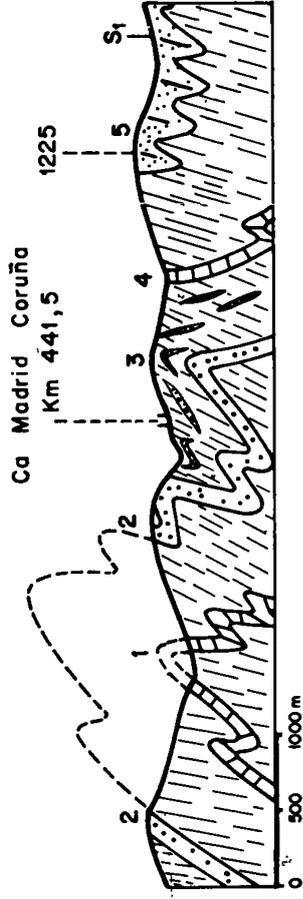


Fig. 11. — Coupe aux environs du Puerto de Piedrafitra montrant la succession de la série cambrienne.

1, Calcaire de Candana ; 2, Quartzites de Candana supérieurs ; 3, Série des alternances à Archaeocyathus ; 4, Calcaire de Vegadeo ; 5, Quartzites armoricains.

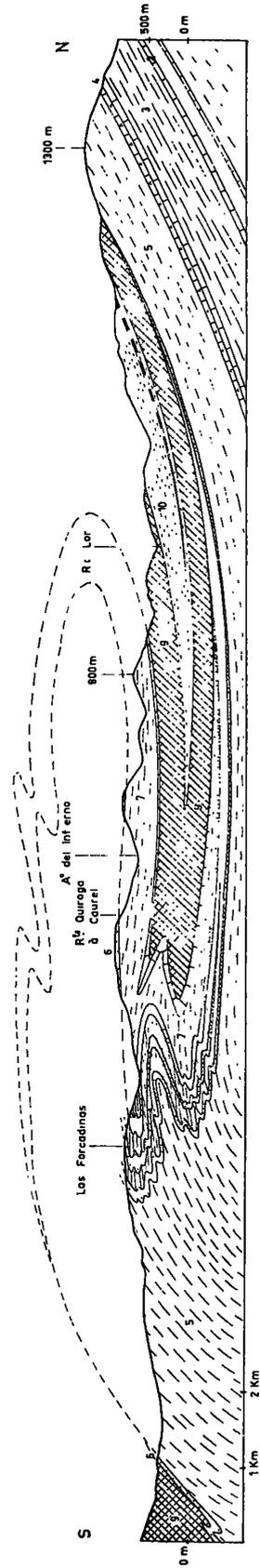


Fig. 12. — Coupe du pli couché de la Sierra de Caurel.

2, Calcaire de Candana ; 3, Série schisto-gréseuse de Candana ; 4, Calcaire de Vegadeo ; 5, Série schisteuse cambro-ordovicienne ; 6, Quartzites armoricains ; 7, Schistes du Llandello ; 8, Calcaires de l'Asghill ; 9, Ampélites du Silurien ; 10, Schistes et calcaires dévoniens.

silurienne relativement complète. La coupe type est celle de la Sierra de Caurel (fig. 12) où l'on peut voir la série depuis le Précambrien schisto-gréseux jusqu'au Dévonien inférieur.

La limite entre Cambrien et Précambrien est moins nette que dans la partie Nord, car les quartzites de base du Cambrien sont beaucoup moins épais et beaucoup plus fins. Des mesures statistiques de linéations d'intersection nous ont permis de noter un faible écart (10 à 30°) entre la direction des couches de la base du Cambrien et celles du Précambrien, et on trouve parfois au contact des brèches ferrugineuses. Cependant cet écart n'est pas significatif en raison des plis courbes que l'on rencontre dans toute cette région.

La série cambrienne subit de légers changements :

- les quartzites de Candana, tant inférieurs que supérieurs, sont moins épais ;
- le calcaire inférieur, bien représenté, comprend près de Sarria des magnésites ;
- le calcaire de Vegadeo, par contre, peut atteindre 250 m et les dolomies sont situées non plus à la base mais au sommet ;
- la série schisteuse qui fait le passage à l'Arenig reste identique ;
- les quartzites de l'Arenig peuvent être très minces ou même parfois absents. Ce phénomène est dû en grande partie à la légère discordance du Silurien supérieur (Wenlock) sur son substratum qui est le trait stratigraphique marquant des parties internes de la zone III.

La discordance du Silurien supérieur.

C'est dans l'anticlinal couché du Caurel que cette discordance est la plus nette (fig. 13).

Sur le flanc normal, la série est relativement complète au Sud du Barco de Valdeorras où l'on trouve sous les ampélites noires du Wenlock des schistes qui font le passage de l'Ordovicien au Silurien (W. RIEMER, 1963), puis les calcaires et dolomies de l'Asghill, les schistes du Llandeilo et les quartzites armoricains. Quand on suit ce contact vers l'Ouest, l'Ordovicien supérieur se biseaute peu à peu de telle façon que les ampélites du Wenlock viennent reposer directement sur les quartzites armoricains.

On observe une évolution identique sur le flanc inverse de l'anticlinal couché (Ph. MATTE, 1963). Au Nord-Est de Monforte, le Wenlock repose

ainsi directement sur les quartzites armoricains à la fois sur le flanc normal de l'anticlinal, couché, sur son flanc inverse, et sur le flanc normal du synclinal couché qui lui fait suite.

Ce contact est jalonné par une brèche de base ferrugineuse, à éléments anguleux de quartzites, de schistes et de quartz dans un ciment d'hématite et de limonite. Ces gisements de fer ont été jadis exploités dans la région de Incio (P. H. SAMPELAYO, 1935).

Dans le flanc normal du synclinal, au « balneario » de Incio, les quartzites armoricains sont très réduits ou absents et le Wenlock (schistes noirs à chloritoïde) repose pratiquement sur la série schisto-gréseuse qui fait le passage du Cambrien à l'Ordovicien inférieur.

Plus à l'Ouest dans ce même flanc normal, le Wenlock arrive presque à reposer sur les calcaires cambriens (région de Guntin et de Puertomarín) et on trouve à sa base un conglomérat à éléments parfois assez bien roulés mais malheureusement très altérés (route de Lugo à Santiago, km 532). Cependant tout est très métamorphique dans cette région, et une faille normale importante vient perturber le contact de telle façon qu'il est difficile de savoir si l'extrême réduction de la série cambrienne est seulement d'origine stratigraphique ou tectonique.

Dans le cœur du synclinal couché du Caurel, au-dessus des schistes noirs à chloritoïde qui nous ont fourni des graptolites attribuables au Wenlock supérieur - Ludlow inférieur (détermination S. WILLEFERT)², on trouve une série de schistes gris, de calcaires bleutés à *Crinoïdes* et de grès ferrugineux où nous avons rencontré des fragments de *Trilobites* indéterminables et de nombreux brachiopodes mal conservés à cachet dévonien.

Plus à l'Est, au cœur du même synclinal, près du lac de Carrucedo (fig. 14) les mêmes calcaires nous ont fourni des Tentaculites et des Brachiopodes un peu mieux conservés attribuables au Dévonien inférieur (J. DROT et Ph. MATTE, 1967). Mlle DROT y a reconnu notamment :

« Spirifer » (?) sp.

Cf. *Athyris pelapayensis* (Vern. et Arch.).

Cf. *Athyris undata* (Defrance).

Cf. *Euryspirifer pellico* (Vern. et Arch.).

² Service Géologique du Maroc (Rabat).

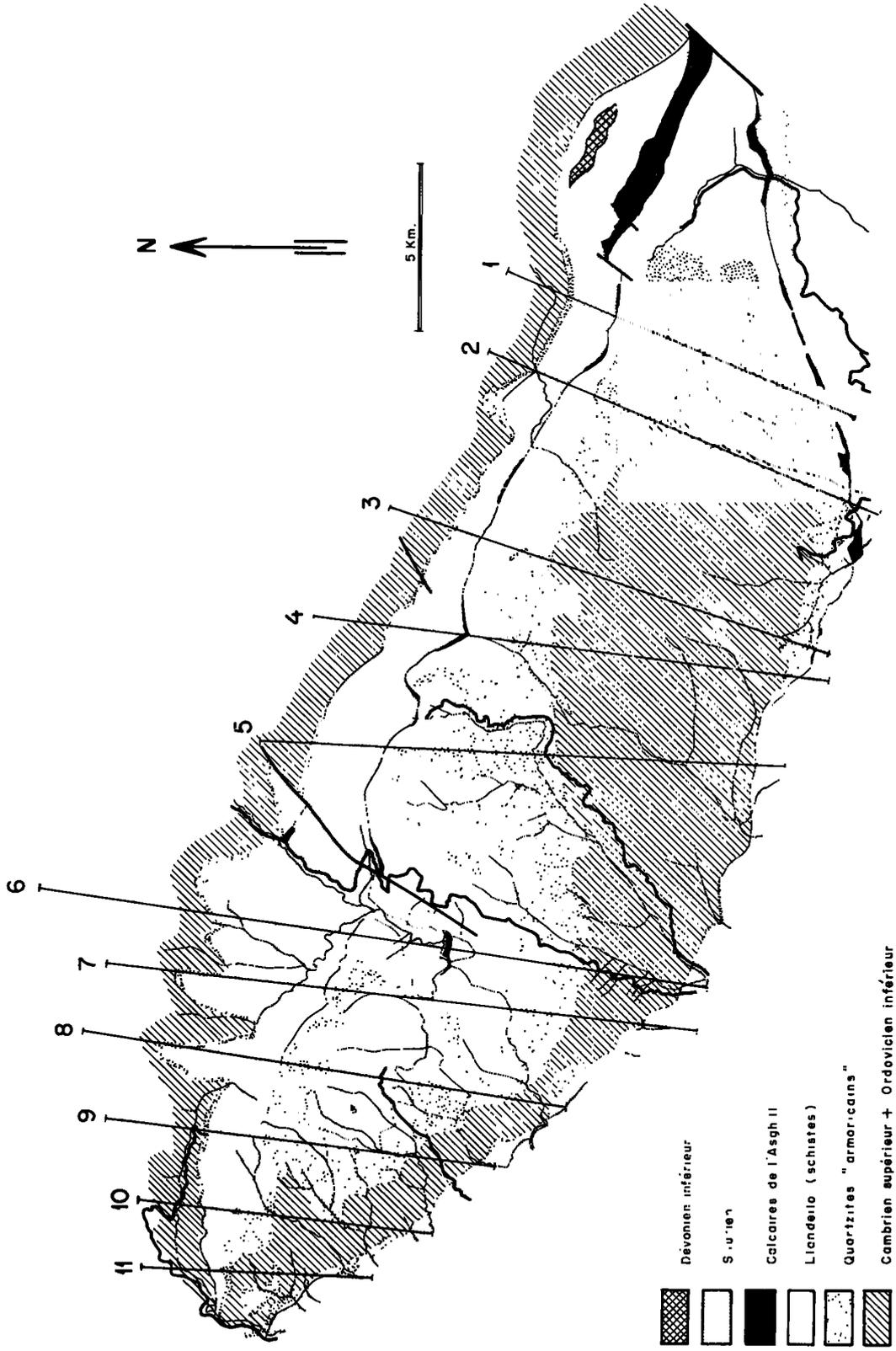


Fig. 13. — Carte géologique de la Sierra de Caurel montrant la légère discordance du Silurien sur son substratum ordovicien, avec emplacement des coupes de la fig. 27. (En partie d'après W. RUMER, 1963.)

« *Stropheodonta* » sp.

« *Chonetes* » sp.

Cf. *Fimbrispirifer trigeri* (de Verneuil).

Plus à l'Est encore, la série cambro silurienne se prolonge sans grands changements jusqu'aux environs d'Astorga.

La base de la série cambrienne (Série de Candana) est interrompue par un contact anormal et

chevauche la série quartzitique du Cambrien supérieur de la zone II.

La série cambrienne est moins épaisse ; en particulier les calcaires de Vegadeo et de Candana ne font plus que quelques mètres (fig. 14). Notons ici que cette série a été rangée à tort dans l'Ordovicien par G. NOLLAU (1965).

Les quartzites armoricains sont très réduits sur

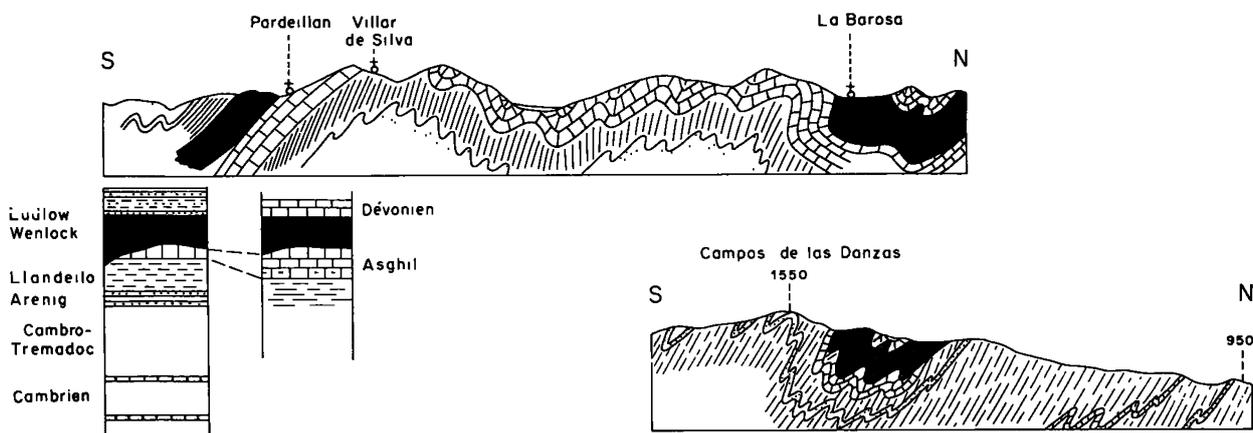


Fig. 14. — Coupes à l'Est de la Sierra de Caurel près du lago de Carrucedo et dans les Montes Aquilianos montrant la position du Dévonien en Galice et dans le NW de la province de Leon.

le flanc normal du synclinal (qui est la suite vers l'Est du synclinal couché du Caurel) et on peut ici aussi trouver, directement au-dessus, les schistes à chloritoïde du Wenlock. La série est plus complète sur le flanc inverse du synclinal (Monte Guiana, Montes Aquilianos) où le calcaire de l'Asghill est en particulier très épais (fig. 14 b). Dans le cœur du synclinal nous avons trouvé des calcaires à *Brachiopodes*, *Crinoides* et *Tabulès* qui pourraient représenter la base du Dévonien.

ZONE IV :

Dans le Sud du domaine étudié où les plis de la phase majeure hercynienne sont à plan axial subvertical, on passe de la zone III à la zone IV par l'intermédiaire d'un grand synclinorium de Silurien large de 20 km (synclinorium du Barco de Valdeorras-Truchas). Cette grande structure se résout vers le Nord-Ouest en une mince bande (1 à 5 km) de Silurien que l'on suit jusqu'à la mer

(Vivero). Il est probable que cette bande, qui amène en contact deux domaines très différents du point de vue stratigraphique, correspond à une zone de plis couchés de grande amplitude. Le contact est en outre compliqué par des failles tardives parallèles aux couches et par la discordance du Gothlandien sur son substratum cambro-ordovicien.

La zone IV, bien qu'assez homogène dans l'ensemble, peut être divisée en deux domaines légèrement distincts :

1) *Un domaine externe ou anticlinal de l'« Ollo de Sapo ».*

Ce domaine est caractérisé par la présence d'un Précambrien non plus schisto-gréseux mais « porphyroïde », connu en Galice sous le nom d'« Ollo de Sapo » (I. PARGA PONDAL, Ph. MATTE, R. CAPDEVILA, 1964).

Au-dessus on trouve une série paléozoïque caractérisée par l'extrême réduction ou l'absence de Cambrien (fig. 15).

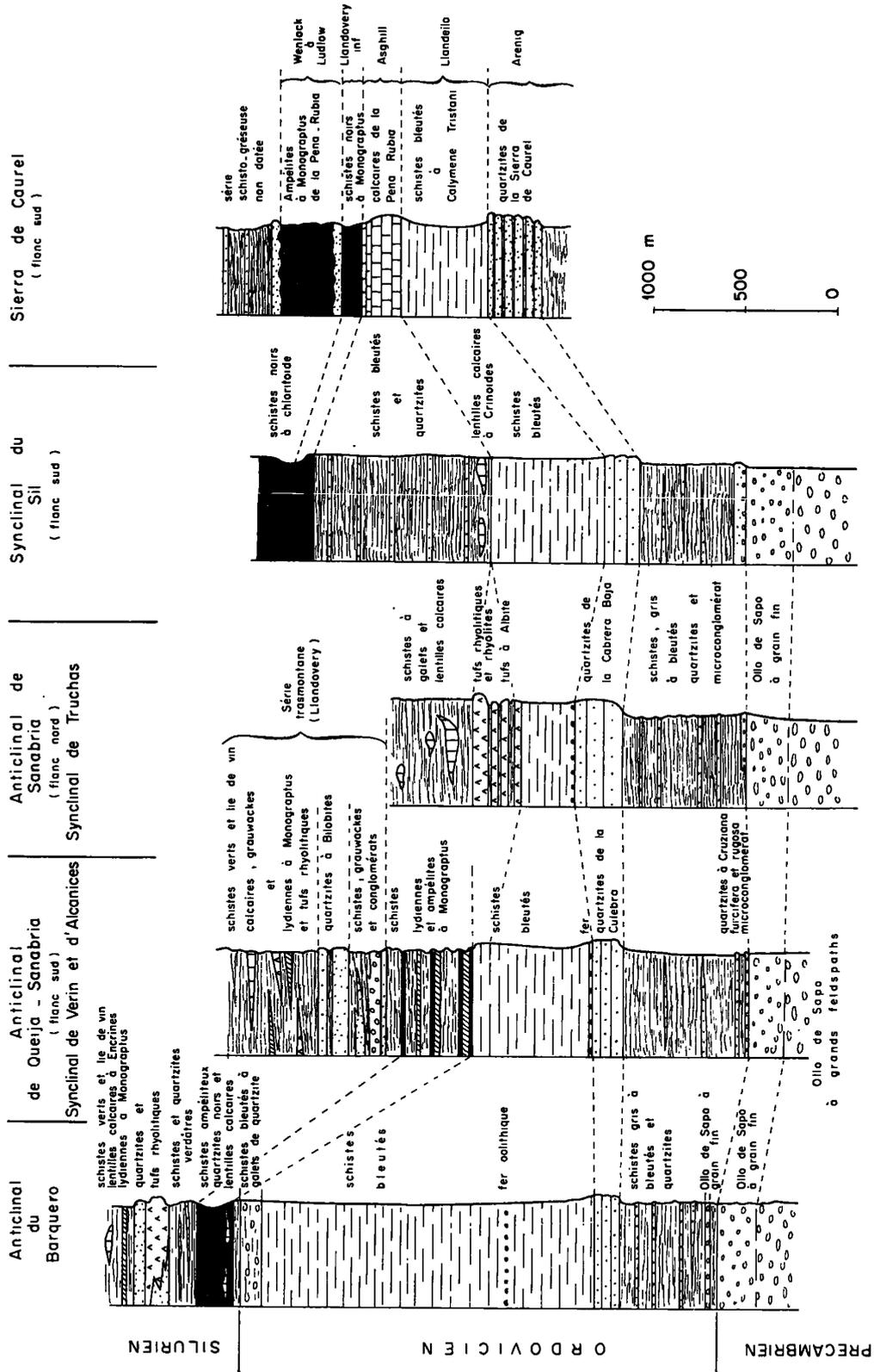


Fig. 15. — Colonne stratigraphiques de la zone IV.

La série porphyroïde précambrienne. — Cette série affleure à la faveur d'un anticlinal que l'on suit depuis l'extrême Nord de Galice (Ile Coelleira) jusque dans la province de Zamora (Sanabria) où il disparaît sous les dépôts tertiaires de la Meseta. On retrouve cette même série beaucoup plus à l'Est, au Nord de Madrid.

Cette série est composée de roches à cristaux de quartz et de feldspaths dans une matrice phylliteuse. La partie supérieure de la série est à grain fin. Dans les parties les moins métamorphiques, les grains de quartz sont de teinte bleue, et beaucoup sont corrodés (quartz rhyolitiques). Les feldspaths sont altérés et parfois roulés. On trouve fréquemment des intercalations schisteuses, du granoclasement et même des stratifications entrecroisées. Donc cette partie supérieure paraît nettement sédimentée, d'origine arkosique et volcano-détritique.

La partie inférieure par contre est beaucoup plus massive et beaucoup moins schisteuse : les feldspaths sont beaucoup plus gros (jusqu'à 10 cm) et globuleux. Ce sont des feldspaths alcalins (généralement microclines) plus ou moins perthitiques.

La nature de ces roches est donc complexe. Nous ne pensons pas qu'il s'agisse seulement, comme le pensent F. LOTZE (1945) et W. RIEMER (1963), de laves et tufs rhyolitiques et rhyodacitiques. Malgré la présence incontestable par endroits de tufs rhyolitiques, il nous a paru que la plus grande partie de cette formation était constituée en Galice (I. PARGA-PONDAL, Ph. MATTE et R. CAPDEVILA, 1964) d'arkoses plus ou moins schisteuses. R. CAPDEVILA (communication personnelle), qui a étudié en détail la composition chimique et minéralogique de cette formation, pense que certains caractères (en particulier taille, nature et symétrie des feldspaths) sont incompatibles avec une origine seulement volcanique. Il est plus probable que cette formation dérive en majeure partie d'un socle précambrien de granites porphyroïdes. La question de la présence de ce socle à l'affleurement n'est pas du tout résolue en Galice. En effet, la formation porphyroïde est toujours très métamorphique (au moins zone de la biotite), d'allure gneissique œillée, et il est difficile de distinguer entre un gneiss œillé provenant d'arkoses et un orthogneiss directement issu d'un granite porphyroïde.

Toutefois la forme et la taille des feldspaths dans la partie inférieure de la formation semblent

montrer qu'ils n'ont pas été transportés. Il peut s'agir par conséquent d'anciennes arènes formées sur place à partir de granites porphyroïdes.

La datation précise de cette série n'est pas possible en Galice, car elle est directement recouverte par l'Ordovicien inférieur et on ne connaît pas sa base. Toutefois, par comparaison avec le reste de la Péninsule et la France où elle se trouve parfois sous du Cambrien, elle doit être considérée comme précambrienne. Cette question sera discutée en détail aux chapitres IV et V.

La couverture paléozoïque de la série porphyroïde (fig. 16). — Elle offre une succession relativement constante, tout au moins jusqu'au Llandeilo. On trouve de bas en haut, au-dessus de la série porphyroïde :

1) 0 à 20 m de quartzites blancs, ou de microconglomérats à petits galets de quartz et parfois de feldspaths.

2) 200 à 600 m de schistes argileux verdâtres, noirs ou bleutés avec quelques intercalations de quartzites, grès ou microconglomérats et même parfois de porphyroïde à grain fin remaniée. Cette série, désignée par W. RIEMER (1963) dans la région de Monforte sous le nom de « Montes Schichten », ne lui avait pas livré de fossiles à la base. Nous y avons cependant trouvé des *Cruziana*, dans la région de Monforte et surtout dans l'anticlinal de Sanabria. Ces *Cruziana*, récoltées à quelques mètres au-dessus de la série porphyroïde, tant sur le flanc Sud (Sierra de la Culebra) que sur le flanc Nord (sierra de Cabrera Baja) de cet anticlinal, ont été déterminées par le Pr. SEILACHER comme :

Cruziana Furcifera d'Orb. ;

Cruziana Rugosa d'Orb.,

c'est-à-dire qu'il s'agit certainement d'*Arenig*.

C'est pour l'instant la série paléozoïque la plus ancienne datée dans la zone IV.

3) 50 à 250 m de quartzites massifs blancs à grandes *Cruziana* qui représentent l'équivalent des quartzites armoricains.

Ces *Cruziana* ont été signalées aussi dans ces quartzites supérieurs par W. RIEMER (1963). Et il s'agit aussi de *Cruziana rugosa* (détermination SEILACHER).

4) 200 à 1 000 m de schistes bleutés à *Calymene Tristani* du Llandeilo.

Au-dessus du Llandeilo, par contre l'Ordovicien supérieur et le Silurien sont très variables :

— Sur le flanc externe de l'anticlinal de l' « Ollo de Sapo » :

C'est au Sud du Barco de Valdeorras, dans le synclinal de Truchas-Rio-Sil, que la série est la plus complète. L'Ordovicien supérieur est représenté par une épaisse série de schistes avec quelques intercalations de grès ou de grauwackes, sans fossiles. On trouve parfois quelques lentilles de calcaires à Crinoïdes.

Sur le flanc Sud du synclinal de Truchas : on rencontre (fig. 17), à la base de cette formation, un volcanisme acide complexe (Ph. MATTE, 1964), avec des rhyolites, des tufs rhyolitiques, des brèches volcaniques, des laves et des tufs très riches en albite et calcite, et des grès chloriteux. Ces formations nous ont fourni des Brachiopodes (Orthis) malheureusement indéterminables.

Dans la région du Barco de Valdeorras et près de San Clodio on trouve, au-dessus de cette puissante série schisteuse, des ampélites où W. RIEMER (1963) signale des graptolites du Llandovery.

— Sur le flanc interne de l'anticlinal de l' « Ollo de Sapo » :

Dans la région de l'anticlinal du Barquero, sur la côte galicienne (fig. 16), la série de l'Ordovicien supérieur et du Silurien est plus épaisse mais malheureusement peu fossilifère.

Au-dessus d'une puissante série de schistes bleutés (plus de 2 000 m) qui fait le passage des quartzites armoricains au Silurien et qui est sans doute l'équivalent de la série schisteuse du synclinal du Sil, on trouve :

- des schistes à galets de quartzites ;
- des lentilles calcaires qui nous ont fourni des débris de Crinoïdes ;
- des ampélites, des lydiennes et des quartzites noirs qui n'ont pas pour l'instant livré de Graptolites.

Au-dessus, en succession normale on trouve une très puissante série (plus de 2 000 m) débutant par des quartzites grossiers parfois microconglomératiques et constituée d'une alternance de schistes verts et lie-de-vin, lydiennes, rhyolites, tufs rhyolitiques, avec quelques intercalations de calcaires à Crinoïdes déjà signalées par H. U. NISSEN (1959).

Nous avons eu la chance, avec A. RIBEIRO, de rencontrer dans les lydiennes, tout près du contact

avec le Précambrien du Cabo-Ortegal, quelques Graptolites déterminés par S. WILLEFERT comme :

Rastrites linnaei Barr.
et *Monograptus balli* Barr.,

c'est-à-dire qu'il s'agit de la base du Llandovery supérieur.

Dans la région de Verin (Orense), toujours sur le flanc interne de l'anticlinal de l' « Ollo de Sapo », mais 200 km plus au Sud, on trouve une série identique. La coupe du Silurien est particulièrement belle sur la route qui va de la Gudiña à Verin.

Au-dessus des quartzites armoricains, qui affleurent au Nord de la Gudiña, on trouve une puissante série de schistes. Vers le sommet nous y trouvons trouvé avec A. RIBEIRO plusieurs intercalations d'ampélites avec de nombreux Graptolites déterminés par S. WILLEFERT comme :

Monograptus priodon Bron.
Spirograptus spiralis Geinitz.,

c'est-à-dire encore une fois le Llandovery supérieur.

Le gisement de Servoy, situé plus à l'Est, a donné des Graptolites de même âge.

Au-dessus de cette série essentiellement schisteuse, on trouve en succession normale une puissante série de quartzites grossiers, parfois microconglomératiques ou même conglomératiques, tout à fait identiques à ceux de la côte Nord de Galice. Nous avons rencontré dans ces quartzites des pistes du genre *Cruziana*, mais très mal conservées. Il ne s'agit pas cependant des quartzites armoricains, car leur faciès est très différent et leur position structurale exclut un âge arenig.

Au-dessus on retrouve une série de schistes verdâtres et lie-de-vin intercalés de lydiennes et de tufs rhyolitiques qui se développe vers l'Est au Portugal. Dans les lydiennes, A. RIBEIRO a trouvé des Graptolites qui semblent encore appartenir au Llandovery (A. RIBEIRO et al., 1965).

On aurait donc dans ce domaine interne de l'anticlinal de l' « Ollo de Sapo » une puissante série silurienne dont le sommet est caractérisé par un volcanisme rhyolitique important. Signalons que toute cette série avait été attribuée dans le Tras os Montes au Cambrien jusqu'à la découverte récente de Graptolites par A. RIBEIRO et ses collaborateurs.

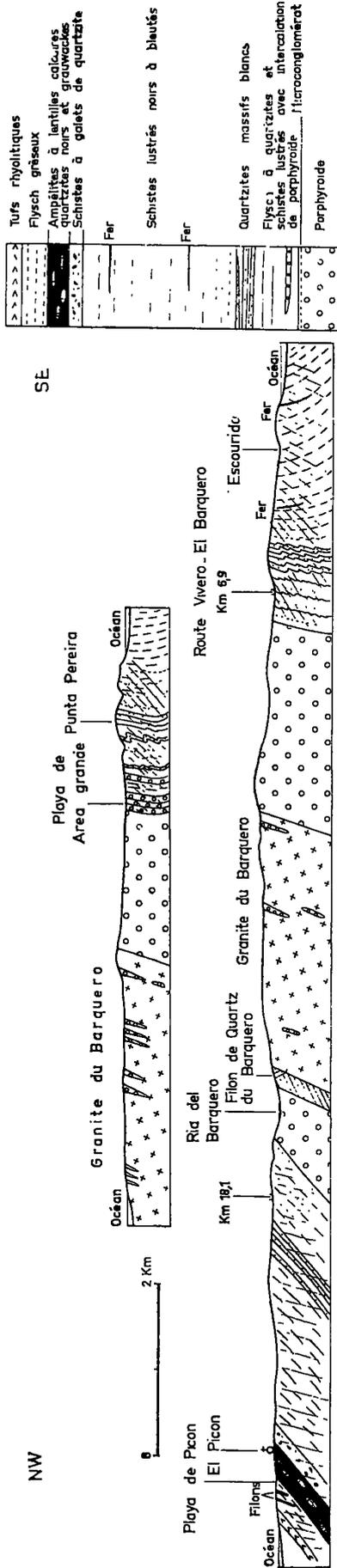


Fig. 16. — Coupes de l'anticlinal du Barquero (extrémité Nord de l'anticlinal de l'« Ollo de Sapo »).

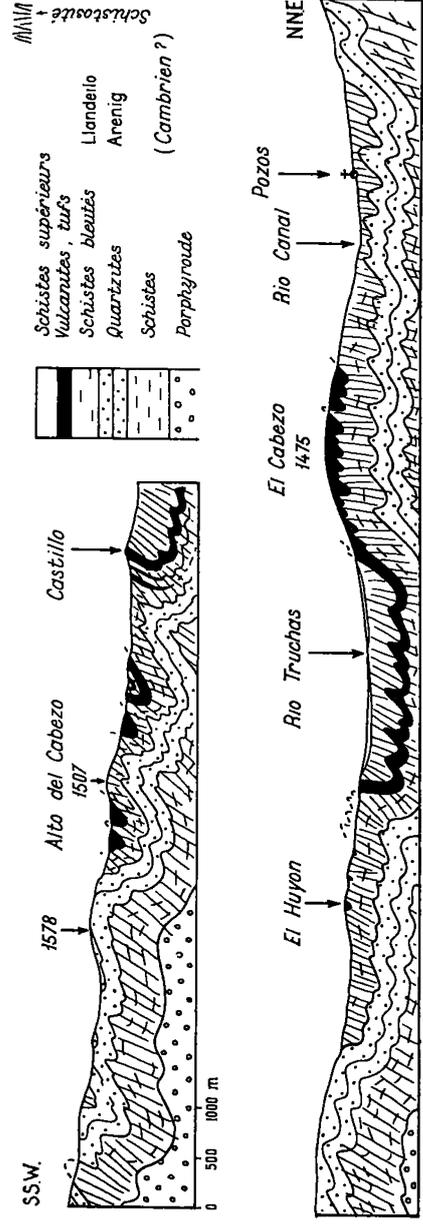


Fig. 17. — Coupes du synclinal de Truchas montrant la place du volcano-sédimentaire acide dans la série ordovicienne.

2) Le domaine interne de la zone IV.

Le domaine interne de la zone IV, de même que la zone V, ne fait pas partie du domaine étudié.

La partie septentrionale galicienne de la zone IV a été étudiée du point de vue pétrographique par I. PARGA-PONDAL et E. DEN TEX et ses élèves.

La partie méridionale portugaise (Tras os Montes) a été principalement étudiée par A. RIBEIRO et ses collaborateurs.

Ce domaine doit son originalité à la présence de plusieurs massifs (Cabo-Ortegal, loppolite de Santiago, Morais, Bragança) de roches basiques très métamorphiques (amphibolites, élogites, pyroxénites à grenats, granulites), attribuées en Galice (E. DEN TEX et D. E. VOGEL, 1962) au Précambrien. En fait, comme tous ces massifs sont en contact tectonique avec les roches sédimentaires datées qui les entourent, leur âge est délicat à établir. Nous le discuterons plus en détail au chapitre IV.

La partie septentrionale de ce domaine est très métamorphique et en grande partie occupée par des granites. La partie méridionale (Tras os Montes) est moins métamorphique, un peu moins granitisée, et la succession stratigraphique peut y être établie à l'aide de fossiles.

Mis à part la présence de massifs de roches basiques précambriennes, la série n'est guère différente de la partie externe (zone de l'anticlinal de l'« Ollo de Sapo »). La base de la série est toujours en effet constituée par des gneiss œillés de type « Ollo de Sapo » (Ph. MATTE et A. RIBEIRO, 1967).

Elle s'en distingue seulement par l'apparition, entre le substratum gneissique et l'Arenig inférieur, d'une série connue au Portugal sous le nom de complexe schisto-grauwacke anté-ordovicien. Cependant cette série ne se développe et ne s'individualise vraiment bien que plus au Sud et à l'Ouest dans la zone V.

ZONE V :

Comme dans la partie interne de la zone IV, rien n'est daté paléontologiquement dans la partie galicienne de la zone V. On retrouve un complexe de roches basiques (amphibolites, élogites) et de gneiss œillés préhercyniens (H. N. A. PRIEM et al., 1966) que I. PARGA-PONDAL a nommé « complexo

antiguo » et qu'il considère comme représentant les plus anciennes roches de cette région.

La couverture épi ou mésozonale (schistes, grauwackes, quartzites, ampélites) de ce complexe a été considérée par E. DEN TEX (1965) et P. FLOOR (1965) comme précambrienne.

Cependant, par comparaison avec la partie portugaise de cette zone, moins métamorphique, il n'est pas interdit de penser qu'une grande partie de cette couverture, attribuée au Précambrien, est en fait paléozoïque.

Le Nord-Ouest du Portugal est relativement mieux connu au point de vue stratigraphique ; néanmoins la plus grande partie de cette zone est occupée par des granites et par une puissante série connue au Portugal sous le nom de complexe schisto-grauwacke, d'âge très discuté. Une surface beaucoup plus réduite est occupée par les terrains paléozoïques datés depuis l'Ordovicien inférieur jusqu'au Carbonifère.

Le problème du complexe « schisto-grauwacke ».

Cette série ne se développe et ne s'individualise bien qu'au Sud-Ouest d'une ligne Pontevedra-Chaves-Fermoselle. Elle occupe en fait tout le centre du Portugal et se prolonge dans tout le centre de l'Espagne au Sud de la Sierra de Guadarrama.

C'est une puissante série de schistes finement rubanés de grès ou de grauwackes, avec des passées d'arkoses, de microconglomérats et même de conglomérats vers le sommet. Vers la base on trouve quelques couches de calcaires généralement métamorphiques (marbres) parfois très importants (plus de 30 m).

L'âge de cette série a été très discuté. NERY-DELGADO (1899) l'a d'abord rangée dans le Cambrien, puis dans l'Algonkien (1907). P. SCHMIDT-THOME (1945) et C. TEIXEIRA (1954, 1955, 1959) et L. J. G. SCHERMERHORN (1955) pensent qu'elle représente à la fois l'« Infracambrien » et une partie du Cambrien. F. LOTZE (1945) estime qu'elle a un « habitus » cambrien. Elle était en tout cas considérée comme azoïque jusqu'à ce que l'on y rencontre une faune de grands *Lingulellinae* qui font pencher pour un âge cambrien (C. TEIXEIRA, A. RIBEIRO et L. C. DA SILVA, 1964).

Le seul fait bien établi est qu'elle est recouverte, souvent avec un conglomérat de base (C. TEIXEIRA, 1954) et parfois en discordance angu-

laire (A. RIBEIRO et al., 1962), par une série de l'Ordovicien inférieur.

Des études récentes nous ont permis avec A. RIBEIRO d'observer pour la première fois la base de cette puissante série (Ph. MATTE et A. RIBEIRO, 1967). Il s'agit de gneiss œillés toujours très métamorphiques (zone de la sillimanite), tout à fait semblables à la série porphyroïde « Ollo

de Sapo » de la zone IV. Ce substratum gneissiqueaffleure notamment sur la côte près de Porto, et près de Salamanque (granites orthogneissiques schistosés de P. SCHMIDT-THOMÉ, 1945).

Une coupe du Nord au Sud au niveau du Rio Douro (fig. 18) permet de voir que le complexe schisto-grauwacke s'intercale entre l'Arenig et le substratum gneissique.

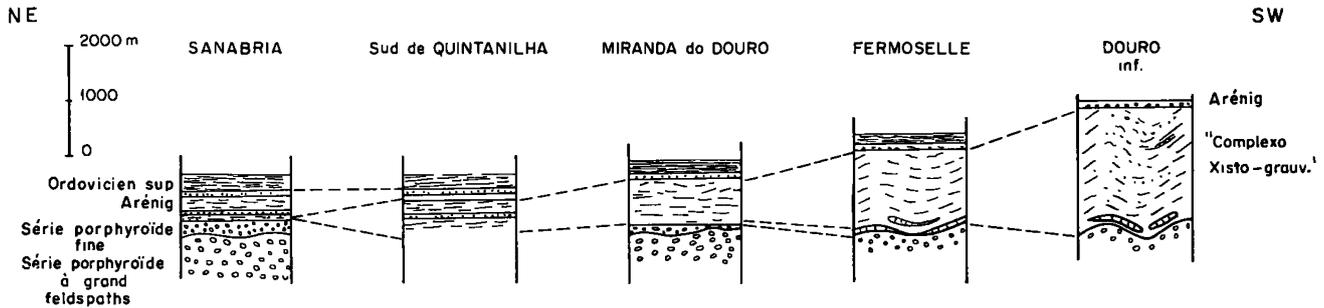


Fig. 18. — Coupes au niveau du Rio Douro au Sud de l'anticlinal de Sanabria montrant la position du complexe schisto grauwacke anté-ordovicien.

Par son faciès, notamment la présence de couches calcaires à la base, et sa position, le complexe schisto-grauwacke peut être raisonnablement considéré comme représentant le Cambrien qui, absent dans la zone IV, apparaît progressivement vers le Sud-Ouest. En effet, du point de vue lithologique le complexe schisto-grauwacke est très différent du Précambrien schisto-gréseux des zones I et II où l'on n'a jamais signalé en particulier de couches calcaires. Nous verrons de même au chapitre VI qu'il est assez différent des séries schisteuses attribuables au Précambrien dans le Sud du Portugal.

La série paléozoïque datée.

La série paléozoïque datée du Nord-Ouest du Portugal est légèrement différente de celle de la zone IV.

Le trait le plus marquant est la présence fréquente à la base de l'Arenig d'un conglomérat de base parfois très puissant (A. RIBEIRO et al., 1962).

L'Arenig (schistes et quartzites à Cruziana) est identique à celui de la zone IV.

L'Ordovicien supérieur et le Silurien sont assez complets.

Le Llandeilo, assez épais (1 000 m environ), est bien daté dans la région de Porto (anticlinal de Valongo) par une riche faune de Graptolites et de Trilobites (C. TEIXEIRA, 1955).

On trouve ensuite des schistes grauwackes et quartzites attribuables au Caradoc.

Au-dessus viennent des ampélites et des lydiennes à Monograptus allant depuis le Llandovery jusqu'au Ludlow.

Cette série est recouverte par des schistes argileux et des grès fossilifères du Dévonien inférieur (P. PRUVOST, 1914).

On trouve, au-dessus, du Westphalien supérieur largement discordant sur son substratum plissé avec un conglomérat de base à galets de mica-schistes et de granites (C. TEIXEIRA, 1957), puis du Stéphanien également discordant.

IV. — Corrélations des diverses séries précambriennes du Nord-Ouest de l'Espagne.

Si la présence d'affleurements de Précambrien est bien établie dans le Nord-Ouest de la Péninsule (fig. 19), la question des relations entre les diverses séries attribuables au Précambrien est plus délicate.

En effet, on n'observe presque jamais directement les rapports de ces séries entre elles. Dans les zones externes on trouve, sous le Cambrien inférieur, un Précambrien schisto-gréseux ; plus à l'Ouest et au Sud-Ouest, l'Ordovicien est directement transgressif sur un Précambrien porphyroïde.

Dans cette même zone, on rencontre des massifs de roches essentiellement basiques méso et catazonales, elles aussi attribuables au Précambrien mais en contact tectonique avec le Silurien. Ce n'est donc qu'indirectement que l'on peut établir les rapports entre ces diverses séries.

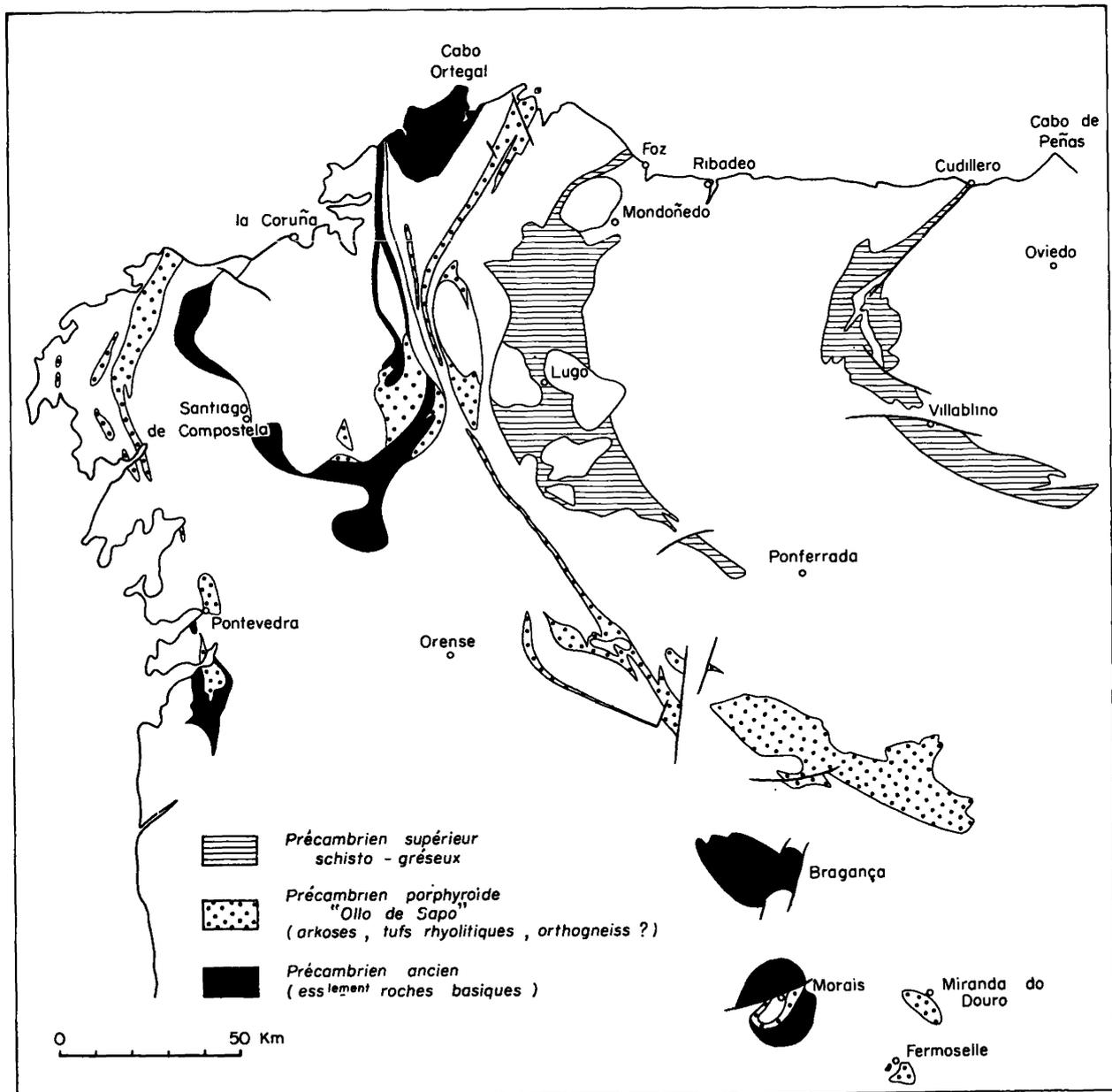


Fig. 19. — Répartition des terrains précambriens dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique.

A) Rapports entre le Précambrien schisto-gréseux et le Précambrien porphyroïde plus interne.

Ni dans l'anticlinal du Narcea, ni dans le dôme de Lugo-Villalba, on ne voit le substratum du Précambrien schisto-gréseux. En effet, il est difficile d'assimiler, comme l'a fait F. LOTZE (1945), les quelques intercalations de tufs rhyolitiques que l'on trouve dans la série du Narcea (Cudillero), à l'épaisse série de porphyroïdes à grands feldspaths de type « Ollo de Sapo », de la zone IV.

Les soi-disant « migmatites » décrites par N. LLOPIS LLADO et J. A. MARTINEZ-ALVAREZ (1961), à Pola de Allande, sont en réalité des granodiorites à amphibole, schistosées (Ph. MATTE, 1967, à paraître) par la phase 1. Elles ne représentent certainement pas un socle antérieur à la série du Narcea, mais paraissent plutôt intrusives dans cette série.

D'autre part, dans le Nord-Ouest de la Péninsule, quand on trouve de l'« Ollo de Sapo », on ne trouve pas de Précambrien schisto-gréseux.

Ce n'est donc qu'indirectement que l'on peut déduire les relations de ces deux types de Précambrien.

Nous pensons que le socle granitique dont résulte l'« Ollo de Sapo » est antérieur au Précambrien schisto-gréseux.

En effet, on ne trouve pas dans le Précambrien schisto-gréseux de Galice et des Asturies de granites préhercyniens intrusifs de type porphyroïde.

On ne trouve jamais non plus de séries schisto-gréseuses sous le Précambrien porphyroïde.

Par conséquent, l'« Ollo de Sapo » est :

- soit l'équivalent partiel du Précambrien schisto-gréseux ;
- soit le substratum de celui-ci.

Cette dernière hypothèse paraît confirmée par la comparaison avec le Sud de la Péninsule où l'on trouve, sous une série schisto-gréseuse attribuable au Précambrien, une série porphyroïde comparable à l'« Ollo de Sapo » de Galice.

B) Rapports entre le Précambrien porphyroïde et le Précambrien basique méso ou catazonal.

Dans la partie interne de la zone IV, en plus du Précambrien porphyroïde, on trouve des roches très métamorphiques (gneiss, micaschistes, granu-

lites), souvent basiques (éclogites, pyroxénites à grenats, amphibolites à grenat) et même ultrabasiqes (serpentinites, péridotites). Ces roches forment trois massifs principaux : celui du Cabo Ortegal dans le Nord de la Galice et ceux de Bragança et de Morais dans le Nord-Est du Portugal (Tras os Montes). On peut y rattacher aussi en partie la ceinture de roches basiques située à l'Est de St-Jacques-de-Compostelle et connue sous le nom de lopolithe (I. PARGA-PONDAL, 1954) (mais en partie seulement, car certaines roches basiques de ce complexe sont considérées par E. DEN TEX et ses élèves comme des intrusions d'âge hercynien).

De nombreux faits paraissent indiquer qu'il s'agit de Précambrien plus ancien que le Précambrien porphyroïde :

1° D'abord ces roches ne s'intègrent pas dans la série stratigraphique normale de la zone IV où l'on ne connaît pas depuis le Précambrien porphyroïde jusqu'au Gothlandien de série basique comparable.

2° De plus, le degré de métamorphisme de ces roches indique une origine très profonde (Cl. ALLEGRE et al., 1967) et de nombreux auteurs pensent que ce métamorphisme est antéhercynien, probablement d'âge précambrien (E. DEN TEX et D. E. VOGEL, 1962 ; P. FLOOR, 1966, M. R. PORTUGAL, 1965).

L'hypothèse de ce métamorphisme précambrien repose sur les arguments suivants :

- rétro-morphose des roches basiques mésozonales ou catazonales (éclogites, granulites) dans le faciès amphibolite ou schiste vert. En particulier amphibolitisation des éclogites (D. E. VOGEL, 1965) ;
- présence de minéraux reliques (grenats, biolites, quartz, amphiboles) soulignant une schistosité préexistante dans les métablastes de plagioclase (P. FLOOR, 1965, 1966) ;
- présence dans l'extrême Ouest de Galice et autour de vieux granites gneissiques, d'auroles thermo-métamorphiques qui se superposent au métamorphisme plus ancien des sédiments encaissants (P. FLOOR, 1965, 1966 ; E. DEN TEX et P. FLOOR, 1966).

Si le dernier argument est de poids, les deux premiers ne sont pas définitifs. En effet, métamorphisme et rétro-morphose peuvent être deux événements hercyniens, et on connaît en Galice

orientale des roches qui à l'Hercynien ont été métamorphosées dans les plus hauts degrés du faciès amphibolite almandin puis rétromorphosées dans le faciès schiste vert. Cette rétromorphose, très générale en Galice orientale et liée au soulèvement de la chaîne, a été accentuée là où les déformations postérieures au paroxysme du métamorphisme hercynien ont été les plus intenses.

D'autre part, la cristallisation de feldspaths, postérieurement à d'autres minéraux de métamorphisme tels que grenat ou amphibole, a pu se faire lors d'un même cycle, par exemple au cours d'une migmatisation tardi-métamorphique.

3° Du point de vue tectonique, tous ces massifs sont en contact anormal avec le Silurien qu'ils chevauchent.

Pour expliquer cette position, deux hypothèses radicalement opposées ont été envisagées :

Ce Précambrien a été considéré en effet soit comme enraciné sur place et extrusif dans sa couverture (E. DEN TEX et D. E. VOGEL, 1962), soit comme lambeaux d'une gigantesque nappe de charriage (A. RIBEIRO et al., 1964 ; P. M. ANTHONIOZ, 1967). Nous avons dernièrement opté pour la première solution et montré toutes les difficultés que soulevait l'hypothèse « nappe » (Ph. MATTE et A. RIBEIRO, 1967). Cette question sera envisagée avec plus de détail dans la deuxième partie de cet ouvrage.

4° Enfin ces roches basiques et ultrabasiqes sont recouvertes, semble-t-il en discordance³, dans le massif de Morais par des gneiss œillés à biotite et grenat comparables à la série porphyroïde « Ollo de Sapo » que l'on trouve tout autour sous l'Ordovicien et le Cambrien. Ils s'en distinguent toutefois par le fait qu'ils sont moins épais (200 à 500 m) et qu'ils contiennent beaucoup moins de feldspaths potassiques. Même si ces gneiss œillés ne représentent pas l'équivalent exact de la formation « Ollo de Sapo », ils semblent former un niveau, probablement d'origine arkosique assez constant dans toute la partie interne de la zone IV.

À l'Est de Saint-Jacques-de-Compostelle, ils occupent en effet une position identique, au-dessus d'une série basique polymétamorphique, et sont recouverts ici comme là par des micaschistes (micaschistes de Ordenes et de Lagoa qui évoquent le complexe schisto-grauwacke.

En résumé, la nature du Précambrien est complexe dans le Nord-Ouest de la Péninsule puisque l'on y trouve des roches sédimentaires ou volcano-sédimentaires plus ou moins plissées avant le Cambrien, des roches plutoniques ou qui en dérivent directement et probablement aussi des roches métamorphiques (fig. 20).

La présence d'un socle précambrien cristallin à l'affleurement, bien que depuis toujours contestée par F. LOTZE, paraît indubitable. L'influence de

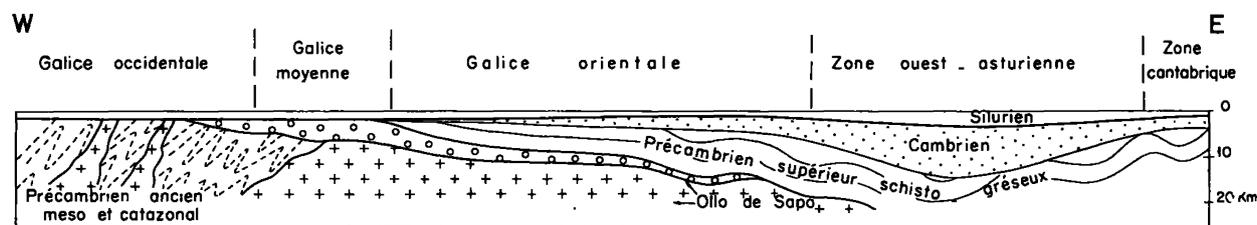


Fig. 20. — Schéma montrant les rapports entre les différentes séries précambriennes du Nord-Ouest de l'Espagne.

ce socle se manifeste d'ailleurs clairement par la diminution d'épaisseur vers l'Ouest du Cambrien qui arrive à manquer totalement dans la presque totalité de la zone IV et par son incidence sur le métamorphisme hercynien (deuxième partie, chapitre V).

Néanmoins, seule une étude géochronologique

permettra de se faire une idée plus précise des relations entre ces différents types de Précambrien et d'essayer de reconstituer l'allure des chaînes précambriennes.

³ Nous considérons que ce contact est stratigraphique et non tectonique comme le pense P. M. ANTHONIOZ (1965).

V. — Comparaison avec les séries paléozoïques et anté-paléozoïques des régions voisines : Péninsule ibérique, France et Sardaigne.

Il existe beaucoup d'analogies entre les séries du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique et celles du centre (Sierra de Guadarrama, Chaînes Celtibériques, Cordillère Centrale). En effet, cette région centrale n'est que le prolongement vers l'Est des différentes zones que nous venons d'étudier (fig. 21).

Cependant la zone médiane, galaïco-castillane, n'est pas un axe de symétrie parfait et les séries du Sud de la Péninsule sont assez différentes de celles du Nord-Ouest.

En France, c'est la Montagne Noire qui offre le plus d'analogies avec le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique, puis la zone axiale des Pyrénées et le massif des Maures.

Mis à part quelques analogies pour le Précambrien, c'est en fin de compte le Massif Armoricain qui ressemble le moins au Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique.

La Sardaigne ressemble plutôt à la région des Chaînes Celtibériques, mais on n'y voit malheureusement pas la base de la série paléozoïque.

A) Péninsule ibérique.

SIERRA DE LA DEMANDA.

La Sierra de la Demanda est un massif essentiellement paléozoïque situé au Sud-Est de Burgos, isolé au milieu du Tertiaire de la Meseta.

La série est à peu de chose près identique à celle de la zone II du domaine étudié :

Au-dessus d'un Précambrien schisteux (Série d'Anguiano) comparable à celui du Narcea, on trouve en discordance (F. LOTZE, 1961), et débutant par un puissant conglomérat de base (A. WIENANDS, 1964), un Cambrien complet, épais (3 à 4 000 m), où le Cambrien supérieur paraît être représenté (M. COLCHEN, 1967) et dont le faciès paraît intermédiaire entre celui des zones I et II.

— Dans la partie supérieure de la série, M. COLCHEN (1964) a décrit une série conglomératique peut-être légèrement discordante, qu'il attribue à l'Ordovicien.

— On trouve au-dessus, directement en discordance, le Westphalien (M. COLCHEN, 1960, 1964, 1965 ; M. COLCHEN et R. H. WAGNER, 1967).

CHAÎNES CELTIBÉRIQUES.

Plus au Sud-Est, dans les Chaînes Celtibériques, on retrouve une série en gros identique à celle de la Demanda, bien qu'au point de vue tectonique la partie Nord-Est de cette région paraisse plus externe. Au-dessus d'un Précambrien schisteux (Série de Paracuellos) on trouve en discordance (F. LOTZE, 1961-1965) un Cambrien complet et épais (plus de 3 000 m) débutant par des conglomérats et des quartzites (Série de Bamboła). L'Arenig est ici légèrement discordant. On trouve, au-dessus des quartzites armoricains, un Silurien complet (depuis le Llandeilo jusqu'au Downton) qui s'apparente à la fois aux types des zones II et III du domaine étudié.

Le Dévonien d'extension moindre est représenté par des séries schisto-gréseuses, grauwackeuses et calcaires jusqu'au Dévonien moyen. On trouve au-dessus quelques petits affleurements de Carbonifère sans doute discordant (F. LOTZE, 1929) mais mal daté (Carbonifère supérieur).

CORDILLÈRE CENTRALE.

Cette région cristalline qui s'étend autour de Madrid et qui comprend la Sierra de Guadarrama, la Sierra de Gredos et les Monts de Tolède est très mal connue. Néanmoins, malgré l'intensité de la granitisation et du métamorphisme hercyniens, on peut y reconnaître le prolongement des zones IV et V.

Dans la partie Nord de cette région, immédiatement au Sud-Ouest de la Demanda et des Chaînes Celtibériques, à Fuentelcesped, et surtout à la Bodera-Hiendelaencina, on retrouve un Précambrien constitué de gneiss porphyroïdes absolument identiques à la série « Ollo de Sapo » de Galice (I. PARGA-PONDAL, Ph. MATTE et R. CAPDEVILA, 1964). Notons cependant que F. LOTZE, contre toute raison, persiste à croire (1929-1965) que ces roches dérivent du métamorphisme de sédiments pélitiques siluriens. On trouve au-dessus de ces formations une série schisteuse réduite (500 m), couronnée par les quartzites armoricains. Au sommet de la série schisteuse, j'ai remarqué la présence de lentilles conglomératiques qui seraient

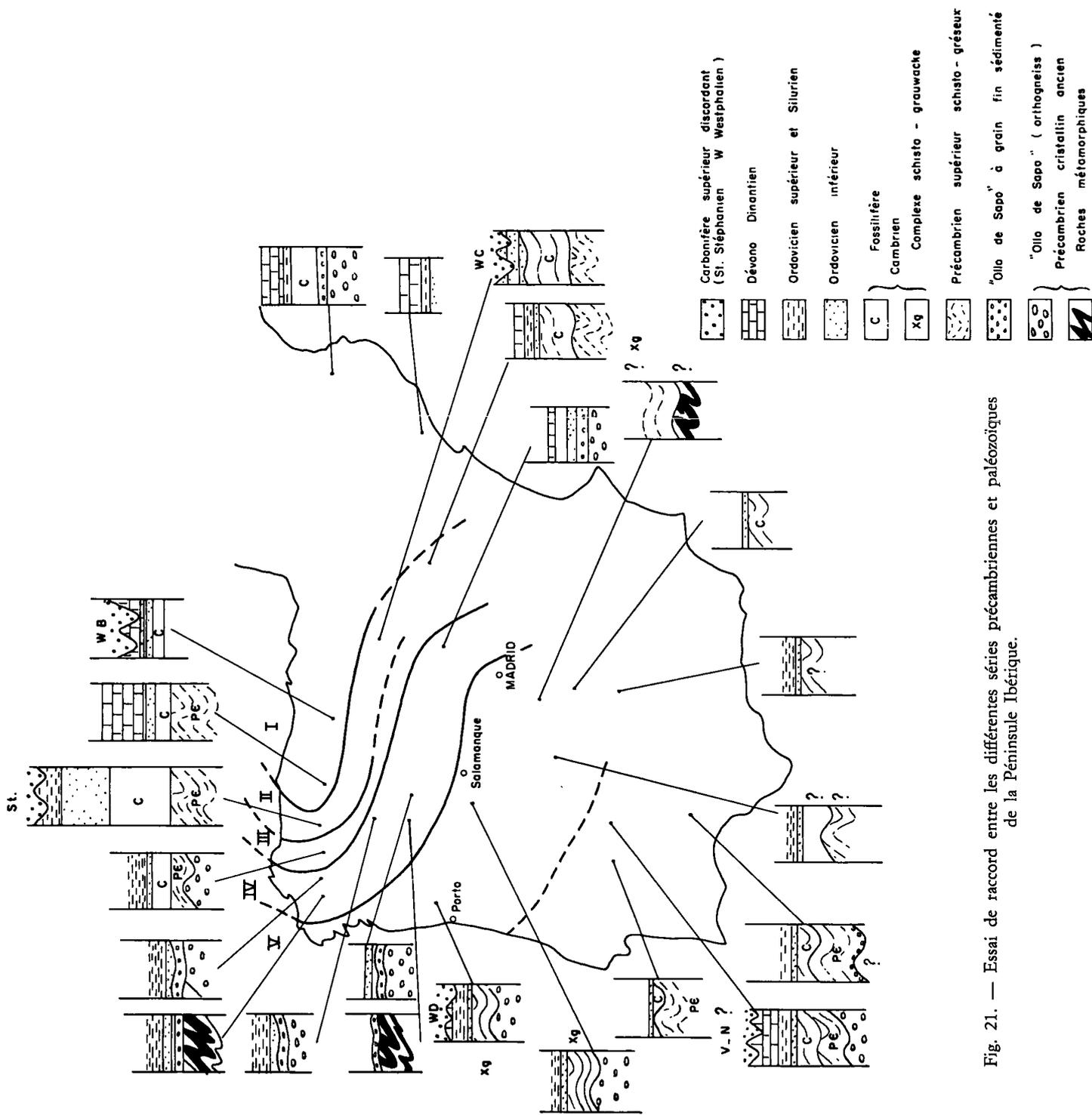


Fig. 21. — Essai de raccord entre les différentes séries précambriennes et paléozoïques de la Péninsule Ibérique.

peut-être déjà attribuables à la phase de bombements anté-ordovicienne bien marquée plus au Sud-Ouest.

Au Sud-Ouest d'une ligne Fermoselle - Salamanca - Torrelaguna, à la base de la série schisteuse et parfois au contact des gneiss ceillés, on voit s'intercaler des lentilles calcaires qui représentent sans doute le Cambrien moyen ou inférieur (partie inférieure du complexe schisto-grauwacke de la zone V).

SUD DE LA PÉNINSULE IBÉRIQUE.

L'évolution du géosynclinal andalou est complexe : nous n'en donnerons que les grandes lignes.

Le Précambrien.

Au Sud des chaînes centrales, le Précambrien est mal défini : F. LOTZE (1945-1965) décrit deux séries, série de Huelva à la base et série de Valcasa au sommet qu'il attribue au Précambrien et qu'il compare respectivement aux porphyroïdes de la zone IV de Galice (F. LOTZE, 1945), et au Précambrien ouest-asturien. Malheureusement, là où elles sont définies, il n'est pas du tout certain que ces séries appartiennent au Précambrien :

A Valcasa et plus au Sud-Est dans la vallée de l'Alcudia, l'Arenig est discordant sur une puissante série schisto-grauwackeuse (E. BOUYX, 1964) qui rappelle plutôt par le faciès le complexe schisto-grauwacke du centre du Portugal et de la région de Salamanca. Notons cependant que dans cette région, K. REDLIN (1956) décrit deux discordances. L'une à la base de l'Arenig, l'autre plus bas, la série intermédiaire pouvant représenter le Cambrien et la plus basse (schistes grauwackes et grès) le Précambrien. Mais rien n'est daté à cet endroit. Ce n'est qu'un peu plus au Nord que l'on trouve sous l'Arenig discordant, le Cambrien daté (K. WEGGEN, 1955).

Il faut aller bien plus au Sud pour voir du Précambrien certain tant en Espagne qu'au Portugal. Les travaux de J.-P. BARD (1965, 1967) et de quelques chercheurs portugais non encore publiés mais résumés récemment par le professeur C. TEIXEIRA (Congrès de Chaves, 1967, à paraître) permettent de préciser les problèmes. Sous le Cambrien inférieur daté (calcaire au sommet, arkoses et grès à la base), on trouve aussi bien au Portugal (Elvas-Estremoz) qu'en Espagne (environs de Badajoz) une puissante série de schistes,

grauwackes, tufs, lydiennes et lentilles de calcaires siliceux. Vers la base s'intercalent des tufs rhyolitiques et des arkoses et on passe finalement à des porphyroïdes homogènes à grain fin qui rappellent beaucoup la partie supérieure de l' « Ollo de Sapo » de Galice. Le contact de cette puissante série avec le Cambrien est, semble-t-il, discordant et jalonné par un conglomérat de base polygénique à galets bien roulés qui remanie tous les éléments de la série sous-jacente. Il s'agit donc d'une discordance relativement importante. Tout à fait à la base de cette série que l'on peut attribuer au Précambrien supérieur, J.-P. BARD (1967) trouve des orthogneiss issus de granites de type « rapakiwi » qui pourraient peut-être représenter le socle en place (à Bodonal, Arroyomolinos, etc.).

Plus au Sud, dans la région de Séville (W. SIMON, 1951 ; W. FRICKE, 1941), on trouve sous le Cambrien inférieur daté d'Alanis, et séparée de celui-ci par des arkoses, une série (série de Malcocinado) qui pourrait être l'équivalent du Précambrien schisto-gréseux de Badajoz. La base de cette série (couches de Tambor), conglomératique, est remarquable par le fait qu'elle contient des galets de cristallin. Le substratum lui-même n'est malheureusement pas connu dans cette région.

En résumé, on trouve dans le Sud de la Péninsule Ibérique un Précambrien supérieur comparable à celui du Nord, encore que de faciès légèrement différent (présence de lentilles calcaires et de lydiennes). Cette série est comme dans le Nord plus ou moins plissée avant le Cambrien.

A la base de cette série on trouve une formation comparable à l' « Ollo de Sapo » de Galice avec des couches arkosiques et volcano-sédimentaires au sommet et peut être à la base des orthogneiss en place dérivant de granites porphyroïdes.

Le Paléozoïque.

La série paléozoïque du Sud de la Péninsule se caractérise surtout par :

- 1° un volcanisme basique, spilitique au Cambrien moyen et au Silurien (J.-P. BARD, 1965, 1966 ; J. FABRIES, 1965) ;
- 2° la discordance systématique de l'Arenig sur son substratum ;
- 3° la présence de mouvements importants à partir du Dévonien.

Le Dévonien est de faciès très variable, caractérisé par la présence de vulcanites acides.

Le Carbonifère inférieur (Viséen à Westphalien inclus) est marin comme dans la zone I du Nord-Ouest de la Péninsule.

D'après J.-P. BARD (1965), la tectonique majeure et le métamorphisme seraient plus anciens que dans le Nord-Ouest de la Péninsule et d'âge au moins anté-Westphalien et peut-être anté-Viséen.

B) France.

C'est dans le Sud de la France (Montagne Noire, Cévennes, zone axiale des Pyrénées et Maures) que les séries paléozoïques et précambriennes offrent le plus d'affinités avec le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique.

On trouve en particulier sous le Paléozoïque plus ou moins bien daté un socle précambrien, constitué de gneiss porphyroïdes tout à fait comparables à ceux qui forment le substratum des zones IV et V du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. Ce socle qui affleure dans les Pyrénées, la Montagne Noire, les Cévennes et les Maures est le plus souvent engagé dans de grands plis couchés de style pennique, notamment dans les Pyrénées (G. GUITARD, 1964) et peut-être dans la zone axiale de la Montagne Noire (F. ARTHAUD, M. MATTAUER, F. PROUST, 1966).

MONTAGNE NOIRE.

Le Paléozoïque n'a été bien daté que dans la Montagne Noire (THORAL, 1955) malgré la complexité tectonique.

Dans le versant Sud, la série n'est connue qu'à partir du Cambrien inférieur. Le Cambrien est tout à fait comparable à celui des zones II et III de Galice, tant du point de vue des faciès que des épaisseurs.

Série de Marcory = Série de Candana.

Série de Pardailhan = couches de Barrios à Dolerolenus.

Calcaire à *Archaeocyathus* = calcaire de Vega-deo, surmonté ici comme là de calcschistes à *Paradoxides*.

Série de Barroubio = Série de Cabos.

Notons que des découvertes récentes (F. BOYER et R. GUIRAUD, 1964) viennent de montrer que la série de Barroubio est presque entièrement d'âge

acadien et que le Trémadoc (couches rouges à Euloma) repose sur l'Acadien supérieur.

Dans le versant Nord, la base de la série de Marcory, qui comprend des schistes et des tufs rhyolitiques (blaviérites), repose sur un socle granitique précambrien.

Dans la zone axiale, ce socle est sans doute en grande partie recouvert d'arkoses.

On trouve, au-dessus, une épaisse série schisteuse d'âge indéterminé (Schistes X) qui représente soit un Précambrien schisteux, soit un Cambrien condensé.

Dans la plus grande partie de la Montagne Noire, le Silurien et même le Dévonien inférieur sont transgressifs et parfois légèrement discordants sur leur substratum (M.-F. BOULANGER et F. BOYER, 1964). Ces mouvements sont sans doute l'équivalent de ceux observés au niveau du Wenlock dans la zone III de Galice.

Comme en Asturies, le Viséen à faciès « Culm » est antérieur à la phase tectonique majeure. Le Westphalien n'est pas représenté et les terrains paléozoïques plissés sont recouverts directement par le Stéphanien discordant.

PYRÉNÉES ORIENTALES ET CENTRALES.

Le substratum antépaléozoïque de cette région est constitué par des gneiss, généralement ceillés, considérés comme un socle Précambrien d'origine principalement granitique (G. GUITARD, 1963). Ce socle granitique qui affleure dans plusieurs massifs sous forme de dômes : Roc de France, Canigou, Agly, Carança, Aston, Hospitalet (Carte Azopro, 1958), vient d'être daté (en roche totale par isochrones) à 980 M A dans le Massif de l'Agly (A. VITRAC-MICHARD, 1968).

Il est généralement recouvert comme en Espagne par des gneiss fins, qui représentent d'anciennes arkoses et tufs rhyolitiques (gneiss G 1 de G. GUITARD).

On trouve au-dessus une puissante couverture paléozoïque essentiellement schisteuse, subdivisée en deux par P. CAVET (1957) :

— A la base, la série de Canaveille contient des intercalations calcaires (G. GUITARD, Thèse ; P. CAVET, 1951) et des passées de gneiss « granulés » acides d'origine volcano-sédimentaire (G. GUITARD, Thèse). Elle a été rapportée au Cambrien (P. CAVET, 1957).

— Au sommet, la série de Jujols, plus quartzitique et surmontée par l'Asghill fossilifère, représenterait l'Ordovicien inférieur. On trouve au-dessus de l'Asghill, du Gothlandien et du Dévonien assez complet dont le sommet (Frasnien, Famennien) est représenté par des « Griottes » à Goniatites. Le Carbonifère inférieur comprend des lydiennes à la base, surmontées d'une puissante série schisto-gréseuse de faciès « Culm ». Le Dévono-Carbonifère est par conséquent tout à fait identique à celui de la Montagne Noire.

MAURES.

Bien que la série paléozoïque soit mal datée dans les Maures, on trouve une succession semblable à celle des Pyrénées. Au-dessus de gneiss œillés semblables à ceux du Canigou ou de la zone axiale de la Montagne Noire, on observe une puissante série schisto-gréseuse épi à mésozonale plissée isoclinale (F. ARTHAUD et Ph. MATTE, 1966) qui pourrait représenter le Cambrien. Une couche d'amphibolites s'intercale parfois entre les gneiss et cette série dont le sommet a fourni des Graptolites près de Hyères (SCHOELLER, 1938).

MASSIF ARMORICAIN.

Le Précambrien.

J'ai dernièrement souligné (Ph. MATTE, 1967) les ressemblances entre le Précambrien du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique et celui du Massif Armoricaïn, en particulier présence dans les deux cas d'une phase de plissement cadomienne accompagnée de la mise en place de granites d'âge comparable. On doit cependant faire un certain nombre de restrictions⁴ :

— Ainsi le Précambrien schisto-gréseux d'Asturies et de Galice ne peut être assimilé à l'ensemble du Briovérien breton, mais seulement à sa partie supérieure. En effet, la partie inférieure du Briovérien de Bretagne est caractérisée par un volcanisme basique spilitique (J. COGNE, 1962) que l'on ne connaît pas dans le Précambrien schisto-gréseux des Asturies et de Galice.

— De plus, les séries porphyroïdes de Bretagne

n'ont ni l'épaisseur, ni l'extension de celles du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique.

— Enfin, le Pentévrien breton granodioritique n'a pas le même faciès que le Précambrien basique méso ou catazonal de la zone IV de Galice. Notons cependant que ce dernier pourrait être l'équivalent du Briovérien inférieur métamorphique de Bretagne méridionale (Baie d'Audierne). En effet, en Galice occidentale (Ph. MATTE et A. RIBEIRO, 1967) comme en Bretagne méridionale (J. COGNE, 1965), on trouve des gneiss œillés, qui paraissent d'anciennes arkoses, au-dessus de séries basiques très métamorphiques (pyroxénites, éclogites, amphibolites). La limite entre les deux formations paraît marquée ici comme là par une discordance angulaire et une saute de métamorphisme.

Le Paléozoïque.

Si l'on excepte les quartzites « armoricains » dont le faciès est relativement constant dans presque tout le Paléozoïque d'Europe méridionale et le Llandeilo dont le faciès est identique en Normandie et dans l'Ouest des Asturies (Schistes à Calymenes avec gisements de fer), la série paléozoïque de Bretagne est assez différente de celle du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique.

En effet, en Bretagne on trouve sous les quartzites armoricains, et en discordance sur le Briovérien, des séries de faciès variable (schisto-calcaires, volcano-sédimentaires ou pourprés) débutant par un poudingue de base (Poudingues de Rocreux, Sillé, Monfort, Drénaux, Sigournais). Ces séries généralement peu épaisses (50 à 500 m) ont été seulement datées en deux points : dans le Cotentin par A. BIGOT (1925) et dans le Nord-Ouest du Bocage Vendéen par P. CAVET, M. GRUET et J. PILLET (1966), comme Cambrien moyen. Ces séries pourprés, réduites, conglomératiques à la base qui dominent dans le Sud de la Bretagne, rappellent plutôt le Cambrien du Sud de la Péninsule Ibérique (Sierra-Morena) qui est, lui aussi, discordant sur une série (lydiennes, grauwackes schistes et lentilles calcaires) comparable au Briovérien supérieur breton.

Le Silurien schisteux relativement complet est surmonté généralement en concordance par le Dévonien. Ce dernier est quartzitique à la base (quartzites de Plougastel) puis schisto-calcaire. Dans le Nord de la Bretagne, cependant (Erquy, Cap Fréhel), il présente un faciès « vieux grès

⁴ Nous avons pu notamment préciser les comparaisons avec la Galice, à la suite d'une excursion, dans le Massif Armoricaïn, à laquelle J. COGNÉ a bien voulu nous convier.

rouge » (M. BONHOMME, J. COGNE, F. LEUTWEIN et J. SONNET, 1966), écho de l'orogénèse calédonienne que l'on trouve plus au Nord. Le Viséen à faciès « Culm » est souvent légèrement discordant sur son substratum, traduisant l'influence de la phase bretonne qui ne s'est cependant manifestée que par des bombements (J. COGNE, 1965).

La phase majeure de plissement et de granitisation hercynienne est post-viséenne mais anté-westphalienne (J. COGNE, Thèse), ce qui accentue encore les ressemblances avec le Sud de la Péninsule Ibérique.

C) *Sardaigne.*

La Sardaigne, comme l'a déjà fait remarquer F. LOTZE (1961), montre un Cambrien très com-

parable à celui des Chaînes Celtibériques de l'Ouest des Asturies et la Montagne Noire.

Le Cambrien inférieur est constitué :

- à la base, par une puissante série gréseuse (Arenarie) à *Olenopsis* avec des intercalations de calcaires à *Archaeocyathus* ;
- au sommet, par une série calcaire et dolomitique très épaisse.

Le Cambrien moyen est représenté par des schistes bariolés (Série de Cabitza) à *Paradoxides*.

En Sardaigne, on ne voit malheureusement ni la base, ni le sommet du Cambrien : celui-ci est en effet recouvert en légère discordance par une série conglomératique qui pourrait représenter la Caradoc (communication personnelle de F. ARTHAUD).

DEUXIEME PARTIE

TECTONIQUE

I. — Historique.

L'allure courbe des structures hercyniennes dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique a depuis longtemps intrigué les géologues puisque déjà en 1918 E. SUESS écrivait :

« Dans les Asturies il en résulte une structure particulière en cuvettes emboîtées, les terrains les plus anciens qui occupent la partie extérieure de l'arc chevauchent constamment sous forme d'écaillés les terrains plus récents de l'intérieur du bassin. »

La plupart des observations tectoniques qui ont été faites depuis cette époque concernent presque uniquement la région des Monts Cantabriques très fossilifère et exempte de schistosité, de métamorphisme et de granites, sauf en des points très limités (B. N. KOOPMANS, 1962 ; L. U. DE SITTER et D. BOSCHMA, 1966).

Dans cette région, MALLADA et BUITRAGO avaient noté, déjà en 1878, la présence de contacts anormaux entre Cambrien inférieur et Carbonifère.

Il faut cependant attendre l'œuvre de P. COMTE terminée en 1946, mais seulement publiée en 1959, pour avoir une idée de l'amplitude et de la répartition de ces chevauchements hercyniens dans le Nord de la Province de Leon. Ce travail sera la base des travaux ultérieurs sur la tectonique des Monts Cantabriques.

Actuellement, grâce aux observations récentes de nombreux auteurs, notamment J. KANIS, 1956 ; R. H. WAGNER, 1955-1959 ; L. U. DE SITTER, 1957-1962, et ses élèves ; J. A. MARTINEZ, 1962 ; M. JULLIVERT, 1965, la structure d'ensemble, et tout particulièrement la tectonique en nappes de la zone cantabrique, commence à être bien connue.

La zone étudiée, par contre, n'a fait l'objet que de travaux très anciens (Ch. BARROIS, 1882 ; W. CARLE, 1945) ou très localisés (élèves de F. LOTZE) et la structure d'ensemble est restée méconnue

jusqu'au moment où nous en avons entrepris l'étude.

Cette zone est en effet beaucoup moins fossilifère que la région des Monts Cantabriques. La lithologie est peu variée (puissantes séries monotones schisto-gréseuses) et la déformation est intense (zone entièrement située sous le front de schistosité). En outre une grande partie de ce domaine est très métamorphique (mésozone) et les granites sont relativement abondants, tout au moins dans les parties internes.

Pour entreprendre l'étude tectonique de toute cette vaste zone (20 000 km²), nous avons dû tout d'abord établir une carte d'ensemble au 1/200 000^e qui nous a permis de délimiter les grandes structures dont certaines se suivent sur près de 300 km.

Nous avons en outre utilisé la microtectonique (étude des linéations, microplis, schistosités) pour mettre en évidence les phases de plissement superposées et étudier en détail le style de plissement de chacune de ces phases.

II. — Les grands traits de la tectonique.

Dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique, l'orogénèse hercynienne a affecté tous les terrains depuis le Précambrien cristallin de Galice occidentale et du Nord du Portugal jusqu'au Dévonien-Carbonifère non métamorphique des Asturies et du Leon.

Les conditions sont particulièrement bonnes pour étudier la succession et l'évolution des événements tectoniques hercyniens. En effet, la chaîne a été profondément et inégalement érodée, ce qui permet d'observer d'Est en Ouest des étages structuraux de plus en plus profonds. De plus les déformations post-hercyniennes sont négligeables.

Les grands traits tectoniques de ce segment de la chaîne hercynienne sont les suivants :

1° Les structures hercyniennes s'incurvent en arcs plus ou moins concentriques en donnant une virgation à convexité Ouest. Cette virgation est complète dans les zones externes, incomplète dans les zones internes.

2° L'augmentation de la déformation, du métamorphisme et du plutonisme hercyniens vers l'Ouest et le Sud-Ouest, perpendiculairement aux structures, ainsi que le déversement général des plis et des nappes vers le centre de l'arc permettent de subdiviser la chaîne en zones externes (orientales) et internes (occidentales).

3° La chaîne hercynienne s'est mise en place sur un socle précambrien constitué de roches sédimentaires plissées, de roches plutoniques, et sans doute aussi de roches métamorphiques.

4° Il existe un parallélisme étroit entre les structures hercyniennes et les lignes isopaques et isopiques des terrains paléozoïques.

5° Entre l'orogénèse précambrienne et l'orogénèse hercynienne, il n'y a pas eu de plissements importants, mais seulement des mouvements épirogéniques, notamment entre le Cambrien moyen et l'Arenig (dans le Nord du Portugal) et entre l'Ordovicien et le Silurien.

6° La tectonique hercynienne se caractérise par la présence de phases de plissement superposées, aussi bien dans les zones internes que dans les zones externes.

La première phase est la plus importante : c'est elle qui a donné l'ossature de la chaîne.

Dans les zones externes (Monts Cantabriques) elle a donné des écaïlles ou des nappes à déversements convergents. Ces nappes sont de style relativement superficiel (absence de flancs inverses, schistosité et métamorphisme très légers ou absents).

Dans les zones internes (Ouest des Asturies, Galice), la première phase a donné des plis parfois couchés et de grande amplitude qui s'accompagnent toujours de métamorphisme et de schistosité et qui mobilisent parfois le socle (plis couchés de style pennique).

La deuxième phase est moins importante : c'est une phase de serrage qui a donné cependant dans les parties internes de la virgation des structures à plans axiaux subverticaux plus ou moins parallèles à celles de la première phase et qui sont les structures majeures les plus évidentes.

Les déformations hercyniennes postérieures à la deuxième phase n'ont pas donné de mégastructures dans le domaine étudié et n'ont que peu modifié l'allure acquise lors des deux premières phases de plissement.

7° Le métamorphisme hercynien a débuté avec la première phase de plissement et s'est généralement terminé avant la seconde.

Il est en majeure partie du type intermédiaire de basse pression.

8° La majorité des granites hercyniens se sont mis en place au cours de la phase 2 et après celle-ci.

III. — Les déformations antéhercyniennes dans le Précambrien supérieur et le Paléozoïque.

Nous avons déjà montré dans la partie stratigraphique que l'on pouvait distinguer plusieurs séries précambriennes et nous avons discuté les relations de ces différentes séries (fig. 20).

La série cristalline inférieure qui constitue le socle du Précambrien supérieur schisto-gréseux correspond à une ou plusieurs orogénèses précambriennes.

La tectonique de ces chaînes très anciennes n'a pas été abordée ici. En effet, la plupart des affleurements de Précambrien ancien se trouvent hors du domaine étudié et les longues recherches pétrographiques et géochronologiques qu'ils nécessitent sortent du cadre de notre étude.

Dans ce chapitre nous n'envisagerons que les déformations antéhercyniennes postérieures au dépôt du Précambrien supérieur.

L'étude de ces déformations est délicate, car elles ont été le plus souvent oblitérées par les plissements et le métamorphisme hercyniens. Cependant on peut parfois les mettre en évidence grâce à la présence de discordances angulaires, de conglomérats ou par la dispersion des linéations d'intersection de la première phase hercynienne.

Si l'on excepte le socle précambrien ancien, les déformations les plus anciennes et les plus importantes sont celles qui ont affecté le Précambrien supérieur schisto-gréseux avant le dépôt du Cambrien. Les discordances nettes que l'on observe à la base du Cambrien dans l'Ouest des Asturies semblent indiquer que le Précambrien supérieur a été affecté par de véritables plis.

Les déformations ultérieures qui ont affecté le Paléozoïque (entre Cambrien supérieur et Arenig et entre Ordovicien supérieur et Silurien) sont beaucoup moins importantes dans le domaine étudié et ne semblent correspondre qu'à des mouvements épirogéniques.

A) Les déformations du Précambrien supérieur schisto-gréseux.

1) Dans l'anticlinal du Narcea (Ouest des Asturies).

a) *La discordance angulaire entre Cambrien et Précambrien.* — Nous avons vu (chapitre II, première partie) que dans l'anticlinal du Narcea, le Cambrien était discordant sur le Précambrien. Cette discordance s'observe particulièrement bien sur le flanc externe (oriental) de l'anticlinal où la déformation hercynienne est moins intense.

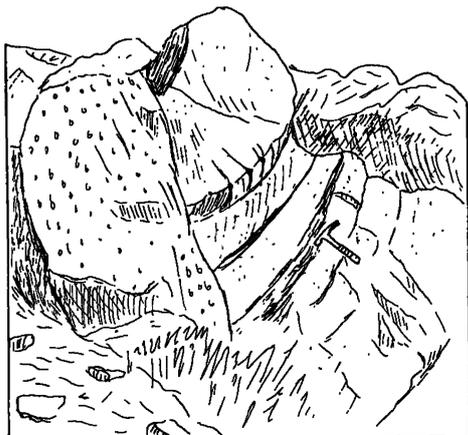


Fig. 22. — La discordance du Cambrien sur le Précambrien, sur le flanc oriental du Narcea (route de la Magdalena à Barrios de Luna). Le conglomérat de base du Cambrien est légèrement renversé et les couches précambriennes également renversées plongent plus faiblement au Nord-Nord-Est.

La discordance angulaire atteint parfois près de 90° entre le conglomérat de base du Cambrien et les couches précambriennes. C'est notamment le cas sur la route de La Magdalena (Leon) à Barrios de Luna où cette discordance a été décrite par L. U. DE SITTER (1961). Le conglomérat de base

du Cambrien est subvertical ou légèrement renversé et les couches du Précambrien sont horizontales ou plongent plus faiblement vers l'Est (fig. 22).

Dans le cœur même de l'anticlinal précambrien, la fréquence des linéations d'intersection et des axes de plis subverticaux (fig. 23) indique aussi nettement la présence de pendages anté-schisteux importants.



Fig. 23. — Pli à axe subvertical de la phase 1 dans le Précambrien de l'anticlinal de Narcea (région de Salce).

Sur le flanc occidental de l'anticlinal, la discordance est plus rarement observable à l'échelle de l'affleurement à cause de l'augmentation de la déformation (schistosité de flux) et du métamorphisme (parfois zone de la biotite) hercyniens. Le conglomérat est beaucoup plus mince et à galets beaucoup plus petits que sur le flanc oriental.

On peut néanmoins déceler la discordance en de nombreux endroits grâce à la différence de plongement des linéations d'intersection dans le Cambrien, où elles sont subhorizontales, et dans le Précambrien, où elles sont proches de la verticale. C'est le cas par exemple sur la route de Villablino à Ponferrada, km 55 (fig. 24).

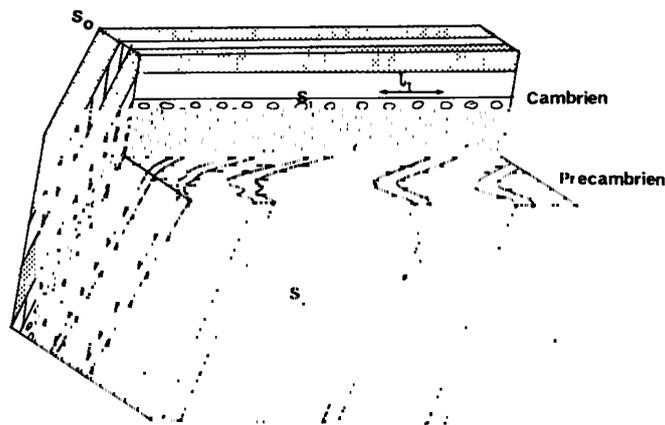


Fig. 24. — Discordance du Cambrien sur le Précambrien (route de Villablino à Ponferrada km 55).

b) *Nature des déformations précambriennes.* — Nous possédons actuellement trop peu de mesures pour connaître exactement la nature et la direction des déformations précambriennes dans l'anticlinal du Narcea.

Nous pensons néanmoins qu'il s'agissait de plis à grand rayon de courbure sans schistosité ni métamorphisme, pour les raisons suivantes :

— Sur le flanc oriental de l'anticlinal, le Précambrien lui-même n'est pas métamorphique à tel

point qu'on y reconnaît encore parfaitement bien les critères de polarité sédimentologiques (stratifications entrecroisées, « load cast », etc.).

— D'autre part, la schistosité qui affecte le Précambrien (schistosité de fracture assez fruste) traverse le conglomérat de base et se retrouve dans les interbanco schisteux de la base du Cambrien (fig. 25). Il ne peut s'agir par conséquent d'une schistosité précambrienne.

De même, le métamorphisme mésozoïque (biotite) qui affecte le Précambrien (Ph. MATTE, 1966) sur le flanc interne de l'anticlinal affecte aussi la base du Cambrien. Il est donc lui aussi hercynien.

— De plus, nous n'avons jamais trouvé à l'échelle de l'affleurement de plis traversés par la schistosité hercynienne, et tous les microplis que l'on observe admettent celle-ci comme plan axial. Il est fréquent, par contre, de trouver dans le Précambrien des séries de plusieurs centaines de mètres avec la même polarité sédimentologique.

Tout porte à croire donc que les plis précambriens n'étaient pas très serrés et sans schistosité.

2) *Dans l'anticlinal de Mondoñedo-Lugo-Sarria* (Galice orientale).

Nous avons vu dans la première partie (chapitre II) que les micaschistes qui affleurent au cœur du pli couché de Mondoñedo-Lugo-Sarria sont l'équivalent stratigraphique du Précambrien schistogréseux de l'anticlinal du Narcea.

Malheureusement, ici, en raison de la déformation (plis couchés) et du métamorphisme (més-

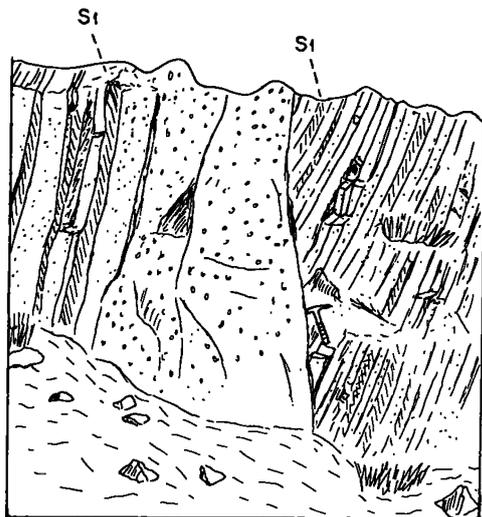


Fig. 25. — Même endroit que la fig. 22. On retrouve la schistosité primaire hercynienne S₁ de part et d'autre du conglomérat de base du Cambrien.

zone), on ne voit plus de discordance entre Cambrien et Précambrien.

Dans la partie méridionale moins métamorphique du pli couché (région de Sarria-Triacastela), le contact Cambrien-Précambrien est peu net : la base du Cambrien est cependant plus quartzitique et semble être séparée des phyllades précambriennes par un petit niveau ferrugineux. La mesure des linéations d'intersection dans le Précambrien n'a pas donné de dispersion notable. On note cependant une légère différence de part et d'autre du contact (maximum N 140° dans le Cambrien et N 130° dans le Précambrien).

Plus au Nord entre Lugo et Mondoñedo, le contact Cambrien-Précambrien est plus net car la base du Cambrien est constituée par des quartzites grossiers blancs, parfois franchement conglomératiques (quartzites de Candana inférieur). Le Précambrien est par contre très pélitique et affecté par des plis très isoclinaux de telle façon qu'il est très difficile de voir les linéations d'intersection. Celles que l'on peut observer ont toujours une direction proche d'Est-Ouest⁵ qui contraste avec les directions Nord-Sud que l'on observe toujours dans le Cambrien de cette région.

Il est difficile d'expliquer cette différence de directions autrement que par la présence de pendages anté-schisteux dans le Précambrien. Il en résulte que la concordance entre Cambrien et Précambrien (R. WALTER, 1963 ; R. CAPDEVILA, 1965) ne serait qu'apparente et due à la tectonique. En raison de la déformation et du métamorphisme hercyniens, il n'est pas possible de connaître le style et la nature de ces déformations précambriennes et de savoir en particulier si elles se sont accompagnées ou non de schistosité.

B) Les mouvements entre Cambrien supérieur et Arénig (« phase sarde »).

Comme nous l'avons vu précédemment (première partie, chapitres II et V), ces mouvements n'intéressent pas directement la région étudiée mais plutôt le centre de la Péninsule (phase ibérique de F. LOTZE, 1956) et le Nord du Portugal (C. TEIXEIRA, 1955).

⁵ Il ne faut pas confondre ces linéations d'intersection avec les linéations minérales d'étirement, de direction Est-Ouest, que l'on trouve dans toute cette région (p. 233).

Ils se matérialisent par l'apparition dans le Sud de la zone IV d'un conglomérat à la base de l'Arenig (A. RIBEIRO et al., 1965) et parfois d'une discordance angulaire (A. RIBEIRO et al., 1962). Cependant, dans ces régions, on connaît mal la nature et l'amplitude des mouvements anté-Arenig. Si, comme nous le pensons, (Ph. MATTE et A. RIBEIRO, 1967), le complexe schisto-grauwacke représente le Cambrien, ces mouvements sont faibles dans le Nord du Portugal et plutôt de caractère épirogénique.

En effet, le conglomérat de base de l'Arenig repose toujours sur la partie supérieure du complexe schisto-grauwacke dans laquelle s'intercalent déjà des lentilles conglomératiques.

D'autre part, le conglomérat de base de l'Arenig n'est guère polygénique. On n'y rencontre pratiquement que des galets de quartz et de quartzite et jamais de galets des calcaires qui se trouvent à la base du complexe, ou de galets de cristallin.

Vers le Nord, dans le domaine étudié, ces conglomérats disparaissent et l'on n'observe pas de discordance angulaire entre l'Arenig et son substratum. Il est possible cependant que ces mouvements soient en partie responsables de l'absence de Cambrien dans la partie externe de la zone IV, *mais il s'agit en tout cas seulement de mouvements épirogéniques* et on ne peut donc pas parler chez nous d'une phase de plissement « sarde ».

C) Les mouvements épirogéniques à la limite Ordovicien-Silurien.

Ces mouvements généralement faibles se traduisent plus par des biseaux stratigraphiques et des lacunes que par des discordances angulaires. C'est le cas en particulier dans la partie léonaise de la zone I où il peut y avoir lacune du Llandeilo jusqu'au Llandovery (P. COMTE, 1959 ; F. RADIG, 1962).

Cependant, dans la partie interne de la zone III, nous avons vu que le Wenlock pouvait reposer directement sur les quartzites armoricains et même sur la série schisteuse de l'Arenig inférieur (fig. 13). On ne voit cependant jamais de discordance angulaire à l'échelle de l'affleurement et ces mouvements n'ont pas donné de dispersion notable dans les linéations d'intersection de la première phase hercynienne.

Dans la partie interne de la zone IV (synclinal d'Alcanices, Tras-os-Montes), nous avons aussi

noté, avec A. RIBEIRO, la présence de conglomérats très grossiers à la base de la série silurienne.

IV. — Les phases de plissement hercyniennes.

Dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique, les phases de plissement hercyniennes ne sont bien datées, grâce à la présence de dépôts discordants dans le Paléozoïque supérieur, que dans les Monts Cantabriques. Là, ces phases de plissement sont comprises entre le Westphalien moyen et le Trias (L. U. DE SITTER, 1962).

Dans le domaine étudié, en raison de l'absence de la majorité du Paléozoïque supérieur, on peut dire tout au plus que les phases de plissement importantes sont comprises entre le Dévonien inférieur (dernier terrain daté, intensément plissé), et le Stéphien (premier terrain nettement discordant et beaucoup moins déformé que son substratum).

En dehors des phases de plissement, on connaît dans les Monts Cantabriques des mouvements de type épigénique, tels par exemple ceux qui se sont produits entre le Dévonien supérieur et le Viséen. Dans la région étudiée, on ne peut, en l'absence de dépôts, mettre en évidence de tels mouvements.

Dans la région étudiée, les plissements hercyniens se sont succédé dans le temps avec une répartition, une intensité et un style différents reflétant des conditions de température et de pression décroissantes.

La première phase, la plus intense, a affecté tout le Nord-Ouest de la Péninsule, la déformation, souple, pénétrative, a atteint les roches à toutes les échelles et s'est accompagnée de métamorphisme prograde. Elle correspond aux conditions maximales de température et de pression.

Entre la première et la deuxième phase de plissement, la chaîne s'est soulevée et a été en partie érodée, ce qui a provoqué une baisse de la température et de la pression.

La deuxième phase de plissement, moins intense, est aussi moins souple, moins pénétrative (peut-être en raison de l'induration due au métamorphisme précédent), et la plupart du temps ne s'est accompagnée que d'une rétro-morphose. De plus, elle n'a donné des structures bien visibles et bien

individualisées que dans la partie interne de la virgation.

Les déformations tardives n'ont pas donné de grandes structures mais seulement des structures mineures (« kink-bands », microplis en chevron, gaufrage de la schistosité primaire) et elles n'intéressent que des secteurs très limités. Certaines de ces déformations même semblent être en relation avec des épisodes d'extension.

A) *La première phase de plissement.*

Comme dans beaucoup d'orogènes anciens (hercyniens ou calédoniens), la première phase de plissement constitue l'événement majeur. Dans tout le Nord-Ouest de la Péninsule, elle affecte toutes les roches depuis le Précambrien ancien de Galice occidentale jusqu'au Carbonifère inférieur non métamorphique des Asturies et du Leon.

C'est en majeure partie à cette phase que l'on doit l'allure actuelle de la virgation, car c'est elle qui donne les grandes structures les plus visibles (plis, contacts anormaux inverses), sauf dans les parties internes de la chaîne (Galice moyenne et occidentale) où la deuxième phase a modifié notablement l'allure initiale des structures primaires.

Le style de la déformation est très variable :

Dans les zones externes (Monts Cantabriques), les grandes structures se caractérisent par la présence de contacts anormaux inverses d'amplitude très variable (quelques centaines de mètres à plus de 10 km).

Ces contacts anormaux tournent et dessinent une virgation complète de telle façon qu'ils arrivent à être déversés en sens opposé (vers le Nord et vers le Sud) sur les deux branches de la virgation (fig. 26).

Le style tectonique est relativement superficiel : en effet, les flancs inverses des plis ne sont presque jamais conservés, les roches sont en général peu déformées à petite échelle et on ne trouve qu'exceptionnellement de la schistosité et du métamorphisme contemporains de la première phase majeure.

Dans le domaine étudié, plus interne, le style de la déformation devient nettement plus profond :

— Les contacts anormaux sont rares et limités à la partie externe.

— Les grandes structures sont des plis assez serrés, à flanc inverse généralement bien conservé et toujours accompagnés de schistosité.

— On rencontre dans les parties les plus internes de grands plis couchés affectant parfois le socle précambrien (style pennique).

— Les roches sont déformées à toutes les échelles et généralement de façon plastique.

— On trouve partout un métamorphisme parfois intense (mésozone profonde) lié à la première phase de plissement.

Nous décrivons d'abord les grandes structures de la première phase puis nous étudierons plus en détail le style de la déformation grâce à la microtectonique.

I. — LES GRANDES STRUCTURES.

Dans le domaine étudié, les grandes structures de la première phase sont des plis d'amplitude kilométrique assez serrés et toujours accompagnés d'une puissante schistosité de plan axial qui est très souvent le plan de fissilité maximum des roches.

Ces plis sont parfois associés à des contacts anormaux inverses mais seulement dans les parties les plus externes du domaine étudié (Ouest des Asturies et Nord de la Province de Leon) (fig. 26).

Ces plis ont la particularité de pouvoir se suivre en longueur sur des dizaines et parfois des centaines de kilomètres, et d'être courbes : ils desinent une virgation régulière à convexité ouest.

Ils sont à plan axial vertical ou déversés vers le centre de l'arc, mais avec une intensité et un style variables :

Si l'on fait une coupe d'Est en Ouest perpendiculaire aux structures dans la branche Nord-Sud de la virgation, on rencontre d'abord des plis à plan axial vertical ou faiblement déversés vers le centre de la virgation (Ouest des Asturies), puis les plans axiaux se couchent peu à peu et on aboutit en Galice orientale à des plis couchés.

Plus à l'Ouest, ces plis couchés sont à leur tour replissés par une deuxième phase de direction voisine et à plans axiaux verticaux.

En dehors du domaine étudié, dans des zones encore plus internes de la virgation, les grandes structures de la première phase hercynienne ne sont pas encore connues, étant donné que les seules structures visibles appartiennent à la deuxième

phase. Il est cependant probable que là encore la première phase correspondait à des plis couchés, sauf dans la partie tout à fait occidentale de Galice qui semble déjà appartenir à une « zone axiale » à schistosité redressée. En effet, dans le prolongement de cette « zone axiale » vers le Sud, dans la région de Porto, les structures de la première phase sont à plan axial subvertical, tout au moins dans l'épizone (anticlinal de Valongo).

Si l'on fait une coupe du Nord-Nord Est vers le Sud-Sud-Ouest perpendiculaire aux structures de la branche méridionale de la virgation, on trouve dans le prolongement des plis couchés précédents des plis à plan axial subvertical.

Sur cette transversale, les plis couchés occupent un domaine plus interne de la chaîne, correspondant à une partie du Massif de Tras os Montes (A. RIBEIRO et J. A. REBELO, 1965) et sont d'amplitude plus faible.

Dès que l'on passe au Sud du massif de Tras os Montes, les plans axiaux des plis de la première phase deviennent verticaux ou même parfois légèrement déversés vers le Sud-Ouest.

Plus à l'Est encore, dans la région de Sala manque, on ne trouve plus de plis couchés et tous les plis de la phase 1 sont à plan axial vertical depuis les zones externes vers les zones internes de la virgation.

En résumé, les plis couchés de grande amplitude sont, comme nous l'avons montré (Ph. MATTE, 1966), plus ou moins limités à la partie Nord-Sud de la virgation où le rayon de courbure est minimum. Ces plis couchés se redressent progressivement à la fois parallèlement à la direction des structures quand on va vers le Sud-Est et perpendiculairement aux structures quand on se déplace vers le centre de la virgation.

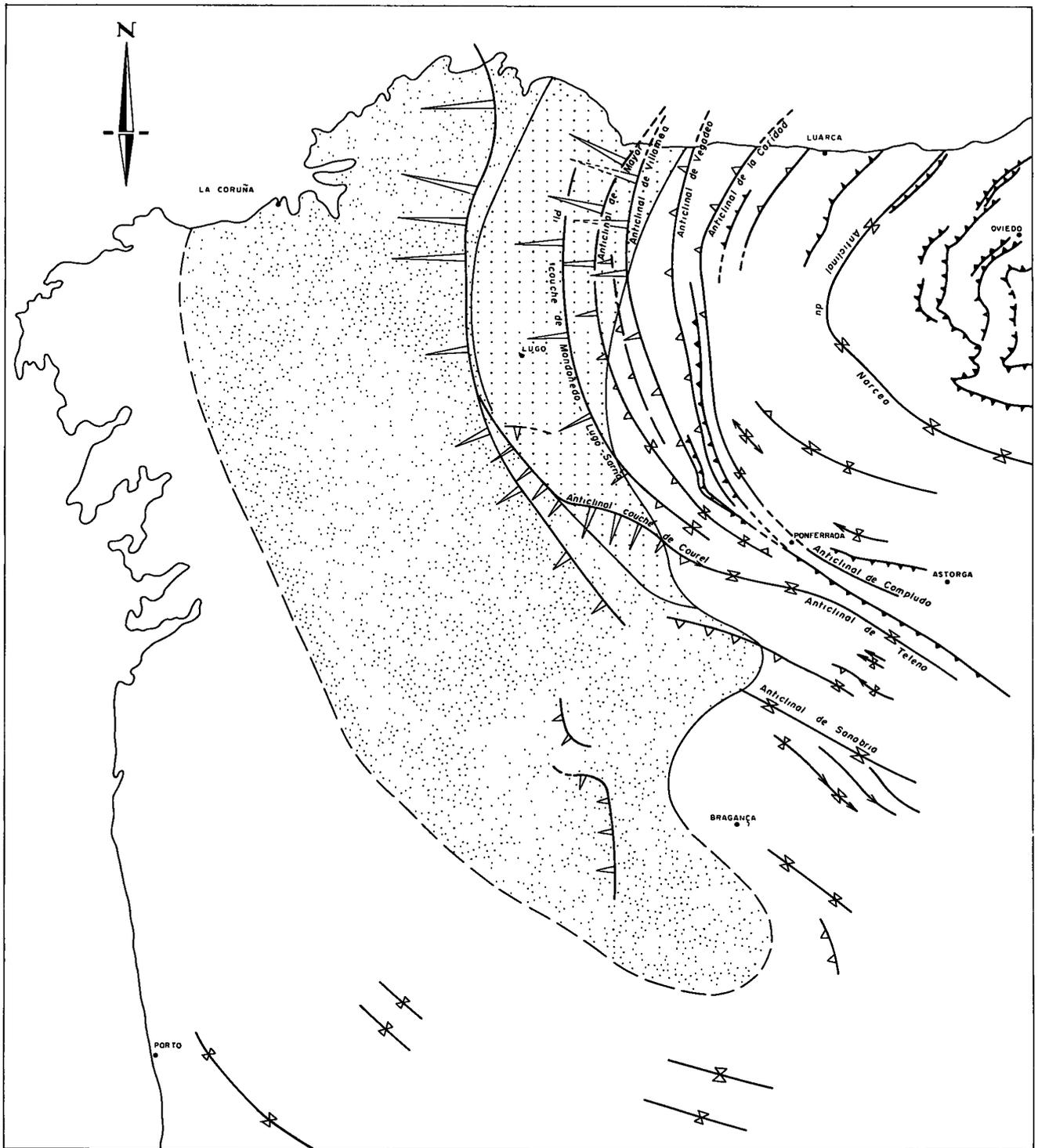
Nous avons divisé schématiquement la région étudiée en trois domaines (fig. 26).

- le domaine des plis à plan axial subvertical ;
- le domaine des plis couchés ;
- le domaine des plis couchés replissés.

Cette division, bien qu'arbitraire en raison du passage latéral progressif des plis couchés à des plis verticaux, est néanmoins commode.

A) *Le domaine des plis à plan axial subvertical.*

Ce domaine très vaste comprend la plus grande partie de la zone II et une partie des zones III



LEGENDE

 Domaine des plis couchés	 Anticlinal à plan axial vertical avec indication du plongement axial	 Anticlinal couché La longueur de la flèche est proportionnelle à l'amplitude du flanc inverse
 Domaine des plis à plan axial subvertical	 Domaine des plis couchés replissés	 Contact anormal ou faille inverse



Fig. 26. — Les grandes structures de la première phase de plissement.

et IV (Nord Ouest de la province de Leon et Ouest de la province de Zamora).

Il correspond en majorité à la zone affectée seulement par un métamorphisme épizonal, sauf dans la partie occidentale de l'anticlinal du Narcea où l'on atteint localement la mésozone.

Dans tout ce domaine, la virgation est très régulière et assez complète (on passe de la direction Nord 40° sur la côte cantabrique à Nord-Ouest et même Est-Ouest dans la branche méridionale).

Les plis majeurs sont très réguliers, cylindriques et à plan axial subvertical. Certains de ces plis peuvent se suivre sur plusieurs dizaines de kilomètres (planche I, fig. 26).

On trouve parfois associés à ces plis des contacts anormaux inverses toujours à fort pendage.

Dans la partie Nord de la virgation les plis sont d'autant plus serrés, déversés et accompagnés de microplis que l'on se dirige vers l'Ouest. On trouve d'Ouest en Est les structures suivantes :

1° *L'anticlinal du Narcea :*

Cet anticlinal est la structure la plus spectaculaire de ce domaine en raison de ses dimensions exceptionnelles.

Ce grand anticlinal courbe (planche I, fig. 26) peut se suivre en effet sur une longueur de près de 150 km avec une largeur moyenne de 20 km, depuis la côte cantabrique jusque dans le Nord de la province de Leon où il disparaît sous le Tertiaire de la Meseta.

Le cœur est constitué de Précambrien schisto-gréseux sur lequel le Cambrien est discordant.

Le flanc occidental de cette gigantesque structure à plan axial vertical est constitué par une énorme série monoclinale de quartzites de 8 à 10 000 m d'épaisseur, subverticale sur la plus grande partie de sa longueur.

Cette énorme masse ne s'est pas plissée dans le détail mais s'est simplement redressée. On peut s'en rendre compte en particulier dans la coupe du Sil où les couches sont verticales d'un bout à l'autre (fig. 6) sans aucune faille ou pli mineur.

Cette grande simplicité d'ensemble est due à la compétence de cette énorme série (Série de Los Cabos) presque uniquement constituée de quartzites massifs.

2° *Les grandes structures anticlinales plus internes :*

A l'Ouest et au Sud-Ouest de l'anticlinal du Narcea, on ne retrouve pas de structures aussi larges. En effet, l'épaisseur de la série de Los Cabos diminue beaucoup et l'amplitude des structures est plus faible. Les plis sont désormais beaucoup plus serrés et accompagnés de nombreux plis mineurs. Ils sont d'autant plus déversés que l'on va vers l'Ouest et se redressent par contre quand on les suit vers le Sud-Est. Le pendage de leur plan axial varie ainsi entre 50° vers l'Ouest et la verticale.

Quand ils sont déversés, ils sont dissymétriques ; le flanc Ouest plonge de 40 à 50° vers l'Ouest et le flanc Est est vertical.

Tous ces plis peuvent se suivre en longueur sur des distances considérables avec des axes sub-horizontaux ou affectés de légères flexures axiales.

Parmi les axes anticlinaux les plus importants, on peut citer, depuis les zones externes vers les zones internes, les unités suivantes :

a) *L'anticlinal de la Caridad-Compludo.* — Cet anticlinal à cœur de Cambrien moyen ou supérieur se suit sur une longueur de 170 km environ avec une largeur moyenne de 5 km depuis la côte cantabrique jusqu'à l'Est de Ponferrada.

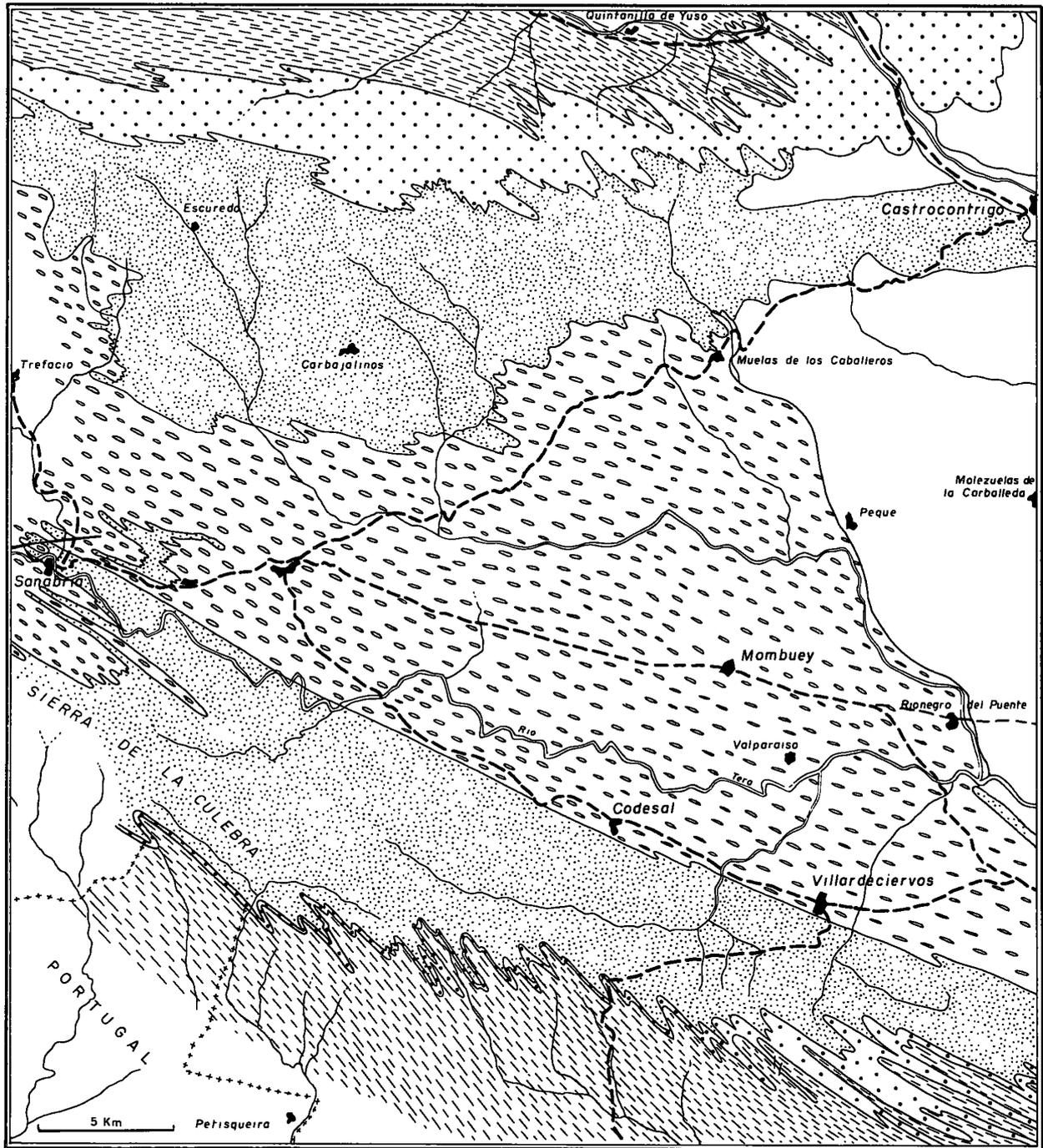
Il est affecté par de légères flexures axiales de telle façon que par endroits les quartzites du Cambro-Arenig s'annoient sous l'Ordovicien schisteux.

A l'Est de Ponferrada, le flanc Nord de l'anticlinal est compliqué par un contact anormal inverse de faible rejet (quelques centaines de mètres) qui fait chevaucher les quartzites de l'Arenig sur le Silurien.

Cet anticlinal déversé dans la partie Nord (sur la côte cantabrique) devient parfaitement symétrique dans la région de Ponferrada.

b) *L'anticlinal d'Eo.* — Cet anticlinal à cœur de Cambrien moyen⁶, beaucoup plus large que le précédent au niveau de quartzites de l'Arenig, peut se suivre sans discontinuité sur 120 km depuis la côte cantabrique jusqu'à Villafranca del Bierzo. Cet axe anticlinal, affecté de très nombreux replis secondaires, est asymétrique dans la

⁶ Rappelons ici que c'est dans le cœur de cet anticlinal, à Vegadeo sur la côte cantabrique, que BARROIS découvrit la « faune primordiale ».



LEGENDE

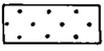
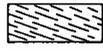
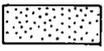
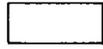
- | | |
|---|--|
|  | Arénig (quartzites à Cruziana) |
|  | Ordovicien sup et silurien (schistes) |
|  | Ordovicien inf (schistes et quartzites à Cruziana) |
|  | Tertiaire |
|  | Précambrien porphyroïde ("Ollo de Sapo") |

Fig. 27. — Carte géologique de l'anticlinal de Sanabria.

partie Nord. Plus au Sud à partir de Navia de Suarna, le flanc inverse de cet anticlinal est compliqué par un contact anormal inverse plongeant de 40 à 70° vers l'Ouest et qui arrive presque à faire chevaucher le Cambrien moyen sur l'Ordovicien supérieur (fig. 8). Ce contact anormal, qui est légèrement oblique aux structures, se suit vers le Sud-Est jusqu'aux environs d'Astorga, c'est à dire sur une centaine de kilomètres. Nous pensons qu'entre Ponferrada et Astorga le rejet de cet accident peut être très important (plus de 3 000 m), car de part et d'autre du contact les faciès du Cambro-Ordovicien sont très différents.

c) *L'anticlinal du Teleno*. — Cet anticlinal, plus interne que les précédents, est la suite vers l'Est de l'anticlinal couché de la Sierra de Caurel (planche II, coupe 1). Dans la région du Teleno, point culminant du domaine étudié (2 188 m), c'est un gros anticlinal (d'environ 3 km de large) à cœur de quartzites armoricains, parfaitement symétrique et de direction Nord 120°. Vers l'Est-Sud-Est il disparaît sous le Tertiaire de la Meseta.

d) *L'anticlinal de Sanabria*. — Cette vaste structure (20 km de large et 60 km de long) correspond à la fois à un anticlinal de première phase avec de nombreux replis et à un anticlinal de deuxième phase.

La deuxième phase étant la direction légèrement oblique à la première, et à plans axiaux plus redressés, il en résulte que les axes des plis 1, replissés, plongent vers l'Est-Sud-Est sur le flanc Sud de l'anticlinal et vers l'Ouest-Nord-Ouest sur le flanc Nord (fig. 27).

Les plans axiaux des plis de la phase 1 qui devaient plonger initialement de 50 à 70° vers le Sud ont été gauchis par la deuxième phase de telle sorte que leur pendage actuel est soit plus fort, soit plus faible, selon que l'on se trouve sur un flanc Sud ou Nord d'un pli 2 (planche I, coupe 1).

Signalons que cet anticlinal de Sanabria à plan axial subvertical est le prolongement d'un anticlinal couché de style pennique situé plus au Nord-Ouest (anticlinal de l'« Ollo de Sapo »).

B) *Le domaine des plis couchés.*

Dans la partie médiane de la virgation, immédiatement à l'Ouest et au Sud-Ouest du domaine précédent, la schistosité s'aplatit progressivement

et on passe au domaine des plis couchés qui correspond en gros à la zone de Galice orientale.

Dans tout ce domaine, la phase 2 est faible (légères ondulations) ou nulle.

L'apparition de plis couchés coïncide avec la présence en Galice orientale de séries beaucoup moins massives et beaucoup plus schisteuses, mais elle correspond surtout à un métamorphisme plus intense (mésozone).

C'est dans la partie Nord de la virgation où les structures ont une direction Nord-Sud à Nord 30° que les plis couchés sont les plus importants.

Plus au Sud, leur amplitude diminue parallèlement à la virgation et les plans axiaux se redressent.

Il en résulte que dans cette zone les structures ne sont pas cylindriques à l'échelle du kilomètre et que la limite entre le domaine des plis couchés et celui des plis à plan axial vertical est oblique à la direction générale des structures.

Les deux plus grandes structures de ce domaine sont : l'anticlinal couché de Mondoñedo-Lugo-Sarria et celui de la Sierra de Caurel.

1° *L'anticlinal couché de Mondoñedo Lugo-Sarria :*

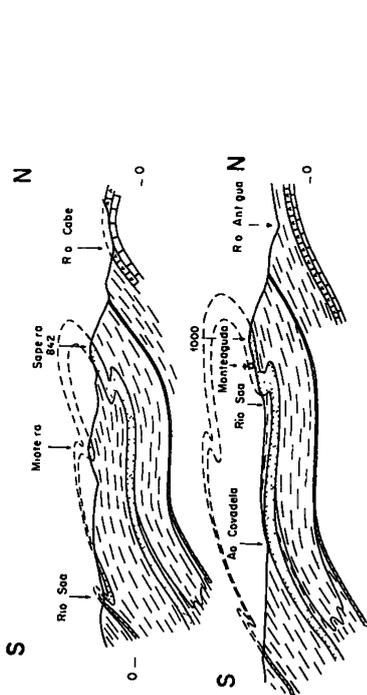
Ce grand anticlinal couché à cœur de Précambrien schisto-gréseux peut se suivre sur 120 km environ avec une largeur moyenne de 20 à 30 km. La schistosité est sur toute cette distance subhorizontale ou légèrement ondulée par des mouvements tardifs attribuables à la deuxième phase.

La structure en pli couché de cet anticlinal ne peut être mise en évidence que dans la partie septentrionale de la virgation, tout près de la côte galicienne, grâce à un relèvement axial qui permet de voir la totalité du flanc inverse et même l'autochtone.

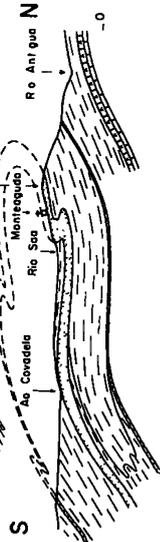
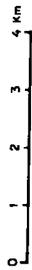
Dans cette région (Mondoñedo), les plis mineurs ont tous une direction Nord 10° à Nord 20° avec un plongement axial de 10 à 30° vers le Sud.

Le cœur de l'anticlinal, constitué de Précambrien schisto-gréseux, forme actuellement une tête plongeante vers l'Est-Sud-Est (fig. 10, planche II, coupe 6) en raison de mouvements tardifs.

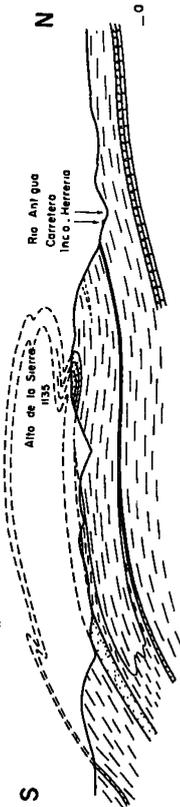
Au niveau du Silurien qui occupe le cœur du synclinal couché majeur, le flanc inverse atteint 20 km. Il s'agit par conséquent d'une véritable nappe de style profond (la plus grande partie de cette structure est située dans la mésozone).



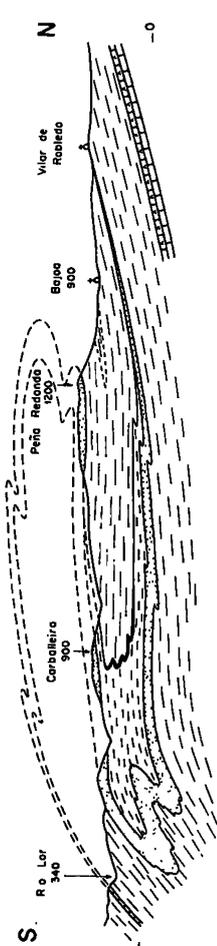
(11)



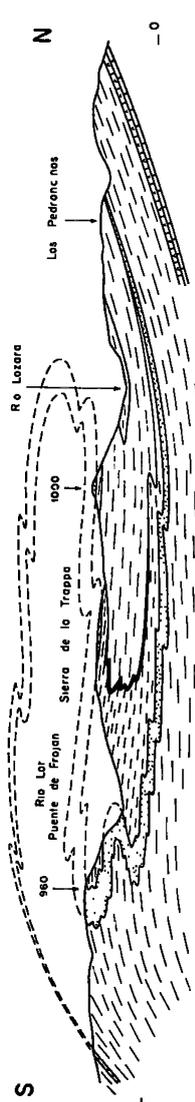
(10)



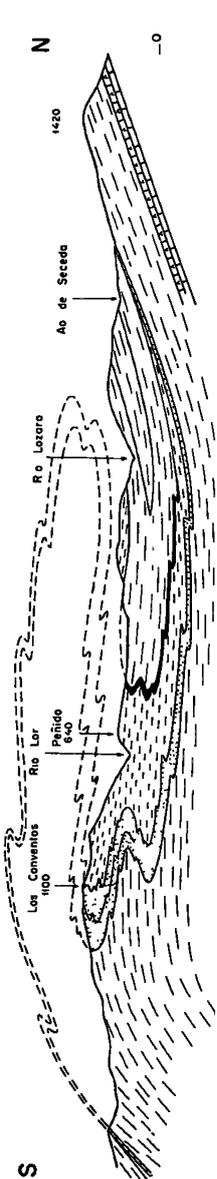
(9)



(8)



(7)



(6)

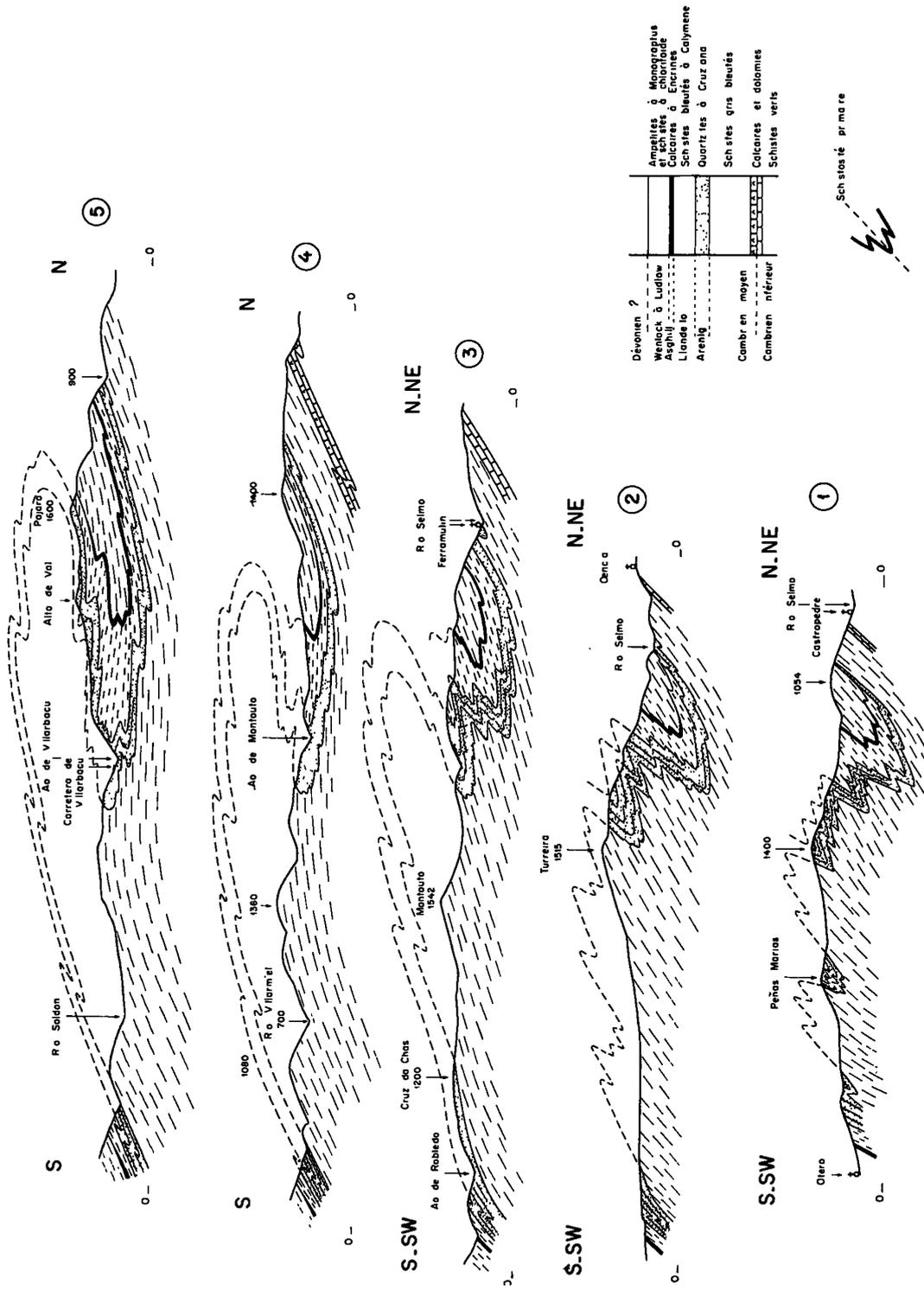


Fig. 28. — Coupes de la Sierra de Caurel.

La structure de détail est complexe car les replis sont nombreux.

Il s'agit en fait de deux grands plis couchés empilés l'un sur l'autre :

- un pli couché inférieur ou anticlinal de Villamea (fig. 26) ;
- un pli couché supérieur plus interne dont le cœur est formé par le faux synclinal ou tête plongeante de Mayor à matériel précambrien.

Vers le Sud (région de Lugo), on ne voit plus que le flanc normal et la partie frontale du pli couché. On ne peut donc plus évaluer l'amplitude du flanc inverse. Il est probable qu'elle diminue progressivement, car les plans axiaux se redressent vers le Sud et le Sud-Est et la structure en plis couchés affecte des zones de plus en plus internes.

2° *Le pli couché de la Sierra de Caurel :*

Le pli couché de la Sierra de Caurel est une unité supérieure dans le flanc Sud-Ouest du précédent et affecte seulement le Paléozoïque à l'affleurement (fig. 28, planche II, coupe 3). Ce pli couché est moins important que le précédent mais il est plus spectaculaire, car les différences de relief sont beaucoup plus importantes (400 à 1 600 m) et les quartzites armoricains qui forment l'ossature de ce massif se détachent bien avec leur teinte claire sur les schistes foncés de l'Ordovicien et du Silurien (fig. 29).

Dans la partie moyenne du massif où la direction du pli couché est Est-Ouest, le flanc inverse atteint 9 km (fig. 28).

Plus à l'Ouest, on ne voit plus la totalité du flanc inverse, encore très important (fig. 30), car le pli couché est ployé par la phase 2 et les quartzites armoricains s'ennoient sous les schistes ordoviciens.

Vers le Sud-Est l'amplitude du pli couché diminue peu à peu. En même temps, les plans axiaux se redressent et on passe en 20 kilomètres de plis couchés isoclinaux (fig. 31) de direction Est-Ouest à des plis en chevron simplement déversés de direction Nord 120° (fig. 32).

La Sierra de Caurel est très intéressante à ce titre car on peut y étudier parfaitement bien l'évolution du style des plis, qui sont nombreux à toutes les échelles, vers le Sud-Est, et observer les relations des structures majeures et mineures.

C) *Le domaine des plis couchés replissés.*

A l'Ouest et au Sud-Ouest du domaine précédent, on n'observe pas de plis couchés aussi spectaculaires que ceux de Mondoñedo ou de la Sierra de Caurel. La structure la plus évidente dans cette région est un grand anticlinal de deuxième phase à cœur de Précambrien porphyroïde (anticlinal de l' « Ollo de Sapo »).

Nous pensons néanmoins que cet anticlinal de deuxième phase est superposé aussi, dans la partie moyenne et septentrionale de la virgation, à un *grand anticlinal couché de style pennique* dont on ne voit actuellement que le flanc normal replissé.

Nos raisons sont les suivantes :

- les quelques plis primaires (métriques ou hectométriques) que l'on peut observer sont encore plus aplatis et isoclinaux qu'en Galice orientale ;
- la schistosité de flux ou la foliation, plan axial de ces plis, était de toute évidence horizontale avant la deuxième phase ;
- il y a juxtaposition de deux zones de faciès très différentes.

En effet, on passe brusquement, par l'intermédiaire d'un synclinal très étroit (3 à 4 km) occupé par du Silurien, d'une zone à Cambrien complet et à Précambrien schisto gréseux (zone III), à une zone sans Cambrien et à Précambrien porphyroïde (zone IV). Ce changement de faciès ne peut se faire que sur une distance considérable et on est par conséquent obligé d'admettre un flanc inverse très important (planche II, coupes 5 et 6). Cette bande synclinale étroite s'élargit d'ailleurs brusquement vers le Sud Est (planche I) et se divise en deux grands synclinaux couchés de Silurien, séparés par l'anticlinal couché de la Sierra de Caurel. On peut admettre par conséquent, dans la partie moyenne de la virgation, un flanc inverse de 20 km au moins pour l'anticlinal couché de l' « Ollo de Sapo ».

Vers le Sud-Est, l'amplitude de ce grand pli couché diminue certainement.

En effet, dans la région située au Sud-Ouest de Puertomarín et jusque dans la région de San Clodio, on observe encore dans la couverture ordovicienne de l'anticlinal de l' « Ollo de Sapo » des plis couchés replissés d'amplitude kilométrique



Fig. 29. — Le grand synclinal de la Sierra de Caurel couché vers le Nord au niveau des quartzites armoricains.
Longueur approximative du panorama : 2,5 km (vu de la route de Quiroga à Séoane de Caurel).
(Le Nord est à gauche.)



Fig. 30. — Le front du grand anticlinal couché de la Sierra de Caurel dans la région de Monteagudo (vu du village de Busto).
Longueur approximative du panorama : 3 km.
(Le Nord est à droite.)

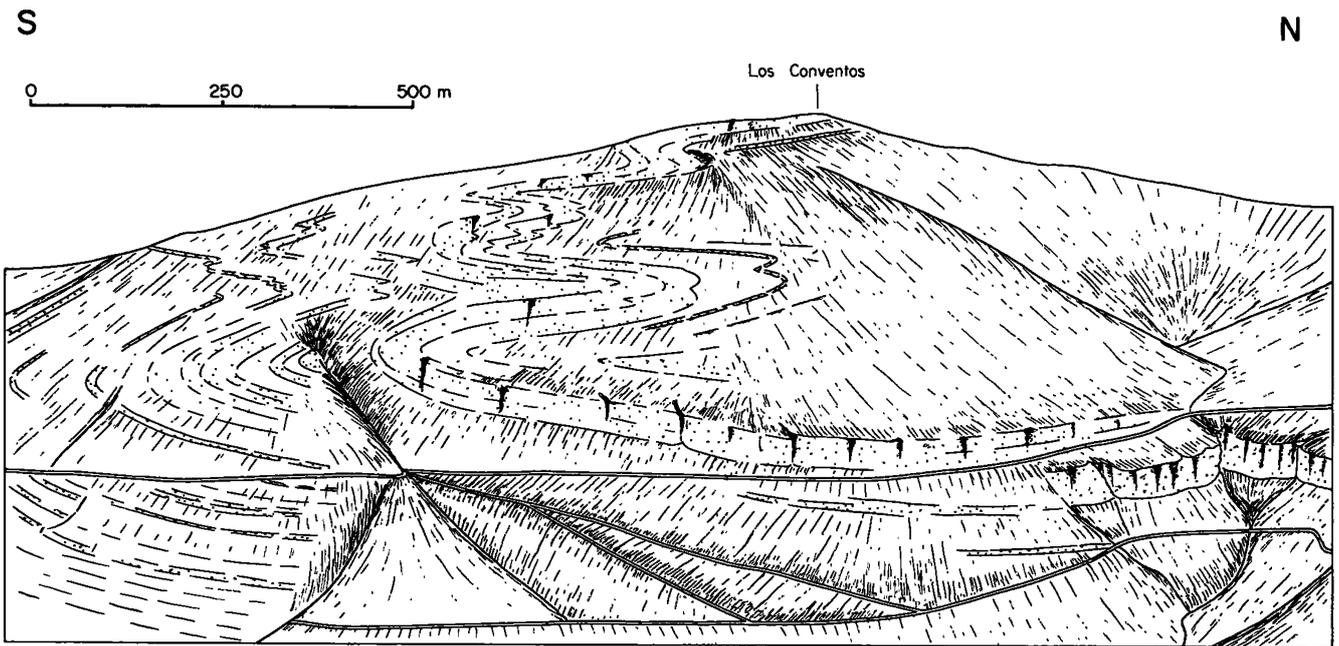


Fig. 31. — Le grand synclinal couché de la Sierra de Caurel sur la route de Quiroga à Séoane de Caurel (détail de la coupe 6 de la fig. 28). On remarque les replis de flanc inverse dans le flanc inverse.

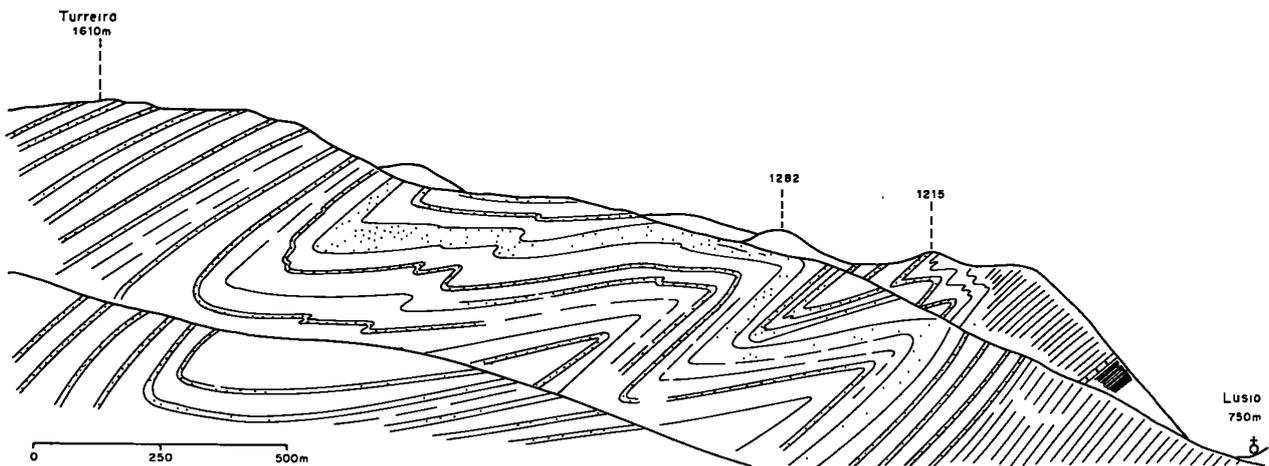


Fig. 32. — Replis en chevrons dans le flanc Nord de l'anticlinal déversé de la Sierra de Caurel (détail de la coupe 2 de la fig. 28).

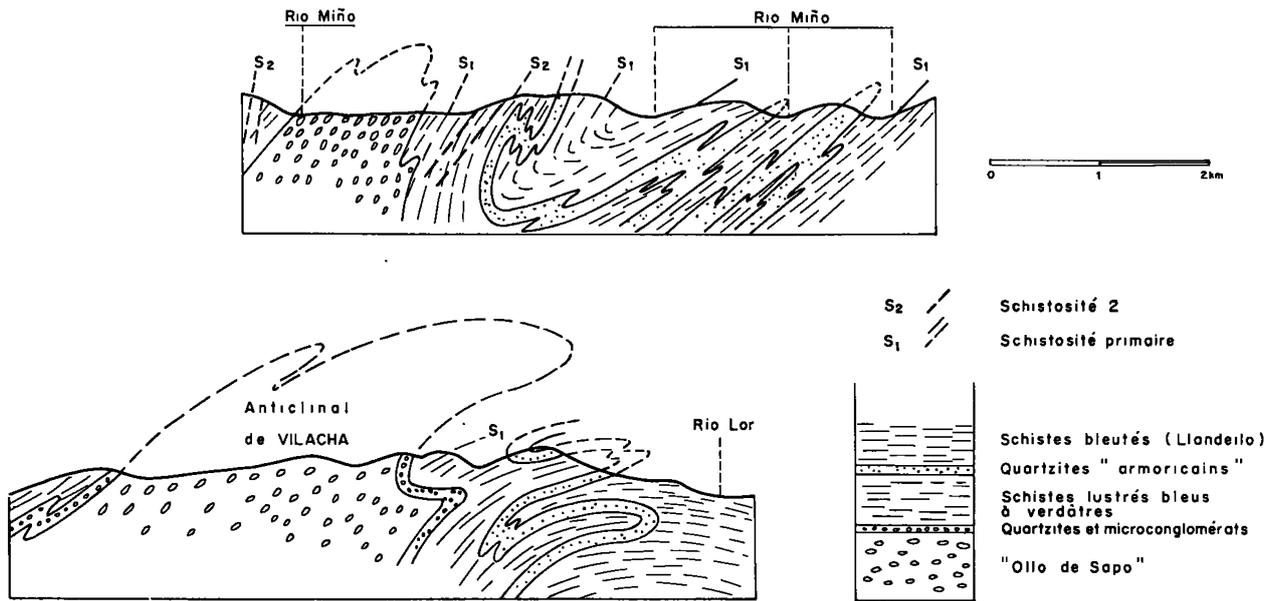


Fig. 33. — Plis couchés replissés d'amplitude kilométrique dans la couverture paléozoïque du flanc externe de l'anticlinal de l' « Ollo de Sapo » (coupe du Rio Miño au Sud-Ouest de Puertomarin et coupe à l'Est de Monforte de Lemos). (Le Nord est à droite.)

(fig. 33) ; mais plus au Sud-Est (Sierra de Cabrera Baja), le flanc inverse de ces plis couchés n'atteint plus que 500 m (fig. 34).

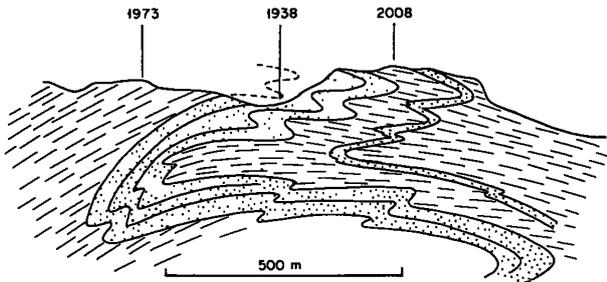


Fig. 34. — Pli couché replissé dans l'Ordovicien inférieur sur le flanc Nord de l'anticlinal de Sanabria (Sierra de Cabrera Baja). (Le Nord est à droite.)

Comme nous venons de le voir, les plans axiaux de la première phase se redressent dans l'anticlinal de Sanabria, mais sont encore gauchis par la phase 2.

Plus au Sud et au Sud-Est dans le domaine encore affecté par la phase 2, mais où les plans

axiaux de la première phase étaient initialement verticaux, il n'est pas possible de distinguer ces deux phases.

C'est le cas, en particulier, pour la région située au Sud et au Sud-Ouest du Tras os Montes (région de Porto, Sierra de Maraõ), où les phases de serrage postérieures à la phase 1 ont rejoué avec les mêmes plans axiaux et n'ont pas donné de structures mineures nettement différenciables.

En résumé, le domaine étudié se caractérise par la présence de grands plis courbes assez réguliers et serrés que l'on peut suivre en longueur sur de grandes distances.

Les grands plis couchés se rencontrent seulement dans la partie moyenne Nord-Sud de la virgation, et leur amplitude décroît progressivement vers le Sud-Est de telle façon que dans la branche Est-Ouest méridionale de la virgation, toutes les structures sont devenues des plis à plan axial vertical.

II. — LES STRUCTURES MINEURES. ETUDE MICROTECTONIQUE.

L'étude des structures mineures observables depuis l'échelle de l'affleurement jusqu'à celle de

la lame mince nous a paru indispensable pour les raisons suivantes :

— Une bonne description tectonique doit se faire à toutes les échelles.

— Souvent dans la région étudiée, en raison du métamorphisme (tectonique de style profond) et de la monotonie des séries (puissantes séries schisteuses compréhensives dépourvues de bancs repères), seules les structures mineures sont visibles.

— Quand on peut observer à la fois les grandes structures et les structures mineures on se rend compte qu'il existe entre les deux des relations simples. Par exemple les plis mineurs sont souvent des modèles réduits des plis de plus grande dimension qu'ils accompagnent.

Ainsi, bien souvent une observation très localisée permet de déduire immédiatement la structure d'un ensemble beaucoup plus grand.

— La microtectonique permet enfin seule d'apprécier en chaque point la déformation intime des roches de façon quantitative et d'entrevoir le mécanisme lui-même de la déformation. On peut par conséquent dépasser le stade purement descriptif pour aborder l'étude de la genèse des plissements.

Nous étudierons successivement les plis, la schistosité primaire, les linéations d'intersection, les linéations d'étirement et les objets déformés.

A) Les plis mineurs.

1° Caractères généraux :

Les plis mineurs de la première phase montrent des caractères communs relativement constants :

a) Ils s'accompagnent partout d'une schistosité de plan axial plus ou moins bien développée suivant la compétence des roches.

b) Ils montrent généralement des axes subhorizontaux ou peu plongeants (sauf parfois dans le Précambrien schisto-gréseux en raison des pendages anté-cambriens).

c) Ils sont le plus souvent cylindriques (fig. 35), qu'ils soient symétriques, déversés ou couchés.

d) Au point de vue style et direction, les plis mineurs sont en général de bons modèles réduits des plis de plus grandes dimensions qu'ils accompagnent. Ils s'ordonnent alors, selon le schéma

classique (G. WILSON, 1961), de façon plus ou moins symétrique par rapport au plan axial de la structure majeure (fig. 36 et 37).



Fig. 35. — Pli cylindrique de la phase I dans les quartzites armoricains (Sud du Barco de Valdeorras).

Ce caractère permet, en l'absence de phases superposées ou en tenant compte de celles-ci, de savoir sur quel flanc d'une grande structure on se trouve. En particulier lorsqu'il s'agit de plis couchés on peut, le sens de déversement étant connu par ailleurs, distinguer les flancs normaux des

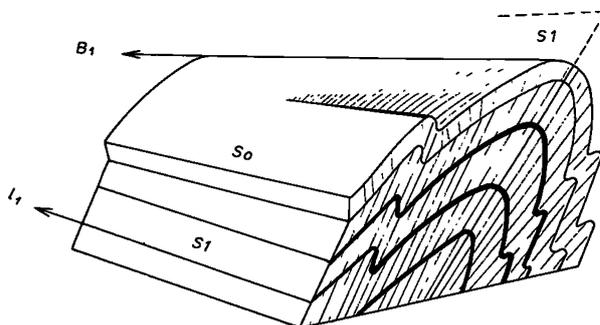


Fig. 36. — Bloc diagramme schématisant les relations géométriques entre schistosité, plis mineurs et pli majeur de la première phase.

flancs inverses en l'absence de tout critère de polarité stratigraphique ou sédimentologique.



Fig. 37. — Pli de la phase 1 couché vers le Sud-Sud-Est dans le Précambrien de la région de Foz. On remarque que les plis mineurs à déversement apparent opposé sur les deux flancs du pli majeur.



Fig. 38. — Anticlinal de type isopaque de la phase 1 dans les quartzites du Cambrien inférieur de l'anticlinal de Narcea (route de Cangas de Narcea à Tineo). La schistosité est à peine matérialisée.

2° Style et attitude des plis de la phase 1 :

Le style et l'attitude des plis varient en fonction de plusieurs facteurs :

a) *Les plis sont en effet d'autant plus serrés et couchés que l'on se déplace vers les zones internes perpendiculairement aux structures.* — Pour un niveau stratigraphique donné et pour des roches de même compétence (quartzites), la phase 1 donne des plis à plan axial subvertical ouverts et proches du type concentrique (fig. 38) dans les parties les plus externes du domaine étudié (anticlinal de Narcea) et des plis à plan axial horizontal de type semblable, isoclinaux (fig. 39) dans les parties les plus internes (flanc occidental de l'anticlinal couché de Mondoñedo-Lugo).

b) *Les plis de la phase 1 sont d'autant plus ouverts et redressés que l'on se déplace vers le Sud ou vers le Sud-Est sur le flanc d'une même structure majeure.* — Ce phénomène est particulièrement net dans le massif de la Sierra de Caurel où l'on passe en 20 kilomètres de plis isoclinaux couchés (fig. 31) à des plis en chevrons à plans axiaux beaucoup plus redressés (fig. 32).



Fig. 39. — Synclinal isoclinal de la phase 1 couché vers le Nord dans les quartzites du Cambrien inférieur mésozonal de la région de Puertomarin (flanc normal de l'anticlinal couché de Lugo Sarria). On remarque l'allongement exceptionnel dans la zone de charnière.

c) *Le style des plis est grandement influencé par le métamorphisme régional hercynien.* — Par exemple dans l'anticlinal couché de Mondoñedo-Lugo-Sarria, les plis sont beaucoup plus isoclinaux sur le flanc occidental (zone de la staurotide ou de la sillimanite), que sur le flanc oriental (zone de la chlorite ou de la biotite).

d) *Le style des plis dépend enfin de la compétence des roches.* — Dans une même zone, les plis peuvent être presque du type concentrique dans des quartzites massifs (fig. 40) et du type



Fig. 40. — Anticlinal de la phase 1 de type isopaque déversé vers le Nord dans les quartzites armoricains (Sud du Barco de Valdeorras).

semblable dans des roches moins compétentes comme des quartzites plus minces intercalés de bancs schisteux (fig. 41 et 42).

Dans ce cas, on a un allongement différentiel dans la charnière entre roches compétentes et roches incompétentes. Ainsi dans la partie Ouest de l'anticlinal couché du Caurel (fig. 43), l'épaisseur mesurée dans la charnière (*E_{cb}*) est un peu plus de deux fois et demie celle mesurée dans les flancs (*E_f*), pour la partie basale massive des quartzites armoricains. Pour le sommet de la série qui comprend de nombreuses intercalations de schistes, $E_{cb} = 4 E_f$. Dans le synclinal couché



Fig. 41. — Plis de la phase 1 de type semblable déversés vers le Nord dans les schistes et quartzites de l'Ordovicien supérieur (route du Barco de Valdeorras à la mine de Casayo).



Fig. 42. — Synclinal de la phase 1 de type semblable, couché vers le Nord dans les schistes et quartzites de l'Ordovicien supérieur (route du Barco de Valdeorras à la mine de Casayo).

occupé par des schistes homogènes du Llandeilo, $E_{cb} = 10 E_f$ (fig. 28).

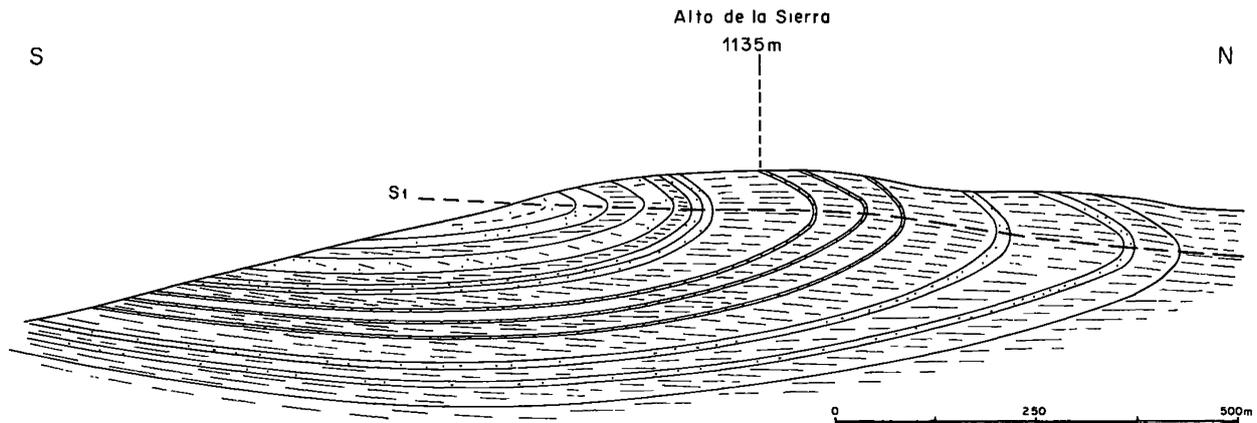


Fig. 43. — Epaisseur des couches variable selon la compétence des bancs dans la charnière d'un pli de type semblable (anticlinal couché de la Sierra de Caurel), détail de la coupe 9 de la fig. 28.

3° Direction des plis de la phase 1 :

Dans le domaine des plis à plan axial subvertical où les grandes structures sont très cylindriques, les plis mineurs sont remarquablement parallèles à la direction des grandes structures (fig. 44).

— Dans la partie externe peu métamorphique du domaine des plis couchés, ce caractère se maintient.

— Dans les parties internes plus métamorphiques par contre (flanc occidental de l'anticlinal couché de Mondoñedo-Lugo-Sarria) où les plis ne sont plus cylindriques, les plis mineurs montrent parfois, à l'échelle de l'affleurement des axes courbes avec des variations de direction qui atteignent 80°.

Par exemple, sur la côte galicienne, dans l'autochtone du pli couché de Mondoñedo (région de Foz) et dans le flanc normal de ce pli (région de Burela), la direction des plis 1 varie entre Nord 60° et N 140° et les charnières de ces plis couchés isoclinaux sont courbes⁷ (fig. 45).

Plus au Sud, on peut observer le même phéno-

mène jusqu'à l'échelle régionale ; près de Sarria, dans la région de Puertomarin, on trouve en effet à la fois des plis couchés de direction Est-Ouest et Nord-Sud (fig. 46), admettant la même schistosité de plan axial et qu'il est par conséquent difficile de rattacher à deux phases distinctes.

— Dans le domaine toujours métamorphique des plis couchés replissés (anticlinal de l'« Ollo de Sapo »), on ne connaît pas exactement la direction des grandes structures ; celle des plis mineurs, si elle est en gros parallèle à la direction de la virgation due dans cette région à la phase 2, est très irrégulière dans le détail.

Dans la partie Nord, les phases 1 et 2 ont des directions différentes (fig. 47) et les plis 1 ont une direction moyenne Nord-Ouest-Sud-Est à Nord-Sud.

Dans la partie médiane de la virgation on ne connaît pas la direction des plis 1.

Dans la branche méridionale de la virgation les plis ont une direction qui varie entre Est-Ouest et Nord-Sud et sont déversés dans ce cas vers le Nord et vers l'Est. On peut trouver à la fois ces deux directions, comme par exemple dans la région de Verin ou dans le Tras os Montes (A. RIBEIRO et J. A. REBELO, 1965) où l'on note aussi la présence d'axes de plis courbes, même dans l'épizone.

⁷ Signalons ici que ce phénomène a conduit H. U. NISSEN à différencier deux phases de plissement dans cette zone, alors qu'il s'agit en réalité de la même phase.

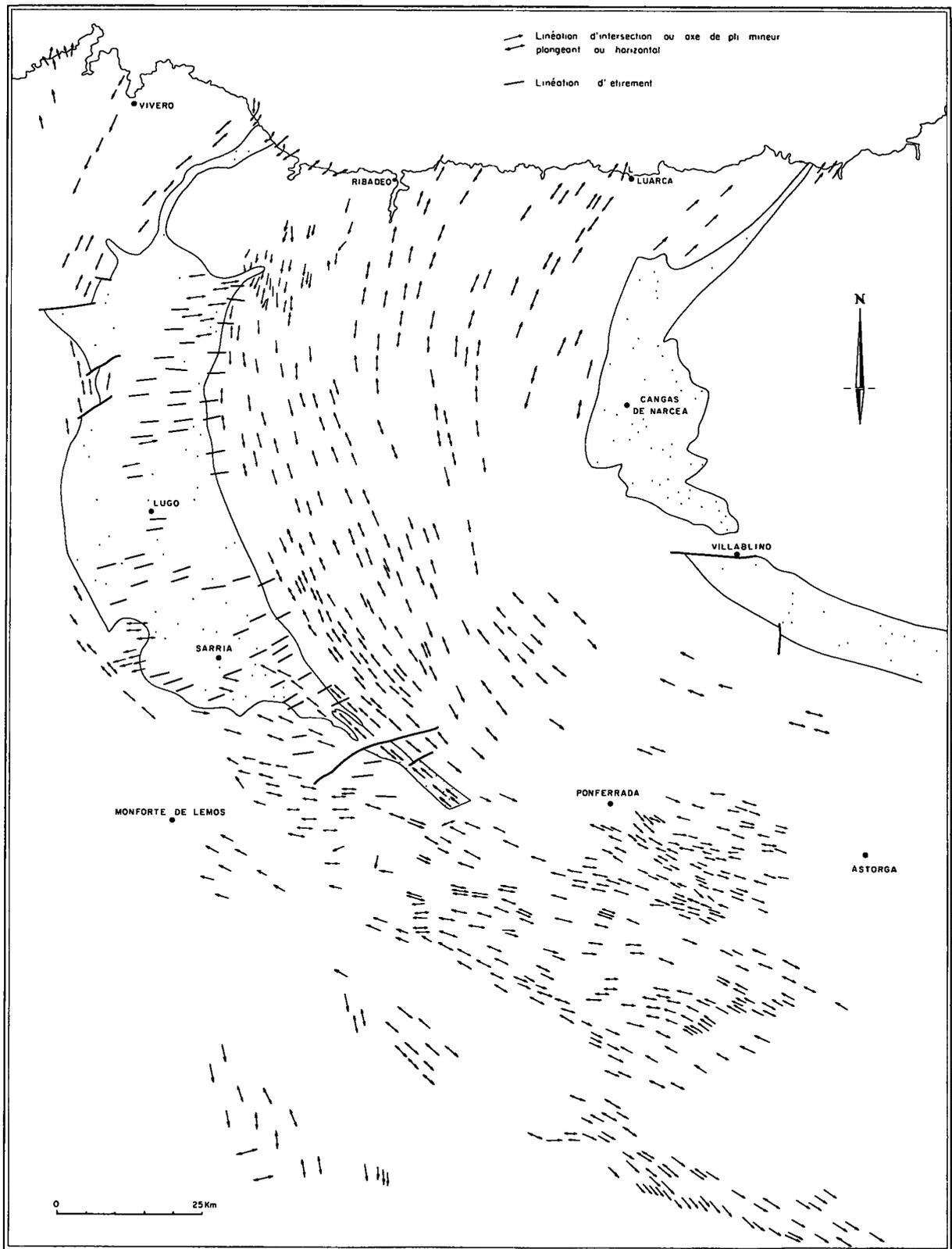


Fig. 44. — Carte des linéations et des plis mineurs de la phase 1.

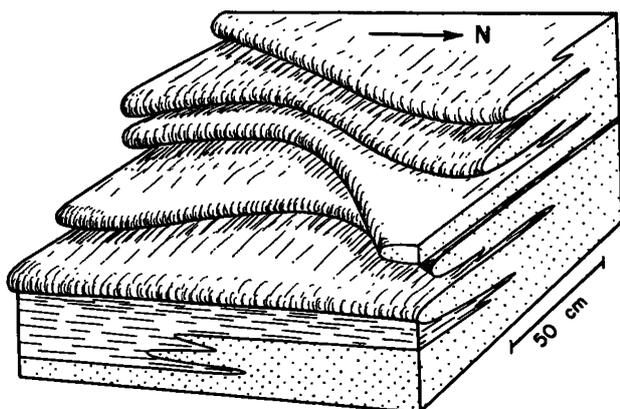


Fig. 45. — Bloc diagramme montrant l'allure des plis isoclinaux à axes courbes de la région de Foz (Cambrien autochtone mésozoonal du pli couché de Mondoñedo).

B) La schistosité primaire.

1° Caractères généraux :

Nous appelons schistosité primaire la schistosité associée aux plis de la phase 1. C'est la première schistosité certaine observable dans le domaine étudié. Elle apparaît brusquement à l'Ouest d'une ligne correspondant en gros à la limite Cambrien-Précambrien sur le flanc externe de l'anticlinal du Narcea (fig. 48, planche III).

Cette brutale apparition provient sans doute en grande partie de la grande différence lithologique qui existe entre le Précambrien essentiellement pélitique et le Cambrien inférieur conglomératique ou grossièrement détritique.

Parfois, la schistosité primaire traverse le conglomérat de base du Cambrien et se retrouve dans les interbanes schisteux du Cambrien inférieur. Nous avons pu constater au Nord de Villablino (Leon) qu'elle pouvait monter jusque dans le Cambrien moyen. Cependant ce n'est pas commun et, d'une façon générale, on ne trouve pas dans les Asturies ni dans les Léonides (L. U. DE SITTER, 1962) de schistosité associée aux structures tangentielles majeures, sauf en de rares endroits (B. N. KOOPMANS, 1962).

Par contre, à l'Ouest d'une ligne Cudillero-Canagas de Narcea-Villablino, la schistosité primaire affecte tous les terrains depuis le Précambrien

jusqu'au Dévonien inclus avec toutefois une intensité, un style et un pendage variables selon la compétence des bancs, la position dans la chaîne et l'intensité du métamorphisme (fig. 48).

Dans les séries schisteuses, la schistosité primaire S_1 est parallèle au plan axial des plis (fig. 36 et 49). Elle est donc perpendiculaire à la stratification S_0 dans les charnières (fig. 50) et oblique à celle-ci dans les flancs sauf dans les plis isoclinaux très serrés où elle lui est parallèle.

Dans les niveaux plus compétents, tels que les quartzites, la schistosité a tendance à se disposer en éventail (fig. 36 et 51). Ce caractère peut être utilisé comme les plis mineurs pour savoir sur quel flanc d'une structure majeure on se trouve (fig. 52 et 53).

L'intersection de la schistosité S_1 et de la stratification S_0 donne une linéation d'intersection l_1 parallèle aux axes des plis et à la direction des grandes structures, sauf lorsqu'il existe des pendages ou des plis anté-schisteux (dans le Précambrien).

2° Répartition et style de la schistosité primaire :

Dans le domaine étudié, l'aspect aussi bien macroscopique que microscopique de la schistosité primaire peut varier notablement selon les endroits, en fonction de l'intensité de la phase 1 (plis plus ou moins serrés), de la compétence des roches et surtout du métamorphisme.

Pour des roches de compétence donnée, par exemple les pélites fines, on peut diviser par commodité le domaine étudié en trois zones principales (fig. 48) correspondant à une déformation et un métamorphisme de plus en plus importants :

- une zone à schistosité de fracture ;
- une zone à schistosité de flux ;
- une zone à foliation.

a) *La zone à schistosité de fracture.* — On ne trouve de schistosité de fracture dans le domaine étudié que dans deux zones très limitées (fig. 48) :

- une bande étroite dans le Précambrien du flanc oriental de l'anticlinal du Narcea ;
- une zone plus large à l'Est de Ponferrada dans le Silurien, l'Ordovicien et plus rarement le Cambrien supérieur.

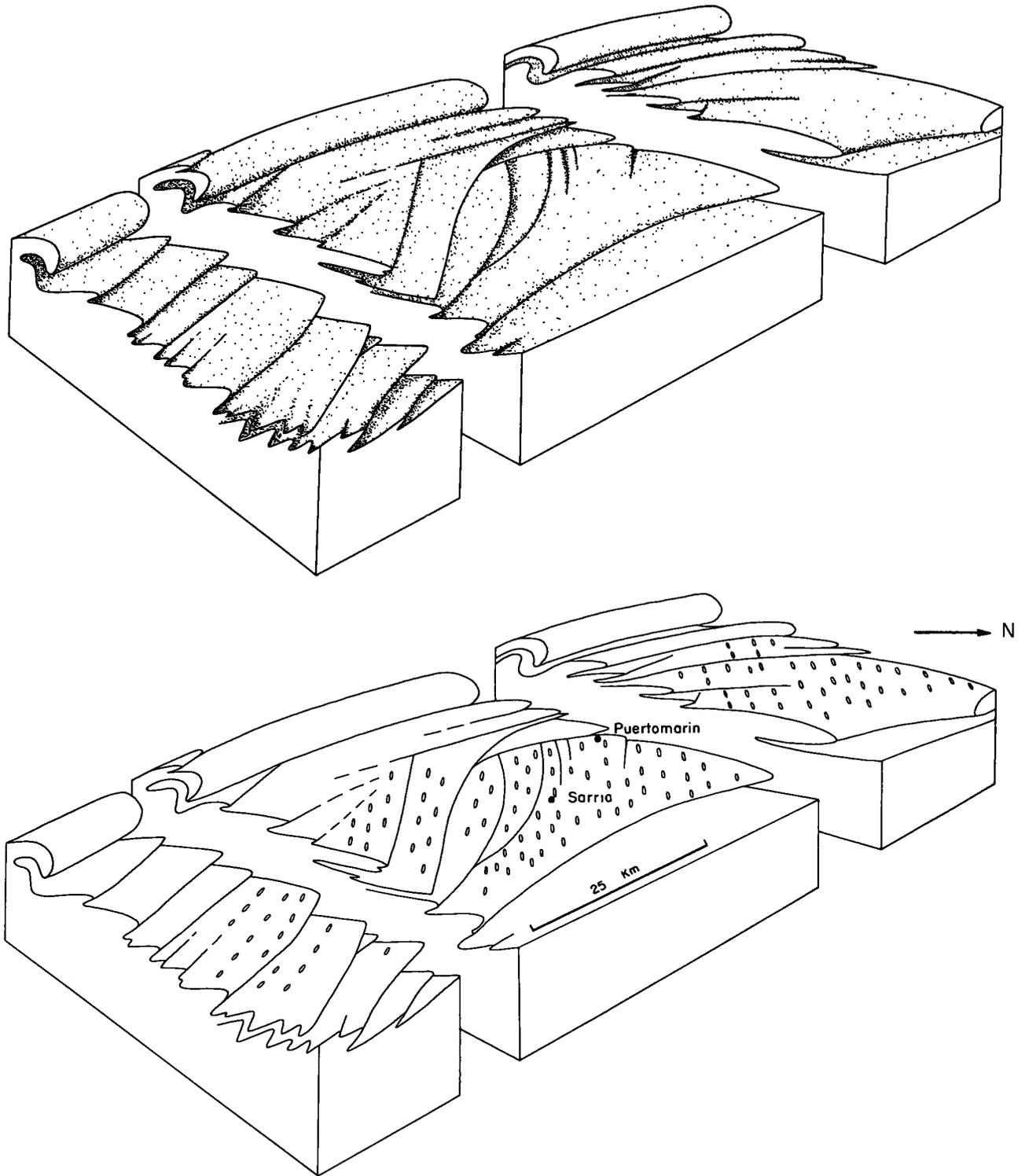


Fig. 46. — Bloc diagramme montrant l'allure des plis 1 dans la région de Sarria et leurs relations avec les linéations d'étirement de la phase 1 et les plis de la phase 2.

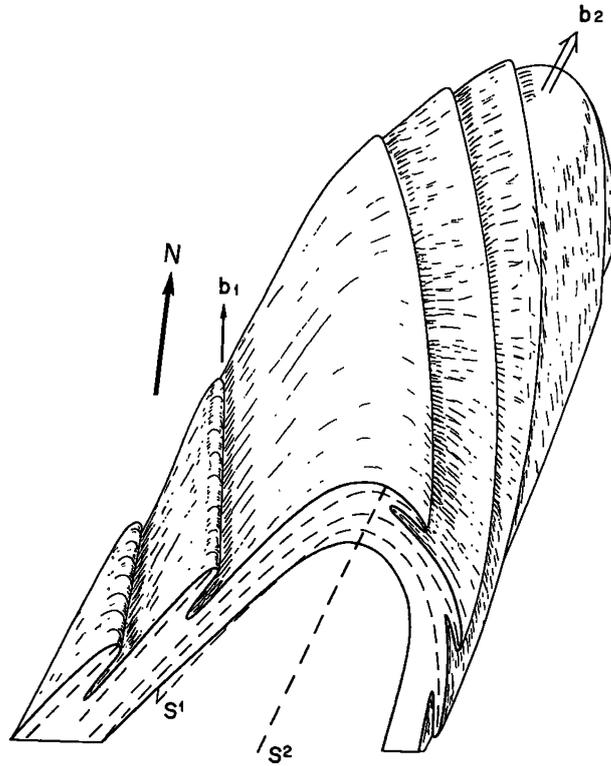


Fig. 47. — Relations des plis 1 et des plis 2 dans l'anticlinal de Barquero (extrémité Nord de l'anticlinal de l'Olla de Sapo).

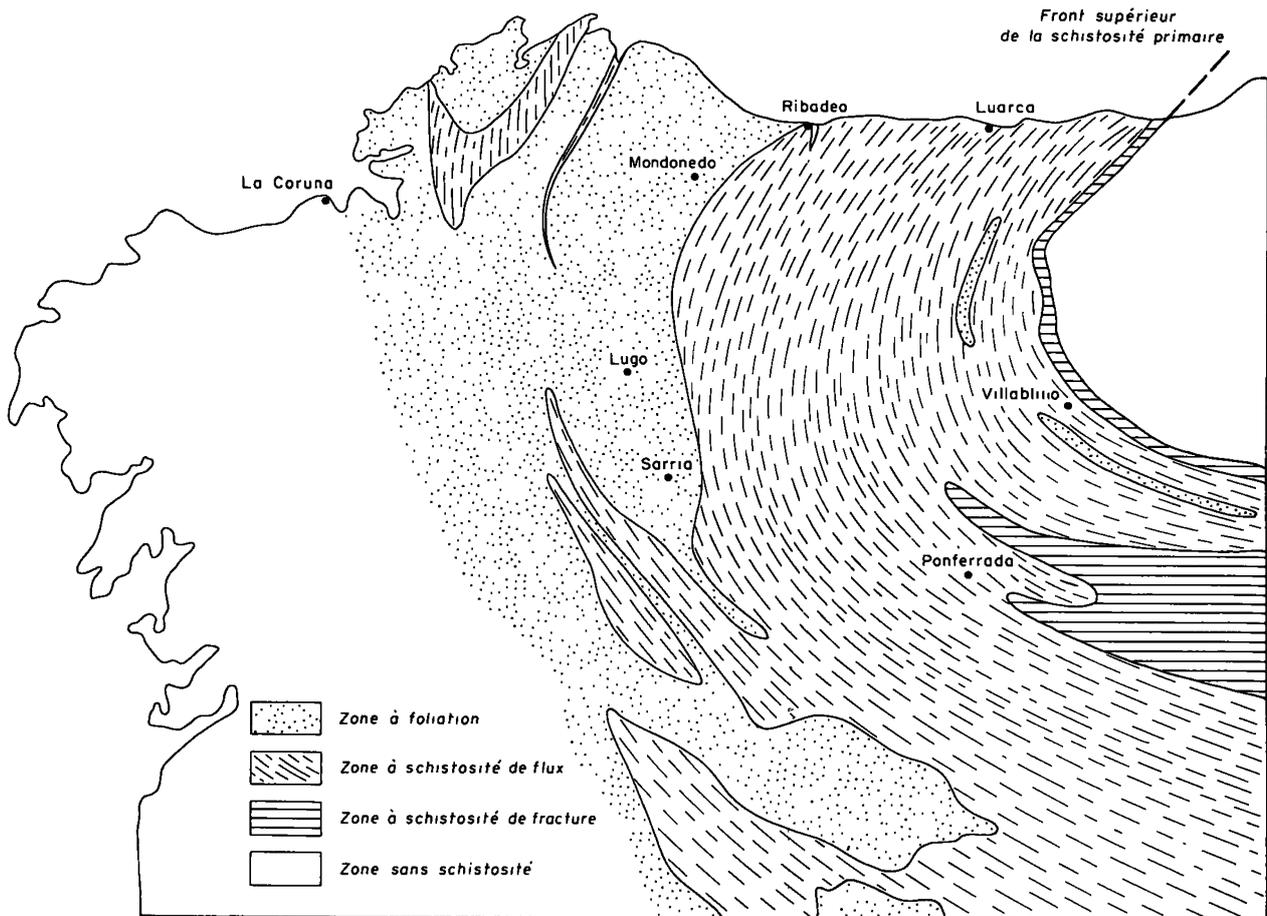


Fig. 48. — Répartition et style de la schistosité primaire dans le domaine étudié.



Fig. 49. — Schistosité primaire, plan axial d'un synclinal couché vers le Nord dans les schistes et grauwackes épimétamorphiques du Précambrien supérieur de l'anticlinal de Narcea (route de la Magdalena à Barrios de Luna).

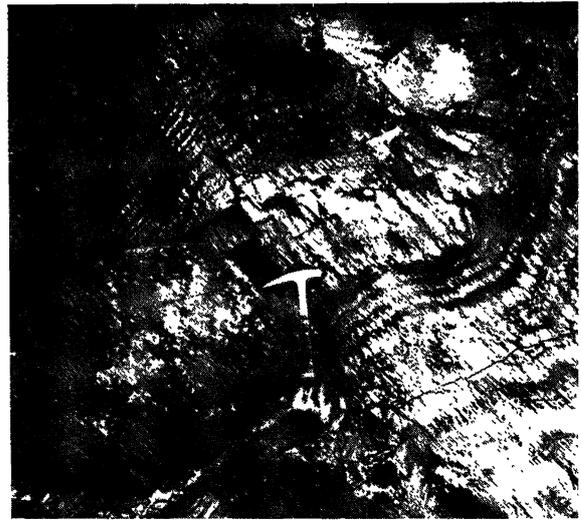


Fig. 50. — Schistosité primaire perpendiculaire à la stratification dans la charnière d'un anticlinal 1 déversé vers le Nord (Ordovicien inférieur, Sud du Barco de Valdeorras).



Fig. 51. — Pli mineur de la phase 1. La schistosité, qui est plan axial du pli dans les pelites, se réfracte et s'ordonne en éventail dans les bancs gréseux ($\times 5,5$). Cambrien moyen épimétamorphique du flanc oriental de l'anticlinal couché de Lugo-Sarria.



Fig. 52. — Schistosité de flanc inverse plongeant vers le Nord dans le flanc inverse de l'anticlinal couché de la Sierra de Caurel (Los Conventos). Quartzites armoricains.

La bande du Narcea est intéressante car on peut y observer le passage de la zone sans schistosité à la zone à schistosité. Dans les tout premiers stades, la schistosité de fracture n'est pas encore matérialisée comme plan axial des plis. On observe un réseau de fractures irrégulières, grossièrement conjuguées, dont l'intersection est parallèle à l'axe des plis et qui déterminent dans les pélites un débit en « frites » centimétriques caractéristiques des tout premiers stades de la schistosité (L. U. DE SITTER, 1964).

Dans un stade plus évolué, ces plans deviennent progressivement parallèles au plan axial des plis et on aboutit à une véritable schistosité de fracture qui délimite des microlitons, centimétriques à millimétriques. Dans ces microlitons les micas détritiques ne sont pas réorientés ou sont orientés parallèlement à la stratification (fig. 54 et 55).

Dans les plans de schistosité eux-mêmes, il n'y a pas néoformation de minéraux phylliteux mais tout au plus réorientation des minéraux antérieurs.

b) *La zone à schistosité de flux.* — Cette zone, la plus vaste, correspond en gros à celle du métamorphisme épizonal. Elle comprend donc à la fois



Fig. 53. — Schistosité de flanc inverse sub-horizontale dans les quartzites précambriens épimétamorphiques du flanc inverse de l'anticlinal couché de Sarría (route de Triacastela à Samos).

la plus grande partie du domaine des plis à plan axial subvertical et une partie du domaine des plis couchés.

Dans les séries à prédominance schisteuse, la schistosité de flux est la structure planaire la plus évidente et parfois la seule visible.

Sur le terrain, les plans de schistosité ont un aspect soyeux caractéristique, dû à la cristallisation syntectonique de phyllites (chlorite, séricite).

La roche est toujours déformée de façon intime ; au microscope, la schistosité de flux correspond à un arrangement parallèle de petites lamelles phylliteuses et de grains de quartz aplatis (fig. 56). L'ensemble de la roche s'est réorienté et aplati perpendiculairement à la contrainte maximum, par dissolution, diffusion et recristallisation.

Cependant, même dans les pélites les plus fines, il reste toujours des minéraux phylliteux, généralement plus gros que le fond de la roche (en particulier des porphyroblastes de chlorite) qui ont cristallisé avec leurs faces basales obliques ou perpendiculaires à la schistosité (fig. 57). Ces minéraux ont souvent à leurs extrémités des



Fig. 54. — Schistosité primaire de fracture dans les pelites et les grès. On remarque que les minéraux phylliteux diagénétiques ne sont pas orientés (partie gauche de la fig. 51 ($\times 70$)).



Fig. 55. — Schistosité primaire de fracture. Les minéraux phylliteux diagénétiques sont orientés selon la stratification ($\times 50$). Cambrien supérieur des environs d'Astorga.

« queues » ou « franges » de cristallisation qui indiquent qu'ils ont été aplatis dans la schistosité. Nous verrons cependant qu'ils ne sont pas pour autant antérieurs à celle-ci et qu'ils peuvent être aussi considérés souvent comme syntectoniques (p. 254).

Dans les séries quartzitiques, la schistosité est toujours moins évoluée que dans les séries schisteuses encaissantes, de telle façon que les quartzites montrent la plupart du temps une schistosité de fracture même dans la zone à schistosité de flux ; les grains de quartz sont alors cataclasés.

Ce n'est que dans la zone de la foliation que les quartzites ont « flué ». Dans les quartzites très homogènes et très purs, la schistosité est alors matérialisée seulement par l'aplatissement des grains de quartz et ne se voit généralement qu'en lame mince (fig. 58).

c) *La zone à foliation.* — A partir de la mésozone, la schistosité de flux change progressivement d'aspect par augmentation de la taille des minéraux synschisteux et par formation de nouveaux minéraux syn- ou post-tectoniques, notamment des porphyroblastes de silicates d'alumine.

Le nouvel aspect que prend alors la schistosité dans ces zones très métamorphiques peut être appelé *foliation*. Il n'y a donc pas de limite bien nette entre schistosité de flux et foliation.

En ce qui nous concerne, nous avons convenu, pour la région étudiée, de remplacer le terme de schistosité de flux par celui de foliation, à partir du moment où l'on se trouve dans la zone de la biotite.

La limite de la foliation est par conséquent parallèle aux isogrades du métamorphisme et le domaine de la foliation correspond en gros, chez

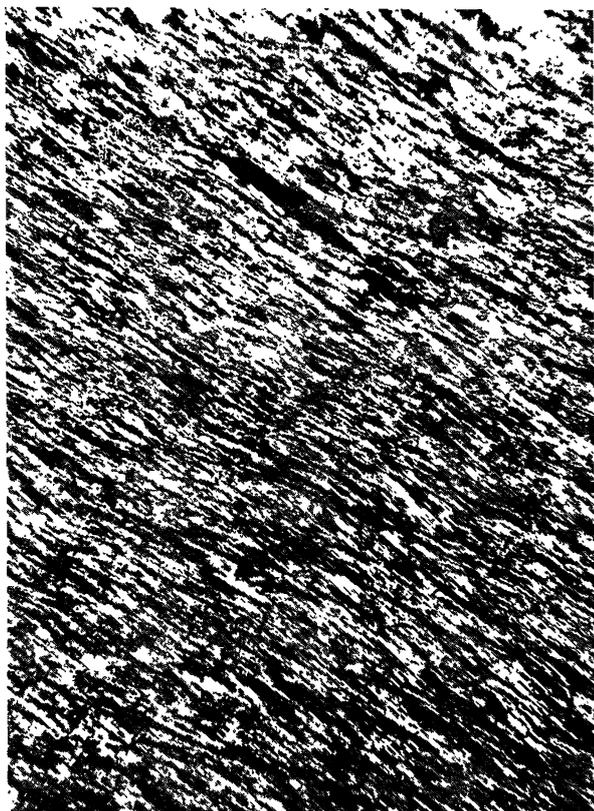


Fig. 56. — Schistosité primaire de flux dans les pelites ($\times 100$). Llandeilo épimétamorphique de l'Ouest des Asturies.



Fig. 57. — Schistosité de flux dans des pelites avec porphyroblastes de chlorite à clivages perpendiculaires ou obliques à la schistosité. On remarque les « queues » de la cristallisation en quartz aux extrémités de ces porphyroblastes (lame perpendiculaire à la schistosité $\times 100$). Précambrien épimétamorphique de la région de Triacastela.

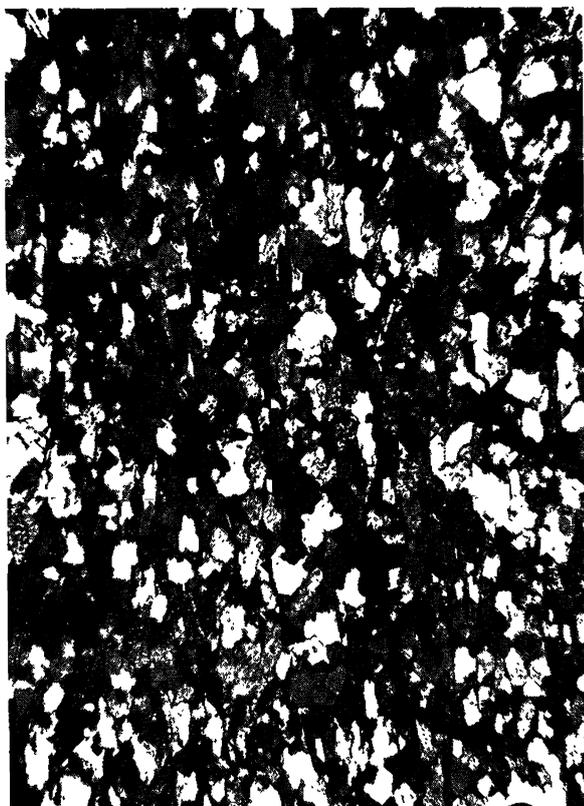


Fig. 58. — Schistosité de flux dans un quartzite matérialisée par l'allongement des grains de quartz (lame perpendiculaire à la schistosité, $\times 32$) (micaschistes précambriens des environs de Sarria).



Fig. 59. — Foliation imparfaite. Lame perpendiculaire à la foliation, parallèle à la linéation d'étirement. On remarque des porphyroblastes de biotite disjoints et resoudés par du quartz, dans un fond phylliteux plus fin, à schistosité de flux. Cambrien inférieur de la région de Puertomarín ($\times 50$).

nous, à la plus grande partie de celui des plis couchés et des plis couchés replissés.

L'aspect microscopique de la foliation est donc différent pour une roche donnée selon la zone de métamorphisme où l'on se trouve.

Jusque dans la zone de l'almandin la *foliation est généralement imparfaite* ; on a seulement quelques gros porphyroblastes disséminés sur un fond phylliteux plus fin du type schistosité de flux (fig. 59). Ces porphyroblastes (généralement biotite) incluent le plus souvent la schistosité sous forme de petites inclusions de quartz orientées.

Au-delà de la zone de l'almandin, le fond de la roche cristallise à son tour. Bien souvent cette

cristallisation est tardive et statique. Le quartz prend une allure imbriquée caractéristique et les micas (biotite, muscovite) cristallisent en plages limpides mimétiques de la schistosité de flux ou même de la stratification et leurs inclusions de quartz ne sont plus orientées. On a une foliation parfaite (fig. 60).

Dans la zone à foliation, la déformation plastique est intense. Comme le métamorphisme est en grande partie contemporain de la déformation, même les roches compétentes (arkoses, quartzites) se sont comportées de façon plastique : les plis sont très aplatis, à charnières très aiguës de telle sorte que la plupart du temps la foliation est parallèle à la stratification.



Fig. 60. — Foliation parfaite. Cristallisation plus poussée que dans la fig. 59. Les cristaux de biotite et quartz sont plus gros. On remarque un porphyroblaste complètement rétro-morphosé en biotite et chlorite, probablement un ancien grenat ($\times 32$). Micaschistes précambriens de Lugo.

3° *Pendage et direction de la schistosité primaire :*

La schistosité primaire correspond, comme nous l'avons vu, au plan axial des plis de la première phase dont elle a le pendage et la direction.

A l'échelle de la virgation, les plans de schistosité s'ordonnent en une série de surfaces gauches plus ou moins concentriques, subverticales ou très redressées dans les zones externes et devenant de plus en plus horizontales dans les zones internes où elles sont replissées par la deuxième phase. Ces plans de schistosité replissés ou horizontaux dans la branche Nord-Sud de la virgation se redressent peu à peu quand on les suit vers le Sud-Est, si bien que dans la branche méridionale de la virgation, tous les plans de schistosité sont subverticaux

depuis les zones externes jusqu'aux zones internes de la chaîne (fig. 61).

C) *Les linéations.*

Il existe plusieurs types de linéations qui se sont formées au cours de la première phase de plissement. On peut les ranger en trois groupes :

- Les linéations d'intersection ;
- Les linéations d'étirement ;
- Les autres types de linéation.

1° *Les linéations d'intersection :*

Ces linéations résultent, comme nous l'avons vu, de l'intersection de la stratification et de la schis-

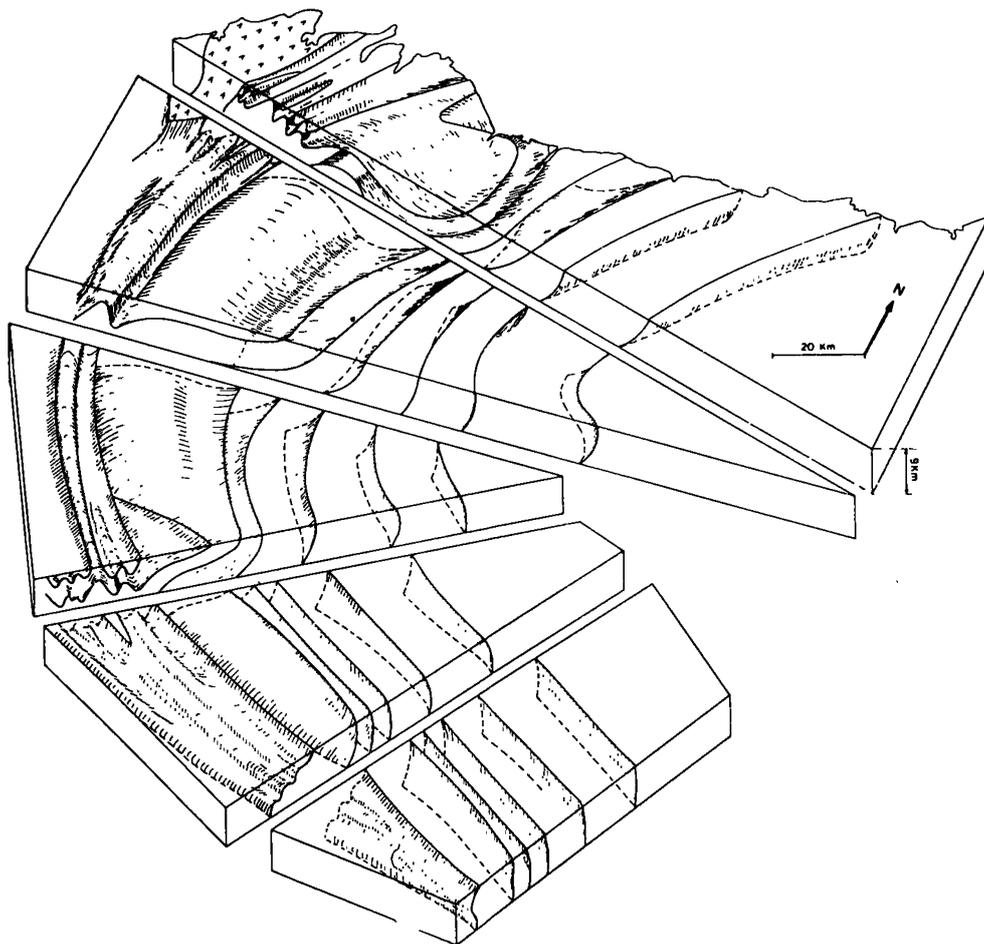


Fig. 61. — Pendage et direction de la schistosité primaire dans le domaine étudié.

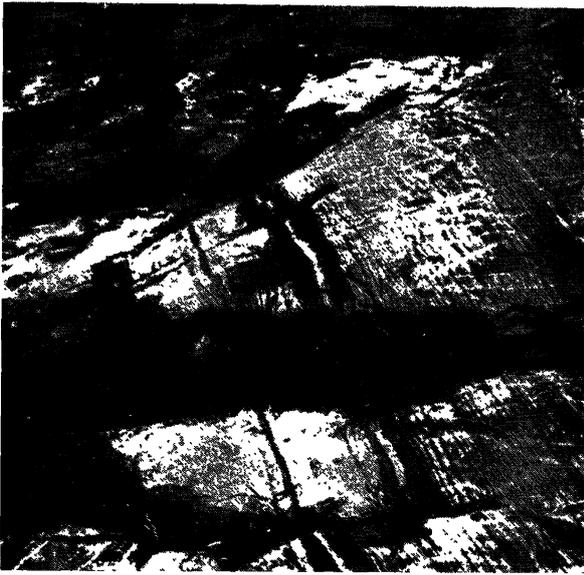


Fig. 62. — Linéations d'intersection stratification/schistosité primaire sur le flanc Est de l'anticlinal couché de Lugo-Sarria (Monte Oribio) (contact Cambrien-Précambrien).

tosité ; c'est sur le plan de schistosité qu'elles sont les plus nettes, surtout dans les séries où alternent schistes et grès en petits bancs (fig. 62).

En l'absence de plis antéschisteux notables, c'est à dire pratiquement dans tout le Paléozoïque du domaine étudié, ces linéations sont rectilignes, à l'échelle de l'affleurement, et parallèles à l'axe des plis mineurs et majeurs (fig. 44).

Dans les zones à pendages ou plis antéschisteux (Précambrien) leur direction et leur plongement dépendent évidemment à la fois du pendage qu'avait la stratification avant le plissement et du pendage de la schistosité primaire.

Dans les zones à plis courbes (autochtone du pli couché de Mondoñedo, Tras os Montes), les linéations d'intersection sont évidemment courbes.

2° Les linéations d'étirement et les objets déformés :

On sait que l'étude des objets déformés et des linéations d'étirement qui en résultent apporte des précisions sur le style et le mécanisme de la déformation. Il est intéressant en particulier de comparer

la direction d'étirement maximum de ces objets avec la direction des plis.

Malheureusement dans le domaine étudié, les objets déformés, vraiment antérieurs à la phase 1 (oolithes, fossiles, galets de conglomérats) (fig. 63), sont rares.

On peut cependant observer d'autres types d'objets déformés :

- les taches de réduction ou d'oxydation (mimétiques de la déformation), surtout dans les schistes pyriteux du Llandeilo ;
- les minéraux de métamorphisme (porphyroblastes). Ce dernier type est intéressant, car les minéraux de métamorphisme ne sont pas antérieurs à la totalité de la phase 1 mais à une partie seulement. Ils permettent ainsi d'analyser les différents stades de la déformation.

Néanmoins, le champ des observations doit être limité au domaine qui n'est pas fortement influencé par la phase 2, c'est à dire pratiquement l'Ouest des Asturies et à la Galice orientale.

Dans la plus grande partie du domaine des plis à plan axial subvertical, les objets sont allongés parallèlement à l'axe des plis. Ce fait est parti-



Fig. 63. — Conglomérat silurien déformé par la phase 1 (flanc occidental de l'anticlinal du Barquero, playa de Espasante).

culièrement remarquable dans tout le synclinal d'Alcanices où le Silurien est riche en conglomérats. Les galets sont intensément allongés parallèlement à l'axe des plis (fig. 64) et aplatis dans la schistosité. Il en est de même plus au Nord dans

le synclinal de Truchas et dans l'anticlinal du Teleno où l'on rencontre soit des taches de réduction (surtout dans le Llandeilo), soit des fossiles, allongés suivant l'axe des plis et des linéations d'intersection.



Fig. 64. — Galet de conglomérat intensément allongé selon l'axe des plis 1 (Silurien du synclinal d'Alcanices).

Dans la zone des plis couchés, la direction d'élongation maximum est variable, souvent perpendiculaire à l'axe des plis, parfois oblique et même parallèle.

Le domaine le plus favorable aux observations est la zone des plis couchés de Galice orientale depuis Mondoñedo jusqu'à Sarria, car l'action de la phase 2 est faible ou nulle. L'étirement peut être étudié grâce à des taches dans les schistes ou grâce à des porphyroblastes ou poeciloblastes de minéraux de métamorphisme (biotite, grenat, chloritoïde, andalousite, staurotide) dans les mica-schistes.

L'étude de l'étirement de ces minéraux de métamorphisme est d'autant plus instructive qu'ils ne sont pas antérieurs à la totalité de la déformation mais à une partie seulement de celle-ci.

En effet, tous ces porphyroblastes englobent la schistosité primaire sous forme de traînées de petites inclusions quartzzeuses qui apparaissent en lame mince, soit sigmoïdales, soit le plus souvent

rectilignes. Ces gros porphyroblastes (le plus souvent biotites) sont donc légèrement postérieurs à la schistosité primaire.

Ils sont cependant à leur tour intensément aplatis dans la même schistosité primaire, car celle-ci se moule étroitement autour d'eux et ils montrent à leur extrémité des « franges » ou « queues de cristallisation » (« pressure shadows ») très allongées, généralement en quartz (fig. 65). Parfois ces minéraux ont tourné pendant l'aplatissement et leurs inclusions internes font un certain angle avec la schistosité externe (fig. 66).

Dans le plan de foliation, ces franges apparaissent soit disposées de façon concentrique autour du minéral, soit montrent une direction d'allongement préférentielle. Cette direction est la même pour tous les minéraux et l'allongement de ces franges détermine alors une véritable linéation d'aspect fibreux très caractéristique (« Stretching lineation ») (fig. 67). Des lames minces taillées perpendiculairement à la foliation confirment que



Fig. 65. — Porphyroblastes de biotite aplatis dans la schistosité et à clivages obliques à la schistosité. On remarque les traînées rectilignes d'inclusion de quartz orientées selon la schistosité et les « queues » de cristallisation très développées (lame perpendiculaire à la schistosité, $\times 32$). Cambrien inférieur au SE de Sarria.

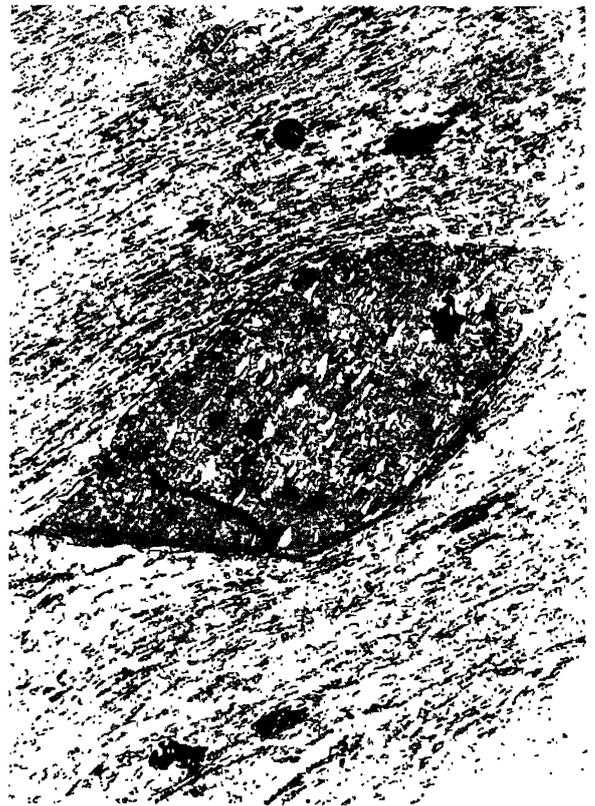


Fig. 66. — Porphyroblaste de biotite à clivages obliques à la schistosité et lui-même aplati dans la schistosité. On remarque les traînées d'inclusions quartzéuses rectilignes obliques à la schistosité externe qui montrent que le cristal a subi une rotation pendant le plissement (lame perpendiculaire à la schistosité, $\times 50$).

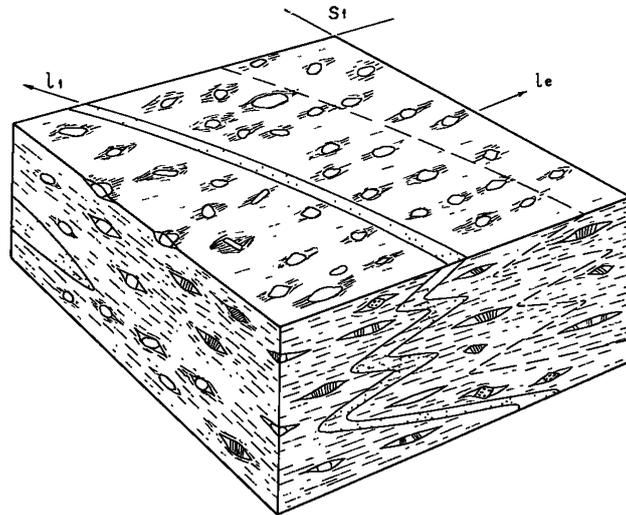


Fig. 67. — Bloc diagramme illustrant les relations les plus fréquentes entre linéations d'étirement et linéations d'intersection dans le pli couché de Mondoñedo-Lugo Sarria.



Fig. 68. — Foliation 1. On remarque les cristaux de biotite et de quartz très allongés (lame perpendiculaire à la foliation, parallèle à la linéation d'étirement ($\times 32$)).

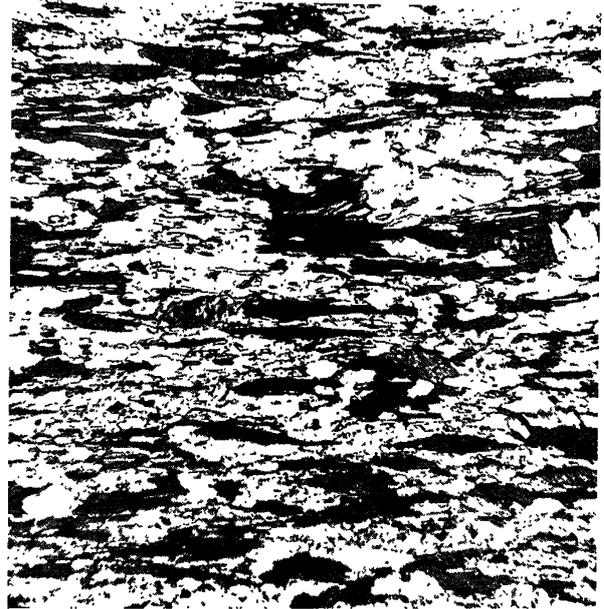


Fig. 69. — Même échantillon que la fig. 68, mais lame taillée perpendiculairement à la linéation d'étirement. On remarque que les cristaux de quartz et de biotite sont beaucoup moins allongés.

l'étirement est plus important parallèlement à cette linéation que perpendiculairement (fig. 68 et 69). Ce phénomène a été signalé par H. J. ZWART et J. A. OELE (1966) dans les Ardennes.

Ces linéations ne s'ordonnent pas de façon quelconque à grande échelle : dans la totalité du pli couché de Mondoñedo-Lugo-Sarria leur direction est assez constante (Nord 80° à Nord 120°) (fig. 44).

Dans la partie Nord de ce pli couché, elles sont perpendiculaires à l'axe des plis. Ce fait est particulièrement net aux environs de Castroverde dans les schistes moins métamorphiques du Cambrien, où l'on trouve des taches de réduction ellipsoïdales allongées perpendiculairement aux linéations d'intersection.

Dans la partie Sud, les linéations d'étirement gardent une direction constante mais les plis, nous l'avons vu, sont courbes et passent de la direction Nord 70° dans la région de Puertomarin à Nord 130° dans la région de Baralla. Il en résulte que les linéations d'étirement sont obliques ou subparallèles à l'axe des plis de la première phase (fig. 46).

Ce phénomène (plis courbes et linéations d'étirement de direction constante) est bien connu dans les régions très déformées où l'on trouve des plis couchés (G. VOLL, 1960), mais généralement à petite échelle (métrique ou hectométrique). On l'explique généralement soit par la présence de pendages antéschisteux, soit par un aplatissement inhomogène au cours d'une même phase, soit enfin par la superposition de deux phases ayant rejoué avec le même plan de schistosité (J. G. RAMSAY, 1960).

Dans la région de Sarria, nous pouvons écarter l'hypothèse de pendages antéschisteux, car les plis courbes et linéations d'étirement affectent aussi bien le Précambrien que le Paléozoïque qui lui n'a pas été sensiblement déformé avant la phase 1.

Il semble de même assez difficile d'invoquer comme seule explication un aplatissement inhomogène au cours de la même phase car le phénomène s'observe sur une vaste échelle (plusieurs dizaines de kilomètres).

Par contre on peut supposer que lors de la phase 1, la déformation s'est produite dans cette



Fig. 70. — Meneaux de stratification de la phase 1 dans un banc gréseux de l'Ordovicien supérieur (synclinal du Sil, route du Barco de Valdeorras à Puentes de Domingo Florez).



Fig. 71. — Meneaux de stratification dans la zone de charnière d'un pli de la phase 1 (même localisation que fig. 70).



Fig. 72. — Grands meneaux de stratification de la phase 1 dans le Cambro Ordovicien de l'Ouest des Asturies (route de la Espina à Luarca).



Fig. 73. — *Idem.* Même localisation que fig. 72.

région en deux stades successifs. Dans un premier stade se sont formés des plis en gros parallèles à la virgation, mais pouvant être localement obliques ou orthogonaux entre eux aux endroits où le rayon de la virgation était minimum. Dans un second stade ces plis ont été aplatis, et c'est au cours de cette phase finale que se seraient formées les linéations d'étirement. Les porphyroblastes se sont développés entre ces deux stades de la phase 1.

Il semble bien qu'il s'agisse de deux stades d'une même phase peut être séparés par une légère relaxation des contraintes, mais non de deux phases nettement séparées : on n'observe en effet qu'une seule schistosité primaire plan axial de plis couchés de direction variable et on ne trouve nulle part deux générations bien distinctes de plis couchés, l'une replissant l'autre.

3° Autres types de linéations :

Hormis les linéations d'intersection et les linéations d'étirement ou objets étirés, on rencontre d'autres structures linéaires qui se sont formées au cours de la phase 1 et dont certaines peuvent être rattachées à l'un ou l'autre des deux groupes précédents. Ce sont les meneaux, les rouleaux et les boudins.

— *Les meneaux* (« mullions ») se rencontrent surtout dans la partie épimétamorphique du domaine étudié, là où la schistosité est bien développée. Ce sont surtout des meneaux de stratification (G. WILSON, 1961) formés de roches compétentes (quartzites) au contact de roches incompétentes. On les trouve surtout dans les zones frontales de plis où ils représentent les charnières plus ou moins détachées et boudinées de plis mineurs.

Leur taille et leur aspect varient depuis ceux d'une linéation centimétrique grossière et irrégulière (fig. 70 et 71) à ceux de gros cylindres accolés de 50 cm de large et de plusieurs mètres de long (fig. 72 et 73). Ces structures sont toujours évidemment allongées parallèlement à l'axe des plis.

— *Les rouleaux* (« rods ») se rencontrent très rarement en liaison avec la phase 1. On ne les trouve que dans les séries très métamorphiques (schistes à exsudation de quartz). Ils sont beaucoup plus fréquemment associés à la phase 2 qui replisse les filons de quartz (fig. 91).

— *Les boudins* affectent les roches compétentes et particulièrement les quartzites.

Ils sont le plus souvent allongés parallèlement à l'axe des plis. C'est notamment le cas dans le flanc normal du pli couché de Mondoñedo dans les quartzites massifs (quartzites de Candana inférieur) de la région de Burela sur la côte galicienne (fig. 74).

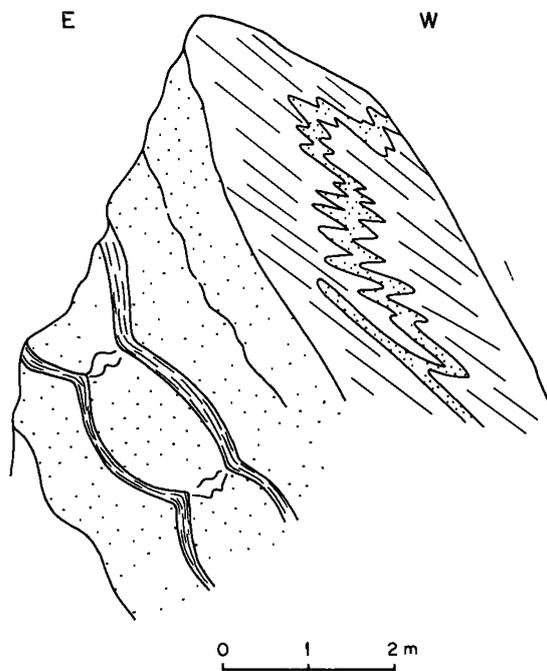


Fig. 74. — Boudins de direction Nord 20° Est allongés parallèlement aux plis de la phase 1 (plage de Burela, Cambrien inférieur mésozonal du flanc normal du pli couché de Mondoñedo).

Cette observation confirme que dans cette région, comme nous venons de le voir grâce aux linéations minérales, la direction d'allongement maximum de la matière est perpendiculaire à l'axe des plis 1.

On admet en effet (G. WILSON, 1961) que la contrainte minimum est orientée parallèlement à la largeur des boudins et la contrainte intermédiaire parallèlement à leur longueur.

Signalons que nous avons rencontré aussi des boudins allongés perpendiculairement à l'axe des plis. C'est notamment le cas dans le pli couché de

la Sierra de Caurel (fig. 75). Comme il n'y a, à cet endroit, qu'une seule phase de plissement notable, ces boudins se sont bien formés au cours de la phase 1 et la contrainte minimum était par conséquent parallèle à l'axe des plis. Ce cas a d'ailleurs déjà été signalé par H. H. READ (1934).

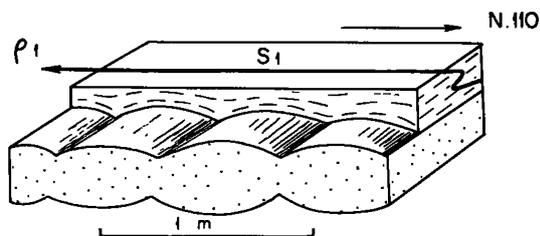


Fig. 75. — Boudins de direction Nord 30° Est allongés perpendiculairement à l'axe des plis de la phase 1 (environs de la mine de Villarbacu, Sierra de Caurel).

B) La deuxième phase de plissement.

La deuxième phase de plissement n'affecte qu'une partie de la virgation (zones internes) et se distingue de la première phase par les caractères suivants :

— Elle est beaucoup moins intense. Elle ne donne par exemple jamais de plis couchés mais seulement des plis subverticaux ou faiblement déversés vers le centre de la virgation. Ces plis sont toujours moins serrés que ceux de la première phase.

— Elle ne donne pas partout de structures mineures (microplis, schistosités, linéations).

— Les roches ne sont généralement pas déformées de façon aussi intime que par la première phase. Ceci est partiellement dû à l'induration des roches par un métamorphisme antérieur.

— Elle est dans son ensemble postérieure au paroxysme du métamorphisme hercynien (p. 258) et le plus souvent contemporaine d'une rétro-morphose dans le faciès « schiste vert ». Nous verrons cependant que parfois des conditions mésozonales ont subsisté pendant et même après la deuxième phase (fig. 124), mais c'est relativement rare.

— Elle est contemporaine de la mise en place de massifs importants de granites à deux micas.

En résumé, on peut dire que la deuxième phase de plissement est une phase de serrage qui n'a

donné des structures bien individualisables que dans les parties internes de la virgation où la schistosité primaire était horizontale ou à pendage faible.

Ailleurs, là où les structures de la première phase avaient des plans axiaux verticaux, il est toujours difficile de différencier les phases 1 et 2. La phase 2 a en effet rejoué avec le même plan axial que la phase 1 et n'a pas donné de structures nettement différenciables.

Comme pour la première phase, nous distinguons, par commodité, les grandes structures et les structures mineures.

I. — LES GRANDES STRUCTURES.

Les grandes structures peuvent se diviser en deux groupes :

- d'une part des plis d'amplitude kilométrique, à plan axial subvertical, bien reconnaissables au fait qu'ils replissent les structures de la première phase et notamment la schistosité primaire (planche II) ;
- d'autre part des chevauchements à fort pendage qui mettent en contact le plus souvent le Précambrien ancien sur le Paléozoïque. Ces contacts anormaux ne peuvent être rattachés qu'indirectement à la deuxième phase.

A) Les plis.

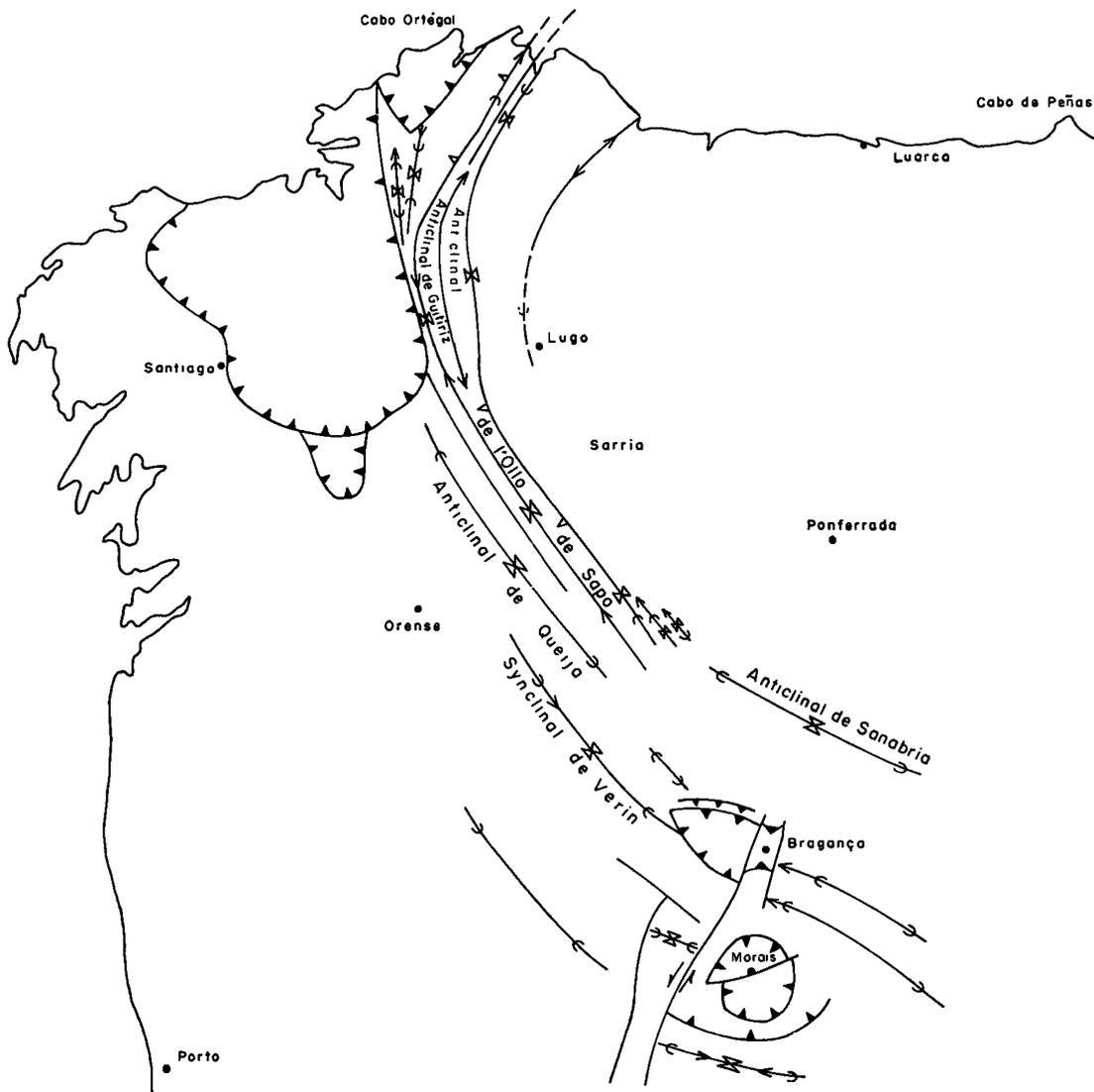
Si l'on fait une coupe d'Est en Ouest dans la branche Nord-Sud de la virgation (planche II), on ne peut déceler la présence d'une deuxième phase qu'à partir de la zone des plis couchés.

Dans la partie externe de cette zone (région de Mondoñedo) ce ne sont que des ondulations très légères.

Ce n'est qu'à partir du flanc interne des anticlinaux couchés de Mondoñedo-Lugo et de la Sierra de Caurel que la phase 2 donne de véritables plis (fig. 76).

Ces plis dessinent une virgation à peu près parallèle à celle des structures de la première phase.

Comme ceux de la première phase, ces plis très réguliers sont d'autant moins serrés et moins déversés qu'on les suit vers le Sud et le Sud-Est. Certains peuvent se suivre sur de très grandes distances (plus de 300 km).



-  Anticlinal symétrique avec indication du plongement axial
-  Synclinal déversé
-  Faille inverse ou chevauchement.

Fig. 76. — Les grandes structures de la phase 2.

La structure la plus importante est l'anticlinal de l' « Ollo de Sapo » à cœur de Précambrien porphyroïde. On peut suivre cet anticlinal sur plus de 300 km, avec une largeur moyenne de 10 km depuis l'extrême Nord de la côte galicienne

jusque dans la province de Zamora (Sanabria) où il disparaît sous le Tertiaire de la Meseta.

C'est en fait une série de plusieurs anticlinaux (anticlinaux du Barquero, de Guitiriz, de Vilacha, de Queija, de Sanabria) qui se relient.

Dans la partie Nord de la virgation, l'anticlinal du Barquero est dissymétrique et nettement déversé vers l'Est-Sud-Est (fig. 16). Vers le Sud, il devient progressivement symétrique et de plus en plus ouvert jusque dans la région de Sanabria où ce n'est plus qu'un dôme assez doux (fig. 27).

Dans le cœur de ces anticlinaux (Barquero, Guitiriz, Queija) des granites à deux micas se sont mis en place au cours de la phase 2 (R. CAPDEVILA, 1965).

A l'Ouest et au Sud-Ouest de l'anticlinal de l' « Ollo de Sapo » la phase 2 est tout aussi intense. Là cependant les grandes structures de cette phase sont compliquées par des failles inverses et des ondulations orthogonales de grande amplitude qui ont créé une structure en dômes et cuvettes (lopolithe de Santiago, Massif de Tras os Montes).

Comme dans l'anticlinal de l' « Ollo de Sapo », on trouve encore de très nombreux massifs de granites à deux micas qui se sont mis en place au cours de la phase 2 et souvent dans les axes anticlinaux (A. RIBEIRO et al., 1965).

B) Les chevauchements.

Les massifs de Précambrien ancien de Galice moyenne-Tras os Montes chevauchent systématiquement les séries paléozoïques qui les entourent avec des contacts redressés parfois en éventail (fig. 77). Deux hypothèses contradictoires ont été proposées pour expliquer cette disposition commune à tous ces massifs.

— *Enracinement sur place* pour le massif du Cabo Ortegal que E. DEN TEX et D. E. VOGEL (1962) considèrent comme un « dôme en forme de champignon soulevé à travers une mince enveloppe de schistes le long de zones d'écailles blastomylonitiques ».

— *Allochtonie du Précambrien cristallin*, hypothèse proposée par A. RIBEIRO et al. (1964) pour l'ensemble du Tras os Montes et par P. M. ANTHONIOZ (1967) pour le massif du Bragança qui doit

être considéré, d'après cet auteur, comme « un lambeau de recouvrement témoin d'une importante nappe de charriage ».

Nous avons montré dernièrement (Ph. MATTE et A. RIBEIRO, 1967) toutes les difficultés que soulève cette dernière hypothèse tant au point de vue tectonique que paléogéographique.

En effet, aussi bien dans le massif du Cabo Ortegal que dans ceux de Morais et de Bragança, au Portugal, les contacts entre Précambrien et Silurien sont raides et de style cassant. Les roches basiques sont broyées et écrasées sous forme de brèches soudées par de la serpentine, de la calcite et de la magnésie. Ces contacts paraissent postérieurs à la première phase, car ils rebroussement et replissent la schistosité primaire et sont souvent obliques à la direction des plis de la première phase, notamment sur le flanc Est du massif du Cabo Ortegal.

De plus ces chevauchements ne se cantonnent pas seulement à la limite Précambrien ancien-Paléozoïque : par exemple, à l'Ouest du Cabo Ortegal, sur le bord oriental de la ceinture de roches basiques considérées par I. PARGA-PONDAL (1956) comme un lopolithe, on trouve un chevauchement du même type qui affecte une bande de granite à deux micas. Ce granite est tout à fait semblable à ceux qui, un peu plus à l'Est, sont déformés par la deuxième phase et recourent les structures de la première phase.

D'autre part, dans le Tras os Montes on trouve de part et d'autre des massifs de Morais et Bragança des contacts chevauchants intra-siluriens où sont parfois coincées des lames de cristallin.

Si les massifs précambriens de Galice moyenne étaient charriés, ce charriage serait par conséquent postérieur à la phase majeure de plissement. Les racines d'une telle nappe ne peuvent se trouver que dans une zone plus occidentale où l'on connaît du Précambrien. Pour le massif de Bragança par exemple, il faut aller à plus de 150 km dans la région de Porto ; encore ne connaît-on pas là des

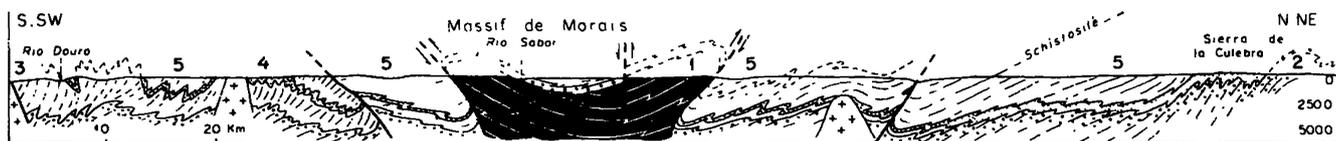


Fig. 77. — Coupe du Tras os Montes oriental montrant les relations tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque (d'après Ph. MATTE et A. RIBEIRO, 1967).

roches basiques et ultrabasiques du même type et en telle quantité. Cette distance représenterait donc la flèche minimum du charriage. La partie radicale d'une unité de cristallin aussi gigantesque (plus grande que l'austro-alpin) devrait correspondre à une zone d'accidents majeurs affectant le Précambrien ; or rien de tel n'est connu pour l'instant dans l'extrême Nord-Ouest de la Péninsule. D'autre part, au Sud Ouest comme au Sud-Est du massif de Tras os Montes, on ne trouve nulle trace d'une tectonique tangentielle de cette importance, et la première phase comme les phases tardives correspondent à des plis à plan axial subvertical.

L'hypothèse de l'extrusion s'inscrit mieux dans le contexte paléogéographique et tectonique : il est logique de penser que le socle précambrien ancien s'est comporté de façon rigide au cours des phases de serrage qui se sont produites dans des conditions de basse température postérieures au paroxysme du métamorphisme hercynien. Ces extrusions ont pu être favorisées par la faible épaisseur de la couverture paléozoïque amincie au cours de phases de bombement anté-hercyniennes : phases anté-Arenig et phase intra-silurienne (p. 203). Cette tectonique extrusive est d'ailleurs connue dans d'autres segments de la chaîne hercynienne

d'Europe, par exemple dans la zone saxo-thurino-gienne (H. R. von GAERTNER, 1950).

II. — LES STRUCTURES MINEURES.

On ne trouve pas toujours de structures mineures (plis mineurs, schistosité, linéations) associées aux grandes structures de la phase 2. Elles ne se développent que là où la phase 2 est la plus intense et dans des zones privilégiées.

Par exemple, la schistosité et les microplis de la phase 2 ne sont le plus souvent bien développés que dans le cœur des grandes structures et plus rarement sur leurs flancs.

Nous incluons aussi dans les structures mineures de la phase 2 des plis conjugués de taille métrique à décamétrique qui sont localisés aux séries très métamorphiques de l'autochtone du pli couché de Mondoñedo. Ces plis mineurs ne peuvent être rattachés qu'indirectement à la phase 2.

A) *Les plis mineurs.*

Les plis majeurs de la deuxième phase s'accompagnent de plis mineurs, généralement bien cylindriques. Ils ont un style très variable, depuis de simples ondulations (fig. 78) jusqu'à des plis en chevron (fig. 79) parfois très serrés et de type



Fig. 78. — Plis symétriques très ouverts de la phase 2 dans l'Ordovicien inférieur (flanc Nord de l'anticlinal de Sanabria, près de San Ciprian).

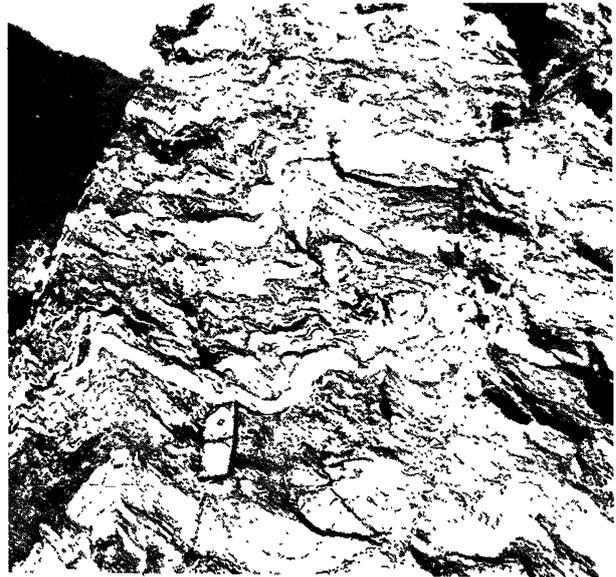


Fig. 79. — Plis de la phase 2 en chevron déversés vers le Nord Nord-Est. Flanc Nord de l'anticlinal de Sanabria, micaschistes de la Sierra Segundera.



Fig. 80. — Petits plis en chevron de la phase 2 de type semblable. Ordovicien inférieur (Sud du Barco de Valdeorras).

semblable (fig. 80). Ils peuvent être isoclinaux à petite échelle (centimétrique ou métrique) dans le cœur des plis majeurs. Il devient alors parfois difficile de les distinguer isolément des plis 1, surtout quand ils sont homoaxiaux. Ils en diffèrent cependant par les caractères suivants :

- ils sont en moyenne plus ouverts que les plis 1 et se rapprochent en général beaucoup plus du type isopaque, surtout dans les bancs compétents. En particulier, ils ne sont jamais isoclinaux quand ils sont de grande taille (fig. 81) ;
- ils sont à plan axial vertical ou sont légèrement déversés vers les zones externes (fig. 82 et 83), mais ils ne sont jamais à plan axial horizontal ;
- ils replissent les structures (linéations, schistosité, plis) de la phase 1 (fig. 84 et 85) ;
- ils sont généralement post-métamorphiques et replissent en particulier les foliations et les filons de quartz d'exsudation symmétamorphiques ;
- leur schistosité de plan axial S_2 , outre qu'elle traverse parfois les plis 1 (fig. 86), est toujours très différente de la schistosité S_1 au point de vue microscopique et permet toujours de les différencier des plis 1.

Le style des plis 2 paraît influencé par le métamorphisme hercynien : dans les zones où des températures assez élevées (mésozone) ont subsisté pendant la deuxième phase, les plis 2 sont plus serrés qu'ailleurs.

B) La schistosité secondaire S_2 .

La schistosité secondaire S_2 , plan axial des plis 2, est plus grossière et moins régulièrement répartie que la schistosité primaire S_1 . Dans les bancs compétents, c'est une schistosité de fracture ; dans les schistes c'est une schistosité de type « strain-slip⁸ » très différente de la schistosité S_1 . Elle doit son caractère particulier au fait qu'elle replisse S_1 sous forme de petits plis millimétriques généralement de type semblable. Ce type de schistosité ne se développe que dans les roches affectées au préalable d'une anisotropie très fine et caractérise de ce fait toutes les phases de plissement post-schisteuses.

Son aspect microscopique peut varier légèrement : dans les zones où la phase 2 est encore peu intense, ce sont de simples ondulations ou plis millimétriques et les plans S_2 ne sont pas

⁸ Voir G. WILSON, 1961, pour la définition de ce terme.



Fig. 81. — Grand pli symétrique de la phase 2 (Ordovicien inférieur, Sud du Barco de Valdeorras).



Fig. 82. — Anticlinal deuxième phase déversé à l'Est Sud-Est (Silurien du flanc occidental de l'anticlinal du Barquero, playa del Picon).

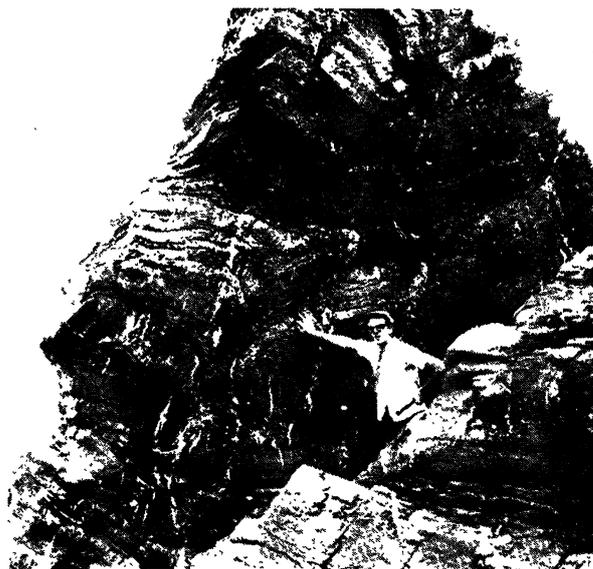


Fig. 83. — Plis de deuxième phase avec schistosité, déversés vers l'Est-Sud-Est (flanc occidental de l'anticlinal du Barquero, playa del Picon) (Silurien).



Fig. 84. — Anticlinal de deuxième phase déversé vers le Nord Nord-Est, replissant un pli isoclinal de la première phase (flanc Nord de l'anticlinal de Sanabria, Sierra Segundera) (micaschistes de l'Ordovicien inf.).



Fig. 85. — Pli symétrique de deuxième phase de direction Nord Sud replissant la schistosité primaire (micaschistes de Ordenes).



Fig. 86. — Pli isoclinal de la phase 1 traversé par la schistosité secondaire verticale (flanc Nord de l'anticlinal de Sanabria, région de San Ciprian) (Ordovicien inférieur).

encore matérialisés (fig. 87 a et 88). Là où la phase 2 est plus intense, les flancs de ces microplis sont étirés dans des zones étroites d'aspect sombre séparant des microlitons plus clairs où migre le quartz (fig. 87 b, fig. 89) et où la schistosité primaire est plissée de façon sigmoïde.

A la limite, par aplatissement ultérieur ou cisaillement le long de S_2 , les zones étroites et sombres deviennent des fractures (fig. 87 c).

Notons que tous ces types peuvent se rencontrer dans une même zone et même dans un seul pli.

Dans les stades les plus évolués, on peut aboutir à une véritable foliation secondaire S_2 (fig. 90), surtout dans les zones les plus métamorphiques où il y a eu parfois recristallisation tardive postérieure à S_2 . Il devient alors difficile de distinguer au microscope S_1 de S_2 . On peut se demander en effet si les structures en arcs polygonaux aigus que l'on observe sont issues de la recristallisation mimétique de phyllites (biotite, muscovite) sur la stratification ou sur la schistosité primaire préalablement plissée. L'observation de terrain permet en général de trancher. On doit ajouter de plus qu'il est rare de rencontrer lors de la phase 1 des plis millimétriques dans des pélites. La déformation s'est généralement faite à cette échelle par aplatissement et étirement des grains (schistosité de flux). Par conséquent, la présence d'arcs polygonaux et de microlitons à structure sigmoïde est donc dans notre région un bon indice de schistosité postérieure à la phase 1.

C) Les linéations de la phase 2.

Les linéations de la phase 2 sont de plusieurs types :

1° La linéation de crénulation ou de microplissement :

Elle est caractéristique de la phase 2 et des phases de plissement post-schisteuses en général. C'est l'axe des plis millimétriques qui affectent la schistosité primaire (fig. 87 a). Elle a par consé-

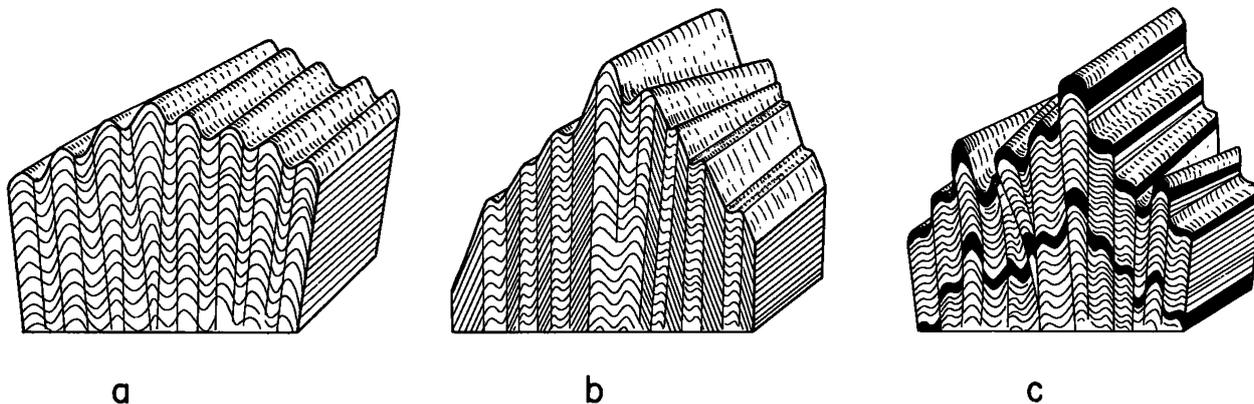


Fig. 87. — Blocs diagrammes schématiques montrant les différents types de schistosité de la phase 2 : a) Schistosité de crénulation ou microplissement ; b) Schistosité de type « strain-slip » ; c) Schistosité de fracture.



Fig. 88. — Schistosité 2 de crénulation (ou microplissement) dans l'Ordovicien inférieur au Sud du Barco de Valdeorras. La schistosité primaire est intensément plissotée, mais les microlitons à structure sigmoïde ne sont pas encore bien individualisés ($\times 32$).



Fig. 89. — Schistosité 2 de type « strain slip ». On remarque les microlitons à structure sigmoïde où a migré le quartz séparés par des zones sombres plus étirées et plus schisteuses. Ordovicien inférieur, Sud du Barco de Valdeorras ($\times 32$).



Fig. 90. — Foliation 2 dans l'Ordovicien inférieur de l'anticlinal de Guitiriz. Stade plus évolué que la fig. 89; on ne distingue pratiquement plus de structure sigmoïde dans les microlitons quartzeux.



Fig. 91. — Rouleaux quartzo feldspathiques allongés parallèlement aux axes des plis 2 (micaschistes de l'Ordovicien inférieur du flanc Nord de l'anticlinal de Sanabria, Sierra Segundera)

quent la direction des plis 2 et son plongement dépend évidemment du pendage et de la direction



Fig. 92. — Système de plis conjugués à symétrie mono clinique (même localisation que fig. 93).

de la schistosité primaire avant la phase 2. Cependant, comme les deux phases sont la plupart du temps homoaxiales, la linéation de crénulation est elle aussi très souvent horizontale.

2° Les linéations d'intersection :

On a pour la phase 2 plusieurs linéations d'intersection :

- une linéation qui résulte de l'intersection des schistosités primaire et secondaire, et qui est évidemment parallèle à la linéation de microplissement ;
- une linéation qui résulte de l'intersection de la stratification avec la schistosité secondaire et dont le plongement dépend du pendage de la direction de la stratification avant la phase 2.

3° Les rouleaux :

Les rouleaux sont très fréquents au cours de la phase 2, notamment dans les parties les plus métamorphiques (fig. 91). Ils se développent principalement aux dépens du quartz d'exsudation symmétamorphique qui est replissé par la deuxième phase. Ces rouleaux sont parallèles aux axes des plis 2.



Fig. 93. — Pli 2 de type chevron dans le Précambrien autochtone métamorphique du pli couché de Mondoñedo (région de Foz) (partie gauche de la fig. 92).

D) *Les plis conjugués.*

On trouve dans l'autochtone très métamorphique du pli couché de Mondoñedo, et particulièrement dans la région de Foz, sur la côte cantabrique, des plis d'un style particulier, d'échelle décimétrique à métrique qui déforment la foliation primaire. Ce sont des plis conjugués de type chevron pouvant passer à la limite à de véritables cisaillements (fig. 92 et 93). On trouve une famille de plis de direction moyenne Nord-Sud, et une autre de direction moyenne Nord 60° Est (fig. 94). Il s'agit donc de plis conjugués non parallèles entre eux dont les plans axiaux se coupent selon une droite qui n'est pas parallèle au plan de foliation. D'après J. G. RAMSAY (1962), des plis conjugués de ce type, à symétrie monoclinique, se produisent quand la contrainte compressive maximum est contenue dans le plan de foliation (perpendiculaire à la ligne d'intersection des plans axiaux de ces plis), mais avec une contrainte minimum non perpendiculaire au plan de foliation.

C'est principalement en raison de cette direction de la contrainte maximum orientée WNW-ESE que l'on peut ranger ces structures dans la deuxième phase. En effet, dans cette zone, les structures majeures de la deuxième phase sont représentées seulement par de légères ondulations de direction Nord 30° Est, dépourvues de structures mineures dans les parties moins métamorphiques (région de Mondoñedo). La formation de ces plis conjugués

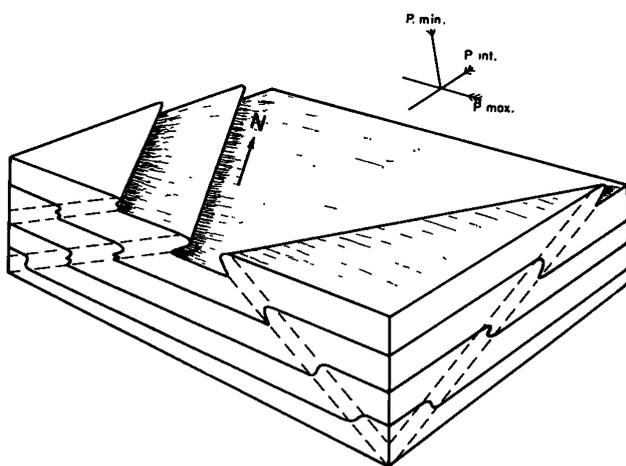


Fig. 94. — Plis conjugués monocliniques de la phase 2. Cambrien inférieur autochtone métamorphique du pli couché de Mondoñedo.

a pu être favorisée par les conditions de température encore élevée qui ont persisté pendant leur formation (on trouve en effet de la biotite en arcs polygonaux, mimétique de ces plis).

III. — RELATIONS ENTRE PLIS 1 ET 2.

Les plis 2, comme nous venons de le voir, replissent les structures (plis, linéations, schistosité) de la première phase.

Dans les zones où la schistosité primaire était subhorizontale ou à plongement faible, il en résulte des structures superposées (fig. 84), souvent difficiles à analyser lorsque la phase 2 est intense et que les deux phases sont homoaxiales. La schistosité et les plis mineurs de la phase 1 initialement horizontaux sont redressés sur les flancs internes des plis 2 et sont par contre plongeants sur les flancs externes (fig. 95) où l'on trouve des faux synclinaux et des faux anticlinaux de la phase 1 (fig. 33).

Dans les zones où la schistosité primaire était subverticale, les deux phases étant homoaxiales, il est difficile de déceler la présence de la phase 2 qui n'a généralement donné ni microstructures, ni grandes structures nettement différenciables de la phase 1.

Au point de vue direction, les deux phases sont homoaxiales à l'échelle de la virgation. A l'échelle de l'affleurement les directions des plis 1 et 2 peuvent faire entre elles un angle considérable (fig. 47), car dans la zone des plis couchés replissés nous avons vu que la direction des plis 1 était très variable (plis courbes).

La phase 2 dessine dans cette région une virgation beaucoup plus régulière que la phase 1.

C) *Les phases tardives.*

Nous avons groupé sous le nom de « phases tardives » des déformations post-schisteuses dont les caractéristiques sont très différentes de celles de la phase 2. Elles apparaissent soit dans des zones où la phase 2 n'est pas représentée (Ouest des Asturies), soit dans des zones où la phase 2 est représentée. Dans ce cas, elles sont visiblement postérieures à celle-ci.

Leur caractère commun, outre l'aspect géométrique, est de ne pas donner de grandes structures



Fig. 95.

Anticlinal de la phase 1 plongeant vers le Nord dans les quartzites et microconglomérats de base de l'Ordovicien (flanc Nord de l'anticlinal de l'Olló de Sapo au Sud du Barco de Valdeorras).

et d'être localisées à des zones étroites, souvent au contact de failles. Certaines paraissent liées à des compressions, d'autres à des distensions. Comme ces déformations n'ont que très peu modifié la structure de la chaîne, acquise lors des deux premières phases, nous n'en avons pas fait un inventaire complet. Nous nous bornerons à décrire deux exemples pris dans des zones où ces déformations sont les plus spectaculaires : l'Ouest des Asturies et la partie interne de la zone de Galice orientale.

I. — LES « KINK BANDS » OU « KNICKS » DE L'OUEST DES ASTURIES.

Dans l'Ouest des Asturies, la schistosité de flux primaire qui plonge en moyenne de 70° vers l'Ouest et qui est dans les schistes le plan de fissilité maximum (parfois le seul visible) est à son tour déformée par de petits plis angulaires d'un type particulier connus dans la littérature germanique et anglo saxonne sous les noms de « knick », « knitterung » et « kink-band ».

Nous n'insisterons pas sur la description de ces structures faite ailleurs (Ph. MATTE, à paraître), d'autant plus que l'analyse géométrique de ce type de déformation a été exposée en détail par J. F. DEWEY (1965) et J. G. RAMSAY (1967). Néanmoins, les kink-bands de l'Ouest des Asturies offrent un certain nombre de particularités intéressantes :

— Bien que les kink-bands soient fréquents dans toutes les séries schisteuses de Galice, il est rare qu'ils se développent de façon aussi spectaculaire que dans l'Ouest des Asturies (fig. 96).

— Ils sont limités à une zone schisteuse large de 5 à 10 km et longue de 40 km, de direction Nord-Sud, au toit d'une puissante série compétente de quartzites.

— On a passage progressif de kink-bands d'abord largement espacés puis de plus en plus serrés, jusqu'à une véritable schistosité de type « strain-slip » (fig. 97).

— Les kink-bands et la schistosité de type strain-slip qui leur est associée sont subhorizontaux.

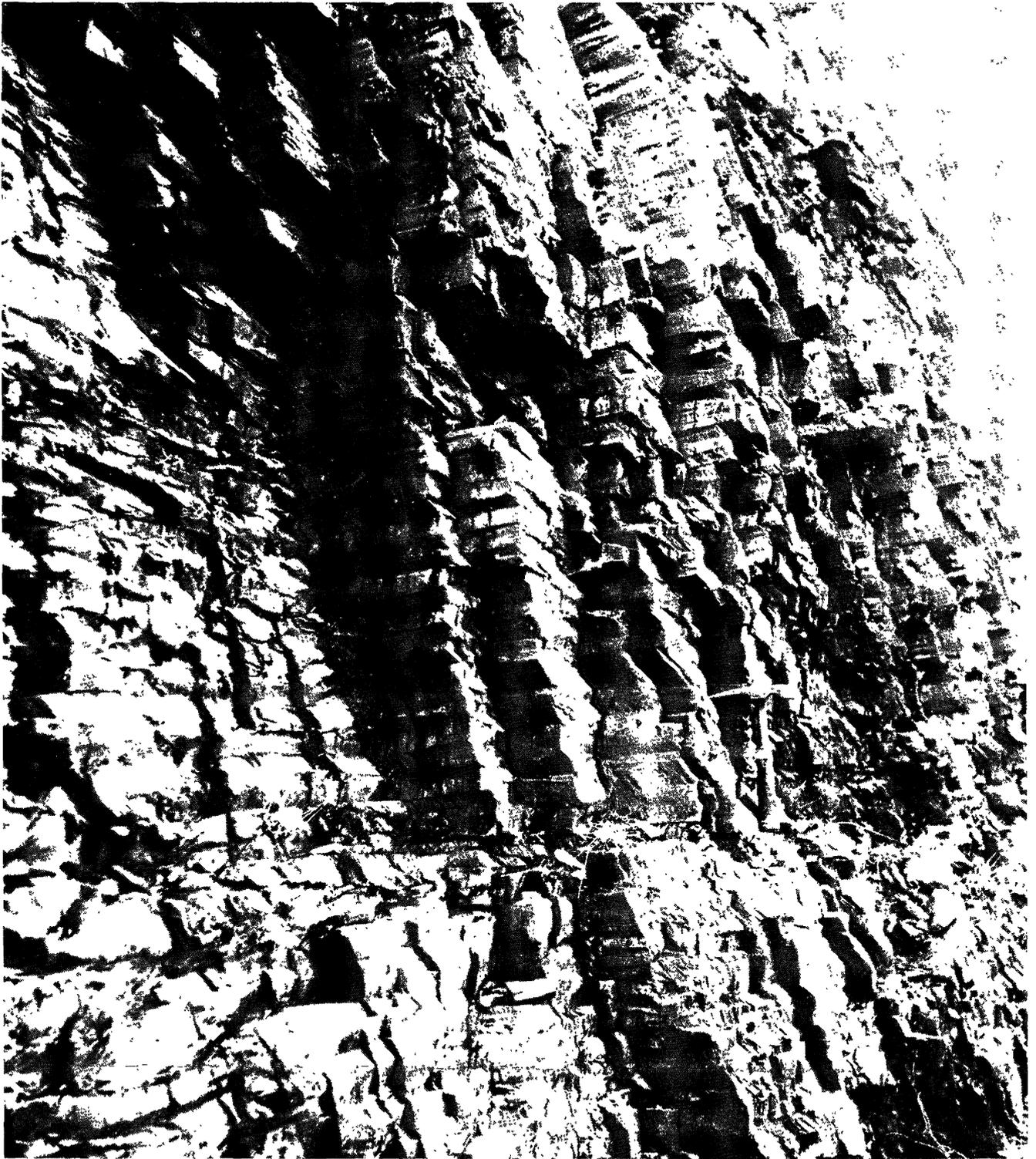


Fig. 96. — « Kink bands » horizontaux dans les schistes du Llandeilo de l'Ouest des Asturies (l'Ouest est à droite).
Route de Berducedo à Grandas de Salime.

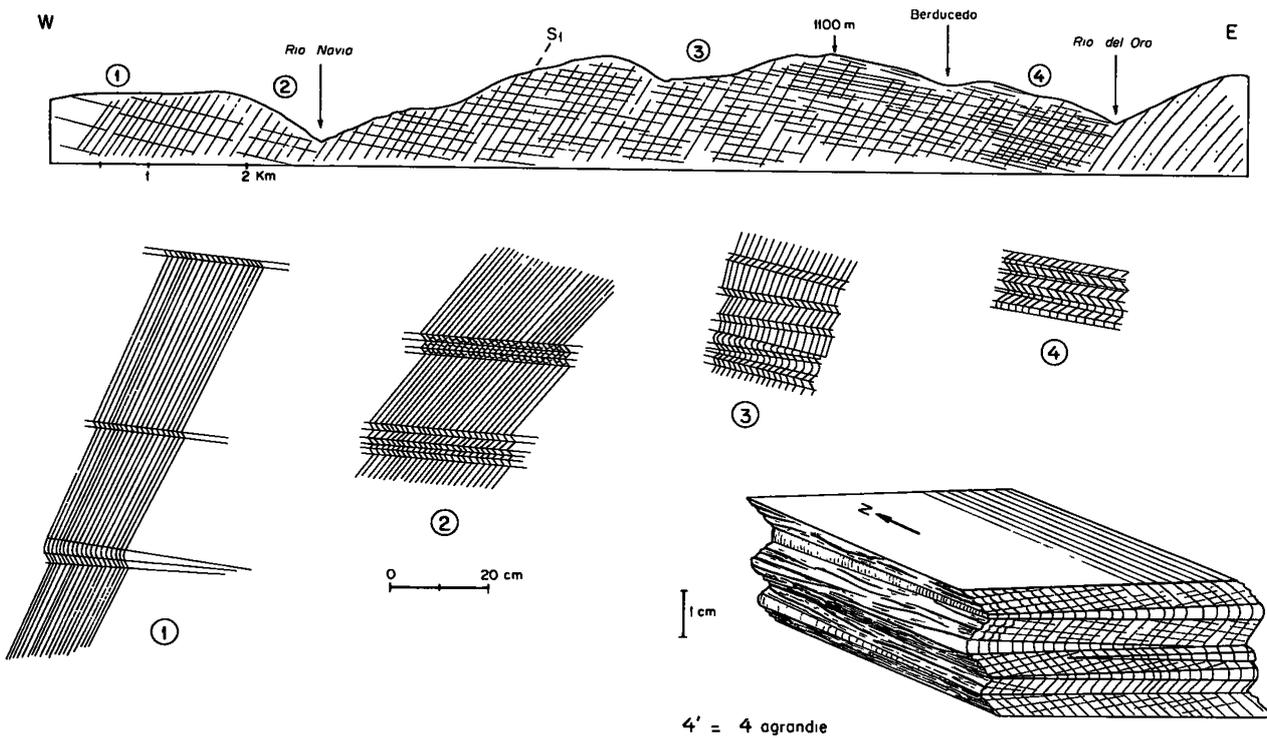


Fig. 97. — Evolution du style des kink bands entre Grandas de Salime et Berducedo.

— Le contexte géologique permet d'affirmer que le pendage initial de la schistosité primaire n'a pas varié de façon notable et qu'elle était déjà proche de la verticale ou plongeait fortement vers l'Ouest au moment de la formation des kink bands.

Si l'on tient compte de tous ces caractères et des données expérimentales sur la déformation des roches anisotropes et particulièrement des schistes, en compression (F. A. DONATH, 1964 ; I. BORG, J. H. HANDIN, 1966 ; M. S. PATERSON, L. E. WEISS, 1966), on doit admettre que les kink-bands des Asturies se sont formés avec une contrainte majeure compressive subverticale (fig. 98). Il est logique de penser que cette composante subverticale était due à la charge des sédiments surincombants. On est ainsi conduit à admettre, comme W. F. J. KLEINSMIEDE (1960) dans les Pyrénées, que les « kink-bands se sont formés dans l'Ouest des Asturies lors d'une extension horizontale et non au cours de phases de serrage

tardives comme certains autres kink-bands de Galice qui affectent des schistosités subhorizontales » (fig. 99 et 100).

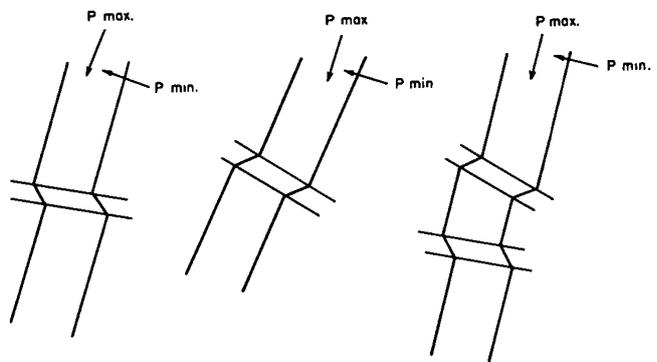


Fig. 98. — Orientation possible des contraintes principales par rapport à la schistosité primaire pour les systèmes de kink-bands de l'Ouest des Asturies.



Fig. 99. — Système de kink-bands conjugués à symétrie monoclinique replissant la schistosité primaire (flanc Nord-Est de l'anticlinal couché de Sarria). Pré cambrien épimétamorphique.

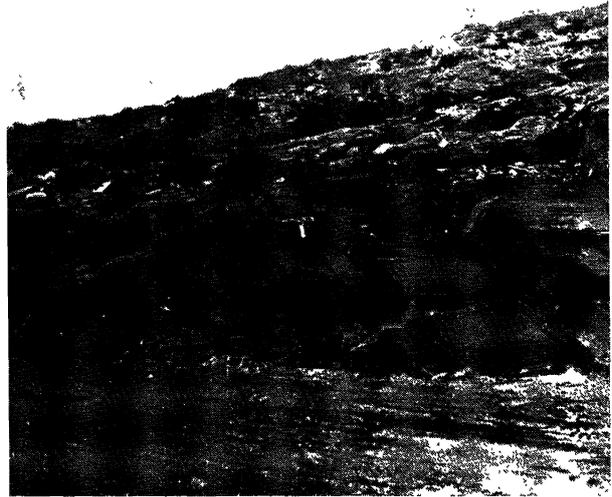


Fig. 100. — Kink bands résultant d'une compression subhorizontale replissant la schistosité primaire (Silurien du flanc Sud de la Sierra de Caurel).

II. — LES PLIS TARDIFS DE GALICE ORIENTALE.

Ces plis se développent dans une zone étroite (quelques centaines de mètres à quelques kilomètres) et longue (140 km) sur le bord interne du dôme de Villalba Sarria. Ils affectent de préférence les schistes tendres du Silurien près du contact avec leur substratum compétent de mica-schistes cambriens et précambriens plus ou moins injectés de granites. Depuis la côte Nord-galicienne (Vivero) jusqu'au Sud Ouest de Sarria, ce contact est jalonné par une importante faille normale dont

le pendage est voisin de la foliation (50 à 70° vers l'Ouest et le Sud Ouest) (fig. 101).

Ces plis d'échelle centimétrique à métrique sont à plan axial subhorizontal et déversés vers l'Ouest et le Sud-Ouest et replissent la schistosité primaire qui plonge fortement (50 à 80°) vers l'Ouest ou le Sud-Ouest.

Ils ont une allure en chevron ou en genou, souvent de type kink-band. Ils sont parfois très serrés (région de Guntin), mais rarement isoclinaux. Ils montrent souvent des axes courbes

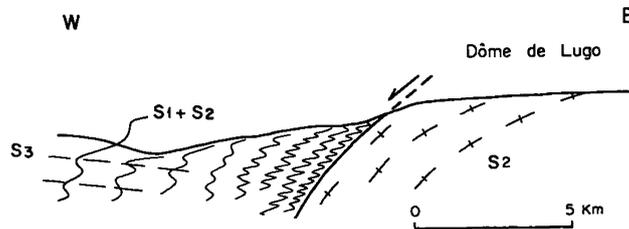


Fig. 101. — Allure des plis tardifs sur le flanc occidental de l'anticlinal couché de Mondoñedo-Lugo Sarria.

(fig. 102). Ils s'accompagnent parfois d'une schistosité S_3 , plus ou moins bien matérialisée, de type strain-slip, tout à fait identique à S_2 et qui peut devenir parfois le plan de fissilité maximum de la roche comme dans la région de Guntin. S_3 , qui est toujours subhorizontale, se distingue cependant

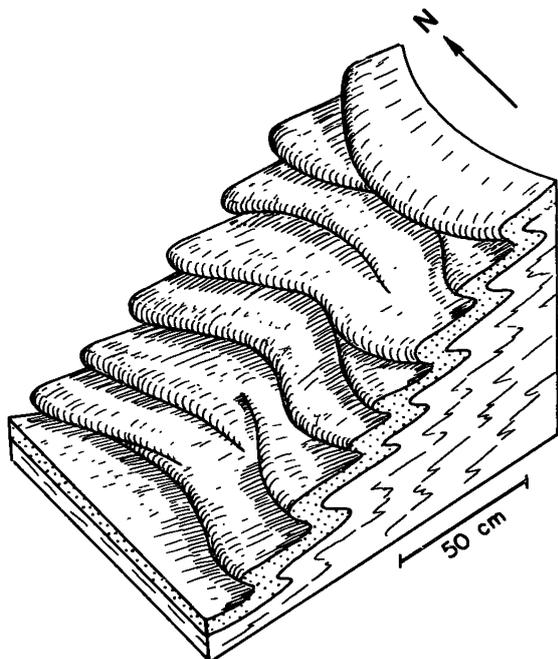


Fig. 102. — Bloc diagramme montrant l'allure des plis tardifs à axes courbes sur le flanc occidental de l'anticlinal couché de Mondoñedo.

nettement de S_2 qui est subverticale ou plonge fortement au Sud-Ouest ou à l'Ouest. En outre, elle est plus irrégulièrement répartie (parfois seulement présente dans la charnière des plis) et rarement de plan axial (convergente ou divergente). Elle montre souvent un aspect de type kink-band (fig. 103) que l'on ne rencontre pas dans S_2 .

Tous les plis tardifs et la schistosité S_3 qui leur est associée ont pour caractéristique de replisser à la fois S_1 et S_2 . C'est particulièrement net dans la région de Guntin (fig. 104) ainsi qu'au Sud du Barco de Valdeorras (fig. 105).

Au point de vue style et localisation, ces plis tardifs sont très comparables aux kink-bands de l'Ouest des Asturies. Ils paraissent localisés près de failles normales importantes et ont affecté une schistosité préalablement fortement redressée par la phase 2 ; il n'est donc pas exclu qu'ils se soient formés eux aussi au cours d'une phase d'extension.



Fig. 103. — Schistosité tardive de type « kink band », horizontale sur le terrain (région de Guntin) ($\times 4$).

V. — Relations entre la tectonique et le métamorphisme régional hereyniens.

A) Généralités.

Notre but n'est pas de décrire ici l'évolution du métamorphisme régional dont l'étude détaillée a été entreprise avec celle des granites par R. CAPDEVILA (1967, 1968). Nous avons seulement cherché à connaître les relations entre le métamorphisme et les différentes phases de plissement ; c'est-à-dire les modifications du style tectonique en fonction de l'intensité du métamorphisme et les relations chronologiques entre la recristallisation métamorphique et les déformations intimes des roches.

Dans la virgation du Nord-Ouest de la Péninsule on rencontre, depuis les zones externes vers les zones internes, des terrains de plus en plus métamorphiques (fig. 106).



Fig. 104. — Schistosité tardive de type strain-slip à micro litons sigmoïdes replissant la schistosité 2 également de type strain slip horizontale sur la photo (× 32).

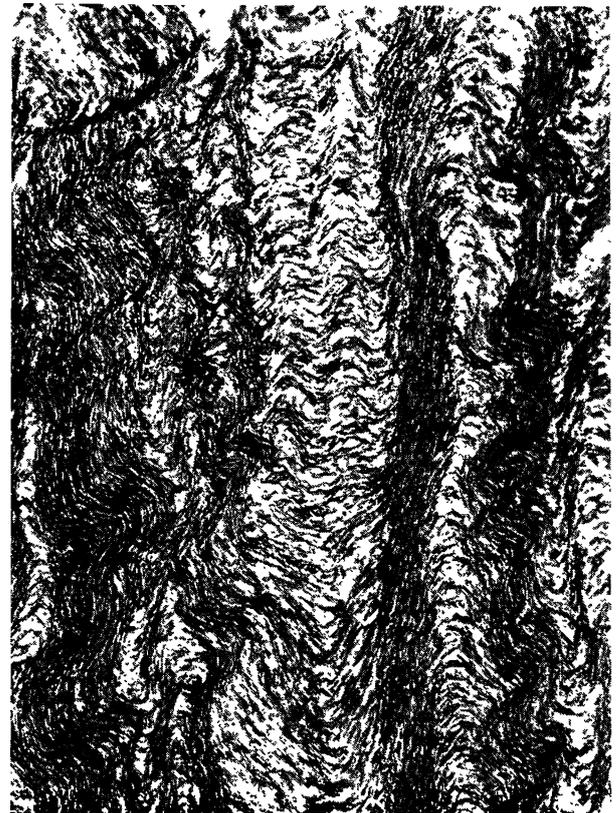


Fig. 105. — Crénulation tardive replissant la schistosité 2 de type « strain-slip » verticale sur la photo (× 32).

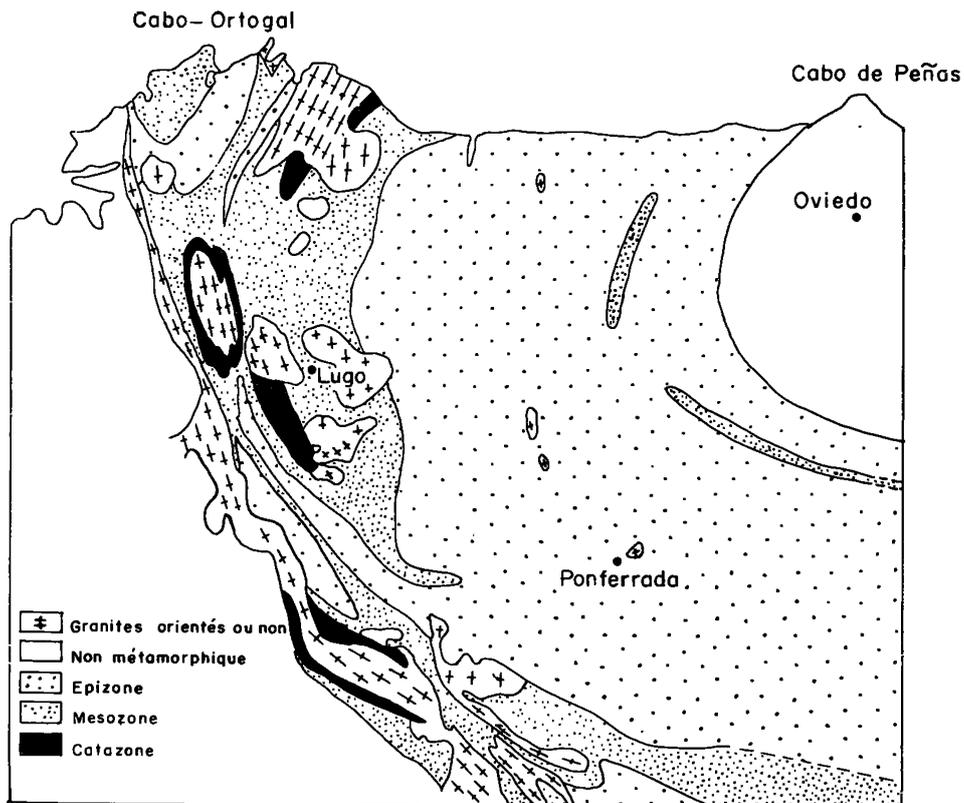


Fig. 106. — Répartition des différentes zones du métamorphisme hercynien dans le domaine étudié (d'après R. CAPDEVILA, 1967).

— Ainsi, la zone I (Monts Cantabriques) n'est généralement pas métamorphique ou très rarement, et il s'agit alors d'un métamorphisme très faible (B. N. KOOPMANS, 1962).

— La zone II est située en majeure partie dans l'épizone.

— La mésozone ne se développe de façon notable qu'à partir de la zone III.

— Les degrés de métamorphisme plus élevés, caractérisés notamment par la présence de sillimanite, n'apparaissent que dans la partie interne de la zone III et se développent plus largement dans la zone IV.

— On ne trouve une migmatisation hercynienne importante que dans les zones tout à fait internes de Galice occidentale (C. F. WOENSDREGT, 1965).

Dans la région étudiée, l'âge hercynien du métamorphisme est prouvé pour l'épizone et la mésozone, car il affecte aussi bien le Paléozoïque que le Précambrien (Ph. MATTE, 1966 ; R. CAPDEVILA, 1967).

Dans le massif catazonal du Cabo Ortegal, le métamorphisme est probablement en partie précambrien (E. DEN TEX et D. E. VOGEL, 1962), mais il est difficile de faire la part du métamorphisme hercynien et du métamorphisme précambrien.

Le type de métamorphisme est assez constant, en général intermédiaire de basse pression, au sens de A. MIYASHIRO (1961).

— Dans le domaine des plis couchés et des plis couchés replissés, le métamorphisme est du type « intermédiaire de basse pression » (Ph. MATTE, 1966 ; R. CAPDEVILA, 1968). Il est caractérisé par la présence de disthène ou d'andalousite dans les degrés élevés de la zone de l'almandin et par la stabilité de la staurotide en présence de quartz dans les bas degrés de la zone de la sillimanite (R. CAPDEVILA, 1968). Cet auteur a pu différencier trois sous-types qui correspondent à des degrés géothermiques légèrement différents.

— Dans le Nord-Ouest du Portugal (région de Porto), le métamorphisme progressif n'a pas été étudié de façon systématique et son âge lui-même est discuté.

Il affecte le complexe schisto-grauwacke et nous paraît de ce fait hercynien. On y a signalé la présence de staurotide, d'andalousite et parfois de

disthène (cartes au 1/50 000° du Portugal, de Porto, de Povoá-de-Varzim) et celle de sillimanite dans les gneiss du substratum, ce qui suggère un type de métamorphisme identique à celui de la région étudiée.

— En Galice moyenne, il semble en être de même dans la couverture de micaschistes du lopolithe de Santiago (micaschistes de Ordenes). Cependant l'âge paléozoïque de cette série (Ph. MATTE et A. RIBEIRO, 1967) est très discuté et le métamorphisme qui l'affecte a été considéré comme Précambrien (E. DEN TEX, 1965).

Parfois, cependant, le métamorphisme peut ne pas être du type intermédiaire de basse pression.

— Ainsi dans le Tras os Montes la présence dans le Paléozoïque d'amphiboles sodiques (R. QUADRADO et al., 1964) et parfois de stilpnomélane semblerait indiquer un métamorphisme de pression plus élevée.

En certains points de Galice occidentale on trouve au contraire un métamorphisme de plus basse pression de type Abukuma (P. FLOOR, 1966).

B) Relations entre le style de plissement et l'intensité du métamorphisme.

Il existe une liaison étroite entre le style de plissement et l'intensité du métamorphisme.

A l'échelle microtectonique.

Nous avons vu que le style des plis 1 variait considérablement selon les différentes zones de métamorphisme et que la déformation pour un type de roche donné était d'autant plus souple que le métamorphisme était plus intense. On le constate aussi, mais moins nettement, pour la deuxième phase : les plis 2 sont plus serrés et plus déversés dans les zones où des conditions de température relativement hautes (mésozone) se sont maintenues pendant et après la phase 2.

A l'échelle de la virgation.

La liaison entre style du plissement et métamorphisme est évidente (fig. 106, planche III).

— La tectonique relativement superficielle en nappes sans schistosité ou à schistosité naissante

correspond à peu près à la zone I peu ou pas métamorphique.

— La zone II plus interne, située sous le front de schistosité primaire et où les plis sont dans l'ensemble à plan axial subvertical ou faiblement déversés, se trouve en majeure partie dans l'épizone, exception faite d'une bande étroite dans le Précambrien et la base du Cambrien du flanc oriental de l'anticlinal du Narcea où l'on atteint localement la zone de la biotite (Ph. MATTE, 1966).

— La zone III, qui correspond en gros au domaine des plis couchés non replissés, est en grande partie mésozonale.

La partie frontale de ces plis couchés est généralement encore dans la zone de la chlorite ; leurs racines sont plus métamorphiques (zone de l'almandin et de la staurotide ou même de la sillimanite). Ce phénomène est particulièrement net pour le pli couché de Mondoñedo-Lugo-Sarria et même pour le pli couché de la Sierra de Caurel.

Les isogrades sont donc obliques aux structures.

— Dans les parties plus internes (domaine des plis couchés replissés), les isogrades sont généralement beaucoup plus serrées et étroitement centrées sur les anticlinaux à cœur de Précambrien porphyroïde (fig. 106).

Ce phénomène est dû sans doute en grande partie à un effet de socle comparable à celui que M. FONTEILLES et G. GUITARD ont mis en évidence dans la zone axiale des Pyrénées (1964), et au replissement des isogrades.

En effet, comme nous allons le voir, le métamorphisme a généralement atteint dans cette région son maximum après la phase 1 et avant la phase 2.

Dans les parties plus internes de la virgation, notamment en Galice occidentale, la tectonique hercynienne étant peu connue, les rapports tectonique - métamorphisme le sont encore moins. De plus la granitisation hercynienne est très importante et jusqu'à présent on ne peut faire la part du métamorphisme précambrien et du métamorphisme hercynien.

C) Relations chronologiques entre déformation et cristallisation.

L'observation en lame mince des relations géométriques entre les minéraux de métamorphisme

et les structures mineures (plis, schistosité, linéations) qui accompagnent chaque phase de plissement permet généralement de se faire une idée assez claire des rapports chronologiques entre métamorphisme et phases de plissement.

Ces relations ne deviennent faciles à interpréter qu'à partir de l'épizone et surtout dans la mésozone grâce à l'apparition de minéraux de plus grande taille, notamment de porphyroblastes et poeciloblastes. Il est très instructif en particulier d'observer les relations entre ces porphyroblastes ou poeciloblastes et la schistosité primaire.

Ces méthodes utilisées depuis longtemps par quelques auteurs éclairés, notamment en France par A. DEMAY (1942), ont été exposées de façon pédagogique par H. J. ZWART (1963 *a* et *b*).

Nous examinerons d'abord les relations des minéraux de métamorphisme avec la phase 1 dans le domaine des plis couchés de Galice orientale où la phase 2 est absente ou très faible, puis les relations de ces minéraux avec les phases 1 et 2 dans le domaine des plis couchés replissés où la phase 2 est intense.

I. — RELATIONS DES MINÉRAUX DE MÉTAMORPHISME AVEC LES STRUCTURES MINEURES DE LA PHASE 1 DANS LE DOMAINE DES PLIS COUCHÉS DE GALICE ORIENTALE.

Ce domaine est particulièrement intéressant, car on passe en quelques kilomètres de l'épizone à la mésozone profonde. R. CAPDEVILA (1968) a défini plusieurs isogrades (chlorite, biotite, almandin, staurotide, sillimanite).

Nous avons vu qu'au-dessus de la zone de la biotite (p. 225-28), le métamorphisme hercynien était contemporain de la phase 1, et que les minéraux néoformés, notamment les micas, cristallisent généralement pendant la déformation avec leurs faces basales perpendiculaires à la contrainte maximum.

A partir de la zone de la biotite, les relations entre la cristallisation métamorphique et la phase 1 sont variables.

Nos observations se borneront aux roches pélitiques ou quartzo-pélitiques.

Dans la zone de la biotite, ce minéral apparaît sous forme de petites lamelles synschisteuses. Dans les roches à chloritoïde, le chloritoïde se présente,



Fig. 107. — Même échantillon que fig. 108, mais ici la tablette est restée presque perpendiculaire à la schistosité pendant le plissement et la schistosité se moule à ses extrémités (lame perpendiculaire à S_1) ($\times 50$).

par contre, sous forme de grosses tablettes qui paraissent disposées de façon équante dans la roche. Elles incorporent la schistosité sous forme d'inclusions allongées et généralement alignées. Cependant la déformation a continué après leur cristallisation, si bien que la schistosité primaire s'est moulée autour de ces tablettes (fig. 107). Elles ont parfois subi en même temps une rotation de telle façon que les traînées d'inclusions internes font un certain angle avec la schistosité externe (fig. 108 et 109). On trouve aux extrémités de ces chloritoïdes aplatis, des franges ou queues de cristallisation qui, nous l'avons vu, sont allongées perpendiculairement ou obliquement à l'axe des plis de la phase 1 (fig. 67).

A partir de la zone de l'almandin, la biotite n'apparaît plus sous forme de lamelles, mais de

porphyroblastes presque isodiamétriques beaucoup plus gros que le fond de la roche.

Comme les chloritoïdes précédents, ces grosses biotites paraissent orientées de façon quelconque dans la roche. Très souvent elles montrent des clivages obliques ou perpendiculaires à la schistosité qu'elles englobent sous forme de traînées d'inclusions orientées, généralement rectilignes. Là aussi, la roche a subi un aplatissement après la cristallisation des biotites avec formation de franges de cristallisation (fig. 59, 65, 66, 110) qui sont allongées dans le plan de foliation et déterminent elles aussi une linéation d'étirement parallèle à celle des chloritoïdes (fig. 67). Le disthène et le grenat montrent une disposition analogue ; on observe cependant parfois dans les grenats des inclusions sigmoïdales (fig. 111).



Fig. 108. — Tablette de chloritoïde antérieure à la fin de la phase 1. Les inclusions internes obliques à la schistosité externe montrent que la tablette a subi une rotation pendant la fin du plissement 1 (lame perpendiculaire à S_1) ($\times 50$). Précambrien schisteux de la région de Sarria Triacastela.



Fig. 109. — Même cas que fig. 108 ($\times 100$).

Tous ces minéraux sont par conséquent syntectoniques et certains même synchroniques.

Il n'en est pas de même de l'andalousite qui est en général tardive.

C'est particulièrement net dans le cœur du pli couché de la Sierra de Caurel où l'andalousite cristallise en gros porphyroblastes équants, englobant la schistosité primaire, donc postérieurs à celle-ci mais antérieurs aux phases tardives (fig. 112).

Dans les bas degrés de la zone de la staurotite, les porphyroblastes sont également syntectoniques (grenat, biotite, chloritoïde, disthène) ou tardi-tectoniques (andalousite) comme dans la zone précédente. Cependant, d'une façon générale, ils sont beaucoup moins aplatis (queues de cristallisation moins importantes, schistosité primaire moins déformée) (fig. 113 et 114). On peut supposer par conséquent que la fin de leur cristallisation a été plus tardive.

Dans les hauts degrés de la zone de la staurotite, les minéraux sont des poeciloblastes ou des porphyroblastes non orientés. Ils englobent la schistosité sous forme d'inclusions, mais celle-ci ne se moule plus autour d'eux et on ne trouve pas à leurs extrémités de franges de cristallisation, la schistosité est très peu déformée (fig. 115) ou pas du tout déformée (fig. 116). La cristallisation de ces minéraux est donc postérieure à la phase 1 et s'est faite dans des conditions statiques.

Dans cette zone, les micas cristallisent, comme nous l'avons vu, mimétiquement des surfaces pré-existantes ; le quartz augmente de taille et cris-



Fig. 110. — Porphyroblaste de biotite à clivages perpendiculaires à la schistosité primaire, intensément aplati. On remarque les longues « queues » de cristallisation et les traînées d'inclusions internes légèrement obliques à la schistosité externe, qui montrent que le cristal a subi une légère rotation pendant le plissement (lame perpendiculaire à S_1 , parallèle à la linéation d'étirement). Cambrien inférieur au Sud Est de Sarria.

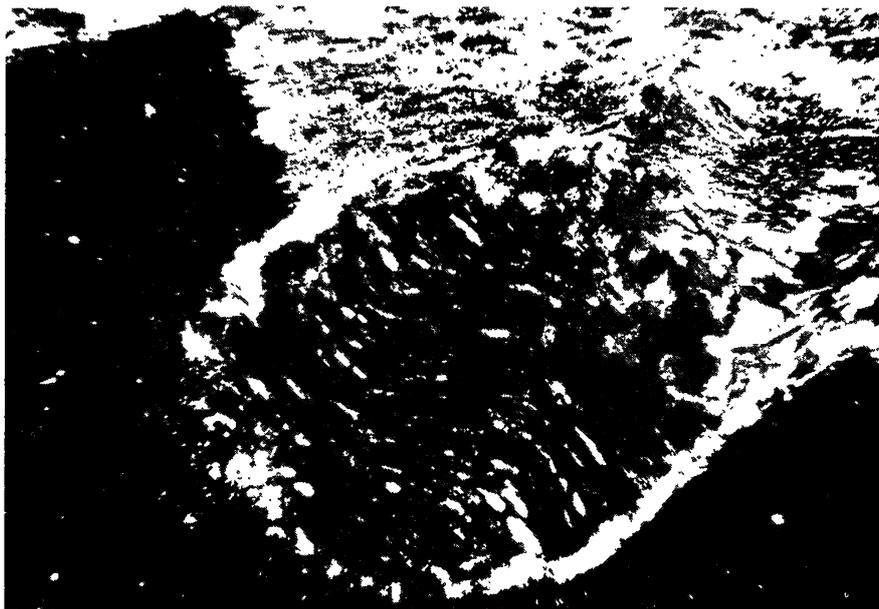


Fig. 111. — Grenat à inclusions sigmoïdes (minéral syncinématique) ($\times 32$) (L. P.).
Précambrien de la région de Sarria.

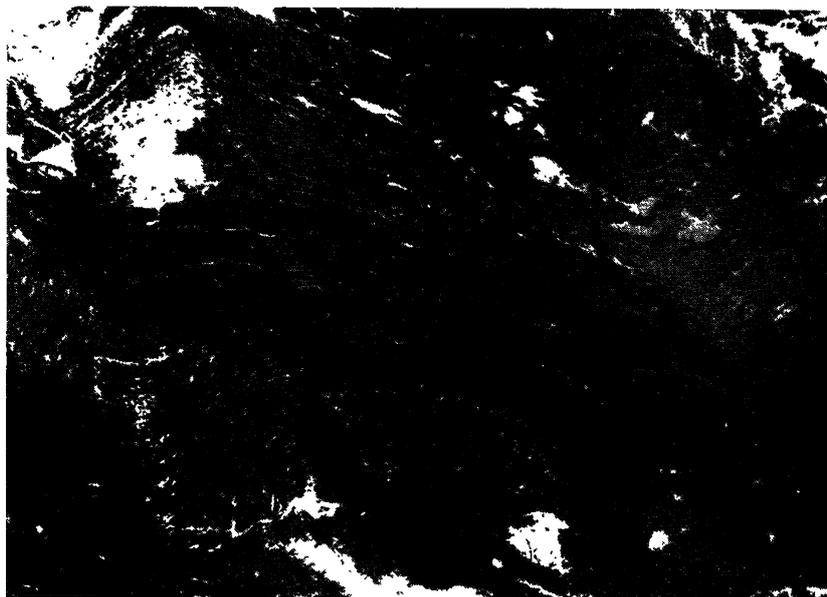


Fig. 112. — Porphyroblastes d'andalousite postérieurs à la schistosité 1 mais
antérieurs à la crénulation tardive (Ordovicien inférieur de l'anticlinal de
Caurel) ($\times 5$).



Fig. 113. — Porphyroblaste de grenat ayant cristallisé pendant la phase 1 ($\times 32$) (S_1 est à la fois incluse et légèrement déformée). Précambrien de la région de Sarria.



Fig. 114. — Même cas que fig. 113. Porphyroblastes de staurotide ($\times 32$). Précambrien de la région de Sarria.



Fig. 115. — Même cas que fig. 116 (L. P.) mais légèrement plus précoce, schistosité externe très légèrement déformée ($\times 32$). Cambrien de la région de Puertomarín.



Fig. 116. — Porphyroblaste de staurotide postérieur à la phase 1 ($\times 32$) (L. P.) englobant la schistosité primaire sans que la schistosité externe soit déformée. Cambrien de la région de Puertomarín.

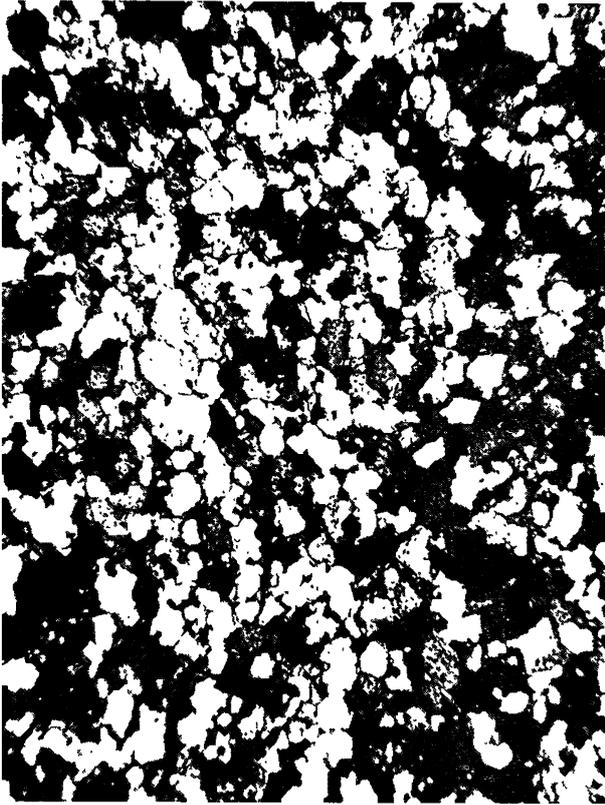


Fig. 117. — Grains de quartz engrenés isodiamétriques dans la charnière d'un micropli isoclinal de la phase 1 (Cambrien méso catazonal de la région de Puertomarín). On remarque que dans ces quartzites très métamorphiques, le quartz a recristallisé et la schistosité 1 n'est plus visible à l'échelle de la lame mince ($\times 32$). Comparer avec la fig. 58.

tallise en plages engrenées isodiamétriques. Il en résulte que dans les quartzites très purs on ne peut plus déceler dans ces zones très métamorphiques de schistosité à l'échelle de la lame mince (fig. 117).

II. — RELATIONS DES MINÉRAUX DE MÉTAMORPHISME AVEC LES PHASES 1 ET 2 DANS LE DOMAINE DES PLIS COUCHÉS REPLISSÉS.

Dans ce domaine on peut observer à peu près les mêmes relations entre les minéraux de métamorphisme et la schistosité primaire que dans le domaine précédent, c'est-à-dire, en gros, une cristallisation syn à tardi-tectonique.

On peut de plus préciser les relations métamorphisme plissement en étudiant les rapports entre les minéraux de métamorphisme et les structures mineures de la deuxième phase. Ces relations sont les suivantes :

— Dans l'épizone, la phase 2 est, comme nous l'avons vu (p. 242), nettement postmétamorphique. Elle replisse les phyllites néoformées dans la schistosité primaire (fig. 88, 89), et on ne trouve généralement pas de phyllites néoformées dans la schistosité 2.

— Dans la mésozone, par contre, et particulièrement à partir de la zone de la staurotide, on trouve des minéraux qui se sont formés pendant et même après la phase 2.

A l'Ouest de Puertomarín on trouve par exemple des poeciloblastes d'andalousite ou même



Fig. 118. — Porphyroblaste de staurotide post-tectonique postérieur à la crénulation de la deuxième phase qu'il englobe sous forme d'inclusions sigmoïdales (Sud de Puertomarín) ($\times 32$) (L. P.).

de staurotide (fig. 118) qui, lors de leur croissance, ont incorporé la schistosité de crénulation de la phase 2.

Dans l'autochtone du pli couché de Mondoñedo, on trouve des arcs polygonaux de biotite et muscovite mimétiques des microplis conjugués de la phase 2, c'est-à-dire que ces minéraux ont cristallisé postérieurement à cette phase.

Dans le Gothlandien, à l'Est de l'anticlinal de Guitiriz, on trouve des chloritoïdes qui ont cristallisé pendant la phase 2 (fig. 119, 120, 121).

On voit par conséquent que le métamorphisme a pu continuer pendant la phase 2. De telles cristallisations tardives sont cependant assez rares et localisées. En règle générale, la plupart des minéraux de métamorphisme ont fini de cristalliser avant le début de la phase 2 pendant l'interphase



Fig. 119. — Tablette de chloritoïde qui a cristallisé et tourné pendant la deuxième phase (Silurien du flanc Est de l'anticlinal de Guitiriz) ($\times 32$).



Fig. 120. — Tablette de chloritoïde, même disposition que fig. 119.

1-2 (fig. 122 et 123), tout au moins dans l'épizone et la plus grande partie de la mésozone.

En résumé, ces observations nous montrent que le métamorphisme hercynien a commencé au plus tôt avec la première phase de plissement et en certains endroits a continué pendant celle-ci, parfois jusque dans la zone de la staurotide, mais il n'a généralement atteint son paroxysme que tardivement pendant l'interphase 1-2 (fig. 123 et 124). Les conditions de température et de pression ont ensuite fortement baissé avant la phase 2, sans doute à cause de l'érosion de la chaîne. Cependant, exceptionnellement, dans les parties les plus chaudes, des conditions mésozonales se sont maintenues pendant et même parfois après la phase 2.

La rétro-morphose dans le faciès « schiste vert », qui commence parfois au cours de la phase 2 mais ne devient importante qu'après celle-ci, a partiellement détruit les minéraux de haute tempé-

rature (surtout les porphyroblastes de silicates d'alumine) et a été accentuée par les mouvements tardifs. On trouve en particulier des pennines néoformées dans les plans axiaux des plis tardifs.

Le métamorphisme apparaît donc dans notre région comme un phénomène relativement long et continu par rapport aux phases de plissement (fig. 124).



Fig. 121. — Tablette de chloritoïde à inclusions sigmoïdales de S_1 ayant cristallisé pendant la phase 2 (Silurien du flanc Est de l'anticlinal de Guitiriz) ($\times 50$).

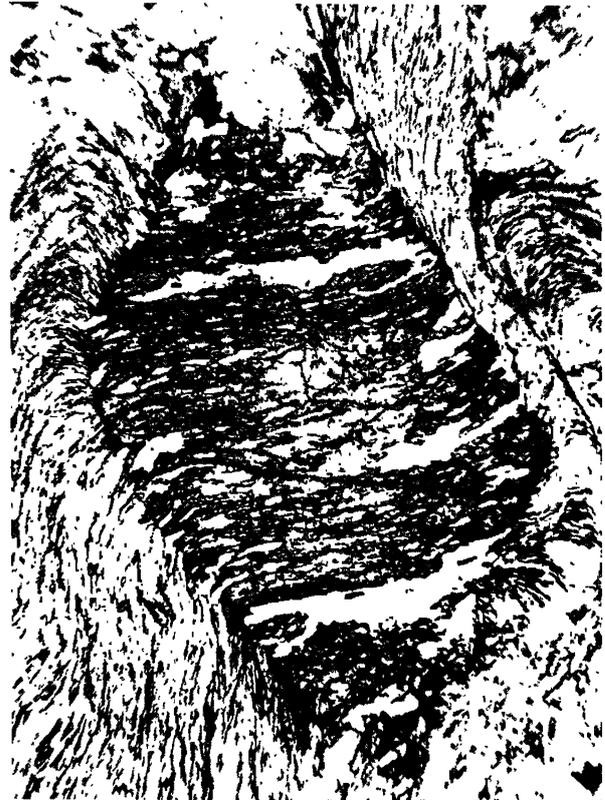


Fig. 122. — Porphyroblastes de staurotide à inclusions légèrement sigmoïdales de S_1 ayant cristallisé pendant la phase 2, mais avant la fin de celle-ci (Sud de Puertomarín) ($\times 32$).

VI. — Les granites hercyniens.

Nous ne décrivons pas ici les différents types de granites que nous n'avons pas étudiés du point de vue pétrographique et géochimique. Cette étude détaillée a été entreprise par R. CAPDEVILA.

Nous donnerons cependant ici un bref aperçu de la répartition des granites dans la chaîne et de leurs relations chronologiques avec les phases

de plissement, car ils occupent dans les zones internes de la virgation des volumes considérables.

A) Répartition.

Les massifs de granite sont d'autant plus importants et nombreux, et de types plus variés, que l'on va vers les zones internes de la virgation.

— Dans la région des Monts Cantabriques, qui

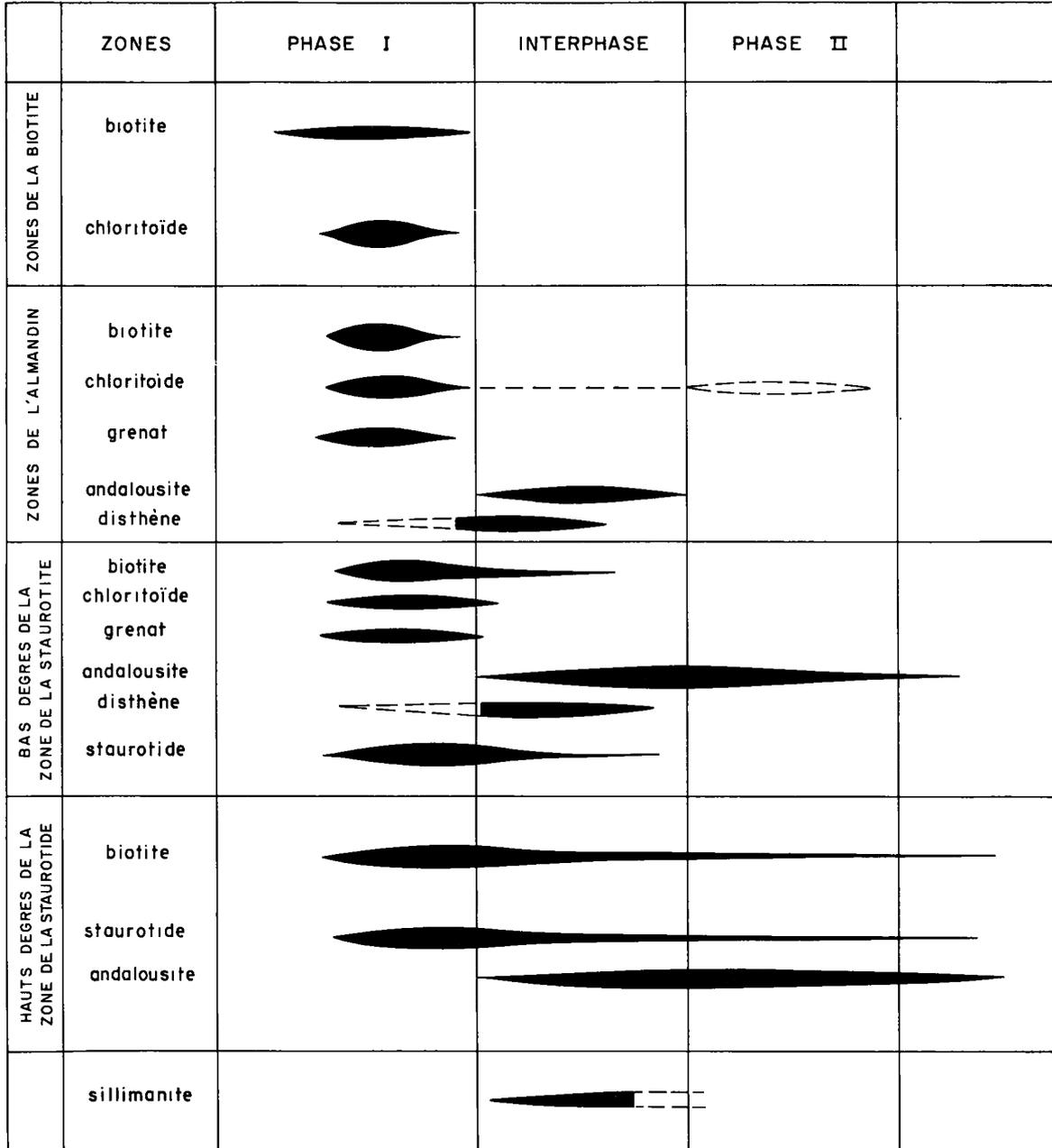


Fig. 123. — Relations entre la cristallisation métamorphique et les phases de plissement selon les différentes zones de métamorphisme, dans le domaine mésozonal des plis couchés et des plis couchés replissés.

est en grande partie non métamorphique, les granites sont très rares et les massifs sont tout petits (quelques centaines de mètres de côté).

— Dans le domaine épizonal des plis à plan axial vertical, ils sont encore très rares (planche I) mais les massifs sont de taille plus importante (10 à 20 km²). On connaît quatre massifs principaux : celui de Boal, les deux massifs du Miravalles et celui de Ponferrada.

— Dans le domaine mésozonal des plis couchés

et des plis couchés replissés, les massifs sont de type beaucoup plus varié (R. CAPDEVILA, 1965, en a défini cinq types principaux) et les massifs ont une superficie beaucoup plus considérable (plusieurs centaines de kilomètres carrés).

Dans les parties encore plus internes de la virgation, dans le Nord du Portugal, en Galice occidentale et dans la province de Salamanque, les granites occupent des surfaces énormes (plusieurs milliers de kilomètres carrés) et constituent plus des trois quarts des affleurements.

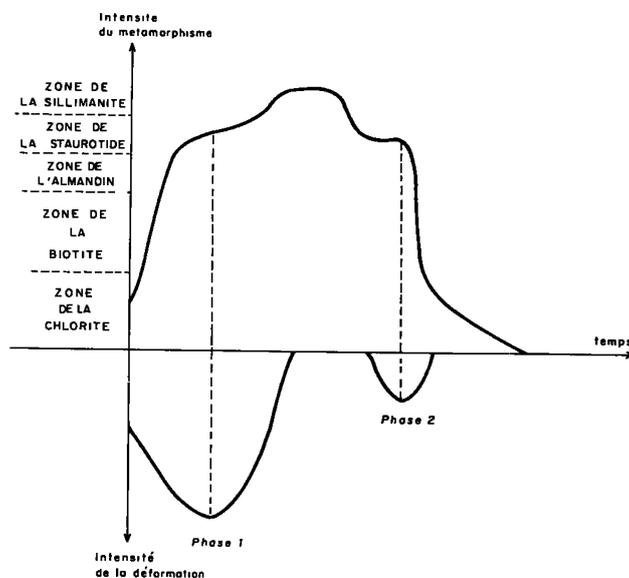


Fig. 124. — Relation entre l'intensité du métamorphisme et les phases de plissement dans le domaine des plis couchés et des plis couchés replissés.

B) Relations des granites avec les phases de plissement.

— Dans la région des Monts Cantabriques, les granites sont postérieurs aux deux phases principales (L. U. DE SITTE et D. BOSCHMA, 1966).

— Dans le domaine épizonal des plis à plan axial vertical, les granites sont postérieurs à la phase 1. R. OELMULLER (*in* W. RIEMER, 1965) pense que le granite de Ponferrada est postérieur au Stéphanien car, d'après cet auteur, il le méta-

morphise par contact. Nous n'avons cependant pas pu vérifier cette hypothèse, mais cela nous paraît peu probable car les premiers affleurements de Stéphanien sont situés à plus de 10 km de ce granite.

— Dans le domaine des plis couchés et des plis couchés replissés, les relations des granites avec les phases de plissement sont différentes selon les différents types de granites.

Mis à part quelques petits massifs lamellaires qui pourraient être, à la limite, contemporains de

la première phase (R. CAPDEVILA, 1965), les granites les plus anciens sont des granites à biotite et à mégacristsaux de feldspaths potassiques appelés « trondjemites » par I. PARGA-PONDAL (Mapa 1/400 000^e, 1963). Ces granites, qui se présentent souvent en massifs allongés parallèlement aux structures de la deuxième phase, sont parfois écrasés et gneissifiés par la schistosité S₂. Ils sont cependant postérieurs à la phase 1 et au paroxysme du métamorphisme hercynien.

La plupart des granites à deux micas paraissent encore plus récents, immédiatement antérieurs à la phase 2 ou contemporains de celle-ci. On les trouve souvent dans le cœur des anticlinaux de la phase 2 aussi bien dans le domaine étudié (anticlinal de Guitiriz, du Barquero, de Queija) que dans le Nord du Portugal (A. RIBEIRO et al., 1962) et dans la province de Salamanque (vieux granites de P. SCHMIDT-THOME, 1945).

Un certain nombre de granites à deux micas à mégacristsaux, par exemple le granite de la Rua près du Barco de Valdeorras, sont nettement postérieurs à la phase 2 (W. RIEMER, 1965), mais antérieurs aux phases « tardives ». Au Sud du Barco nous avons pu nous rendre compte en effet que les minéraux de l'auréole de contact de ce granite sont tordus ou cassés par la schistosité de crénelation tardive.

Les derniers granites sont des granites porphyroïdes à biotite qui se présentent en gros massifs arrondis (granite de Mondoñedo, granite de Castroverde). Ils sont postérieurs à toutes les déformations hercyniennes connues dans la région étudiée.

En résumé, la plupart des granites se sont mis en place dans les zones internes de la virgation entre la phase 1 et la phase 2, pendant la phase 2 et après celle-ci.

VII. — Datation et durée des phases tectoniques et du métamorphisme hercyniens.

Les arguments qui permettent de dater et de connaître la durée des phases de plissement et du métamorphisme hercyniens, dont la succession relative nous est par ailleurs connue, sont de deux sortes :

— les dépôts discordants sur les structures plissées ;

— la géochronologie faite sur les roches métamorphiques et les granites.

Nous ne parlerons pas ici de la géochronologie. En effet, les quelques mesures qui ont été faites en Galice et surtout dans le Nord du Portugal ne concernent que les granites. De plus, il s'agit d'âges apparents établis sans isochrones et par conséquent guère significatifs.

Nous ne considérerons donc ici que les dépôts discordants en examinant d'abord le domaine étudié où ils sont relativement rares et en comparant ensuite aux domaines voisins et notamment celui des Monts Cantabriques où ils sont plus variés, plus nombreux, et permettent de mieux préciser l'âge des phases successives de plissement.

A) Dans la région étudiée.

I. — LES DÉPÔTS DISCORDANTS CERTAINS ET BIEN DATÉS.

Dans cette région où nous avons défini deux phases de plissements successives, les premiers terrains nettement discordants sur un substratum déjà plissé et métamorphique appartiennent au Stéphanien moyen et supérieur (Bassin du Bierzo, de Villablino, de Portaleo, de Cangas) (Mapa 1/50 000^e, n° 159, Inst. Geol. y Min. d'España). Ces dépôts comprennent à leur base de puissants conglomérats fluviaux où l'on trouve des galets de roches plutoniques et métamorphiques. Ils sont eux-mêmes très légèrement plissés et affectés sur les bords des bassins par des failles normales le long desquelles les couches se sont parfois redressées jusqu'à la verticale.

Ces dépôts stéphanien se trouvent malheureusement dans une zone externe où la phase 2 est nulle ou très faible, et on peut tout au plus affirmer de façon certaine qu'ils sont postérieurs à la phase 1. Cependant, ils contiennent de nombreux galets de granites qui, dans les zones internes, sont contemporains de la phase 2 ou postérieurs à celle-ci.

Par conséquent, il est probable que les deux phases de plissements sont antérieures au Stéphanien moyen.

II. — LE PROBLÈME DU CARBONIFÈRE DU SUD DE LA PROVINCE DE LUGO.

W. RIEMER (1962-1963) a décrit à San Clodio Quiroga, sur le flanc Sud du pli couché de la

Sierra de Caurel, une série de lydienes, grau-wackes, schistes et grès à débris de plantes, d'âge Carbonifère probable. Ces affleurements carbonifères présentent un grand intérêt pour plusieurs raisons :

— Ce sont les affleurements de Carbonifère les plus internes de la virgation.

— Ils n'ont pas du tout le même faciès que le Stéphanien du bassin du Bierzo. Il ne peut s'agir par conséquent que de Carbonifère plus ancien et le faciès de cette série n'est pas sans rappeler en particulier le Viséen de type « culm » que l'on rencontre dans toute la chaîne hercynienne d'Europe méridionale.

— Ce Carbonifère est fortement plissé, contrairement aux dépôts du Stéphanien plus externe.

— W. RIEMER pense, en outre, que cette série est discordante sur son substratum, et moins déformée que celui-ci. Il en déduit que ces couches sont postérieures à la phase 1 et antérieures à la phase 2. Ces couches occupent le centre d'un synclinal silurien deuxième phase et sont elles-mêmes disposées en un synclinal étroit, de direction Nord-Ouest-Sud-Est, déversé vers le Nord-Est.

Ce Carbonifère paraît effectivement légèrement discordant car il repose soit sur la puissante série schisteuse qui fait le passage de l'Ordovicien supérieur au Silurien, soit sur le Silurien lui-même. De plus il est affecté par un plissement accompagné de schistosité, dont le style et la direction sont bien ceux de la phase 2 (plis à plan axial subvertical légèrement déversés vers les zones externes) et qui semble être la seule déformation subie par ces couches.

Cependant, il est difficile de savoir de façon certaine si ces dépôts sont bien postérieurs à la déformation 1.

En effet, la schistosité 1 que l'on trouve dans l'Ordovicien supérieur du substratum, est elle-même à la limite du front de schistosité de flux-schistosité de fracture et ne se différencie pas fondamentalement en lame mince de la schistosité 2 du Carbonifère qui est à peine un peu plus fruste. Il semble que le degré de métamorphisme des schistes n'ait pas été suffisant dans l'Ordovicien pour faire naître, lors de la phase 2, une schistosité de type « strain slip » et que par conséquent les conditions de pression et de température lors de la phase 1 et de la phase 2 à cet endroit n'étaient pas très différentes. Il se peut

fort bien alors que la schistosité 1 ait été très faible dans les couches carbonifères plus compétentes que leur substratum et ait été complètement oblitérée par la schistosité 2.

En outre, ce Carbonifère ne présente pas les caractères d'un sédiment franchement post-orogénique comme par exemple les puissants conglomérats de base (série de Curavacas) du Westphalien des Monts Cantabriques.

— En effet, on ne rencontre pas de conglomérats à la base du Carbonifère de San Clodio. Nous avons remarqué tout au plus, à la base de cette formation, la présence de brèches ferrugineuses rougeâtres qui n'excèdent pas quelques décimètres d'épaisseur.

— La discordance entre cette formation et son substratum est faible, car ce Carbonifère repose toujours sur les termes les plus élevés de la série affleurante (Ordovicien supérieur ou Silurien), mais jamais sur les terrains plus anciens (Ordovicien inférieur ou Précambrien porphyroïde).

— Il n'y a pas de « saute » de métamorphisme notable entre le substratum et ce Carbonifère, et on ne rencontre pas dans cette formation de galets de roches métamorphiques comme par exemple dans le Westphalien de la région de Porto.

Cependant W. RIEMER (1963, 1965) signale la présence dans les grau-wackes de fragments de granites gneissiques. Il en déduit la présence de granites formés avant la phase 2. Néanmoins il peut s'agir de xénolites en relation avec le volcanisme carbonifère ou bien des roches antéhercyniennes.

Il signale d'autre part la présence de galets de roches déjà schistosées avant le dépôt du conglomérat. Si cette observation est exacte, elle constitue évidemment un argument de poids, encore que non définitif, en faveur de l'antériorité de la phase 1 à ces dépôts carbonifères.

En résumé, deux solutions se présentent :

1° Ce Carbonifère, que l'on a de fortes raisons de considérer comme inférieur, est transgressif, légèrement discordant, mais antérieur à la première phase ; le Dévonien ne s'étant pas déposé ou ayant été érodé.

2° Ce Carbonifère est postérieur à la première phase. Dans ce cas il a érodé toute la couverture silurienne de terrains nécessaire à la formation de schistosité de flux naissante et de plis couchés (au moins 4 000 m d'après P. FOURMARIER, 1962).

Si ce Carbonifère est du Viséen, cette couverture était représentée seulement par le Dévonien qui, dans les Monts Cantabriques, n'excède pas 2 000 m.

Si c'est du Westphalien B, on se rapproche des ordres de grandeur vraisemblables ; le Dévonien pouvant atteindre 3 500 m en Asturies et sans doute beaucoup plus dans le Sud de la Péninsule.

Quoi qu'il en soit, faute de fossiles suffisamment bien conservés, on ne peut trancher cette question dans le Sud de la Province de Lugo.

Nous discuterons plus en détail ces questions de charge stratigraphique ou lithostatique en rapport avec le métamorphisme et la tectonique dans les conclusions générales de cet ouvrage.

B) Hors du domaine étudié.

I. — DANS LES PARTIES INTERNES DE LA VIRGATION.

Les dépôts de Carbonifère discordant les plus proches du domaine étudié sont ceux des environs de Porto (anticlinal de Valongo).

Dans cette région, les dépôts carbonifères les plus anciens sont, d'après C. TEIXEIRA (1957), d'âge Westphalien D. Ce Westphalien non métamorphique repose sur un substratum plissé et métamorphique. Cette phase de plissement est la première phase, et nous avons vu que ce métamorphisme pouvait dans cette région être considéré comme hercynien (p. 252). La base du Westphalien est représentée par un puissant conglomérat à galets de micaschistes et de granites à deux micas. D'après A. RIBEIRO (communication personnelle), ces granites seraient ceux qui se sont mis en place au cours de la phase 2. Dans cette région, par conséquent, les deux phases de plissement, qui sont l'équivalent de celles que l'on trouve dans le domaine étudié, seraient antérieures au Westphalien D.

II. — DANS LES ZONES EXTERNES.

Dans les zones externes, et notamment dans les Monts Cantabriques, la présence de tout le Paléozoïque supérieur permet de dater les phases de plissement successives avec plus de précision.

L. U. DE SITTER (1961, 1962, 1965) a défini

dans la partie méridionale de cette zone (Léonides) plusieurs phases de plissement qui sont :

- la phase sudète (phase majeure), entre Namurien et Westphalien B ;
- la phase asturienne, entre Westphalien supérieur et Stéphanien ;
- la phase saalique, entre Stéphanien supérieur et Trias.

Il paraît logique de corrélérer la première phase majeure (sudète), qui a donné dans les Léonides de véritables nappes et s'accompagne parfois localement d'un léger métamorphisme (B. N. KOOPMANS, 1962), avec la première phase majeure du domaine étudié.

Les corrélations sont moins évidentes pour la deuxième phase qui n'a pas donné de structures nettement différenciables dans tout le domaine épizonal des plis à plan axial vertical. Dans ce domaine, on peut tout au plus attribuer à cette phase de légers gauchissements, peut être responsables de l'allure en éventail de la schistosité primaire, par exemple dans l'anticlinal du Narcea (planche II, coupe 1).

En résumé, dans notre région, les deux phases de plissement et le métamorphisme sont au moins antérieures au Stéphanien moyen.

La comparaison avec la région de Porto nous permet de penser qu'ils sont antérieurs au Westphalien supérieur.

La comparaison avec les Monts Cantabriques indique que la première phase et le métamorphisme sont antérieurs au Westphalien B, car il est peu probable que ces deux phénomènes soient plus récents dans les zones internes que dans les zones externes.

La première phase de plissement serait donc, dans le domaine étudié, comprise entre le Dévonien inférieur (dernier terrain affleurant qu'elle affecte) et le Westphalien B. On peut considérablement réduire cet intervalle, car le Dévonien inférieur montre de la schistosité et est engagé dans un grand pli couché. On peut donc penser qu'il y avait au-dessus du Dévonien inférieur une charge lithostatique de plusieurs milliers de mètres, dont une partie devait être représentée par du Viséen. Par conséquent, la phase 1 ne doit pas être beaucoup plus ancienne que dans les Monts Cantabriques.

CONCLUSION

I. — Les différentes étapes de l'évolution du segment hercynien du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique.

Comme dans toute chaîne, l'histoire du segment hercynien du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique commence par une période de sédimentation très longue (plus de 200 millions d'années), peu perturbée, de caractère « géosynclinal ».

Cette longue période de sédimentation contraste avec la rapidité relative de la tectogénèse qui s'est produite dans un intervalle de moins de 20 millions d'années.

Nous examinerons d'abord l'évolution géosynclinale qui a précédé la tectogénèse, puis l'évolution tectonique elle-même.

A) L'évolution géosynclinale et les grands traits paléogéographiques.

I. — L'ÉVOLUTION GÉOSYNCLINALE.

L'évolution géosynclinale du segment hercynien du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique est très longue : elle commence déjà au Précambrien, mais ne devient cohérente qu'à partir du Cambrien.

A) Avant le Cambrien.

La paléogéographie précambrienne est très peu connue. On peut penser cependant que l'histoire de la sédimentation du Précambrien supérieur a préfiguré et orienté celle du Paléozoïque.

A la fin du Précambrien on trouve en effet déjà deux sillons (fig. 125), l'un dans le Nord-Est de

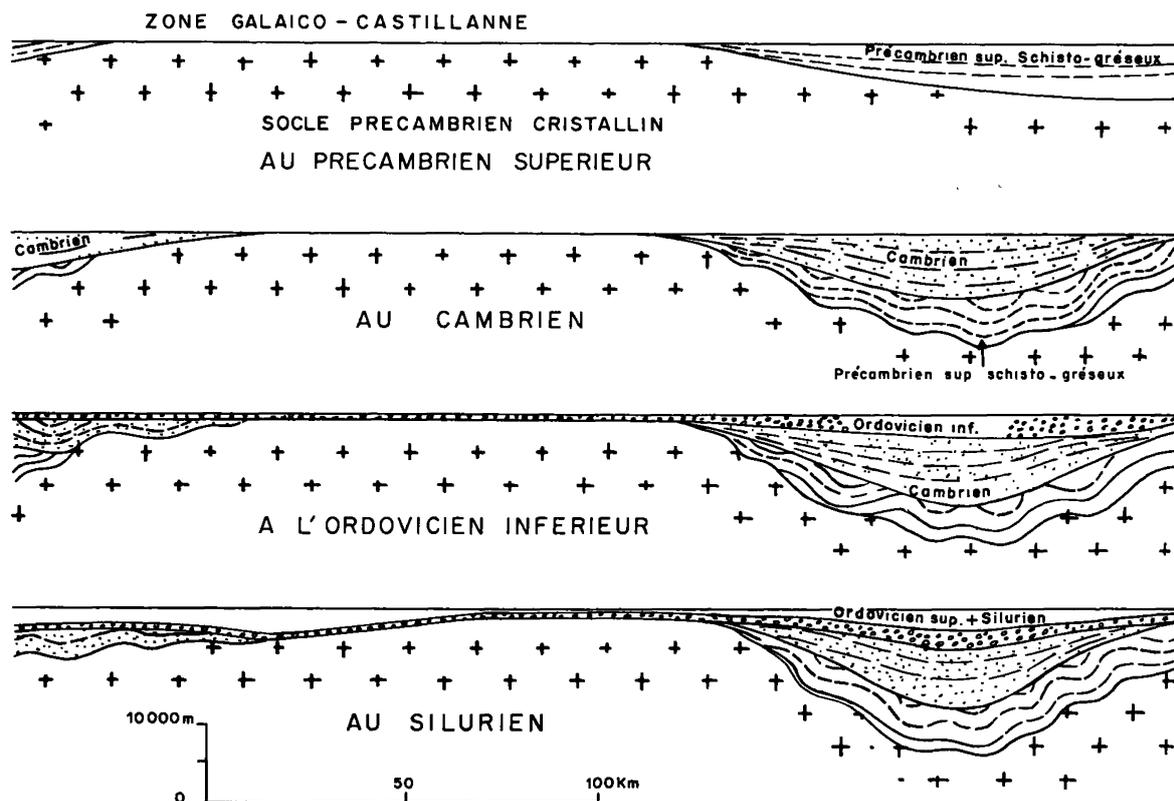


Fig. 125. — L'évolution paléogéographique du domaine étudié entre le Précambrien supérieur et le Silurien.

la Péninsule, l'autre dans le Sud-Ouest, où se déposent plusieurs milliers de mètres de sédiments essentiellement schisto-gréseux avec quelques intercalations de volcano-sédimentaire acide. Ces séries sont très comparables au Briovérien supérieur du Massif Armoricain et à l'Algonkien de Bohême.

Ces deux sillons étaient séparés par une large zone formée de Précambrien cristallin plus ancien, sur laquelle le Précambrien supérieur schisto-gréseux ne semble pas s'être déposé. Cette zone cristalline occupait à peu près l'emplacement de l'axe cristallin de Galice et de Castille.

A la fin du Précambrien supérieur s'est produite une phase tectonique « assynclique » qui a légèrement plissé les sédiments de ces deux sillons.

B) *A partir du Cambrien.*

A partir du Cambrien commence l'histoire géo-synclinale proprement dite, qui va se poursuivre sans perturbations notables, et en particulier sans plissements vrais, jusqu'au Carbonifère inférieur.

Dans la plus grande partie du Nord-Ouest de la Péninsule, cette histoire ne peut être reconstituée que jusqu'au Silurien, car les dépôts ultérieurs ont été enlevés par l'érosion. On ne trouve en effet de Dévono-Dinantien que dans les Monts Cantabriques ou en quelques points isolés de Galice orientale.

Il est intéressant de noter que malgré les plissements qui ont eu lieu à la fin du Précambrien supérieur, les sillons paléozoïques se sont à peu près superposés aux sillons précambriens (fig. 125).

Au début du Cambrien on a toujours en effet une zone haute à caractère « géanticlinal », un peu plus étroite qu'au Précambrien, séparant deux régions subsidentes, l'une au Sud-Ouest (centre du Portugal), l'autre au Nord-Est (Ouest des Asturies). L'histoire de ces deux régions est légèrement différente.

Pendant le Cambrien, au Sud-Ouest de la ride géanticlinale s'accumule une puissante série détritique avec quelques rares barres calcaires à la base (complexe schisto-grauwacke), qui semble atteindre son maximum d'épaisseur (au moins 3 000 m) dans le centre du Portugal.

Sur la ride elle-même, on ne trouve pas de Cambrien. Au Nord-Est de cette ride, le Cambrien (essentiellement schisto-gréseux, mais avec quelques intercalations calcaires à la base) apparaît et s'épaissit progressivement. Il devient de plus

en plus gréseux et atteint son épaisseur maximum (8 000 m) dans un sillon allongé et courbe : le sillon Ouest asturien de part et d'autre duquel les épaisseurs diminuent très rapidement (fig. 126).

Au Cambrien supérieur, des mouvements épirogéniques importants ou même de légers plissements (« phase sarde ») affectent le sillon portugais qui cesse alors d'être une région subsidente. Ces mouvements sont peut-être en partie responsables de l'absence de Cambrien sur la ride géanticlinale. La subsidence continue par contre dans le sillon Ouest-asturien (fig. 125).

Pendant l'Ordovicien inférieur la mer recouvre tout. Dans le Nord du Portugal, sur la ride géanticlinale et dans toute la Galice, se dépose une série schisto-gréseuse réduite (500 m à 700 m).

Le sillon Ouest-asturien reste la zone de subsidence maximum ; la sédimentation y est continue depuis la base du Cambrien, et il n'est pas possible de séparer lithologiquement le Cambrien de l'Ordovicien inférieur. Cette énorme série compréhensive, de près de 12 000 m, presque uniquement gréseuse, s'est déposée dans une mer peu profonde (présence de ripple-marks d'oscillation, de stratifications entrecroisées, de certaines pistes). On peut se demander où étaient les continents qui ont alimenté une telle sédimentation. La zone géanticlinale située à l'Ouest et au Sud-Ouest ne semble pas en être la source principale, car le Cambrien et l'Ordovicien inférieur sont d'autant plus schisteux que l'on s'en approche.

A l'Est du sillon Ouest-asturien, par contre, les séries deviennent de plus en plus gréseuses et grossières, ce qui a conduit P. COMTE (1959), F. LOTZE (1961) et F. RADIG (1962) à admettre la présence d'un massif émergé à l'emplacement actuel des Monts Cantabriques.

Pendant l'Ordovicien supérieur (à partir du Llandeilo) se déposent partout des séries schisteuses très fines à graptolites, indice d'une mer plus profonde. Le sillon Ouest-asturien reste une des zones de subsidence maximum, mais ce n'est plus la seule. En effet, la zone qui était à caractère géanticlinal au Cambrien devient à son tour subsidente ; il s'y dépose plusieurs milliers de mètres de schistes (plus de 2 000 m) comme dans le sillon Ouest-asturien (fig. 125).

Les séries sont par contre très réduites en Galice orientale et dans les Monts Cantabriques.

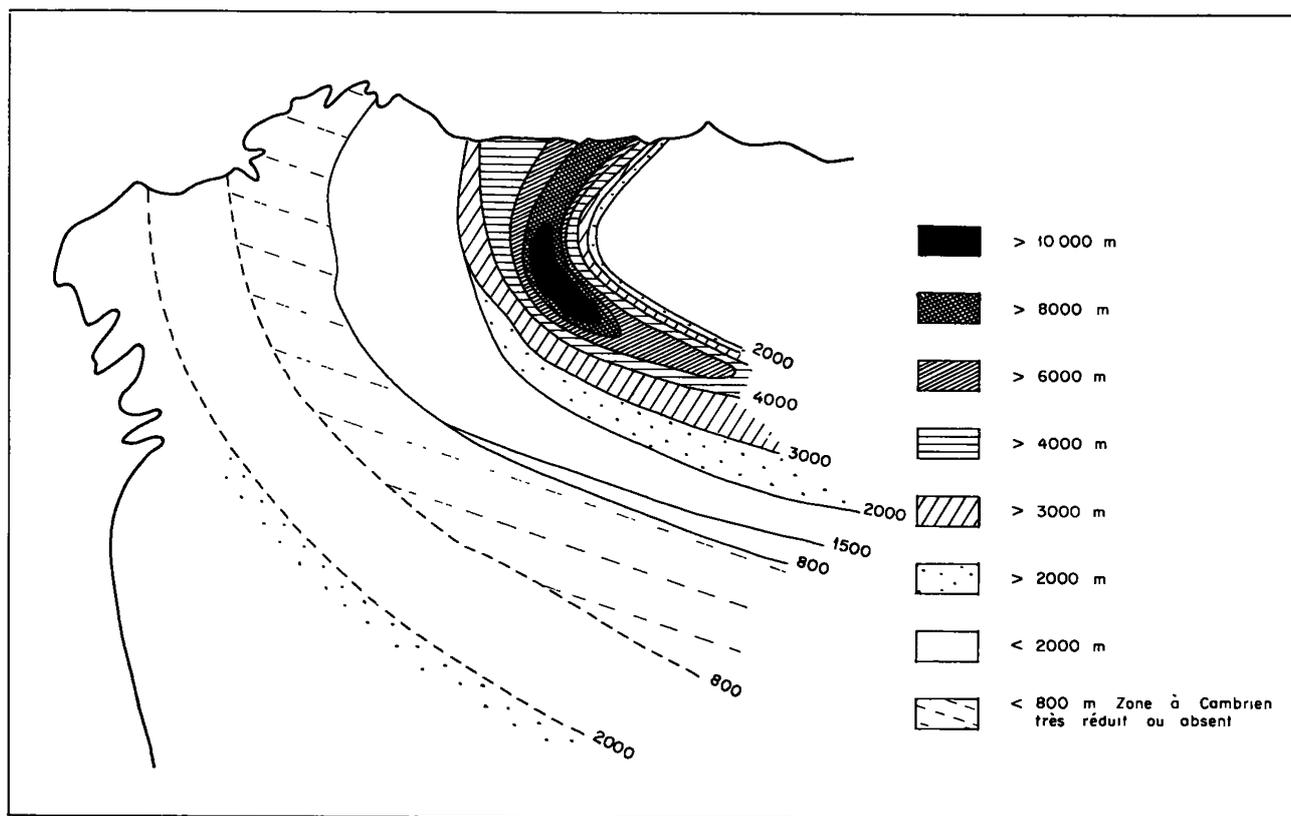


Fig. 126. — Courbes isopaques du Cambro Arenig dans le domaine étudié.

A la limite Ordovicien-Silurien, on trouve, sauf dans le sillon Ouest asturien, un volcanisme (F. RADIG, 1962) généralement acide (Ph. MATTE, 1964).

Au Silurien, la configuration précédente persiste. On trouve des faciès pélagiques à graptolites qui semblent atteindre leur maximum d'épaisseur (au moins 3 000 m) à l'emplacement de la zone géantictinale, et peut être aussi dans le sillon Ouest-asturien (mais on ne voit pas là le sommet de la série silurienne).

Entre ces deux zones subsidentes (Galice orientale) et dans les Monts Cantabriques, les séries sont très réduites et la présence de légères discordances angulaires suggère des mouvements épirogéniques.

C) A partir du Dévonien.

A partir du Dévonien, l'histoire géosynclinale ne peut être reconstituée pratiquement que pour la région des Monts Cantabriques.

Cette région, qui était jusqu'alors émergée ou tout au moins de caractère géantictinal, devient à partir du Dévonien une région géosynclinale. En effet, dans la partie centrale des Monts Cantabriques, le Dévonien présente un faciès pélagique à goniatites (SCHINDEWOLF et KULLMAN, 1958 ; JULLIVERT, 1961), alors que plus à l'Ouest et au Sud (dans le Leon, les Asturies et la Galice) il montre des faciès récifaux (P. COMTE, 1959 ; J. DROT et Ph. MATTE, 1967).

Jusqu'au Westphalien inférieur, cette configuration persiste, malgré des mouvements importants entre le Dévonien et le Viséen sur les bords du

géosynclinal (L. U. DE SITTER, 1965 ; J. PELLO-MUNIZ, 1967).

Pendant toute cette époque on ne sait rien de la paléogéographie des zones internes, mais il est probable que le Dévonien et le Carbonifère inférieur se sont déposés. En effet, on connaît un peu de Dévonien inférieur en Galice (J. DROT et Ph. MATTE, 1967) et le style tectonique permet de penser qu'il y avait une couverture post-silurienne importante (plusieurs milliers de mètres).

A partir du Westphalien moyen, l'axe du géosynclinal cantabrique continue à migrer vers l'Est à la suite de la première phase majeure de plissement (« sudète »). On ne trouve plus de faciès marins que dans le centre des Asturies. A l'Ouest et au Sud-Ouest se dépose une puissante série houillère parallèle.

Pendant cette période, il est probable que les zones internes étaient déjà émergées et que la phase majeure s'y est produite un peu plus tôt que dans le centre du géosynclinal.

A partir du Stéphanien, après la deuxième phase (« asturienne ») de plissement, le géosynclinal cantabrique se vide et se comble progressivement de dépôts exclusivement continentaux qui vont à leur tour être plissés légèrement avant le Trias.

II. — LES GRANDS TRAITS PALÉOGÉOGRAPHIQUES.

En résumé, l'histoire géosynclinale du segment hercynien du Nord-Ouest de la Péninsule est assez banale. Elle offre cependant les caractères particuliers suivants :

— L'épaisseur des dépôts schisto-gréseux, presque entièrement dépourvus de calcaires, qui se sont accumulés dans le sillon Ouest-asturien, est exceptionnelle. Il faut compter en effet pour le Paléozoïque anté-houiller une épaisseur de près de 20 000 m et près de 25 000 m si l'on tient compte du Précambrien schisto-gréseux.

La croûte devait par conséquent être à cet endroit particulièrement mince et donc de type océanique.

Il faut noter que malgré cette croûte amincie, le volcanisme basique est peu important. On connaît seulement quelques volcanites basiques contemporaines de la sédimentation dans le Cambrien des Asturies et des roches basiques grenues très localisées postérieures au Cambrien, en Galice orientale (R. CAPDEVILA, 1966) et dans le Nord de la province de Leon (G. NOLLAU, 1963).

Le volcanisme acide est plus fréquent et plus important mais reste réduit. Ce sont surtout des laves et tufs de type rhyolitique que l'on rencontre à la base du Précambrien supérieur, à la limite Ordovicien-Silurien et parfois dans le Stéphanien (bassins houillers de Cangas de Narcea et de Villablino).

— Il existe un parallélisme étroit entre les lignes isopiques et isopaques du Paléozoïque inférieur et les directions tectoniques.

Les directions tectoniques ont été nettement influencées par la direction des sillons qui étaient probablement déjà courbes avant le plissement.

Le style tectonique lui-même a été influencé par l'épaisseur des séries.

Par exemple, l'énorme série gréseuse cambro-ordovicienne de l'Ouest des Asturies ne s'est pas plissée dans le détail, mais s'est seulement redressée en bloc. Cette masse résistante doit être en partie responsable du redressement de la schistosité vers l'Est.

— C'est dans la zone « géanticlinale » interne, caractérisée par la présence d'un socle précambrien cristallin recouvert d'une série sédimentaire plus réduite, que la tectonique, le métamorphisme et la granitisation sont les plus intenses.

Cette liaison pourrait s'expliquer de la façon suivante : la croûte sialique étant dans cette zone plus épaisse que dans les sillons voisins, et le matériel cristallin plus conducteur (effet de socle), le flux thermique était plus important. Les isogéothermes sont montées plus haut que dans les zones externes. La chaleur a augmenté la plasticité des roches qui se sont plissées plus facilement et de façon plus intense, et le métamorphisme et la granitisation ont été plus importants.

B) L'évolution tectonique et les grands traits structuraux du segment hercynien du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique.

I. — L'ÉVOLUTION TECTONIQUE.

En l'absence de presque tout le Paléozoïque supérieur, il n'est pas possible de reconstituer tous les stades de l'histoire tectonique. Nous ne voyons que le résultat final.

Il en est généralement ainsi de la plupart des chaînes, surtout anciennes. Dans les zones externes, les plissements sont bien datés mais on ne voit

que la partie superficielle de l'édifice ; dans les zones internes, on ne voit que les parties profondes, et si la succession relative des événements tectoniques principaux peut y être reconstituée grâce aux relations géométriques des plissements superposés, la datation directe de ces phases par les dépôts discordants n'est généralement pas possible et les corrélations des plissements avec ceux des zones externes n'est pas toujours évidente.

De plus, les chaînes anciennes ont toujours été profondément érodées, et ce n'est que par déductions que l'on peut apprécier l'épaisseur de la couverture lithostatique et évaluer la profondeur à laquelle les terrains qui affleurent maintenant ont été enfouis au cours de l'orogénèse.

Les différents niveaux structuraux du segment bercynien du Nord-Ouest de la Péninsule.

a) Si l'on fait une coupe perpendiculaire aux structures dans la branche Nord-Sud de la virgation, on peut observer d'Est en Ouest, depuis les Monts Cantabriques jusqu'en Galice occidentale, des niveaux structuraux de plus en plus profonds, correspondant à des conditions de température et de pression de plus en plus fortes. Ces niveaux structuraux sont les suivants :

Le niveau structural le plus élevé, qui correspond au domaine des Monts Cantabriques, caractérisé par :

- la présence de deux ou trois phases superposées ;
- le style tectonique relativement superficiel de la première phase majeure qui ne s'accompagne que très rarement de schistosité ;
- l'absence ou la rareté du métamorphisme qui, quand il existe, est toujours léger ;
- l'absence presque totale de granites qui, lorsqu'ils existent, sont tardifs et en massifs de toute petite taille ;
- la présence à l'affleurement d'une couverture dévono-carbonifère antétectonique bien conservée ;
- l'absence de Précambrien à l'affleurement.

Un niveau structural moyen, qui correspond en gros au domaine épizonal des plis à plan axial sub-vertical de l'Ouest des Asturies, caractérisé par :

- l'existence d'une seule phase tectonique nette (phase 1) et l'absence, tout au moins apparente, de phase 2 (peut-être uniquement due

à l'attitude préalablement verticale de la schistosité 1) ;

- la présence de schistosité liée aux plis de cette phase majeure ;
- l'attitude verticale ou subverticale de la schistosité plan axial de ces plis ;
- la présence d'un métamorphisme épizonal et plus rarement mésozonal lié à la phase 1 ;
- la rareté des granites qui sont cependant plus nombreux et en massifs plus gros que dans le domaine cantabrique ;
- l'absence de Dévono-Carbonifère antétectonique qui a été érodé ;
- la présence à l'affleurement de Précambrien supérieur.

Un niveau structural profond, correspondant en gros au domaine des plis couchés non remplissés de Galice orientale, caractérisé par :

- l'attitude horizontale de la schistosité ;
- la présence de plis couchés de grande amplitude (nappes) affectant seulement le Paléozoïque et le Précambrien supérieur schisto-gréseux à l'affleurement, mais peut-être aussi le Précambrien cristallin en profondeur dans les zones de racine ;
- la présence d'un métamorphisme mésozonal parfois profond, en grande partie syntectonique et partiellement postérieur à la première phase ;
- l'absence de phases de plissement superposées ;
- l'abondance des granites en gros massifs qui sont de plusieurs types et postérieurs à la tectonique et au métamorphisme ;
- la présence de Précambrien supérieur schisto-gréseux à l'affleurement ;
- la quasi-absence de Dévono-Carbonifère anté-tectonique.

Un niveau structural très profond, qui correspond à peu près au domaine des plis couchés à plan axial replissé, caractérisé par :

- la présence de deux phases de plissement superposées ;
- l'attitude initialement horizontale de la schistosité primaire ;
- la présence de plis couchés de grande amplitude remobilisant le socle cristallin précambrien ancien (nappes penniques) ;
- un métamorphisme mésozonal profond ;
- la grande abondance des granites de nombreux

types qui sont généralement plus anciens et plus profonds que ceux du domaine précédent (mais néanmoins postérieurs à la première phase);

- l'absence de terrains dévono-carbonifères;
- la présence d'un socle précambrien ancien à l'affleurement.

Un niveau structural peut-être encore plus profond, qui joue le rôle d'une véritable « zone axiale » et correspondant à peu près à l'extrémité occidentale de Galice, caractérisé par :

- la présence de deux phases au moins de plissement superposées;
- l'attitude initiale, probablement verticale, de la schistosité primaire;
- un métamorphisme mésozonal profond et parfois catazonal;
- la très grande abondance des granites de type à peu près identique à ceux du domaine précédent;
- la présence d'une migmatisation hercynienne importante;
- la présence de granites hyperalcalins antéhercyniens;
- la présence à l'affleurement d'un socle précambrien cristallin ancien.

b) Si l'on fait maintenant une coupe du Nord au Sud à l'Est du massif de Tras os Montes dans la branche méridionale de la virgation, on observe une évolution identique, notamment en ce qui concerne le métamorphisme et les granites, mais à la différence près qu'on ne trouve plus de plis couchés dans cette transversale mais seulement des plis à plan axial subvertical depuis les zones externes jusqu'aux zones internes.

Nous avons vu que ce phénomène était dû au redressement progressif des plans axiaux des plis 1 vers le Sud-Est.

En résumé, l'observation des différents niveaux structuraux nous permet de reconstituer l'histoire tectonique de ce segment qui a été la suivante :

La chaîne a commencé à se plisser probablement vers la fin du Namurien. Dans les zones internes les plis étaient très serrés, parfois couchés dans la branche Nord-Sud de la virgation où le rayon de courbure était minimum. Ces plis, qui se sont formés dans des conditions profondes, ont affecté le socle précambrien. Vers les zones externes, le

plan axial des plis se redressait d'une part parce que la tectonique tangentielle était moins intense, mais surtout à cause de la résistance qu'offrait au plissement la formidable série quartzitique de la fosse Ouest-asturienne qui s'est simplement redressée en bloc et sur laquelle sont venus se mouler les plis hercyniens (fig. 127).

Dans les zones plus externes, plus éloignées de l'axe de la chaîne et de ses sources de chaleur, les plis de la phase 1 n'ont pas conservé leurs flancs inverses et la couverture paléozoïque s'est décollée du substratum plus rigide au niveau du Cambrien moyen en donnant des nappes de style superficiel parfois de grande amplitude.

Juste après la phase 1, les isogéothermes, qui avaient déjà atteint des niveaux élevés dans les zones internes, continuent à monter et le métamorphisme atteint son paroxysme en profitant de l'augmentation de charge due au plissement de la série sédimentaire (plis couchés empilés).

On peut essayer d'évaluer cette charge lithostatique en tenant compte des données expérimentales sur les conditions pression-température d'apparition de certains minéraux de métamorphisme (notamment géodes à disthène, stabilité de la staurotide, etc.).

Dans les parties les plus métamorphiques de l'édifice, on arrive à des estimations de profondeur de l'ordre de 15 à 20 km (fig. 127) que l'on peut encore expliquer par une couverture sédimentaire épaissie par plissement sans invoquer l'action de surpressions tectoniques.

La chaîne commence alors à se soulever et à être érodée (sans doute d'au moins 5 000 m). Les premiers granites hercyniens se mettent en place aux endroits les plus chauds (zones internes) et souvent à partir du socle granitique antérieur.

En raison de la diminution de la pression et de la température due à cette érosion, la deuxième phase de plissement est moins souple et ne donne des structures vraiment importantes que dans les zones internes où des conditions mésozonales ont parfois persisté pendant cette phase. A cette époque se mettent en place la plupart des granites à deux micas.

Après la deuxième phase, la chaîne est intensément érodée, la rétro-morphose s'accroît, augmentée par les mouvements tardifs. Les derniers granites se mettent en place sous faible charge après la deuxième phase.

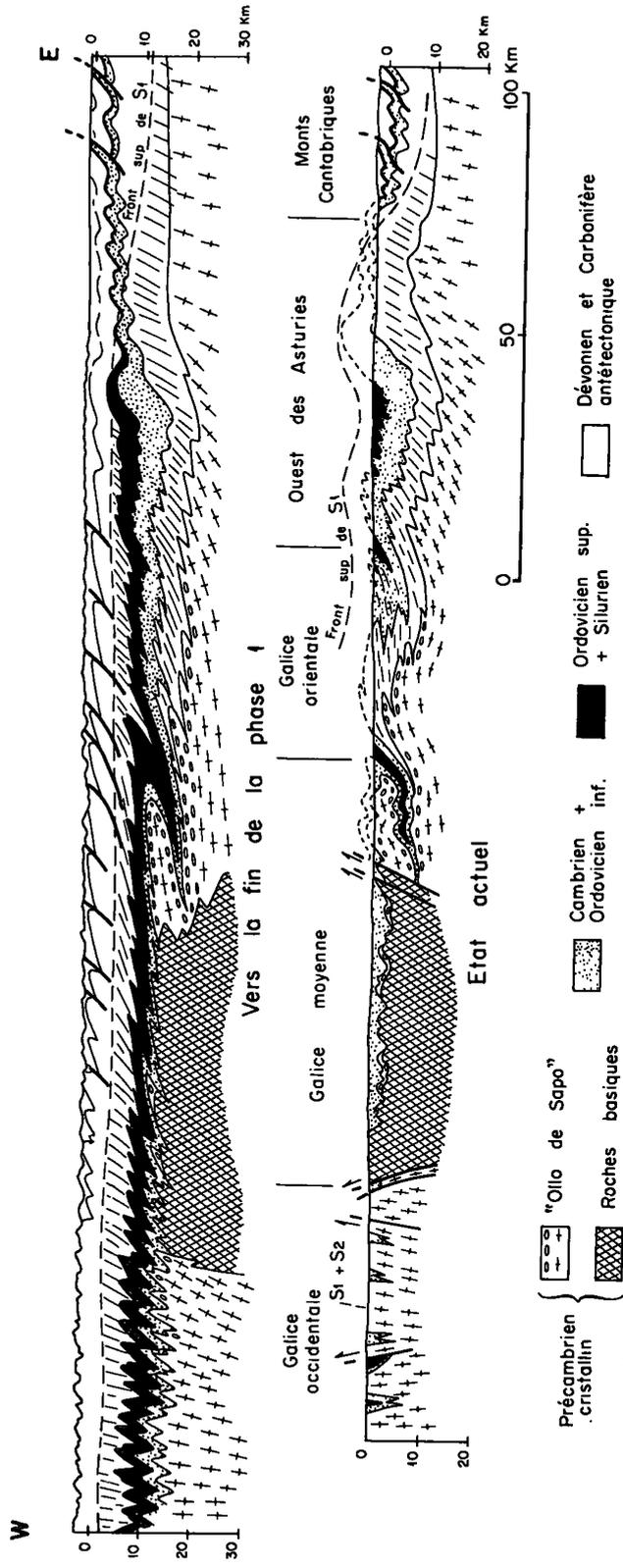


Fig. 127. — Coupes Est-Ouest dans la branche Nord-Sud de la virgation montrant l'évolution tectonique du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique.

II. — LES GRANDS TRAITES STRUCTURAUX DE CE SEGMENT.

Nous voyons en résumé que l'évolution tectonique du segment du Nord-Ouest de la Péninsule est en somme assez classique et ressemble en de nombreux points à celle de beaucoup d'autres orogènes anciens, qu'ils soient précambriens, calédoniens ou hercyniens.

Ces traits assez classiques sont les suivants :

— C'est une chaîne qui a remobilisé un « socle » cristallin antérieur.

— C'est un segment de chaîne à phases superposées.

— La première phase est la phase majeure : dans les zones internes elle remobilise le socle et donne des plis couchés de style profond, ce qui semble un caractère commun à toute la chaîne hercynienne d'Europe méridionale contrairement à ce que pense H. J. ZWART (1967).

— Le métamorphisme débute au plus tôt avec la première phase. Il est en grande partie syntectonique, mais n'atteint son paroxysme qu'entre les phases 1 et 2.

— La deuxième phase est seulement une phase de serrage sans déversements importants.

Le caractère propre à ce segment est l'allure courbe des structures, c'est-à-dire la virgation.

C'est en effet la seule virgation hercynienne de cette importance en Europe et une des rares virgations à déversements convergents.

Si tous les auteurs sont à peu près d'accord pour admettre que cette allure courbe était préfigurée avant les plissements hercyniens (E. SUESS, 1888 ; F. LOTZE, 1961 ; R. H. WAGNER, 1963 ; P. COMTE, 1959) et, comme nous l'avons vu, peut-être déjà dès le Précambrien supérieur, les avis sont partagés en ce qui concerne le mode de formation des structures hercyniennes courbes.

F. RADIG (1962) admet par exemple que les plis hercyniens se sont « moulés » sur un massif précambrien qui aurait été situé à l'emplacement actuel des Monts Cantabriques. Cependant, cette explication est peu probable. En effet, comme le fait très justement remarquer R. H. WAGNER (1963), le domaine des Monts Cantabriques était déjà depuis longtemps une région subsidente au moment des plissements hercyniens.

L. U. DE SITTER (1965) pense que la virgation est due à deux champs de contrainte différents, l'un ayant donné des structures Nord-Sud, l'autre des structures Est-Ouest.

Cette hypothèse n'est pas valable en Galice. En effet, comme nous l'avons vu, on a un *passage progressif* des structures Nord-Est aux structures Est-Ouest, et ceci aussi bien pour la première phase que pour la deuxième. Les plis se sont par conséquent formés en même temps avec des directions variables parallèles aux sillons qui étaient courbes avant le plissement.

Il en résulte que l'hypothèse de deux épisodes de plissement, l'un Est-Ouest, l'autre Nord-Sud, est peut-être aussi discutable même dans les Monts Cantabriques. En effet, les contacts anormaux inverses des « Léonides » de direction Est-Ouest se suivent et passent à la direction Nord-Sud. Il paraît par conséquent difficile d'admettre deux épisodes de déformations nettement séparés pour un même contact anormal qui peut se suivre avec le même style et les mêmes caractères depuis la direction Est-Ouest jusqu'à la direction Nord-Sud.

On peut par conséquent penser que la virgation des structures majeures (chevauchements) du domaine cantabrique s'est faite comme en Galice en une seule phase avec des déversements convergents vers le centre de l'arc. Ceci n'exclut pas évidemment la présence locale de plis orthogonaux, superposés ou non, dans cette partie centrale très serrée de la virgation.

En résumé, la virgation de Galice se caractérise :

— par des déversements convergents dus à deux phases principales de plissement homoaxiales et parallèles aux sillons sédimentaires préexistants, qui étaient déjà courbes avant le plissement ;

— par un raccourcissement plus fort pour l'une et l'autre phase (notamment présence de plis couchés lors de la première phase) dans la branche Nord-Sud de la virgation où le rayon de courbure est minimum.

C'est donc une virgation double du premier genre au sens de E. ARGAND (1922), mais à déversements convergents.

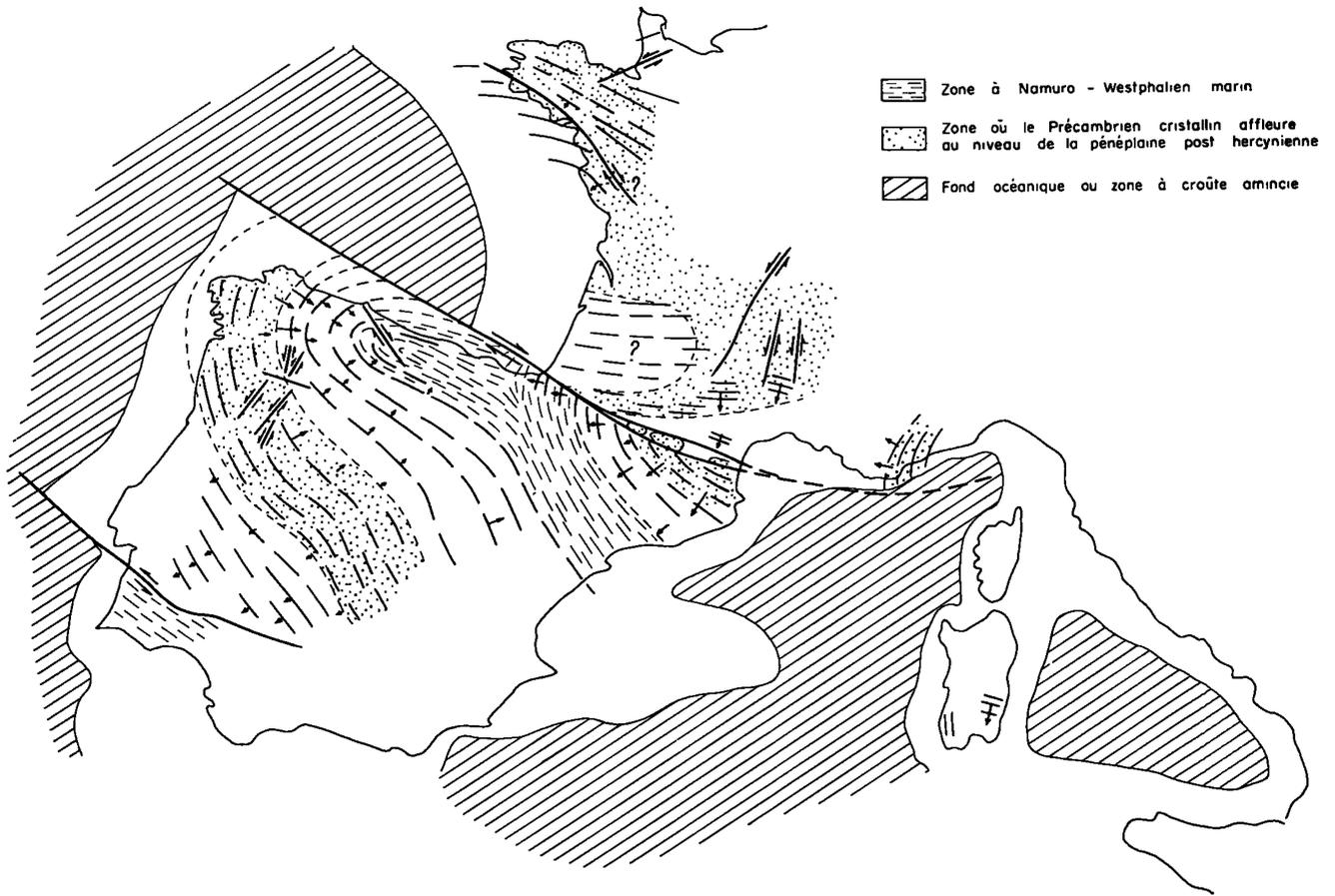
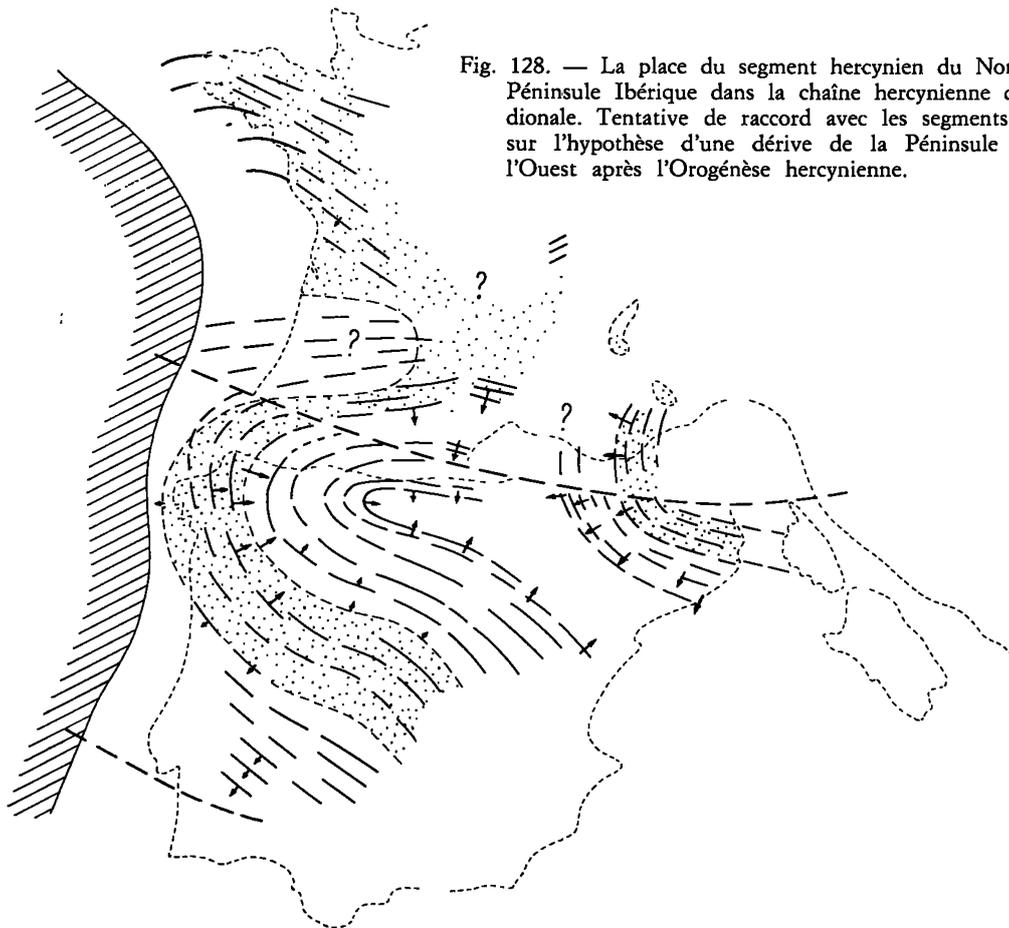


Fig. 128. — La place du segment hercynien du Nord Ouest de la Péninsule Ibérique dans la chaîne hercynienne d'Europe méridionale. Tentative de raccord avec les segments voisins basée sur l'hypothèse d'une dérive de la Péninsule Ibérique vers l'Ouest après l'Orogénèse hercynienne.



II. — La place du segment hercynien du Nord-Ouest de la Péninsule dans la chaîne hercynienne d'Europe méridionale.

Après avoir dégagé les grands traits structuraux de la virgation de Galice et du segment hercynien du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique, nous devons essayer de replacer ce segment dans la chaîne hercynienne d'Europe méridionale et tenter des corrélations avec les segments hercyniens des régions voisines (fig. 128).

De telles reconstitutions ont déjà été tentées notamment par H. STILLE (1924, 1951) et F. LOTZE (1933, 1963), mais les schémas que proposent ces auteurs ne sont pas très satisfaisants. Ils mettent en effet en relation des segments hercyniens très différents, tant du point de vue stratigraphique que tectonique, tels que la Bretagne et la Galice.

Ces reconstitutions ne tiennent pas compte surtout des fonds océaniques du golfe de Gascogne au travers desquels il est hasardeux de prolonger une chaîne.

De plus ces auteurs n'ont pas envisagé la possibilité que la Péninsule Ibérique ait pu se déplacer par rapport à l'Europe après l'orogénèse hercynienne.

Une hypothèse très simple, récemment proposée par M. MATTAUER (1966), permet d'expliquer du même coup l'allure rectiligne de la limite continentale du Nord de la Péninsule et la présence d'une zone à croûte amincie en Méditerranée Nord-occidentale : la Péninsule se serait déplacée en bloc de plusieurs centaines de kilomètres vers l'Ouest le long d'un grand décrochement tardi-hercynien.

Cette hypothèse permet de donner un schéma plus cohérent de la chaîne hercynienne d'Europe méridionale.

En effet, on peut essayer de remettre la Péninsule Ibérique à la place qu'elle occupait à la fin de l'orogénèse hercynienne en la faisant glisser le long du grand décrochement défini par M. MAT-

TAUER, de telle façon que la limite continent-océan du golfe de Gascogne prolonge celle de l'Ouest de la Péninsule Ibérique.

— La zone de Galice et de Castille vient alors à peu près dans le prolongement de la partie Sud du Massif Central avec laquelle elle montre certaines analogies.

— La Galice orientale pourrait de même se prolonger par la Montagne Noire et, de fait, ces deux segments montrent des caractères communs, tant du point de vue stratigraphique (Cambrien très semblable, présence de Précambrien porphyroïde) que tectonique (grands plis couchés parfois de style pennique).

Ces raccords ne pourront cependant être vérifiés que lorsque l'on connaîtra bien le substratum de la partie Sud du Bassin Aquitain. Nous devons signaler ici que la présence dans le centre de ce bassin de Paléozoïque moyen et supérieur peu ou pas métamorphique⁹ pose bien des problèmes et montre que l'allure de la chaîne hercynienne est loin d'être simple dans cette région.

En ce qui concerne la zone axiale hercynienne des Pyrénées, il est logique d'admettre qu'elle est restée solidaire de la Péninsule Ibérique au cours de sa translation, de telle façon qu'elle devait se trouver initialement dans le prolongement du massif des Maures. Les directions hercyniennes de ces deux segments se raccordent assez bien et semblent alors former une virgation à déversements divergents, de telle façon que l'on passe progressivement (fig. 128) d'une direction Est-Ouest (zone axiale des Pyrénées centrales et orientales) à une direction Nord-Sud (Pyrénées occidentales et Maures).

Nous voyons cependant que tous ces raccords sont encore bien hypothétiques et de nombreuses études sont encore nécessaires pour bien connaître l'allure générale de la chaîne hercynienne d'Europe méridionale.

⁹ D. BUGNICOURT, F. DALBIEZ et P. DUFAURE (1959).

BIBLIOGRAPHIE

- ALLÈGRE (Cl.), JAVOY (M.) (1967). — Etude de la composition $^{180}/^{160}$ de quelques éclogites : conséquences pétrologiques et géophysiques (*Bull. S. G. F.* présenté aux C. R. Som. S. G. F., 1967, p. 218).
- ALMELA (A.), VALLE DE LERSUNDI (I.) (1962). — Estudio geologico de la zona Ponferrada-Tremor de Abajo (*Mem. y Com. 1^o Reun. Nac. Geologia*, Brev. Geol. Astur., VI, 1-4, p. 3 26).
- ANTHONIOZ (P. M.) (1965). — Géologie sommaire de la région de Morais (Tras-os-Montes, Portugal) (*Leidse Geol. Med.*, 36, p. 299-302).
- (1967). — L'unité de Bragança (Tras os Montes, Portugal); métamorphisme et tectonique (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 264, p. 540-543).
- ARGAND (E.) (1922). — La tectonique de l'Asie (*Extr. C. R. XIII^e Congrès Géol. Intern.*).
- ARTHAUD (F.), MATTAUER (M.), PROUST (F.) (1966). — La structure et la microtectonique des nappes de la Montagne Noire. Etages tectoniques. Coll. Neuchâtel, 1966.
- ARTHAUD (F.), MATTE (Ph.) (1966). — Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne : étude microtectonique des séries métamorphiques du massif des Maures (Var) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 262, p. 436-439).
- AUTRAN (A.), GUITARD (G.), RAGUIN (E.) (1963). — Carte Azopro 1/200 000^e des Pyrénées orientales.
- BARD (J. P.) (1965). — Introduction à la géologie de la chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothèses sur les caractères de l'évolution géotectonique de cette chaîne (*Extr. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dynam.*, VII, 4).
- (1966). — Quelques précisions sur la lithologie du Silurien de la région d'Aracena (Huelva), Espagne (*Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, 83, p. 93-98).
- (1967). — Granites écrasés et orthogneiss « Ollo de Sapo » à disthène dans la bande métamorphique de Badajoz-Azuaga (Badajoz, Espagne) et le problème d'un socle briovérien dans le Sud de l'Espagne (*C. R. Acad. Paris*, 265, p. 1875-1879).
- BARROIS (Ch.) (1882). — Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice (*Thèse, Mém. S. G. du Nord*, 2, n° 1, 630 p.).
- BIGOT (A.) (1925). — Sur les calcaires cambriens de la région de Carteret et leur faune (*Bull. Soc. Linn. Normandie*, (7), 8, p. 130-144).
- BONHOMME (M.), COGNE (J.), LEUTWEIN (F.), SONET (J.) (1966). — Données nouvelles sur l'âge des séries rouges du golfe normanno-breton (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 262, p. 606-609).
- BORG (I.), HANDIN (J. H.) (1966). — Experimental deformation of crystalline rocks (*Tectonophysics*, 4, p. 251-367, Special Issue).
- BOULANGER (M.-F.), BOYER (F.) (1964). — Sur l'âge de la transgression post calédonienne dans le Sud de la Montagne Noire (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 259, p. 4309-4312).
- BOUYX (E.) (1914). — Extension des terrains anté-ordoviciens au Sud de Ciudad Real (Espagne méridionale) (*C. R. Som. S. G. F.*, 10, p. 339).
- BOYER (F.), GUIRAUD (R.) (1964). — Observations nouvelles sur le passage du Cambrien à l'Ordovicien dans la Montagne Noire (*Bull. S. G. F.*, (7), VI, p. 515-522).
- BUGNICOURT (D.), DALBIEZ (F.), DUFAURE (P.) (1959). — Contribution à l'étude du Paléozoïque nord-aquitain (*Bull. S. G. F.*, (7), I, p. 583-587).
- CAPDEVILA (R.) (1965). — Sur la géologie du Précambrien et du Paléozoïque dans la région de Lugo et la question des plissements assynclinaux et sardes en Espagne (*Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, 80, p. 157-174).
- (1966). — Sur la présence de sills basiques et ultrabasiques métamorphisés dans la région de Villalba (Lugo, Espagne) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 262, p. 2193-2196).
- (1967). — Extension du métamorphisme régional hercynien dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice orientale, Asturies, Leon) (*C. R. Som. S. G. F.*, 7, p. 277-279).
- (1968). — Zones de métamorphisme régional progressif dans le segment hercynien de Galice Nord-orientale (Espagne) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 266, p. 309-312).
- CAPDEVILA (R.), VIALETTE (Y.) (1965). — Premières mesures d'âge absolu effectuées par la méthode du strontium sur les granites et micaschistes de la province de Lugo (Nord-Ouest de l'Espagne) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 260, p. 5081-5083).
- CARLE (W.) (1945). — Ergebnisse geologische Untersuchungen im Grundgebirge von Galicien (Nord West spanien) (*Geotekt. Forsch.*, 6, 13-36).
- CASIANO DE PRADO, de VERNEUIL, BARRANDE (1860). — Sur l'existence de la faune primordiale dans la « Chaîne Cantabrique » (*Bull. S. G. F.*, (2), XVIII, p. 516).
- CAVET (P.) (1951). — Sur la stratigraphie de la zone axiale des Pyrénées orientales (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 232, p. 743-859).
- (1957). — Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises (*Bull. Serv. Carte Géol. France*, 254, 55).
- CAVET (P.), GRUET (M.), PILLET (J.) (1966). — Sur la présence du Cambrien à Paradoxides à Cléré-sur-Layon (M.-et-L.) dans le Nord Est du Bocage Vendéen (Massif armoricain) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 263, p. 1685-1688).

- COGNÉ (J.) (1960). — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale (*Thèse*, Mém. Carte Géol. France).
- (1962). — Le Briovérien (*Bull. S. G. F.*, (7), IV, p. 413-430).
- (1965 a). — Les gneiss œillés du Languidou (Sud Finistère) : un nouveau jalon de la base du Briovérien dans les schistes cristallins de la Bretagne méridionale (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 261, p. 3849-3852).
- (1965 b). — Observations sur l'âge et la signification de la phase bretonne (Sess. Extraord. Soc. Belge Géol. Paléont., p. 239-243).
- COLCHEN (M.) (1960). — Sur l'âge des formations carbonifères de Fresneda (Sierra de la Demanda, province de Burgos, Espagne) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 251, p. 2743-2745).
- (1964). — Successions lithologiques et niveaux repères dans le Paléozoïque antécarbonifère de la Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño, Espagne) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 259, p. 4758-4761).
- (1965). — Nouvelles données sur le Carbonifère de la Sierra de la Demanda (Burgos, Espagne) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 260, p. 1696-1699).
- (1967). — Sur la présence du Cambrien supérieur à « Prochuangia » et à « Chuangia » dans la Sierra de la Demanda (Logroño, Espagne) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 264, p. 1687-1690).
- COLCHEN (M.), WAGNER (R. H.) (1967). — Précisions sur les flores carbonifères de la Sierra de la Demanda (province de Burgos, Espagne) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 262, p. 2435-2438).
- COMTE (P.) (1959). — Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique (*Mem. Inst. Geol. y Min. España*, 60, 404 p.).
- DEMAY (A.) (1942). — Microtectonique et tectonique profonde (*Mém. Expl. Carte Géol. France*, 260 p.).
- DEWEY (J. F.) (1965). — Nature and origin of « Kink bands » (*Tectonophysics*, I, 6, p. 459-494).
- DIETRICH (G.) (1962). — Das ostgalicische Grundgebirge im Raume Becerrea (Provinz Lugo, Spanien) (Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Münster).
- DONATH (F. A.) (1964). — Strength variation and deformational behavior in anisotropic rocks. State of stress in the earth's crust. Intern. Conf. Santa Monica, California, p. 291-298. Elsevier.
- DROT (J.), MATTE (Ph.) (1967). — Sobre la presencia de capas del Devoniano en el limite de Galicia y León (NW de España) (*Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, 93, p. 87-92).
- FARBER (A.), JARITZ (W.) (1964). — Die Geologie des westasturischen Küstengebietes zwischen, San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW Spanien) (*Geol. Jb.*, 81).
- FABRIES (J.) (1963). — Les formations cristallines et métamorphiques du Nord-Est de la province de Séville (Espagne) (*Thèse*, Univ. de Nancy).
- FLOOR (P.) (1965). — Los metasedimentos y gneises graníticos ante hercinianos (*Leidse Geol. Med.*, 36, p. 293-334).
- (1966). — Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian massif : the Galineiro and surrounding areas, Vigo, Spain (*Leidse Geol. Med.*, 36, p. 1-203).
- FONTEILLES (M.), GUITARD (G.) (1964). — « L'effet de socle » dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 258, p. 4299-4302).
- FOURMARIER (P.) (1962). — Les déformations mineures des roches dans les chaînes plissées de la zone méditerranéenne (*Livre mém. Paul Fallot*, I, p. 57-83. Mém. h. série S. G. F.).
- FRICKE (W.) (1951). — Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nordöstlicher Sierra Morena und Extremadura (*Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 103, p. 136-138).
- GAERTNER (H. R. von) (1950). — Problème des Saxothuringikums (*Geol. Jahrb.*, Bd. 65, p. 409-450).
- GARCIA DE FIGUEROLA (L.), PRADO (J. G.), SANCHEZ DE LA TORRE (L.) (1962). — Las rocas del Cambrico (*Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, 68, p. 103-132).
- GUITARD (G.) (1963). — Sur l'importance des orthogneiss dérivant du métamorphisme d'anciens granites parmi les gneiss œillés du Canigou (*C. R. Som. S. G. F.*, 4, p. 130).
- (1964). — Un exemple de structure en nappe de style pennique dans la chaîne hercynienne : les gneiss stratoïdes du Canigou (Pyrénées-Orientales) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 258, p. 4597-4599).
- (1965). — Le métamorphisme progressif mésozonal et les gneiss œillés du massif du Canigou (Pyrénées-Orientales) (*Thèse*).
- HERNANDEZ-SAMPELAYO (P.) (1915). — Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo (*Bol. Inst. Geol. y Min. España*, 36, p. 277-303).
- (1922). — Hierros de Galicia (*Mem. Inst. Geol. y Min. España*, I).
- (1934). — El sistema Cambriano. Explicación del nuevo mapa geol. de España (Inst. y Geol. y Min. España, 240 p.).
- (1935). — Criaderos de Hierro de España (*Mim. Inst. Geol. y Min. España*, IV).
- (1942). — El sistema Siluriano. Explicación del nuevo mapa geol. de España (Inst. Geol. y Min. España, 848 p.).
- JULIVERT (M.) (1961). — Estudio geológico de la cuenca de Beleño. Valles altos del Sella, Ponga, Nalon y Esta, de la Cordillera Cantabrica (*Bol. Inst. Geol. y Min. España*, 71, p. 1-346).
- (1965). — Sur la tectonique hercynienne à nappes de la chaîne cantabrique (*Bull. S. G. F.*, (7), VII, p. 644-651).
- KANIS (J.) (1956). — Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain) (*Leidse Geol. Med.*, 21, p. 277-446).

- KOOPMANS (B. N.) (1962). — The sedimentary and structural history of the Valsurvio Dome, Cantabrian mountains, Spain (*Leidse Geol. Med.*, 26, p. 121-232).
- KLEINSMIEDE (W. J. F.) (1960). — Geology of the Valle de Aran (Central Pyrénées) (*Leidse Geol. Med.*, 25, p. 196-200).
- LLOPIS LLADO (N.), MARTINEZ ALVAREZ (J. A.) (1961). — Critique de F. LOTZE : El Precámbrico en España (Brev. Geol. Astur., V, p. 48-51).
- LOTZE (F.) (1929). — Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien) (*Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math-Phys. Kl. N.F.*, 14, 2, Berlin).
- (1933). — Zur Frage der variszischen Gebirgszusammenhänge im Südwest Europa (*Forsch u. Fortschr.*, 9, 20-21, p. 301-302, 1, Abb. Berlin).
- (1945). — Einige probleme der Iberischen Meseta. (*Geotekt Forsch.*, 6, p. 1-12).
- (1956). — Das Präkambrium Spaniens (*N. Jb. Geol. Paläont.*, 8, p. 373-380).
- (1961). — Das Kambrium Spaniens. I, Stratigraphie (*Abh. d. Math. Natur. Klasse*, 6, p. 285-438).
- (1963). — Die variszischen gebirgszusammenhänge im Westlichen Europa (*Giornale di geologia*, Bologna, serie 2 a, vol. 31).
- (1966). — Präkambrium Spaniens (*Zbl. Geol. Paläont.*, I, 5, p. 989-1006).
- MAC PHERSON (J.) (1883). — Sucesion estratigrafica de los terrenos arcaicos de Espana (*Anal. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 12, p. 341-378).
- MARTINEZ ALVAREZ (J. A.) (1959). — Mapa geologico del reborde oriental de la cuenca carbonifera de Asturias (Inst. de Estud. Astur., 1962).
- (1962). — Estudio geologico de reborde oriental de la cuenca carbonifera central de Asturias (Inst. de Estud. Astur.).
- MATTAUER (M.) (1966). — Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne (en russe) (*Geotektonika S. S. S. R.*, n° 5, p. 22-31).
- MATTE (Ph.) (1963). — Sur la structure du Paléozoïque de la Sierra de Caurel (Nord Ouest de l'Espagne) (*C. R. Som. S. G. F.*, 7, p. 243-245).
- (1964 a). — Sur le volcanisme silurien du synclinal de Truchas (Nord-Ouest de l'Espagne) (*C. R. Som. S. G. F.*, 2, p. 57-58).
- (1964 b). — Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice orientale (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 259, p. 1981-1984).
- (1966). — La schistosité primaire dans l'arc hercynien de Galice. Colloque Etages Tectoniques, Neuchâtel, 1966.
- (1967). — Le Précambrien supérieur schisto gréseux de l'Ouest des Asturias (Nord Ouest de l'Espagne) et ses relations avec les séries précambriennes plus internes de l'arc galicien (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 24, p. 1769).
- MATTE (Ph.), RIBEIRO (A.) (1967). — Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique : grandes nappes ou extrusions? (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 264, p. 2268).
- MIYASHIRO (A.) (1961). — Evolution of metamorphic belts (*J. of Petrology*, 2, 3, p. 277-311).
- NERY DELGADO (J. F.) (1899). — 1a edicion del Mapa Geologico del Portugal, 1/1 000 000°.
- (1907). — Contribuição para o estudo dos terrenos paleozoicos (*Comm. Serv. Geol. Portugal*, VI, p. 52-122).
- NISSEN (H. U.) (1959). — Deformation und kristallisation in Nordwest Spanischen küstengebirge bei Vivero (Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Münster, 300 p.).
- NOLLAU (G.) (1963). — Die geologie des Montes de Leon zwischen Astorga und Ponferrada (Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Münster, 221 p.).
- (1965). — El desarrollo estratigrafico del Paleozoico en el Oeste de la provincia de Leon (España) (*Not. y Comm. Inst. Geol. y Min. España*, 88, p. 31-47).
- OELMULER (R.) (1965). — In G. NOLLAU, 1963.
- PARGA PONDAL (I.) (1954). — Nota explicativa del mapa geologico de la parte Norte Oeste de la provincia de la Coruna (*Leidse Geol. Med.*, 21, p. 467-484, Leiden 1956).
- (1958). — El conocimiento geologico de Galicia, 25 p. Edit. Citania, Buenos Aires.
- (1960). — Observacion, interpretacion y problemas geologicos de Galicia (*Not. y Comm. Inst. Geol. y Min. España*, 58, p. 333-358).
- (1963). — Mapa petrografico estructural de Galicia (Inst. Geol. y Min. España).
- PARGA-PONDAL (I.), y GOMEZ DE LLARENA (J.) (1963). — Yacimientos fosiliferos en las pizarras metamorficas de Guntin (Lugo, Galicia) (*Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, (6), 61, p. 83-88).
- PARGA-PONDAL (I.), MATTE (Ph.), CAPDEVILA (R.) (1964). — Introduction à la géologie de l' « Ollo de Sapo », formation porphyroïde antésilurienne du Nord-Ouest de l'Espagne (*Not. y Comm. Inst. Geol. y Min. España*, 76, p. 119-153).
- PATERSON (M. S.), WEISS (L. E.) (1966). — Experimental deformation and folding in phyllite (*Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 77, 4, p. 343-373).
- PELLO-MUNIZ (J.) (1967). — Estudio geologico de la prolongacion del borde oriental de la Cuenca minera central de Asturias (Norte Oeste de Espana) (*Tra bajos de Geol. Fac. Cienc. Univ. Oviedo*, I, p. 27-38).
- PELLO (J.), PHILIPPOT (A.) (1966). — Sur la présence du Llanvirn au Puerto Sueve (zone orientale des Asturias, Nord-Ouest de l'Espagne) (*C. R. Somm. S. G. F.*, 4, p. 156).
- PORTUGAL (M. R.) (1965). — Geologia e petrologia da região de Rebordelo Vinhais (*Rev. Fac. Cienc. Univ. Coimbra*, p. 36-287).
- PRUVOST (P.) (1914). — Observations sur les terrains dévoniens et carbonifères du Portugal et leur faune (*Comunicacões Serv. Geol. Portugal*, X, mai 1914).
- QUADRADO (R.) et al. (1964). — Notas previas sobre a geologia de Tras os-Montes oriental (*Bol. Soc. Geol. Portugal*, 15, p. 129-148).

- RADIG (F.) (1962). — Ordovizium Silurium und die Frage prävariszischer Faltungen in Nordspanien (*Geol. Rundsch.*, 52, p. 346-357).
- RAMSAY (J. G.) (1960). — The deformation of early linear structures in areas of repeated folding (*J. Geol.*, 68, p. 75-93).
- (1962). — The geometry of conjugate fold systems (*Geol. Mag.*, 99, p. 516-526).
- (1967). — Folding and fracturing of rocks. Mc. Graw Hill, 568 p.
- READ (H. H.) (1934). — On the segregation of quartz-chlorite-pyrite masses in Shetland igneous rocks during dislocation métamorphism, with a note on an occurrence of boudinage structure (*Proc. Liverpool Geol. Soc.*, 16, p. 138).
- REDLIN (K.) (1956). — Stratigraphie und tektonik in der mittleren Sierra Morena im Bereich des Valle de Alcludia (Spanien) (Resum. *Thèse*, Geol. Paläont. Inst. Univ. Münster).
- RIBEIRO (A.) et al. (1962). — Nota sobre a geologia da Serra de Marão (*Bol. Soc. Geol. Portugal*, 14, p. 151-170).
- (1964). — Sur la structure de Tras-os-Montes (Nord-Est du Portugal) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 258, p. 263-265).
- (1965). — Estado actual dos conhecimentos sobre a geologia de Tras-os-Montes oriental (*Boll. Soc. Geol. Portugal*, 16, p. 93-110).
- RIBEIRO (A.), REBELO (J. A.) (1965). — Stratigraphie et structure du Tras-os-Montes oriental (Portugal) (*Leidse Geol. Med.*, 36, p. 293-300).
- RIEMER (W.) (1962). — Geologie des südöstlichen Provinz Lugo (Spanien). Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Münster, 221 p.
- (1963). — Entwicklung des Paläozoikums in der Südlichen Provinz Lugo (Spanien) (*N. Jb. Geol. Paläont.*, 117, p. 273-285).
- (1965). — Untersuchungen am Ostrand der Galicischen kristallinezone (Spanien) (*N. Jb. Geol. Paläont.*, 121, p. 274-284).
- RUPKE (J.) (1965). — The Esla nappe, Cantabrian Mountains (Spain) (*Leidse Geol. Med.*, 32, p. 174).
- SCHERMERHORN (L. J. G.) (1955). — The age of the Beira schists (Portugal) (*Soc. Geol. Portugal*, 12, p. 77-100).
- SHINDEWOLF (O. H.), KULLMANN (J.) (1958). — Cephalopoden führendes Devon und Karbon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien) (*N. Jb. Geol. Paläont.*, 1, p. 12-20).
- SCHMIDT THOME (P.) (1945). — Paläozoisches grundgebirge und funges deckgebirge im Westlichen Zentralspanien (Provinz Salamanca und Caceres). *Geotekt. Forsch.*, 6.
- SCHOELLER (H.) (1938). — Sur la présence de graptolites dans les schistes métamorphiques du massif des Maures (*C. R. Somm. S. G. F.*, p. 147).
- SCHULZ (G.) (1835). — Descripción geognostica del Reino de Galicia, Madrid, Graficas Reunidas. S. A., 176 p.
- SDZUY (K.) (1961). — Das Kambrium Spaniens. Teil II, Trilobiten (*Math. Natur. Klasse*, 6, p. 285-438).
- SIMON (W.) (1951). — Untersuchungen im Palaeozoikum von Sevilla (Sierra Morena, Spanien) (*ibid.*, n° 485, p. 31-52).
- SITTER (L. U. DE) (1949). — The development of the Paleozoic in North West Spain. Trad. Publ. Soc. Geol. España, 5, p. 7-39, Madrid, 1950.
- (1957). — The structural history of the South East corner of the Paleozoic core of the Asturian Mountains (*N. Jb. Geol. Paläont.*, Abh. 105/3, p. 272-284).
- (1961). — Le Précambrien dans la chaîne cantabrique (*C. R. Somm. S. G. F.*, p. 253).
- (1962). — The hercynian orogenesis in Northern Spain. In some aspects of the Variscan fold belt. Manch. Univ. Press, p. 118.
- (1964). — Structural geology, 2nd éd., Mc Graw Hill, New York, 551 p.
- (1965). — Hercynian and alpine orogenies in Northern Spain (*Geol. en Mijnb.*, 11, p. 373-383).
- SITTER (L. U. DE), BOSCHMA (D.) (1966). — Explanation geological map of the Paleozoic of the southern Cantabrian Mountains 1/50 000 sheet 1, Pisuerga (*Leidse Geol. Med.*, 31, p. 191-238).
- STAUB (R.) (1926). — Gedanken zur tektonik Spaniens (*Vjschr. Naturf. Ges. Zürich*, 71, p. 196-260).
- STILLE (H.) (1924). — Grundfragen der vergleichenden tektonik, 443 p., Berlin.
- (1951). — Das mitteleuropäische variszische grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen (*Beih. Geol. Jb.*, 2, 138 p., Hannover).
- SUESS (Ed.) (1883). — Das Antlitz der erde, 2 p., 144 ff., Wien.
- TEIXEIRA (C.) (1954). — Os conglomerados do complexo xisto-grauvaquico ante silurico. Sua importancia geologica e paleogeografica (*Com. Serv. Geol. Portugal*, 35, p. 33-49).
- (1955). — Notas sobre geologia de Portugal, o complexo xisto-grauvaquico ante Ordoviciano. Lisboa, 50 p.
- (1957). — A estrutura geologica da Serra de Bougado. Santo Tirso (*Com. Serv. Geol. Portugal*, 38).
- (1959). — L'évolution du territoire portugais pendant les temps antémésozoïques (*Bol. Soc. Geol. Portugal*, 13, p. 229-255).
- (1967). — A evolução do territorio português (à paraître). Congrès de Chaves, 1967.
- TEIXEIRA (C.), RIBEIRO (A.), DA SILVA (L. C.) (1964). — La faune de Lingulellinae des formations anté-ordoviciennes de Marão (*Bol. Soc. Geol. Portugal*, 15, p. 117-122).
- TEX (E. DEN) (1965). — Aperçu pétrologique et structural de la Galice cristalline (*Leidse Geol. Med.*, 36, p. 211-222).

- TEX (E. DEN), FLOOR (P.) (1966). — A blastomylonitic and polymetamorphic « graben » in western Galicia (North West Spain). Etages tectoniques. Coll. Neuchâtel, 1966.
- TEX (E. DEN), VOGEL (D. E.) (1962). — A granulitgebirge at Cabo Ortegal (N-W Spain) (*Geol. Rundsch.*, 52, n° 1, p. 95-112).
- THORAL (M.) (1935). — Contribution à l'étude géologique des Monts de Lacaune et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire (*Bull. Serv. Carte Géol. France*, 38, 192).
- VEEN (J. VAN) (1965). — The tectonic and stratigraphic history of the Cardano area Cantabrian Mountains, North West Spain (*Leidse Geol. Med.*, 35, p. 43-103).
- VITRAC-MICHARD (A.) (1968). — Etude géochronologique du Massif de l'Agly par la méthode Rubidium-Strontium (*Thèse 3^e cycle Univ. Paris*, 30 p.).
- VOGEL (D. E.) (1965). — Las rocas catazonales de la region de Cabo Ortegal (*Leidse Geol. Med.*, 36, p. 243-254).
- VOLL (G.) (1960). — New work on petrofabrics (*Geol. Journ.*, 2, 3, p. 503-567).
- WAGNER (R. H.) (1955). — Rasgos estratigrafico-tectonicos del Paleozoico superior de Barruelo (Palencia) (*Est. Geol.*, XI, 26, p. 145-202).
- (1959). — Sur la présence d'une nouvelle phase tectonique « léonienne » d'âge westphalien dans le Nord-Ouest de l'Espagne (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 249, p. 2804-2806).
- (1963). — Sur le Geosynclinal cantabro-asturien (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 257, p. 3008-3010).
- WALTER (R.) (1962). — Stratigraphie und tektonik in der nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest Spanien). Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Münster, 144 p.
- (1963). — Beitrag zur Stratigraphie des Kambriums in Galicien (Nordwest Spanien) (*N. Jb. Geol. Paläont.*, Abh. 117, p. 360-371).
- (1965). — Die unterschiedliche entwicklung des Alt-Paläozoikums östlich und Westlich des kristallin von Vivero Lugo (Nordwest Spanien) (*N. Jb. Geol. Paläont.*, Mh. 12, p. 740-753).
- WEGGEN (K.) (1955). — Stratigraphie und tektonik der südlichen Montes de Toledo (Spanien). Résumé Thèse Geol. Paläont., Inst. Univ. Münster.
- WIENANDS (A.) (1964). — Zur Begrenzung des Kambriums im der Sierra de la Demanda (Nord Spanien) (*N. Jb. Geol. Paläont.*, Mh., p. 737-743).
- WILSON (G.) (1961). — The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field (*Ann. Soc. Géol. Belgique*, 84, p. 423-548).
- WOENSEDREGT (C. F.) (1965). — Informe preliminar sobre los estudios de la petrografia del extremo occidental de Galicia (*Leidse Geol. Med.*, 31, p. 261-278).
- ZWART (H. J.) (1963 a). — Métamorphic history of central Pyrénées, Part. II, Valle de Aran sheet 4 (*Leidse Geol. Med.*, 28, p. 321-376).
- (1963 b). — The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrénées (*Geol. Rundsch.*, 53, p. 170-205).
- (1967). — The duality of orogenic belts (*Geol. en Mijn.*, 46, 8, p. 283-309).
- ZWART (H. J.), OELE (J. A.) (1966). — Rotates magnetite crystals from the Rocroi Massif (Ardennes) (*Geol. en Mijn.*, 45, p. 70-74).