

I/8-5-7

MEMORIA DEL
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



GEOLOGIE DE LA SIERRA DE LA DEMANDA

Burgos — Logrono (Espagne)

"Mémoire publié avec le concours
du Centre National de la Recherche
Scientifique"

I

MICHEL COLCHEN

Laboratoire de Géologie Historique
Université Paris VI

TOMO 85 — MADRID 1974

I. S. B. N. 84 - 500 - 6528 - 3

I. S. B. N. 84 - 500 - 6529 - 1

Depósito Legal: M - 22.541 (I) - 1974

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Telef. 259 57 55 - Madrid-16

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

SOMMAIRE

	Pages
Avertissement et avant propos	7
Introduction	9
Historique des travaux antérieurs	11

STRATIGRAPHIE

Première partie

LES FORMATIONS ANTECARBONIFERES

Chapitre 1: Lithostratigraphie	21
Chapitre 2: Pétrographie	69
Chapitre 3: Biostratigraphie et age, comparaisons avec les formations homologues du Nord de l'Espagne	175

Deuxième partie

LES FORMATIONS CARBONIFERES

Chapitre 1: Lithostratigraphie	199
Chapitre 2: Pétrographie	219
Chapitre 3: Biostratigraphie et age	233
Chapitre 4: Comparaisons avec les formations carbonifères du Nord de l'Espagne	245

ETUDE STRUCTURALE

Première partie

ETUDE STRUCTURALE DU MASSIF DE LA DEMANDA

	Pages
Chapitre 1: Les grandes structures	259
Chapitre 2: Les méso et microstructures	285

Deuxième partie

ETUDE STRUCTURALE DES BORDURES

Chapitre 1: La bordure Nord	319
Chapitre 2: Les terminaisons orientales et occidentales et la bordure Sud	341

Troisième partie

CONCLUSIONS

Chapitre 1: L'orogénèse hercynienne	359
Chapitre 2: L'orogénèse pyrénéo-alpine	377
Chapitre 3: Place de la Demanda dans le contexte géotectonique du Nord de l'Espagne	393
CONCLUSIONS GENERALES	401
BIBLIOGRAPHIE	415

AVANT PROPOS

Ce présent mémoire est extrait d'un ouvrage plus volumineux se rapportant à la géologie de la Sierra de la Demanda, qui fut présenté le 23 Juin 1970 comme thèse de Doctorat d'Etat devant un jury présidé par Monsieur le professeur G. LUCAS et composé de MM. P. HUPE et M. DURAND DELGA, professeurs à la Faculté des Sciences de Paris; M. JULIVERT, professeur à la Faculté des Sciences d'Oviedo, et A. F. de LAPPARENT, professeur à l'Institut Catholique de Paris.

C'est sur l'instigation de M. A. F. de LAPPARENT et du regretté professeur P. FALLOT, que je fus amené à étudier la Sierra de la Demanda dont la position insolite, sorte de trait d'union entre les chaînes Ibériques au SE et l'ensemble asturien au NW, étonne dans le contexte géologique nord-ibérique.

Pour être menée à bien cette étude nécessita le concours de plusieurs personnes qu'il m'est un devoir agréable de remercier ici. Les regrettés professeurs P. PRUVOST et N. LLOPIS LLADO, le professeur G. LUCAS, directeur du Laboratoire de Géologie Historique, les professeurs P. HUPE, M. DURAND DELGA, M. JULIVERT et O. RIBA. J'adresse également mes remerciements à MM. P. CORSIN, G. DELEPINE, V. HAVLICEK, M. LYS, G. UBAGHS et R. H. WAGNER, qui chacun dans leur spécialité ont bien voulu étudier les faunes et les flores récoltées dans les formations paléozoïques.

Mes recherches sur le terrain furent possibles grâce à l'aide matérielle apportée par le Centre National de la Recherche Scientifique et celle du Consejo Superior de Investigaciones Científicas ainsi qu'à l'aimable soutien de messieurs ALMELA et ARANGUREN, directeurs de l'Institut des Mines, et à celui du professeur J. M. RIOS.

Je remercie tout spécialement Monsieur J. A. GOMEZ ANGULO, directeur de l'Instituto Geológico y Minero de España, et Monsieur L. BADI-

LLO DIEZ, secrétaire général et chef du département des publications, qui m'ont fait le grand honneur de publier dans ce mémoire l'essentiel des résultats de ma thèse.

Mes remerciements vont également à Monsieur L. APARICIO, ingénieur, et RAMON REY JORISSEN, ingénieur en chef à l'Institut des Mines, pour leur contribution à la publication de ce mémoire dont l'illustration est due aux talents de messieurs M. BOEUF et J. BROUILLET pour les dessins et J. LERICHE pour les photos.

Je n'oublierais pas enfin mes amis espagnols d'Ezcaray, charmante citée de la bordure nord de la Demanda, ainsi que ceux rencontrés au hasard de mes randonnées, et dont l'amitié me fut d'un précieux réconfort.

INTRODUCTION

La situation insolite de la Sierra de la Demanda dans l'ensemble Nord Ibérique est due en partie à son isolement géographique. Située au NW des Chaînes Ibériques encore appelées Celtibériques par les auteurs, elle en est cependant nettement séparée par la Sierra de los Cameros. Au Nord et à l'Ouest elle domine les plaines de l'Ebre et de Burgos, à l'Est et au Sud par contre elle disparaît sous les formations secondaires des Sierras de los Cameros et de Urbión.

Vue du Nord, au débouché de la cluse de l'Ebre, près de Haro, la Sierra de la Demanda apparaît comme une masse sombre aux reliefs arrondis parfois couverts de neige et dont l'aspect austère tranche nettement par rapport aux étendues ocre et jaunes de la plaine de l'Ebre. Après avoir traversé celle-ci, et remontant depuis Santo Domingo de la Calzada la vallée du río Oja, on observe tout d'abord les premiers contreforts individualisés dans les conglomérats tertiaires, puis brusquement à proximité du village d'Ezcaray, on recoupe une étroite bande de terrains secondaires replissés en plis déversés vers le Nord qui en rive droite du río constituent les hauteurs du Santor-Cuator. Les reliefs escarpés individualisés dans ces formations sont séparés du massif primaire proprement dit par une vallée orientée Est-Ouest fermée à ses deux extrémités par les col de Turza et de San Quílez. La vallée du río Oja se poursuit vers le Sud encore sur plusieurs kilomètres jusqu'à la Cruz de la Demanda, sommet d'environ 2.000 m. qui a donné son nom à l'ensemble du massif.

Abordant le massif par l'Ouest, par la route Burgos-Logroño, celui-ci émerge progressivement par palier, et de l'Ouest vers l'Est on découvre successivement les sierras du Casajero (1.452 m.), du Mencilla (1.929 m.), du San Millán (2.100 m.), puis la masse plus imposante de la sierra du San Lorenzo, dont le sommet de forme pyramidal culmine à 2.262 m.

Il y a ainsi un contraste nettement accusé entre la morphologie des bordures nord et nord-ouest et le Sud et l'Est du massif.

A l'intérieur même du massif un important réseau hydrographique entaille celui-ci en de profondes vallées dont le tracé surimposé suit parfois les structures géologiques. Plusieurs ríos descendent ainsi des sommets de plus de 2.000 m., qui constituent une limite de partage des eaux entre au Nord le domaine méditerranéen et au Sud le domaine atlantique.

Pays de montagnes, cette région a un climat aux saisons bien tranchées; les hivers y sont rudes, la neige recouvrant en abondance les sommets où elle peut parfois persister jusqu'en Juillet sur les faces nord, et l'Automne pluvieux. Le Printemps et l'Été y sont par contre fort agréables, surtout en bordure nord, région très appréciée des touristes, qui viennent en grand nombre dans la charmante et riante cité d'Ezcaray chercher la fraîcheur et le calme de la montagne. La végétation se diversifie selon l'altitude et l'exposition; les faces nord sont fréquemment couvertes jusqu'à 1.800 m. de forêts de hêtres et de pins, au-dessus s'étend le domaine des prairies; les faces sud par contre sont généralement dénudées ou couvertes de champs dans les fonds de vallées.

Le lecteur sera peut-être surpris de retrouver dans cette région située en bordure du plateau castillan, des caractéristiques morphologiques et climatiques qui rappellent tout à fait ceux des massifs basques; si l'on devait tenter une comparaison c'est effectivement avec ces derniers qu'il faudrait le faire.

Pays de contrastes morphologiques et climatiques, la Sierra de la Demanda présente également une diversité dans l'habitat et le peuplement humain. En bordure nord, les villages sont nombreux, établis généralement à la limite entre le massif primaire et son auréole secondaire au niveau des cluses creusées par les ríos dans les calcaires jurassiques, ils sont néanmoins isolés les uns des autres à l'Est et à l'Ouest, et ne peuvent communiquer que par la plaine de l'Ebre. Cet isolement a sans nul doute favorisé un certain endémisme comme en témoigne notamment l'implantation d'une population d'origine basque dans la région d'Ezcaray où la toponymie avec les villages de Zorraquin, Zalduena, Azarulla, est tout à fait caractéristique de cette province. De même peut-on expliquer la présence de nombreux monastères et ermitages, monastère de Valvanera, de San Millán de la Cogolla, ermitage de la Soledad, en bordure ou à l'intérieur du Massif.

A l'Ouest, les villages sont établis dans de larges vallées qui séparent les Sierras du San Millán, Mencilla et Casajero, vallées constituant des voies de passage facile. Les villages y sont nombreux, surtout à la bordure occidentale du massif, où l'on peut parfois admirer, comme à Pineda et Vizcaínos, de très belles églises romanes.

HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS

L'isolement géographique de la Sierra de la Demanda son aspect austère et la rareté des voies de communication sont peut-être les raisons qui expliquent le faible volume des travaux antérieurs. Pour la plupart ceux-ci se rapportent à des observations fragmentaires faites le plus souvent en bordure, peu intéressent l'ensemble du massif. Les résultats apportés par ces différentes publications seront analysés en détail dans le mémoire, je n'en ferai donc ici qu'une énumération où seront seulement évoqués les principaux thèmes de recherches abordés par les auteurs.

Trois périodes peuvent être distinguées, la première couvre la deuxième moitié du 19^{ème} siècle, la seconde la première moitié de 20^{ème} et la troisième correspond à des travaux récents.

1. Publications de la deuxième moitié du 19^{ème} siècle

La première publication remonte à 1841, oeuvre de F. NARANJO y GARZA, elle se rapporte aux formations carbonifères productives de Pineda de la Sierra. Elle fut suivie en 1850 par une note de J. GRANDE signalant la présence de charbons près de San Adrián de Juarros.

En 1852, de VERNEUIL et COLLOMB, dans une note publiée au Bulletin de la Société Géologique de France et intitulée: «Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne», notent la présence «sur les flancs des schistes cristallins, probablement métamorphiques, formant la Sierra de Burgos, et reposant en stratification discordante, des masses de grès et de plantes», ainsi que celle «d'un petit Spirifer dans des grès, ce qui suffit à prouver que ces dépôts se sont faits dans les eaux de la mer». Ces mêmes formations carbonifères firent ensuite l'objet d'autres publications:

- De AREITIO y LARRINGA en 1873, sur les plantes fossiles, récoltées à San Adrián de Juarros.
- De M. ZUAZNAVAR en 1874, sur le charbon de Villasur de Herreros et de San Adrián.
- De P. SAMPAYO en 1876 et J. M. ARANZAZU en 1877, qui précisa dans une carte géologique très schématique la localisation des différents gisements de charbon déjà reconnus.

La Sierra de la Demanda apparaît pour la première fois sur une carte géologique en 1863; c'est AMALIO MAESTRE qui d'après M. LARRAZET signala le premier l'existence de ce massif à l'Est de Burgos.

De VERNEUIL et COLLOMB (1868), ARANZASU (1877) et de BOTELLA (1877) publièrent d'autres cartes où la Demanda est représentée de façon très schématique. Les limites du massif furent ensuite précisées par ZUAZNAVAR (1876) puis SANCHEZ LOZANO (1883).

A la fin du 19^{ème} siècle, M. LARRAZET est le premier géologue qui dans le cadre d'une thèse intitulée: «Recherches géologiques sur la région orientale de la province de Burgos et sur quelques points des provinces d'Alava et de Logroño», étudie l'ensemble des terrains de la partie occidentale de la Sierra de la Demanda.

Bien que sa thèse soit surtout centrée sur les formations secondaires et notamment jurassiques des bordures du massif, il donne de celui-ci une carte qui en précise les limites occidentales, ainsi que trois coupes, certes extrêmement schématiques, mais dont le mérite est de situer les principaux ensembles stratigraphiques et structuraux. Les précisions qu'il apporte sur le Carbonifère sont part contre plus intéressantes, et ses conclusions quant à l'âge des différentes formations reconnues firent longtemps autorité. Celles-ci réparties géographiquement en trois affleurements distincts étaient selon lui du *Stéphanien*, les grès à *Spirifers* de Valmala étant, du fait de la présence de ces faunes marines, rapportés au *Dinantien*.

2. Publications de la première moitié du 20^{ème} siècle.

Il faut attendre ensuite une vingtaine d'années avant de trouver trace dans la littérature scientifique de travaux sur la Demanda. En 1922, H. JOLY, dans le cadre de ses recherches sur la tectonique des bordures de la plaine de l'Ebre, donne, dans une note à l'Académie des Sciences, une coupe de la bordure nord de la Sierra de la Demanda levée en rive droite du río Oja près d'Ezcaray. Bien que cette coupe soit très schématique, l'auteur note la présence d'une «écaille de charriage formé de Trias pincé entre deux masses de Silurien», et insiste sur la complexité du plissement se traduisant par un renversement des couches et un laminage des flancs inverses par des «failles de glissement».

En 1930, W. SCHRIEL dans une publication intitulée: «Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes» consacre une cinquantaine de pages à la géologie de ce massif, ce qui constitue la première étude géologique de l'ensemble de la Demanda et de ses bordures. Son texte est illustré de 7 figures et accompagné d'une carte géologique au 1/200.000e

qui jusqu'à ces dernières années était la seule que l'on posséda sur cette région.

Ce document qui m'a été fort utile au début de mes recherches, s'est révélé à l'usage assez inexact, tant en ce qui concerne le massif que ses bordures.

L'apport essentiel de W. SCHRIEL concerne la stratigraphie des formations grés-schisteuses qui constituent l'ossature du massif de la Demanda, pour lesquelles il a le premier envisagé un âge *Cambrien*.

J'ai certes été amené à modifier quelque peu les limites des différents étages et à rajeunir les niveaux supérieurs, mais les conclusions de W. SCHRIEL représentent néanmoins, par rapport aux travaux antérieurs, un réel progrès.

Il n'en est pas de même pour le Carbonifère, pour lequel W. SCHRIEL n'apporte rien de nouveau, bien au contraire! C'est ainsi qu'il met en doute la présence de niveaux marins à *Spirifer* signalés pourtant par de VERNEUIL et COLLOMB puis LARRAZET, allant même jusqu'à supposer que ces fossiles pourraient provenir d'une autre région...; quant aux niveaux à plantes, il n'ajoute rien aux listes établies par LARRAZET. On verra d'autre part que les niveaux de conglomérats des formations de Fresneda dont j'ai précisé l'âge Westphalien en 1960, représentaient pour lui les témoins de remplissages de vallées au Miocène..., interprétation pour le moins étonnante.

La carte de W. SCHRIEL est de plus illustrée par une planche de coupes sériées, dans lesquelles les formations cambriennes recouvertes en discordance par le Stéphanien, sont de part et d'autre d'une zone de partage, plissées en plis isoclinaux déversés vers le Nord ou le Sud, et recoupées par des accidents chevauchant d'amplitude kilométrique. En fait, les choses se présentent différemment, de façon plus simple à l'Est, mais par contre plus complexe à l'Ouest.

La tectonique de la bordure nord, à peine évoquée par W. SCHRIEL, sera étudiée de façon plus approfondie par un anglais, R. AITKEN. Celui-ci dans une note parue en 1942, met notamment en évidence le chevauchement du Carbonifère par dessus le Trias à l'Est de Pradoluengo, dont il reconnaît d'ailleurs ne pas comprendre parfaitement les relations avec les formations cambriennes situées plus au Sud. Dans cette même publication il suggère de rapporter les formations carbonifères de Fresneda et de Valmala au Namurien, tout en émettant des réserves sur la valeur stratigraphique des Brachiopodes récoltés.

C'est avec les travaux de H. SAMPELAYO que se termine cette deuxième période. Celui-ci publie en 1942 une note sur les gisements fossilifères de la Sierra de la Demanda qui se répartissent selon lui en six horizons différents, l'horizon supérieur ayant livré *Cruziana prevosti* connu

dans l'Arenig ailleurs en Espagne, devant de ce fait être rapporté à l'Ordovicien inférieur.

Dans une publication datée de 1952, il mentionne d'autre part l'existence des formations carbonifères de l'Ouest de la Demanda qu'il considère dans leur ensemble comme d'âge *Stéphanien*.

3. Les travaux récents.

Parmi les travaux récents, il y a lieu de distinguer ceux de F. LOTZE et de ses élèves, centrés, surtout sur le Paléozoïque et notamment le Cambrien; et ceux de géologues espagnols de l'Institut des Mines de Madrid concernant essentiellement la réalisation de cartes géologiques.

Après ses premiers travaux sur les Chaînes Celtibériques (1929), F. LOTZE a continué ses recherches en Espagne, se consacrant plus particulièrement à l'étude des terrains anciens de la Péninsule, et notamment le Cambrien. C'est dans cette optique qu'il fit une rapide reconnaissance dans la partie orientale de la Sierra de la Demanda. Il publia en 1959 une courte note où ses conclusions sur la stratigraphie et la tectonique des formations cambriennes de cette région, diffèrent sensiblement de celles émises auparavant par W. SCHRIEL. Par la suite, il confia à deux de ses élèves: W. NUNGASSER et A. WIENANDS l'étude respectivement des moitiés occidentale et orientale du massif, dont les travaux terminés en 1963, donnèrent lieu à deux publications (A. WIENANDS, 1964 a et b), et permirent à F. LOTZE d'établir en collaboration avec Kl. SDZUY (1961) une stratigraphie du Cambrien de la Demanda. En ce qui concerne le Paléozoïque inférieur, mes conclusions étayées entre autres sur des arguments pétrographiques et paléontologiques différents quelque peu de celles des auteurs allemands, dans la mesure où, notamment, j'ai pu précisé les limites des étages du Cambrien, et mis en évidence l'existence du Cambrien supérieur et du Trémadocien jusqu'alors supposée mais non encore prouvée paléontologiquement.

A. WIENANDS a d'autre part publié en 1964, simultanément d'ailleurs avec moi-même (M. COLCHEN, 1964), une note sur le Carbonifère et l'âge des mouvements hercyniens dans la Sierra de la Demanda, dans laquelle il reprend et adopte mes conclusions (M. COLCHEN, 1960) sur l'âge Westphalien B-C des formations de Fresneda, les mouvements hercyniens étant antérieurs à leur dépôt.

La première carte à grande échelle intéressant un petit secteur de la Sierra de la Demanda, la région d'Anguiano, fut publiée en 1960. Ses auteurs, MM. VILLALON, TRIGUEROS y NAVARRO furent ainsi amenés à étudier la bordure du massif située à proximité d'Anguiano. Leur carte

au 1/50.000e ne rend compte cependant que très imparfaitement des relations entre le massif primaire et les formations secondaires et tertiaires, et notamment ne figure pas l'importante faille NW-SE qui, au Sud du village, met en contact le Précambrien et le Cambrien avec les formations jurassiques redressées à la verticale. Leur interprétation est par suite différente de celle que je propose dans ce mémoire. Il en est de même des conclusions de F. RAMBAUD (1960) qui simultanément étudiait le Cerro Peñalba dont il donne deux coupes dans la publication de référence où cette importante faille n'est également pas représentée.

En conclusions, cet historique des travaux antérieurs révèle que la géologie de la Sierra de la Demanda était en 1960 relativement peu connue, n'ayant été abordée que dans le cadre de travaux centrés sur d'autres problèmes et dont les résultats étaient pour la plupart contradictoires.

Le seul travail d'ensemble datait de plus de trente ans; les conclusions de son auteur, W. SCHRIEL, semblaient sommaires, sa carte au 1/200.000e cependant paraissait en ce qui concerne le Massif primaire proprement dit assez détaillée. Mais F. LOTZE dans une publication récente réfutait les conclusions de W. SCHRIEL quant à la stratigraphie et à la tectonique des formations cambriennes de la partie orientale de la Sierra de la Demanda.

L'âge des formations primaires constituant l'ossature de la Sierra de la Demanda était également controversé. Si la présence du Cambrien au-dessus d'un Précambrien schisto-gréseux ne semblait pas faire de doute, leurs relations par contre étaient imprécises. De plus le Cambrien moyen, seul niveau daté paléontologiquement, avait des limites fluctuantes selon les auteurs. Les horizons supérieurs enfin devaient être, d'après H. SAMPELAYO (1942), rapportés au Cambrien supérieur et à l'Ordovicien inférieur, ce que réfutait F. LOTZE qui en 1959 et 1961 regroupait l'ensemble dans le seul Cambrien supérieur.

En ce qui concerne le Carbonifère, les controverses portaient sur:

- L'existence ou non de formations marines à Brachiopodes comme en témoignaient les travaux de DE VERNEUIL et COLLOMB (1852), M. LARRAZET (1896) et R. AITKEN (1930); que contredisaient cependant les résultats de W. SCHRIEL (1930) et H. SAMPELAYO (1952).
- l'âge de ces formations, Dinantien selon M. LARRAZET, Namurien selon AITKEN.
- Les relations entre celles-ci et les niveaux à plantes dont les auteurs s'accordaient à les considérer comme Stéphanien.

L'étude structurale du massif et de ses bordures n'avait jamais fait

l'objet d'un travail approfondi; les résultats de W. SCHRIEL étaient contestés par F. LOTZE, et les observations de H. JOLY et R. AITKEN n'intéressaient que des secteurs très localisés.

Ainsi peuvent se résumer les connaissances sur la géologie de la Sierra de la Demanda lorsque en 1960 j'entreprenais mes premières recherches. J'eus alors la bonne fortune de récolter dans les formations carbonifères de Fresneda une flore et une faune marine qui me permettaient de rattacher l'ensemble au Westphalien moyen. La tectonique de la bordure nord du massif du San Lorenzo se révélait d'emblée très intéressante à étudier; et celle des formations cambriennes du Sud d'Ezcaray, beaucoup plus complexe que ne l'indiquait la carte de W. SCHRIEL.

En conséquence, il s'avérait possible d'envisager une étude géologique approfondie dans cette région, dont je vais maintenant préciser les principaux thèmes.

Thèmes de recherches

La Sierra de la Demanda constituant une entité géologique bien individualisée, j'espérais à l'origine pouvoir en faire l'étude complète tant en ce qui concerne la stratigraphie des formations paléozoïques, secondaires et tertiaires que celle des structures. Bien vite, il m'est apparu que ce projet était déraisonnable, compte-tenu précisément de la variété des thèmes de recherches, et qu'il me fallait faire un choix parmi ceux-ci.

L'importance des formations paléozoïques par rapport aux formations secondaires et tertiaires, l'intérêt de leur étude étant donné la position relative de la Sierra de la Demanda par rapport aux Chaînes Celtibériques et l'ensemble Asturies-Leon, où ces formations affleurent largement, et peut-être par goût personnel, ont fait que, suivant en cela les conseils de mes maîtres, je me suis attaché surtout à l'étude géologique du massif primaire et de ses bordures. Ainsi les principaux thèmes sur lesquels j'ai concentré mes recherches, et dont les résultats sont exposés dans ce mémoire intéressent:

1. *Les formations paléozoïques antécarbonifères*, pour lesquelles il me paraissait important de préciser:

a) *Leur lithologie*, W. SCHRIEL ayant déjà noté l'existence de variations, tant verticales qu'horizontales.

b) *La pétrographie* des roches de façon à en donner une description aussi précise que possible et de tenter de reconstituer leurs conditions de sédimentation. L'aspect satiné présenté fréquemment par les schistes et certains grès révélait d'autre part l'existence d'un métamorphisme dont

l'étude, malgré sa faible intensité apparente, pouvait apporter d'intéressantes précisions sur les conditions de son apparition.

c) *La stratigraphie* enfin, de façon à situer les limites des différents étages du Cambrien et tenter de prouver l'existence du Cambrien supérieur et de l'Ordovicien inférieur.

L'ensemble de ces données devant permettre ensuite de replacer la Demanda dans le contexte géologique Nord-Ibérique, et par là préciser si cette région était déjà autonome à cette époque, ou bien se rattachait à un vaste ensemble allant des Chaînes Celtibériques aux Asturies et au Leon.

2. *Les formations carbonifères* dont l'étude lithologique, pétrographique et stratigraphique devait permettre de déterminer leur âge, qui était très controversé, l'existence ou non de séries marines et leurs relations avec les niveaux à plantes; leur paléogéographie enfin.

3. *L'étude structurale du massif proprement dit et de ses bordures.*

Les premières reconnaissances révélaient l'existence de changement dans le style des structures observées tant dans le massif qu'en bordure.

— *Dans le massif primaire*, ce changement était marqué par une complexité croissante des structures d'Est en Ouest, avec le développement local de plis de détail d'orientation diverse, et de chevauchements d'ampleur kilométrique.

— *En bordure*, le style des plis apparaissait différent au Nord à l'Ouest et au Sud; l'étude de la tectonique de la bordure nord notamment. région située à la limite entre le massif et la plaine de l'Ebre devait apporter d'utiles renseignements sur le comportement du massif lors des phases tertiaires.

Il était intéressant enfin de préciser l'âge des différentes phases tectoniques et de faire des comparaisons avec les régions voisines, de façon à bien situer la Sierra de la Demanda dans cet ensemble nord-ibérique.

Première Partie

LES FORMATIONS ANTECARBONIFERES

Chapitre 1.—LITHOSTRATIGRAPHIE

- 1.1 Les formations antécarbonifères de la partie orientale de la Sierra du San Lorenzo.**
- 1.2 Les formations antécarbonifères du centre de la Sierra du San Lorenzo.**
- 1.3 Les formations antécarbonifères des sierras occidentales.**
- 1.4 Lithostratigraphie des formations antécarbonifères de la Sierra de la Demanda.**

Chapitre 1.—LITHOSTRATIGRAPHIE

Dans ce chapitre seront exposés les résultats des études de terrain se rapportant à la succession et à l'ordonnance des couches, telles qu'elles ont pu être observées à la faveur de coupes relevées dans différents secteurs du Massif.

Les conditions d'observation étant plus favorables à l'Est qu'à l'Ouest, l'ensemble de la série affleure et les structures y sont relativement simples, je décrirai tout d'abord les formations antécarbonifères de la partie orientale du Massif, correspondant sensiblement à la région du bassin du río Najerilla, puis celles de la partie centrale (bassins des ríos Oja et Tíron), et terminerai par celles de la partie occidentale (bassins des ríos Arlanzón et Pedroso).

Les successions lithostratigraphiques établies à partir de ces observations locales, seront ensuite comparées et corrélées à l'aide de niveaux repères, de façon à présenter la lithostratigraphie des formations antécarbonifères de l'ensemble de la Sierra de la Demanda.

1.1 LES FORMATIONS ANTECARBONIFÈRES DE LA PARTIE ORIENTALE DE LA SIERRA DU SAN LORENZO.

Le río Najerilla prend sa source à environ 1.200 m. d'altitude, au Sud du massif de la Demanda, entre Monterrubio et Canales. Empruntant tout d'abord la dépression de Canales, il pénètre ensuite dans le massif primaire près de Mansilla, qu'il traverse du SW vers le NE en des gorges profondément encaissées et étroites. Cette traversée s'effectue selon un cours surimposé d'allure sinueuse, dont les contours en baïonnette sont dus à l'orientation des couches (E-W), et à celles de nombreuses failles NW-SE et NE-SW, qui affectent les séries paléozoïques. Timide filet

d'eau au départ, qui tend d'ailleurs à disparaître dans les calcaires jurassiques de la dépression de Canales, le río est rapidement grossi en aval de Mansilla, par les «arroyos» et «barranco» descendant des hauteurs des Sierras de Neila et de la Demanda. Ces différents río constituent autant de coupes naturelles, à la faveur desquelles j'ai pu observer l'ensemble de la série paléozoïque.

1.1.1 DESCRIPTION DES COUPES

1.1.1.1 Coupe du río Najerilla d'Anguiano au río Valvanera (H-I, 20-21) (*) (figure 1).

Au Sud de la faille d'Anguiano commence le pays primaire. D'importants placages alluviaux remaniés à partir d'anciennes terrasses masquent tout d'abord les affleurements. En explorant les collines situées à l'Est de la route Anguiano-Mansilla, à proximité de l'arroyo de la Magdalena, on peut observer du bas vers le haut de fines alternances de grès et de schistes de couleur gris-bleu, le plus souvent froissés et broyés, puis des conglomérats en bancs décimétriques, le tout étant recoupé par un intense réseau de failles. Les relations entre ces deux formations sont toujours tectoniques, mais d'une façon générale, on constate que la direction et le pendage des couches semblent analogues, sensiblement ENE et inclinés entre 25 et 45° vers le Sud. Il y a localement quelques variantes, mais dans des secteurs où le réseau de failles est particulièrement dense.

C'est plus au Sud, le long de la route Anguiano-Mansilla, près du Km. 114, que j'ai pu relever une première coupe. Du Nord vers le Sud, la succession est la suivante (fig. 1 a):

1. Conglomérats en bancs décimétriques, orientés N65E et de pendage 15° S, les galets, dont la taille ne dépasse pas celle d'un oeuf de pigeon, ont généralement une forme allongés et des contours arrondis à sub-anguleux. Tous présentent un aspect craquelé d'origine tectonique. Ce conglomérat est composé essentiellement d'éléments quartzeux de couleur gris-blanc et de quelques galets noirs d'aplite à tourmaline, l'ensemble étant cimenté par une matrice de couleur blanc-rose avec quelques passées vertes.
2. Ces niveaux conglomératiques se suivent encore pendant quelques mètres; avec le même pendage, de nombreuses failles sub-

- verticales d'orientation NE-SW les recoupent, puis les bancs se redressent brusquement à la verticale.
3. Vient, ensuite une zone très mylonitisée, où les conglomérats sont réduits à l'état de blocs lenticulaires enrobés de schistes verts très replissés.
 4. On passe sans transition dans un matériel grès-schisteux très finement stratifié, qui, à l'affleurement, se présente comme une alternance de schistes et de grès de couleur gris-bleu, fréquemment piqueté de limonite, en bancs centimétriques subverticaux et de direction N85E. Les relations avec les conglomérats des niveaux 1 et 2, sont de nature incontestablement tectoniques, le passage se faisant brusquement par l'intermédiaire de la zone mylonitisée 3.
 - 5 et 6. Ces mêmes formations se suivent sur environ 20 m., les bancs étant orientés N70E et de pendages variant entre 70° et la verticale.
 7. Eboulis sur 5 m., puis zone broyée.
 8. Puis viennent 15 m. d'un matériel plus compact, constitué par des grès finement stratifiés sur lesquels on peut observer une très fine linéation.
 9. Zone broyée sur environ 5 m.
 10. Série gréseuse bien litée (10 m.), en bancs centimétriques N95, 55° N.
 11. 25 m. de grès et de schistes en bancs centimétriques de pendages et d'orientation analogues, sur lesquels on observe une linéation fine et régulière, recoupée par deux autres plus grossières et plus espacées.
 12. Eboulis sur 10 m.
 13. Fines alternances de grès et schistes sur 30 m., dont les bancs tout d'abord N100, 70° N, prennent une inclinaison sud (N85, 45S).
 14. Eboulis sur 5 m.
 15. Puis viennent, sur 30 m., des grès et des schistes de faciès analogues aux niveaux précédents en bancs centimétriques régulièrement inclinés vers le Sud.
 16. Eboulis sur 35 m.
 17. Conglomérats à petits galets, analogues aux niveaux I, en bancs décimétriques alternant de façon irrégulière avec des grès fins. Cette formation conglomératique se poursuit sur plusieurs dizaines de mètres vers le Sud, les pendages étant régulièrement inclinés dans cette direction.

De nature incontestablement tectonique au Nord, masquées par des

(1) Coordonnées se rapportant à la carte géologique, numéros en abscisses, lettres en ordonnées.

éboulis au Sud, les relations entre les conglomérats et les fines alternances schisto-gréseuses ne peuvent être précisées sur cette coupe. Néanmoins, les fines alternances sont situées géométriquement sous les conglomérats. Celà apparaît en effet clairement dans le secteur sud de la coupe, où elles passent apparemment en concordance sous ces derniers, la direction et le pendage des bancs étant analogues.

Malgré ces mauvaises conditions d'affleurement, il est cependant possible d'établir une succession lithologique, intéressant une série d'une centaine de mètres de puissance. Nous retiendrons qu'il s'agit d'une formation très finement stratifiée, caractérisée par une alternance de grès gris-bleu et de schistes de même couleur, sur lesquels on peut observer à certains niveaux une très fine linéation. Les formations conglomératiques sus-jacentes ont des faciès très différents. Cette opposition lithologique permet de placer une première coupure à la base des conglomérats.

Poursuivant la coupe vers le Sud, jusqu'au confluent des ríos Najerilla et Valvanera, on peut observer la succession suivante (fig. 1 b):

1. Conglomérats en bancs décimétriques, à galets de quartz et de quartzites et quelques galets noirs, dont la taille diminue à mesure que l'on monte dans la série. Les strates assez mal individualisées dans les niveaux inférieurs, alternent plus haut avec des niveaux grés-conglomératiques. Les galets sont cimentés par une matrice de couleur rose-beige ou gris-vert. L'ensemble de la roche est très compact et détermine une barre nettement marquée dans la morphologie, correspondant aux hauteurs qui dominent la dépression du Sud d'Anguiano. Cette série conglomératique se suit sur environ 600 m.
2. Conglomérats et alternances grès et schistes verts, constituant un niveau plus tendre marqué par une dépression dans la topographie. Les bancs alternent régulièrement, et sont inclinés à environ 45° vers le Sud (30 m.).
3. Les niveaux conglomératiques se suivent sur encore 300 m. jusqu'à l'arroyo Ronas. Les faciès sont identiques à ceux des niveaux sous-jacents. Il faut cependant noter l'absence de galets noirs, et une stratification plus régulière.
4. Après le pont, passant en rive droite du río Najerilla, on peut observer encore quelques bancs conglomératiques, puis des grès à gros grains de couleur beige-rouille, alternant avec quelques lits de schistes verts.
5. Leur succède une série gréseuse plus massive où les bancs de grès à gros grains sont dominants. Leur épaisseur est variable et les stratifications obliques y sont fréquentes, et, en plus des quartz,

on peut remarquer quelques feldspaths, l'ensemble ayant une allure d'un grès arkosique grossier.

6. Vient ensuite une série d'alternance grès grossier-schiste, bien stratifiées et régulièrement inclinée à 45° vers le Sud. Elle correspond à une légère dépression dans la topographie visible sur la face nord du Cerro la Bolacha.
7. Un deuxième niveau de grès grossiers en bancs métriques, épais de 300 m. lui succède. Il s'agit de grès grossiers de couleur variable, blanc-neige ou vert, très limoniteux localement, et présentant de fréquentes stratifications obliques.
8. Le niveau 7 supporte une série d'alternances de grès et de schistes en bancs centimétriques, visibles sur le flanc sud du Cerro la Bolacha. Les schistes sont de couleur à dominante verte. Une faille de direction NW-SE, met en contact près du confluent du río Najerilla et du río Valvanera ces formations avec d'autres, constituées de schistes fins de faciès différent.

Cette coupe met en évidence la succession de deux niveaux de nature lithologique différente. L'un correspond aux *conglomérats* essentiellement quartzeux de la partie nord de la coupe, l'autre aux *grès grossiers* qui leur font suite. Le passage entre l'un et l'autre se faisant brusquement, il me semble logique d'y placer une coupure. Néanmoins, l'aspect grossier des niveaux sus-jacents, montre qu'il s'agit, dans l'ensemble, d'une série détritique à deux niveaux lithologiques nettement individualisés.

Remontant le cours du Najerilla, nous poursuivons notre route vers le Sud, traversant une suite d'alternances grès-schistes assez régulièrement stratifiées. La présence d'éboulis et de terrasses aux abords immédiats du río, ne permet pas de faire des observations précises, et c'est dans une autre vallée que nous pourrions reprendre cette description des formations paléozoïques antécarbonifères de l'Est de la Sierra de la Demanda.

1.1.1.2 Coupe du río de Brieva (J. K, 20)

A environ deux kilomètres au Sud du confluent du río Valvanera, le río Najerilla reçoit le río Brieva, dont le cours de tracé sensiblement rectiligne, recoupe les formations paléozoïques perpendiculairement aux couches. Abandonnant le tracé sinueux du Najerilla, nous obliquerons donc vers le SE, et, par la petite route qui conduit au village de Brieva de Cameros, nous remonterons la vallée du Brieva sur quelques kilomètres.

Aux séries conglomératiques et gréseuses grossières de la coupe Anguiano-Valvanera, succèdent, après une faille, des schistes verts et quel-

ques niveaux gréseux fins. Ces grès se poursuivent sur plusieurs dizaines de mètres. Ils sont régulièrement stratifiés en bancs décimétriques et métriques, à l'intérieur desquels on peut observer quelques figures de stratification obliques. De couleur généralement gris-blanc, ils se détachent nettement dans la morphologie et constituent un niveau repère bien caractéristique. Ce sont les premiers affleurements que l'on peut observer en bordure de la route de Brieva. A la sortie des lacets, depuis l'endroit où la route amorce sa descente vers le río (à proximité du point K. 7), et allant vers le SE, j'ai relevé la coupe suivante (fig. 2):

1. Alternance grès-schistes, puis grès dominant en bancs décimétriques inclinés entre 50 et 60° vers le Sud, de couleur gris-beige avec quelques passées roses, ils m'ont livré, dans les horizons supérieurs, quelques restes de *Lingulides* (135 m.).
2. Eboulis sur 20 m.
3. Fines alternances de grès et de schistes. Certains niveaux gréseux montrent des lentilles et nodules de couleur rouille, très riches en micas, et qui se désagrègent très facilement au marteau. Ces lentilles sont de dimensions variables, de quelques décimètres à plus d'un mètre. Les plus grandes présentent un noyau très riche en limonite et micas, avec, à la périphérie, une succession d'auréoles caractérisées par une alternance de lits rouille et gris-vert. Cet aspect et la couleur rouille semblent dus à des phénomènes d'altération affectant des lentilles et nodules hypermicacés, dont nous précisons la constitution pétrographique ultérieurement (45 m.).
4. Schistes puis grès en fines alternances et grès troués (grès à lentilles calcaires, dont une partie de la calcite a été dissoute par les eaux météorites). Cet horizon gréseux à lentilles calcaires, m'a livré, à proximité du point K. 6, quelques fragments de Trilobites (un pygidium et trois cranidium incomplets) qui, malgré leur mauvais état de conservation, rappellent des formes de la partie inférieure du Cambrien supérieur récoltées dans les vallées des ríos Urbión et Calamantio.
5. Après une faille, de direction NE-SW, vient un niveau schisteux, puis des alternances de grès et de schistes; les grès en bancs métriques sont inclinés à 65° vers le SE. A la base de ces derniers, j'ai pu observer des lentilles limoniteuses hypermicacées très riches en débris de *Lingulides*, avec quelques dragées de quartz de la taille d'une bille, parfaitement arrondies, associées avec des galets de schistes.

Suit une zone faillée affectant des schistes verts, l'un des sys-

tèmes de failles à une direction E-W, les plans de faille étant inclinés à 80° vers le Nord.

6. Grès verts, en bancs métriques inclinés à 50° vers le SE, suivis de schistes de couleur bleu à gris-bleu, et de nouveau par des grès en bancs centimétriques, de même couleur, passant plus haut à des niveaux très finement stratifiés (100 m.).
7. Une zone faillée et des éboulis masquent les affleurements sur une centaine de mètres.
8. Alternances de niveaux gréseux à lentilles calcaires, parfois riches en *Lingulides*, de couleur bleu-vert, et de schistes bleus (350 m.).
9. Niveau essentiellement schisteux correspondant à un replat, il s'agit de schistes bleus alternant avec quelques horizons plus gréseux, qui, à proximité du río Brieva, sont recouverts par des travertins quaternaires.
10. Grès à lentilles calcaires (30 m.) avec des passées sableuses à galets de quartz dans lesquels j'ai récolté des Brachiopodes, *Lingulides* principalement et des fragments d'Echinodermes. Ce niveau est suivi de schistes, puis de grès à lentilles limoniteuses très altérées.
11. Grès en bancs décimétriques à métriques, avec de minces niveaux schisteux intercalés.
Cet ensemble à dominante gréseuse, d'une puissance d'environ 150 à 200 m. se détache nettement des niveaux sous-jacents. Quelques lentilles limoniteuses s'observent à la partie inférieure, et j'ai récolté des restes de *Lingulides* à divers niveaux dans cette formation.
12. Les grès massifs supportent des alternances plus finement stratifiées, qui affleurent ici sur une trentaine de mètres.

L'épaisseur totale des séries intéressées par cette coupe est d'environ 1.500 m. Malgré l'apparente monotonie des faciès, essentiellement gréseux et schisteux, nous pouvons néanmoins mettre en évidence la succession de quatre niveaux lithologiques.

Le premier correspond aux *bancs gréseux massifs* du début de la coupe (Niv. I). Leurs faciès gris-beige à passées blanches, et l'importance des horizons gréseux, par rapport à ceux des niveaux sus-jacents, en font une unité lithologique bien individualisée.

Ils supportent une épaisse série (1.000 m.) caractérisée par une alternance de niveaux gréseux en bancs décimétriques et de schistes bleus (3-20). Ces formations se détachent nettement du niveau précédent par leurs faciès grésocalcaires, la présence de lentilles calcaires, limoniteuses et micacées et les niveaux de schistes bleus. C'est précisément dans

les lentilles carbonatées que j'ai récolté des fossiles (Trilobites, Brachiopodes et Echinodermes) du Cambrien supérieur.

Les grès massifs qui font suite (21), constituent le troisième niveau lithologique mis en évidence par cette coupe. L'importance des grès comparée à la faible puissance des schistes intercalés, permet de les différencier de la série sous-jacente. Enfin, les fines alternances et les schistes (22), qui affleurent au coeur du synclinal, ont une lithologie différente, ce qui suggère d'en faire une quatrième unité lithologique.

La lithologie des formations paléozoïques antécarbonifères du flanc nord du synclinal du Najerilla venant ainsi d'être précisée, je décrirai ensuite celles du flanc sud. Celles-ci ont été observées dans trois coupes menées, l'une depuis Viniegra de Abajo jusqu'au coeur du synclinal en suivant les río Urbión et Najerilla, une autre, dans la vallée du río Calamantio, la troisième enfin, dans la vallée du río Gaton.

1.1.1.3 Coupe de Viniegra de Abajo au coeur du synclinal du Najerilla (K. L., 17-18).

Par les vallées des río Urbión et Najerilla (fig. 3).

Pour rejoindre Viniegra de Abajo, nous emprunterons la route Anguiano-Mansilla qui serpente au fond des gorges du Najerilla, puis à la Venta de Viniegra, nous franchirons le río et monterons vers le SE la vallée du río Urbión. A proximité du village, les formations paléozoïques sont recouvertes en discordance par les grès rouges du Trias. Partant de ce contact et allant vers le Nord, la coupe est la suivante:

1. Schistes rouges (teintes de rubéfaction), surmontés en discordance par les conglomérats et les grès rouges du Trias.
2. Grès en bancs décimétriques orientés sensiblement Est-Ouest et inclinés à 50° vers le Nord, de couleur gris-beige avec quelques passées vertes et roses, et à fréquentes stratifications obliques (330 m.).
3. Formations plus tendres, plus hétérogènes et constituées par des alternances irrégulières de grès plus ou moins compacts et de schistes. Masquées au niveau de la route, celles-ci affleurent sur le flanc sud du Santiago, dont les reliefs dominant au Nord Viniegra de Abajo.

De bas en haut la coupe est la suivante:

- Immédiatement au-dessus des grès à Lingulides viennent des schistes gris-cendrés et ocres (5 m.).

- Ils sont suivis par 6 m. de très fines alternances de schistes et de grès plus ou moins sableux de couleur ocre et très riches en Lingulides.
- Ces fines alternances se poursuivent encore sur une quinzaine de mètres, mais elles se différencient du niveau précédent par une stratification plus régulière et l'absence de Lingulides.
- Leur succèdent des grès en bancs décimétriques bien visibles dans la morphologie, alternant avec de très minces niveaux de schistes (10 m.) très riches en pistes et terriers.
- Ces grès deviennent très argileux et très micacés, et présentent de très nombreuses stratifications obliques. Ils supportent des schistes et des grès finement stratifiés, renfermant quelques lentilles d'un matériel détritique plus grossier, dans lesquelles j'ai récolté des fragments de Trilobites (cranidium et céphalons) du Cambrien moyen (4 m.).
- Ils sont suivis par un niveau grésocalcaire très riche en Brachiopodes (0,60 m.) (*Orthitidae* du genre *Billingsella*) du Cambrien supérieur (COLCHEN et HAVLICEK, 1968).
- Puis viennent 50 m. d'alternance grès-schiste, finement stratifiées et sans fossile.

4. Grès micacés beige et rose (45 m.).
5. Alternances grès-schistes avec un niveau médian plus gréseux, traversé par des filonnets de quartz plombifère exploités encore récemment (45 m.).
6. Grès puis schistes bleus avec quelques bancs gréseux intercalés (120 m.).
7. Grès à lentilles calcaires, dans lesquelles j'ai récolté des fragments d'Echinodermes, Brachiopodes et de Trilobites, du Cambrien supérieur (50 m.).
8. Vient ensuite une série gréseuse homogène (120 m.), avec quelques niveaux schisteux intercalés. Les grès sont en bancs décimétriques, de couleur généralement blanc-gris avec des passées roses et vertes. Les schistes sont gris-bleu.
9. Après avoir franchi le pont de la Venta de Viniegra, nous quittons la vallée du río Urbión et poursuivons la coupe vers le Nord, par la vallée du río Najerilla.

La série paléozoïque se poursuit par environ 500 m. de formations gréseuses en bancs décimétriques alternant avec des schistes gris-bleu. Les rares fossiles récoltés sont des Lingulides et j'ai pu observer, à la face inférieure des bancs de grès, des *Cruziana*, le plus beau gisement étant situé à proximité du point

K. 102. La direction des couches est toujours sensiblement est-ouest, les pendages très redressés entre 70° et 90° près de la Venta de Viniegra, s'infléchissent vers le Nord, l'ensemble réalisant un dispositif monoclinale assez régulier, sans replis, et recoupé par de nombreuses failles de faible rejet qui n'en perturbent pas l'ordonnance.

10. A ces formations succèdent des niveaux plus gréseux sur environ 180 m. Il s'agit de grès en bancs décimétriques à métriques, de couleur gris-vert, qui localement alternent avec des schistes de même faciès. L'ensemble est plus homogène que les niveaux sous-jacents, et constitue une unité lithologique distincte.
11. Viennent ensuite des alternances grès-schistes plus finement stratifiées, avec encore quelques bancs de grès plus massifs, qui constituent le coeur du synclinal méridional, dont la charnière est visible à proximité de point K. 103. Ce pli a ici les mêmes caractéristiques que dans la vallée du Brieva, il est légèrement dissymétrique, le flanc sud étant plus redressé que le flanc nord. Au-dessus de ces niveaux, il y a encore 100 à 150 m. de formations analogues, constituant les ultimes niveaux de la série paléozoïque antécarbonifère visible dans ce secteur.

L'épaisseur totale des formations décrites dans cette coupe est d'environ 1.600 m. La succession lithologique mise en évidence dans la coupe du río Brieva, se retrouve, ici, avec sensiblement les mêmes faciès, caractérisés par une prépondérance des faciès gréseux et schisteux. Tenant compte de l'importance relative des horizons gréseux, on peut individualiser quatre unités lithologiques successives:

- La première correspond *aux niveaux essentiellement gréseux* du début de la coupe (1 à 3). Ces grès en bancs décimétriques, de couleur généralement beige à gris-blanc, se suivent sur environ 350 m.
- Leur succède une suite *d'alternances grès-schistes de 1.000 m.* de puissance, caractérisée par la présence de lentilles grésocalcaires et limoniteuses généralement très fossilifères, dans les horizons inférieurs et par des niveaux de schistes bleus à gris-bleus (4 à 13).
- Cette série est surmontée par un niveau à *dominante gréseuse* (180 m.) dans laquelle les bancs de grès, de couleur gris-vert, peuvent avoir une puissance de l'ordre du mètre (14).
- *Des alternances plus finement stratifiées* constituent le quatrième niveau lithologique (15), qui est ici le niveau stratigraphiquement le plus élevé de la série paléozoïque antécarbonifère.

1.1.1.4 Coupe du río Calamantio (I. K., 16-17).

Le río Calamantio recoupe, avant de rejoindre le río Najerilla, les formations du flanc sud du synclinal méridional, selon une direction NW-SE.

Partant du confluent des río Najerilla et Calamantio, et remontant le cours de ce dernier, on peut observer la coupe suivante (fig. 4):

1. Une succession de grès gris-vert à passées roses en bancs décimétriques à métriques, orientés Est-Ouest et inclinés à 50° vers le Nord (150 à 200 m.).
2. Ces grès supportent des fines alternances grès-schistes (50 m.), dans lesquelles j'ai récolté des petites Lingulides, qui localement peuvent constituer de véritables lumachelles.
3. Viennent ensuite quatre barres gréseuses alternant avec des schistes (100 m.), qui se détachent bien dans la morphologie et dans lesquelles on peut observer quelques lentilles grésocalcaires, qui ne m'ont livré que des restes de brachiopodes indéterminables.
4. Leur succèdent des alternances régulièrement stratifiées qui se terminent par des niveaux plus schisteux (100 m.) de couleur gris-bleu.
5. Grès et alternances grès-schistes sur 100 m.
6. Schistes le plus souvent masqués par des éboulis à proximité d'une bergerie (50 m.).
7. De grès et alternances grès-schistes de faciès analogues aux niveaux sous-jacents, avec notamment des niveaux de schistes bleus (300 m.).
8. Puis, après un niveau gréseux massif, vient un horizon de grès calcaires de 2 m. d'épaisseur qui, à l'affleurement, a un aspect vacuolaire et une couleur rouille. Cet horizon grésocalcaire m'a livré quelques céphalons et pygidium de Trilobites en assez bon état de conservations et déterminables, et qui sont à rapporter au genre *Chuangia* du Cambrien supérieur (COLCHEN, 1967). Ces Trilobites sont accompagnés de fragments de Brachiopodes et d'Echinodermes.
9. Au niveau grésocalcaire fossilifère succèdent des grès en bancs métriques, dans lesquels je n'ai récolté que des fragments de Lingulides (150 m.). Ces grès, tout d'abord verticaux, sont plissés en synclinal puis anticlinal dont les charnières sont nettement visibles sur la rive nord du río Calamantio, plis d'ampleur, déca-

métrique qui ne perturbent pas notablement l'ordonnance des couches.

10. Alternances et schistes gris-bleu, à la partie supérieure desquelles j'ai observé de belles plaques à Cruziana analogues aux formes récoltées à proximité du point K. 100 dans la coupe du Najerilla (100 m.).
11. Vient ensuite un niveau gréseux franc en bancs métriques d'environ 250 m. de puissance, terminé par des alternances plus finement stratifiées.
12. Schistes et des bancs grésocalcaires dans lesquels j'ai récolté des fragments de céphalons de Trilobites (150 m.).
13. Niveau gréseux plus massif d'environ 150 m. à la partie supérieure duquel j'ai récolté de très nombreux Lingulides.
14. La série se termine par de fines alternances grès-schistes renfermant encore quelques Lingulides. Les nombreux replis que l'on peut observer près de l'ancienne mine de Corrales, sont situés dans la charnière du vaste synclinal méridional, dont nous venons de recouper une partie du flanc sud.

Les formations paléozoïques recoupées par le río Calamantio, ont une puissance d'environ 1.700 m. Nous pouvons distinguer la succession de quatre unités lithologiques:

- La première correspond à la partie supérieure des *grès verts à passées roses* observés au Nord de Viniegra de Abajo (coupe des ríos Urbión et Najerilla).
- La seconde englobe les niveaux 2 à 10, et comprend une suite d'*alternances de grès gris-vert et de schistes bleus* de 1.000 m. de puissance.
- La troisième (niveau 11) correspond à des grès en *bancs métriques* d'une puissance de 200 à 250 m.
- La quatrième enfin, dont nous ne voyons ici que la base, est caractérisée par de nouvelles *alternances grès schistes* (300 m.).

1.1.1.5 Coupe du río Gatón (K. 15-16).

Au Nord de Mansilla, le río Gatón recoupe une partie des formations paléozoïques du flanc sud du synclinal méridional, dans des niveaux qui, pour certains, n'ont pas encore été décrits dans les coupes précédentes. Ceux-ci sont visibles au Nord du village, et du Sud vers le Nord la coupe est la suivante (fig. 5):

1. Après une faille subverticale qui met en contact les grès rouges du Trias de pendage 30° sud, et les formations paléozoïques, inclinées à 70° vers le nord, le premier niveau correspond à des schistes dolomitiques et de la dolomie mal stratifiée (5 m.). Vient ensuite:
 2. 10 m. de dolomie massive gris-bleu veinée de rose.
 3. 0,30 m. de schistes dolomitiques légèrement broyés.
 4. 3 m. de dolomie massive de même faciès que celle du niveau 2.
 5. 10 m. de schistes dolomitiques.
 6. 15 m. de dolomie massive gris-bleu passant vers le haut à des schistes dolomitiques.
 7. 20 m. de schistes dolomitiques gris-vert et beige.
 8. 3 m. de dolomie massive.
 9. 3 m. de schistes beige et rose, avec quelques restes de fossiles très mal conservés qui pourraient provenir de Trilobites.

Puis viennent des schistes verts à lentilles calcaires où l'on peut distinguer;
 10. 15 m. de schistes verts avec quelques lentilles calcaires, inclinés à 50° vers le Nord.
 11. 3 m. de schistes roses et verts.
 12. 7 m. de schistes et de grès finement stratifiés, avec des lentilles calcaires.
 13. 1 m. de schistes verts et roses minéralisés en barytine et sidérose au niveau d'une faille.
 14. 21 m. de schistes verts à lentilles calcaires qui, alignées selon les plans de stratification de pendage 40° Nord, ont leur grand axe disposé parallèlement aux plans schistosité inclinés à 80° vers le Nord.
 15. 2 m. de mylonite liée à des failles et correspondant à une pincée de faible ampleur.
 16. Eboulis sur 5 m.
 17. 26 m. de schistes verts à lentilles calcaires.
 18. Mylonite sur 4 m.
 19. 26 m. de schistes roses à lentilles calcaires.
 20. Zone faillée, assurant le passage entre les schistes verts et des faciès gréseux.
 21. 4 m. de grès jaunes et verts à passées ocres, inclinés à 40° vers le Nord.
 22. 1,20 m. de schistes en plaquettes gris-rose, avec des passées jaunes.
 23. 2,50 m. de grès limoniteux roses.

24. 10 m. de schistes et de grès finement estratifiés, limoniteux.
25. 2 m. de grès limoniteux gris-rose.
26. 3 m. de schistes limoniteux se débitant en plaquettes rose-violacé.
27. 5 m. de grès roses.
28. Zone broyée.
29. 8 m. de grès roses passant vers le haut à des faciès plus clairs, en bancs décimétriques inclinés à 60° vers le Nord.
30. Zone broyée.
31. 8 m. de schistes cendrés, puis de grès limoniteux.
32. Eboulis correspondant au passage d'un barranco.
33. 30 m. de schistes gris-cendré à reflets lustrés avec quelques bancs gréseux intercalés.
34. Grès verts (1 m.).
35. 21 m. de schistes vert-cendré et de grès alternants.
36. 3 m. de grès limoniteux gris-rose.
37. 5 m. de schistes gris-rose.
38. 11 m. de schistes verts et gris.
39. 4 m. de grès calcaires gris-vert.
40. 25 m. d'alternances schistes gris-vert et grès gris à passées roses.
41. 11 m. de schistes gris-vert alternant avec de fins niveaux gréseux inclinés à 50° vers le Nord, et recoupés par une schistosité sub-verticale.
42. 36 m. de grès en bancs décimétriques, de couleur gris-vert et de schistes gris-vert, avec quelques passées roses.
43. 20 m. d'alternances grès schistes régulièrement stratifiées.
44. Grès en bancs décimétriques à métriques correspondant aux premiers horizons de l'unité lithologique suivante, qui se poursuit sur environ 250 m.

Cette coupe montre la succession de *trois unités* lithologiques de faciès différents.

La première, épaisse de 70 m. correspond aux *niveaux dolomitiques* et *schisteux* du début de la coupe (1 à 9). Nous n'en voyons pas la base, masquée ici par une faille et les formations rouges du Trias inférieur. C'est dans le niveau le plus élevé que j'ai récolté quelques fragments de *Tribolites* indéterminables. Lui succèdent, en concordance des *schistes verts* à *lentilles calcaires*, épais d'une centaine de mètres (10 à 19), et dans lesquels j'ai également observé quelques restes de *Trilobites*. Ce faciès de schistes verts à lentilles calcaires est très typique et constitue un niveau repère très caractéristique de la série locale. Puis, viennent en-

viron 220 m. d'une série plus gréseuse, mais où les horizons schisteux sont néanmoins dominants (21 à 43) et qui ne m'a livré aucun fossile.

La coupe se poursuit encore vers le Nord sur plusieurs centaines de mètres, dans des niveaux que nous avons étudiés dans les coupes précédentes.

1.1.2 LITHOSTRATIGRAPHIE DES FORMATIONS ANTECARBONIFÈRES DE L'EST DE LA SIERRA DU SAN LORENZO. ESSAI DE CORRELATIONS

Les différentes coupes ont révélé la succession de plusieurs niveaux lithologiques individualisés dans des séries dont le caractère dominant est l'importance des roches détritiques, grès et schistes, constituant à eux seuls plus de trois-quart des affleurements.

Les colonnes lithostratigraphiques présentées dans le tableau I ont été établies à partir des différentes coupes relevées localement. Ces colonnes ont été disposées relativement l'une par rapport à l'autre en se basant sur des niveaux repères nettement individualisés et observés dans le plupart des coupes, si bien qu'à partir de ces séries lithostratigraphiques partielles j'ai pu établir une suite continue (colonne de droite), correspondant à la succession lithostratigraphique de l'ensemble des formations antécarbonifères de l'Est de la Demanda.

Ainsi, en suivant l'ordre stratigraphique, on peut successivement distinguer onze unités lithologiques.

Niveau I

Il correspond aux fines alternances à dominante schisteuse du Sud d'Anguiano. Leur épaisseur est indéterminée, seuls affleurent les horizons supérieurs sur environ 200 m. Ces formations passent en concordance apparente sous les conglomérats sus-jacents. Le contact entre l'une et l'autre étant toujours de nature tectonique, il n'est pas possible de donner, pour l'instant, d'autres précisions sur leurs relations stratigraphiques.

Niveau II

Les conglomérats essentiellement quartzeux qui font suite aux schistes d'Anguiano, ont une puissance d'environ 300 m. Ils s'en différencient nettement par une lithologie et la présence de niveaux de conglomérats à galets bien individualisés. Leur limite supérieure est également bien marquée et correspond à la disparition brusque des ni-

veaux à galets auxquels succèdent des lits grossiers à granulométrie hétérogène.

Niveau III

Ces conglomérats supportent une série détritique grossière, arkosique de granulométrie très hétérogène, généralement assez bien stratifiée et d'une puissance d'environ 500 m.

Les grès grossiers observés dans la coupe du rio Urbión, en amont de Viniegra de Abajo, occupent une position stratigraphique assez semblable, mais leur faciès sont cependant plus grossiers et conglomératiques. Ils peuvent, par suite, soit représenter un équivalent latéral de faciès différent, soit une autre unité lithologique.

Niveau IV

Les fines alternances qui font suite (100 à 150 m.) ont une lithologie et des faciès qui tranchent nettement avec les niveaux subordonnés; ils constituent la quatrième unité lithologique.

Niveau V

Ce niveau, constitué par de la dolomie en bancs massifs est facilement repérable dans le paysage par suite de la teinte brunâtre que prend la dolomie par altération. C'est le niveau repère par excellence de la série paléozoïque. Son épaisseur, évaluée à partir des coupes de l'Arroyo de Ronas et du Nord de Mansilla est d'environ 100 m.

Niveau VI

Les calcaires et calcschistes qui font immédiatement suite dans la coupe de Mansilla au niveau dolomitique, sont des formations dont la couleur verte, très caractéristique, tranche nettement au-dessus des dolomies brunes sous-jacentes. Leur épaisseur est voisine de 100 m.

Niveau VII

Les fines alternances grés-schisteuses qui surmontent les calcschistes et qui se suivent sur 200 m., constituent une unité lithologique bien individualisée entre ces derniers et les grès massifs du niveau suivant. Il est fréquent d'observer des passées roses et vertes dans un ensemble dont la couleur est généralement grise-cendrée. Ces niveaux ont été observés dans leur totalité dans la coupe du rio Gatón.

Niveau VIII

Ce niveau correspond à une assise gréseuse en bancs décimétriques à métriques, dont la couleur dominante est blanche avec quelques passées roses et vertes et dont l'épaisseur est comprise entre 250 et 300 m. L'aspect massif de cette formation en fait un niveau repère très caractéristique de la série locale. Il a été recoupé dans la plupart des coupes décrites, et notamment dans la coupe menée dans les vallées des ríos Urbión et Najerilla, où il constitue les hauteurs qui dominent au Nord Viniegra de Abajo.

Niveau IX

L'unité lithologique suivante est représentée par l'épaisse série (1.000 m.) d'alternances irrégulières gréseuses et schisteuses, caractérisées par la présence de lentilles calcaires limoniteuses et mica-cées dans certains horizons gréseux et la couleur gris-bleu des niveaux schisteux. Elle débute par des niveaux essentiellement schisteux, puis se poursuit par des alternances irrégulières grès-schistes, les grès étant dominants dans les horizons supérieurs.

Niveau X

Les grès massifs qui lui font suite, d'une puissance voisine de 200 m., se détachent assez nettement des niveaux sous-jacents, notamment dans la coupe du río Brieva, que nous prendrons comme niveau type.

Niveau XI

La série paléozoïque se termine dans la partie orientale de la Sierra de la Demanda, par un niveau d'alternances grés-schisteuses, bien représentées dans la coupe du río Calamantio près des mines de Minas Corrales; ce sont elles qui affleurent au coeur du synclinal méridional.

1.2 LES FORMATIONS ANTECARBONIFÈRES DU CENTRE DE LA SIERRA DU SAN LORENZO.

1.2.1 Les structures relativement simples de la partie orientale du massif évoluent vers l'Ouest en des plis serrés plusieurs fois répétés, se superposant localement en un système d'écaillés, ce qui rend mal aisé le relevé de coupes détaillées.

1.2.1.1 Coupe de l'Arroyo de Cillarrena (FG, 15).

Au Sud d'Ezcaray, le río Oja et ses affluents recoupent les formations paléozoïques dont les premiers affleurements se remarquent aux abords immédiats du village, grès grossiers de faciès analogues à ceux du niveau III de la coupe du río Najerilla. Ces grès inclinés à 40° vers le NW, passent en rive gauche du río Oja, sous un niveau de dolomie mal litée surmontée de grès et de schistes gris-verts sur lesquels est édifiée la chapelle de Santa-Bárbara.

Empruntant la large vallée du río Oja, on rencontre vers le Sud des grès grossiers de même faciès que les précédents, dont les pendages tout d'abord NW s'infléchissent rapidement vers le SE, dessinant ainsi un anticlinal, recoupé perpendiculairement à son axe par l'arroyo de Cillarrena.

Remontant cet arroyo, on observe tout d'abord des grès grossiers en dispositifs monoclinaux inclinés vers le NW, puis près des hameaux de Cillarrena et de San Juan, une suite de replis déversés vers le NW, individualisés dans des niveaux conglomératiques et gréseux. L'un de ces replis laisse voir en son cœur de fines alternances de schistes satinés gris-bleu de faciès analogues à ceux des schistes phylliteux du niveau I de la coupe du Sud d'Anguiano, suivis vers le SE de conglomérats à galets blancs et noirs, des grès grossiers arkosiques, de niveaux dolomitiques puis de schistes verts. Dans le détail, on reconnaît cinq unités lithologiques dont la succession est la suivante (fig. 6):

1. Fines alternances de schistes satinés et de grès fins gris-bleu.
2. Conglomérats constitués par des lits à galets de quartz et de quartzite, de couleur claire noyés dans un ciment d'importance variable et de teinte grise, rose, ou verte, dont les faciès rappellent ceux des conglomérats du Sud d'Anguiano; leur épaisseur voisine ici d'une vingtaine de mètres, est très inférieure à celle mesurée dans la coupe du río Najerilla.
3. Grès grossiers analogues aux grès du niveau III, mais répétés ici tectoniquement.
4. Dolomie bien litée, gris-bleu en cassure fraîche, mais de teintes brunes à l'affleurement (quelques dizaines de mètres).
5. Calcschistes blancs et schistes verts à lentilles calcaires (10 m.).

1.2.1.2 Coupe des formations dolomitiques de San Antón (H-14).

Les formations dolomitiques à patine brune de la coupe de Cillarrena, affleurent assez largement dans le secteur du río Oja. C'est près du ha-

meau de San Antón, en rive gauche du río, que les conditions d'observation sont les plus favorables. Une ancienne tranchée de mine les recoupe perpendiculairement, et, du bas vers le haut, montre:

1. 25 m. de dolomie, de grès fins et de schistes alternants.
2. 10 m. de grès, grès fins pyriteux de couleur claire, très régulièrement stratifiés, grès fins bleu-noir, grès en banc décimétriques vert-clair, très riches en pyrite.
3. 7 m. de schistes et de grès vert-bleu pyriteux.
4. 0,50 m. de dolomie bleu à patine ocre, lacune d'observation sur 3 m.
5. 5 m. de schistes bleu-vert pyriteux.
6. 3 m. de dolomie et de schiste alternant.
7. 10 m. de dolomie bleu en bancs décimétriques.
8. 30 m. ou plus de dolomie massive, de couleur bleu à patine ocre-brune, très riche localement en sidérose, pyrite et chalcopyrite.

Au-dessus de la dolomie massive terminale, vient normalement un niveau de calcschistes blancs veinés de rose, visible localement, car l'intense écaillage qui affecte tout ce secteur le lamine fréquemment.

Au Sud-Est d'Azarulla, il se détache nettement au-dessus de la dolomie brune. Dans le détail, ce niveau est constitué par des alternances irrégulières, de calcaire blanc et de schistes blanc-rose et ocre. Le calcaire se présente fréquemment en lentilles très allongées, séparées par des niveaux schisto-dolomitiques ocres, l'ensemble réalisant un dispositif entrelacé très caractéristique (20 m.).

1.2.1.3 Coupe du río Oja aux «Minas Corrales» par le San Lorenzo (F. K, 14-17).

La coupe suivante, menée du río Oja aux Minas Corrales par le San Lorenzo tient compte d'observations faites dans les vallées des río Urdanta, Reoyo et Calamantio, et sur les crêtes, qui descendent au Nord et au Sud du San Lorenzo (2.262 m.) point culminant de la Demanda.

Ainsi, partant du río Oja en direction du Sud-Est, on peut observer successivement (fig. 7):

Un système d'écailles développé tout d'abord dans des grès grossiers et un niveau dolomitique.

Des replis individualisés dans des niveaux de schistes, et de grès fins, de couleur claire, régulièrement stratifiés en bancs décimétriques, et qui affleurent depuis le point 1840 jusqu'au sommet du San Lorenzo. Au Sud

de ce dernier, ces grès disparaissent sous des alternances gréso-schisteuses, de plusieurs centaines de mètres de puissance, suivis près des «Minas corales» par des grès en bancs métriques, constituant le coeur du synclinal méridional. Cette succession de roches gréso-schisteuses qui fait immédiatement suite au niveau dolomitique, est tout à fait analogue aux séries décrites dans les coupes précédentes. En suivant l'ordre stratigraphique, la succession lithologique est en effet la suivante:

- Au-dessus des dolomies vient un niveau finement stratifié (5) de schistes et de grès verts (environ 125 m.).
- Les grès massifs du San Lorenzo (6) sont les grès du niveau VIII, leur faciès est identique, mais leur puissance est notablement moindre que dans l'Est du Massif (environ 150 m.).
- L'épaisse série des alternances gréso-schisteuses (7 et 8) qui affleure largement sur le flanc sud du San Lorenzo, correspond aux alternances du Najerilla, avec cependant des niveaux gréseux moins puissants qu'ils ne l'étaient à l'Est.

Cette coupe, qui traverse une grande partie du Massif de la Demanda, montre qu'il y a continuité lithologique entre les formations paléozoïques de l'Est de la Demanda, et celles du centre. Les différentes unités lithologiques, mises en évidence précédemment, s'y retrouvent en effet, avec cependant des épaisseurs moindre, notamment en ce qui concerne les horizons gréseux des niveaux supérieurs. D'autres coupes levées au Sud-Ouest du San Lorenzo vont confirmer cette évolution latérale des faciès détritiques et révéler l'existence d'une nouvelle unité lithologique.

1.2.1.4 Coupe des crêtes au Sud-Ouest du San Lorenzo (I. J., 14-16).

Le cirque du bassin de réception du río Oja est dominé au Sud par une ligne de crête d'altitude voisine de 2.000 m. d'où partent, en direction du Sud-Est, plusieurs crêtes secondaires qui se rattachent au bassin du río Najerilla.

Les quatre coupes de la figura 8a passent ainsi respectivement par le Collado Grande, le Pico Culillas et le Salineros, le Pico el Malvar et El Gitano et le Collado Blanco. La partie sud des trois premières intéresse les séries détritiques des niveaux supérieurs, formations des alternances puis grès massifs terminaux, qui participent au pli synclinal méridional, dont on peut voir qu'il est affecté sur les flancs sud et nord de replis secondaires d'ampleur hectométrique. Ainsi, allant du coeur du synclinal et remontant vers les crêtes qui le dominent au Nord, on recoupe tout d'abord

des grès massifs, puis des premiers niveaux d'alternances, grès gris-vert à lentilles limoniteuses et micacées et schistes bleus. Mais à environ 150 m., sous les premiers bancs de grès massifs, on peut observer, interstratifiés dans des niveaux schisteux, *des lits de conglomérats à galets de quartz et de quartzite* bien arrondis et dont la taille varie de quelques millimètres à cinq centimètres.

Ces conglomérats, observés ici pour la première fois, affleurent de nouveau plus au Nord, au coeur d'un repli synclinal déversé vers le Nord-Ouest, et que l'on retrouve au Sud de El Gitano, et du Collado Blanco.

Deux coupes plus détaillées vont permettre de préciser les relations entre ces niveaux de conglomérats et les formations sous-jacentes:

1.2.1.4.1 Coupe du El Gitano. (J, 13-14)

En suivant l'ordre stratigraphique, on peut observer, à proximité de ce sommet, la succession suivante (coupe I, figure 8 b):

1. Alternances grès et schistes en bancs centimétriques, inclinés à 60° vers le Sud.
2. 3 m. de grès quartzite vert-clair en bancs décimétriques, avec quelques passées plus micacées.
3. 15 m. de schistes bleus.
4. 10 m. de grès tout d'abord finement lité, passant à des grès plus massifs, blanc-rose, à stratification fréquemment oblique, et localement très riches en Lingulides.
5. 7 m. de fines alternances grès-schistes.
6. 30 m. de schistes bleus.
7. 30 m. d'alternances grès et schistes en bancs centimétriques, passant vers le haut à des gris piquetés de limonite.
8. 15 m. d'éboulis.
9. 40 m. de schistes bleu-noir.
10. 15 m. d'alternances grès schistes.
11. 5 m. de grès vert d'eau, en bancs décimétriques.
12. 15 m. d'alternances grès-schistes à dominante schisteuse dans les niveaux supérieurs.
13. 5 m. de conglomérats à galets de quartz, de quartzites et de schistes.
14. 10 m. de grès grossiers verts, plissés en synclinal.
15. 5 m. de conglomérats analogues au premier niveau, puis, après une faille, viennent de nouvelles séries détritiques de même faciès que les formations précédentes.

1.2.1.4.2 Coupe du Portillo Necutiu (coupe 2, figure 8b)

Un autre affleurement de conglomérat se situe au *Portillo Necutiu* où du Nord au Sud la coupe est la suivante:

- Alternances finement stratifiées replissées en plis décimétriques déversés vers le Nord-Ouest, et recoupées par un schistosité de pendage supérieur à celui de la stratification.
- Schistes vert-olive et grès interstratifiés.
- Conglomérats à galet de quartz, de quartzite et de schistes, à stratification irrégulière, oblique et lenticulaire, surmontés de grès grossiers, l'ensemble constituant le coeur d'un synclinal déversé vers le Nord-Ouest.
- Puis viennent au Sud des schistes suivis de grès analogues à ceux du flanc nord.

A l'Ouest du *Portillo Necutiu* on ne retrouve plus ces conglomérats, qui apparaissent ainsi géographiquement localisés au Sud de la ligne des crêtes principales, entre celles-ci et le synclinal méridional.

1.2.1.5 Lithostratigraphie des formations antécarbonifères du centre de la Sierra du San Lorenzo. Essai de corrélations.

Les différentes colonnes lithostratigraphiques établies à partir des coupes relevées dans le secteurs des río Oja et Tirón, sont réunies dans le tableau II. Quatre niveaux repères vont permettre d'établir des corrélations entre chacune d'entre elles.

- Le premier est constitué par les *conglomérats quartzeux* observés à la base de la série dans les coupes des río Cillarrena et Urdanta.
- Le second correspond aux *niveaux carbonatés, dolomies et calcschistes*, très largement représentés dans les coupes du río Oja.
- Les *grès blancs*, en bancs métriques, sans nodules limoniteux et renfermant fréquemment, à la partie supérieure, des restes de Lingulides, constituent le troisième niveau repère.
- Les *conglomérats* observés sur les crêtes qui ceignent au SE le bassin du río Oja, bien que ne jouant aucun rôle dans la morphologie, ont une lithologie très caractéristique qui tranche nettement par rapport aux grès fins des niveaux subordonnés.

La succession lithostratigraphique obtenue à partir de ces différentes coupes partielles (colonne de droite), comprend ainsi onze niveaux lithologiques:

Niveau I

Il correspond aux *schistes fins*, de couleur bleutée, observés dans la coupe de Cillarrena, sous les conglomérats. Leurs faciès rappellent assez ceux des schistes d'Anguiano.

Niveau II

Les *conglomérats à éléments quartzeux* qui font suite aux schistes précédents ont une lithologie très différente. Ils sont constitués par des galets de quartz et de quartzites, de quelques millimètres à quelques centimètres de diamètre, de forme généralement allongée (certains ont un aspect amygdalaire, dû à un étirement tectonique), et noyés dans une matrice plus fine de couleur généralement rose à la base et gris-blanc dans les horizons plus élevés (20 à 30 m.).

Niveau III

Les *grès grossiers* sus-jacents, de couleur gris-beige, épais de plusieurs centaines de mètres, sont généralement bien stratifiés. Ils affleurent très largement au NE et à l'Est du río Oja, par suite de nombreuses répétitions tectoniques (350 m.).

Niveau IV

Cette puissante série détritique est surmontée par des *niveaux de schistes et de grès finement stratifiés*, de couleur gris-vert. Essentiellement gréseuse à la base, cette formation est caractérisée à la partie supérieure par des alternances, assez régulières, de *grès fins pyriteux* et de *dolomie en bancs centimétriques* (50 m.).

Niveau V

Niveau essentiellement dolomitique, débutant par de la dolomie bien stratifiée en bancs décimétriques, suivie par des horizons plus massifs, d'épaisseur variable. La roche de couleur bleu de Prusse prend, par altération, une patine brune caractéristique. Ce niveau est fréquemment minéralisé en sidérose, chalcopyrite et cuivre, dont l'exploitation active, jadis, est actuellement abandonnée (50 m.).

Niveau VI

Le niveau dolomitique précédent est suivi par une formation de *calc-schistes blancs, à passées roses et bleues*. Schistes et calcaires sont disposés en lentilles irrégulières, l'ensemble constituant une masse compacte fréquemment en relief par rapport aux niveaux schisteux sus-jacents (25 m.).

Niveau VII

Il correspond à de fines alternances régulièrement stratifiées, de schistes et de grès dont la couleur dominante est gris-vert. A la base, les schistes sont d'une couleur vert-franc, très caractéristique. Ce niveau s'est révélé être localement fossilifère et m'a livré quelques restes de Trilobites et de petites Lingulides (150 m.).

Niveau VIII

Les grès blancs, en bancs métriques constituent, nous l'avons déjà noté, un niveau repère très caractéristique de la série paléozoïque (150 m.).

Niveau IX

Épaisse série d'alternances schistes gris-bleus et grès gris-verts à nodules limoniteux, caractérisées ici par une stratification assez régulière, la couleur gris-bleu des niveaux schisteux et la présence de nodules limoniteux dans la plupart des niveaux gréseux. Ces nodules renferment parfois des lentilles de calcaires, trouées à l'affleurement par suite de la dissolution de la calcite (800 m.).

Niveau X

Conglomérats localisés géographiquement sur les crêtes au Sud-Est du río Oja, entre les Pico Necutiu et le Salineros. Ces conglomérats sont constitués par des galets de quartz, de quartzite et de schistes dont la taille est comprise entre quelques millimètres et plusieurs centimètres. Ils sont interstratifiés avec des grès vert d'eau et des schistes marron-beige, l'ensemble, de quelques mètres d'épaisseur, disparaît vers le Sud, sous les grès massifs du niveau suivant.

Niveau XI

Les *grès massifs* qui terminent la série n'affleurent pas dans les sec-

teurs des río Oja et Tirón. Ils sont visibles au Sud-Est des crêtes joignant le Salineros au Pico Necutiu, où ils représentent le prolongement vers l'Ouest des grès massifs observés dans les coupes du secteur du río Najerilla. Bien qu'il s'agisse d'un niveau essentiellement gréseux, leur lithologie apparaît ici moins massive que dans l'Est de la Demanda, ce qui suggère des passages latéraux de faciès, la lithologie devenant plus fines à mesure que l'on va vers l'Ouest.

Ainsi, s'il y a continuité entre les formations antécarbonifères de l'Est et du centre de la Sierra de la Demanda, celle-ci s'accompagne d'une évolution des lithofaciès du l'Est vers l'Ouest, vers des séries moins gréseuses, moins carbonatées et plus finement stratifiées.

1.3 LES FORMATIONS ANTECARBONIFÈRES DES SIERRAS OCCIDENTALES.

1.3.1 À l'Ouest du río Tirón, le massif de la Demanda se poursuit sur plusieurs kilomètres, puis disparaît, par paliers successifs, sous les formations secondaires et tertiaires de la plaine de Burgos.

Les différentes coupes ont été levées dans les vallées des río Arlanzón, Pedroso, et sur les crêtes des sierras de San Millán et du Mencilla.

1.3.1.1 Coupe du río Arlanzón (F. G., 5-6).

De Villorobe et Puerto de Manquillo, le río Arlanzón recoupe les formations paléozoïques sur plus de vingt kilomètres et selon une direction sensiblement perpendiculaire aux couches. Près du village de Pineda, elles sont recouvertes en discordance par des formations carbonifères, qui les masquent ainsi sur environ 5 kilomètres. Nous distinguerons donc deux parties dans cette coupe, l'une au Nord et l'autre au Sud de Pineda.

1.3.1.1.1 Coupe de Villorobe au Nord de Pineda

Empruntant la route Villorobe-Pineda, on peut observer, du Nord au Sud, la succession suivante (fig. 9a):

- Après des schistes noirs visibles dans le talus de la route, viennent des grès gris-beige en bancs décimétriques, inclinés à 30° vers le Sud, puis des fines alternances grès-schistes de même pendage.

- Leur succède une zone de replis individualisés dans des grès de même faciès que les précédents. Ces replis d'ampleur décimétrique sont déversés vers le Nord; ils sont visibles à proximité de la route et près de la rivière.
- Viennent ensuite de fines alternances tout d'abord monoclinales, puis replissées, en plis de même style que les précédents, et qui se suivent sur plusieurs centaines de mètres entre les K.2 et K.3
- Après une série d'alternances en dispositif monoclinal on peut observer, au coeur d'un repli synclinal déversé vers le Nord, des *conglomérats* à petits galets de quartz et de quartzite.

Au-delà du K.4, on recoupe les mêmes formations replissées également plusieurs fois un plis isoclinaux déversés vers le Nord, et recoupés par des failles de faible rejet, orientées sensiblement Est-Ouest. Cette zone de replis se poursuit ainsi jusqu'au point K.5.

Après le K.5 viennent des schistes bleus, une série d'alternances, de grès massifs, puis de nouvelles alternances se suivant sur plusieurs centaines de mètres entre les points K.5 et K.8.

Il s'agit d'une série monoclinale, en position normale, d'une puissance voisine de 1.000 m. et dont les faciès de base, à dominante gréseuse, et la stratification généralement très régulière, tranchent nettement après les fines alternances des niveaux précédents. Stratigraphiquement, cette série fait suite au niveau de conglomérat à galets quartzeux visibles près du point K.3, dont est elle séparée par environ 250 m. de fines alternances gréso-schisteuses.

Lithologiquement, on peut distinguer trois ensembles:

- Le premier, épais de 600 m. correspond à des niveaux essentiellement gréseux.
- Lui succèdent, sur environ 200 m. des formations à dominante schisteuse.
- Puis, viennent sur 200 m. des alternances de grès à nodules limoniteux et de schistes gris-bleu.

Cette formation ne m'a livré que des fragments de Lingulides et quelques pistes bilobées, dont on discutera plus loin l'intérêt stratigraphique.

Entre le point K.8 et légèrement au-delà du point K.9, ces formations sont masquées par des conglomérats et des grès carbonifères, puis, réapparaissent entre ce point et le K.11. Du Nord vers le Sud, on peut observer successivement:

- De fines alternances gréso-schisteuses en *série inverse replissée*.

- Puis, près du K.11, des grès en bancs décimétriques alternant avec de minces niveaux schisteux, l'ensemble étant en série normale et régulièrement incliné à 50° vers le Sud.
- Au-delà, et sur environ 5 km. affleurent des formations carbonifères.

En résumé, cette première coupe dans les formations paléozoïques antécarbonifères de l'Ouest de la Demanda, nous montre la succession de trois unités lithologiques:

- La première, visible entre Villorobe et le K.5 correspond à une *série d'alternances gréso-schisteuses*, avec bancs de grès plus puissants intercalés à divers niveaux, l'ensemble étant replissé en plis isoclinaux, déversés vers le Nord. Son épaisseur, compte-tenu des redoublements tectoniques, est d'environ 700 m.
- Elle est surmontée par un *faible niveau de conglomérats quartzeux*, visible à proximité du point K.3, associé à des grès verts en bancs décimétriques, eux-mêmes surmontés par de fines alternances à dominante schisteuse, l'ensemble ayant une épaisseur de 250 m.
- Vient ensuite l'épaisse *formation du barrage de l'Arlanzón* (1.000 m.) en dispositif monoclinal bien régulièrement stratifié, constituant le flanc nord d'une vaste unité synclinale dont le flanc sud est masqué par des formations carbonifères.

Masquées à l'Ouest par des formations carbonifères, ces formations paléozoïques se suivent par contre assez bien vers l'Est, jusqu'à la ligne de crête Alarcia-San Millán.

Au Sud de Pineda, après cette zone carbonifère, affleurent de nouveau les formations paléozoïques plus anciennes, dont la description constituera la seconde partie de la coupe du río Arlanzón.

1.3.1.1.2 Coupe de Pineda à Riocabado (l. K. 7-8)

A environ 1 km. au Sud de Pineda, les formations paléozoïques antécarbonifères réapparaissent, et, du Nord vers le Sud, on peut successivement observer (figure 9b, coupe 1):

1. Une série d'alternances finement stratifiées, à dominante schisteuse, où les quelques bancs de grès intercalés renferment des nodules limoniteux et micacés. L'ensemble est replissé en plis isoclinaux déversés vers le Nord, plis d'entraînement d'un pli anticlinal plus ample dont on peut voir la charnière au Nord de la

coupe. Un certain nombre de failles de faible rejet recoupent ces formations.

2. Vient ensuite un niveau plus gréseux d'environ 25 m. d'épaisseur, de couleur gris-bleu, recoupé par des lentilles de quartz minéralisées en cuivre. Il participe également à un pli anticlinal dont la charnière est visible à proximité de la route. Il est surmonté par des fines alternances inclinées à 50° vers le Sud, avec des bancs de grès à nodules limoniteux et micacés dans lesquels j'ai récolté des restes de *Brachiopodes*.
- 3, 4. Ces mêmes alternances se poursuivent régulièrement inclinées vers le Sud, et recoupées par des lentilles de quartz minéralisé en cuivre. A proximité de l'arroyo de Valdedillo, on peut observer, dans des grès gris-bleu, des plis déversés vers le Nord, l'un d'eux est particulièrement net au point 4 de la coupe.
5. Aux grès précédents succèdent de nouvelles alternances à dominante schisteuse, avec des grès à nodules intercalés; l'ensemble est incliné à 45° vers le Sud.
6. Ces formations sont recouvertes par des conglomérats carbonifères, sur environ 500 m.

Au niveau de l'arroyo de Hoyo, les formations paléozoïques affleurent de nouveau et comprennent successivement (figure 9b, coupes 2 et 3):

7. Une série d'alternances à dominante gréseuse, participant à un anticlinorium déversé vers le Nord, dont les couches du flanc nord, verticales, sont traversées par des filons de quartz minéralisés, anciennement exploités à la Mina Carmina. Le flanc sud est plus régulier et montre, après ces alternances, un niveau gréseux vert d'aspect saccharoïde, suivi de fines alternances à dominante schisteuse.
8. Un nouvel affleurement de carbonifère recouvre des formations sur environ 150 m.
9. Puis vient une succession de replis de même style, individualisés dans des niveaux gréseux gris-blanc.
10. Après un filon de quartz, affleurent de fines alternances à dominante schisteuse, puis au-delà, d'une bergerie vient:
- 11, 12. Un pli anticlinal individualisé dans des grès gris-blanc, en bancs décimétriques suivis d'alternances schisto-gréseuses vert-beige, à nodules limoniteux, puis de schistes micacés (12) vert-jaune, visibles au Puerto Manquillo.
13. Les grès du niveau 11 réapparaissent au Sud du col, et j'ai récolté,

dans des grès pulvérulents, des restes de Lingulides. L'épaisseur totale de ce niveau gréseux est d'environ 100 m.

Au Sud du Puerto Manquillo, on peut poursuivre la coupe dans des conditions moins favorables, par suite de la présence d'éboulis et de la végétation qui masquent les affleurements de formations très replissées et hachées de failles. Néanmoins, du Puerto à Riocabado, la coupe est schématiquement la suivante:

14. Après des grès massifs, viennent des séries à dominante schisteuse en série inverse. Les bancs de grès sont de couleur blanc-rose et renferment quelques nodules limoniteux. Les schistes sont verts (300 m.).
15. Viennent ensuite des schistes verts très replissés dans lesquels toute stratigraphie est impossible.
16. Leur succède une zone de replis plus amples individualisés dans des niveaux plus gréseux et des schistes verts. Stratigraphiquement, ces derniers sont situés en-dessous des niveaux gréseux. Leur couleur, d'un vert franc, est très caractéristique et tranche nettement par rapport aux teintes gris-vertes des niveaux sus-jacents.

Au Sud, ces formations sont recouvertes par des grès rouges du Trias et, localement, elles sont rubéfiées par ces derniers.

En contrebas de la route, au fond du ravin, on peut observer un affleurement de dolomie mal stratifiée, reconnaissable à sa couleur d'altération brun-rouille. Ce niveau qui est situé le plus bas stratigraphiquement, termine ici notre coupe.

En résumé, entre Pineda et Riocabado, les formations paléozoïques antécarbonifères se composent de cinq unités lithologiques, qui, compte-tenu des redoublements tectoniques, sont, dans l'ordre stratigraphique, les suivantes:

- *Un niveau dolomitique, dolomie massive mal stratifiée de quelques mètres d'épaisseur.*
- *Un niveau de schistes verts, d'une centaine de mètres d'épaisseur.*
- *Un niveau de grès en bancs décimétriques, épais d'environ 50 m.*
- *Un premier niveau d'alternances gréso-schisteuses où les grès sont de couleur beige-rose et les schistes gris-vert. Son épaisseur est voisine de 300 m., mais il est répété de nombreuses fois entre Riocabado et le Puerto Manquillo. Des nodules limoniteux et micacés sont assez fréquents dans les niveaux gréseux.*
- *Un niveau de grès massifs (80 m.) de couleur gris-blanc à gris-vert,*

à nodules limoniteux, dans lesquels j'ai récolté au Puerto Manquillo, des restes de Lingulides.

- *Un deuxième niveau d'alternances* à dominante schisteuse, où les schistes sont de couleur gris-bleu et les grès gris-vert. Ces derniers renferment des nodules limoniteux et micacés qui localement sont fossilifères (Brachiopodes et Lingulides). Son épaisseur est d'environ 600 m.

1.3.1.2 Coupe du río Pedroso.

Le río Pedroso recoupe au Sud-Ouest de la Demanda, les formations paléozoïques antécarbonifères depuis les hauteurs à l'Est du San Millán, jusqu'à Barbadillo del Pez. L'ensemble de la série paléozoïque est ainsi traversée, avec cependant une lacune entre Barbadillo de Herreros et Rioacabado qui correspond à la terminaison occidentale de la dépression secondaire de Canales. Pour cette raison, je distinguerais deux parties dans cette coupe, l'une menée depuis Barbadillo de Herreros jusqu'au flanc du San Millán, l'autre de Rioacabado à Barbadillo del Pez.

1.3.1.2.1 Coupe du río Pedroso au Nord de Barbadillo de Herreros (figure 10a, coupes 1 à 3) (JK, 10)

Au Nord du village, la tranchée de l'ancien chemin de fer Barbadillo-Burgos, recoupe les formations paléozoïques et du Sud vers le Nord, la succession est la suivante:

1. Grès et schistes rouges et lie-de-vin inclinés à 70° N, recouverts en discordance par des conglomérats triasiques. Il sont suivis par des schistes verts et des grès limoniteux, de même direction et de même pendage.
2. Après des éboulis, affleurent sur environ 100 m. d'épaisseur des schistes à lentilles calcaires de couleur rose et verte, renfermant des fragments de Trilobites.
3. Au niveau du pont du río de la Umbría, affleure au coeur d'un pli anticlinal de la dolomie massive suivie par de la dolomie bien stratifiée et des calcschistes, l'ensemble ayant une puissance d'environ 100 m.
4. Vient ensuite un niveau de schistes verts (10 m.) suivi par des grès bleu-vert très fins, en bancs décimétriques, alternant avec des schistes de même faciès, l'ensemble étant replissé en synclinal, déversé vers le nord.

J'ai récolté dans ces niveaux verts des fragments de *Bailiella* cf. *levyi* du Cambrien moyen.

Les calcschistes du niveau 3 affleurent de nouveau et sont suivis, au niveau de la courbe de la tranchée, par de la dolomie massive et de fines alternances, de schistes et de grès de couleur grise et verte, brusquement redressés à la verticale.

Empruntant le chemin forestier qui remonte le río Pedroso jusqu'à la «Casa Forestal» du fond de la vallée, on observe successivement:

5. Des schistes verts et des grès verticaux représentant le flanc sud d'un anticlinal dont le charnière est visible près de l'entrée du tunnel. Ces replis se poursuivent sur environ 500 m. vers le Nord, dans ces mêmes formations de schistes verts et de grès blancs à passées roses. Les schistes ont environ 100 à 150 m. d'épaisseur et les grès 50 m.
6. Après une zone faillée affectant les grès blancs, vient une série d'alternances grès gris-bleu et schistes verts qui se suit sur 200 m. La série est verticale, la base des bancs se trouvant au Sud.
- 7, 8. Après un arroyo venant de l'Ouest on peut observer une zone de replis déversés vers le Nord, affectant des niveaux gréseux en bancs massifs d'ampleur métrique (7), de couleur gris-blanc, et dont l'épaisseur est d'environ 75 m., et des schistes bleu-vert. Ces niveaux sont surmontés par des alternances bien stratifiées de grès à nodules limoniteux et de schistes bleus (8), l'ensemble étant replissé de nombreuses fois, selon des plis d'entraînement individualisés dans des structures anticlinoriales et synclinoriales déversées vers le Nord.
9. Les alternances à dominante schisteuse se poursuivent vers le Nord sur plusieurs centaines de mètres.
10. Les grès et les schistes observés en 7 réapparaissent à la faveur d'un pli anticlinal.
11. Puis, après de fines alternances subverticales, vient en 12, un niveau de conglomérats à galets de quartz et de quartzite, interstratifié dans des grès verts. Près des premières bergeries de la Casa Forestal, ce niveau de conglomérats est suivi d'un niveau volcanique qui affleure sur une vingtaine de mètres. Limité au Sud par une faille, il est recouvert, au Nord, par les cailloutis d'une terrasse, puis par des schistes broyés au contact. Il pourrait s'agir d'un sill interstratifié dans les niveaux élevés de la série paléozoïque antécarbonifère, dont la position stratigraphique et les conditions de gisement rappellent celles du sill observé au Sud-Est de Villorobe.

De la Casa de la Sierra, et remontant vers le Nord-Ouest, par la vallée du río Morales, on recoupe des séries d'alternances grés-schisteuses de faciès analogues aux précédentes, et affectées de replis de même style. Un niveau de grès en bancs métriques, de couleur gris-vert, se répète ainsi plusieurs fois à mesure que l'on monte vers le San Millán. Il s'agit vraisemblablement du niveau gréseux médian de la série des alternances.

Le flanc sud du San Millán est édifié dans ces mêmes formations schisto-gréseuses, en dispositif monoclinale régulièrement incliné vers le Sud avec des pendages voisins de 30 à 40°.

En résumé, cette coupe du río Pedroso de Barbadillo de Herreros à la Casa de la Sierra, met en évidence la succession de huit niveaux lithologiques:

- Un niveau de dolomie et de calcaire dolomitique d'environ 75 m. d'épaisseur.
- Un niveau de schistes roses et verts à lentilles calcaires (125 m.).
- Un niveau de schistes et de grès fins vert-franc (125 m.).
- Des grès en bancs décimétriques, de couleur blanc à passées roses (125 m.).
- Un premier niveau d'alternances grès à nodules limoniteux et schistes gris-bleu (350 m.).
- Un niveau de grès massifs gris-vert (75 m.).
- Un deuxième niveau d'alternances à dominante schisteuse (375 m.).
- Un niveau de conglomérats à petits galets de quartz interstratifiés dans des grès gris-vert et associé à un sill volcanique.

Cette série ainsi établie, a une puissance d'environ 1.200 m. et intéresse des formations situées stratigraphiquement au-dessus de la dolomie. Les faciès détritiques y sont prédominants, avec une prépondérance des schistes sur les grès.

1.3.1.2.2 Coupe du río Pedroso de Riocabado à Barbadillo del Pez (K. L., 9-10).

Entre Barbadillo del Pez et Barbadillo de Herreros, le río Pedroso recoupe des formations paléozoïques, dont la succession depuis Barbadillo del Pez, et en suivant l'ordre stratigraphique est la suivante (figure 10 b, coupe 1).

1. Au Nord de Barbadillo del Pez, affleurent sur plusieurs centaines de mètres des formations détritiques grossières, de couleur ro-

sâtre, alternant avec de minces lits de schistes de même couleur. Les niveaux grossiers qui peuvent avoir plusieurs mètres d'épaisseur, présentent très fréquemment des stratifications obliques, intéressant un matériel qui, à l'oeil nu, va du grès fin au conglomérat à petits galets avec des passées arkosiques. L'ensemble est tout d'abord régulièrement incliné à 40° vers le Nord, puis, à proximité d'une fontaine, marque une inflexion des pendages qui se redressent à la verticale. Un certain nombre de failles verticales recoupent ces formations. Les niveaux les plus élevés ont des caractères plus franchement conglomératiques, les éléments détritiques de quelques millimètres à 1 cm. de diamètre, étant noyés dans un ciment de couleur verdâtre.

2. A proximité d'une fontaine, une faille verticale met en contact ces formations avec des schistes et des grès verts et de la dolomie, l'ensemble très replissé et faillé, correspond à une fenêtre tectonique. En effet, poursuivant la coupe vers le NE, on peut observer que la dolomie et les formations associées disparaissent sous des grès grossiers analogues aux formations du niveau I, et ne sont visibles qu'en bordure du río.
3. Poursuivant vers le Nord, on recoupe des grès grossiers dont les pendages, inclinés tout d'abord à 40° vers le Nord, se redressent progressivement à la verticale, dessinant un spectaculaire pli en genou. Près du kilomètre 65 affleurent les niveaux les plus élevés de la série détritique grossière; il s'agit de conglomérats à galets de quartz et de quartzite noyés dans un ciment verdâtre, qui en ce point sont recoupés par une importante faille verticale minéralisée en fer et cuivre.
4. Au-delà de la faille, et poursuivant la coupe vers Barbadillo de Herreros, on peut observer une succession de replis individualisés dans des schistes verts, des alternances finement stratifiées de schistes et de grès gris-bleu, et des conglomérats. Ces derniers répétés ainsi deux fois ont une épaisseur d'environ 10 m. et sont analogues aux conglomérats des niveaux supérieurs de la série détritique grossière.
5. Une nouvelle faille verticale recoupe ces formations et les met en contact avec les grès rouges triasiques de la dépression de Canales.

Revenant au point K. 65, et remontant le río de Rocabado en direction de ce village (figure 10 b, coupe 2) on traverse de fines alternances schisto-gréseuses, plusieurs fois replissées et hachées de failles. Il est par suite difficile d'établir une succession lithologique précise, mais il me semble néanmoins qu'il s'agit d'un

seul niveau qui, répété tectoniquement, affleure sur une assez grande distance. Stratigraphiquement, il est situé entre les niveaux détritiques grossiers et la dolomie, dont on peut voir un affleurement isolé sur les hauteurs qui dominent au Sud-Ouest Riocabado. J'évalue son épaisseur à environ 250 m.

En résumé, cette coupe de Barbadillo del Pez à Riocabado, met en évidence la succession de trois niveaux lithologiques:

- Un *niveau détritique grossier*, d'environ 750 m. d'épaisseur, constitué de grès grossiers, arkosiques et conglomératiques, terminé par un horizon plus franchement conglomératiques épais d'environ 10 m.
- Un *niveau de fines alternances schisto-gréseuses* (250 m.).
- Un *niveau dolomitique*, qui correspond à la dolomie observée à Barbadillo de Herreros, et décrite dans la coupe précédente.

1.3.1.3 Lithostratigraphie des formations antécarbonifères de l'Ouest de la Sierra de la Demanda. Essai de corrélations.

Les colonnes lithostratigraphiques établies à partir des différentes coupes levées dans la partie occidentale de la Demanda, sont réunies dans le tableau III. Il est possible, à l'aide de quatre niveaux repères, le *niveau dolomitique*, le *premier niveau gréseux supra-dolomitique*, le *niveau gréseux médian de la série des alternances* et le *niveau de conglomérats*, de faire des corrélations entre chacune d'entre elles, puis d'établir la succession lithostratigraphique pour l'ensemble des séries antécarbonifères de l'Ouest de la Demanda.

On constate que les coupes du río Arlanzón et de la crête du Trigaza, intéressent les horizons moyens et supérieurs, celles du Manquillo à Riocabado, la partie inférieure des horizons médians jusqu'au niveau dolomitique et celles du río Pedroso, l'ensemble des horizons inférieurs et moyens, depuis les séries détritiques de base jusqu'aux conglomérats de la partie supérieure des alternances.

La colonne lithostratigraphique obtenue à partir de ces différentes données partielles (colonne de droite) comprend ainsi neuf unités lithologiques principales, dont je vais rappeler les caractéristiques essentielles.

Niveau I

Les *formations détritiques grossières de Barbadillo del Pez* (du nom du village au Nord duquel elles affleurent) constituent le premier niveau

lithologique. Il s'agit de grès grossiers, arkosiques, à passées conglomératiques de couleur rosâtre, distribués en strates épaisses parfois de plusieurs mètres, à l'intérieur desquelles il est fréquent d'observer des stratifications obliques. Ce niveau, épais d'environ 750 m., est limité à sa partie supérieure par un horizon franchement conglomératique de couleur verdâtre, dont le faciès tranche assez nettement avec ceux des niveaux sous-jacents. Sa limite inférieure est inconnue.

Ce niveau, bien visible dans la coupe du río Pedroso au Nord de Barbadillo del Pez, a une extension géographique assez large. Vers l'Est, il se suit sur plusieurs kilomètres jusqu'aux environs de Huerta de Arriba. A l'Ouest, il affleure au Sud et au Sud-Ouest des Sierra de Mencilla et du Casajero.

Niveau II

Les fines alternances à dominante schisteuse qui affleurent au Sud de Riocabado font immédiatement suite aux grès de Barbadillo del Pez. Ce niveau épais d'environ 250 m. est situé entre ces derniers et la dolomie. Son extension géographique est analogue à celle du niveau précédent.

Niveau III

Ce niveau dolomitique d'environ 75 m. d'épaisseur (son épaisseur a été exagérée sur la colonne lithostratigraphique), a été observé en trois localités, à proximité de Riocabado, Barbadillo de Herreros et Barbadillo del Pez. Il n'affleure nulle part ailleurs mais est très certainement masqué par des éboulis sur la face nord-est du Mogosa, au Sud de la Sierra du Mencilla.

Niveau IV

Les schistes à lentilles calcaires qui affleurent au Nord de Barbadillo de Herreros font immédiatement suite aux dolomies du niveau précédent. Leur épaisseur est voisine de 100 m.; ils n'ont été observés qu'au Nord de Barbadillo de Herreros. La présence de lentilles calcaires interstratifiées dans des schistes verts est leur caractéristique essentielle.

Niveau V

Les schistes verts et les fines alternances schisto-gréseuses qui font suite aux schistes à lentilles calcaires dans la coupe de la partie nord du río Pedroso, ont 125 m. d'épaisseur. La présence de bancs gréseux les différencient du niveau sous-jacent.

Niveau VI

Le premier niveau de grès massifs en bancs métriques, de couleur blanche à passées roses, se détache nettement au-dessus des niveaux sous-jacents plus tendres. Son épaisseur est d'environ 50 m.

Niveau VII

Ce niveau correspond à la série des alternances gréso-schisteuses très largement réparties dans l'Ouest du Massif de la Demanda. Il est caractérisé par des schistes gris-bleus et des grès à nodules limoniteux qui alternent sur plus de 900 m. avec, dans la partie médiane, un horizon gréseux de 70 à 80 m. d'épaisseur.

Niveau VIII

Les conglomérats à éléments quartzeux, qui reposent sur la série des alternances au Sud de Villorobe et près de la Casa de la Sierra, sont ainsi stratigraphiquement situés entre ces dernières et les formations du barrage de l'Arlanzón. Il s'agit d'un intéressant niveau repère dont la signification géologique sera discutée ultérieurement. Etant donné sa lithologie particulière, il me paraît souhaitable d'en faire une unité lithostratigraphique distincte des niveaux sub-ordonnés.

Notons également la présence de roches volcaniques, en sills interstratifiés, à quelques mètres de ce niveau de conglomérats.

Niveau IX

Les formations détritiques du barrage de l'Arlanzón représentent le niveau le plus élevé de la série lithostratigraphique locale. Leur puissance est voisine de 1.000 m., soit sensiblement le tiers de l'ensemble de la série paléozoïque antécarbonifère. Venant immédiatement après les conglomérats précédents, il apparaît comme une série détritique très régulièrement stratifiée, avec des horizons gréseux dominants à la base, puis des niveaux alternants de schistes bleus et de grès gris-bleus et des grès à nodules limoniteux au sommet. Sa limite supérieure est inconnue.

Ainsi cette série paléozoïque dont la puissance totale est supérieure à 3.000 m., se compose ici encore d'unités lithologiques à dominantes gréseuses. Les deux seuls niveaux franchement carbonatés (niveaux III et IV) ont effet une puissance relativement faible (125 m.) par rapport au reste de la série.

Quatre faits principaux sont à souligner:

- La présence à la base d'une épaisse série détritique grossière, terminée par un horizon franchement conglomératique.
- Une lithologie plus fine et des faciès à dominante schisteuse dans la série des alternances.
- La présence d'un niveau de conglomérats à la partie supérieure du niveau VII.
- L'existence, au-dessus de ce dernier, d'une épaisse formation gréseuse, niveau le plus élevé de la série paléozoïque antécarbonifère de la partie occidentale de la Demanda.

1.4 LITHOSTRATIGRAPHIE DES FORMATIONS ANTECARBONIFÈRES DE LA SIERRA DE LA DEMANDA.

1.4.1 Les différentes coupes levées dans l'ensemble du massif de la Demanda, dont la description a fait l'objet de ce premier chapitre, vont permettre d'établir la succession lithostratigraphique des formations paléozoïques antécarbonifères.

Un premier fait est à souligner; c'est l'analogie dans la succession lithologique des différentes coupes partielles. Pour chacun des secteurs étudiés, on a pu, en effet, constater la succession de trois grands ensembles:

- Un ensemble de base, détritique, composé de niveaux conglomératiques et de grès grossiers et arkosiques.
- Un ensemble carbonaté et de schistes fins.
- Un ensemble supérieur composé de niveaux gréseux, d'alternances gréso-schisteuses, puis de grès.

Cette homogénéité, apparente dans la succession lithologique, présente cependant des variations dans le détail, variations liées aux changements de faciès, dans le sens vertical et horizontal, ainsi qu'au développement local de certains niveaux.

Afin de mieux rendre compte de ces variations, les différentes colonnes lithostratigraphiques déduites des coupes locales les plus complètes, ont été groupées dans le tableau IV.

La succession lithologique établie dans le secteur du río Najerilla, étant complète, servira de série type pour définir les différentes unités lithologiques. En regard, sont représentées des unités lithologiques de faciès

différentes de ceux de la série type, disposées selon leur position stratigraphique relative.

Comme précédemment, nous allons pouvoir établir des corrélations entre les différentes colonnes, à l'aide de niveaux repères. Ceux-ci sont au nombre de quatre et comprennent de bas en haut:

- Les conglomérats à éléments quartzeux et les grès arkosiques subordonnés.
- La dolomie et les calcschistes.
- Le premier niveau de grès (grès blancs massifs).
- Le deuxième niveau conglomératique.

1.4.1.1 La succession lithologique.

En suivant l'ordre stratigraphique, la succession est la suivante:

Niveau I.—Les schistes d'Anguiano (P. Cb).

Le premier niveau lithologique correspond aux schistes et grès fins visibles au Sud d'Anguiano, sous des conglomérats. Leur extension géographique est assez faible; ils affleurent principalement au Sud d'Anguiano, au coeur d'un pli anticlinal haché de failles. Je les ai retrouvés en deux localités situées plus à l'Ouest, au Sud de Pazuengos et au Sud-Est d'Ezcaray, près de Cillarrena, mais nulle part ailleurs.

Ce niveau, épais d'une centaine de mètres, correspond aux horizons supérieurs d'une formation certainement plus puissante dont la limite inférieure est ici inconnue. Il passe en concordance apparente sous des conglomérats à éléments quartzeux, mais, dans le détail, les contacts entre ces deux niveaux sont, du fait de l'incompétence mécanique des roches, toujours tectoniques.

Niveau II.—Les conglomérats d'Anguiano (Cb. 1a).

Les schistes d'Anguiano sont surmontés par un niveau de conglomérats à galets de quartz, quartzite et quelques galets noirs (tourmalinite), noyés dans un ciment composé d'éléments détritiques plus fins, dont la couleur rosâtre et violacée, dans les horizons inférieurs, passe très vite, vers le haut, à des tons gris-beige.

Ces conglomérats, d'une puissance voisine de 300 m. dans la coupe du Najerilla, constituent les hauteurs du Sud d'Anguiano. Ils participent au pli anticlinal précédemment cité, mais affleurent plus largement que les schistes sous-jacents. Je les ai retrouvés plus à l'Ouest, au coeur de

replis anticlinaux, près de Pazuengos, Cillarrena et Urdanta. Ici, leur puissance est réduite à quelques dizaines de mètres, soit environ le dixième de ce qu'elle était à Anguiano, mais les faciès sont cependant identiques.

La base de ce niveau correspond aux premiers horizons de conglomérats de la coupe du Najerilla. Si, en effet, leurs relations avec les schistes sous-jacents sont incontestablement de nature tectonique, je ne pense pas qu'il y ait eu un important laminage, seuls ont été froissés les schistes d'Anguiano. Sa limite supérieure est placée au-dessus du dernier banc de conglomérat.

Niveau III.—Les grès du Puntón (Cb. 1b).

Aux conglomérats d'Anguiano, succèdent des grès grossiers arkosiques, qui constituent les hauteurs du Puntón, qui dominent, à l'Est, le confluent des ríos Najerilla et Valvanera. Cette formation détritique grossière a une puissance de 500 m. et se suit latéralement sur une trentaine de kilomètres, depuis le NE du Massif jusqu'à la rive Ouest du río Oja.

Elle est caractérisée par une constance des faciès: grès grossiers arkosiques, avec quelques passées conglomératiques, assez régulièrement stratifiés en bancs décimétriques à métriques, à l'intérieur desquels il est fréquent d'observer des stratifications obliques et lenticulaires. La couleur dominante est gris-beige, avec de fréquentes passées brunes. Sa limite supérieure est marquée par l'apparition de niveaux plus schisteux, qui tranchent nettement avec ces grès grossiers.

Les grès de Barbadillo del Pez (Cb. 1ab).

Les ríos Urbión et Pedroso recourent, au Sud du Massif, des formations détritiques très grossières, dont les faciès sont quelque peu différents de ceux des grès du Puntón. Il s'agit de grès grossiers, arkosiques, conglomératiques, dont les éléments détritiques de taille variable (quelques millimètres à 1 centimètre) sont noyés dans un ciment de couleur beige à rose. Ces formations affleurent, au Nord de Barbadillo del Pez, sur environ 750 m. dans la coupe du río Pedroso, et se suivent latéralement sur une trentaine de kilomètres, au Sud des Sierra du Mencilla et du Casajero. Après une courte interruption, elles réapparaissent, à l'Est de la Sierra de Neila, où elles sont recoupées entre Viniegra de Abajo et Viniegra de Arriba, par le río Urbión.

Les horizons supérieurs sont caractérisés par la présence de niveaux franchement conglomératiques, avec des galets de quartz et de quartzite noyés dans un ciment argileux de couleur verte. Ces formations, situées à quelques dizaines de mètres sous le niveau dolomitique, représentent

selon toute vraisemblance l'équivalent latéral des niveaux détritiques de la base de la coupe du Najerilla. Leur limite inférieure étant inconnue, il n'est pas possible de dire s'ils correspondent aux seuls grès du Punton ou s'ils englobent également une partie des conglomérats d'Anguiano.

Niveau IV.—Les schistes de San Antón et du Punton (Cb. 1c).

Dans la coupe du Najerilla, au-dessus des grès grossiers du Punton, viennent des niveaux plus fins, constitués par de fines alternances de grès et de schistes. La couleur dominante est gris-verte, avec quelques passées roses. Leur épaisseur est d'environ 100 m. Ils correspondent dans le paysage à une dépression entre les reliefs édifiés dans les grès du Punton et la dolomie.

Ce niveau se retrouve dans tout le massif de la Demanda; il semble qu'il soit plus épais à l'Ouest, dans la coupe du río Pedroso notamment. Il peut atteindre 250 m. de puissance. Ces schistes sont analogues aux schistes et dolomies alternantes de la coupes de San Antón; il y a en effet passage progressif entre ces derniers et la dolomie sus-jacente.

Niveau V.—La dolomie de Mansilla ou de San Antón (Cb. 1d).

Le niveau dolomitique, qui fait suite aux schistes du Punton, constitue, comme nous avons pu maintes fois le constater, une unité lithologique bien individualisée dans la série paléozoïque. Sa teinte brune d'altération en fait un niveau repère excellent. De couleur bleu-de-Prusse, ce niveau dolomitique a une puissance qui peut varier entre 150 et 50 m. d'Est en Ouest. Il débute généralement par des niveaux d'alternances dolomie-schistes dolomitiques, puis se poursuit par un niveau de dolomie massive, mal stratifiée, qui présente fréquemment des minéralisations de sidérose et chalcopryrite, exploitées en divers points dans la Demanda.

Nous prendrons comme localités types Mansilla, où il constitue le premier niveau lithologique de la coupe du río Gatón, et San Antón dans le secteur du río Oja où l'on peut observer le passage des schistes infra-dolomitiques à la dolomie proprement dite.

Niveau VI.—Les schistes de Mansilla et les calcschistes d'Azarulla (Cb. 1e).

Au Sud du Massif, dans les coupes des río Gatón et Pedroso, la dolomie du niveau précédent est suivie par des *schistes verts à lentilles calcaires*, d'environ 100 m. de puissance. La couleur verte très franche de ces schistes et la présence de lentilles calcaires, font de ce niveau une unité lithologique bien individualisée, mais localisée uniquement au Sud de la Demanda.

Au Nord, la dolomie est suivie par un niveau de *calcschistes blanc-rose*, qui, dans le détail, se présentent comme entrelacés de lentilles calcaires et de schistes ocres. Son épaisseur est d'environ 20 m. Ce niveau est généralement suivi par des schistes verts, puis des grès et schistes en fines alternances.

Niveau VII.—Les schistes du río Gatón (Cb. 2a).

Dans la coupe du río Gatón, au Nord de Mansilla, ces niveaux carbonatés sont suivis par de fines alternances de grès et de schistes. Les schistes sont généralement de couleur gris-cendré, et les grès, gris avec quelques passées roses. Ces niveaux, finement stratifiés, ont ici une épaisseur de 220 m. ils se retrouvent avec sensiblement la même puissance à l'Est et au centre du Massif. A l'Ouest, par contre, dans la coupe du río Pedroso et au Sud du Manquillo, ils sont réduits à une centaine de mètres.

Niveau VIII.—Les grès de Viniegra de Abajo (Cb. 2b).

Ce niveau correspond aux grès blancs massifs, en bancs décimétriques et métriques, qui, dans la plupart des coupes, font suite aux schistes précédents. Ils ont été décrits pour la première fois dans la coupe du río Urbión, au Nord de Viniegra de Abajo. Leur puissance est ici de 350 m., ce qui semble être un maximum; ailleurs en effet, celle-ci est comprise entre 250 m. dans l'Est du Massif et 50 m. à l'Ouest, et prend des valeurs intermédiaires décroissantes à mesure que l'on va vers l'Ouest.

Ces grès, très largement répartis dans toute la Demanda, constituent un niveau repère assez précieux, qui tranche nettement au-dessus des schistes du Gatón et des alternances sus-jacentes. Leur couleur dominante est le blanc, mais il est fréquent d'observer des passées roses, notamment dans les horizons supérieurs.

J'ai récolté, en plusieurs localités, des restes de Lingulides à la partie supérieure de cette formation, certains horizons particulièrement riches en fossiles, ayant le caractère de véritables lumachelles.

Niveau IX.—Les alternances gréso-schisteuses du Najerilla (Cb. 3).

Il s'agit d'une puissante formation de 1.000 m. d'épaisseur, qui couvre plus de la moitié de la surface totale des affleurements et que l'on peut observer dans l'ensemble du Massif.

Cette formation est constituée par une suite d'alternances de grès gris-vert et de schistes bleus, qui se succèdent sur plusieurs centaines de mètres avec une rythmicité variable selon les secteurs. Le río Najerilla

la recoupant plusieurs fois en traversant le Massif de la Demanda, nous prendrons ce secteur comme localité type.

Elle est ici caractérisée par une prédominance des grès sur les schistes, par la présence de niveaux calcaires et grès-calcaires en lentilles interstratifiées dans les horizons gréseux et par la couleur bleue des schistes.

En allant vers l'Ouest, l'importance des grès diminue, les lentilles grésocalcaires sont moins fréquentes et font place à des nodules limoniteux et micacés qui, par altération, prennent une teinte rouille facilement repérable. Dans la partie occidentale, ces alternances sont à dominante schisteuse, avec cependant le même faciès de schistes bleus, qui, localement, peuvent être très pyriteux.

La limite supérieure de ces alternances correspond à des niveaux essentiellement gréseux, en bancs métriques, visibles notamment au cœur du vaste synclinal méridional.

Niveau X.—Les conglomérats du Necutiu (Od. 1a).

Interstratifiés dans les horizons supérieurs de la série des alternances du niveau précédent, j'ai pu observer, sur les crêtes qui ceignent au SE le bassin du río Oja, entre le Necutiu et le Salineros, au Nord de la coupe du río Pedreso et, au Sud de Villorobe dans la coupe du río Arlanzón, C'est à proximité du pico Necutiu que les affleurements sont les meilleurs; ici, les galets ont des diamètres compris entre quelques millimètres et 5 centimètres. Leur forme est généralement arrondie, lorsqu'elle n'a pas été déformée tectoniquement.

Vers l'Est, ce niveau de conglomérat disparaît sous les grès massifs du niveau suivant, et je ne les ai observés dans aucune des coupes du secteur du Najerilla.

Ce niveau des conglomérats du Necutiu semble ainsi correspondre à une succession de lentilles interstratifiées dans les horizons supérieurs de la série des alternances. Ces lentilles se relaient d'Est en Ouest, depuis les hauteurs des pico du Necutiu et du Salineros jusqu'à Villorobe, et, peut-être même, au-delà.

Niveau XI.—Les grès de Brieva de Cameros (Od. 1b).

Dans l'Est de la Demanda, la série paléozoïque antécarbonifère se termine par un niveau de grès massifs en bancs métriques, épais de 250 m., suivis par des alternances grésoschisteuses à nodules limoniteux dont les faciès rappellent ceux des alternances du Najerilla. Ce niveau est visible dans les coupes du río Brieva, du Najerilla et du río Calamantio, où il constitue le cœur du synclinal méridional. Il se suit vers l'Ouest

sur quelques kilomètres, constituant les hauteurs du Sanchon et du pico Culillas, dont les escarpements rocheux, bien visibles dans le paysage, correspondent à des bancs de grès épais de plusieurs mètres.

Vers l'Ouest, au-delà du pico Culillas, il disparaît par suite d'un relèvement d'axe des structures.

Les grès du Barrage de l'Arlanzón (Od. 1b).

La partie nord de la coupe du río Arlanzón montre, au-dessus du niveau de conglomérat de Villorobe, une série détritique d'environ 1.000 m. de puissance, composée essentiellement de grès. Ceux-ci sont dominants dans les horizons inférieurs, puis font place à des alternances de grès à nodules limoniteux et de schistes bleus. Cette formation occupe une position stratigraphique analogue à celle des grès de Brieva, dont ils représentent vraisemblablement un équivalent latéral.

Ces niveaux gréseux de Brieva et de l'Arlanzón sont les formations les plus élevées de la série paléozoïque antécarbonifère de la Sierra de la Demanda.

1.4.1.2 Remarques sur la lithologie des formations antécarbonifères de la Sierra de la Demanda.

La succession lithologique des formations paléozoïques antécarbonifères de la Sierra de la Demanda présente donc une certaine homogénéité. Les différents niveaux distingués se retrouvent en effet, mis à part quelques exceptions, dans l'ensemble du Massif. Le trait dominant est l'importance des séries détritiques gréseuses qui représentent plus de 75 % des roches. Néanmoins, on a pu noter que ces unités lithologiques n'ont pas partout les mêmes faciès, qu'elles varient d'épaisseur latéralement, et que certaines n'ont qu'une extension géographique locale. Ceci me conduit à faire les remarques suivantes:

1.4.1.2.1 Distinction d'un type nord et d'un type sud dans les formations détritiques de base et les niveaux carbonatés.

Au Nord du Massif, sur les schistes d'Anguiano, la série paléozoïque débute par des conglomérats quartzeux, suivis de grès grossiers arkosiques.

Au Sud, bien que les niveaux de base soient inconnus, les formations détritiques infra-dolomitiques se présentent sous des faciès différents de

celles du Nord. Les éléments détritiques sont en effet plus grossiers, avec des pasées franchement conglomératiques, le tout noyé dans un ciment de couleur rose à violet, inconnu dans les formations du Puntón et d'Urdanta. De plus, au Nord on peut noter l'existence d'un granoclassement à l'échelle des formations, alors qu'au Sud, le matériel détritique est très mal classé et présente même des granoclassements inverses, les horizons supérieurs de la formation de Barbadillo del Pez étant plus franchement conglomératiques que les horizons sous-jacents.

Le niveau dolomitique de Mansilla et de San Antón est suivi, au Nord, par des calcschistes blanc-roses (formation d'Azarulla) et, au Sud, par des schistes verts à lentilles calcaires (schistes de Mansilla).

1.4.1.2.2 *Variations de faciès et d'épaisseurs d'Est en Ouest.*

La plupart des unités lithologiques présentent des variations d'épaisseur et de faciès d'Est en Ouest, les formations étant généralement plus gréseuses et plus épaisses à l'Est du Massif. Cela est particulièrement net pour les conglomérats d'Anguiano, les niveaux carbonatés, les grès de Viniegra et la série des alternances. Ces dernières précisément montrent une diminution de l'épaisseur des niveaux gréseux à mesure que l'on va vers l'Ouest, ce qui se traduit par l'apparition progressive, selon cette direction, de séries plus finement stratifiées. De même se réduisent les horizons de grès calcaires nettement individualisés dans les coupes des secteurs orientaux. Il faut cependant noter la persistance, à travers tout le Massif, des schistes gris-bleu qui apparaissent ainsi très caractéristiques de la série des alternances.

1.4.1.2.3 *Développement local des conglomérats du Necutiu.*

Les conglomérats interstratifiés dans les horizons supérieurs des alternances grésoschisteuses n'ont été observés qu'en trois localités, sur les crêtes entre le Necutiu et le Salineros, au Nord de Barbadillo de Herreros et au Sud de Villorobe. Cette localisation géographique des affleurements suggère qu'il pourrait s'agir de niveaux lenticulaires mis en place localement, dans des conditions différentes de celles des niveaux sous-jacents.

En conclusion, les formations paléozoïques antécarbonifères de la Sierra de la Demanda appartiennent, dans leur ensemble, à une même série géologique caractérisée par la prédominance des faciès détritiques gréseux. Elles comprennent onze unités successives bien caractérisées

lithologiquement. Les différentes unités distinguées ont, dans l'ensemble, une large répartition géographique et présentent, pour la plupart, des variations latérales de faciès se traduisant par des séries plus gréseuses et plus grossières à l'Est du Massif, et des séries plus finement stratifiées à l'Ouest.

Chapitre 2.—PETROGRAPHIE

- 2.1 Les schistes d'Anguiano**
- 2.2 Les conglomérats d'Anguiano.**
- 2.3 Les gres du Puntón et de Barbadillo del Pez.**
- 2.4 Les schistes de Riocabado et de San Antón.**
- 2.5 La dolomie de Mansilla et de San Antón.**
- 2.6 Les schistes à nodules carbonatés de Mansilla et les calcschistes d'Azarulla.**
- 2.7 Les schistes du río Gatón.**
- 2.8 Les grès de Viniegra, les alternances du Najerilla et les grès de Brieva et de l'Arlanzón.**
- 2.9 Les conglomérats du Necutiu, du río Pedroso et de Villorobe.**
- 2.10 Résumé et essai d'interprétation des caractéristiques pétrographiques des formations antécarbonifères.**
- 2.11 Les roches éruptives.**
- 2.12 Remarques sur les phénomènes secondaires et le métamorphisme des formations antécarbonifères.**

Chapitre 2.—PETROGRAPHIE

Le chapitre précédent, consacré à la description des séries antécarbonifères, déduite de coupes relevées sur le terrain, a mis en évidence la succession de onze unités lithologiques.

L'étude pétrographique, dont les différents résultats vont être exposés dans ce chapitre, a été faite dans un triple but:

- Décrire la nature et la constitution pétrographique des roches composant les différents lithofaciès observés sur le terrain, préciser leurs relations et leurs agencements.
- Donner une image aussi fidèle que possible de la nature et de la constitution pétrographique des différentes unités lithologiques distinguées, de leurs variations verticales et horizontales.
- Interpréter les différentes données en vue d'en dégager la signification géologique.

En fin de chapitre, un paragraphe spécial sera consacré aux phénomènes secondaires (recristallisations diagénétiques et métamorphiques) observés dans les roches et à leur interprétation.

Le système de classification des roches sédimentaires adopté dans cette étude est celui de PETTIJOHN (1956). Il sera par ailleurs très fréquemment question de «structure et texture». Le mot *structure* étant employé pour désigner le litage, les différentes figures de sédimentation, le classement des éléments détritiques, les figures de déformation contemporaines du dépôt et de la diagénèse. La *texture* d'une roche concernera l'agencement des minéraux ou des grains entre eux, discernable à l'œil nu ou au microscope; et d'une façon générale structure et texture seront employés pour des faits observables à toutes les échelles de grandeur.

Les études séquentielles faites tant sur le terrain qu'en lames minces

ont été menées selon les conceptions de M. LANTEAUME et Cl. GAGNY (LANTEAUME, 1963; GAGNY, 1964) en tenant compte également des idées de A. LOMBARD (LOMBARD, 1956 et 1963).

La granulométrie virtuelle des éléments détritiques contenus dans les roches a été évaluée selon la méthode de P. DOLLE (DOLLE, 1964) en tenant compte des remarques antérieures de ROSFELDER (1960).

La sphéricité et l'arrondi des grains ont été évalués à l'aide de la charte visuelle de KRUMBEIN.

Le système de présentation des résultats a enfin été inspiré des travaux de J. J. MENNIG et P. VITTIMBERGA (MENNIG et VITTIMBERGA, 1962) et de ceux de J. SOUGY (SOUGY, 1964).

2.1 PETROGRAPHIE DES «SCHISTES D'ANGUIANO».

Lithologiquement, et de bas en haut, on peut distinguer:

- Un niveau de grès gris bleus, en bancs centimétriques.
- Un niveau, plus finement stratifié, de grès de même faciès alternant avec des schistes légèrement satinés.

Les roches de ces deux niveaux constituent un ensemble pétrographique assez homogène, allant des silts aux grès moyens alternant avec des schistes argileux.

2.1.1 DESCRIPTION.

2.1.1.1 Les structures et les textures.

2.1.1.1.1 Les structures.

2.1.1.1.1.1 Stratification.

La stratification apparaît clairement sur le terrain, elle est marquée par la présence entre des strates gréseuses homogènes de lits plus schisteux. Au microscope, des échantillons prélevés au sein même d'une strate apparaissent parfaitement homogènes; la stratification est alors difficile à distinguer, seuls quelques micas détritiques, disposés à plat, permettent

de la mettre en évidence. Ceux provenant des interstrates montrent souvent l'alternance, plus ou moins régulière, de niveaux clairs constitués presque uniquement de quartz en très petits grains, le plus souvent coalescents, et de limets micacés, riches en granules de fer.

2.1.1.1.1.2 Classement.

Le matériel détritique est généralement mal classé, les éléments de taille variable étant le plus souvent disposés sans ordre; seul un échantillon a montré un granoclassement net, dans deux séquences millimétriques séparées par un lit de micas.

2.1.1.1.1.3 Structures microlenticulaires.

Dans la plupart des échantillons, et notamment dans les roches des strates, on peut observer des structures microlenticulaires organisées autour d'un ou plusieurs éléments détritiques, et disposées dans le plan de stratification. Dans le détail, chacune de ces microlentille comprend (photos 3 et 4, planche I).

- *Un corps central* composé d'un ou plusieurs éléments détritiques (le plus souvent un seul), soit un quartz ou un feldspath. Ces éléments sont généralement bien délimités en haut et en bas, leurs limites correspondent aux contours originels du grain, mais montrent, latéralement, une texture effilée due à des cristallisations orientées de silice et de phyllites intimement associées, dont l'allure rappelle les classiques «figures en chevaux de frise» décrites par KRYNINE.
- *Une enveloppe* comprenant, d'une part, des micas détritiques (muscovite ou le plus souvent biotite partiellement ou totalement chloritisée) dont les contours sont soulignés par le fer d'expulsion des biotites, et d'autre part, des phyllites néoformées en petites baguettes, disposées soit parallèlement aux micas détritiques, soit aux extrémités des microlentilles, selon des plans obliques à la stratification.
- *Des extrémités* en fuseau, constituées essentiellement de minéraux néoformés, quartz à contour géométrique en plage à texture microquartzitique, phyllites (chlorite en petites baguettes analogues à celles de l'enveloppe) disposées soit sans ordre, soit orientées et convergentes vers l'extrémité des microlentilles.

Les micas détritiques (biotite totalement chloritisée), situées entre les microlentilles, sont réunies en limets discontinus, de couleur sombre, dont le tracé sinueux est souligné par la présence de granules de fer d'expulsion. Ces micas ne participent pas directement aux microlentilles, ils sont situés à l'extérieur, associés avec d'autres phyllites non détritiques.

L'allure sinueuse et la présence de granules de fer suggèrent que ces limets micacés représentent des plans de clivage de la roche, plans de clivage discontinus, correspondant à une schistosité mise en place après les microstructures orientées. Dans certaines lames, on peut, de plus, observer une deuxième schistosité, schistosité de crénulation qui recoupe et déforme les microstructures et les plans de clivage.

Chacune de ces microlentilles a ainsi son grand axe orienté parallèlement au plan de stratification. Certaines sont bien individualisées, d'autres ont leurs extrémités anastomosées réalisant alors des plages à structure pseudo-microlenticulaire. Ces microlentilles ne sont visibles que dans les roches où les éléments détritiques ont une taille supérieure ou égale à 100 microns, c'est-à-dire à partir des grès fins. Dans des roches à texture plus fine, grès très fins et silts et schistes argileux, on n'observe pas de microlentilles, mais des *structures fusiformes*, plus minces et plus allongées que les précédentes.

Ces *fuseaux quartzeux* alternent ou sont intimement associés à une trame phylliteuse qui, en lumière polarisée, s'éteint ou se colore uniformément.

L'importance des recristallisations ne permet pas de séparer dans de telles roches, les éléments détritiques des minéraux de néoformation. Chaque fuseau quartzeux a en effet une texture microquartzitique en mosaïque, dans laquelle les grains détritiques sont totalement noyés, seul le fond phylliteux laisse voir quelques micas détritiques très altérés, dont les contours sont soulignés par des granules de fer d'expulsion. La présence, dans plusieurs lames, de lits quartzeux uniformes, le plus souvent limités par des lits micacés assombris par des granules de fer, permet de mettre en évidence le plan de stratification. On peut ainsi constater que les fuseaux quartzeux observés dans des lits plus phylliteux du même échantillon, sont disposés et étirés dans des plans parallèles à la stratification.

Ces microstructures rappellent des structures analogues décrites par A. DEMAY (1942), dans les roches métamorphiques du Massif Central, et appelées, par lui, «microlentilles». Ce terme, essentiellement descriptif, me paraît convenir parfaitement pour les microstructures observées ici. Il sera également employé dans la description d'autres roches où des faits analogues ont été observés.

2.1.1.1.2. *Les textures.*

La texture est généralement celle de roches détritiques à grains non jointifs. Plus rarement, les grains peuvent être coalescents et réaliser alors une texture quartzitique, cela est notamment le cas pour des niveaux où les grains sont de très petites tailles et où les phyllites sont rares ou absentes.

La dimension des grains est comprise entre 350 microns et 50 microns et leur sphéricité, lorsqu'il est possible de l'évaluer, montre des grains sub-anguleux à sub-arrondis.

La plupart des éléments détritiques quand ils sont encore discernables, montrent un nourrissage important, caractérisé par la présence de silice secondaire disposée, à leurs extrémités, dans le plan des microlentilles ou des fuseaux quartzeux. De plus, les extrémités des microlentilles et la presque totalité des fuseaux quartzeux sont constituées de silice secondaire en cristaux polygonaux, qui leur donne une texture quartzitique et micro quartzitique, très caractéristique. L'importance de ce nourrissage va même jusqu'à masquer complètement les grains détritiques originaux, si bien que les fuseaux quartzeux ont, pour la plupart, une texture quartzitique homogène.

Le nourrissage par de la silice secondaire conduit donc à deux types de texture, l'une orientée et visible aux extrémités des éléments détritiques et des fuseaux quartzeux, l'autre non orientée, quartzitique, caractérise la zone comprise entre les éléments détritiques et les extrémités des microlentilles et la plus grande partie des fuseaux quartzeux.

Cette juxtaposition des deux types de texture, l'une orientée, l'autre pas, peut surprendre. En fait, ce phénomène a déjà été décrit, notamment par A. DEMAY (1942) qui distingue, dans le «tissu de la roche», des zones à recristallisations orientées et «des zones d'abris» correspondant précisément à la partie distale des microlentilles, à l'intérieur desquelles la silice secondaire a une texture quartzitique.

La *granulométrie* montre, pour les grès de ce premier niveau, un triage moyen; les éléments détritiques se répartissent en trois, quatre, cinq ou six classes granulométriques, les roches de la partie supérieure étant mieux triées que celles des horizons inférieurs.

2.1.1.2 **Composition mineralogique**

2.1.1.2.1 *Les éléments détritiques.*

Les éléments détritiques représentent généralement entre 50 % et 75 % des roches; ils comprennent:

- *Des galets de roches*, quartzite et micro-quartzite en mosaïque, présentant tous une extinction roulante (environ 2 %).
 - *Des quartz* entre 40 et 80 % des éléments détritiques. Tous ont une extinction roulante et la plupart présentent des inclusions.
 - *Des feldspaths* entre 1 et 20 %, comprenant des plagioclases acides (faible angle d'extinction, quelques microclines et orthoses dont certaines sont perthitiques. Les plagioclases sont fréquemment altérés et montrent, à l'intérieur, de fines baguettes de séricite.
 - *Des micas*, entre 1 et 10 % se composant principalement de biotites totalement chloritisées. dont les contours et les clivages sont soulignés par des granules de fer d'expulsion. Ces micas sont généralement disposés à la périphérie des microlentilles dont ils soulignent une partie des contours.
- Quelques muscovites en baguettes allongées, reconnaissables à leurs teintes de polarisation très vives sont également visibles. Il est parfois délicat de différencier les micas détritiques des phyllites néoformées, l'abondance de ces dernières masquant le plus souvent les premiers. D'une façon générale, les micas détritiques sont beaucoup moins abondants que les autres éléments détritiques.
- *Des minéraux lourds*, environ 1 %, le plus souvent, représentés par un ou deux échantillons par lame, parmi lesquels j'ai reconnu de la tourmaline, du zircon et du sphène.

2.1.1.2.2 *L'ensemble matrice-ciment.*

Le pourcentage important des minéraux néoformés rend difficile l'évaluation et la détermination de l'ensemble matrice-ciment. Certains petits grains de quartz, épars dans le fond de la roche, semblent néanmoins représenter une partie de la matrice.

2.1.1.2.3 *Les minéraux secondaires.*

Nous entendrons par minéraux secondaires des minéraux dont l'origine n'est pas détritique et qui sont apparus après le dépôt du sédiment. L'importance des phénomènes postérieurs à la diagenèse ne permet pas de distinguer les minéraux authigènes de ceux liés à la métagenèse et au métamorphisme. Les distinctions seront ainsi basées uniquement sur la disposition relative de ces minéraux, si bien que l'on considérera les minéraux secondaires orientés qui participent aux différentes microstructures, et ceux qui ne le sont pas.

Les minéraux secondaires orientés.—Ils comprennent du quartz dis-

posé à la partie distale des microlentilles dont nous venons de préciser les textures, des *phyllites* qui peuvent se présenter soit en plages à contours irréguliers, disposées entre les microlentilles et orientées parallèlement à elles, soit en petites baguettes automorphes intimement associées à la silice secondaire des microlentilles avec laquelle elles réalisent les classiques dispositifs en chevaux de frise. Il s'agit de *chlorite* de couleur vert-pâle et, plus rarement, de *mica blanc*.

Les minéraux secondaires non orientés.—Plaqués sur les microstructures et disposés sans orientation privilégiée, on peut observer des micas et des minéraux opaques.

- *Les micas* se présentent en baguettes automorphes de plus grande taille que celle des phyllites orientées. Ce deuxième type de mica est généralement incolore en lumière naturelle et polarise dans des teintes ocre-jaunes; il correspondrait à une variété de mica blanc, la phengite.
- *Les minéraux opaques* ont des contours généralement très réguliers et apparaissent comme des baguettes rectangulaires d'environ 50 microns de long, disposées obliquement sur les microlentilles. Notons qu'ils sont déplacés par les plans de schistosité; leur mise en place est donc antérieure à celle-ci, mais postérieure à celle des microstructures qu'ils recouvrent. En lumière réfléchie, ils apparaissent soit gris-mat (Ilménite) soit gris-brillant (Magnétite). Certains minéraux de formes plus xénomorphes, sont partiellement recouverts de granules de leucoxène blanchâtres en lumière réfléchie. Ces granules de leucoxène semblent disposées sur des sphères automorphes qu'elles masquent ainsi partiellement.

2.1.2 LES VARIATIONS DES PRINCIPAUX CARACTERES PETROGRAPHIQUES.

Ces variations portent à la fois sur la composition minéralogique et sur le granulométrie des clastiques, et nous devons les considérer dans le temps et dans l'espace. Mais, étant donné que ces formations n'affleurent que sur de très petites surfaces, localisées dans un secteur assez restreint (au nord et au nord-est du massif), on comprendra que les variations observées soient de faible importance.

2.1.2.1 **Dans le temps.**

Le tableau ci-contre (figure 11) établi à partir des roches prélevées

dans la coupe du sud d'Anguiano, montre bien la superposition de deux ensembles lithologiques. L'ensemble inférieur est caractérisé par :

- Un pourcentage élevé d'éléments détritiques (50 à 75 %) comprenant quelques galets de roches, du quartz, des feldspaths (entre 10 et 20 %), quelques micas et minéraux lourds.
- Un triage moyen des clastiques qui se répartissent entre trois et six classes granulométriques (grains dont le diamètre est compris entre 100 et 300 microns).
- Des roches allant des silts aux grès moyens.

L'ensemble supérieur montre :

- Une faible proportion d'éléments détritiques où les galets de roches ont disparu.
- Corrélativement un ensemble matrice-ciment plus abondant.
- Des phyllites plus abondantes.
- Une granulométrie plus fine et un meilleur triage des clastiques.

2.1.2.2 Dans l'espace.

Les échantillons récoltés dans les deux autres localités, où affleurent les schistes d'Anguiano (Pazuengos et Cillarrena) ont un aspect identique à ceux d'Anguiano. Les plus fins sont légèrement satinés et les autres montrent une très fine et régulière linéation. Leur couleur est gris-bleu; certains sont très pyriteux.

Au microscope, on peut observer les structures (microlentilles et fuseaux quartzeux) semblables à celles précédemment décrites. Leur composition minéralogique montre qu'il s'agit de silts et de grès feldspathiques (certains renferment jusqu'à 30 % de feldspaths) allant des silts fins aux grès moyens, où l'on peut reconnaître, en plus des éléments fondamentaux (quartz et feldspath), des galets de schistes et microquartzite et quelques micas, muscovite, et surtout biotite totalement chloritisées.

Les phénomènes de recristallisations y sont également très développés, caractérisés notamment par :

- Le nourrissage des quartz et feldspath détritiques par de la silice disposée aux extrémités selon des figures «en chevaux de frise».
- La présence d'abondantes phyllites parmi lesquelles on peut reconnaître :
des chlorites et séricites en petites baguettes allongées parallèlement à l'enveloppe des micro-lentilles.

des chlorites plus grandes plaquées sur les microstructures.

- La présence de minéraux opaques à contours irréguliers ou automorphes, où l'on peut reconnaître de la pyrite, de l'ilménite, de la magnétite et du leucoxène, disposés sans orientation sur les microstructures.
- Une recristallisation complète de l'ensemble matrice-ciment, visible sur certains échantillons, et caractérisée par des plages de microquartzite en mosaïque intimement associées à des plages de chlorite et de biotite parfaitement pléochroïque.

En conclusion, on peut dire, malgré la faible importance des affleurements, que les schistes d'Anguiano ont une constitution pétrographique assez constante d'Est en Ouest, intéressant des roches détritiques du groupe des grès feldspathiques, allant des silts aux grès moyens, qui alternent avec des schistes phylliteux satinés.

2.2 PETROGRAPHIE DES «CONGLOMERATS D'ANGUIANO».

Les échantillons récoltés à divers niveaux, dans cette formation, se groupent en deux catégories principales :

- 1.° *Les conglomérats proprement dits*, qui représentent les 2/3 des roches, et parmi lesquels on trouve plusieurs types qui diffèrent essentiellement par la nature et la couleur du ciment, et la présence ou non de galets noirs.
- 2.° *Les grès du niveau médian*.

2.2.1 DESCRIPTION.

2.2.1.1 Les conglomérats.

A l'affleurement, les conglomérats ont un faciès de roches métamorphiques; ils ressemblent, en effet, à des gneiss dont les yeux quartzofeldspathiques seraient, ici, représentés par les galets étirés intimement soudés au reste de la roche. Ceci est particulièrement net lorsque le ciment est en proportion sensiblement égale à celle des éléments détritiques. Dans le cas contraire, la roche apparaît compacte et uniformément quartzeuse, et il est alors difficile de distinguer le contour des galets qui semblent soudés entre eux. Seuls, des galets noirs ont conservé une forme arrondie.

La roche dure et compacte a des teintes variables selon les niveaux. Dans les horizons inférieurs, le fond, lorsqu'il est présent, est coloré en rose, violet, et gris-bleu, plus haut, les gris-beige sont dominants, enfin, les horizons supérieurs sont généralement gris-vert.

2.2.1.1.1 Structures.

2.2.1.1.1.1 Stratification.

Le premier tiers de cette formation a un aspect massif, la stratification est très mal individualisée, seules la disposition des galets et la présence de lentilles gréseuses interstratifiées dans la masse permettent de la déceler. Les horizons médians et supérieurs sont plus nettement stratifiés, avec, localement, alternance de niveaux gréseux et conglomératiques dans lesquels on peut distinguer strates et interstrates. Excepté quelques figures de stratifications obliques, je n'ai observé aucune figure de courant ni de sédimentation.

2.2.1.1.1.2 Structures secondaires.

L'importance des recristallisations est telle qu'il est parfois difficile de distinguer les structures primaires d'origine sédimentaire (photos 1 et 2, planche I). Au microscope la roche apparaît constituée d'éléments ovoïdes à contours crénelés, et de taille diverse, noyés dans un fond quartzéux homogène. Lorsque le ciment phylliteux est présent, on peut observer aux extrémités des galets, des figures de recristallisations orientées, où la silice et les phyllites de néoformation sont intimement associées. Certains lits, plus fins, montrent, enfin, des structures microlenticulaires organisées autour des éléments détritiques, auxquelles participent des micas détritiques et des phyllites néoformées.

2.2.1.1.1.3 Classement.

A l'échelle du banc ou de la strate, lorsqu'ils sont individualisés, les éléments détritiques ne sont pas classés, des grains de taille diverse étant disposés sans ordre, et mélangés avec le reste des éléments détritiques.

A l'échelle de la formation cependant, il y a un granoclassement, le diamètre des galets passant, à mesure que l'on monte dans la série, de quelques centimètres à quelques millimètres.

2.2.1.1.2 Textures.

A l'oeil nu, les galets dont la taille varie de quelques centimètres à quelques millimètres, ont une forme généralement allongée, ovoïde, et semblent moulés les uns sur les autres. Le rapport de la longueur sur la largeur est égal à trois pour les galets les plus gros, et inférieur à ce chiffre pour les plus petits qui ont une forme plus sphérique. Les contours sont généralement arrondis; la plupart des galets présentent des cupules d'origine vraisemblablement tectonique, certains mêmes semblant avoir subi une torsion. La plupart sont recoupés par des fractures, diaclases et failles de faible rejet, d'orientations diverses. Enfin, il est très difficile de détacher l'un d'eux de la gangue qui les entoure, parfois même, l'un et l'autre sont soudés intimement, la roche prend alors l'aspect métamorphique que j'évoquais plus haut.

Au microscope, la texture des roches compactes rappelle tout-à-fait la texture quartzitique amygdaloïde décrite par L. CAYEUX (p. 143 et pl. VI, fig. 26). Dans un fond quartzitique homogène, constitué de quartz en plages microquartzitiques en mosaïque, apparaissent des éléments amygdalaires polycristallins qui correspondent aux galets, et qui sont entourés par de petits grains de quartz de néoformation donnant à leur contour un aspect crénelé.

Lorsque la roche est plus hétérogène, quand la gangue est en proportion notable, par exemple, la texture est celle d'une roche détritique à grains non jointifs. Les galets et les autres éléments détritiques se détachent bien sur un fond hétérogène constitué de phyllites et de plages microquartzitiques. Les recristallisations orientées de silice et de phyllites, disposées aux extrémités des éléments détritiques les plus fins (entre 200 et 300 microns) ont l'allure des textures fusiformes en «chevaux de frise» ou «tapis-brosse».

Lorsque la gangue est moins importante, elle apparaît, au microscope, en plages chloriteuses irrégulières totalement noyées dans l'ensemble quartzéux primaire et secondaire.

2.2.1.1.3 Composition minéralogique.

Au microscope, malgré l'importance des recristallisations, il est néanmoins possible de distinguer les éléments détritiques du reste de la roche, par suite de la persistance d'un liseré d'impureté, ou d'une mince pellicule du ciment généralement totalement recristallisé en chlorite, autour des galets et des quartz.

2.2.1.1.3.1 *Les éléments détritiques.*

Ils se composent de galets de roches, de quartz polycristallins, ou monocristallins, de quelques micas et rares minéraux lourds, mais jamais de feldspaths.

2.2.1.1.3.2 *Les galets de roches.*

Il s'agit essentiellement de *galets de quartzites* dont la texture est, soit en mosaïque, soit indentée et engrenée, soit microquartzitique.

Tous présentent une extinction roulante franche qui peut se poursuivre d'ailleurs dans les éléments quartzeux du ciment, lorsque ceux-ci sont très abondants. Certains galets de quartzite renferment des inclusions alignées, qui, parfois, sont très nombreuses. Quelques-uns montrent une disposition des quartz en tablettes dentelées et engrenées. L'origine de ces galets est donc diverse, certains proviennent de quartz filonien, d'autres de quartzites déjà très recristallisés, témoins de phénomènes sédimentaires et métamorphiques antérieurs.

Les galets noirs observés dans les horizons inférieurs, correspondent à des roches quartzieuses, très riches en tourmaline. Le fond quartzeux comprend:

- Des quartz polycristallins en grands cristaux à contours sinueux et dentelés engrenés les uns dans les autres.
- Des quartz monocristallins, en petits cristaux coalescents, disposés entre les précédents ou en plages microquartzitiques.

Le tout est recoupé par de nombreux filonnets de quartz en très petits cristaux polygonaux ou en cristaux de plus grande taille à contours lobés comme des pseudo-podes; certains, cantonnés uniquement dans les galets, sont donc antérieurs à leur dépôt, d'autres, recoupant les galets et le ciment, sont liés à une phase hydrothermale postérieure.

La tourmaline, en égale proportion que le fond quartzeux, comprend trois types d'individus:

- Un premier type, où elle se présente en grands cristaux automorphes disposés fréquemment en gerbes, recoupés et fragmentés parfois par des filonnets de quartz.
- Un deuxième, où elle est en petits grains polygonaux, le plus souvent coalescents et plaqués sur les précédents.

- Le troisième type, enfin, est représenté par des petites baguettes automorphes, isolées dans le fond quartzeux et dans les filonnets.

Ainsi, ces galets noirs pourraient provenir d'une ancienne roche filonienne (vraisemblablement une tourmalinite) qui, postérieurement à sa mise en place, aurait subi deux transformations successives. La première antérieure au dépôt des galets se traduit par la présence de filonnets de quartz et de tourmaline en cristaux polygonaux, plaqués sur les individus de grande taille. A la seconde, plus récente, correspondent d'autres filonnets que recoupent à la fois les galets et le ciment des conglomérats, et des petites baguettes automorphes, isolées dans le fond quartzeux à proximité ou à l'intérieur de ces mêmes filonnets.

Certaines lames montrent de petits galets sombres, à texture très fine, dont il est difficile de préciser la nature pétrographique. Quelques phyllites en baguettes très petites, se détachent seules dans un fond homogène de couleur gris-noir. Il pourrait s'agir d'anciens schistes très argileux.

2.2.1.1.3.3 *Les quartz.*

Les quartz, en éléments mono ou polycristallins, sont toujours présents, peu nombreux dans les roches des horizons inférieurs; ils sont, au contraire, dominants dans celles des niveaux supérieurs.

Les contours, lorsqu'ils sont discernables, sont xénomorphes, les plus gros sont de forme allongée et disposés à plat selon la stratification, et présentent une auréole de silice secondaire constituée de petits cristaux qui leur donnent une allure dentelée. Les plus petits sont anguleux à sub-anguleux.

Tous présentent une extinction roulante et, la plupart renferment de nombreuses inclusions le plus souvent alignées.

2.2.1.1.3.4 *Les micas.*

Les échantillons les moins quartzieux qui renferment un ensemble matrice-ciment assez abondant, contiennent quelques micas détritiques. Il s'agit de muscovite en baguettes ondulées, isolées dans un fond le plus souvent totalement recristallisé.

2.2.1.1.3.5 *Les minéraux lourds.*

Les roches légèrement micacées contiennent également quelques minéraux lourds parmi lesquels on reconnaît les ubiquistes: tourmaline, zircon et quelques apatites.

2.2.1.1.3.6 *L'ensemble matrice-ciment.*

En proportion variable suivant les niveaux, cet ensemble est le plus souvent totalement recristallisé. Dans les roches essentiellement quartzueuses, il apparaît comme un fond quartzueux homogène où le quartz se présente en petits cristaux polygonaux coalescents. Dans des faciès plus riches en phyllites, on peut observer encore des plages quartzueuses dans un fond le plus souvent très chloriteux. La chlorite, très abondante dans certains échantillons, se dispose en plages à contours irréguliers à la périphérie desquelles émergent quelques individus automorphes en petites baguettes. Lorsque cet ensemble est plus réduit, il s'observe en de fins limets chloriteux disposés à la périphérie des éléments détritiques dont ils soulignent ainsi les contours.

En conclusion, cette première catégorie de roches comprend des conglomérats de types essentiellement quartzueux. Parmi les divers échantillons étudiés prélevés à plusieurs niveaux dans cette série conglomératique, on peut distinguer:

- *Des conglomérats faiblement polygéniques*, à galets de quartzites, de quartz et d'aplite à tourmaline et plus rarement de schistes argileux, emballés dans un fond soit uniformément quartzueux et de couleur gris-beige, soit quartzo-phylliteux beige-rose, violet et gris-bleu. Ces roches sont présentes uniquement à la base de la série.
- *Des conglomérats monogéniques*, à galets de quartzite et de quartz, dont la taille varie de quelques centimètres à quelques millimètres et diminue à mesure que l'on monte dans la série. Lorsque le fond phylliteux est très réduit, les recristallisations ultérieures donnent à la roche un aspect compact, où il est difficile, à l'oeil nu, de distinguer les galets de leur gangue.
- *Des conglomérats quartzueux monogéniques associés à des gros grossiers* dans lesquels les éléments détritiques de la matrice sont plus abondants, ce qui confère aux roches un aspect hétérogène qui contraste avec l'homogénéité des roches précédentes.

2.2.1.2 **Les grès du niveau median.**

Les différentes roches étudiées sont des roches détritiques allant des silts aux grès grossiers, dont les caractères pétrographiques sont les suivants:

2.2.1.2.1. *Structure et texture.*

2.2.1.2.1.2 *Stratification.*

La stratification est nettement individualisée, aussi bien à l'affleurement qu'en plaque mince et se traduit par la superposition de strates claires et d'interstrates sombres, centimétriques et millimétriques, à l'intérieur desquelles on peut distinguer des laminites secondaires souvent lenticulaires. A la base des strates, il est fréquent d'observer des figures de sédimentation, certaines de très petites dimensions et qui, au microscope, apparaissent comme des load-cast déformés.

2.2.1.2.1.3 *Classement.*

A l'intérieur de chacune des unités de stratification, le matériel détritique est généralement assez bien classé, voire même granoclassé.

2.2.1.2.1.4 *Structures secondaires.*

Les structures microlenticulaires, observées dans les schistes d'Anguiano, sont également présentes, ici, avec cependant une individualité moins nettement marquée.

Le plus souvent, la *texture* est celle d'une roche détritique à grains non jointifs, où les grains ont des dimensions comprises entre 60 microns et 2 mm. Les plus gros sont sub-arrondis, les plus petits anguleux à sub-anguleux.

2.2.1.2.2 *Composition minéralogique.*

Elle est assez constante dans toutes les roches étudiées. Les éléments détritiques représentent, en général, plus de 50 % de la roche, le reste

étant constitué par de très petits quartz dont il est difficile de savoir s'ils sont détritiques ou de néoformation, des chlorites en plages ou en baguettes isolées, le tout noyé dans un fond argileux

2.2.1.2.2.1. *Les éléments détritiques.*

Ils comprennent:

- Quelques galets de roches, quartzite à texture en mosaïque ou indentée, et schistes argileux très sombres.
- Des quartz à contours xénomorphes, à extinction roulante.
- Des micas en assez faible proportion de 3 à 5 %, et comprenant des chlorites d'altération, des biotites et des muscovites.
- Des minéraux lourds (environ 1 %) parmi lesquels on reconnaît de la tourmaline, du zircon, de l'apatite, et du sphène, et des minéraux opaques, limonite en granules coalescentes de contours très irréguliers.
- Enfin, certains échantillons renferment des feldspath, plagioclase, en très faible quantité.

2.2.1.2.2.2. *L'ensemble matrice-ciment.*

Il se présente comme un ensemble hétérogène assez constant, comprenant des quartz polygonaux de très petites dimensions disposés en plages microquartzitiques, des chlorites en plages et baguettes isolées automorphes, le tout noyé dans un fond argileux.

Une lame a montré de la calcite en petits cristaux recouverts de fer, disposés en fines trabécules entre les grains.

En conclusion, les roches du niveau médian qui alternent avec des bancs de conglomérats, sont des roches détritiques allant des silts aux grès grossiers. Ils diffèrent des conglomérats par leur granulométrie plus fine, et, par une stratification régulièrement marquée, mais présentent comme ces derniers, des phénomènes de recristallisations orientées, visibles aux extrémités des grains. L'ensemble matrice-ciment est, d'autre part, très souvent totalement recristallisé, et se présente soit comme un fond argileux homogène, soit, le plus souvent, comme un ensemble hétérogène composé de minéraux argileux entourant des plages de chlorite et de quartz microgranulaire. Les éléments détritiques et le ciment quartzeux sont enfin fréquemment corrodés.

2.2.2 LES VARIATIONS DES PRINCIPALES CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUES. ESSAI D'INTERPRETATION.

2.2.2.1 Structures et textures.

La stratification n'est clairement exprimée que dans les niveaux médians et supérieurs, où des grès en bancs centimétriques à décimétriques alternent plus ou moins régulièrement avec des lits de conglomérats ou de schistes. Dans les horizons de la base, le litage n'apparaît qu'à la faveur d'une passée plus fine interstratifiée dans cet ensemble essentiellement conglomératique.

Les textures varient selon les niveaux. Dans les niveaux de la base, elle est conglomératique; les galets de forme ovoïde apparaissant, le plus souvent, totalement entourés par un ciment quartzeux secondaire en plaques microquartzitiques, seules quelques phyllites disposées à la périphérie en soulignent les contours. Leur taille varie de quelques centimètres à quelques millimètres, les plus gros se situant à la base de la formation. Dans les grès surincombants, elle peut être soit quartzitique, lorsque les clastiques sont prépondérants, ou détritiques non jointive dans les grès argileux.

Les différentes roches observées présentent toutes des microstructures orientées d'origine secondaire, qui se traduisent dans les conglomérats par une totale recristallisation des éléments de la matrice et du ciment, en plages microquartzitiques allongées parallèlement aux galets, et, dans les grès, par des structures microlenticulaires organisées autour des quartz et disposées dans le plan de stratification.

2.2.2.2 La composition minéralogique.

Parmi les éléments détritiques, il faut distinguer deux ensembles de nature et de tailles différentes: les galets et les autres clastiques.

- *Les galets*, comprennent essentiellement des éléments quartzeux, galets de quartzite à texture en mosaïque, indentée engrenée, à quartz polycristallins de grandes dimensions à quartz monocristallins, avec en plus, dans les niveaux de la base, des galets noirs d'aplite à tourmaline.
- *Les autres clastiques* que l'on trouve en faible proportion dans les conglomérats dont ils représentent les éléments de la matrice, sont les éléments essentiels des grès. Ils comprennent: des quartz mo-

nocristallins de petites dimensions, des micas (muscovite et biotite, totalement altérée en chlorite) des minéraux lourds (tourmaline, zircon, apatite, et sphène), et plus rarement, et uniquement dans les horizons supérieurs, des feldspaths.

Notons qu'aucun galets de roches ne provient des schistes d'Anguiano sous-jacents, ils ne résultent donc pas de leur érosion, mais représentent les produits résiduels d'une longue période d'érosion continentale d'un arrière pays inconnu.

La composition de l'ensemble matrice-ciment est essentiellement siliceuse dans les conglomérats, et plus hétérogène dans les autres roches, où aux éléments détritiques sont associés des minéraux argilo-phylliteux et des quartz de néoformation, l'ensemble ne dépassant pas 50 %.

La composition minéralogique évolue verticalement vers des roches moins conglomératiques. Cette évolution, cependant, n'est pas progressive et régulière, car, aux niveaux médians essentiellement gréseux, succèdent des alternances grésoconglomératiques; mais, à l'échelle de la formation il y a néanmoins une décroissance de la taille des galets. Latéralement, ce niveau de conglomérats diminue d'épaisseur vers l'Est, puisqu'à Ezcaray, soit à une trentaine de kilomètres, il est réduit à une trentaine de mètres. Les roches ont ici le faciès et la composition des niveaux de base de la coupe de référence avec, notamment, la présence de galets noirs de tourmalinite.

2.3 PETROGRAPHIE DES GRES DU PUNTON ET DE BARBADILLO DEL PEZ.

Ces deux formations, géographiquement indépendantes l'une de l'autre, occupent cependant une position lithostratigraphique analogue; elles sont, en effet, situées sous le niveau carbonaté (dolomie et calcschistes) de la partie médiane de la série lithostratigraphique.

Ainsi, les caractéristiques pétrographiques de l'une et l'autre de ces formations seront successivement exposées, puis comparées et interprêtées.

2.3.1 LES GRES DU PUNTON.

Les roches recueillies dans ces différents niveaux sont toutes *des roches détritiques gréseuses allant des silts aux grès grossiers*. Elles sont constituées des mêmes éléments fondamentaux, galets de roches, quartz, feldspaths, micas et minéraux lourds, mais diffèrent entre elles par leur

teneur relative en ces différents éléments détritiques, l'importance de ceux-ci, par rapport à l'ensemble matrice-ciment, leur texture et leur structure.

2.3.1.1 Description.

Les structures et les textures peuvent prendre divers aspects, selon les niveaux; c'est pourquoi elles ne seront évoquées et décrites que dans le paragraphe consacré aux variations des caractéristiques pétrographiques.

2.3.1.1.1 La composition minéralogique.

Les éléments fondamentaux qui rentrent dans la composition des grès de cette formation sont:

- Les galets de roches.
- Le quartz.
- Les feldspaths.
- Les micas.
- Les minéraux lourds.
- Les minéraux opaques.
- Les éléments de l'ensemble matrice-ciment.

2.3.1.1.1.1 Les galets de roches.

Ils sont relativement peu nombreux et sont présents uniquement dans le niveau supérieur. Il s'agit de galets de quartzite et de quartz polycristallins, à contours réguliers et arrondis.

Dans les quartzites, les quartz, généralement de petites tailles, ont des contours polygonaux qui donnent à la roche une texture quartzitique en mosaïque. Les quartz de galets polycristallins, sont aplatis, engrenés les uns dans les autres et ont tous une extinction roulante.

2.3.1.1.1.2 Les quartz.

Ils représentent de loin les éléments détritiques les plus nombreux. Les plus gros, qui peuvent avoir plus de 600 microns de diamètre, ont des contours arrondis; les autres de plus petites tailles sont sub-anguleux

à sub-arrondis. Le plus souvent, des phénomènes secondaires, nourrissage et corrosion, ont totalement modifié l'allure des grains, rendant impossible toute évaluation morphoscopique.

La plupart des grains de quartz ont une extinction roulante; certains, cependant, ont une extinction franche, montrant ainsi leur dualité d'origine. De même, il est fréquent d'observer des inclusions généralement alignées à l'intérieur de certains quartz, alors que d'autres en sont dépourvus. Parmi les inclusions, on peut reconnaître du rutile en petits grains ou en très fines baguettes.

2.3.1.1.1.3 *Les feldspaths.*

Ils sont en proportion variable suivant les niveaux, mais sont rarement absents. Ils se présentent en éléments de différentes tailles, de quelques dizaines à quelques centaines de microns, et ont des contours le plus souvent anguleux à sub-anguleux. Ils peuvent être, soit parfaitement conservés, soit altérés parfois dans de telles proportions qu'il n'en reste que quelques fragments épars dans un ensemble argileux et sériciteux.

Ils comprennent des feldspaths potassiques, microcline reconnaissable à son quadrillage caractéristique, orthose dont certains à texture perthitique, et de nombreux plagioclases.

2.3.1.1.1.4 *Les micas.*

Ils sont assez peu représentés dans les échantillons étudiés. Seuls ont été observés quelques muscovites en grandes baguettes flexueuses moulées entre les autres éléments détritiques, et des biotites totalement chloritisées aux extrémités éclatées en éventail, dont les contours et les clivages sont soulignés par des granules de fer d'expulsion.

2.3.1.1.1.5 *Les minéraux lourds.*

En proportion variable selon les niveaux, plus abondants dans les horizons supérieurs, ils comprennent les classiques ubiquistes: tourmaline, zircon, sphène, apatite, et plus rarement quelques staurotides.

2.3.1.1.1.6 *Les minéraux opaques.*

Ils se présentent soit en petites granules ou en plages à contours irréguliers, disposés entre les éléments détritiques, et sont alors cons-

titués, presque exclusivement de limonite, soit en cristaux automorphes plaqués sur toutes les structures, donc postérieurs à elles, et comprennent de la pyrite, de la magnétite et du leucoxène.

Ces derniers sont, parfois, très nombreux dans les lits argileux ou argilo-micacés, des roches du niveau inférieur notamment, là où précisément l'ensemble matrice-ciment est le plus abondant.

2.3.1.1.1.7 *L'ensemble matrice-ciment.*

Les phénomènes secondaires, postérieurs à la sédimentation, empêchent de séparer ce qui, dans ces roches, revient à la matrice et au ciment. Les éléments détritiques sont en effet le plus souvent noyés dans un fond argileux ou entourés par des plages de chlorite ou de silice de néoformation. Cet ensemble est en proportion variable selon les roches, mais il dépasse rarement 50 %.

2.3.1.2 **Les variations des caractères pétrographiques principaux.**

Les quatre niveaux distingués sur le terrain ont naturellement des caractéristiques pétrographiques différentes, qui, à partir des mêmes éléments fondamentaux que nous venons d'analyser et de décrire, peuvent porter sur la présence ou l'absence de l'un ou plusieurs d'entre eux, leurs relations et leurs pourcentages relatifs.

2.3.1.2.1 *Les roches du premier niveau.*

Sur le terrain, ce niveau paraît constitué de grès et de schistes finement stratifiés. Au microscope, les roches qui le constituent sont des shales, des silts, des grès très fins à moyens, peu ou pas feldspathiques.

- *La stratification* est généralement bien marquée, par une alternance de niveaux silteux ou gréseux, fins et argileux, et de quelques limets micacés.
- *Le classement* des éléments détritiques est assez bon, parfois certaines strates présentent un granoclassement net.
- *La texture* est celle de roches détritiques à grains le plus souvent non jointifs, parfois on peut observer des textures quartzitiques dans des roches très pauvres en phyllites.
- *La composition minéralogique* est caractérisée par un très faible

développement des galets de roches et des feldspaths, une abondance des quartz et un pourcentage notable des micas (entre 5 et 10 %).

L'ensemble matrice-ciment peut prendre une grande importance dans les lits schisteux, où il est constitué par un fond argileux homogène et de limets de micas disposés selon la stratification.

Le diamètre minimum des éléments détritiques les plus gros ne dépasse pas 240 microns, la plupart des grains ayant un diamètre de 100 microns. Les roches semblent dériver d'un sédiment bien trié, caractérisé par une assez grande maturité des éléments détritiques.

2.3.1.2.2 *Les roches du deuxième niveau.*

Ce niveau, plus massif, dont les reliefs se détachent nettement au-dessus du précédent plus tendre, est constitué de grès allant des grès fins aux grès moyens.

Les roches qui le composent diffèrent de celles du niveau sous-jacent par :

- Des strates plus épaisses, avec des interstrates réduites à quelques centimètres.
- Des textures le plus souvent quartzitiques, les éléments détritiques ayant un diamètre plus grand (environ 300 microns).
- La présence de feldspaths en proportion plus notable (voisine de 10 %) parmi lesquels on reconnaît du microcline et des plagioclases, de quelques galets de roches (quartzite et quartz polycristallins), et de minéraux lourds (tourmaline, zircon, apatite, sphène) constituant de deux à trois % des éléments détritiques.

Ces grès se caractérisent donc par une granulométrie plus grossière, et une faible maturité des éléments détritiques comme en témoigne la présence de galets de roches et de feldspaths.

2.3.1.2.3 *Les roches du troisième niveau.*

Ce niveau d'alternances régulières de grès en bancs décimétriques et d'interstrates plus fines est constitué par des roches analogues au niveau précédent. Il s'en distingue par une disposition rythmique des éléments détritiques en strates bien individualisées alternant avec des interstrates plus riches en matériel argileux et micacé.

2.3.1.2.4 *Les roches du quatrième niveau.*

Les roches de ce dernier niveau sont plus hétérogènes; elles comprennent des microconglomérats quartzeux et feldspathiques, des arkoses, des grès grossiers arkosiques, des grès feldspathiques allant des grès fins aux grès grossiers, et des roches argileuses et micacées.

- *La stratification* est massive, les strates pouvant avoir plusieurs décimètres d'épaisseur, à l'intérieur desquelles les éléments détritiques sont disposés en séquences dont les termes de base ont une granulométrie plus grossière que ceux des complexes terminaux. On peut observer fréquemment des stratifications obliques, grossièrement granoclassées.
- *Les textures* sont variées et peuvent être soit détritiques à grains non jointifs, bien isolées dans un ensemble matrice-ciment assez abondant, ou totalement quartzitiques dans les roches les plus quartzieuses où les galets et les grains de quartz sont réunis par un fond siliceux secondaire microquartzitique. La taille des éléments détritiques varie de quelques dizaines à plusieurs centaines de microns, les plus gros pouvant avoir un diamètre minimum égal à 2 mm.
- *La composition minéralogique* présente un éventail assez large depuis les roches très polygéniques à galets de quartzite, de quartz poly et mono-cristallins des feldspaths, des micas et des minéraux lourds, jusqu'à des roches monogéniques composées presque uniquement de quartz et de minéraux lourds. D'une façon générale, les roches des horizons inférieurs sont plus polygéniques que celles des horizons supérieurs, et ont, également, une granulométrie plus grossière. L'ensemble matrice-ciment se compose d'un fond argileux et de phyllites de néoformation, analogues à ceux déjà observés. Un échantillon prélevé à quelques mètres de la base, contient cependant de la calcite en proportion notable.

Latéralement, ces grès se suivent sur une trentaine de kilomètres sous des faciès sensiblement analogues. Les échantillons récoltés en diverses localités entre Anguiano et Ezcaray, et, notamment, dans le vaste secteur du río Oja, rappellent tout à fait les grès de la coupe du Najerilla. On retrouve les mêmes grès grossiers arkosiques à passées microconglomératiques dans les horizons supérieurs; ce sont eux qui constituent les

falaises escarpées des premiers reliefs qui dominent de part et d'autre la vallée du río Oja entre Ezcaray et Zaldiena.

2.3.2 LES GRES DE BARBADILLO DEL PEZ.

Lithologiquement, il s'agit d'un ensemble assez homogène d'environ 700 m. de puissance, où les strates peuvent avoir plusieurs mètres d'épaisseur et être constituées d'éléments détritiques visibles à l'oeil nu et disposés selon des stratifications obliques grossièrement granoclassées, ou bien par un matériel plus fin discernable seulement à la loupe. Elles se succèdent ainsi sans ordre apparent et il est fréquent d'observer des stratifications obliques et des granoclassements inverses, dans des séries qui par ailleurs sont en position normale. Aucun critère ne permet de placer des coupures; notons seulement que les horizons supérieurs paraissent plus franchement conglomératiques, les éléments détritiques dont la taille peut atteindre 2 cm. étant de plus, noyés dans un fond de couleur verte alors que les tons beiges et rosâtres sont dominants dans les horizons sous-jacents.

2.3.2.1 Description.

Une trentaine d'échantillons ont été prélevés à divers niveaux dans cet ensemble; ils correspondent à des roches détritiques généralement grossières allant des grès moyens aux conglomérats à petits galets.

2.3.2.1.1 Structures et textures.

La stratification massive, qui sur le terrain est le plus souvent irrégulière, n'apparaît pas en lames minces, l'épaisseur des strates dépassant très largement la largeur des lames.

Les textures sont fréquemment impossibles à discerner par suite d'importants phénomènes de corrosion qui ont très profondément modifié l'aspect original des roches, les éléments siliceux détritiques et de néoformation, étant ainsi épars au sein d'un fond argileux et phylliteux homogène.

Lorsque le ciment argilo-phylliteux est réduit ou absent, les roches ont une texture quartzitique amygdaloïde, et malgré l'importance des recristallisations de silice secondaire, il est encore possible de distinguer le contour des grains et des galets. Ceux-ci, de contours arrondis, ont des diamètres minimums compris entre 2 cm. et 400 microns, pour les plus gros, et 230 et 40 microns, pour les plus petits.



2.3.2.1.2 Composition minéralogique.

2.3.2.1.2.1 Les éléments détritiques.

En proportion variable selon les échantillons, ils comprennent des galets de roches, des quartz parfois des feldspaths, des micas et quelques minéraux lourds.

2.3.2.1.2.2 Les galets de roches.

Il s'agit essentiellement de galets de roches siliceuses: quartzite à texture en mosaïque, ou engrenée et dentelée, quartz polycristallins d'origine filonienne, silts fins constituant parfois près de 50 % des éléments détritiques. Ces galets, de forme généralement arrondie, représentent les éléments détritiques les plus gros et peuvent avoir entre quelques centaines de microns et deux centimètres de diamètre. Tous présentent une extinction roulante.

2.3.2.1.2.3 Les quartz.

Ils sont présents dans toutes les roches et constituent les plus souvent l'essentiel des éléments détritiques. Lorsque les phénomènes de corrosion ne les ont pas détruits, leurs contours xénomorphes sont arrondis à sub-anguleux. Leur taille très variable peut atteindre 2.500 microns. Leur extinction peut être soit franche, soit roulante comme celle des galets de quartzite. La plupart renferment, le plus souvent, des inclusions dispersées ou alignées, parmi lesquelles on peut reconnaître des baguettes de rutile.

2.3.2.1.2.4 Les feldspaths.

Ils sont en proportion très variable, soit totalement absents ou en très faibles pourcentages dans les conglomérats des horizons supérieurs, soit en quantité plus notable, dans des grès grossiers à moyens, où ils peuvent même représenter de 20 à 30 % des éléments détritiques. Cette répartition, mise à part les niveaux franchement conglomératiques, apparaît très anarchique, ainsi on peut en quelques centimètres passer de grès feldspathiques, voire arkosiques, à des grès sans feldspaths.

Ils comprennent des feldspaths potassiques: microcline et orthose, et des plagioclases acides.

2.3.2.1.2.5 *Les micas.*

Ils sont très peu abondants et ne représentent le plus souvent qu'un à deux % des éléments détritiques. En plus de la muscovite, on reconnaît des biotites totalement chloritisées, dont les clivages sont soulignés par des granules de fer d'expulsion.

2.3.2.1.2.6 *Les minéraux lourds.*

La tourmaline, le zircon et l'apatite sont les minéraux lourds les plus fréquemment observés, mais en très faible proportion.

2.3.2.1.2.7 *Les minéraux opaques.*

Plus abondants que les précédents, ils se présentent soit en amas entre les grains, ou constituent une mince pellicule autour des grains et des galets, et donnent alors aux roches des teintes rougeâtres très caractéristiques de cette formation. La présence de cette fine pellicule limoniteuse, autour des éléments détritiques, pose le problème de son origine. Elle est antérieure au dépôt de silice secondaire car celle-ci enveloppe à la fois les grains et cette pellicule. Par suite, elle pourrait être liée à des phénomènes d'altération antérieurs ou contemporains de la sédimentation, et apparaître ainsi en grande partie héritée.

2.3.2.1.2.8 *L'ensemble matrice-ciment.*

Il est en proportion très variables, mais peut représenter jusqu'à 50 % des éléments de la roche.

Il est constitué par des minéraux argileux, des phyllites, chlorite, très abondante dans les roches des niveaux supérieurs qu'elle colore en vert, et des séricites en petites paillettes disposées sans ordre.

2.3.2.2 **Les variations des caractères pétrographiques.**

Dans le temps, les variations sont très brutales. A des roches polygéniques constituées de galets de quartzite, de quartz, de feldspaths, de

micas et de minéraux lourds, succèdent brusquement des roches essentiellement quartzieuses; ceci se répétant plusieurs fois dans toute la formation. Les niveaux supérieurs, plus franchement conglomératiques, paraissent cependant plus homogènes.

Dans l'espace, cette hétérogénéité de faciès semble assez constante. Les grès grossiers recoupés par le río Urbion, à l'Est de la Sierra de Neila, ont, en effet, les mêmes caractéristiques pétrographiques. De même, apparaissent les grès conglomératiques que l'on suit presque sans discontinuité de Huerta de Arriba à la Sierra de Casajero, et qui représentent les niveaux supérieurs de la série de Barbadillo del Pez. Ainsi, cet ensemble détritique grossier a-t-il une vaste répartition géographique; il caractérise les séries détritiques de base du Cambrien du Sud de la Sierra de la Demanda.

2.4 **PETROGRAPHIE DES SCHISTES DE RIOCABADO ET DE SAN ANTON.**

Entre les grès arkosiques grossiers dont nous venons d'analyser les caractères pétrographiques et le niveau dolomitique de Mansilla et de San Antón, s'intercale une série finement stratifiée de schistes, de grès et parfois de dolomie. Son épaisseur est difficilement mesurable, car elle correspond souvent à un niveau de décollement, ou bien est affectée par de nombreux replis. Pour ces mêmes raisons, il n'a pas été possible de procéder à un échantillonnage continu, si bien que les roches étudiées proviennent, en ce qui concerne les niveaux de base, des coupes du río Najerilla et du río Pedroso près de Riocabado, et pour les niveaux supérieurs, de l'ancienne tranchée de mine de San Antón, petit village situé au sud d'Ezcaray, dans la haute vallée du río Oja.

2.4.1 **LES SCHISTES DE RIOCABADO.**

Les échantillons récoltés proviennent de roches arkosiques allant des grès arkosiques microconglomératiques au shale.

2.4.1.1 **Description.**

2.4.1.1.1 *Les structures et textures.*

Sur le terrain, la stratification est généralement bien marquée par des strates centimétriques et décimétriques; à la loupe et au microscope, il

est fréquent d'observer dans des échantillons prélevés à la partie supérieure des strates et dans les interstrates, la superposition de plusieurs laminites claires et sombres.

Les textures sont diverses assez rarement quartzitiques, le plus souvent détritiques à grains non jointifs, parfois l'importance du fond argileux est telle qu'il est difficile de distinguer les grains noyés et masqués par les minéraux argileux et les phyllites.

Les grains sont de dimensions assez petites, 400 microns au maximum, le moyenne étant de 100 microns.

Le matériel détritique est bien trié, sauf dans les horizons inférieurs, où l'hétérométrie des grains est plus importante.

2.4.1.1.2 *La composition minéralogique.*

Les éléments qui rentrent dans la composition de ces roches sont, de façon assez constante, dans les *niveaux gréseux ou silteux*:

- Quelques galets de quartzite, dans les roches des tous premiers niveaux, qui rappellent les grès conglomératiques sous-jacents.
- Des quartz sub-anguleux à sub-arrondis à extinction franche ou roulante.
- Des feldspaths: microcline, orthose et des plagioclases.
- Des micas en très faible proportion (muscovite et quelques très rares biotites).
- Des minéraux lourds ubiquistes.

L'ensemble matrice-ciment est argilo-phylliteux, avec dans les horizons supérieurs une prédominance de la chlorite qui donne aux roches une teinte verte assez générale. Ces mêmes roches renferment une faible proportion de calcite qui se présente en amas globuleux, ou constitue une partie du fond de la roche. Les roches prélevées dans *les niveaux plus fins*, sont essentiellement composées d'un fond argileux et phylliteux dans lequel émergent quelques éléments détritiques de très petite taille.

2.4.1.2 **Les variations des caractéristiques pétrographiques.**

Les roches des premiers niveaux ont une composition minéralogique et une granulométrie qui rappellent celles des grès de Barbadillo del Pez. Celles des niveaux suivants sont plus homogènes et se composent essentiellement de quartz et de feldspaths en grains dont la taille ne dépasse

pas 500 microns. La stratification est très régulière, notamment dans les horizons médians. Ces niveaux inférieurs se caractérisent ainsi par une régularité des structures et de la composition minéralogique qui se manifeste assez tôt dans la série, seuls les horizons de la base sont plus grossiers et plus hétérogènes; ils assurent en quelque sorte la transition entre les grès grossiers de Barbadillo del Pez et les grès arkosiques plus fins de Ríocabado.

Ce fait est assez général dans toute la Demanda. Il traduit ainsi un changement assez rapide dans les conditions de sédimentation qui tendent à s'uniformiser vers des conditions plus stables et régulières.

2.4.2 LES SCHISTES DE SAN ANTON.

Les roches étudiées proviennent de l'ancienne tranchée de mine de San Antón, où l'on peut observer, sous une barre de dolomie d'une trentaine de mètres d'épaisseur, une série d'alternances grésoschisteuses et dolomitiques d'environ 50 mètres de puissance.

2.4.2.1 **Description.**

2.4.2.1.1 *Les structures et textures.*

La succession lithologique décrite dans le chapitre précédent, montre la superposition de grès, de schistes et de dolomie en strates alternantes de façon régulière et épaisses de quelques millimètres à quelques centimètres.

Au microscope, les éléments constitutifs de ces niveaux finement lités sont régulièrement distribués, les clastiques dont le diamètre ne dépasse pas 200 microns, sont généralement bien classés et se distribuent selon de fines laminites de couleur claire qui alternent avec d'autres plus sombres essentiellement argilo-phylliteuses. Les strates quartzzeuses ont le plus souvent une texture quartzitique.

Dans les niveaux argilo-phylliteux, on peut distinguer à l'oeil nu des petites taches vertes de forme lenticulaire orientées selon la stratification. Au microscope, ces taches sont constituées de lentilles silteuses dont la couleur verte est due à la présence de chlorite de néoformation en cristaux courts et trapus disposés sans ordre entre les éléments détritiques. Ces lentilles, dont la dimension va de quelques dizaines de microns à plusieurs millimètres, sont noyées dans un fond argilo-phylliteux, d'où se détachent des phyllites secondaires orientées parallèlement aux

lentilles. Les structures orientées, nettement exprimées dans ces roches, me semblent avoir une double origine: sédimentaire comme l'indiquent clairement les lentilles silteuses, mais également secondaire, en liaison avec des phénomènes métamorphiques de faible intensité, dont nous avons déjà évoqué la présence et que nous retrouverons dans les roches des formations sus-jacentes.

Les strates uniformément carbonées sont essentiellement constituées de dolomite et accessoirement d'ankérite. Au microscope, les roches peuvent avoir deux aspects, selon que les carbonates se présentent en petits cristaux engrenés constituant un fond homogène d'où émergent quelques quartz et feldspaths de contours très xénomorphes, ou en un mélange de cristaux de grande taille à contours irréguliers et de cristaux de petites tailles à contours géométriques.

2.4.2.1.2 *La composition minéralogique.*

2.4.2.1.2.1 *Les éléments détritiques.*

Ils se composent des clastiques habituels: quartz, feldspaths (microcline, orthose et plagioclases) en proportion variable qui, dans certaines roches, peut atteindre 30 %, des micas (muscovite et biotite totalement chloritisés) et quelques minéraux lourds (tourmaline, zircon, apatite et sphène).

2.4.2.1.2.2 *L'ensemble matrice-ciment.*

Ils représentent environ 50 % des roches dans les horizons inférieurs et supérieurs, mais est réduit à 15 % dans celles du niveau gréseux médian. Dans les grès et les silts, il se compose d'un ensemble argilo-phylliteux dans lequel on reconnaît des chlorites en petites baguettes ou en plages à contours très irréguliers. Dans les niveaux plus argileux, il apparaît comme un fond homogène.

Les strates uniformément carbonatées sont essentiellement constituées de dolomite et plus rarement d'ankérite le plus souvent totalement recristallisées.

2.4.2.1.2.3 *Les minéraux secondaires.*

En plus des quartz et des minéraux argilo-phylliteux de l'ensemble matrice-ciment, il nous faut noter la présence dans les grès et les lentilles silteuses de chlorite et plus rarement de biotites secondaires. Elles se

présentent en cristaux courts et trapus disposés sans ordre entre les éléments détritiques. Les unes et les autres sont nettement pléochroïques, dans des tons verts pour la chlorite et brune pour la biotite. Leur état de fraîcheur est remarquable, et elles ne sont nullement altérées.

2.4.2.2 **Les variations de la composition minéralogique.**

Les roches de cette formation sont caractérisées par des variations non pas continues mais alternantes de la composition pétrographique, affectant aussi bien les clastiques que les éléments du ciment (fig. 12).

Les clastiques sont dominants dans les niveaux gréseux plus massifs de la base et de la partie médiane, où ils représentent environ 80 % des éléments constitutifs.

Ailleurs, ils sont soit presque totalement absents dans les niveaux franchement dolomitiques, soit présents dans des proportions voisines de 50 %.

L'ensemble argilo-phylliteux du ciment varie dans des proportions inverses de celles des clastiques, et apparaît dominant dans les niveaux les plus fins.

Les carbonates, toujours présents, sont parfois dominants et constituent des horizons presque uniquement carbonatés en strates centimétriques qui alternent de façon irrégulière avec les autres faciès. Il n'y a pas passage graduel à l'intérieur d'une même séquence des clastiques aux carbonates, mais superposition brusque de roches de faciès différents.

Ceci suggère que les arrivées des éléments détritiques, par ailleurs bien triés et d'un degré de maturité assez élevé, se faisaient par saccades dans une aire de sédimentation calme, riche en carbonates, ceux-ci pouvant temporairement, entre deux arrivées successives de clastiques, être les seuls à se sédimenter.

2.5 **PETROGRAPHIE DE LA DOLOMIE DE MANSILLA ET DE SAN ANTON.**

2.5.1 Le niveau dolomitique de Mansilla et de San Antón est une unité lithologique bien individualisée dans la série paléozoïque antécarbonifère. Sa teinte d'altération brune en fait, de plus, un niveau repère excellent que l'on peut suivre dans toute la moitié est et au sud-ouest du massif.

A l'affleurement, il se présente comme une série alternante de dolomie massive mal litée et de niveaux schisto-dolomitiques bien stratifiés, qui se succèdent ainsi sur plusieurs dizaines de mètres, la dolomie massive pouvant avoir une importance variable selon les endroits.

Des échantillons prélevés dans les vallées des ríos Najerilla, Gatón, Oja et Pedroso, présentent sensiblement les mêmes faciès pétrographiques.

2.5.1.1 Description.

2.5.1.1.1 Structures et textures.

Les structures sont rarement discernables; le plus souvent la roche se présente de façon homogène recoupée uniquement par des filonnets secondaires de dolomite macro ou microcristalline, ou de barytine. Parfois, il est cependant possible de mettre en évidence une stratification grâce à la présence de lits riches en phyllites détritiques et secondaires, mais cela est assez exceptionnel.

Les textures sont micro ou macro-cristallines, ces deux types pouvant être présents dans un même échantillon. Les textures macrocristallines se caractérisent par des minéraux d'environ 300 microns de section, et dont les contours sont irréguliers; plusieurs minéraux voisins sont ainsi coalescents les uns avec les autres.

Les minéraux de plus petites tailles (± 50 microns) peuvent se présenter de façon analogue, ou selon un dispositif en mosaïque. Il faut noter que ces différents types de textures intéressent aussi bien le fond de la roche que les filonnets secondaires qui la recoupent; ils ne peuvent donc servir comme critères de distinction.

2.5.1.1.2 Composition minéralogique.

Les roches étudiées sont essentiellement composées de carbonates, et, accessoirement, de silice et phyllites. Parmi les carbonates, des colorations électives (Alizarin cyanine green pour la dolomie et la calcite, sulfocyanure de K pour l'ankérite) ont mis en évidence de la *calcite*, de la *dolomie*, en quantité très importante, et en proportion moindre de la *sidérose* et de l'*ankérite*. La sidérose se distingue en lame mince par son relief plus fort; elle apparaît, le plus souvent, à l'intérieur d'un seul cristal de dolomite, et ses contours épousent ceux des clivages du minéral hôte.

Les autres constituants non carbonatés sont en proportion très faible. Il s'agit de quelques quartz à contours très xénomorphes (généralement très corrodés) et de phyllites. Ces dernières sont de deux types: détritiques, muscovite en individus d'assez grande taille, déformés entre les cristaux de dolomite, et secondaires, séricite et chlorite en petites baguettes disposées soit dans les mêmes lits que les muscovites détritiques, soit selon des trabécules anastomosées entourant des plages de dolomite homogène.

2.6 PETROGRAPHIE DES SCHISTES A NODULES CARBONATES DE MANSILLA ET DES CALCSCHISTES D'AZARULLA.

Le niveau dolomitique de Mansilla et de San Antón est suivi par des formations schisteuses et carbonatées de faciès différents au Nord et au Sud.

Au Sud, il correspond à des schistes vert-bleu, à nodules carbonatés gris-beige, visibles au nord de Mansilla et dans la tranchée de l'ancien chemin de fer, au nord de Barbadillo de Herreros.

Au Nord, dans le secteur du río Oja, ce même niveau se présente sous des faciès de schistes gris-bleu, à petits nodules calcaires, ou de calcschistes blancs veinés de rose, les carbonates étant ici plus abondants qu'ils ne le sont au Sud. Nous envisagerons donc, successivement, la pétrographie des formations du Sud, puis celles du Nord.

2.6.1 LES SCHISTES A NODULES CARBONATES DE MANSILLA.

2.6.1.1 Description.

2.6.1.1.1 Structures et textures.

La partie sud de la coupe du río Gatón (figure 5) montre qu'aux alternances dolomie massive-schistes dolomitiques, succède brusquement un ensemble de schistes verts à nodules carbonatés. Ces schistes, très cohérents, se débitent en blocs parallélépipédiques dont les faces correspondent aux plans de stratification et de schistosité. Sur le terrain, la stratification, difficilement discernable dans les niveaux verts, est révélée par la présence de lits à nodules carbonatés.

La schistosité subverticale s'observe par contre très nettement et se traduit notamment dans les lits carbonatés, par une disposition particulière des nodules dont le grand axe est situé dans le plan de schistosité.

Les roches des lits non carbonatés sont soit homogènes, ou constituées d'une alternance irrégulière de niveaux silteux à texture quartzitique, et de niveaux argilo-phylliteux à lentilles de silt très fins, l'ensemble étant disposé selon des plans sensiblement parallèles.

Les textures visibles sont toutes d'origine secondaire, les éléments détritiques étant soit isolés au sein d'un ensemble argilo-phylliteux très recristallisé, soit réunis par un ciment secondaire donnant aux roches une texture quartzitique homogène.

Les lits carbonatés présentent souvent un *débit en nodules*, chaque nodule étant disposé dans le plan de schistosité, d'autres constituent des *strates homogènes* nettement distinctes des niveaux adjacents:

- Dans les lits carbonatés homogènes, la stratification est clairement soulignée par des limets micacés et quartzeux situés à la limite entre les lits carbonatés et silteux, ou disposés de façon moins régulière à l'intérieur du lit carbonaté. La texture est ici le plus souvent macrocristalline, les cristaux ayant des contours xénomorphes et dentelés.
- Dans les lits carbonatés noduleux, les nodules dont le diamètre va de quelques millimètres à plusieurs centimètres, ont une forme ovale ou sigmoïde, celle-ci est le fait surtout des nodules de petite taille dont les extrémités contournées sont disposées dans le plan de schistosité. Notons que si les limites entre les plages carbonatées et silteuses sont nettes dans la partie centrale des nodules, leurs extrémités par contre sont très hétérogènes, et caractérisées par une indentation des plages carbonatées et des lits silteux parallèlement à la schistosité. Dans le détail, on peut observer:
 - Des plages de carbonates en gros cristaux englobant des quartz et des phyllites secondaires.
 - Des plages plus sombres, dans lesquelles on reconnaît des carbonates en cristaux plus petits, des quartz plus ou moins corrodés, des phyllites primaires et secondaires, et de très nombreuses granules de fer concentrées le plus souvent dans les plans de schistosité.

2.6.1.1.2 Composition minéralogique.

Parmi les éléments constitutifs, on reconnaît des *éléments détritiques*, quartz, parfois des feldspaths, des micas, biotites totalement chloritisées entourées de granules de fer d'expulsion, muscovites en grandes baguettes ondulées, des minéraux lourds (tourmaline, zircon, apatite); des *carbonates*, calcite, dolomite et ankérite en grands cristaux renfermant parfois des quartz très corrodés et des petites baguettes de chlorite secondaires; de nombreuses *phyllites secondaires* disposées selon les plans de schistosité, ou sans ordre dans les nodules carbonatés.

L'ensemble matrice-ciment, constitue le plus souvent plus de la moitié de la roche, dans les lits silteux il se compose d'argile et de phyllites secondaires, dans les nodules carbonatés il représente l'essentiel des éléments de la roche.

2.6.2 LES CALCSCHISTES D'AZARULLA.

Dans le secteur du río Oja, et notamment près du village d'Azarulla, la dolomie est surmontée par des calcschistes blancs veinés de rose, suivis de schistes gris-bleu à petits nodules calcaires et de schistes verts et roses.

2.6.2.1 Les calcschistes.

2.6.2.1.1 Description.

Sur le terrain la roche se présente comme des entrelacs de lits carbonatés blancs et de schistes roses. En lame mince, on observe deux ensembles distincts, l'un mixte est composé d'éléments détritiques et de carbonates, l'autre est uniquement carbonaté, un limet grés-micacé assurant de façon très nette la séparation entre les deux (photos 5 et 6, planche I).

2.6.2.1.1.2 L'ensemble mixte.

Hétérogène, il apparaît constitué de lentilles de grès fins et de silt noyées dans un fond argilo-micacé. Les lentilles silteuses et de grès fins sont constituées de quartz (85 %), de feldspaths (5 %), essentiellement des plagioclases, des micas (5 %), biotite totalement chloritisée dont les contours sont soulignés par des granules de fer d'expulsion. Ces lamelles, parfois très nombreuses et très serrées, correspondent à des plans de clivages plus ou moins régulièrement distribués, qui peuvent être très proches les uns des autres, parallèles ou au contraire très espacés et ondulés, comme s'ils étaient dissociés.

Ces trois types de texture sont déformés par des zones à teintes de polarisation irisées, disposées obliquement aux structures, et dont les contours, plus ou moins rectilignes, sont assez diffus. Ils correspondent à une schistosité de crénulation dont la mise en place est postérieure aux structures précédentes qu'elle recoupe.

Des fentes de tension, remplies de calcite, recoupent obliquement toutes les autres structures.

Les *plages à texture en mosaïque* recouvrent partiellement les précédentes. La calcite se présente en cristaux de contours géométriques de

40 à 250 microns. Ces cristaux sont, soit accolés les uns aux autres, soit isolés et plaqués sur toutes les structures précédemment décrites. Leur mise en place est donc postérieure; elle correspond à une phase de cristallisation tardive effectuée sans contraintes.

Les plages à texture litée et les *plages à texture en mosaïque* sont recoupées par des filonnets de calcite sinueux dont la couleur sombre est due à de très nombreux granules de fer.

2.6.2.2.2 *Essai d'interprétation.*

L'importance des phénomènes post-sédimentaires qui se manifestent par des déformations de limet micacé situé entre les deux ensembles, des recristallisations orientées de silice et de phyllites, des replis, étirements et boudinages de certains lits carbonatés, rend difficile l'interprétation de ces roches. Si l'origine détritique de l'ensemble gréso-silteux ne fait aucun doute, de part ses structures et sa composition minéralogique notamment, celle de l'ensemble carbonaté est plus délicate à discerner. Le litage des structures carbonatées, disposé parallèlement au plan de stratification de l'ensemble silteux, est un argument qui témoigne en faveur de son origine sédimentaire. L'hétérogénéité texturale qui caractérise la plupart des lits est manifestement en très grande partie d'origine tectonique. Il est cependant possible, qu'à l'origine, le sédiment pouvait avoir une structure hétérogène caractérisée par une alternance de lits à texture différente.

Cette disposition de la calcite en lits superposés, évoquerait, d'autre part, la structure d'organismes encroûtants de type stromatolithique, d'où pourraient ainsi dériver les calcshistes d'Azarulla. Quoi qu'il en soit, et sans pouvoir éclaircir davantage l'origine sédimentaire de ces lits calcaires, nous insisterons sur la persistance dans ces faciès carbonatés, de sédiments quartzeux et argilo-micacés, parfaitement interstratifiés, entrelacés même avec ces derniers.

Cette dualité dans la composition minéralogique évoque un milieu de sédimentation assez complexe, où la sédimentation des carbonates, en liaison ou non avec des organismes, était perturbée constamment par des arrivées de matériel détritiques fins et bien triés et à haut degré de maturité.

2.6.2.2 **Les schistes à nodules calcaires et les schistes verts.**

Les schistes à petits nodules calcaires qui font suite au niveau de calcshistes, rappellent les schistes de Mansilla. Les lits carbonatés qui

alternent avec les niveaux gréso-argileux sont le plus souvent lenticulaires, et leur débit en nodules est dû à l'intersection de la schistosité avec la stratification, et aux nombreux replis centimétriques déversés vers le NW, structures mineures liées à la mise en place de plis de plus grande amplitude.

Les schistes verts et roses, qui représentent le dernier horizon des formations d'Azarulla, sont constitués de grès très fins et de silts feldspathiques et micacés. Les éléments détritiques sont des quartz (80 %), des feldspaths (10 %) plagioclases, des micas qui peuvent atteindre 10 % (muscovite et biotite totalement chloritisée) et quelques minéraux lourds. L'ensemble matrice-ciment, toujours présent, peut représenter plus de 50 % des roches; il est constitué d'un fond argilo-phylliteux homogène.

Des minéraux opaques sont toujours présents dans ces roches. Ils comprennent de la limonite en petites taches irrégulières alignées selon la stratification, de la magnétite et du leucoxène en granules plaquées, sur des sphènes et disposés sans orientation particulière.

2.7 **PETROGRAPHIE DES SCHISTES DU RIO GATON.**

2.7.1 Avec les fines alternances gréso-schisteuses du río Gatón, nous abordons les premiers niveaux de la puissante série détritique qui fait suite aux niveaux carbonatés de Mansilla et de San Antón. Cette formation, épaisse d'environ 200 mètres a été suivie de façon continue dans la coupe du río Gatón au nord de Mansilla. Elle affleure ailleurs, dans le massif de la Demanda, mais est affectée de nombreux replis, qui rendent impossible un échantillonnage continu. C'est pourquoi l'étude pétrographique en a été faite à partir de roches récoltées dans cette coupe.

Cette formation est caractérisée par une suite d'alternances schisto-gréseuses, très finement stratifiées, de laquelle se détachent quelques bancs gréseux plus massifs. Les niveaux fins sont de couleur généralement gris-cendré, avec parfois des reflets lustrés, les grès plus sombres sont fréquemment très limoniteux.

2.7.1.1 **Structures et textures.**

2.7.1.1.1 *Les structures sédimentaires.*

Un échantillon prélevé à la partie supérieure du niveau 42 (349) (Figure 15) montre la superposition de quatre strates silteuses alternant avec des interstrates argilo-phylliteuses. Chacune de ces strates est caractérisée

par (figure 13) des figures de sédimentation et de glissement parmi lesquelles on peut reconnaître:

- Des load-cast déformés en II et IV a.
- Des figures en tire-bouchon en II a.
- Des flamèches argileuses, encore appelées «flamme-structures» par les auteurs anglo-saxons, dans toutes les strates, certaines comme en 11 b, étant déformées.
- Des microcouches argilo-micacées, à la base des strates silteuses, de composition minéralogique identique à celle des interstrates en I a et II a.
- Des lentilles sigmoïdes et d'autres qui s'effilochent de la droite vers la gauche en III a.
- Des micronodules et microlentilles associés en IV a.

Ces microfigures de sédimentation dont certaines sont de très petites tailles sont remarquablement bien conservées. Les load-cast, s'ils traduisent comme cela est généralement admis un enfouissement des éléments détritiques dans la boue argileuse du fond de sédimentation par suite de phénomènes de tixotropie différentielle, sont tous déformés et accompagnés de figures de courants analogues aux «flow-marking» décrits par les auteurs (POTTER et PETTIJOHN, 1963; LANTEAUME et collaborateurs, 1967; GUBLER et collaborateurs, 1966), dont on peut voir ici qu'ils sont tous dirigés dans le même sens, de la droite vers la gauche.

De plus, il n'est pas douteux, comme le témoignent les figures observées en I a, II a, III b et IV b, que des glissements différentiels postérieurs au dépôt se sont produits, glissements favorisés par l'hétérogénéité du matériel des strates et des interstrates.

Signalons, enfin, que les éléments détritiques des strates sont dans l'ensemble, granoclassés et que l'on peut observer à la base de chacune d'elles des amas calcitiques chargés de limonite.

2.7.1.1.2 Succession des lithofaciès.

Nous aborderons cette étude par la description d'une succession observée à environ 160 mètres de la base de la formation, dans des niveaux schisto-gréseux finement stratifiés, qui se suivent sur 5 mètres. Celle-ci, épaisse de 35 centimètres, comprend deux parties (figure 14):

- *Un ensemble inférieur* (21 cm.) représentant une strate homogène, constituée d'un grès fin à très fin, limoniteux, légèrement feldspa-

thique, à texture souvent quartzitique, et dont la stratification, invisible dans les roches de la base (cf. 344), apparaît plus nettement dans celles du milieu et du sommet (cf. 345), à la faveur de limets micacés discontinus et parallèles. Les éléments détritiques (quartz essentiellement, puis feldspaths, micas et minéraux lourds), représentent plus de 80 % des roches. Ils sont, le plus souvent, totalement entourés par de la limonite qui donne aux roches une teinte brune. Quelques phyllites secondaires sont éparses dans l'ensemble, mais il n'y a pas de minéraux argileux.

Le classement est assez bon, le diamètre minimum des grains les plus gros étant de 120 microns, celui des grains moyens de 80 et 40 celui des plus petits. Il y a un léger granoclassement, les éléments les plus gros étant disposés à la base de cette strate. Un échantillon prélevé à la partie supérieure de ce premier ensemble (346) montre, au-dessus d'une interstrate argilo-phylliteuse renfermant des lentilles silteuses, la base d'une strate de grès fin limoniteux dont la composition minéralogique est analogue à celle de l'ensemble précédent, seul diffère la granulométrie des éléments détritiques, la diamètre minimum des plus gros étant de 80 microns.

— *Un ensemble supérieur hétérogène* (14 cm.) composé de plusieurs strates et interstrates successives, qui, dans le détail, montre:

- Dans des niveaux médians (347) des strates de grès fins et de silt, dont les limites sont assez confuses et qui alternent de façon irrégulière avec des limets argilo-micacés, continus et discontinus. Les strates de grès fin et de silt, de couleur claire, ont une composition minéralogique analogue à celle des strates de l'ensemble inférieur, certaines sont granoclassées, et sont terminées par un niveau très riche en micas détritiques coloré en brun par le fer d'expulsion des biotites. L'épaisseur des strates est variable, et généralement comprise entre 2 et 10 mm. A la base, on peut reconnaître des micro-figures de sédimentation (347), qui apparaissent comme des load-cast, dont l'un déformé (347), est rempli de matériel détritique plus grossier que celui du corps même de la strate sus-jacente.

- Dans des niveaux supérieurs (343), une alternance irrégulière des strates gréso-silteuses de 1 à 5 mm. d'épaisseur et d'interstrates argilo-phylliteuses. Les strates gréso-silteuses présentent des déformations dirigées toutes dans le même sens (vers la gauche ici) et qui se traduisent par un léger repli et de minces lentilles silteuses qui s'effilochent dans le fond argilo-phylliteux. Une schistosité inclinée à 25° sur la stratifica-

tion s'observe nettement dans les interstrates. Les éléments détritiques des strates sont parfois granoclassés et se composent de grains dont le diamètre est compris entre 40 et 8 microns.

En résumé, nous retiendrons:

- Une composition minéralogique, analogue de l'ensemble inférieur et des diverses strates de l'ensemble supérieur.
- L'absence de limets argilo-micacés dans l'ensemble inférieur, alors qu'ils constituent les interstrates de l'ensemble supérieur.
- Un granoclassement des éléments détritiques de chacune des strates, les plus gros étant situés dans l'ensemble inférieur.
- La présence de figures de sédimentation à la base des strates de l'ensemble supérieur, l'ensemble inférieur étant plus homogène, seuls quelques limets de micas détritiques soulignent la stratification.
- La présence de limonite dans les niveaux les plus grossiers.

2.7.1.1.3 Essai d'interprétation.

Les descriptions précédentes se rapportent à des observations faites à l'oeil nu et au microscope; elles ont mis en évidence un certain nombre de faits dont je vais maintenant résumer l'essentiel.

Chaque alternance grès-schiste observée sur le terrain apparaît dans le détail composée de deux ensembles lithologiques:

- Un ensemble inférieur homogène, constitué par des éléments détritiques le plus souvent grano-classés, renfermant généralement, à la partie supérieure, des limets de micas détritiques, et épars dans sa masse, des amas calcitiques et limoniteux. La stratification de cet ensemble, nette sur le terrain, n'apparaît en lame mince qu'à la faveur des limets micacés des niveaux supérieurs, la base étant homogène. La dimension des éléments détritiques est comprise entre 120 et 40 microns, les plus gros étant situés à la base, les plus petits peuvent être soit dispersés (cas le plus fréquent), soit localisés à la partie supérieure.
- Un ensemble supérieur hétérogène, composé de plusieurs strates gréso-silteuses, parfois lenticulaires qui alternent de façon assez irrégulière avec des interstrates argilo-phylliteuses.

Le matériel détritique des strates gréso-silteuses est analogue à celui de l'ensemble inférieur; il est le plus souvent grossièrement granoclassé, les grains étant de dimensions plus petites que ceux de l'ensemble précédent.

A la base de chacune des strates, on peut observer des microfigures de sédimentation remarquablement bien conservées et que l'on peut rapporter à trois types principaux; des figures de charge (load-cast), des figures de courant (structures en flamme), des figures de glissement (load-cast et structure en flamme déformés).

Cette superposition fréquente, d'épaisseur variable, mais ne dépassant pas quelques dizaines de centimètres, se répète ainsi plusieurs fois dans toute la formation des schistes du Gatón. Est-elle simplement une superposition de deux lithofaciès différents, ou une succession traduisant l'existence d'un lien génétique entre-eux.

Incontestablement, les éléments détritiques ont une origine commune, ils ont la même composition minéralogique, et sont granoclassés à l'intérieur d'une même suite, mais la présence d'interstrates argilo-phylliteuses dans le seul ensemble supérieur, souligne l'originalité de ce dernier par rapport aux autres unités lithologiques.

Si l'on se réfère à la définition d'une séquence, telle qu'elle est donnée par A. LOMBARD (1956, p. 270), puis, entre autres par M. LANTEAUME (1962-1963), et CL. CAGNY (1964), cette suite des deux ensembles homogène et hétérogène, réalise précisément cette «séquence», que l'on peut même qualifier de majeure au sens de CL. GAGNY. Poursuivant l'analogie avec les définitions données par ces auteurs, l'ensemble inférieur correspond à la *laminite primaire* de A. LOMBARD ou au *terme de base* de M. LANTEAUME et CL. GAGNY, et l'ensemble supérieur hétérogène au *complexe terminal*, composé de plusieurs *séquences mineures* ou *laminites sencodaires*. Les séquences mineures du complexe terminal sont constituées selon CL. GAGNY d'une partie essentiellement clastique et d'une autre hétérogène composée d'éléments clastiques et argileux. Or, nous retrouvons les mêmes caractéristiques dans les strates et interstrates des précédentes descriptions.

Le granoclassement fréquent des éléments détritiques et la présence de figures de sédimentation et de courant, montrent, à l'évidence, que ce matériel s'est mis en place à la faveur de courants par arrivées successives. La présence de figures de sédimentation à la base des strates de l'ensemble supérieur est un fait assez général. Leur parfait état de conservations est, d'autre part, dû à la présence du matériel argilo-phylliteux des interstrates, sans lequel elles ne pouvaient ni se former, ni se conserver.

De même, l'alternance, strates gréso-silteuses et interstrates argilo-phylliteuses, a favorisé les glissements différentiels, dont j'ai souligné l'importance dans les formations du Gatón.

2.7.1.2 Composition minéralogique.

Les différents échantillons récoltés comprennent des roches détritiques et des roches argilo-phylliteuses. Les premières de granulométrie assez fine, vont des grès fins aux silts fins, les secondes dérivent de sédiments argilo-phylliteux. Les uns et les autres se succèdent et se répartissent dans le temps selon des modalités variables que nous étudierons après avoir précisé la composition minéralogique et les autres caractères pétrographiques généraux de ces roches.

2.7.1.2.1 Les roches gréso-silteuses.

Les grès et les silts sont essentiellement composés de clastiques en proportion rarement inférieure à 80 %; ils comprennent:

- *Des quartz*, éléments les plus abondants. Ils sont, le plus souvent, de forme xénomorphe, parfois en tablettes, tous ont l'extinction onduleuse, quelques-uns renferment des inclusion parmi lesquelles on reconnaît des aiguilles de rutile.
- *Des feldspaths*, environ 15 % des éléments détritiques; ils se composent de plagioclases acides, de microcline et de feldspaths non maclés, le plus souvent altérés.
- *Des micas*, plus abondants que les précédents, sont soit épars dans les roches et en faible pourcentage, soit concentrés à la partie supérieure des strates gréso-silteuses, à la limite entre celles-ci et l'ensemble argilo-phylliteux. Il s'agit de muscovite en paillettes de plusieurs centaines de microns de long, déformées entre les grains ou allongées parallèlement à la stratification, et de biotite totalement ou partiellement altérée en chlorite, et dont les clivages et les contours sont soulignés par des granules de fer d'expulsion, leurs extrémités montrant les classiques figures d'altération en éventail.
- *Des minéraux lourds et opaques*; les premiers, très peu abondants, comprennent les ubiquistes (tourmaline, zircon et sphène), les seconds, sont plus nombreux et constitués de granules de magnétite et de limonite.

L'ensemble matrice-ciment ne représente dans ces roches qu'un faible pourcentage des éléments constitutifs (20 % au maximum). Il se compose de minéraux argileux indéterminables, de paillettes de séricite et de chlorite, et de quartz en plages microquartzitiques. A la base des strates, là où les éléments détritiques sont généralement les plus gros, il est fréquent d'observer des *amas calcitiques* de contours très irréguliers et le plus souvent très chargés en granules de fer (limonite).

Les éléments détritiques sont généralement granoclassés, les grains se répartissant au maximum entre quatre classes granulométriques de 0 à 200 microns, ce qui témoigne d'un bon triage du sédiment originel.

2.7.1.2.2 Les roches argilo-phylliteuses.

Elles se présentent, au microscope, comme un fond argileux homogène parsemé de quelques grains de quartz et constellé de nombreuses paillettes de séricites et de chlorite de néoformation disposées parallèlement au plan de stratification. Un échantillon, prélevé à la base de la série, dans un niveau de schistes fins de couleur verte avec des passées roses et ocres, est constitué de lentilles de silt fin et grossier noyées dans un fond argilo-phylliteux, chaque lentille étant recouverte par un amas lenticulaire de limonite.

2.7.1.3 Les variations verticales de la composition minéralogique et de la granulométrie.

La figure 15 montre que la composition minéralogique des roches de la formation des schistes du Gatón est assez constante dans le temps. Les éléments détritiques sont assez uniformément répartis, avec, cependant, des pourcentages plus élevés dans les horizons médians. Micas et feldspaths sont toujours présents et ne représentent qu'environ 25 % des clastiques. L'ensemble matrice-ciment, caractérisé dans les horizons les plus grossiers par de la calcite en amas xénomorphes, est, en proportion plus importante, dans les roches de la première moitié de la série. Les minéraux lourds toujours présents ne représentent cependant qu'un très faible pourcentage des éléments détritiques.

Les histogrammes réalisés dans les roches les moins affectées par les recristallisations secondaires, montrent que les horizons inférieurs sont les plus grossiers et se répartissent selon quatre classes granulométriques (de 0 à 200 microns) ce qui témoigne d'un bon triage des éléments détritiques, qui, par ailleurs, sont composés surtout de quartz présentant

un haut degré de maturité. Les sédiments des horizons médians et supérieurs sont encore mieux triés et plus fins, leurs clastiques se répartissent successivement en trois, puis deux classes granulométriques.

En résumé, cette formation qui, sur le terrain apparaît comme une suite d'alternances grés-schisteuses finement stratifiées d'où se détachent quelques bancs de grès plus massifs, est, dans le détail, constituée par une succession de lithofaciès distribués de façon séquentielle. Chacune des séquences majeures comprend deux parties, un terme inférieur ou de base, essentiellement gréseux et silteux, assez homogène, surmonté par un ensemble supérieur ou complexe terminal composé de plusieurs séquences mineures réalisant une suite de strates et d'interstrates dont l'épaisseur est, soit égale, soit supérieure à celle du terme basal. Ceci constitue ce que, après A. LOMBARD, on pourrait appeler la *série lithologique type* de la formation des schistes du río Gatón. Elle représente en effet la série lithologique la plus souvent rencontrée dans cette formation. Les bancs gréseux, plus massifs, interstratifiés à divers niveaux, sont composés de plusieurs séquences-types représentées, presque uniquement, par leurs termes de base.

Le matériel détritique à dominante quartzreuse, sans débris de roches, très peu feldspathique, comprenant parfois des micas en proportion notable, de granulométrie fine, caractérise par ailleurs, un sédiment assez bien trié et à haut degré de maturité.

2.8 PETROGRAPHIE DES GRES DE VINIEGRA, DES ALTERNANCES DU NAJERILLA, DES GRES DE BRIEVA ET DE L'ARLANZON.

Les schistes du río Gatón sont suivis d'une épaisse série grés-schisteuse dans laquelle on a pu distinguer trois formations successives:

- Les gres de Viniegra.
- Les alternances du Najerilla.
- Les grès de Brieva et de l'Arlanzón.

Cette distinction a été établie en tenant compte essentiellement des caractéristiques lithologiques visibles à l'affleurement. Or l'étude pétrographique a montré que les roches de ces différentes formations ont sensiblement la même composition minéralogique, mais qu'elles se groupent selon les unités sédimentaires qui se succèdent dans le temps avec une rythmicité variable.

Ainsi, seront successivement envisagés:

- Les différents types de roches observés dans la partie orientale du massif.
- Les variations des principales caractéristiques pétrographiques (structures et texture, composition minéralogique et phénomènes secondaires):
 - Dans le temps.
 - Dans l'espace.

2.8.1 LES DIFFERENTS TYPES DE ROCHES.

Quatre types pétrographiques peuvent être distingués:

- Les grès et quartzites.
- Les grès fins argilo-phylliteux.
- Les grès calcaires.
- Les lentilles et nodules limoniteux et micacés.

2.8.1.1 Les grès et les quartzites.

Ils représentent plus de 80 % des roches des formations de Viniegra et plus de 70 % de celles du Najerilla. Sur le terrain, leur couleur peut être soit gris-blanc, dans les horizons inférieurs, soit beige et gris-bleu. Il s'agit, le plus souvent, de roches homogènes, compactes, qui se cassent difficilement au marteau, et qui, à l'oeil nu, ont un faciès de quartzite. A l'intérieur d'une même assise gréseuse, la stratification est soulignée par des lits micacés. On peut parfois observer des stratifications obliques marquées par la succession de lits clairs et foncés dans un matériel qui paraît homogène.

Au microscope, ces roches ont une structure la plus souvent homogène, la stratification étant seulement soulignée par des lits micacés ou des niveaux plus riches en minéraux lourds. Les textures sont fréquemment *quartzitiques*, les grains jointifs étant réunis les uns aux autres par de la silice secondaire, seules quelques impuretés, disposées à la périphérie des grains détritiques, en soulignent les contours originels.

Leur composition minéralogique est sensiblement la même pour toutes les roches étudiées, seuls diffèrent les pourcentages des éléments constituants.

2.8.1.1.1 *Les clastiques.*

Ils comprennent des quartz, des feldspaths, des micas et des minéraux lourds.

2.8.1.1.1.1 *Les quartz.*

De loin, les plus nombreux, ils se composent de quartz monocristallins, à contours xénomorphes, parfois en tablettes disposées parallèlement les unes aux autres. Leur extinction est le plus souvent onduleuse, l'auréole de silice secondaire, quand il est possible de la distinguer, du grain initial, s'éteint de façon semblable au grain qu'elle entoure.

2.8.1.1.1.2 *Les feldspaths.*

En proportion ne dépassant pas 20 %, ils comprennent: des plagioclases à faible angle d'extinction, de contours généralement très nets et rarement altérés, des microclines et plus rarement des feldspaths non maclés.

2.8.1.1.1.3 *Les micas.*

En proportion variable selon les niveaux et disposés soit en lits correspondant au plan de stratification, soit épars avec le reste des éléments détritiques. Ils comprennent des muscovites en longues baguettes flexueuses, plus rarement des biotites totalement altérées en chlorite, et dont les clivages sont soulignés par des granules de fer d'expulsion.

2.8.1.1.1.4 *Les minéraux lourds.*

Ils sont particulièrement abondants et peuvent représenter jusqu'à plus de 5 % des clastiques. En plus des minéraux opaques, parmi lesquels on peut reconnaître des granules de limonite, magnétite et de pyrite, il faut ajouter les ubiquistes classiques, tourmaline essentiellement, du zircon, du sphène, de l'apatite et du leucoxène qui apparaît en granules plaquées sur les grains de sphène. A proximité des biotites altérées, il est fréquent d'observer des petites baguettes de rutile.

2.8.1.1.1.5 *Les restes de Lingulides.*

Les horizons les plus élevés de cette formation m'ont livré, ici et dans d'autres localités de la Demanda, des restes de Lingulides, soit entiers, soit le plus souvent, fragmentés en petits débris. Parfois, le nombre des coquilles est tel que ces niveaux ont l'allure de véritables lumachelles. Ces tests apparaissent constitués d'une matière non cristallisée, et, pour la plupart, sont partiellement silicifiés; leur structure est lamellaire et a tendance à se dissocier aux extrémités.

2.8.1.1.2 *L'ensemble matrice-ciment.*

Il est en proportion très variable selon les niveaux et les roches; réduit à quelques phyllites secondaires disposées entre les éléments détritiques, il peut, par contre, représenter plus de 50 % des roches.

En plus de minéraux argileux indéterminables au microscope, on peut reconnaître de nombreuses paillettes de phyllites secondaires, séricite et chlorite, disposées, sans ordre, ou orientées selon les plans de schistosité.

Cet ensemble comprend également des plages de quartz secondaire à texture microquartzitique englobant de nombreuses paillettes de phyllites de néoformation. De plus, les grès à texture non jointive renferment parfois, des amas de calcite à contours irréguliers, plus ou moins ramifiés entre les éléments détritiques. Suivant leur dimension, ces amas calcitiques sont mono ou pluricristallins. Leurs contours sont presque toujours soulignés par des granules de limonite.

La dimension des éléments détritiques (entre 30 et 200 microns) place ces grès dans la catégorie des grès fins et des silts. Qualitativement, et se référant aux critères de classification de PETTIJOHN, on peut distinguer plusieurs types de roches:

- *Des protoquartzites*, de loin les plus abondantes, et pour lesquelles les éléments détritiques, essentiellement des quartz, représentent plus de 75 % de la roche.
- *Des grès feldspathiques*, plus riches en feldspaths que les précédents, et où l'ensemble matrice-ciment est plus abondant.
- *Des «graywackes» feldspathiques*, où clastiques et ciment sont en proportion égale.

2.8.1.2 Les grès fins argilo-phylliteux.

Très peu abondants dans les horizons inférieurs, ils alternent de façon assez irrégulière avec les roches précédentes dans la suite des alternances du Najerilla. Leur couleur est ici fréquemment gris-bleu, ce qui leur donne un faciès caractéristique.

La stratification est généralement bien marquée par de fines alternances de niveaux de couleurs sombres et claires, et de fréquents limets micacés, ou par de minces lentilles de couleur claire disposées parallèlement les unes aux autres et interstratifiées dans un fond sombre homogène. Notons que ces roches sont fréquemment recoupées par une schistosité généralement bien distincte de la stratification.

Au microscope, ces roches ont une structure assez hétérogène, dans laquelle chaque lit clair visible à l'oeil nu correspond à un niveau de silt fin à très fin, qui peut soit être d'épaisseur constante, soit le plus souvent lenticulaire. Ces lentilles silteuses se composent d'éléments de très petites tailles, jointifs ou non, parmi lesquels on peut reconnaître des quartz à contours sub-anguleux; quelques rares feldspaths, des micas (muscovite et biotite très chloritisées) et de très rares minéraux lourds. L'ensemble matrice-ciment est très difficile à distinguer, notons cependant la présence dans certaines lentilles silteuses d'amas de calcite analogues à ceux observés dans le grès précédents.

Le fond homogène dans lequel sont noyées ces lentilles, est constitué de minéraux argileux et de nombreuses phyllites détritiques pour certaines, en grandes baguettes disposées selon la stratification, et de néoformation pour la plupart. Celles-ci comprennent des micas en petites baguettes, orientées ou non, et intimement associées au fond argileux.

Cette dualité dans la composition minéralogique, est une des caractéristiques essentielles de ces roches, qu'il serait par suite plus logique d'appeler des silts argileux. Les éléments détritiques des lentilles et limets silteux sont analogues à ceux des grès précédents, ce qui suggère qu'ils doivent avoir une origine commune.

2.8.1.3 Les grès calcaires.

A plusieurs niveaux dans la série des alternances du Najerilla (notamment dans les coupes des ríos Brieva, Najerilla et Calamentio) on peut observer interstratifiés dans des horizons gréseux, des lits plus ou moins lenticulaires de grès calcaires. A l'affleurement, ils se distinguent

du reste de la roche par une teinte rouille et une structure vacuolaire due à la dissolution de la calcite.

Au microscope, ces roches ont une structure assez hétérogène analogue à celle observée à l'oeil nu, et caractérisée par des entrelacs de lits essentiellement gréseux, voire quartzitiques, et de lentilles grésocalcaires. Dans ces dernières, la stratification est uniquement soulignée par des lits de minéraux lourds (tourmaline, zircon, sphène, apatite et magnétite) et quelques lits micacés, la roche apparaissant, par ailleurs, constituée de grains de quartz poly et monocristallins, plus rarement de feldspaths et de micas, noyés dans un fond calcitique. Celui-ci comporte deux sortes de calcite, l'une constituée de calcite en cristaux de grande taille, généralement obscurcis par de la limonite, dont les contours, parfois géométriques, sont soulignés par une pellicule ocre-rouille, l'autre est plus claire et disposée de façon irrégulière entre les éléments détritiques, quartz notamment, dont elle remplit les golfes de corrosion. La calcite chargée d'impuretés et dont les contours sont soulignés par une pellicule sombre, pourrait être le témoin d'un ciment primaire, qui aurait été remanié après son dépôt; celle plus claire et de contours plus xénomorphes, correspondrait à de la calcite secondaire recristallisée, dont la mise en place serait postérieure à la silicification des quartz, puisqu'elle remplit les golfes de corrosion des grains et de leur auréole d'accroissement.

Le ciment renferme également quelques plages argilo-phylliteuses à contours irréguliers, totalement entourées par de la calcite secondaire.

2.8.1.4 Les lentilles et nodules limoniteux et micacés.

J'ai maintes fois signalé, dans les descriptions des coupes du chapitre précédent, la présence dans les grès des formations du Najerilla et de leurs équivalents latéraux, de lentilles et nodules limoniteux et micacés dont la couleur rouille et l'état pulvérulent contrastaient nettement par rapport aux autres roches de couleur généralement plus claire et de grande dureté. De plus, ces lentilles et nodules renferment fréquemment des restes de Brachiopodes, Lingulides principalement, en quantité parfois importante, alors que la roche encaissante en paraît dépourvue.

A l'affleurement, les nodules apparaissent, le plus souvent, très altérés; ils se désagrègent facilement au marteau, montrant une structure concentrique, avec un coeur homogène et très friable, et une enveloppe qui se débite en feuillets plus compacts. On passe ainsi progressivement à la roche encaissante.

Au microscope, les auréoles apparaissent constituées par une alternance de grès très micacés et de grès à ciment calcaire. Les micas qui

peuvent représenter plus de 50 % de la roche, comprenant soit des muscovites et des biotites partiellement altérées en proportion sensiblement égale, soit essentiellement des biotites très altérées, ayant totalement éliminé leur fer qui se présente en granules et taches de contours irréguliers. La teneur en calcite augmente vers le centre de ces structures, dont le cœur, lorsqu'il n'est pas trop altéré, apparaît comme un grès à ciment calcaire.

Ces structures concentriques semblent ainsi résulter d'une différenciation centripète de la calcite au sein d'un grès très micacé. La couleur rouille et l'état pulvérulent de ces structures à l'affleurement sont dus à des phénomènes d'altérations superficielles se traduisant par une dissolution de la calcite et une oxydation des composés ferreux contenus dans la roche. Par suite, la cohésion de la roche disparaît totalement, et celle-ci tend à se débiter en lames concentriques.

2.8.2 LES VARIATIONS DES PRINCIPALES CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUES.

Ces variations s'inscrivent à la fois dans le temps et dans l'espace et concernent, la lithologie, la granulométrie des éléments détritiques, leur maturité, leur triage, et la composition minéralogique des roches.

2.8.2.1 Dans le temps.

Deux exemples, pris dans les alternances du Najerilla et les grès de Viniegra, vont permettre de préciser ces variations.

2.8.2.1.1 1er exemple.

Onze échantillons ont été récoltés à plusieurs niveaux dans une succession qui, de bas en haut, comprend (figure 16a):

2.8.2.1.1.1 *Un ensemble homogène A*, de grès à texture quartzitique correspondant à un banc de 50 centimètres d'épaisseur, dont la limite inférieure est marquée par un joint de stratification avec les niveaux sous-jacents. Il est constitué par des grès fins à très fins à texture quartzitique dans lesquels la stratification peu visible, est néanmoins soulignée par des lits de micas de quelques microns d'épaisseur. Les éléments détritiques représentent plus de 95 % de la roche; ils comprennent des

quartz (entre 80 et 90 %), des feldspaths (8 à 10 %) plagioclases et microclines, quelques micas, muscovite et biotite chloritisée associés avec quelques minéraux lourds ubiquistes et disposés en lits sinueux. Les quelques éléments de l'ensemble matrice-ciment sont essentiellement des chlorites secondaires disposées entre les quartz. Cette composition minéralogique est assez constante dans ce premier ensemble, dont les clastiques se répartissent selon trois ou quatre classes granulométriques avec des maxima pour les classes deux et trois.

Il n'y a pas de granoclassement à l'intérieur de cet ensemble qui, mis à part les lits micacés, apparaît très homogène.

2.8.2.1.1.2 *Un ensemble hétérogène B* (9 centimètres), constitué par une alternance irrégulière de strates gréseuses et d'interstrates argilo-micacées. Les strates gréseuses dont l'épaisseur va de quelques millimètres à trois centimètres, sont composées d'éléments détritiques analogues à ceux de l'ensemble inférieur, mais isolés dans un fond argileux et chloriteux; les roches ont ainsi une texture détritique à grains non jointifs. La phase détritique ne représente pas plus de 75 %. La base des strates est souvent soulignée par la présence de minéraux lourds, de restes de Lingulides, et il est fréquent d'observer des figures de sédimentation, load-cast déformés, structures en flammes, et un granoclassement très sommaire des clastiques (fig. 16b).

Les interstrates sont composées de minéraux argileux, de phyllites secondaires (séricite et chlorite) et plus accessoirement de micas détritiques et de quartz.

Les niveaux supérieurs de cet ensemble ont des interstrates plus épaisses que celles des niveaux sous-jacents, et la stratification y est d'ailleurs plus régulière. Deux lames (figures 116 et 117) provenant de ces niveaux vont permettre de préciser la constitution des interstrates et leurs relations avec le matériel détritique des strates. De bas en haut, l'une d'elle (117) montre:

- Un premier niveau (1) où les éléments détritiques, essentiellement des quartz (il n'y a aucuns minéraux lourds), représentent environ 40 % et sont noyés dans un ensemble argilo-phylliteux dans lequel flottent quelques micas détritiques.
- Un deuxième niveau (2) où les quartz se font de plus en plus rares et où, par contre, les micas deviennent plus abondants (muscovite en baguettes de plusieurs microns de long et quelques biotites altérées en chlorite).
- Un troisième niveau (3) où les quartz ont presque totalement disparu, mais qui est très riche en micas détritiques, muscovite et

biotite en proportion égale, ces dernières très altérées en chlorite, apparaissent comme des éléments de grandes tailles d'aspect trapu, disposés entre les plans de schistosité et déformés par eux.

Les autres micas sont noyés dans un fond argilo-phylliteux assez homogène et sont disposés tous parallèlement selon la stratification.

- On passe ensuite, brusquement, dans une strate gréseuse où les éléments détritiques ont un diamètre compris entre 50 et 250 microns et dont la base est composée essentiellement de minéraux lourds et quelques débris de Lingulides.

Le niveau argilo-micacé de la partie supérieure de l'interstrate peut avoir une épaisseur variable de quelques microns à deux ou trois millimètres, mais il est fréquemment partiellement raviné par la strate sus-jacente, et on la retrouve à l'état de limets lenticulaires à l'intérieur et à la base de celle-ci (lames 116 et 117).

La composition minéralogique de cet ensemble hétérogène varie en fonction des alternances strates-interstrates. Il faut noter le pourcentage assez élevé en minéraux lourds (tourmaline, zircon, apatite, sphène, souvent surchargé de granules de leucoxène), disposés en lits à la base des strates. Les éléments détritiques se répartissent selon trois et quatre classes granulométriques et ne sont généralement pas granoclassés à l'intérieur de chacune des strates.

2.8.2.1.1.3 *Un ensemble plus régulièrement stratifié C* (6 centimètres), et plus homogène succède aux alternances irrégulières sous-jacentes. Il est composé de grès fins feldspathiques et légèrement micacés, où les éléments détritiques sont entourés d'un fond argilo-chloriteux qui représente environ 15 % des roches. La stratification est soulignée par des lits de micas et de minéraux lourds disposés parallèlement les uns aux autres ou plus rarement anastomosés, et j'ai pu en compter plus de 20 pour un centimètre d'épaisseur. Dans chacun des lits ainsi individualisés, les grains sont soit totalement entourés par le ciment, soit réunis en plages à texture quartzitique lorsque celui-ci est absent. Ils se répartissent en trois classes granulométriques avec des maxima pour les deuxième et troisième classes.

2.8.2.1.1.4 *Un ensemble homogène D* analogue à celui du premier niveau se superpose au précédent. Il est constitué par des grès fins à texture quartzitique, se traduisant sur le terrain par un banc nettement individualisé.

Les différents lithofaciès observés dans cette succession sont:

- Des grès quartzite constituant l'essentiel des roches de l'ensemble inférieur (A), et plus rares dans les autres strates.
- Des grès argilo-micacés dans les strates des ensembles B et C.
- Des silts argilo-micacés dans les strates et à la base des interstrates de l'ensemble B.
- Des argiles silteuses et micacées dans les interstrates de B.
- Des argiles hypermicacées à la partie supérieure des interstrates de B.

Ces cinq lithofaciès ne sont donc pas présents dans tous les termes d'une succession. Certains d'entre eux sont, au contraire, caractéristiques d'un ou plusieurs termes et absents ailleurs. Ainsi, la courbe lithologique établie d'après les principes de A. LOMBARD (figure 16a colonne III) montre clairement la répartition des lithofaciès, et met notamment en évidence l'hétérogénéité du terme B, qui contraste nettement avec l'homogénéité des termes A et C.

En résumé, ce premier exemple de succession lithologique révèle la superposition de trois termes lithologiques qui diffèrent par leur structure, leur texture et leur composition minéralogique. Cette opposition doit correspondre à des conditions de sédimentation différentes des éléments constitutifs de chacun de ces trois termes.

2.8.2.1.2 *2ème exemple.*

L'autre exemple de succession lithologique sera pris dans les grès massifs de la base des formations de Viniegra, au niveau A (figure 18) correspondant à une passée plus finement stratifiée. Rappelons que les grès de la base sont des grès quartzites homogènes, en bancs massifs où la stratification n'est soulignée que par de minces limets micacés, chaque banc étant séparé du suivant par une zone plus hétérogène montrant une alternance irrégulière de strates et d'interstrates, celles-ci étant généralement de très faible épaisseur. C'est précisément dans une zone hétérogène (analogue au terme B de la description précédente) qu'a été récolté l'échantillon 373 dont je vais maintenant donner la description (figure 17).

La lame mince réalisée à partir de cet échantillon montre (figure 17) la superposition de trois strates gréseuses séparées par des interstrates argilo-micacées.

Dans chacune des strates on peut distinguer plusieurs séquences (deux dans les strates A et B, six en C), composées d'un *terme inférieur* (a) gréso-argileux renfermant parfois des amas calcitiques, et où les minéraux lourds et opaques sont disposés en lits parallèles à la base (cela est net notamment pour la première séquence de la strate B, et les six séquences de C), et d'un *terme supérieur* (b) de grès quartzite, où les minéraux lourds, moins abondants, sont épars dans la roche et dans lesquels il n'y a pas d'amas calcitiques. Les micas détritiques (muscovite principalement) sont épars et parfois concentrés à la partie supérieure de ce terme. Les stratifications sont assez irrégulières, voire obliques (cela est net pour A). A la base de B, séparée de A par une interstrate plus épaisse qu'entre B et C, on peut remarquer des figures de sédimentation, load-cast et structures en flammes déformés par des glissements interstrataux postérieurs au dépôt. Notons enfin, la présence à la partie supérieure de A d'une fente évassée vers le haut et remplie de calcite et de minéraux argileux et micacés de l'interstrate sus-jacente. Il s'agit là d'une structure sédimentaire mise en place lors de la diagénèse du sédiment, et qu'il ne faut pas confondre avec les fentes de tension (f) également calcitiques, qui recoupent obliquement les différentes séquences des strates et dont l'origine est tectonique.

Le matériel des interstrates (a) a une constitution minéralogique différente de celui des strates. Il se compose d'un fond argilo-phylliteux et de micas détritiques (muscovite et biotite chloritisée) disposés en lits parallèles à la stratification. On peut noter que le terme de base de la strate B ravine partiellement le matériel argilo-phylliteux de l'interstrate sous-jacente.

A l'échelle des formations, les variations de la succession lithologique, de la composition minéralogique et de la granulométrie, permettent de distinguer six ensembles sédimentaires successifs (fig. 18 cf. mégaséquences A à F). La base de chacune de ces mégaséquences est généralement caractérisée par une lithologie en bancs massifs, des histogrammes granulométriques plus étalés, des éléments détritiques essentiellement quartzeux. Le sommet par contre est plus hétérogène, les éléments y sont plus fins et mieux triés, et les carbonates sont fréquents.

2.8.2.2 Dans l'espace.

Les variations sont ici plus sensibles, tant en ce qui concerne les structures et textures que la composition minéralogique.

2.8.2.2.1 Les structures et textures.

Elles varient selon la nature du sédiment:

— Dans les grès et les grès quartzites. A l'Est, ces roches ont une structure le plus souvent homogène, la stratification étant seulement soulignée par des lits micacés ou des niveaux plus riches en minéraux lourds. Les textures sont fréquemment quartzitiques, les grains jointifs étant réunis les uns aux autres par de la silice secondaire.

A l'Ouest, les structures et textures sédimentaires sont le plus souvent bien conservées. La stratification est notamment soulignée par des lits plus riches en minéraux lourds que le reste de la roche, ou par d'autres hypermicacés. Dans les grès argileux, il est fréquent d'observer, à la base des strates, des figures de sédimentation analogues à celles des formations plus orientales: load-cast généralement déformés, structures en flamme, stratifications obliques. Rares sont par contre les exemples de granoclassement, les éléments détritiques ayant d'une façon générale les mêmes dimensions, ce qui témoigne d'un bon triage.

Les différentes textures observées se résument à deux types principaux. Lorsque les clastiques sont épars dans un fond argilo-phylliteux, selon une *texture détritique non jointive*, ils présentent de fréquentes figures de recristallisations orientées dans lesquelles la silice secondaire et les phyllites de néoformation sont disposées en tapis-brosse aux extrémités des grains. Parfois, les micas détritiques et les phyllites secondaires s'organisent autour des grains en réalisant des *structures micro-lenticulaires orientées* parallèlement à la stratification, les minéraux néoformés étant disposés dans la partie distale et convergent vers l'extrémité de ces microlentilles.

Lorsque les éléments argilo-phylliteux de l'ensemble matrice-ciment sont peu abondants ou absents, les grès étant essentiellement composés de quartz et de feldspaths, ces derniers sont réunis les uns aux autres par de la silice secondaire, selon des *textures quartzitiques* qui peuvent être soit homogènes, en mosaïque ou indentées, soit hétérogènes. Dans ce dernier cas, réalisé lorsque la roche renferme un peu de minéraux argilo-phylliteux, les éléments siliceux détritiques et néoformés sont coalescents et constituent un réseau quartzeux de veines anastomosés, sensiblement parallèle à la stratification, où il est difficile de distinguer les quartz détritiques, et qui enserrant dans ses mailles des minéraux argileux et des phyllites en petites baguettes orientées dans la même sens.

— Dans les grès fins argilo-phylliteux, à l'Est, la stratification est généralement bien marquée: fines alternances silteuses et argileuses, minces lentilles silteuses disposées parallèlement les unes aux autres et interstratifiées dans un fond argileux (photo 1, planche II).

A l'Ouest, les structures sédimentaires sont aisément reconnaissables dans les roches où de fins lits silteux alternent avec des niveaux argileux et micacés. Ainsi, la stratification peut être soit régulière, chacune des strates silteuses qui, à l'oeil nu, apparaissent comme des lits clairs étant constitués de clastiques (quartz, feldspaths, micas et quelques rares minéraux lourds) noyés dans un fond argilo-phylliteux hétérogène, soit irrégulière, les éléments détritiques se présentant en lentilles de tailles variables enrobées dans le même fond argilo-phylliteux (cf. photo 1, planche II). Il est fréquent d'observer des figures de sédimentation à la base des strates (load-cast, flamme-structure notamment), dont l'aspect rappelle tout à fait celui des niveaux équivalents de l'Est.

Lorsque le matériel détritique est moins abondant et dispersé dans des lentilles silteuses, de petite dimension, ou totalement isolé au sein du fond argilo-phylliteux, la stratification est plus difficilement discernable. Néanmoins, si l'on compare les deux photos et de la planche correspondant respectivement à deux échantillons d'un même niveau stratigraphique mais prélevé l'un à l'Est (photo 1) et l'autre à l'Ouest (photo 2), on notera d'incontestables analogies en ce qui concerne la structure des roches:

- Dans le premier exemple, la structure hétérogène du sédiment est caractérisé par la présence de lentilles de silt fin noyées dans un fond argilo-phylliteux, et allongées selon la stratification; certaines correspondent à d'anciens terriers, d'autres à de simples lentilles isolées témoins d'une sédimentation faiblement silteuse.
- Dans le deuxième exemple, les petites lentilles de teintes claires, qui au microscope apparaissent constituées de quartz en mosaïque et en tablettes, sont d'anciennes lentilles de silt analogues aux précédentes, mais totalement recristallisées. Cette recristallisation est d'origine secondaire, liée à un léger métamorphisme qui se traduit entre autre par des recristallisations orientées disposées selon une schistosité S_1 , et des micas et minéraux opaques obliques par rapport à celles-ci.

Parfois, il n'y a plus aucune trace du litage stratigraphique, à l'oeil nu, la roche à un aspect satiné de schiste phylliteux; au microscope, on reconnaît un feutrage de plages siliceuses constituées de quartz en mosai-

que ou en tablettes, et de plages phylliteuses intimement mêlées l'ensemble étant orienté selon S_1 . Ce feutrage a parfois l'allure d'une foliation selon la définition récemment rappelée par J. GROLIER et P. VIALON (1964).

2.8.2.2.2 La composition minéralogique.

Par rapport aux roches orientales précédemment décrites, celles de l'Ouest du Massif se caractérisent par une diminution puis une disparition des carbonates, une augmentation du pourcentage des minéraux argileux, et surtout la présence de minéraux secondaires d'origine métamorphique disposés parallèlement ou obliquement au litage ou nettement surimposés à toutes structures orientées.

L'importance des recristallisations ne permet pas de toujours distinguer les éléments détritiques des minéraux néoformés. C'est pourquoi nous étudierons successivement la composition minéralogique des éléments constituant ce qu'il est convenu d'appeler la trame de la roche et ceux qui lui sont surimposés.

2.8.2.2.2.1 Les éléments de la trame.

Ils comprennent essentiellement du quartz et des micas, et, plus rarement des feldspaths.

- Le quartz, lorsque son origine détritique est discernable, présente une extinction onduleuse qui témoigne d'un métamorphisme ou d'une tectonisation antérieure à son dépôt. Celui des microstructures orientées a également ce type d'extinction, mais son origine est plus récente, en liaison avec les phénomènes métamorphiques et tectoniques contemporains de sa mise en place.
- Les micas de la trame sont soit des micas détritiques réunis le plus souvent en lits parallèles à la stratification (muscovite et biotite totalement altérées en chlorite), ou isolés dans le fond argilo-phylliteux, soit des petites paillettes de séricite et de chlorite orientées toutes parallèlement selon les structures précédemment décrites. Parfois, ces micas sont réunis en plages filiformes constituant un réseau phylliteux dans les mailles duquel sont enserrés les éléments quartzeux. A l'intérieur des microlentilles, et intimement associés au quartz, on peut observer des micas en petites baguettes isolées dont l'aspect est analogue; elles peuvent être

orientées ou disposées sans ordre. Etant donné leur habitus, il me paraît vraisemblable qu'ils soient analogues et de même âge aux micas orientés de la partie phylliteuse de la trame, les uns et les autres s'étant mis en place sous contraintes orientées et constituant les *micas néoformés de type 1*.

- Les *feldspaths* de la trame sont des éléments détritiques participant, comme les quartz de même origine, aux microstructures. Ils sont relativement rares et comprennent des plagioclases et des *feldspaths* non maclés.

2.8.2.2.2 Les éléments surimposés.

Il s'agit de minéraux de formes généralement automorphes, non altérés, sans orientation particulière; certains, cependant, ont eu leur croissance visiblement dirigée par l'architecture de la trame préexistante dont ils semblent ainsi épouser les déformations. Ils comprennent, par ordre de fréquences décroissantes:

- Des *micas*, en baguettes incolores ou légèrement vertes, polarisant dans les teintes variées, jaunâtres, roses ou bleues; il pourrait s'agir d'une variété de muscovite (phengite ?), correspondant à des *micas néoformés de type 2*.
- Des *minéraux opaques*, en baguettes rectangulaires bien automorphes, qui, en lumière réfléchie, apparaissent de teintes grises-mattes (Ilménite ?) ou brillantes (magnétite ?) ou blanchâtres (leucoxène ?). Ils sont uniquement localisés dans les lits argilo-phylliteux ou dans les strates silteuses à ciment également argilo-phylliteux. Ceci suggère qu'ils ont pu se former à partir des éléments détritiques et authigènes préexistants dans ces niveaux (*micas* et minéraux lourds), qui renfermaient le fer et le titane nécessaires. Leur mise en place est postérieure aux recristallisations orientées sur lesquelles ils sont surimposés (cf. photos 2 à 4, pl. II et pl. III).
- De la *biotite* verte et brune en larges cristaux bien délimités latéralement, mais aux extrémités le plus souvent irrégulières, disposés en nids entre les plages quartzitiques, ou en individus isolés plaqués sur les microstructures secondaires (cf. photos 5 à 8, pl. III).

2.8.2.2.3 Répartition des lithofacies.

Les roches qui composent ces formations sont essentiellement des grès, des schistes argileux, qui, au centre et à l'ouest du Massif, prennent

fréquemment un aspect de schistes-phylliteux, et plus accessoirement et uniquement à l'Est, des grès calcaires. La répartition de ces différents lithofaciès peut être schématiquement traduite sur une carte de faciès (figure 19), selon les méthodes classiques exposées par W. C. KRUMBEIN et L. L. SLOSS (Stratigraphy and Sedimentation, 1963).

Les courbes représentées sur cette carte se rapportent aux pourcentages des grès par rapport à la totalité des roches (établis d'après les épaisseurs), et aux variations du rapport grès/schistes (également établis d'après les épaisseurs). Ces courbes montrent clairement que les lithofaciès gréseux diminuent progressivement d'importance à mesure que l'on va vers l'Ouest, et ceci selon une direction sensiblement ENE-OSO.

Les niveaux carbonatés sont uniquement localisés à l'Est du Massif, où d'ailleurs ils apparaissent lenticulaires; ils disparaissent rapidement vers l'Ouest-Sud-Ouest, soit selon une direction et des modalités analogues à celles mises en évidence pour les lithofaciès gréseux.

2.8.3 ESSAI D'INTERPRETATION.

La composition minéralogique et la lithologie des sédiments présentent, nous l'avons vu, des variations très notables d'Est en Ouest, caractérisées entre autres par des strates gréseuses plus massives et plus nombreuses à l'Est, et des séries plus finement stratifiées et moins gréseuses à l'Ouest. Ce qu'il importe maintenant d'éclaircir et de préciser, ce sont les causes de ces variations.

On peut considérer que ces variations sont dues à des changements du milieu générateur du sédiment, correspondant à ce que A. LOMBARD appelle «*l'aire primaire de dépôt*» (A. LOMBARD, 1967). En fait, si les arrivées de matériel détritique dans cette aire primaire de dépôt sont étroitement liées aux conditions régnant dans l'arrière-pays (importance des reliefs, climat, érosion, durée du transport par les fleuves, etc.), on peut penser, effectivement, comme le souligne cet auteur, que ce milieu générateur n'était pas stable, et que, par suite, les matériaux mis en place étaient de nouveau mis en mouvement.

Par suite, on imagine aisément qu'un sédiment terrigène, remis en mouvement voit ses éléments constitutifs se répartir, lors du transport, selon leur densité respective et se sédimenter dans une aire secondaire définitive en séquences successives dans lesquelles les minéraux lourds sont, généralement situés à la base et les micas au sommet. Les éléments argilo-phylliteux des interstrates correspondraient au fond continu de sédimentation dont la mise en place s'effectuerait entre deux arrivées de matériel détritique.

Tenant compte des variations de la lithologie et de la succession des différents lithofaciès, nous avons envisagé, à propos des formations de l'Est du Massif, la succession de plusieurs phases sédimentaires correspondant chacune à une mégaséquence subdivisée en plusieurs épisodes. Episode détritique homogène, auquel correspondent les grès massifs à texture quartzitique du terme inférieur des mégaséquences; épisode mixte qui voit se sédimenter successivement selon des rythmes variables des éléments détritiques et des éléments argilo-phylliteux, puis les apports diminuant encore, lui succède un épisode essentiellement argileux correspondant aux schistes gris-bleus.

Ce schéma me semble pouvoir être appliqué pour l'ensemble de ces formations, dont j'ai déjà souligné la continuité et l'évolution latérale des lithofaciès. Par suite, les faits que nous voyons actuellement suggèrent que ces éléments terrigènes se sont déposés dans une aire de sédimentation secondaire orientée sensiblement Est-Ouest et dont l'actuelle Demanda ne représente, très vraisemblablement, qu'une partie.

Le fait qu'à l'Est les sédiments soient moins bien triés, plus gréseux, et qu'ils renferment des niveaux carbonatés lenticulaires à débris de fossiles (Brachiopodes, Echinodermes et Trilobites), montre que les conditions de sédimentation n'étaient pas uniformes dans l'ensemble de ce bassin.

La puissance des séries de plus de 1.000 mètres traduit l'importance des apports dont le volume diminuait d'Est en Ouest, et dont la mise en place était compensée par une subsidence active égale, ou légèrement supérieure.

En effet, la présence de lentilles calcaires à débris de fossiles suggère que cette partie orientale était très vraisemblablement proche du milieu générateur épicontinental, où la vie devait être bien développée, et dont elle recevait épisodiquement les éléments du test (articles isolés d'Echinodermes, valves de Brachiopodes, céphalon ou pygidium de Trilobites). Temporairement, même, elle pouvait y être rattachée, et les organismes pouvaient s'y installer, comme en témoignent les niveaux lumachelliques à *Billingsella* et à *Lingulides*.

A l'Ouest, par contre, les conditions étaient plus pélagiques, les éléments détritiques plus fins et mieux triés y sont moins abondants. La vie devait être peu développée; les seuls fossiles récoltés sont des fragments de Brachiopodes principalement des *Lingulides*, très certainement amenés avec les autres éléments détritiques. En supposant qu'il existait une faune autochtone, les phénomènes métamorphiques ultérieurs n'en ont laissé aucune trace.

Peut-on considérer que cette série détritique marine a les caractères d'un flysch? Avant de répondre à cette question, il est utile de rappeler

qu'un flysch se définit en fonction de multiples critères pétrographiques, lithologiques, sédimentologiques, biologiques, tectoniques et historiques, cf. A. LOMBARD (1956), J. AUBOUIN (1964) et fascicule 3 du volume 51 des *Eclogae geological Helvetiae* de 1958.

Les caractères pétrographiques, lithologiques et sédimentologiques que nous venons de présenter dans ce chapitre, ne sont pas ceux des flyschs. Les éléments détritiques sont en effet trop bien triés, et ont un degré de maturité trop élevé pour être ceux d'un flysch; de plus, les roches sont ici essentiellement des grès quartzite dont la teneur en matrice est assez faible, alors que celles des flyschs sont, le plus souvent, des *grauwackes*. Les successions lithologiques sont souvent incomplètes, et rarement granoclassées. Les figures de sédimentation sont rares et liées, non pas à la mise en place de courants turbides (en supposant d'ailleurs que les sédiments de flyschs se soient mis en place selon ces modalités, ce qui n'est pas admis par tous les spécialistes), mais, à des phénomènes de tixotropie différencielle, et à des glissements interstrataux. La très faible importance de la faune ne permet pas d'invoquer le critère biologique. Les critères tectoniques et historiques, par contre, seraient les seuls à pouvoir être invoqués.

On sait, en effet, que les flyschs sont souvent considérés comme des sédiments pré ou synorogéniques (cf. notamment J. AUBOUIN, 1964), et qu'ils représentent les derniers produits mis en place avant le plissement.

Or, ces formations et celles qui leur font suite (les grès de Brieva et de l'Arlanzón), représentent très vraisemblablement les derniers sédiments déposés avant la première phase orogénique. Mais, là encore, il s'agit d'une hypothèse que nous développerons plus en détail à propos de l'âge du métamorphisme et des différentes phases tectoniques.

En résumé, aucun critère fondamental ne permet de rapporter ces formations à un flysch. Nous les considérons donc comme des formations détritiques marines, mises en place dans un bassin de sédimentation à affinités épicontinentales à l'Est et plus franchement pélagiques, à l'Ouest, et qui présentent, selon cette direction, des variations dans la pétrographie et la lithologie.

2.9 PETROGRAPHIE DES CONGLOMERATS DU NECUTIU, DU RIO PEDRO-SO ET DE VILLOROBE.

Les alternances du Najerilla sont suivies localement par des niveaux de conglomérats à petits galets, niveaux lenticulaires qui ont été observés en trois endroits:

- Sur les crêtes séparant les bassins des río Oja et Najerilla entre le Portillo Necutiu et le Salineros.
- Dans la vallée du río Pedroso, au nord de Barbadillo de Herreros, près de la «casa forestal».
- Enfin, au Sud de Villorobe, en plusieurs localités, dans la vallée du río Arlanzón, sur le plateau qui la domine à l'Est, et dans d'autres petites vallées affluentes du río Arlanzón.

2.9.1 PETROGRAPHIE DES CONGLOMERATS DU NECUTIU

Les différentes roches récoltées ici peuvent être groupées en trois catégories:

- Les conglomérats proprement dits.
- Les grès allant des grès grossiers aux silts fins.
- Les schistes argileux.

2.9.1.1 Les différentes roches.

2.9.1.1.1 Les conglomérats.

Sur le terrain, ces conglomérats se présentent en lits discontinus, lenticulaires, interstratifiés dans des niveaux de schistes et de grès d'aspect tout à fait différent. Ils apparaissent ainsi brusquement, et tranchent nettement par rapport aux roches encaissantes. La plupart sont constitués de galets blancs de forme arrondie ou allongée dont la taille va de quelques millimètres à 10 centimètres, au maximum. Il n'y a pas de classement, mais au contraire un mélange de galets de tailles diverses disposés sans ordre et noyés dans un ciment de couleur gris-rose dans lequel on peut, à l'oeil nu, distinguer des quartz et quelques micas.

Près du Portillo du Necutiu, les premiers niveaux sont constitués de roches très hétérogènes dans lesquelles on reconnaît des galets blancs, noyés dans un ciment homogène, et des galets mous de schistes bleu-vert et de schistes très micacés de couleur brun-rouille, dont le faciès rappelle tout à fait celui des nodules limoniteux et micacés des formations sous-jacentes.

2.9.1.1.1.1 Structures et textures.

La stratification est seulement soulignée par la disposition des micas

de la matrice, le reste des éléments détritiques, quelle que soit leur taille, étant disposé sans ordre ni classement.

Les galets ont généralement une forme circulaire ou allongée avec des contours arrondis. Les grains de la matrice, par contre, sont anguleux à subanguleux-subarrondis.

A la périphérie des galets, on peut observer des cornes très effilées composées de quartz et de phyllites secondaires orientés et convergents vers leurs extrémités.

Certains galets sont intacts, d'autres sont recoupés par des failles remplies de calcite ou de silice.

2.9.1.1.1.2 Composition minéralogique.

2.9.1.1.1.2.1 Les galets quartzeux.

Ils comprennent cinq types de roches:

- Des galets d'aplite, à tourmaline, à très petits cristaux de quartz.
- Des galets de quartzite en mosaïque où les quartz ne présentent pas d'orientation particulière.
- Des galets de quartzite où les quartz sont indentés et engrenés et disposés parallèlement les uns aux autres, certains peuvent être homogènes; d'autres hétérogènes et composés d'éléments de très petites tailles en plages microquartzitiques enrobant des quartz engrenés de plusieurs dizaines de microns de long.
- Des galets de quartzite à texture en mosaïque irrégulière à gros éléments de quartz.
- Enfin, des galets de quartz monocristallins.

Tous ces éléments quartzeux ont une extinction roulante, certains sont craquelés et éclatés, et recimentés, ce qui témoigne des contraintes tectoniques subies par ces roches après leur dépôt.

2.9.1.1.1.2.2 Les galets mous.

Leur forme est généralement rectangulaire; certains sont ondulés, et renferment quelques galets de petites dimensions. D'après leur couleur on peut distinguer des galets gris-vert et des galets brun-rouille.

- Les premiers contiennent des quartz de 10 à 80 microns dont les contours sont anguleux, des feldspaths (plagioclases et orthoses),

des biotites altérées partiellement en chlorite, des muscovites en petites baguettes, le tout étant noyé dans un ciment argilo-phylliteux homogène, généralement très chloriteux.

- Le deuxième type, de couleur brun-rouille, comprend les mêmes éléments détritiques; seul diffère le ciment, constitué d'ankérite en cristaux de grande taille de contours irréguliers, à l'intérieur desquels sont noyés les différents éléments détritiques.

2.9.1.1.2.3 *L'ensemble matrice-ciment.*

Les éléments de la matrice sont ici facilement reconnaissables. Ils comprennent des petits quartz à contours anguleux, des feldspaths, quelques micas et des minéraux lourds et opaques.

Le ciment est généralement argilo-phylliteux, et remplit les espaces laissés libres entre les galets ainsi que des golfes de corrosion creusés dans ceux-ci.

2.9.1.1.2 *Les grès.*

Les grès, interstratifiés avec les conglomérats, sont des roches qui, sur le terrain, sont analogues aux grès des formations sous-jacentes. Leurs couleurs peuvent être grise ou blanc-rose; leur stratification est soit régulière, soit oblique, et ils renferment fréquemment des restes de Lingulides.

2.9.1.1.2.1 *Structure et texture.*

La stratification est généralement bien visible, soulignée soit par des lits plus micacés, soit par de fines laminites argileuses.

Lorsque la roche renferme peu de ciment, la texture est celle de grès quartzite, où les éléments détritiques sont réunis par de la silice secondaire. Dans le cas contraire, les éléments détritiques sont éparés dans un ensemble matrice-ciment argilo-phylliteux.

2.9.1.1.2.2 *Composition minéralogique.*

Parmi les éléments détritiques, on reconnaît des quartz monocristallins à extinction onduleuse dont la taille est comprise entre quelques dizaines

de microns et 400 microns, des feldspaths (plagioclases) dont la proportion n'excède pas 20 %, des micas (biotite et muscovite) éparés ou disposés en lits, quelques minéraux lourds (zircon, tourmaline, apatite et sphène et des minéraux opaques en fines granules).

L'ensemble matrice-ciment est soit uniquement quartzeux et d'origine secondaire, soit argilo-phylliteux. Les minéraux secondaires sont, en plus du quartz, des phyllites, chlorite essentiellement et quelques muscovites.

La granulométrie de ces roches est celle de grès allant des grès grossiers aux silts. Les clastiques se répartissent selon trois à cinq classes granulométriques, avec des maxima généralement assez bien marqués pour les classes deux, trois et quatre (cf. figure 20).

2.9.1.1.3 *Les schistes argileux.*

Ils sont étroitement associés aux grès précédents avec lesquels ils alternent. Certains ont des faciès qui rappellent ceux des niveaux sous-jacents (schistes gris-bleus notamment); d'autres, sont de couleur ocre-brune ou vert-jaune qui tranchent nettement avec celles des autres roches.

2.9.1.1.3.1 *Structures et textures.*

La stratification est le plus souvent nettement marquée, notamment dans les roches où de fins lits silteux alternent avec des niveaux argilo-phylliteux. Dans d'autres, les lits silteux sont réduits à des lentilles ou des nodules de quelques centimètres de long, replissés et contournés parfois; figures sédimentaires qui témoignent de glissements différentiels contemporains de la compaction du sédiment.

Ces roches à grains très fins, essentiellement argileuses, sont affectées de replis décimétriques et métriques déversés vers le nord-ouest, et accompagnés d'une schistosité diversement inclinée sur la stratification.

Au microscope, les éléments détritiques des strates apparaissent fréquemment granoclassés. Les quartz ont des extrémités effilées, composées de quartz et de phyllites secondaires, qui réalisent des figures de recristallisations analogues à celles observées dans les roches sous-jacentes, et disposées dans les plans de schistosité. Celle-ci est, de plus, soulignée par des limets limoniteux de contours sinueux, dont la couleur brune est due à des granules de fer.

La base des lits silteux est souvent soulignée par des figures de sédimentation: «load-cast» et «flames structures» déformés par des glissements interstrataux diagénétiques. Certaines roches montrent, de plus,

des remplissages de terriers disposés perpendiculairement ou obliquement à la stratification.

2.9.1.1.3.2 Composition minéralogique.

Les éléments qui rentrent dans la composition de ces roches sont, en plus des clastiques habituels, des minéraux argileux qui, dans les schistes du Necutiu, sont particulièrement abondants et se présentent soit à la partie supérieure de lits silteux, soit en glomérules lenticulaires alignés parallèlement à la stratification, mais isolés dans le fond argilo-phylliteux du ciment. Les minéraux qui composent ce dernier sont, mis à part les micas (biotite et muscovite), indéterminables au microscope.

2.9.2 PETROGRAPHIE DES CONGLOMERATS DU RIO PEDROSO.

Au nord de Barbadillo de Herreros, dans la vallée du río Pedroso, on peut observer, à proximité de la «Casa Forestal», un affleurement de conglomérat à petits galets interstratifié dans une série de fines alternances de faciès analogues à celles du Najerilla. Ce niveau de faible épaisseur (environ 1,50 m.) disparaît assez vite latéralement; sur la carte géologique, il apparaît situé dans le prolongement des conglomérats du Necutiu dont il représente un équivalent latéral, lenticulaire et, comme lui, interstratifié dans les horizons supérieurs de la série du Najerilla.

A l'oeil nu, il s'agit d'une roche assez homogène où les petits galets de forme circulaire dont le plus grand diamètre n'excède pas 2 cm., sont parfaitement cimentés par une matrice grés-argileuse compacte. Une dizaine de lames ont été taillées dans les divers échantillons récoltés, dont l'étude a permis de mettre en évidence les caractéristiques pétrographiques.

2.9.2.1 Structures et textures.

La stratification n'est soulignée par aucune structure, seuls les éléments détritiques de forme allongée, disposés à plat, la suggèrent.

Les galets ont une forme allongée ou circulaire et leurs contours sont arrondis. Ils présentent une hétérométrie assez grande, leurs diamètres allant de quelques millimètres à 2 centimètres. La plupart sont creusés de golfes de corrosion remplis de minéraux argileux, certains sont même presque totalement altérés, seuls subsistent quelques éléments de contours très dentelés.

Lorsque l'ensemble matrice-ciment est abondant, on peut observer que les phyllites sont recoupées par des plans d'une schistosité de crénulation. Parfois, les éléments du ciment sont totalement recristallisés, et l'on peut alors constater que ces recristallisations sont antérieures à la mise en place de minéraux opaques en baguettes automorphes et antérieures à la schistosité de crénulation qui les déforme et les déplace. Nous retrouvons ici des faits analogues à ceux décrits dans les roches des formations sous-jacentes.

2.9.2.2 Composition minéralogique.

Les éléments détritiques comprennent des *galets de quartzite* dont la texture peut être soit en mosaïque, à gros cristaux de quartz de contours très irréguliers, soit dentelés et finement engrenée, et des *galets de quartz monocristallins*.

Quelques roches renferment des *galets de schistes très fins et très micacés*, de couleur sombre, dont la composition minéralogique est différente de celle des schistes sous-jacents; il pourrait s'agir de galets de schistes amenés et déposés en même temps que les galets quartzeux.

Les éléments de la matrice comprennent, en plus des quartz, quelques feldspaths, des micas qui, localement, peuvent être très abondants, et des minéraux lourds (zircon, tourmaline et sphène).

Ces clastiques sont noyés dans un ciment hétérogène où l'on peut distinguer des clastiques et des minéraux argilo-phylliteux.

Les *minéraux secondaires*, très peu abondants dans les roches du Necutiu, sont ici plus nombreux. Ils comprennent des phyllites, chlorite, en plages xénomorphes, ou en petites baguettes disposées sans ordre dans le ciment, et des minéraux opaques en baguettes automorphes de forme rectangulaire, localisés uniquement sur les phyllites du ciment et disposés sans orientation particulière, mais déplacés, par les plans de la schistosité de crénulation.

Notons, enfin, la présence de restes de Lingulides en fragments de tailles diverses (de quelques centaines de microns à 1 centimètre), mélangés avec les autres éléments détritiques.

2.9.3 PETROGRAPHIE DES CONGLOMERATS DE VILLOROBE.

Les conglomérats qui, au sud de Villorobe, apparaissent interstratifiés dans une série d'alternances grés-schisteuse, occupent une position lithostratigraphique analogue à celle des formations précédentes. Comme

elles, ils sont lenticulaires et sont situés stratigraphiquement dans les horizons supérieurs de la série des alternances, et suivis par les grès de l'Arlanzón, niveau le plus élevé de la série paléozoïque antécarbonifère.

Leurs caractéristiques sont analogues à celles des conglomérats du Necutiu et du Pedroso, avec cependant *une plus grande recristallisation des éléments détritiques et du ciment*.

- *A l'oeil nu*, on distingue des galets de forme arrondie ou ovoïde, dont le diamètre va de quelques millimètres à 5 centimètres. Ces galets sont, en général, entourés par une matrice très recristallisée ou disposés en lits quartzeux anastomosés, séparés par une trame de couleur beige et verte. La plupart sont recoupés par des petites fractures de faible importance qui les fragmentent en plusieurs éléments, sans pour cela les dissocier totalement.
- *Au microscope*, on distingue le plus souvent les éléments détritiques des minéraux secondaires. Chaque galet est entouré par une auréole de petits cristaux de quartz en mosaïque dont les dimensions et la texture contrastent nettement avec celles du galet qu'ils entourent. Celui-ci est le plus souvent composé de quartz en tablettes parallèles de plusieurs centaines de microns de long, engrenées les unes dans les autres et dont l'extinction roulante est très caractéristique. Les éléments quartzeux du ciment et de l'auréole secondaire ont des contours géométriques et se disposent selon une texture quartzitique en mosaïque mésogranulaire. L'extinction de chacun d'eux est franche, mais différente de celle des éléments voisins, par suite les plages quartzitiques secondaires ont une extinction roulante.

Seules les caractéristiques structurales et texturales permettent le plus souvent de séparer, au microscope, les éléments quartzeux d'origine détritique des minéraux secondaires. Fréquemment, les galets et leur auréole d'accroissement sont entourés d'un mince liseré de phyllites secondaires (chlorite et séricite) dont elles soulignent ainsi les contours, et qui sont disposées parallèlement à leur grand axe. Celles situées entre plusieurs galets ne présentent pas d'orientation particulière, leur croissance ayant pu se faire sans être guidée par la proximité des galets comme cela semble être le cas pour les précédentes.

Ces diverses recristallisations sont développées dans des plans parallèles au litage stratigraphique, les quartz néoformés sont, en effet, toujours plus nombreux aux extrémités des galets que sur les côtés; ainsi, ces roches ont *une structure orientée d'origine secondaire*, qui, pour certaines, se traduit par un réseau quartzeux anastomosé dont les mailles

sont constituées de chlorite et séricite en baguettes allongées de façon semblable.

Parmi les éléments de la matrice enrobés dans le ciment quartzeux, on peut reconnaître quelques muscovites détritiques de grande taille, des minéraux lourds et opaques, mais jamais de feldspaths.

2.9.4 RESUME DES CARACTERES PETROGRAPHIQUES DES CONGLOMERATS DU NECUTIU, DU RIO PEDROSO ET DE VILLOROBÉ. ESSAI D'INTERPRETATION.

Les conglomérats que l'on peut observer en ces trois localités, à la partie supérieure de la série des alternances du Najerilla, sont caractérisés par:

- *Des affleurements lenticulaires* mal ou pas lités, interstratifiés dans des formations gréso-schisteuses de faciès analogues aux alternances sous-jacentes. La direction et la localisation de ces affleurements sont semblables et se superposent à celles des lithofaciès gréseux des formations du Najerilla.
- *Les galets des conglomérats sont des éléments quartzeux de nature différente de celle des roches sur lesquelles ils reposent*. Ils ne proviennent donc pas de leur érosion, mais de celle de terres émergées constituées vraisemblablement de roches métamorphiques, granitiques et filoniennes. Leur nature, uniquement quartzueuse (quartz et quartzites à textures diverses), leur forme arrondie, révèlent qu'ils sont les témoins d'une longue période d'érosion continentale antérieure à leur dépôt, période durant laquelle les éléments le plus fragiles ont été totalement altérés et éliminés.
- Il faut noter la similitude dans la composition minéralogique des galets de ces niveaux et de ceux des conglomérats d'Anguiano soulignée, notamment, par la présence de galets d'aplite à tourmaline. Elle témoigne d'une permanence de l'arrière pays durant toute la sédimentation cambro-ordovicienne, dont les reliefs auraient ainsi été brusquement rajeunis à la fin du Cambrien.
- *Ces galets sont cimentés par une matrice où les éléments détritiques ont un degré de maturité plus fort, et sont analogues à ceux des grès dans lesquels ils sont interstratifiés*. Il n'y a donc pas eu arrêt de la sédimentation des clastiques habituels, mais *apport d'éléments nouveaux*.
- L'hétérométrie des galets dont les dimensions vont de quelques millimètres à 10 centimètres, l'absence de classement, la présence

de galets mous de composition analogue à celle des schistes subordonnés, montrent que *ce matériel s'est mis en place brusquement après un transport relativement rapide*, durant lequel ces éléments détritiques n'ont pas eu le temps de se trier, et dont le dépôt est venu troubler momentanément celui des clastiques et des minéraux argileux et micacés habituels.

2.10 RESUME ET ESSAI D'INTERPRETATION DES CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUES DES FORMATIONS ANTECARBONIFERES.

Les grands ensembles pétrographiques

- 1.° La série infra-conglomératique.
- 2.° L'ensemble détritique de base.
 - Constitution.
 - Les variations des caractères pétrographiques.
 - Dans le temps.
 - Dans l'espace.
 - Essai d'interprétation.
- 3.° L'ensemble carbonaté médian.
 - Constitution.
 - Variations des caractères pétrographiques.
 - Essai d'interprétation.
- 4.° L'ensemble détritique supérieur.
 - Constitution.
 - Variations des caractères pétrographiques.
 - Dans le temps.
 - Dans l'espace.
 - Essai d'interprétation.

Conclusion, essai d'interprétation paléogéographique

Les roches des formations anté-carbonifères se répartissent dans le temps et dans l'espace selon plusieurs unités lithostratigraphiques dont la succession a été mise en évidence sur le terrain. Chacune de ces unités

a des caractéristiques pétrographiques et lithologiques propres, qui sont les résultantes de conditions d'apport et de sédimentation différentes, elles-mêmes témoins de phénomènes géologiques liés au contexte géologique régional. Or c'est précisément la signification géologique des diverses données pétrographiques et lithologiques qu'il est intéressant de dégager. Pour cela, nous n'envisagerons que l'aspect sédimentaire des roches, les phénomènes métamorphiques, dont nous avons évoqué la présence, ne seront abordés qu'ensuite, car ils se surimposent aux sédiments sans heureusement en perturber trop les faciès.

2.10.1 LES GRANDS ENSEMBLES PETROGRAPHIQUES.

Les roches des formations anté-carbonifères peuvent être groupées en plusieurs unités pétrographiques:

- Une série détritique infraconglomératique.
- Un ensemble détritique de base composé de trois séries détritiques.
- Un ensemble médian composé de séries carbonatées, argileuses et finement gréseuses.
- Un ensemble détritique supérieur comprenant plusieurs séries détritiques séparées localement par un épisode conglomératique.

2.10.1.1 La série infraconglomératique.

Elle correspond aux «schistes d'Anguiano», qui, dans les secteurs d'Anguiano, de Pazuengos et Cillarrena, sont situés sous des conglomérats quartzeux. Elle est composée de roches détritiques allant des silts fins aux grès moyens, dans lesquels les clastiques comprennent des quartz, des feldspaths en proportion parfois notable, des micas et quelques minéraux lourds. Ces éléments détritiques sont généralement moyennement classés et se répartissent entre deux et six classes granulométriques. Leur degré de maturité est de même assez moyen, les feldspaths peuvent parfois représenter jusqu'à 25 % des clastiques.

Ces silts et grès alternent très régulièrement avec des lits argillo-phylliteux d'aspect satiné, plus nombreux dans les horizons supérieurs.

La faible extension géographique des affleurements ne permet pas de déceler des variations latérales de lithofaciés. Néanmoins, les formations situées plus à l'Ouest ont les mêmes caractéristiques que celles du secteur d'Anguiano, sans qu'il soit possible de préciser si ces affleurements correspondent au même niveau lithologique.

2.10.1.2 L'ensemble détritique de base.

Cet ensemble est composé de trois séries détritiques, correspondant respectivement aux conglomérats d'Anguiano (Niveau II), aux grès du Puntón et de Barbadillo del Pez (Niveau III) et aux schistes de Riocabado et de San Antón (Niveau IV).

2.10.1.2.1 Constitution.

Les roches de l'ensemble détritique de base vont des conglomérats aux grès fins. Les éléments détritiques entrant dans leur composition comprennent:

- *Des galets de roches* de nature essentiellement quartzeuse (quartzite à textures diverses d'origine métamorphique et filonienne) et quelques galets de tourmalinite.
- *Des clastiques habituels*, quartz monocristallins, feldspaths, micas, minéraux lourds en proportions variables selon les niveaux.

L'ensemble matrice-ciment comprend en plus de la silice secondaire disposée le plus souvent en plages microquartzitiques, des minéraux argileux, et des phyllites secondaires (muscovite et chlorite).

2.10.1.2.2 Les variations des caractères pétrographiques.

Elles s'observent à la fois dans le temps, selon une même verticale et dans l'espace.

2.10.1.2.2.1 Dans le temps.

Les niveaux inférieurs des conglomérats d'Anguiano sont composés de galets de quartzite à textures diverses et de quelques galets noirs de tourmalinite. La stratification y est mal individualisée, et le classement des éléments détritiques assez mauvais. En montant dans cette formation, on passe à des roches essentiellement quartzeuses dans lesquelles les éléments détritiques sont mieux triés, le diamètre des galets diminue et le pourcentage en matrice augmente. Corrélativement, la stratification

devient plus régulière, marquée notamment par une alternance de lits conglomératiques et de strates gréseuses.

Les roches de la *formation du Puntón* sont des roches détritiques allant des grès fins aux grès arkosiques microconglomératiques. Elles sont généralement bien stratifiées en strates d'ampleur décimétrique à mètre, à l'intérieur desquelles on peut observer cependant des stratifications obliques. Elles se distribuent verticalement selon quatre niveaux successifs, les premier et troisième niveaux ayant une stratification plus fine et plus régulière que les deux autres, où les clastiques sont généralement plus grossiers, le niveau supérieur étant constitué en partie de roches nettement microconglomératiques.

Les roches de la *formation de Barbadillo del Pez*, sont constituées de roches détritiques grossières allant des conglomérats à petits galets quartzeux aux grès fins feldspathiques. Les éléments détritiques qui comprennent des galets de quartzite à textures diverses, des quartz, des feldspaths en proportion parfois notable, des micas et des minéraux lourds, sont mal triés et mal classés. Ils se disposent en strates irrégulières et obliques, seules les roches des niveaux supérieurs sont plus homogènes, bien que plus franchement conglomératiques.

Les *schistes de Riocabado et de San Antón*, occupent une position intermédiaire entre les grès grossiers et conglomératiques du Puntón et de Barbadillo del Pez et les niveaux carbonatés de Mansilla et de San Antón. Les niveaux inférieurs sont essentiellement gréseux et schisteux. Ils se composent des clastiques habituels qui représentent plus de 50 % des roches et dont le diamètre dépasse rarement 300 microns. Ces éléments détritiques sont généralement bien triés, et ont un degré de maturité assez élevé.

Les niveaux supérieurs sont caractérisés par la présence de lits carbonatés (calcaires et dolomitiques) qui alternent avec des grès fins, et dont l'épaisseur augmente à mesure que l'on monte dans la série.

2.10.1.2.2.2 Dans l'espace.

L'épaisseur des conglomérats d'Anguiano diminue rapidement de l'Est vers l'Ouest, et passe ainsi de 300 mètres au sud d'Anguiano à 30 mètres à Cillarena. Leur composition minéralogique est cependant constante, caractérisée notamment par la présence, dans les niveaux inférieurs, de galets noirs de tourmalinite.

De même, les grès du Puntón se suivent latéralement sous des faciès sensiblement analogues au Nord de la Demanda, avec notamment les

mêmes grès grossiers à passées arkosiques et conglomératiques dans les horizons supérieurs.

Les grès de Barbadillo del Pez qui occupent une position lithostratigraphique analogue aux grès du Punton (ils sont tous deux situés immédiatement sous les schistes de Riocabado et de San Antón) diffèrent de ces derniers par de multiples caractères d'ordre pétrographique, mais surtout lithologique.

Ainsi, l'ensemble détritique de base a des caractéristiques pétrographiques et lithologiques qui permettent d'opposer le Nord et le Sud de la Demanda. Au Nord, les éléments détritiques sont de tailles plus importantes qu'au Sud, mais ils sont mieux triés et se disposent à l'échelle de la formation selon une granodécroissance régulière. Au Sud, les clastiques sont plus hétérogènes et se disposent de façon anarchique en strates massives et mal individualisées à l'intérieur desquelles il est fréquent d'observer des stratifications obliques et lenticulaires.

Les horizons supérieurs sont plus homogènes, schistes et grès finement stratifiés de Riocabado, alternances de grès et de calcaire dolomitique à San Antón, ces derniers présentant cependant une extension plus réduite et discontinue liée aux conditions d'affleurements; ils ont été néanmoins observés au centre, à l'Est et au Sud du Massif.

2.10.1.2.3 *Essai d'interprétation.*

L'ensemble détritique de base qui fait suite en concordance apparente aux schistes d'Anguiano, a des caractéristiques pétrographiques qui diffèrent dans le temps et dans l'espace. Il débute par des conglomérats essentiellement quartzeux dont les éléments ne proviennent pas de l'érosion des formations sous-jacentes, mais sont le résultat d'une longue période d'altération continentale de terres émergées sans doute proches et de nature vraisemblablement cristalline et cristallophyllienne. Durant cette longue période d'altération, les éléments les plus fragiles ont été attaqués et dissous, seuls n'ont subsisté que les éléments quartzeux dont la forme, généralement arrondie, et la taille relativement faible, sont les témoins d'une usure importante et d'un long triage.

L'importante et rapide variation d'épaisseur entre Anguiano et Ezcaray, suggère que ce matériel détritique venait de l'Est. Le fait que la stratification est très mal individualisée dans les horizons inférieurs, mais apparaît progressivement en montant dans la série et que de la même façon les éléments détritiques sont mieux triés et classés, traduit un contrôle progressif des dépôts par le milieu de sédimentation. Par suite, ces niveaux représentent *les premiers produits d'une nouvelle phase sédimen-*

taire, consécutive à une longue période d'érosion de terres émergées aux reliefs peu importants.

Les grès arkosiques et microconglomératiques qui font suite aux conglomérats d'Anguiano ont des caractères pétrographiques et lithologiques différents au Nord et au Sud. Les strates y sont, en effet, plus régulières et le matériel détritique mieux trié. On peut, par suite, penser que la partie nord-orientale de la Demanda était le siège d'une sédimentation détritique épicontinentale, à proximité certes de terres émergées, mais s'effectuant dans un bassin suffisamment profond pour que les courants puissent y distribuer le matériel détritique de façon assez régulière.

La seule action du milieu de sédimentation ne peut cependant expliquer la superposition de plusieurs niveaux lithologiques composés de roches détritiques de granulométries différentes. Les grès arkosiques microconglomératiques des horizons supérieurs de la formation du Punton notamment, sont incontestablement les témoins d'une nouvelle arrivée de clastiques grossiers en relation peut être avec un rajeunissement des reliefs de l'arrière-pays, ultime décharge d'ailleurs, suivie du dépôt d'éléments plus fins.

Au Sud, au contraire, la sédimentation était très irrégulière, le milieu de sédimentation contrôlant peu ou pas les décharges de matériel détritique lui arrivant d'un continent proche, soumis à une altération continentale. La présence d'un niveau plus franchement conglomératique à la partie supérieure des grès de Barbadillo del Pez, est à rapprocher du fait que nous venons d'évoquer pour les horizons supérieurs des grès du Punton. L'un et l'autre, sans être en continuité, occupent cependant la même position stratigraphique; ils doivent par suite, avoir la même signification géologique.

La persistance, dans les premiers horizons des schistes de Riocabado, de roches détritiques grossières, montre que les conditions d'apport et de sédimentation antérieures ont persisté pendant quelque temps. Elles se sont, ensuite, modifiées assez rapidement, car les faciès grossiers ont totalement disparu dans les niveaux sus-jacents. Ceux-ci, observés partout avec les mêmes faciès, grès fins et schistes alternants, montrent que les conditions de sédimentation se sont uniformisées. Le ralentissement des apports détritiques se poursuit en même temps qu'apparaissent les premiers dépôts carbonatés. Ceux-ci, tout d'abord très peu importants dans les premiers niveaux des formations de San Antón, s'affirment progressivement. L'existence de très fins niveaux schisteux, où les clastiques sont réduits à quelques quartz disposés en lentilles au sein d'un matériel argilo-phylliteux homogène, montre bien la diminution des apports. Enfin, la sédimentation carbonatée en l'absence de tout apport

substantiel va persister seule ou alterner avec le dépôt d'éléments argillo-phylliteux.

La superposition de niveaux de caractères pétrographiques et lithologiques différents, qui évoluent dans le temps vers des faciès moins détritiques et plus finement stratifiés est tout à fait caractéristique d'une *sédimentation transgressive* (A. LOMBARD, 1956). Nous ne voyons de cette transgression que les manifestations pétrographiques et sédimentologiques, les biseaux cartographiques qui, normalement, en résulteraient, ne sont pas visibles étant donné la très faible extension des formations sous-jacentes.

Rappelons que celles-ci (les schistes d'Anguiano) apparaissent partout où cela a été observé, et compte-tenu de dysharmonie tectonique, en concordance sous les conglomérats d'Anguiano. Par suite, si des mouvements ont eu lieu entre le dépôt de ces deux formations, leur importance ne peut qu'être faible et de nature uniquement épéirogénique et à grand rayon de courbure. Cette phase transgressive fait très certainement suite à un rajeunissement des reliefs d'un arrière-pays inconnu, constitué de terrains cristallins et cristallophylliens, et situé sans doute au SE de l'emplacement actuel de la Demanda.

Le milieu de sédimentation, vraisemblablement marin, bien qu'aucun critère, paléontologique ne permette de l'affirmer, est de type épicontinental. Il devait être plus franchement marin au Nord et au Nord-Ouest, car les séries y sont mieux stratifiées et les clastiques mieux triés et mieux classés. La disparition progressive des niveaux gréseux et l'apparition des carbonates alternant avec des schistes argileux, sont les témoins d'une réduction des apports détritiques et d'un changement dans les conditions de sédimentation, en liaison vraisemblable avec une diminution des reliefs de l'arrière-pays.

2.10.1.3 L'ensemble carbonate median.

Le changement de sédimentation amorcée dans les niveaux sous-jacents, va se poursuivre par le dépôt de formations essentiellement carbonatées correspondant successivement aux dolomies de Mansilla et de San Antón, aux schistes à nodules calcaires de Mansilla et aux calcschistes d'Azarulla.

2.10.1.3.1 Constitution.

Le niveau dolomitique de Mansilla et de San Antón est constitué principalement de carbonates, dolomite, calcite, sidérose et ankérite, en cris-

taux dont la taille peut aller de quelques microns à 300 microns, et disposés en plages homogènes ou non. Il contient, en proportion assez faible, des muscovites détritiques et quelques quartz dont l'origine détritique est douteuse. D'une façon générale, les carbonates sont recristallisés, si bien qu'il est impossible de discerner sous quelle forme ils se sont sédimentés. La dolomie, en bancs massifs d'ampleur métrique, alterne avec des lits schisto-dolomitiques de quelques centimètres d'épaisseur, constitués de dolomie, de minéraux argileux et de micas.

Les formations de Mansilla et d'Azarulla géographiquement distinctes, ont des faciès différents:

- A *Mansilla*, il s'agit de schistes verts très finement stratifiés qui alternent de façon irrégulière avec des lits carbonatés continus ou lenticulaires, ayant acquis secondairement, lors des contraintes tectoniques un débit en nodules. Ces nodules sont constitués de calcite et d'ankérite, et ont une couleur allant du blanc au brun selon que l'un ou l'autre de ces minéraux domine. Les horizons supérieurs sont progressivement moins carbonatés et passent ainsi à des niveaux argilo-détritiques.
- A *Azarulla*, il s'agit de calcschistes blancs veinés de rose, dans lesquels les éléments carbonatés et argillo-phylliteux et détritiques sont disposés en lentilles intimement associées, réalisant un faciès entrelacé très différent de celui des schistes à nodules carbonatés de Mansilla. L'étude pétrographique a montré que ce dispositif est d'origine sédimentaire; il a certes été modifié par plusieurs phases de recristallisations dont l'une au moins s'est effectuée sous contraintes orientées, mais sans qu'en soit grandement perturbées les structures. Ces niveaux de calcschistes entrelacés sont suivis de schistes à petits nodules calcaires dont le grand axe est disposé dans le plan de schistosité, et dont la forme est variable selon leur position relative dans les replis auxquels ils participent. Viennent, enfin, des schistes verts et roses constitués de grès fins et de silts feldspathiques et micacés. Les éléments détritiques sont abondants et comprennent des quartz, des feldspaths (environ 10 %), des micas et des minéraux lourds. Cependant, l'ensemble matrice-ciment argillo-phylliteux peut représenter plus de 50 % des roches, mais il n'y a plus de carbonates.

2.10.1.3.2 Variations des caractères pétrographiques.

Le niveau dolomitique de Mansilla et de San Antón est apparu là où il a pu être observé, c'est-à-dire dans les 2/3 du Massif, toujours sous

le même faciès. Seule son épaisseur varie, il est en effet sensiblement moins épais au Nord qu'au Sud.

Les calcschistes qui lui font suite présentent au contraire des changements de faciès dans le temps et dans l'espace.

- *Dans le temps*, cela se traduit par une diminution des carbonates, à mesure que l'on monte dans les séries les niveaux supérieurs en étant totalement dépourvus.
- *Dans l'espace*, les formations d'Azarulla ont des faciès plus carbonatés que celles de Mansilla, où les éléments argilo-détritiques sont intimement mêlés aux carbonates selon des structures lenticulaires entrelacées. Les éléments détritiques dominants au Sud, sont constitués de quartz et de micas bien triés et à haut degré de maturité.

2.10.1.3.3 *Essai d'interprétation.*

La sédimentation carbonatée amorcée précédemment se poursuit donc. Uniforme, elle se traduit par des dépôts homogènes de carbonates troublée épisodiquement par une sédimentation argilo-phylliteuse très faiblement détritique. Il semble que des conditions identiques aient régné dans l'ensemble de la Demanda. Puis, la sédimentation détritique réapparaît: tout d'abord, au Sud, où les clastiques très fins, composés de quartz, feldspaths, micas et minéraux lourds viennent ainsi perturber la dépôt des carbonates qui persiste cependant, mais de façon épisodique, puis, disparaît progressivement. Au Nord, par contre, la sédimentation carbonatée se poursuit de façon plus active qu'au Sud, en liaison peut-être avec l'activité d'organismes de type stromatolithique, l'importance des recristallisations ultérieures ne permettant pas d'être plus affirmatif. Puis elle est à son tour perturbée par l'arrivée de matériel détritique, si bien que la dualité nord-sud réapparue momentanément, disparaît, les niveaux supérieurs ayant des faciès argilo-détritiques dans l'ensemble du Massif. Ainsi, le milieu de sédimentation s'uniformise et la sédimentation des clastiques reprend.

En définitive, cet épisode carbonaté, de puissance modeste, ne représente qu'une très faible partie de l'ensemble des formations paléozoïques antécarbonifères. Néanmoins, il a une grande importance car, avec lui, apparaissent les premiers témoins de la vie à cette époque, restes certes incomplets de Trilobites, Echinodermes et Lingulides, mais dont nous soulignerons, ultérieurement, l'intérêt stratigraphique. Après la phase trans-

gressive que caractérisaient les séries détritiques précédentes, l'ensemble carbonaté médian apparaît comme *une phase de sédimentation stable et sensiblement uniforme.*

2.10.1.4 **L'ensemble détritique supérieur.**

Les puissantes séries grésoschisteuses qui font suite aux formations carbonatées constituent un important ensemble détritique d'environ 2.000 mètres d'épaisseur. Malgré l'apparente monotonie des lithofaciès, j'ai pu distinguer, en tenant compte de l'importance relative des niveaux gréseux, par rapport aux niveaux schisto-argileux et de la présence ou non de lithofaciès caractéristiques, quatre unités lithostratigraphiques.

2.10.1.4.1 *Constitution.*

Nous considérerons successivement les éléments communs entrant dans la composition de cet ensemble détritique, puis, ceux plus particuliers à chacune des séries et qui sont caractéristiques des différentes unités lithostratigraphiques distinguées.

2.10.1.4.1.1 *Caractères communs.*

Les roches qui composent cet ensemble sont des quartzites à textures en mosaïque, des grès feldspathiques, des grès argilo-micacés, des grès à ciment calcaire, des schistes argileux et des shales. Ils renferment les mêmes éléments détritiques, fondamentaux, quartz, feldspaths, micas et minéraux lourds, éléments dont le degré de maturité est assez élevé et qui, dans l'ensemble, sont assez bien triés.

Ces éléments détritiques se distribuent selon des séquences successives, composées d'un terme de base généralement grésosilteux, homogène et d'un complexe terminal hétérogène, où les strates silteuses alternent avec des interstrates argilo-phylliteuses. Ces séquences fondamentales sont groupées en séquences plus importantes, ou mégaséquences, dont la succession est une des caractéristiques des différentes unités lithostratigraphiques.

2.10.1.4.1.2 *Caractères particuliers.*

Les schistes du rio Gatón sont constitués par une suite d'alternances grésoschisteuses finement stratifiées d'où se détachent quelques bancs

de grès plus massifs. Chaque séquence fondamentale comprend deux parties, un terme de base homogène, quartzitique ou gréseux, qui occasionnellement peut renfermer des amas de calcite et un terme supérieur ou complexe terminal, composé de plusieurs séquences mineures.

Ces formations ont des faciès analogues dans l'ensemble du Massif de la Demanda.

Les grès de Viniegra et les alternances du Najerilla, sont caractérisés par une succession de mégaséquences d'épaisseurs décimétriques à hectométriques, dans lesquelles les grès quartzite ont une grande importance. La base de chacune des mégaséquences est marquée par une granulométrie plus forte des clastiques qui se répartissent entre 3 et 6 classes granulométriques, et une prépondérance de ces derniers sur les éléments argilo-phylliteux. Le ciment peut contenir une proportion notable de calcite, qui, localement dans les alternances du Najerilla de l'Est de la Demanda, est suffisamment importante pour constituer de véritables strates gréso-calcaires généralement riches en fossiles. Les grès de ces mêmes alternances renferment très souvent des nodules limoniteux et micacés de couleur rouille à l'affleurement, dont certains correspondent à d'anciens nodules de grès calcaires décalcifiés.

Les différents lithofaciès évoluent latéralement vers des faciès plus pélitiques à mesure que l'on va vers l'Ouest. Ainsi, les termes de base gréso-quartzitique épais de plusieurs dizaines de mètres dans l'Est de la Demanda, se réduisent progressivement vers l'Ouest sans pour cela disparaître. Cela se traduit, sur une carte de faciès, par un tracé sinueux des courbes isopiques qui présentent des inflexions orientées ENE-WSW, soit sensiblement conformes à l'orientation du Massif.

Le degré de maturité des clastiques par ailleurs assez élevé, présente néanmoins des variations bien localisées stratigraphiquement et très nettement marquées à l'Est. Ces variations traduisent un changement sinon dans les conditions de sédimentation du moins dans les modalités d'alimentation. Le fait qu'elles soient plus clairement exprimées à l'Est montre que cette région était vraisemblablement plus proche de l'aire d'alimentation, dont elle recevait les éléments qu'un faible transport n'avait pas encore eu le temps de trier. On peut, de plus, supposer qu'elle était rattachée temporairement au plateau continental comme en témoignent les niveaux carbonatés à dragées de quartz et à nombreux restes de fossiles qui, parfois, constituent de véritables lumachelles.

Les conglomérats du Necutiu, du rio Pedroso et de Villorobe qui, en ces trois localités, apparaissent interstratifiés dans les horizons supérieurs des alternances du Najerilla, marquent une coupure lithostratigraphique nette dans cet ensemble détritique.

Ils se composent de galets quartziteux polycristallins cimentés par une

matrice gréso-argileuse analogue aux grès dans lesquels ils sont interstratifiés. *Il n'y a donc pas eu arrêt dans la sédimentation des clastiques habituels, mais apports d'éléments nouveaux* qui sont venus, en quelque sorte, se surimposer. Cet apport brusque est le témoin d'un événement géologique intéressant l'arrière-pays, événement pouvant correspondre à un rajeunissement des reliefs ou à un changement climatique, ou à une autre cause naturelle, dont l'ampleur fut relativement modeste puisqu'il n'a pas bouleversé grandement la sédimentation habituelle.

Nous avons pu souligner la similitude dans la composition minéralogique des galets de cette formation avec ceux des conglomérats d'Anguiano, similitude qui témoigne d'une *permanence de l'arrière-pays durant toute la sédimentation Cambro-ordovicienne*, dont les reliefs auraient été ainsi brusquement rajeunis à la fin du Cambrien.

Les grès du Brieva et de l'Arlanzón représentent la dernière unité lithostratigraphique des formations antécarbonifères. Ils se composent des mêmes éléments détritiques que ceux des formations sous-jacentes.

Ils s'en distinguent cependant par une lithologie plus gréseuse des horizons inférieurs, suivis par de fines alternances gréso-schisteuses à nodules limoniteux et micacés de faciès analogues à ceux du Najerilla.

2.10.1.4.2 Variations des caractères pétrographiques et lithologiques.

Nous avons déjà souligné que les caractères pétrographiques et lithologiques variaient à la fois dans le temps et dans l'espace.

2.10.1.4.2.1 Dans le temps.

Les différentes colonnes lithostratigraphiques établies pour chacune de ces séries en regard desquelles sont figurés la composition minéralogique et les histogrammes granulométriques, montrent que les éléments détritiques fondamentaux (quartz, feldspaths, micas et minéraux lourds) présents dans la plupart des roches, sont en proportions variables selon les niveaux, et que leurs dimensions ne sont pas constantes.

La composition minéralogique présente ainsi des *variations séquentielles*; les termes de base des mégaséquences sont généralement plus micacés et feldspathiques que les termes moyens et supérieurs.

A l'inverse, les minéraux argileux sont plus abondants dans les interstrates des complexes terminaux que dans le ciment des grès de la base des séquences.

A l'échelle des formations, on a pu noter que les niveaux carbonatés

étaient surtout développés dans les horizons inférieurs et moyens de la série des alternances du Najerilla; les nodules limoniteux et micacés y sont, de plus très abondants, ainsi que dans la partie supérieure des grès de l'Arlanzón. Les conglomérats quartzeux lenticulaires, par contre, n'ont été observés que dans les niveaux supérieurs des alternances.

Les textures et structures présentent des variations à l'échelle des séquences. Les termes de base sont généralement plus quartzitiques que les strates des complexes terminaux et d'une façon générale les grès renfermant peu de ciment argileux, ont fréquemment une texture quartzitique. La stratification, difficilement discernable dans les roches de la base des séquences, est parfaitement exprimée dans celles des complexes terminaux.

La granulométrie des clastiques présente, de la même façon, des variations séquentielles, ceux de la base des mégaséquences se dispersant, selon quatre à six classes granulométriques, alors qu'ils sont groupés en deux ou trois classes ailleurs.

A l'échelle des formations, les tableaux montrent une nette augmentation du nombre de classes granulométriques pour les roches des horizons supérieurs des alternances du Najerilla, fait à mettre en liaison avec la présence, dans ces niveaux, de conglomérats. Les niveaux carbonatés renferment souvent des grès à gros grains, certains pouvant même contenir des petits galets de quartz.

2.10.1.4.2.2 *Dans l'espace.*

La composition minéralogique des roches et la granulométrie des clastiques évoluent d'Est en Ouest de façon très sensible.

On a pu ainsi noter une diminution progressive de l'épaisseur des niveaux gréseux, une disparition des niveaux calcaires à l'Ouest du méridien de Mansilla et une diminution semblable de la taille des grains, avec cependant persistance d'une granulométrie plus grossière des clastiques de la partie supérieure de la série des alternances, dans lesquels sont localement interstratifiés des conglomérats à galets quartzeux.

2.10.1.4.3 *Essai d'interprétation.*

Successivement, seront abordés dans ce paragraphe:

- La signification géologique des différentes roches étudiées.
- L'origine possible du matériel détritique.
- Le type du milieu de sédimentation.

- Les modalités de dépôts.
- Enfin, se plaçant d'un point de vue historique, l'évolution de la sédimentation dans le temps et dans l'espace.

2.10.1.4.3.1 *La signification géologique des différentes roches.*

La grande majorité des roches sont *des grès feldspathiques et micacés*. Leur teneur en éléments détritiques dépasse généralement 75%, et les quartz y sont toujours prépondérants. Leur sont associés, mais en proportion moindre, d'autres types de roches gréseuses, qui se référant aux critères de classification de PETTIJOHN, sont des *orthoquartzites*, des *protoquartzites*, des *graywackes feldspathiques*, et des *grès calcaires*. Ces grès alternent selon des rythmes variés avec des schistes argileux, dans lesquels les quartz ne représentent qu'une très faible partie ou peuvent même manquer totalement.

D'une façon générale, le degré de maturité des clastiques est assez moyen, et présente, comme nous l'avons souligné, des variations assez sensibles selon les niveaux.

Se référant à KRYNINE (1941) et à PETTIJOHN (1957), de tels sédiments où les feldspaths sont peu abondants, sont le résultat d'une longue période d'érosion de terres émergées aux reliefs peu accusés, dont les produits ont été déposés dans des aires de sédimentation relativement stables. Ceci est, bien entendu, un cadre très schématique dont nous allons essayer de préciser les caractéristiques et l'évolution.

Rappelons, auparavant, que ces roches caractérisent des séries détritiques dont nous avons souligné qu'elles ne pouvaient, du fait de la maturité de leurs clastiques, être rapportées à un flysch.

2.10.1.4.3.2 *L'origine du matériel détritique.*

Les galets quartzeux à texture en mosaïque indentée et engrenée, les quartz polycristallins, macro et microquartzitiques, des roches conglomératiques proviennent de roches métamorphiques et filoniennes.

Les quartz monocristallins, les feldspaths, les micas et les minéraux lourds, qui entrent dans la composition des différentes roches, peuvent également provenir de roches métamorphiques et granitiques.

L'absence d'autres débris de roches, galets de gneiss ou de granite, par exemple, montre que ce matériel détritique a subi, entre l'aire d'origine et l'aire de dépôt final, une longue période d'érosion et de remaniements, durant laquelle tous les éléments altérables ont été attaqués et ont ainsi totalement disparu.

2.10.1.4.3.3 *Les modalités de dépôt.*

La répartition du matériel détritique en séquences successives, à l'intérieur desquelles il est généralement classé, parfois même granoclassé, les éléments les plus lourds étant disposés à la base, montre qu'il a été apporté par des courants.

L'absence de figures de sédimentation de type «Tool mark» et «Scour mark» indique que ces courants avaient un faible pouvoir érosif, et n'avaient aucun caractère de courant turbides. Les seules figures observées sont des figures de charge, load-cast de formes diverses, flow-cast liés aux glissements différentiels interstrataux, structures individualisés après le dépôt du sédiment. Les nombreux «ripple mark» observés à la partie supérieure des bancs ne sont pas liés à des courants d'apport, mais à des courants d'eau claire antérieurs au dépôt des clastiques de la séquence suivante.

La disposition séquentielle montre également que les éléments détritiques déposés tout d'abord dans une aire primaire de dépôt, encore appelée «milieu générateur du sédiment» (A. LOMBARD, 1956), ont été ensuite, repris puis déposés dans une aire secondaire définitive.

Ainsi, tenant compte des variations de la lithologie et de la succession des différents lithofaciès, nous pouvons envisager la succession de plusieurs phases sédimentaires correspondant chacune à une mégaséquence. Chaque mégaséquence peut, à son tour, être subdivisée en plusieurs épisodes, épisode détritique homogène, correspondant au terme inférieur durant lequel se déposent essentiellement des clastiques, épisode mixte qui voit se sédimenter, selon des rythmes variables, des éléments détritiques et argileux, puis, les apports clastiques diminuant, lui succède un épisode essentiellement argileux.

Les seules modalités de dépôts ne sauraient expliquer la succession des lithofaciès, et notamment, la granulométrie plus forte des clastiques des horizons supérieurs de la série des alternances du Najerilla et la présence, à la base des mégaséquences, de micas et feldspaths en proportion plus forte qu'ailleurs. Il est nécessaire d'invoquer d'autres causes dont la nature et l'origine sont extérieures au milieu de dépôt final, mais liées au milieu générateur et à l'arrière-pays. Chronologiquement, on peut imaginer les processus suivants: les éléments résultant de l'érosion continentale de terres émergées de faibles reliefs, sont tout d'abord déposés dans une aire primaire de dépôt, correspondant au milieu générateur de A. LOMBARD, où ils vont être remaniés, usés et triés par l'action de courants locaux. Appartenant au domaine épicontinental, ils vont être ainsi mélangés à des restes d'organismes dont c'est le lieu de vie. Puis, pour

des causes diverses, glissements, tremblements de terre fréquents dans ces domaines épicontinentaux instables, l'ensemble est remis en mouvement et après un transport dont la durée est fonction de la compétence des courants et de la longueur de l'aire de dépôt finale, se déposera définitivement en strates successives.

Chaque terme inférieur d'une mégaséquence peut ainsi être le témoin d'un rajeunissement des reliefs de l'arrière-pays, rajeunissement qui s'est effectué, tout d'abord, périodiquement, puis de façon plus constante et plus accentuée ensuite.

2.10.1.4.3.4 *Le type du milieu de sédimentation.*

Les caractéristiques pétrographiques et lithologiques de cet ensemble détritique supérieur montre que le milieu de sédimentation dans lequel il s'est déposé n'était pas homogène. Il correspondait à une aire de sédimentation orientée Est-Ouest, dont la partie orientale avait des caractères qui rappellent ceux du domaine épicontinental, alors que la partie occidentale, plus pélagique, était plus éloignée du continent Néanmoins, il y a une continuité certaine entre l'un et l'autre domaine, puisque, comme nous avons eu maintes fois l'occasion de le souligner, il y a une évolution continue des lithofaciès de l'Est vers l'Ouest.

2.10.1.4.3.5 *Evolution de la sédimentation et du milieu de sédimentation.*

L'ensemble détritique inférieur et les niveaux carbonatés médians étaient, avons-nous vu, caractérisés par des variations de faciès Sud-Nord. Cette polarité va, après une période d'uniformisation correspondant au dépôt des schistes et grès fins de la partie supérieure des formations de Mansilla et d'Azarulla et des schistes du río Gatón, changer de sens, et devenir Est-Ouest.

Après l'épisode carbonaté, la sédimentation détritique a repris, mais le matériel a un degré de maturité plus élevé que celui des clastiques de l'ensemble inférieur, et son dépôt s'effectue selon des modalités différentes. On peut distinguer trois phases de dépôt:

- *La première* correspond à la sédimentation des formations du río Gatón (niveau VII) de Viniegra (niveau VIII) et du Najerilla (niveau IX), dont l'épaisseur totale passe de 1.500 mètres à l'Est, à 1.100 mètres au centre, et moins de 1.000 mètres à l'Ouest. Cette

variation de la puissance des séries s'accompagne de variations des lithofaciès, de moins en moins gréseux vers l'Ouest.

Elle traduit également une diminution dans le volume des apports dont la mise en place était compensée par une subsidence continuée supérieure à l'Ouest, mais égale ou légèrement inférieure à l'Est. Il en résulte que temporairement ce secteur oriental était rattaché au domaine épicontinental, favorisant ainsi le développement de la vie néritique comme en témoignent les niveaux luma-chelliques à Billingselles et Lingulides, alors que dans le domaine occidental, les conditions pélagiques persistaient.

L'éventail granulométrique plus étalé des clastiques des horizons supérieurs des alternances du Najerilla, nettement exprimé à l'Est, moins fort mais sensible également à l'Ouest, est l'écho de changements dans l'arrière-pays, en relation très certainement avec des mouvements épéiro-géniques amenant un rajeunissement des reliefs.

- Ainsi s'amorce *la deuxième phase de dépôt* qui localement, se concrétise plus nettement par la présence de conglomérats à galets quartzeux, qui sont venus se surimposer à la sédimentation des clastiques habituels. Aucun indice ne permet d'envisager un arrêt de sédimentation ou une émergence; lorsque ces conglomérats sont absents il y a continuité parfaite entre les formations du Najerilla et les grès du Brieva. C'est notamment le cas dans la coupe de ce río où les grès massifs du Brieva reposent en concordance sur les alternances du Najerilla; seuls des changements dans la lithologie et la granulométrie permettent de placer une coupure.
- *La troisième phase* correspondant aux formations du Brieva et de l'Arlanzón, voit se poursuivre la sédimentation détritique rythmique, avec, semble-t-il, des modalités analogues à la première phase. Le fait que ces formations ne soient représentées dans l'Est du Massif que par 500 mètres de sédiments, alors que ces mêmes niveaux ont une puissance supérieure à 1.000 mètres à l'Ouest, ne signifie pas que la sédimentation s'est arrêtée plus tôt à l'Est qu'à l'Ouest.

Il est même vraisemblable que la sédimentation s'est poursuivie pendant quelque temps, aucun indice ne permet en effet de considérer ces niveaux comme représentant les ultimes dépôts des mers du Paléozoïque inférieur. L'important hiatus existant dans la Demanda entre ces formations et le Westphalien moyen peut, en effet, avoir plusieurs significations: lacune de sédimentation, érosion de terrains plus récents avant le dépôt des formations west-

phaliennes..., etc... Quoi qu'il en soit, il est probable que les formations antécarbonifères avaient déjà été partiellement érodées avant la mise en place des premières structures plissées, comme en témoigne la différence d'épaisseur entre les formations du Brieva de l'Est et celles de l'Arlanzón, à l'Ouest.

2.10.2 CONCLUSIONS, ESSAI D'INTERPRETATION PALEOGEOGRAPHIQUE.

Les différents ensembles sédimentaires, dont nous venons de résumer les caractéristiques pétrographiques et lithologiques, peuvent être groupés en deux ensembles principaux:

- Un ensemble inférieur comprenant des roches allant des conglomérats de base aux niveaux carbonatés médians et réalisant une série transgressive.
- Un ensemble supérieur, plus homogène, essentiellement détritique, dans lequel on a pu cependant distinguer plusieurs unités pétrographiques et lithologiques.

Les éléments détritiques entrant dans la composition de ces différentes roches sont d'une constance remarquable. En plus des clastiques fondamentaux, quartz, feldspaths, micas et minéraux lourds, les galets des conglomérats de la base et des horizons supérieurs sont les mêmes, ce qui suggère une permanence du contexte paléogéographique et notamment de l'arrière-pays.

L'aire de sédimentation dans laquelle se sont déposés ces éléments présente une polarité Sud-Nord, pour les séries détritiques transgressives et Est-Ouest, pour l'ensemble détritique supérieur. Ces polarités permettent de distinguer deux domaines différents, l'un situé à l'ESE de l'actuelle Demanda a des caractères qui rappellent ceux d'une plateforme épicontinentale subsidente instable, l'autre qui lui fait suite vers le Nord-Ouest est plus proche d'une aire marine marginale à caractère pélagique.

Ces deux domaines semblent s'être individualisés dès la mise en place des séries détritiques inférieures, puis, après une période d'uniformisation des conditions de sédimentation lors du dépôt des formations carbonatées, cette dualité est de nouveau marquée, mais selon une polarité non plus Sud-Nord, mais SE-NO.

Si, tenant compte des différentes données, on tente de reconstituer l'évolution paléogéographique de cette région, on peut envisager la succession de six périodes (cf. figure 21):

- *La première* (1) correspond au dépôt des conglomérats de base

(conglomérat d'Anguiano). Ils sont les témoins d'un rajeunissement des reliefs d'un arrière-pays certes inconnu, mais dont on peut supposer qu'il était constitué de roches cristallines et métamorphiques. Ces reliefs furent soumis à une longue période d'érosion continentale dont les produits résiduels, essentiellement quartzeux, se sont déposés en concordance apparente sur les fines alternances des schistes d'Anguiano. La faible extension géographique de ces derniers ne permet pas d'être plus précis sur leurs rapports avec les formations surincombantes.

Cette concordance observée n'est peut-être qu'une accordance locale. Quoi qu'il en soit, s'il existe une discordance, celle-ci ne peut être que très faible, en liaison avec des mouvements épéirogéniques contemporains du rajeunissement des reliefs de l'arrière-pays. De plus, nous ne pouvons préciser quelles étaient les relations entre celui-ci et les schistes d'Anguiano, ce qui justifie le point d'interrogation entre les deux.

- *La deuxième période* (II) est marquée par une diminution des reliefs de l'arrière-pays dont l'érosion se poursuit cependant, comme en témoignent les grès arkosiques et microconglomératiques qui font suite aux conglomérats d'Anguiano. Le milieu de sédimentation a des caractères nettement épicontinentaux au Sud (stratifications très irrégulières, très mauvais triage des éléments détritiques), et plus pélagiques au Nord, où les clastiques sont répartis en séquences successives bien litées. Les relations entre ces deux types de sédiment n'ont pu être précisées par suite d'une discontinuité des affleurements.
- Vient ensuite une *période plus calme* (III), où la sédimentation détritique fait progressivement place à une sédimentation carbonatée qui intéresse l'ensemble du domaine, avec cependant une persistance des dépôts clastiques au Sud.

L'importance des recristallisations ne permet pas d'affirmer la présence d'organismes encrustants de type stromatolithique.

- *La période suivante* (IV) est marquée par la reprise de la sédimentation détritique, consécutive vraisemblablement à un nouveau rajeunissement des reliefs. Cette sédimentation s'est effectuée en deux temps. Lors d'une première phase les éléments détritiques se sont déposés en bordure des terres émergées sur une plateforme instable, correspondant à une aire de dépôt primaire. Ils ont ensuite été remis en mouvement, puis, après un transport par des courants de densité, ils se sont sédimentés dans une aire de dépôt secondaire définitive. La partie située à proximité de la plateforme épicontinentale (A) est caractérisée par une prépondérance des litho-

(conglomérat d'Anguiano). Ils sont les témoins d'un rajeunissement des reliefs d'un arrière-pays certes inconnu, mais dont on peut supposer qu'il était constitué de roches cristallines et métamorphiques. Ces reliefs furent soumis à une longue période d'érosion continentale dont les produits résiduels, essentiellement quartzeux, se sont déposés en concordance apparente sur les fines alternances des schistes d'Anguiano. La faible extension géographique de ces derniers ne permet pas d'être plus précis sur leurs rapports avec les formations surincombantes.

Cette concordance observée n'est peut-être qu'une accordance locale. Quoi qu'il en soit, s'il existe une discordance, celle-ci ne peut être que très faible, en liaison avec des mouvements épéirogéniques contemporains du rajeunissement des reliefs de l'arrière-pays. De plus, nous ne pouvons préciser quelles étaient les relations entre celui-ci et les schistes d'Anguiano, ce qui justifie le point d'interrogation entre les deux.

- *La deuxième période* (II) est marquée par une diminution des reliefs de l'arrière-pays dont l'érosion se poursuit cependant, comme en témoignent les grès arkosiques et microconglomératiques qui font suite aux conglomérats d'Anguiano. Le milieu de sédimentation a des caractères nettement épicontinentaux au Sud (stratifications très irrégulières, très mauvais triage des éléments détritiques), et plus pélagiques au Nord, où les clastiques sont répartis en séquences successives bien litées. Les relations entre ces deux types de sédiment n'ont pu être précisées par suite d'une discontinuité des affleurements.
- Vient ensuite une *période plus calme* (III), où la sédimentation détritique fait progressivement place à une sédimentation carbonatée qui intéresse l'ensemble du domaine, avec cependant une persistance des dépôts clastiques au Sud.

L'importance des recristallisations ne permet pas d'affirmer la présence d'organismes encrustants de type stromatolithique.

- *La période suivante* (IV) est marquée par la reprise de la sédimentation détritique, consécutive vraisemblablement à un nouveau rajeunissement des reliefs. Cette sédimentation s'est effectuée en deux temps. Lors d'une première phase les éléments détritiques se sont déposés en bordure des terres émergées sur une plateforme instable, correspondant à une aire de dépôt primaire. Ils ont ensuite été remis en mouvement, puis, après un transport par des courants de densité, ils se sont sédimentés dans une aire de dépôt secondaire définitive. La partie située à proximité de la plateforme épicontinentale (A) est caractérisée par une prépondérance des litho-

phaliennes..., etc... Quoi qu'il en soit, il est probable que les formations antécarbonifères avaient déjà été partiellement érodées avant la mise en place des premières structures plissées, comme en témoigne la différence d'épaisseur entre les formations du Brieva de l'Est et celles de l'Arlanzón, à l'Ouest.

2.10.2 CONCLUSIONS, ESSAI D'INTERPRETATION PALEOGEOGRAPHIQUE.

Les différents ensembles sédimentaires, dont nous venons de résumer les caractéristiques pétrographiques et lithologiques, peuvent être groupés en deux ensembles principaux:

- Un ensemble inférieur comprenant des roches allant des conglomérats de base aux niveaux carbonatés médians et réalisant une série transgressive.
- Un ensemble supérieur, plus homogène, essentiellement détritique, dans lequel on a pu cependant distinguer plusieurs unités pétrographiques et lithologiques.

Les éléments détritiques entrant dans la composition de ces différentes roches sont d'une constance remarquable. En plus des clastiques fondamentaux, quartz, feldspaths, micas et minéraux lourds, les galets des conglomérats de la base et des horizons supérieurs sont les mêmes, ce qui suggère une permanence du contexte paléogéographique et notamment de l'arrière-pays.

L'aire de sédimentation dans laquelle se sont déposés ces éléments présente une polarité Sud-Nord, pour les séries détritiques transgressives et Est-Ouest, pour l'ensemble détritique supérieur. Ces polarités permettent de distinguer deux domaines différents, l'un situé à l'ESE de l'actuelle Demanda a des caractères qui rappellent ceux d'une plateforme épicontinentale subsidente instable, l'autre qui lui fait suite vers le Nord-Ouest est plus proche d'une aire marine marginale à caractère pélagique.

Ces deux domaines semblent s'être individualisés dès la mise en place des séries détritiques inférieures, puis, après une période d'uniformisation des conditions de sédimentation lors du dépôt des formations carbonatées, cette dualité est de nouveau marquée, mais selon une polarité non plus Sud-Nord, mais SE-NO.

Si, tenant compte des différentes données, on tente de reconstituer l'évolution paléogéographique de cette région, on peut envisager la succession de six périodes (cf. figure 21):

- *La première* (1) correspond au dépôt des conglomérats de base

variation de la puissance des séries s'accompagne de variations des lithofaciès, de moins en moins gréseux vers l'Ouest.

Elle traduit également une diminution dans le volume des apports dont la mise en place était compensée par une subsidence continuée supérieure à l'Ouest, mais égale ou légèrement inférieure à l'Est. Il en résulte que temporairement ce secteur oriental était rattaché au domaine épicontinental, favorisant ainsi le développement de la vie néritique comme en témoignent les niveaux lumachelles à Billingselles et Lingulides, alors que dans le domaine occidental, les conditions pélagiques persistaient.

L'éventail granulométrique plus étalé des clastiques des horizons supérieurs des alternances du Najerilla, nettement exprimé à l'Est, moins fort mais sensible également à l'Ouest, est l'écho de changements dans l'arrière-pays, en relation très certainement avec des mouvements épéirogéniques amenant un rajeunissement des reliefs.

- Ainsi s'amorce *la deuxième phase de dépôt* qui localement, se concrétise plus nettement par la présence de conglomérats à galets quartzeux, qui sont venus se surimposer à la sédimentation des clastiques habituels. Aucun indice ne permet d'envisager un arrêt de sédimentation ou une émergence; lorsque ces conglomérats sont absents il y a continuité parfaite entre les formations du Najerilla et les grès du Brieva. C'est notamment le cas dans la coupe de ce río où les grès massifs du Brieva reposent en concordance sur les alternances du Najerilla; seuls des changements dans la lithologie et la granulométrie permettent de placer une coupure.
- *La troisième phase* correspondant aux formations du Brieva et de l'Arlanzón, voit se poursuivre la sédimentation détritique rythmique, avec, semble-t-il, des modalités analogues à la première phase. Le fait que ces formations ne soient représentées dans l'Est du Massif que par 500 mètres de sédiments, alors que ces mêmes niveaux ont une puissance supérieure à 1.000 mètres à l'Ouest, ne signifie pas que la sédimentation s'est arrêtée plus tôt à l'Est qu'à l'Ouest.

Il est même vraisemblable que la sédimentation s'est poursuivie pendant quelque temps, aucun indice ne permet en effet de considérer ces niveaux comme représentant les ultimes dépôts des mers du Paléozoïque inférieur. L'important hiatus existant dans la Demanda entre ces formations et le Westphalien moyen peut, en effet, avoir plusieurs significations: lacune de sédimentation, érosion de terrains plus récents avant le dépôt des formations west-

des causes diverses, glissements, tremblements de terre fréquents dans ces domaines épicontinentaux instables, l'ensemble est remis en mouvement et après un transport dont la durée est fonction de la compétence des courants et de la longueur de l'aire de dépôt finale, se déposera définitivement en strates successives.

Chaque terme inférieur d'une mégaséquence peut ainsi être le témoin d'un rajeunissement des reliefs de l'arrière-pays, rajeunissement qui s'est effectué, tout d'abord, périodiquement, puis de façon plus constante et plus accentuée ensuite.

2.10.1.4.3.4 *Le type du milieu de sédimentation.*

Les caractéristiques pétrographiques et lithologiques de cet ensemble détritique supérieur montre que le milieu de sédimentation dans lequel il s'est déposé n'était pas homogène. Il correspondait à une aire de sédimentation orientée Est-Ouest, dont la partie orientale avait des caractères qui rappellent ceux du domaine épicontinental, alors que la partie occidentale, plus pélagique, était plus éloignée du continent. Néanmoins, il y a une continuité certaine entre l'un et l'autre domaine, puisque, comme nous avons eu maintes fois l'occasion de le souligner, il y a une évolution continue des lithofaciès de l'Est vers l'Ouest.

2.10.1.4.3.5 *Evolution de la sédimentation et du milieu de sédimentation.*

L'ensemble détritique inférieur et les niveaux carbonatés médians étaient, avons-nous vu, caractérisés par des variations de faciès Sud-Nord. Cette polarité va, après une période d'uniformisation correspondant au dépôt des schistes et grès fins de la partie supérieure des formations de Mansilla et d'Azarulla et des schistes du río Gatón, changer de sens, et devenir Est-Ouest.

Après l'épisode carbonaté, la sédimentation détritique a repris, mais le matériel a un degré de maturité plus élevé que celui des clastiques de l'ensemble inférieur, et son dépôt s'effectue selon des modalités différentes. On peut distinguer trois phases de dépôt:

- *La première* correspond à la sédimentation des formations du río Gatón (niveau VII) de Viniegra (niveau VIII) et du Najerilla (niveau IX), dont l'épaisseur totale passe de 1.500 mètres à l'Est, à 1.100 mètres au centre, et moins de 1.000 mètres à l'Ouest. Cette

Les transformations métamorphiques particulièrement bien développées dans ces roches seront analysés dans le chapitre suivant.

2.11.3.1 **Age et conditions de gisement.**

Les différentes roches éruptives étudiées ont toutes été récoltées dans les formations antécarbonifères. Toutes ont été métamorphosées après leur dépôt de la même façon que les roches sédimentaires dans lesquelles elles sont interstratifiées, bien que les paragenèses résultantes soient de composition notablement différents. Il en résulte que leur mise en place est antérieure au métamorphisme et à la tectonique hercynienne qui ont affecté l'ensemble des formations antécarbonifères.

Sont-elles contemporaines ou postérieures à la sédimentation des formations sédimentaires. La plupart se présentent en effet, sous forme de sills de faibles dimensions, interstratifiés à divers niveaux dans les séries antécarbonifères. Jamais, je n'ai observé de coulées. Néanmoins, les roches de Cillarena et du río Tirón se présentent en strates lenticulaires, et ont un faciès du tufs volcaniques; leur mise en place serait, par suite, contemporaine du dépôt des roches encaissantes. Exception faite de ces deux gisements, les autres roches volcaniques, qui actuellement, se présentent sous forme de sills, pourraient s'être mises en place légèrement après la sédimentation des formations sédimentaires, alors que celles-ci n'étaient pas encore consolidées.

Parfois, les nodules entourés d'une auréole de couleur sombre, qui apparaît, au microscope, constituée de biotite en cristaux coalescents. Il pourrait s'agir d'une auréole de réaction contemporaine de la mise en place de la roche volcanique, et dont les éléments ont ultérieurement évolué lors du métamorphisme, en biotite.

Elles sont, le plus souvent, associées avec des roches de type détritique, ce qui ne saurait surprendre étant donné l'abondance de ces faciès dans le Demanda. A San Antón, cependant, des roches de type diabase et dolérite sont interstratifiées à la base de formations carbonatées (Dolomie de San Antón), il ne semble pas qu'il s'agisse d'un faciès particulier à ces roches carbonatées, puisque des roches analogues ont été récoltées au nord du barrage de l'Arlanzón, dans des formations gréseuses et conglomératiques.

2.11.3.2 **Signification géologique.**

Si l'on considère l'ensemble ibérique, on a longtemps cru que de telles roches étaient localisées dans la partie méridionale de l'Espagne et du

Portugal. C'est, notamment, ce que J. FABRIES notait, soulignant «la position marginale de ce volcanisme qui apparaît localisé en Espagne du sud en bordure méridionale d'une fosse fortement subsidente pendant l'Infra-cambrien et le Cambrien inférieur, correspondant à l'actuelle Sierra Morena».

Or, Ph. MATTE (1964) a observé, dans des formations ordoviciennes du NW de l'Espagne (à la limite des provinces de Zamora et de León), des vulcanites albitiques qui pourraient rappeler ceux de la Demanda (Cillarena et Tirón), d'âge plus ancien cependant.

De plus, R. CAPDEVILA (1966) a récemment décrit des sills basiques et ultrabasiques métamorphisés, interstratifiés dans des quartzites de la base du Cambrien du nord-ouest de l'Espagne et correspondant à un domaine paléogéographique (zone des Asturies et du León de F. LOTZE) auquel la Demanda, comme nous le verrons, semble se raccorder. Le métamorphisme y est, certes, plus poussé que dans la Demanda, puisqu'il se caractérise par la présence de chloritoïde, almadin, staurotide, andalousite et sillimanite, mais il y a néanmoins une analogie de faits qui témoignent d'un magmatisme basique antérieur à l'orogénèse hercynienne, mais nettement distinct de celui de l'Espagne méridionale.

Ainsi, les roches éruptives recueillies dans les formations antécarbonifères de la partie nord-occidentale de la Sierra de la Demanda, témoignent d'une activité magmatique contemporaine ou légèrement postérieure à la sédimentation du paléozoïque inférieur.

Elle se traduit par des roches de types variés: kéraatophyre (?) tufs albitiques, diabase-dolérite, et microdiorite, dont les faciès et l'âge rappellent ceux de roches sensiblement analogues récemment décrites par Ph. MATTE et R. CAPDEVILA, dans le nord-ouest de l'Espagne.

2.12. REMARQUES SUR LES PHENOMENES SECONDAIRES ET LE METAMORPHISME DES FORMATIONS ANTECARBONIFERES.

Dans la description des roches des formations antécarbonifères, il a maintes fois été signalé la présence de minéraux secondaires mis en place après le dépôt des sédiments. Ces minéraux sont de nature diverse, et comprennent notamment du quartz, des phyllites, des minéraux accessoires et de nombreux minéraux opaques. Tous n'ont pas le même habitus, et ne sont pas toujours présents dans les roches; néanmoins, ils témoignent de l'existence de phénomènes post-sédimentaires qu'il convient de préciser et de tenter d'interpréter après en avoir rappelé les principales manifestations.

2.12.1 LES MANIFESTATIONS.

Ces phénomènes secondaires affectent l'ensemble des formations antécarbonifères sédimentaires et éruptives, mais à des degrés divers selon, semble-t-il, leur nature pétrographique, leur position stratigraphique et leur situation géographique. Ils se concrétisent par la présence de minéraux phylliteux, de silice et de minéraux accessoires et opaques qui peuvent avoir plusieurs habitus:

- 1.° Les minéraux phylliteux, isolés au sein de l'ensemble matrice-ciment, peuvent être soit sans orientation particulière, soit disposés parallèlement à la stratification la silice secondaire étant dans ces mêmes roches en *auréole* autour des éléments quartzeux.
- 2.° La plupart des minéraux phylliteux peuvent avoir le même habitus que précédemment, mais d'autres sont intimement associés à la silice néoformée, réalisant avec celle-ci des *dispositifs en «chevaux de frise»* disposés aux extrémités des éléments quartzeux et parallèlement à la stratification.
- 3.° Une partie des phyllites réalisent, avec la silice secondaire, des *structures microlenticulaires* orientées soit parallèlement, soit obliquement à la stratification, les autres phyllites disposées entre ces microlentilles matérialisent une *schistosité* dont les plans sont obliques ou parallèles au litage stratigraphique (cf. photos 3 et 4, planche I; 2 à 4, planche II; 3, planche III).
- 4.° L'ensemble des minéraux secondaires se disposent en lits phylliteux et quartzeux orientés, qui peuvent soit constituer un *réseau quartzo-phylliteux anastomosé*, soit une alternance régulière de lits phylliteux et quartzeux.
- 5.° Enfin, d'autres minéraux secondaires, micas blancs de grande taille, biotites vertes et brunes, et de nombreux minéraux opaques en amas informe ou en baguettes rectangulaires sont, dans certaines roches, disposés *sans orientation particulière* sur les microstructures précédentes sur lesquelles ils paraissent *surimposés* (photos 2 à 4, planche II, et 3 à 8, planche III).

2.12.1.1 Les phyllites isolées et la silice en auréole.

Les roches des formations du Najerilla et du Brieva de l'Est de la Demanda renferment toujours des phyllites néoformées, petites paillettes isolées au sein de l'ensemble matrice-ciment, qui peuvent être soit paral-

lèles, soit obliques et sans orientation particulière par rapport au litage stratigraphique. Dans ces mêmes roches, les biotites détritiques sont partiellement altérées en chlorite et mica blanc, altération qui s'est développée préférentiellement selon les clivages du minéral dont les extrémités sont généralement éclatées en éventail. De nombreuses granules de fer d'expulsion en soulignent les contours, ou sont groupées en amas globuleux informes dans le ciment.

Les interstrates argilo-phylliteuses des fines alternances renferment souvent d'épaisses chlorites dont les clivages sont disposés parallèlement ou obliquement au litage. Parfois, ces chlorites sont associées à d'autres micas, séricite, avec lesquels elles alternent, les limites entre l'un et l'autre étant diffuses. Ces lits argilo-phylliteux sont fréquemment recoupés par une schistosité fruste, soulignée par des limets limoniteux discontinus, qui déforment ces chlorites dont les clivages sont dissociés et tordus contre les plans de schistosité. La mise en place de cette schistosité est donc postérieure à celle des chlorites qui résultent soit de l'altération de biotites détritiques, soit de la diagénèse.

Les minéraux argileux qui, généralement polarisent dans les teintes vives et dont on sait que la détermination au microscope est délicate, se sont mis en place très vraisemblablement en même temps que les phyllites précédentes, car, comme elles, sont recoupés par les plans de schistosité.

Les éléments détritiques quartzeux, quartz ou galets lithiques sont, dans ces mêmes roches, entourés d'une auréole de silice secondaire disposée concentriquement. Lorsque ces grains sont en proportion notable, ils sont réunis les uns aux autres par la silice de néoformation, la roche ayant alors une texture quartzitique qui peut être soit homogène lorsque le ciment argilo-phylliteux est peu abondant, soit hétérogène dans le cas contraire, les éléments quartzeux étant alors réunis en plages à texture quartzitique noyées dans un réseau argilo-phylliteux non orienté.

2.12.1.2 Les phyllites et silice de néoformation disposés en «chevaux de frise».

Dans les roches plus pélitiques de ces mêmes formations et dans celles situées stratigraphiquement, au-dessus et au-dessous, les petites paillettes de phyllites secondaires peuvent être disposées entre les éléments détritiques ou intimement associées aux extrémités des éléments quartzeux avec la silice secondaire, réalisant les classiques figures de recristallisations en tapis brosse ou «chevaux de frise» décrites par les auteurs (A. CAILLEUX, 1929, et F. KRYNINE, 1946). Ces figures sont géné-

ralement disposées dans des plans parallèles au litage stratigraphique, et confèrent aux roches une texture orientée recoupée parfois par une schistosité analogue à la précédente. Leur mise en place est ici encore antérieure à celle-ci.

2.12.1.3 Les structures microlenticulaires (cf. photos 3 et 4, planche I; 2 à 4, planche II).

Les grès argileux des formations d'Anguiano et du Punton, et ceux de l'ensemble des formations du centre et de l'Ouest du Massif renferment des *structures microlenticulaires d'origine secondaire*, qui, parfois, prennent un grand développement et masquent partiellement le litage stratigraphique.

Chacune de ces microlentilles est organisée autour d'un ou parfois deux éléments détritiques (quartz, feldspaths ou micas) qui en constitue le corps central, et dont les extrémités sont constituées de quartz et phyllites secondaires intimement associés.

Les phyllites (baguettes de chlorite et de séricite) convergent généralement vers les parties distales des microlentilles, celles comprises entre le corps central et les extrémités ne présentant pas d'orientation particulière, dispositif qui rappelle l'effet d'abri de A. DEMAY (1942).

Deux ou plusieurs microlentilles successives peuvent parfois être réunies par leurs extrémités, ce qui confère aux roches une texture orientée très bien exprimée notamment dans les schistes d'Anguiano.

Le fond de la roche est généralement constitué par des chlorites et séricites en baguettes parallèles, qui parfois, peuvent être concentrées en lits disposés entre les microlentilles dont l'allure peut être rectiligne ou sineuse selon la densité des microlentilles. De plus, certaines roches où la matrice est constituée d'éléments très fins, présentent des plages à texture microquartzitique allongées parallèlement aux microlentilles, et dont la mise en place semble contemporaine.

Les conglomérats d'Anguiano, les grès grossiers du Punton et de Barbadillo del Pez, et les conglomérats de l'Arlanzón, présentent également des recristallisations orientées individualisées à partir des galets, et qui peuvent, selon leur grosseur, intéresser l'ensemble ou une partie de ceux-ci. Le plus souvent, ces recristallisations orientées sont développées dans des plans privilégiés, aux extrémités des galets, qui acquièrent ainsi une texture effilée très caractéristique.

Les galets des conglomérats d'Anguiano qui font, normalement, suite aux schistes phylliteux, ont une forme ovale dont l'origine est secondaire. Elle résulte de l'accroissement des galets par dépôt de silice secondaire

uniquement aux extrémités et dans des plans parallèles au litage et dont l'orientation est identique à celles des microlentilles des formations subordonnées.

Les grès du Punton qui leur font suite présentent, également, des structures microlenticulaires secondaires mais dont l'importance va en diminuant en montant dans la série, montrant ainsi une décroissance progressive du bas vers le haut.

Les roches, essentiellement pélitiques du nord-ouest du Massif, renferment toutes des microlentilles de même allure que les précédentes. Lorsque la structure sédimentaire initiale est hétérogène, strate lenticulaire de quelques millimètres de long, éléments détritiques isolés au sein d'un ensemble matrice-ciment abondant, les microlentilles sont parfaitement individualisées.

Parfois, il est encore possible de distinguer l'élément détritique central dont la taille est généralement plus grosse que celle des minéraux néoformés. Lorsqu'il s'agit d'un mica détritique, celui-ci a généralement une forme sigmoïde qui témoigne de mouvements cisailants contemporains de la formation des microlentilles. Fréquemment, cependant, cette distinction est délicate, voire impossible, car les quartz détritiques sont de tailles analogues à celle des minéraux secondaires. On peut, néanmoins, distinguer ces micro-lentilles recristallisées, d'autres dues à l'exudation de quartz dont la mise en place est plus tardive et dont la texture quartzitique en mosaïque est constituée d'éléments de plus grande taille et de contours géométriques plus nettement exprimés.

Dans ces mêmes roches, les phyllites non associées aux microlentilles se disposent dans des plans privilégiés, parallèles ou obliques à la stratification selon les roches qui correspondent à une schistosité généralement «plan axial» de plis dont l'échelle va du centimètre à l'hectomètre, structures mineures qui participent à d'autres structures de plus grande amplitude.

Dans les roches éruptives, ces structures microlenticulaires sont parfois très nettement développées (dans celles de San Juan, de Cillarena, du río Tirón, de Villorobe et de l'Arlanzón), et sont généralement organisées autour d'un cristal d'albite, qui apparaît ainsi entouré de chlorite, séricite, muscovite, quartz, calcite et dont les contours sont le plus souvent soulignés par des limets limoniteux discontinus.

2.12.1.4 Fuseaux quartzeux, réseaux quartzo-phylliteux et pseudo-foliation.

Certaines roches de la partie occidentale du Massif (secteurs des río Tirón et Arlanzón et hauteurs situées au nord du Trigaza) ont des structu-

res orientées secondaires qui peuvent avoir deux aspects selon l'importance des lits silteux par rapport aux interstrates argileuses.

- Lorsque les éléments détritiques prédominent, la roche a une texture quartzitique hétérogène dans laquelle les clastiques sont réunis dans des *plages quartzitiques fusiformes* séparées par des lits de phyllites (petites baguettes de séricite et de chlorite) matérialisant des plans de schistosité parallèles ou obliques sur la stratification. Parfois, ces plans de schistosité sont mal individualisés, les plages quartzitiques sont alors séparées par une trame phylliteuse, l'ensemble réalisant un réseau quartzo-phylliteux anastomosé, dans lequel on peut déceler, cependant, une orientation préférentielle.
- Lorsque les éléments quartzeux détritiques sont disposés en laminites séparés par des lits argilo-phylliteux de même épaisseur, le réseau quartzo-phylliteux est plus régulier. La stratification y est de plus toujours visible.
- Dans certaines roches enfin, il n'est plus possible de distinguer de façon certaine la stratification d'une structure secondaire, caractérisée par une alternance plus ou moins régulière de lits essentiellement quartzeux et de lits phylliteux, les uns et les autres étant orientés parallèlement au plan axial de plis centimétriques et métriques (photo 1, planche III). Un tel dispositif suggère qu'à la stratification initiale s'est substituée une véritable *foliation* telle que l'on récemment définie J. GROLIER et P. VIALON (1964), foliation caractérisée par une alternance de lits quartzeux et phylliteux entièrement recristallisés.

2.12.1.5 Minéraux secondaires surimposés aux recristallisations orientées.

La plupart des roches étudiées, notamment celles de la moitié occidentale, montrent, surimposés aux structures précédentes, des minéraux de nature diverse, disposés le plus souvent sans orientation particulière, et dont la mise en place apparaît ainsi plus récente. Ces minéraux comprennent des micas, chlorite, séricite et muscovite en baguettes de grande taille, biotite verte et brune, minéraux accessoires qui, dans les roches éruptives, peuvent parfois être très nombreux (apatite, sphène, leucoxène, grenat et tourmaline) et des minéraux opaques (minéraux titanés, limonite et pyrite).

2.12.1.5.1 *Les micas.*

2.12.1.5.1.1 *Les biotites* (cf. photos 5 à 8, planche III).

Certaines roches de la moitié Nord-Ouest du Massif, renferment des biotites vertes ou brunes, qui sont soit groupées en nids entre les autres éléments (entre les plages albitiques ou sur la trame chloriteuse dans les roches éruptives, ou entre les plages quartzitiques dans les grès quartzites), soit isolés et plaqués sur les microstructures ou minéraux précédents. Il est ainsi fréquent d'observer des biotites disposées indifféremment sur plusieurs microlentilles secondaires, ou sur d'autres micas détritiques, à partir desquels elles semblent s'être développées. Ces biotites ont des teintes de pléochroïsme généralement très fraîches, dans les vert-francs ou les bruns; les individus isolés sont parfaitement limités latéralement mais ont, par contre, des extrémités plus irrégulières. Ceux groupés en nids ont des contours moins nets, néanmoins, ils sont facilement reconnaissables par leurs teintes de pléochroïsme, leur extinction régulière et franche, et ne peuvent, de ce fait, être confondus avec des biotites détritiques toujours très altérées en chlorite et muscovite, et dont l'extinction est très irrégulière.

Ces biotites secondaires ont parfois été déformées par des contraintes postérieures à leur mise en place, certaines mêmes peuvent être légèrement rétromorphosées en chlorite, et présentent alors en lumière analysée un aspect moiré très caractéristique.

La présence de ces biotites semble être liée à la nature pétrographique initiale des roches qui les renferment. Elles sont plus abondantes dans les roches éruptives, notamment celles de San Juan, de l'Arlanzón et du río Pedroso, que dans les roches sédimentaires, et dans celles-ci, sont toujours localisées dans les plages argilo-phylliteuses, ce qui suggère qu'elles se sont formées à partir des éléments de l'ensemble matrice-ciment.

2.12.1.5.1.2 *Les autres micas.*

Plaqués de façon semblable sur les microstructures, on peut observer d'autres micas en grandes baguettes isolées, non orientées, et généralement faiblement pléochroïques, à extinction droite et polarisant dans des teintes ocre-jaunes. Il doit s'agir d'une ou plusieurs variétés de chlorite et de micas blancs que le seul microscope ne permet pas de détermi-

ner avec plus de précision. De même habitus que les biotites, leur mise en place doit être contemporaine, et apparaît ainsi postérieure à celle des minéraux qui participent aux microstructures orientées. Certains d'entre eux sont cependant orientées de la même façon que les microstructures ou la trame chloriteuse, la croissance de ces minéraux semble alors avoir été guidée par la structure antérieure des roches.

2.12.1.5.2 *Les minéraux accessoires.*

Les roches éruptives contiennent souvent en abondance de l'*apatite*, du *sphène* et, plus rarement, du *grenat* et de la *tourmaline* qui apparaissent épars et disposés sans orientation particulière sur les minéraux et structures secondaires. Par suite, leur mise en place apparaît plus récente, contemporaine, semble-t-il des biotites et autres micas.

Dans les roches sédimentaires ces minéraux sont beaucoup plus rares, la *tourmaline* y est relativement plus abondante, et l'on reconnaît également de l'*apatite* et du *sphène*.

2.12.1.5.3 *Les minéraux opaques* (cf. photos 2 à 4, planche II; 3 et 4, planche III).

La plupart des roches sédimentaires et éruptives en renferment en grand nombre. Généralement ils sont localisés dans des lits argilo-phylliteux, et se présentent soit en granules concentrées en amas informes dont il est difficile de dire s'il s'agit de minéraux détritiques ou de néoformation, soit allongés selon les plans de schistosité, soit enfin, il s'agit de baguettes courtes et trapues de section rectangulaire, et disposées sans orientation sur les microstructures orientées. Ce dernier cas est le plus fréquent, et les relations géométriques entre ces baguettes rectangulaires et les autres éléments néoformés montrent clairement que leur mise en place est plus récente, même à celle des biotites qu'ils recouvrent et parfois masquent partiellement.

Les minéraux opaques de grande taille ont leurs extrémités parfois éclatées en éventail, montrant ainsi qu'ils ont été soumis, après leur mise en place à des contraintes cisailantes qui les ont déplacés et déformés, et qui, d'autre part, se traduisent par un resserrement des phyllites secondaires du fond de la roche, et une déformation des plans de schistosité.

La détermination de ces minéraux opaques au microscope polarisant, est, on le sait, très imprécise; néanmoins, utilisant les procédés classiques par réflexion, j'ai cru reconnaître de la *magnétite* et de la *pyrite* et

des *minéraux titanés* blancs rosâtres et blanchâtres en lumière réfléchie, vraisemblablement du *leucoxène* et de *l'ilménite*.

2.12.2 REPARTITION STRATIGRAPHIQUE ET GEOGRAPHIQUE DES MINÉRAUX ET STRUCTURES SECONDAIRES.

Les différents minéraux secondaires et les microstructures, ne sont pas présents dans toutes les roches, mais leur répartition varie en fonction de la position stratigraphique et géographique (fig. 23) des roches qui les contiennent.

2.12.2.1 Les phyllites et silice néoformées isolées ou en «chevaux de frise».

Ces minéraux néoformés et les structures secondaires associés, ont été observés dans la partie orientale du Massif, et principalement dans les formations du Najerilla et du Brieva. Ailleurs, ils sont le plus souvent, repris et masqués par les autres types de recristallisations. Il est vraisemblable que les minéraux argileux initiaux de l'ensemble matrice-ciment ont, de la même façon, été transformés en produits nouveaux dont les séricite et chlorite représentent deux des éléments, les autres étant indéterminables au microscope.

Les figures en «chevaux de frise» ou «tapis-brosse» dans lesquelles sont intimement associées les phyllites et la silice secondaire, ont une plus large répartition stratigraphique et géographique et d'une façon générale, ont été observées dans l'ensemble du Massif, dans des roches qui, sur le terrain, se présentent comme des alternances de schistes et de grès, et qui, en lame mince, correspondent à des grès ou des silts argilo-phylliteux.

2.12.2.2 Les minéraux et microstructures secondaires orientés.

Leurs répartitions stratigraphique et géographique *varient de façon nette du SE vers le NO*. Ils sont généralement bien visibles dans les formations de base de la série antécarbonifère (schistes d'Anguiano, conglomérats d'Anguiano et grès du Punton) de l'Est du Massif, et sont présents dans toutes les roches situées à l'Ouest d'une ligne passant sensiblement par Anguiano et Barbadillo del Pez (fig. 23). De plus, ils sont d'autant mieux exprimés que la roche a été prélevée dans la partie nord-

occidentale (région allant du río Oja jusqu'à la terminaison occidentale). Du SE vers le NO, on peut ainsi voir apparaître les microlentilles, les fuseaux et réseaux quartzeux puis la foliation, sans que la présence de l'une de ces structures exclue les autres. Ainsi, j'ai pu observer dans les séries gréso-schisteuses analogues aux formations du Najerilla, des microlentilles dans des grès argilo-phylliteux, des réseaux et fuseaux quartzeux dans des silts fins, avec localement le développement d'une pseudo foliation. L'apparition de ces microstructures secondaires semble être en partie induite par la nature pétrographique et la structure initiales des roches dans lesquelles elles apparaissent. Néanmoins, *à l'échelle du Massif, elles se distribuent selon un gradient croissant sensiblement SE-NO.*

2.12.2.3 Les minéraux secondaires surimposés.

Les minéraux opaques ont une large répartition stratigraphique et géographique. Ils ont été, en effet, observés dans la plupart des roches, mais apparaissent cependant plus nombreux et mieux exprimés dans les formations du NO de la Demanda qu'ailleurs.

Les micas, autres que la biotite sont également assez largement répartis, avec toujours les mêmes gradients de répartition.

Les biotites ont une répartition géographique plus restreinte, puisque leur *limite d'extension vers l'Est ne dépasse pas une ligne passant sensiblement par Pazuengos, Barbadillo de Herreros et Matalindo* (figure 23).

Leur répartition stratigraphique varie du Nord-Ouest vers le Sud-Est (figure 23). Elles ont été observées dans les niveaux les plus élevés de la série antécarbonifère dans la région de Matalindo et de l'Arlanzón, alors qu'elles ne dépassent pas les schistes supra-dolomitiques dans la vallée du río Oja, et les schistes antécambriens au SE d'Ezcaray. De plus, cette répartition n'est pas uniforme; elle apparaît, en effet, de façon discontinue à divers niveaux dans la moitié nord-ouest du Massif, en liaison, semble-t-il, avec la nature pétrographique des roches. Si bien que, compte tenu des replis, la limite supérieure d'extension de la biotite apparaît discordante sur la stratification et certaines structures, mais est, elle-même, déformée comme en témoigne sa réapparition dans les schistes précambriens du SE d'Ezcaray. Ainsi, sa mise en place est postérieure à une première phase de déformation correspondant à celle des microstructures et des replis auxquelles elles sont associées, mais antérieure à une deuxième phase.

**Chapitre 3.—BIOSTRATIGRAPHIE ET AGE DES FORMATIONS
ANTECARBONIFERES, COMPARAISONS AVEC LEURS HOMOLOGUES DU
NORD DE L'ESPAGNE**

3.1 Biostratigraphie.

3.2 Age des formations antecarbonifères.

3.3 Comparaisons entre les formations antecarbonifères et leurs homologues du Nord de l'Espagne.

Chapitre 3.—BIOSTRATIGRAPHIE ET AGE DES FORMATIONS ANTECARBONIFERES, COMPARAISONS AVEC LEURS HOMOLOGUES DU NORD DE L'ESPAGNE

Les formations antécarbonifères de la Sierra de la Demanda, longtemps considérées comme azoïques, n'avaient jusqu'à présent livré que très peu de fossiles.

M. LARRAZET (1898) les considérait comme azoïques, mais les rapportait néanmoins au Silurien par analogie de faciès avec les niveaux semblables des Chaînes Celtibériques de la région de Teruel, dans lesquels DEREIMS avait récolté des fossiles siluriens.

C'est W. SCHRIEL (1928) qui, le premier, récolta des restes de trilobites, certes indéterminables, mais qui lui permettaient de rapprocher ces niveaux (schistes calcaires de la vallée du río Urbión entre Viniegra de Abajo et Viniegra de Arriba), au Cambrien moyen très fossilifère des Chaînes Celtibériques, étudiés à la même époque par F. LOTZE. Dans les épaisses séries détritiques surincombantes, il ne récolta que des restes de Lingulides, notamment au Nord de Barbadillo de Herreros, niveaux analogues, selon lui, aux classiques «lingula flags», et qu'il rapporta, pour cette raison, au Cambrien supérieur.

Quelques années plus tard, P. H. SAMPELAYO (1942, 1949, 1950) parcourant l'ensemble de la Demanda, découvrit six horizons fossilifères dans lesquels il récolta successivement:

- Dans des schistes vert-olive et des grès micacés affleurant à proximité d'un niveau dolomitique, près de Barbadillo de Herreros, des restes, très mal conservés, de Trilobites rapportés, avec réserve,

- au genre *Olenellus* (*Olenellus Broggeri?* W.) du Cambrien inférieur.
- Au Nord de la même localité, dans le même gissement, semble-t-il, que celui cité par W. SCHRIEL, une petite lingulelle, *Lingulella feronensis*, FAURA.
 - Dans les grès qui dominent au Nord les villages de Barbadillo de Herreros et Canales, de nombreuses pistes, *Cruziana* et lingulides analogues aux «lingula flags» du Cambrien supérieur.
 - A proximité du pico de Las Tres Marías, à l'Est du Massif, dans des grès micacés, de nombreux moules de brachiopodes dont le test calcaire a disparu par dissolution, et qui, selon SOS et OLAGUE, sont à rapporter, pour certains, à la famille des *Billingsella* et *Nissusida*, et d'autres, au genre *Obolus*, faunes connues du Cambrien au Silurien moyen.
 - Enfin, toujours dans ce même secteur, dans des grès et schistes verts, des *Cruziana* de grande taille et bien costulées; *Cruziana Ortigosa* SAMP., analogues à *Cr. Prevosti* et *Cr. furcifera* de l'Ordovicien.

Ainsi, les différentes faunes récoltées par SAMPELAYO, bien que très mal conservées et de détermination douteuse, suggéraient néanmoins à l'auteur l'existence, dans le Massif de la Demanda, du Cambrien inférieur, moyen et supérieur, et de l'Ordovicien.

Dans diverses publications se rapportant soit à la Sierra de la Demanda proprement dite (1959), soit le plus souvent aux séries du Paléozoïque inférieur de la Péninsule Ibérique (1956, 1958 et 1961), F. LOTZE évoque la stratigraphie des formations antécarbonifères de ce Massif. Dans son récent mémoire rédigé en collaboration avec KL. SDZUY, sur le Cambrien d'Espagne (1961), F. LOTZE donne un tableau résumant la stratigraphie de ces formations, dans lesquelles il distingue successivement:

- Le Précambrien (phyllites d'Anguiano).
- Le Cambrien inférieur non daté paléontologiquement.
- Le Cambrien moyen, comprenant des niveaux à *Paradoxides* sp. et à fragments de Trilobites rappelant les genres *Conocoryphe*, *Solenopleuropsis* ou *Pardailhania*, puis, au-dessus, d'autres niveaux gréseux à *Paradoxides* sp. et *Solenopleurina demanda* (SDZUY, 1958).
- Le Cambrien supérieur riche en Lingulides, cf. «Lingula flags», et renfermant quelques fragments de Trilobites indéterminables.

L'ensemble de la série qui surmonte les phyllites d'Anguiano est ainsi rapporté au Cambrien, dont seul le niveau médian est daté avec certitude.

F. LOTZE ne suit donc pas P. H. SAMPELAYO et notamment, n'envisage pas l'existence de l'Ordovicien.

C'est à des conclusions identiques qu'arrivent les auteurs de la feuille d'Anguiano (Agustín NAVARRO ALVARGONZALEZ, Carlos VILLALON DAVILA et Emilio TRIGUEROS MOLINA, 1960), qui, n'ayant pas retrouvé les gisements signalés par SAMPELAYO, adoptent les subdivisions de F. LOTZE, mettant très nettement en doute la présence des «Grès Armoricaïns» et de l'Ordovicien dans la Demanda.

Plus récemment, A. WIENANDS (1964), simultanément avec mes premières recherches, M. COLCHEN (1964) envisage du nouveau de rapporter à l'Ordovicien inférieur les horizons les plus élevés de la série antécarbonifère s'appuyant, tout comme moi-même, sur des critères lithostratigraphiques et la présence de grands *Cruziana* de caractères incontestablement ordoviciens.

Ainsi, en 1964, le seul niveau daté paléontologiquement avec certitude est le Cambrien moyen, dans lequel F. LOTZE a pu distinguer deux horizons, le second à *Solenopleurina demanda* étant d'ailleurs en Espagne, connu uniquement dans la Demanda. Le Cambrien inférieur est supposé ainsi que le Cambrien supérieur, dans lequel n'ont été récoltés que des fragments de Trilobites indéterminables.

L'Ordovicien enfin, envisagé par SAMPELAYO est mis en doute par F. LOTZE et les auteurs de la feuille d'Anguiano, puis suggéré par A. WIENANDS et moi-même. J'ai, depuis, récolté à plusieurs niveaux, dans ces formations antécarbonifères, des Trilobites, Brachiopodes, Echinodermes et *Cruziana*, qui permettent de préciser la stratigraphie de ces formations et, notamment, de confirmer l'existence du Cambrien moyen, et de mettre en évidence le Cambrien supérieur à *Prochuangia* et *Chuangia*, ainsi que l'Ordovicien inférieur (Trémadocien probable).

3.1 BIOSTRATIGRAPHIE.

Comme j'ai eu l'occasion de le signaler dans la description des séries, j'ai récolté des fossiles à plusieurs niveaux et en diverses localités dans l'ensemble du Massif de la Demanda. Les fossiles les plus fréquemment rencontrés sont des Lingulides. Ils sont parfois très abondants et constituent de véritables niveaux lumachelliques que les auteurs cités précédemment rapportaient pour cette raison aux classiques «lingula flags» du Cambrien supérieur. Certains niveaux sont effectivement du Cambrien supérieur, mais ils sont précédés par d'autres, interstratifiés dans le Cambrien moyen.

Les gisements les plus riches, ayant livré les fossiles les plus intéres-

sants sont situés dans la partie orientale du Massif, dans des formations dont j'ai souligné les caractères épicontinentaux. Celles du Nord-Ouest, plus pélagiques et plus fines, de faciès plus pélagiques, ne renferment que des fragments de Brachiopodes principalement des Lingulides, mais aucun Trilobite.

Par suite, on ne s'étonnera pas que les principales subdivisions stratigraphiques aient été établies dans les formations de l'Est de la Demanda, puis par corrélations lithostratigraphiques à partir de niveaux repères caractéristiques (niveau de conglomérat d'Anguiano, dolomie de Mansilla et de San Antón, grès de Viniegra, alternances à nodules limoniteux et micacés du Najerilla, conglomérat du Nécutiu), étendues à l'ensemble du Massif. Vingt-trois gisements fossilifères ont pu, ainsi, être distingués, numérotés dans un ordre croissant d'Est en Ouest (F1 à F23).

3.1.1 LES GISEMENTS FOSSILIFERES.

La position lithostratigraphique des différents gisements est précisée dans tableau V où les colonnes stratigraphiques correspondent à sept localités ou secteurs régionaux qui, d'Est en Ouest, sont: secteurs des ríos Brieva, Najerilla-Urbión, Calamantio, Oja, Tirón, Arlanzón-Pedroso et du village de Matalindo.

3.1.1.1 Vallée du río Brieva.

J'ai récolté, à divers niveaux dans cette coupe, des *Lingulidae* en grand nombre, des fragments de Trilobites, des Brachiopodes, et quelques articles de Crinoïdes (coupe fig. 2).

- F1 (à proximité du point K6 de la route Najerilla-Brieva) Nombreux *Orthidae* et *Lingulidae*. Quelques fragments de Trilobites, dont un pygidium.
- F2 (à proximité du point K5) associés à des *Lingulidae*, des articles de Crinoïdes indéterminables.
- F3 (à proximité du point K3,5) *Lingulidae* du genre *Lingula* ou *Lingulella* et de nombreux *Orthidae*, à rapporter selon V. HAVLICEK au sous-ordre des *Clitambonitidina* et aux genres *Antigonambonites* Oepik ou *Tritoechia*, *T. Kodymi* et *T. Kolihai* Havlicek, ainsi que des restes curieux d'Echinodermes, *Oryctoconus lobatus* Colchen et Ubaghs (M. COLCHEN et G. UBAGHS, 1969).

3.1.1.2 Vallées des ríos Najerilla et Urbión.

Quatre gisements ont été découverts:

- F4, dans des schistes calcaires roses et verdâtres, faisant immédiatement suite à la dolomie de Mansilla (coupe fig. 5), j'ai récolté dans la tranchée de la route située à proximité du village, un céphalon bien conservé et de nombreux fragments de Trilobites, la plupart indéterminables, certains de grandes tailles pourraient être des pointes génales de *Paradoxides* sp.

C'est dans des formations analogues que M. Th. DESVALLIERES a trouvé, dans la vallée du río Urbión, entre Viniegra de Abajo et Viniegra de Arriba, des restes d'Echinodermes: *Stromatocystes cannati* MIGUEL, et quelques pièces isolées provenant selon M. G. UBAGHS du cadre (marginales) d'un *Trochocystides*.

- F5, à la partie supérieure des grès de Viniegra, de nombreux *Lingulidae* (coupe fig. 3).
- F6, à la partie inférieure des alternances du Najerilla qui font suite immédiatement au grès du gisement précédent, à proximité du croisement des chemins allant vers Ventrosa et Viniegra, à mi-pente des hauteurs qui dominant, à l'Ouest, ce croisement, j'ai récolté successivement (coupe fig. 3):

1. De très nombreux lingulides dont le diamètre ne dépasse pas 1 cm., constituant une lumachelle compacte de quelques centimètres d'épaisseur.
2. Des lingulides de plus grande taille associés à des fragments de Trilobites indéterminables.
3. Dans des grès calcaires de couleur rouille à l'affleurement, et très pulvérulents, de très nombreux fragments de Trilobites dont des pointes génales de grande taille pouvant provenir de *Paradoxides* sp., deux carnidiums très incomplets qui pourraient appartenir à un *Solenopleuride*, et huit cranidiums qui semblent identiques à ceux figurés par K. SDZUY (1961, pl. 23, fig. 7-17) et attribués, par cet auteur, à *Agraulos longicephalus* (HICKS).
4. Enfin, à environ huit mètres plus haut, dans des grès calcaires en bancs décimétriques, de très nombreux *Orthidae* constituant une véritable lumachelle, et déterminés par M. V. HAVLICEK, comme *Billingsella* cf. *lingulaeformis* Nikitin, ainsi que quelques fragments de Trilobites indéterminables.

- F7, à environ 300 mètres au-dessus du niveau à Billingselles, en bordure de la route allant de l'hospederia du Najerilla, à Viniestra de Abajo, dans des grès à lentilles calcaires, le plus souvent troués par suite de la dissolution des carbonates, deux craniidiums incomplets et assez frustes, et trois pygidiums dont l'un assez bien conservé, à rapporter au genre *Prochuangia*.
- F8, au sommet des alternances du Najerilla, dans la vallée du río, et à proximité du kilomètre 100 de la route Anguiano-Mansilla, de très nombreuses pistes de *Cruziana semiplicata* SALTER qui apparaissent en relief à la face inférieure d'une dalle de grès quartzite.

3.1.1.3 Vallée du río Calamantio.

J'ai recueilli des fossiles dans quatre gisements, les trois premiers dans les alternances du Najerilla, le dernier dans des grès qui affleurent au coeur du synclinal méridional, équivalents latéraux des grès du Brieva (coupe fig. 4).

- F9. Très nombreux *lingulidae* dans un niveau de lumachelle de faciès analogue au premier niveau du gisement F6.
- F10. Dans des grès calcaires troués, à environ 600 mètres du précédent gisement, six craniidiums dont quatre à peu près complets (sauf les parties postéro-latérales des joues fixes), et deux pygidiums incomplets, mais bien conservés, dont les caractères permettent de les rattacher au genre *Chuangia*, en particulier au groupe de *Chuangia batia*. Les pygidiums rappellent aussi ceux d'*Iranochuangia persicum* (KING), mais les céphalons associés ne montrent pas la forte dilatation antérieure de la glabelle, caractéristique du genre iranien (KOBAYASHI, 1960).
- F11. A environ 250 mètres de F10, dans des grès à lentilles limoniteuses et micacées, quelques fragments d'Orthidae, un cephalon de Trilobite incomplet et indéterminable, et, à proximité des pistes bilobées analogues à *Cruziana semiplicata* SALTER.
- F12. Dans les ultimes niveaux gréseux de cette coupe, de nombreux *lingulidae* d'assez grande taille (1 centimètre et plus de diamètre) groupés en nids au sein de la roche.

3.1.1.4 Vallée du río Oja et Crêtes du Necutiu et du Pico Culillas.

Les trois gisements suivants ont livré uniquement des *lingulidae* et des pistes bilobées.

- F13, à proximité du sommet du San Lorenzo (coupe fig. 7), en face sud, dans des schistes verts situés sous des grès blancs analogues aux grès de Viniestra, plusieurs *lingulidae* de forme allongée à rapporter au genre *Lingulella*.
- F14, dans des grès en bancs décimétriques constituant le flanc sud du sommet du Salineros, des *lingulidae* de plus grande taille que les précédents qui rappellent le genre *Lingula*.
- F15, dans les grès en bancs métriques du flanc sud du Pico Culillas (grès analogues aux grès du Brieva) de nombreux *lingulidae* d'assez grande taille.

3.1.1.5 Vallée du río Tirón et crêtes alentours.

Nombreux *lingulidae* récoltés dans des niveaux gréseux à lentilles limoniteuses et micacés analogues aux grès des alternances du Najerilla.

- F16, à proximité du confluent des río Tirón et Montelazarras.
- F17, dans la haute vallée du Barranco de Montelazarras, en amont du gisement précédent.

3.1.1.6 Vallées des río Arlanzón et Pedroso.

Les cinq gisements suivants m'ont livré:

- F18, dans les schistes roses et verdâtres de même faciès que ceux du gisement F4, et situés au nord de Barbadillo de Herreros, près du pont du río Umbria (coupe fig. 10), des petits *lingulidae* qui doivent certainement être analogues à ceux récoltés sensiblement au même endroit par P. H. SAMPELAYO et qu'il rapportait à *Lingulella ferronensis* FAURA.

De très nombreux débris de Trilobites sont associés aux *Lingulidae*, mais sont malheureusement indéterminables.

- F19, dans des très fins vert-clair, au niveau de la seconde tranchée de l'ancienne voie de chemin de fer, d'autres *lingulidae* et la presque totalité du céphalon et du thorax de *Bailiella* cf. Levyi (MUNCHALM et BERGERON).
- F20, à proximité du col El Manquillo, sur le versant sud, de nombreux *lingulidae* dans des niveaux lenticulaires limoniteux et micacés (coupe 3 fig. 9b).

- F21, dans les grandes barres gréseuses du Sud du barrage du río Arlanzón, équivalents des grès du Brieva, quelques *lingulidae* de grande taille qui pourraient appartenir au genre *Lingula*.
- F22, à environ 300 mètres au sud du gisement précédent, dans la même unité lithologique, j'ai pu observer des pistes bilobées qui, selon A. SEILACHER, sont à rapporter à *Cruziana cf. rugosa*.

3.1.1.7 Région de Matalindo.

Le chemin forestier qui, partant de ce village, permet d'accéder sur les hauteurs qui le dominent à l'Est, recoupe à mi-parcours des grès en bancs décimétriques de faciès analogues à ceux du barrage de l'Arlanzón, et dans lesquels j'ai recueilli de nombreux *lingulidae* et quelques fragments d'*Orthisidae* (F23).

3.2 AGE DES FORMATIONS ANTECARBONIFERES (Tableau VI).

Le niveau le plus bas, daté paléontologiquement correspond à l'horizon F4 de la colonne Najerilla-Urbión, il est situé immédiatement au-dessus de la Dolomie de Mansilla, sous les schistes verts à nodules carbonatés.

Le niveau le plus élevé correspond à l'horizon F3 de la coupe du río Brieva, dans lequel j'ai récolté des Brachiopodes qui, selon M. V. HAVLICEK, seraient à rapporter au sub-ordre des Clitambonitidina et, plus précisément soit au genre *Antigonambonites* Oepik connu dans l'Ordovicien inférieur et moyen de la Baltique et de Pologne, ou à *Tritoechia Kodymi* et *T. Kolihai* HAVLICEK du Trémadocien de Bohême. Si le mauvais état de conservation de ces fossiles ne permet pas de préciser davantage, il ne fait cependant aucun doute que ces formes sont incontestablement selon V. HAVLICEK de l'Ordovicien inférieur et plus précisément du Trémadocien, qui se trouve ainsi être daté paléontologiquement pour la première fois en Espagne.

Entre ces deux horizons, sont représentés le Cambrien moyen et le Cambrien supérieur également datés paléontologiquement. L'âge des terrains situés sous l'horizon F4, qui n'ont livré jusqu'à présent que des restes de Trilobites indéterminables (F. LOTZE, 1961) n'a pu être établi avec précision. Il est possible néanmoins, par comparaison avec d'autres régions d'Espagne, où des lithofaciès identiques et ayant la même position lithostratigraphique, ont livré une faune de Trilobites du Cambrien inférieur (Chaînes Celtibériques et Asturias), de les rapporter à cet étage. Pour les mêmes raisons, on doit considérer les schistes phylliteux d'Anguiano,

situés sous les conglomérats d'Anguiano, comme l'équivalent du Précambrien schisto-gréseux largement représenté dans la partie occidentale des Asturies et du León.

3.2.1 LE PRECAMBRIEN.

Après F. LOTZE et les différents auteurs qui ont travaillé dans la Demanda, je rapporterais au Précambrien les schistes phylliteux d'Anguiano, qui au Sud du village, apparaissent situés géométriquement sous les conglomérats d'Anguiano. La présence de ces conglomérats permet, comme je l'ai déjà souligné, de placer une coupure lithologique. Ces formations apparaissent, en effet, comme les premiers produits d'un nouveau cycle sédimentaire transgressif, contemporain ou légèrement postérieur à l'émergence de reliefs d'une arrière-pays vraisemblablement proche, et soumis, pendant une longue période, à une altération continentale.

J'ai déjà souligné que la nature pétrographique des galets, qui composent ces conglomérats, est différente de celle des formations sous-jacentes, si bien qu'ils ne peuvent être considérés comme résultant de leur érosion. De plus, les relations entre ces deux formations, de nature toujours tectonique, montre néanmoins une concordance (peut-être s'agit-il d'une accordance?) qui suggère que si des mouvements ont eu lieu entre leur dépôt successif, ceux-ci ne résultent pas de plissements mais de mouvements épérogéniques à grand rayon de courbure. La discordance cartographique qui, normalement, en résulterait, n'est pas ici décelable par suite du faible affleurement des formations précambriennes.

Récemment, A. WIENANDS (1964), invoquant des critères microtectoniques, concluait à l'existence d'une tectonique antécambrienne. Or, comme je l'ai souligné (M. COLCHEN, 1968), ces microstructures sont liées à la première phase de l'orogénèse hercynienne, et sont contemporaines du métamorphisme général épizonal, dont j'ai précédemment décrit les diverses manifestations observées aussi bien dans les formations précambriennes, que cambriennes et ordoviciennes. Par suite, les conclusions de A. WIENANDS ne peuvent être retenues, aucun critère ne permettant d'envisager l'existence d'une tectonique antécambrienne.

Si la limite supérieure, compte-tenu des réserves précédentes, peut être située avec précision, sous les premiers niveaux des conglomérats d'Anguiano, la limite inférieure est inconnue, et il est vraisemblable que l'épaisseur totale de ces formations doit dépasser notablement les deux cents mètres observés au Sud d'Anguiano.

3.2.2 LE CAMBRIEN.

3.2.2.1 Le Cambrien inférieur.

C'est avec réserve, n'ayant récolté aucun fossile, que je rapporterais au Cambrien inférieur les formations situées géométriquement entre l'horizon F4 et la base des conglomérats d'Anguiano. Il me paraît néanmoins très vraisemblable qu'il en soit ainsi, d'autant que les différentes unités lithostratigraphiques distinguées se parallélisent clairement avec leurs homologues fossilifères des Chaînes Celtibériques et des Asturies. Le Cambrien inférieur comprendrait ainsi les conglomérats d'Anguiano, le grès du Puntón et de Barbadillo del Pez, les Schistes de Riocabado et de San Antón, la dolomie de Mansilla et de San Antón (600 à 1.000 m.).

Si la limite inférieure de cet étage, qui correspond à la base des conglomérats d'Anguiano, est clairement précisée, il n'en est pas de même de sa limite supérieure. W. SCHRIEL (1928) la situait à la partie inférieure de la dolomie de Mansilla, F. LOTZE (1961) au-dessus des grès de Viniegra, et à la lumière des données paléontologiques, je suggère de la placer à la base des schistes à nodules carbonatés de Mansilla, sous l'horizon F4. (cf. tableau V).

Cette coupure peut sembler en l'absence d'arguments paléontologiques incontestables, quelque peu arbitraire. Cependant le niveau de dolomie, qui dans le Nord de l'Espagne précède généralement les calcaires fossilifères est toujours du Cambrien inférieur, ces derniers, diachroniques, allant de la partie supérieure du Cambrien inférieur jusqu'au Cambrien moyen. (F. LOTZE, 1961; I. ZAMARRENO et M. JULIVERT, 1967). Ainsi me référant aux séries des Asturies et du León, je place avec réserve néanmoins, la limite Cambrien inférieur-Cambrien moyen, immédiatement au-dessus de la Dolomie de Mansilla.

3.2.2.2 Le Cambrien moyen.

C'était jusqu'en 1967 le seul étage paléontologiquement daté dans la Demanda. Réduit au seul niveau dolomitique par W. SCHRIEL, F. LOTZE lui rapporte, par contre, environ 1.200 mètres de sédiments détritiques (schistes de Mansilla et niveau inférieur des formations de la Demanda) qui, dans l'Est du Massif, font normalement suite aux grès de Viniegra. La découverte de plusieurs gisements fossilifères à divers niveaux correspondant aux gisements F4, F5, F6, F18 et F19, modifie notablement ces données, et conduisent à rapporter à cet étage, successivement les formations

des Calcschistes de Mansilla et d'Azarulla (V), les schistes du río Gatón (VI) et les grès de Viniegra (VII), dont la puissance totale varie d'Est en Ouest de 700 à 350 mètres.

Le Cambrien moyen débiterait ainsi dans le niveau de schistes et calcschistes roses et verdâtres de Mansilla, dans lesquels j'ai récolté, près du village (gisement F4) des fragments de *Paradoxites* sp. et un céphalon indéterminable, et au Nord de Barbadillo de Herreros, de nombreuses lingulides très vraisemblablement analogues à *Lingulella ferronensis* FAURA.

La présence de *Bailiella* cf. *levyi* dans les grès verts de la coupe du río Pedroso, permet de rapporter ces formations au niveau supérieur de la partie moyenne du Cambrien moyen. B. cf. *levyi* a en effet, été recueilli par F. LOTZE dans le niveau «e» des formations de Barrios de Luna (Nord du León) correspondant selon lui (F. LOTZE, 1961, p. 81 et 89) au niveau supérieur des couches à *Paradoxides mediterraneus* de la Montagne Noire.

Si la limite Cambrien Inférieur-Cambrien moyen n'a pu être établie de façon précise, il n'en est pas de même pour le passage Cambrien moyen-Cambrien supérieur. Paradoxalement, en effet, alors que partout ailleurs, en Espagne, le manque d'arguments paléontologiques a obligé les auteurs à émettre des réserves sur cette limite, dans la Demanda, les choses se présentent de façon plus nette. La coupe du gisement F6 (cf. figure 3) montre, en effet, le passage continu entre les schistes calcaires à *Agraulos longicephalus* (HICKS) et les grès calcaires à *Billingsella* cf. *lingulaeformis* NIKITIN, qui représentent la base du Cambrien supérieur (M. COLCHEN et V. HAVLICEK, 1968), ces deux niveaux étant séparés seulement par huit mètres de schistes.

Or, selon K. SDZUY (1961), les couches à *A. longicephalus* d'Espagne sont analogues à l'étage de *Paradoxides paradoxissimus* de la partie moyenne du Cambrien moyen de Scandinavie, séparé du Cambrien supérieur par l'étage de *Paradoxides forchammeri*. Si ce dernier étage existe dans la Demanda, son épaisseur ne peut être que très faible, puisqu'il se trouverait compris dans les huit mètres de schistes qui séparent les couches à *A. longicephalus* (HICKS) des couches à *Billingsella* cf. *lingulaeformis* NIKITIN. Associés dans le même gisement, j'ai récolté avec *A. longicephalus*, deux cranidium très incomplets qui pourraient appartenir à un *Solenopleuride*, peut-être s'agit-il précisément de *S. demanda*, ce qui, compte-tenu de la position stratigraphique du gisement, serait plausible.

Mais en conséquence, il faudrait donner à *A. Longicephalus* une plus grande répartition verticale, cette espèce qui apparaît dès la base du Cambrien moyen, monterait ainsi jusqu'au niveau le plus élevé de ce même étage.

3.2.2.3 Le cambrien supérieur.

Supposée par la plupart des auteurs son existence a pu être définitivement prouvée par la découverte de Trilobites et de Brachiopodes dans les trois gisements F6, F7, et F10, des coupes des ríos Najerilla-Urbión et Calamantio.

Il débute par le niveau de grès calcaires à *Billingsella cf. lingulaeformis* observé à la partie supérieure de la coupe du gisement F6 (figure 3). Les Billingselles sont, en effet, selon M. V. HAVLICEK, très caractéristiques du Cambrien supérieur, et c'est pour cette raison que ce niveau a été retenu ici comme base de l'étage (M. COLCHEN et V. HAVLICEK, 1968 (*)).

Mis à part les restes indéterminables associés aux Billingselles, le premier niveau ayant livré des Trilobites *Prochuangia Kobayashi*, est situé dans la même coupe, à environ 300 mètres au-dessus du niveau à Billingselles (F7). Le second gisement (F10) de la coupe du ríó Calamantio est situé à environ 700 mètres au-dessus du niveau de base, il a livré *Chuangia cf. Ch. batia*. Il est surprenant de constater que *Prochuangia* et *Chuangia* sont deux genres asiatiques jusqu'alors inconnus en Europe, où le Cambrien supérieur est généralement caractérisé par des faunes d'affinités atlantiques (H. et G. TERMIER, 1964).

Prochuangia caractérise en effet la zone inférieure du Cambrien supérieur en Iran (J. STOCKLIN, A. RUTTNER et M. NABAVI, 1964), en Corée méridionale, en Madchourie, au Tonkin et au Yunnan (H. et G. TERMIER, 1964; KOBAYASHI, 1960).

Chuangia est connu en Iran (KING, 1930 et 1937; J. STOCKLIN, A. RUTTNER, et M. NABAVI, 1964), et en Asie orientale (R. ENDO et C. ELMER RESSER, 1937; T. KOBAYASHI, 1960; LU, 1960; Y. C. SUN, 1935; H. et G. TERMIER, 1964; WALCOTT, 1913), où 25 espèces ont été décrites. Il débute dans la zone à *Prochuangia*, mais caractérise essentiellement la zone sus-jacente ou zone à *Chuangia*.

Ainsi, se réfèrent aux auteurs précédemment cités et aux récentes corrélations établies par N. K. IVSHIN et N. V. POKROVSKAYA (1968) nous pouvons considérer que la première moitié des alternances du Najerilla qui font suite au niveau à Billingselles, correspond aux deux zones inférieures du Cambrien supérieur asiatique, la zone à *Prochuangia* et la zone à *Chuangia*. Ces deux zones correspondent au Changshanian de Chine, équivalent

(*) A. A. OPIK (1966) signale cependant la présence de *Billingsella* associé avec d'autres Brachiopodes articulés, dans le Cambrien inférieur.

du Franconien inférieur du Nord de l'Amérique, et de la zone à *Olenus* de Scandinavie.

La présence de ces deux genres dans la Sierra de la Demanda, permet de prolonger jusqu'à la pointe occidentale de l'Europe, le domaine méso-géen au Cambrien supérieur, à faunes d'affinités asiatiques, déjà connues en Iran avec *Iranoshuangia persicum* King, et radicalement différentes des faunes de même âge connues plus au Nord, en France dans la Montagne Noire (M. THORAL, 1935), en Grande-Bretagne et en Scandinavie.

Les 300 à 350 mètres de formations gréseuses et schisteuses qui, dans la coupe du ríó Calamantio, sont situées entre le gisement F10 et la base des grès de Brieva, doivent représenter également le Cambrien supérieur. Elles ne m'ont livré que des restes de Lingulides et des fragments de Trilobites indéterminables (F11), mais elles sont subordonnées au gisement F3 de la coupe du Brieva, dans lequel j'ai recueilli des Orthidae de l'Ordovicien inférieur.

L'âge Cambrien supérieur de *Cruziana semiplicata* Salter (F8 et F11) envisagé par A. SEILACHER (1960), se trouve, par suite, pleinement confirmé. Il est important de constater que ces pistes bilobées dont l'origine n'est pas encore établie de façon indiscutable, mais qui sont très fréquentes dans les formations détritiques analogues d'Europe, semblent être un élément de datation intéressant pour des formations qui, d'une façon générale, sont très pauvres en fossiles. C'est d'ailleurs leur présence qui avait suggéré successivement à SAMPELAYO, F. LOTZE, A. WIENANDS et moi-même, de rapporter au Cambrien supérieur et à l'Ordovicien inférieur les niveaux les plus élevés de la série paléozoïque antécarbonifère.

3.2.3 L'ORDOVICIEN INFÉRIEUR TREMADOCIEN.

Je rapporte à l'Ordovicien inférieur les grès du Brieva et de l'Arlanzón qui, dans l'Ouest et l'Est du Massif, font normalement suite aux alternances du Najerilla. Parmi les fossiles et pistes récoltés à divers niveaux dans ces deux régions, les seuls ayant une valeur stratigraphique incontestable sont les *Orthidae* du gisement F3, de la coupe du ríó Brieva. Les *Antigonambonites* Oepik sont, en effet, connus dans l'Ordovicien inférieur et moyen des Pays Baltes et de Pologne (A. WILLIAMS et A. D. WRIGHT, TREATISE, 1965), et *Tritoechia Kodymi* et *T. Kolihai* HAVLICEK, auxquels ces Brachiopodes sont également rapportés par cet auteur, dans le *Tremadocien* de Bohême. Si le mauvais état de conservation de ces fossiles ne permet pas des déterminations plus précises, il faut souligner cependant, selon V. HAVLICEK, qu'ils sont incontestablement de l'Ordovicien inférieur.

L'attribution de ces niveaux au Trémadocien est renforcée par le fait que dans les Chaînes Celtibériques, les formations d'Atéca (F. LOTZE, 1961), dont les lithofacies rappellent par beaucoup de caractères ceux des formations du Najerilla et de Brieva, ont récemment livré dans les horizons supérieurs, une faune de Trilobites du Trémadocien (V. JOSOPAIT, 1970).

EN RESUME, les formations antécarbonifères qui constituent l'ossature de la Sierra de la Demanda sont constituées de terrains précambriens, cambriens et ordoviciens inférieurs (Trémadocien probable).

Le *Précambrien* correspond aux schistes phylliteux d'Anguiano dont les lithofacies rappellent tout à fait ceux du Précambrien supérieur schisto-gréseux des Asturies.

Le *Cambrien* comprend les trois étages ou subdivisions classiques:

- Le *Cambrien inférieur* serait représenté par les séries détritiques et carbonatées géométriquement sub-ordonnées aux schistes calcaires à Trilobites du Cambrien moyen. Il débute par des conglomérats (conglomérats d'Anguiano), qui reposent apparemment en concordance au-dessus des schistes phylliteux d'Anguiano, puis se poursuit par les grès grossiers arkosiques et microconglomératiques du Puntón et de Barbadillo del Pez, les schistes et alternances schisto-dolomitiques de Riocabado et de San Antón, et se termine par le niveau dolomitique de Mansilla et de San Antón.
- Le *Cambrien moyen*, daté par des faunules de Trilobites, débute par un niveau de schistes et calcschistes à *Paradoxides* sp.; il est suivi par les schistes et grès du Gatón à *Bailliella* cf. *levyi* (MUN-CHALM. et BERGERON), puis par les grès de Viniegra et les premiers niveaux des alternances du Najerilla à *Solenopleuride* sp. et *Agraulos longicephalus* (HICKS).
- Le *Cambrien supérieur* daté pour la première fois en Espagne, débute par le niveau de grès calcaires à *Billingsella* cf. *Lingulaeformis* NIKITIN de la série des alternances du Najerilla. Celles-ci se poursuivent pendant plusieurs centaines de mètres et ont livré en deux horizons distants d'environ 350 mètres, *Prochuangia* et *Chuangia*, Trilobites de la première moitié du Cambrien supérieur d'Asie et du Moyen-Orient. Il est vraisemblable que les niveaux supérieurs des alternances du Najerilla doivent lui être rapportés, d'autant qu'ils sont situés sous un horizon à Brachiopodes de l'Ordovicien inférieur.

L'*Ordovicien inférieur*, longtemps supposé, est révélé par la présence à la base des grès du Brieva, de Brachiopodes de l'Ordovicien inférieur; et il est vraisemblable que ces grès et leurs homologues occidentaux (grès



de Arlanzón) soient du Trémadocien. Cet étage débute, ici, par un niveau de conglomérats lenticulaires, puis se poursuit par une série essentiellement détritique qui affleure au coeur de deux synclinaux au SE et au NO du Massif. Ce Trémadocien est le niveau le plus élevé des formations antécarbonifères de la Sierra de la Demanda.

3.3 COMPARAISONS ENTRE LES FORMATIONS ANTECARBONIFERES ET LEURS HOMOLOGUES DU NORD DE L'ESPAGNE.

Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur affleurent très largement dans le Nord de la péninsule ibérique:

- Dans le vaste ensemble *Asturies-León-Galice* situé à environ 200 km. à l'Ouest de la Demanda, où les formations précambriennes et paléozoïques participent ici à une ample structure arquée à convexité Ouest, «l'arc ou genou asturien».
- Dans les *Chaînes Celtibériques*, à 100 km. au SE, où, bien que moins complet que dans l'ensemble précédent, le Paléozoïque affleure selon deux bandes orientées NW-SE séparées par les formations tertiaires de Calatayud.

Les formations antécarbonifères de la Demanda seront ainsi comparées avec leurs homologues uniquement dans ces deux régions, le Précambrien et le Paléozoïque inférieur sont certes connus ailleurs en Espagne, mais tenter des comparaisons et des analogies serait alors sortir du contexte Nord Ibérique dont fait partie la Demanda, et par là déborder trop largement le cadre de ce travail.

3.3.1 LE PRECAMBRIEN.

3.3.1.1 Dans l'ensemble Asturies-León-Galice.

A l'Ouest de la zone cantabrique correspondant au Bassin carbonifère central, les formations précambriennes sont visibles dans des aires anticlinoriales, et c'est dans l'une d'elles, *l'anticlinorium du Narcea*, que F. LOTZE (1956), puis L. U. DE SITTER (1961), ont décrit une discordance entre les conglomérats de la base du Cambrien et des séries schisto-gréseuses (*Schistes du Narcea*), qu'ils rapportent au Précambrien supérieur. Mise en doute par N. LLOPIS LLADO (1961), cette discordance est cependant généralement admise par les auteurs, et j'ai, récemment, pu l'observer dans les différentes localités citées par F. LOTZE et L. U. de SITTER.

Plus à l'Ouest, dans un domaine plus interne de l'orogène cantabro-asturien, domaine interne de la zone des Asturies et du León, R. CAPDEVILA (1965), après R. WALTER (1963) a observé des schistes noirs ou verdâtres, analogues aux schistes du Narcea, *surmontés en concordance par le Cambrien inférieur*.

Enfin, encore plus à l'Ouest, en Galice moyenne (domaine externe de la zone de Galice et de Castille), PARGA PONDAL, Ph. MATTE et R. CAPDEVILA (1964), ont montré que l'Ordovicien est directement transgressif sur une puissante série porphyroïde l'«Ollo de Sapo», qu'ils rapportent au Précambrien. Plus précisément, cet Ollo de Sapo serait, pour Ph. MATTE (1967), le résultat du remaniement d'un vieux socle granitique précambrien antérieur aux phyllades de l'Est de la Galice et de la partie occidentale des Asturies (Schistes du Narcea), bien que le contact entre l'une et l'autre de ces formations n'ait, cependant, jamais été observé.

Ainsi, ne considérant que les seuls schistes du Narcea, dont l'âge précambrien ne semble pas douteux, nous constatons que, dans la partie orientale de la zone Austuries-León (anticlinorium du Narcea), ces derniers *sont recouverts en discordance* par le Cambrien inférieur; alors que *plus à l'Ouest, celui-ci repose en concordance* sur ces mêmes formations. La discordance clairement exprimée dans la région du Narcea, serait le témoin d'une phase de plissements antécambrienne la *phase Assyntique*, qui, selon Ph. MATTE (1967) n'a été accompagnée ni de schistosité, ni de métamorphisme.

Notons, cependant que très récemment, L. U. DE SITTER (1968) envisage, en désaccord avec R. CAPDEVILA (1967 et 1968), de rapporter à une phase précambrienne les plis et structures associés que l'on peut observer dans le précambrien du Narcea.

3.3.1.2 Dans les Chaînes Celtibériques.

Dans les Chaînes Celtibériques, F. LOTZE (1961) rapporte au Précambrien, des schistes (schistes de Paracuellos) *surmontés en discordance*, par les conglomérats de base du Cambrien. Cette discordance serait ici le témoin de la phase assyntique mise en évidence précédemment dans la vallée du Narcea.

3.3.1.3 Comparaisons avec les formations précambriennes de la Demanda.

Les schistes phylliteux d'Anguiano, situés sous les conglomérats de base du Cambrien, ont des facies qui rappellent ceux des schistes du Narcea. Or si la discordance entre le Cambrien et le Précambrien est nette à

l'Est du Narcea, elle ne l'est pas dans la Demanda, ni dans d'autres secteurs de l'ensemble asturien. Il apparaît ainsi que la séparation Précambrien-Cambrien est moins nettement exprimée dans le nord de l'Espagne qu'elle ne l'est par exemple dans le Massif Armoricaïn; il n'y a en effet rien de comparable ici avec ce que notamment J. GRAINDOR (1957) et J. COGNE (1962) ont décrit à propos de l'orogénèse cadomienne en Bretagne.

3.3.2 LE CAMBRIEN.

3.3.2.1 Le Cambrien inférieur.

L'extrême rareté des fossiles dans la Sierra de la Demanda a tout naturellement conduit, W. SCHRIEL puis F. LOTZE, à établir la stratigraphie des formations antécarbonifères par comparaisons des lithofaciès avec ceux des Chaînes Celtibériques, plus riches en fossiles. Ainsi, dès 1929, F. LOTZE distinguait le Cambrien inférieur et moyen datés par des Trilobites, surmontés par des formations gréseuses azoïques qu'il rapportait au Cambrien supérieur. Si l'on considère l'ensemble de la série paléozoïque inférieure dans ces deux régions, l'analogie dans la succession des différents lithofaciès est en effet frappante, notamment en ce qui concerne les premiers niveaux pour lesquels on peut établir les corrélations:

- Conglomérats d'Anguiano-Quartzite de Bambola.
- Grès du Puntón-formation d'Embid.
- Schistes de Riocabado et de San Antón-formations colorées du Jalón.
- Dolomie de Mansilla et de San Antón-dolomie de Ribota.

F. LOTZE pensait pouvoir la poursuivre pour les niveaux suivants, et plaçait ainsi la limite Cambrien inférieur-Cambrien moyen à environ 200 mètres au-dessus du niveau dolomitique. Or, la découverte de restes de Trilobites dans les schistes et calcaires roses et verdâtres, immédiatement au-dessus de la dolomie (F4), m'amène à descendre cette limite et à rajeunir les formations surincombantes.

Par suite, les subdivisions lithostratigraphiques ne concordent plus avec les subdivisions biostratigraphiques, et tenant compte de ces dernières, on est amené à envisager que la sédimentation carbonatée semble se terminer plus tôt dans les Chaînes Celtibériques que dans la Demanda.

Dans l'ensemble Asturies-León, le Cambrien inférieur débute généralement par des formations conglomératiques qui, dans la vallée du Narcea reposent en discordance sur des schistes précambriens. Ces formations

détritiques, d'environ 200 mètres d'épaisseur, sont surmontées par des alternances de schistes et de calcaires, elles-mêmes suivies par un niveau de dolomie (Dolomie du León de F. LOTZE), puis de niveaux calcaires diversement colorés (Calcaires du León).

Cette succession clairement visible près du village de Barrios de Luna, a été observée, après P. COMTE, par F. LOTZE, qui a recueilli dans les niveaux carbonatés une abondante faune de Trilobites du Cambrien inférieur et moyen, la limite entre les deux se situent au-dessus de la dolomie du León.

Des faits analogues ont été observés par M. JULIVERT (1966 et 1967) dans la partie orientale des Asturies, cette limite, montant cependant plus ou moins haut dans les niveaux calcaires selon les endroits.

Quoi qu'il en soit, et malgré ce léger diachronisme, il est intéressant de constater que la limite Cambrien inférieur-Cambrien moyen se situe dans le même niveau lithostratigraphique dans les Asturies, le León et dans la Demanda. Ceci suggère que les conditions paléogéographiques étaient, à cette époque, assez voisines dans l'ensemble Asturies-León-Demanda, mais différaient de celles existant dans le domaine celtibérique.

3.3.2.2 Le Cambrien moyen.

C'est l'étage le mieux caractérisé paléontologiquement du Cambrien espagnol. Les fossiles y sont en effet fréquents, parfois abondants ce qui a permis à Kl. SDZUY (1961) d'établir une biostratigraphie assez complète.

3.3.2.2.1 Dans les Asturies et le León.

D'après les travaux de F. LOTZE (1961) complétés par ceux de ses élèves (F. LOTZE, 1966) et de Kl. SDZUY (1961) d'une part et ceux des géologues espagnols dont M. JULIVERT (1966-67) de l'autre, le Cambrien moyen comprend de bas en haut.

3.3.2.2.2 Dans le Nord du León.

Les calcaires du León très fossilifères, les formations de Luna et de Babia, surmontées par les quartzites de Barrios, dans lesquelles n'ont été récoltés que des *Cruziana*, et dont les niveaux supérieurs doivent très certainement être rapportés au Cambrien supérieur.

3.3.2.2.3 Dans l'Ouest du Narcea.

Les calcaires du Vegadeo, très fossilifères (Trilobites: *Paradoxides*,

Conocoryphe), des schistes à *Paradoxides*, surmontés par une épaisse série grés-schisteuse (série de los Cabos) englobant le Cambrien supérieur et l'Ordovicien inférieur.

3.3.2.2.4 Dans les Chaînes Celtibériques.

Le Cambrien moyen très fossilifère comprend (d'après les travaux de F. LOTZE, 1929-1961):

- Les formations de Murero (schistes et grès fins alternant).
- Les formations de Villafeliche (plus gréseuses).
- La base des formations de Jiloca (grès, quartzite) sa limite supérieure étant imprécise.

3.3.2.2.5 Comparaisons avec la Demanda.

Les lithofaciès se rapprocheraient plus de ceux du Nord du León que de ceux des Chaînes Celtibériques. On retrouve notamment:

- Des niveaux carbonatés à la base (calcaires du León et de Vegadeo-Calcschistes de Mansilla et d'Azarulla).
- Une série schisto-gréseuse finement stratifiée (formation de Luna et de Babia-schistes du Gatón).
- L'ensemble étant surmonté dans ces trois régions par une assise de grès quartzite (base de la formation de Jiloca, grès de Viniegra, quartzite de Barrios).

3.3.3 LE CAMBRIEN SUPERIEUR ET L'ORDOVICIEN INFERIEUR.

L'existence entre le Cambrien moyen et l'Ordovicien inférieur datés de terrains détritiques très pauvres en fossiles est un fait assez général en Espagne. F. LOTZE, après d'autres auteurs, a attiré l'attention sur l'âge possible de ces formations détritiques dont le dépôt a pu, comme il le remarque fort judicieusement (F. LOTZE, 1957), débuter plus ou moins tôt selon les régions et se poursuivre avec ou sans lacune jusqu'à l'Arenig. Par suite, la découverte de Trilobites et Brachiopodes du Cambrien supérieur et du Trémadocien dans les formations analogues de la Sierra de la Demanda, revêt un intérêt particulier tant du point de vue stratigraphique que paléontologique.

En Espagne du Nord, ces terrains correspondent:

- Aux quartzites de Barrios du *León*.
- A la série de Los Cabos dans les *Asturies*, formation qui peut atteindre selon Ph. MATTE (1968) plusieurs milliers de mètres, et dont les niveaux supérieurs sont, selon F. RADIG (1962), du Trémadoc et de l'Arenig.
- Aux schistes gréseux à Bilobites de Galice orientale.
- Aux formations d'Ateca des *Chaînes Celtibériques*. (F. LOTZE, 1929 et 1961; A. et R. DESPARMET, 1967.)

Par comparaisons avec les formations fossilifères de la Sierra de la Demanda, on peut, d'après les lithofaciés, envisager les corrélations suivantes:

- Les formations du Najerilla d'âge Cambrien supérieur, seraient analogues à la partie supérieure des formations de Jiloca, et à la base de celles d'Ateca.
- Les conglomérats du Necutiu, analogues à ceux de Santed (situés à la partie médiane du niveau x2).
- Les grès du Brieva et de l'Arlanzón de l'Ordovicien inférieur (Trémadocien) seraient l'équivalent de la partie médiane et supérieure des formations d'Ateca (*).

En conclusions, et pour tenter de répondre à la question posée au début de ce chapitre, il apparaît que le Paleozoïque inférieur de la Sierra de la Demanda, a des faciès qui à certaines époques rappellent ceux des Asturies et du León (au Cambrien moyen notamment), des Chaînes Celtibériques (au Cambrien inférieur et supérieur) ou aux deux (à l'Ordovicien inférieur). Si bien qu'il est délicat de placer cette région dans l'une des trois zones de lithofaciés distinguées par F. LOTZE. Faut-il pour autant considérer qu'il s'agisse d'une autre unité paléogéographique, un «type demandien», par exemple?

Ne pourrait-on concevoir plutôt que ce vaste domaine sédimentaire, s'étendant des Asturies aux Chaînes Celtibériques, qui ne devait certes pas être homogène —les variations de faciès et d'épaisseurs des différentes formations en sont la preuve— était composé d'une mosaïque de bassins à subsidence variable, et de domaines moins subsidents qui tem-

porairement pouvaient être émergés, ou constitués des hauts fonds. La partie Sud-orientale de l'actuel anticlinal du Narcea, de part et d'autre duquel les épaisseurs et les faciès du Cambro-Ordovicien sont différents, et le «bloc cantabrique» de F. RADIG (1962), qui selon cet auteur, «a exercé une forte influence sur le développement des faciès et des épaisseurs», en sont deux exemples. Dans ce vaste contexte paléogéographique, la Sierra de la Demanda apparaît comme un élément de cette mosaïque, dont on a pu voir que les séries du Cambrien et de l'Ordovicien se distribuaient, du SE vers le NW, vers des faciès de plus en plus pélitiques.

On peut par contre, envisager que dans ce vaste ensemble, la sédimentation et le développement de la vie s'effectuaient de façon semblable à une même période dans deux régions distinctes, différemment de ce qu'elles étaient dans un autre secteur. Puis, qu'ensuite, les conditions se modifiaient. Les analogies changeaient également. Ce qui nous conduit à envisager une paléogéographie en perpétuelle évolution, se modifiant et se renouvelant sans cesse, excluant ainsi tout schéma statique et rigide.

(*) Hypothèse récemment confirmée par V. JOSOPAIT (JOSOPAIT, 1970), qui a recolté dans ces formations d'Ateca une faunule de Trilobites du Trémadocien.

Deuxième partie

LES FORMATIONS CARBONIFERES

Chapitre I. LITHOSTRATIGRAPHIE

- 1.1 Les formations de Fresneda.**
- 1.2 Les formations de Valmala-Alarcia.**
- 1.3 Les formations de Pineda-Villasur.**
- 1.4 Les formations de Urrez et de San Adrián.**
- 1.5 Les corrélations lithostratigraphiques.**

La carte géologique au 1/400.000e de la région de Burgos (1956) indique la présence, au Nord et à l'Ouest de la Demanda, de quelques affleurements carbonifères rapportés au Stéphanien. Cette attribution reprend essentiellement les conclusions de M. LARRAZET (1896) qui dans sa thèse, centrée surtout sur les formations secondaires, consacre quelques pages au Carbonifère. D'après cet auteur la présence du Carbonifère fut signalé pour la première fois par José GRANDE (1850), découverte confirmée ensuite par les observations de DE VERNEUIL et COLLOMB (1852) qui notent la présence «d'un petit Spirifer dans des grès» sans d'ailleurs préciser la localité, fossile qui fut ensuite retrouvé par LARRAZET dans des grès affleurant à proximité de Valmala, et qu'il rapporte au Dinantien. AREITIO et LARRINGA (1873) récoltèrent quelques plantes à San Adrián de Juarros, puis ZUAZNAVARR (1876) publia une note à propos de la houille de Villasur de Herreros, mais c'est à SAMPAYO (1876) que l'on doit la première carte des affleurements carbonifères, qui selon lui recouvrent une vaste surface au NO du massif de la Demanda. Les autres travaux antérieurs aux études de LARRAZET, ceux de BOTELLA (1879) et SANCHEZ LOZANO (1884 et 1918) n'ont qu'un intérêt secondaire, par rapport aux résultats apportés par cet auteur. Celui-ci distingue trois ensembles, oriental, central et occidental, correspondant respectivement aux régions de Valmala-Alarcia, de Villasur de Herreros-Pineda et de San Adrián de Juarros. Les flores récoltées dans les différents gisements découverts étaient rapportées par M. RENAUD au Stéphanien, seuls les grès à Spirifer de Valmala étaient considérés comme Dinantien.

W. SCHRIEL reprend les conclusions de LARRAZET, mais conteste la présence de Brachiopodes, et rapporte ainsi au seul Stéphanien l'ensemble des formations carbonifères.

Ainsi, lorsque en 1960, j'aborda pour la première fois la Demanda,

le rapide historique précédent laissait apparaître une controverse portant essentiellement sur:

- L'existence de formations marines comme le suggéraient les découvertes de VERNEUIL et COLLOMB, LARRAZET et R. AITKEN, mais que contestait W. SCHRIEL.
- Les relations entre celles-ci et les formations continentales à végétaux.
- L'âge de ces différentes formations.

Dès mes premières recherches, j'eus la bonne fortune de récolter dans les formations de Fresneda et d'Alarcia des flores et des faunes qui permettaient de les rapporter au Westphalien moyen (M. COLCHEN, 1960 et 1964). Ces résultats confirmés par A. WIENANDS (1964) furent complétés ensuite par d'autres récoltes effectuées en diverses localités au Nord et à l'Ouest du Massif. L'âge de l'ensemble des formations carbonifères put ainsi être précisé (M. COLCHEN, 1965; M. COLCHEN et R. H. WAGNER, 1966) à partir des flores et des faunes dont l'étude fut respectivement confiée à MM. P. CORSIN et R. H. WAGNER, G. DELEPINE et M. LYS. L'établissement de la carte géologique de cette région et l'étude lithologique et pétrographique des différents affleurements permirent enfin de préciser les relations entre les différentes formations.

Sur la carte géologique, les formations carbonifères affleurent de façon discontinue, et d'Est en Ouest, on peut ainsi distinguer:

- Au NO, les formations de Fresneda et de Valmala-Alarcia (EF.7.11) qui, bien visibles en ces deux localités, sont, pour des raisons tectoniques, réduites entre, à un étroit liseré et à quelques petites klippes isolées au-dessus du Trias et de l'Infralias.
- A l'Ouest, les formations de Pineda-Villasur qui se suivent en continuité depuis le Puerto Manquillo (K8) jusqu'à l'Est de Villasur (F4), les formations du río de Urrez (H4) et de Villamiel (J4) et celles de San Adrián de Juarros (G2).

Chapitre 1.—LITHOSTRATIGRAPHIE

1.1 LES FORMATIONS DE FRESNEDA.

Au SE de Fresneda, le río Tirón recoupe des conglomérats puis des alternances de grès et de schistes qui, redressés à la verticale, font suite en discordance aux grès et quartzites du Cambrien inclinés à 40° vers le Nord-Ouest. Ces formations ont tout d'abord été curieusement rapportées au Miocène par W. SCHRIEL (1930, fig. 6, p. 51), et auraient constituées selon lui des témoins du remplissage à cette époque de vallées creusées dans les formations cambriennes. Interprétation d'autant plus étonnante que leurs faciès ne rappellent en rien ceux du Tertiaire affleurent à quelques kilomètres plus au Nord. Cette attribution fut ensuite contestée par R. AITKEN (1942) qui rapportait ces formations, avec réserve cependant, au Namurien inférieur, se basant sur la présence de *Meekella*, Brachiopode du groupe des Strophomenidés.

1.1.1 DESCRIPTION DE LA COUPE DU RIO TIRON.

Du Sud vers le Nord, partant des formations cambriennes, on peut successivement observer (figure 24):

0. Grès en bancs métriques alternant avec de minces niveaux de schistes satinés, l'ensemble étant incliné à 40° vers le Nord.
1. Conglomérats massifs à galets de grès quartzite, arrondis ou de forme ovale, cimentés par une matrice très grossière de couleur rose et violette, le diamètre des galets qui peut dépasser 1 m.

près du contact avec le Cambrien, diminue progressivement en montant dans la série (puissance 100 m.).

La stratification n'est pas nettement individualisée, mais est révélée par la disposition des galets, les plus gros étant allongés parallèlement les uns aux autres, et la présence dans les horizons supérieurs de lentilles de grès grossiers. La plupart des galets sont recoupés par des failles et des diaclases d'orientation et de pendage divers dont certaines correspondent aux grands accidents qui affectent l'ensemble des formations cambriennes et secondaires.

2. Grès et schistes micacés (environ 35 m.) régulièrement stratifiés constituent une première dépression faisant suite aux reliefs précédents. Ces formations riches en fragments de végétaux, ont livré à la partie supérieure une flore du Westphalien C (gisement F1).
3. Deuxième niveau de conglomérats mieux stratifiés et dont les galets sont de diamètre plus petit que ceux du niveau précédent. Ils passent progressivement vers le haut à des alternances où les éléments détritiques sont distribués de façon séquentielle, les plus gros étant à la base et les plus fins au sommet de chacune des séquences (60 m.).
4. Deuxième niveau d'alternances grès-schistes régulièrement stratifiées, avec quelques lits de conglomérats interstratifiés (environ 25 m.), masquées à mi-pente par des éboulis.
5. Troisième niveau de conglomérats (environ 35 m.) à galets arrondis dont les plus gros ont quelques centimètres de diamètre et distribués en séquences granoclassées, les éléments les plus fins étant situés à la partie supérieure de ce niveau.
6. Troisième niveau d'alternances de même faciès que les précédentes (15 m.).
7. Grès en bancs métriques se détachant nettement par rapport aux alternances sous-jacentes, chaque banc étant séparé du suivant par un mince lit de schistes.
8. Quatrième niveau d'alternances grès-schistes (70 m.), livrant à la partie inférieure, dans des horizons finement stratifiés assez profondément ravinés, une faune assez riche de Brachiopodes, Crinoides, Gastéropodes, parfois très nombreux. Ces fossiles sont parfois associés à des débris de plantes indéterminables; très abondants dans le premier tiers, ils se raréfient dans les horizons supérieurs, où ne persistent que quelques rares Spiriféridés.
9. Grès en bancs décimétriques renfermant quelques fragments de Crinoides et de nombreux restes de plantes flottées (fragments

de tiges principalement) associés avec des Spiriféridés, dont il ne reste que les moules internes et externes (environ 10 m.).

10. Ces grès sont suivis par de fines alternances de schistes gris-bleu et grès dans lesquels sont interstratifiées des lentilles de dolomite renfermant parfois de très nombreux fragments de Crinoides. Ces fines alternances sont ici surmontées par un niveau de dolomie massive dont l'épaisseur passe rapidement de quelques mètres à quelques décimètres, mais que l'on suit assez bien de part et d'autre du río Tirón.
11. La coupe se termine par un niveau de schistes gris-bleu à nodules carbonatés et limoniteux de quelques centimètres de diamètre correspondant à une dépression qui sépare ces formations carbonifères des formations conglomératiques et gréseuses rouges du Trias inférieur (12). Ces schistes fins sont légèrement froissés, leur épaisseur est par suite difficilement mesurable, elle peut néanmoins être évaluée à une vingtaine de mètres.

1.1.2 LA SUCCESSION LITHOSTRATIGRAPHIQUE.

Les formations de Fresneda ont ainsi environ 380 mètres de puissance. Elles comprennent onze unités lithologiques dont la succession est précisée dans la colonne lithostratigraphique de la figure 24. Celle-ci montre notamment:

- L'importance des niveaux conglomératiques et gréseux qui représentent plus des 2/3 de l'ensemble.
- La localisation des niveaux carbonatés à la partie supérieure.
- La localisation des gisements fossilifères, les niveaux à plantes du gisement F1 étant situés à environ 150 m. au-dessous des niveaux à faunes marines (gisements F2 puis F3 et F4).
- La présence au-dessus des niveaux de conglomérats, et interstratifiés dans la série des alternances, de grès en bancs décimétriques (niveaux 7 et 9).

On notera enfin l'absence de niveaux de charbon, seule la partie supérieure du niveau 2 contient quelques passées charbonneuses très irrégulières et de faible puissance associées aux plantes du gisement F1.

1.2 LES FORMATIONS DE VALMALA-ALARCIA.

Très rapidement, à l'Ouest de Fresneda, les formations carbonifères

son laminées tectoniquement par une faille inverse de direction NO-SE qui se traduit par le chevauchement du Cambrien sur le Carbonifère.

Ainsi, entre Fresneda et Pradoluengo, seules affleurent selon un étroit liseré et quelques petites klippes les fines alternances et les schistes gris-bleu des niveaux supérieurs. A l'Ouest de Pradoluengo ces mêmes formations apparaissent en fenêtre sous le Cambrien et chevauchent elles-mêmes les conglomérats et grès rouges du Trias. Puis, entre ce village et Valmala, elles réapparaissent progressivement, et au Sud-Ouest de Valmala, l'ensemble affleure, depuis les conglomérats de base jusqu'aux fines alternances à lentilles dolomitiques du sommet.

1.2.1 DESCRIPTION DES COUPES.

La complexité tectonique de ce secteur et la présence fréquente d'éboulis et de végétation font que les conditions d'observation sont moins bonnes qu'à Fresneda. Néanmoins, il a été possible d'observer l'ensemble des formations carbonifères au Sud-Ouest de Valmala et au Sud d'Alarcia, où les arroyos de la Genciana et de la Tejera les recoupent perpendiculairement à leur direction.

Tectonique dans la vallée de l'arroyo de la Genciana, le contact est normal en rive gauche de l'arroyo de la Tejera, où les conglomérats de base redressés à 60° vers le Nord font suite en discordance aux formations cambriennes de pendage 25 à 40° Sud.

1.2.1.1 Coupe en rive droite de l'Arroyo de la Genciana (fig. 25.1).

Du Sud vers le Nord, on peut observer la succession suivante:

0. Grès et schistes bleus finement stratifiés inclinés à 40° vers le Sud, correspondant aux grès et alternances du Cambrien moyen et supérieur.
1. Conglomérats à galets dont le diamètre voisin de 30 cm. diminue du Sud vers le Nord. Ces galets de forme arrondie ou ovale sont cimentés par une matrice gréseuse à gros éléments, l'ensemble étant mal stratifié. Au niveaux du río la base de ce niveau est masquée par des éboulis, et plus haut, le contact avec les formations cambriennes est tectonique, si bien qu'il n'est pas possible d'évaluer ici son épaisseur qui dans la vallée de l'Arroyo de la Tejera est voisine de 100 m.
2. Grès grossiers, puis grès alternant avec des passées de charbon

à débris de plantes, suivis de grès et schistes finement stratifiés, correspondant à un couloir d'éboulis, puis nouvelles alternances à dominante gréseuse dont certains bancs renferment des fragments de Crinoïdes (environ 60 m.).

3. Deuxième niveau de conglomérats à galets arrondis, mieux triés et répartis en séquences mieux individualisées que dans le niveau précédent. Ces conglomérats alternent de façon irrégulière avec des lentilles de grès grossiers à passées conglomératiques. Le diamètre des galets ne dépasse pas 20 cm.
4. Deuxième niveau d'alternances de grès et de schistes à débris de plantes indéterminables (45 m.).
5. Troisième niveau de conglomérats (45 m.) à galets dont le diamètre ne dépasse pas 10 cm., et répartis en séquences bien individualisées.
6. Alternances de grès et de schistes à niveau de charbon et débris de plantes (50 m.).
7. Grès grossiers en bancs métriques avec des passées de conglomérats à petits galets (15 m.).
8. Fines alternances à dominante schisteuse (150 m.) livrant à plusieurs niveaux une faune très abondante de Brachiopodes, Crinoïdes, Lamellibranches et Bryozoaires, et à la partie supérieure dans des nodules et lentilles de dolomie gréseuse, des Fusulines. Le détail de cette série a pu être observé en rive gauche de l'Arroyo de la Tejera dont la coupe est donnée ci-dessous.
9. Grès en bancs décimétriques bien stratifiés renfermant des fragments de Brachiopodes (15 m.).
10. Fines alternances de grès et de schistes analogues à celles du niveau 8 avec dans les horizons supérieurs des lentilles de dolomie riches en débris de Crinoïdes, Brachiopodes et rares Fusulines (45 m.).
11. Grès et conglomérats à ciment rouge, correspondant aux premiers niveaux du Trias inférieur. La série secondaire qui, malgré l'importante lacune, repose en concordance sur le Carbonifère, se poursuit sur les hauteurs de l'Horcajo, et l'on peut, au-dessus des grès schistes rouges (12), reconnaître les calcaires dolomitiques de l'Infralias (13).

1.2.1.2 Coupe en rive gauche de l'Arroyo de la Tejera (fig. 25.2).

Les ravines et collines situées au Sud de la route Valmala-Alarcia entre les points K. 23 et K. 25 sont individualisées dans les alternances du ni-

veau 8. Du bas vers le haut, et selon l'ordre stratigraphique, on peut observer successivement:

1. Alternances gréso-argileuses et micacées où les niveaux gréseux sont dominants, correspondant à la partie supérieure du niveau 7.
2. Grès (15 m.) en bancs métriques avec des passées de conglomérats à petits galets.
3. Fines alternances (30 m.) de schistes beiges à débit en plaquettes et de grès noduleux renfermant dans les horizons supérieurs des débris de charbon.
4. Alternances de grès noduleux micacés à Crinoides et de schistes de même faciès que les formations sous-jacentes (20 m.).
5. Schistes fins à débit en plaquettes très fossilifères (F2-5 m.).
6. Alternances de grès en bancs centimétriques à décimétriques et de lits argilo-miacés beiges à débit en plaquettes renferment quelques Brachiopodes (30 m.).
7. Grès en plaquettes, riches en Brachiopodes (10 m.).
8. Schistes à débris de plantes et grès très finement stratifiés, dans lesquels on peut observer des replis et des nodules d'origine sédimentaire (6 m.).
9. Grès à débit noduleux (8 m.) renfermant dans les niveaux supérieurs de nombreux restes de plantes flottées et quelques Brachiopodes.
10. Très fines alternances de grès en bancs centimétriques et de schistes (40 m.). Les grès alternent ainsi plusieurs fois avec des schistes selon une distribution séquentielle à deux termes, où le terme supérieur schisteux est toujours plus épais que le terme gréseux de base. A la partie supérieure des lentilles et nodules dolomitiques sont interstratifiés dans les termes schisteux; ces nodules et lentilles sont très riches en débris d'organismes et notamment en Fusulines qui parfois peuvent constituer l'essentiel du nodule.
11. Grès en bancs métriques (15 m.) bien stratifiés, renfermant des Brachiopodes.
12. Fines alternances à lentilles et nodules dolomitiques (10 m.).

Les formations carbonifères se poursuivent vers le NO en direction d'Alarcia. A l'Ouest elles sont en contact par faille avec le Cambrien (faille NO-SE allant d'Alarcia au San Millán), et sont inclinées à 30° vers le NE. Une coupe OSO-ENE menée depuis les hauteurs qui dominent à l'Ouest la vallée de l'arroyo del Aido montre successivement (fig. 25,3):

1. Conglomérats à galets arrondis de 20 cm. de diamètre assez bien

stratifiés correspondant au troisième niveau de conglomérats (niveau 5 de la coupe de l'arroyo de la Genciana).

2. Grès grossiers à passées charbonneuses affleurent à proximité d'anciens terrils. Ces terrils situés à mi-pente environ correspondent aux résidus d'extraction de couches de charbon situées sous le niveau de conglomérats. Ces niveaux de charbon se poursuivent vers Alarcia où ils étaient encore récemment exploités.

Dans les terrils figurés sur la coupe, et à Alarcia même, j'ai pu récolter grâce à l'amabilité du directeur de la mine une flore assez riche du Westphalien C dont on trouvera la liste ci-après.

3. Dépression correspondant à la vallée de l'arroyo del Aido creusée dans des alternances schisto-gréseuses.
4. Grès en plaquettes à Brachiopodes.
5. Fines alternances de schistes et de grès à nodules dolomitiques riches en Crinoides et Brachiopodes.
6. Grès et conglomérats à ciment rouge de la base du Trias.

1.2.2 LA SUCCESSION LITHOSTRATIGRAPHIQUE.

La série carbonifère a, dans ce secteur, environ 600 mètres de puissance. Elle se compose de 10 unités lithologiques dont la succession (cf. colonne lithostratigraphique figure 25), rappelle tout à fait celle de Fresneda. On y reconnaît en effet les trois niveaux de conglomérats séparés par des alternances de grès et de schistes, puis une série plus finement stratifiée de schistes et des grès très riches en fossiles marins et renfermant dans les niveaux supérieurs des lentilles et nodules dolomitiques, elle-même surmontée par un niveau plus gréseux (niveau 9), la série se terminant par de nouvelles alternances à nodules et lentilles dolomitiques.

Si l'analogie précédemment soulignée apparaît clairement, on notera cependant un certain nombre de différences entre les deux séries avec notamment:

- Une épaisseur plus grande à Valmala-Alarcia de chacune des différentes unités lithologiques.
- Des galets de diamètre plus réduit à Valmala-Alarcia.
- Des alternances plus finement stratifiées à l'Ouest dans le niveau 8, où les bancs gréseux ont une épaisseur plus faible que les niveaux schisteux qui leur font suite.
- La présence de nodules et lentilles dolomitiques dès le niveau 8 alors qu'ils n'apparaissent à Fresneda que dans le niveau 10.

- L'apparition des fossiles marins dès le niveau 2 à Valmala, ce qui montre que les Influences marines se sont faites sentir ici plus tôt qu'à Fresneda, où il semble qu'elles aient d'autre part été moins fortes qu'à l'Ouest.
- L'existence de niveaux de charbon à Alarcia suffisamment importants pour être exploités, alors qu'ils manquent totalement à Fresneda.
- L'absence enfin des schistes gris-bleu à nodules à Alarcia, le Trias reposant directement sur les alternances à nodules et lentilles dolomitiques du niveau 10.

1.3 LES FORMATIONS DE PINEDA-VILLASUR.

Entre le Puerto Manquillo et Villasur de Herreros (J8, F4), les formations carbonifères affleurent de façon continue sur environ 20 km selon une bande orientée SE-NW dont la largeur n'excède pas 5 km. Elles occupent en partie la dépression de Pineda située entre les hauteurs du Trigaza et du San Millán à l'Est, et du Mencilla à l'Ouest. A l'Est, elles reposent normalement en discordance sur le Cambro-Ordovicien, discordance généralement visible de part et d'autre du río Arlanzón, mais masquée au Sud de Villasur par une faille NW-SE. A l'Ouest par contre une faille de même direction assure toujours le contact entre ces formations, le Carbonifère étant parfois redressé à la verticale contre la faille.

Trois coupes levées, les deux premières dans la région de Pineda et la troisième près de Villasur, vont permettre de préciser la succession lithostratigraphique.

1.3.1 DESCRIPTION DES COUPES.

Les deux coupes de la figure 26 ont été observées au Nord et au Sud de Pineda de la Sierra, dans la vallée du río Arlanzón.

1.3.1.1 Coupe de l'Arroyo Ceriacin (fig. 26-1).

Au Sud de Pineda, l'Arroyo Ceriacin recoupe, à proximité des mines encore en exploitation, l'ensemble des formations carbonifères visibles en ce secteur. De l'Est vers l'Ouest et en suivant l'ordre stratigraphique, on peut observer:

0. Grès et schistes du Cambrien supérieur plissés en plis isoclinaux ou déversés vers le NW.

1. Conglomérats à gros blocs dont le diamètre diminue vers le haut, disposés tout d'abord sans ordre puis mieux stratifiés et mieux cimentés (environ 30 à 40 m).
2. Grès grossiers à débris charbonneux et fragments de Stigmaria, suivis de schistes et de niveaux de charbon productifs, l'ensemble étant incliné à 15° vers le NW (25 m).
3. Conglomérats à galets de taille plus petite que celle du niveau précédent (20 m).
4. Grès grossiers puis schistes à débris charbonneux (25 m).
5. Troisième et dernier niveau de conglomérats à galets arrondis généralement bien stratifiés (15 m).
6. Grès et schistes charbonneux alternants, riches en débris végétaux dont certains bien conservés (15 m).
7. Conglomérats puis grès rouges du Trias faisant suite en concordance apparente aux niveaux précédents.

Ces différents niveaux se suivent vers le Sud en direction du Puerto Manquillo, chaque niveau de conglomérat constituant une cuesta séparée par un replat de grès et de schistes charbonneux. A mesure que l'on remonte vers le Sud, en direction du col, les formations triasiques reposent sur des niveaux de plus en plus bas de la série carbonifère, et à l'Ouest du col entre celui-ci et la Fuente del Manquillo, on peut voir le contact du Trias sur le premier niveau de conglomérats. Au-delà du col, en direction de Riocabado, le Carbonifère disparaît définitivement, le Trias reposant directement sur différents termes du Cambrien. Le biseautage cartographique des formations carbonifères par le Trias est ainsi nettement marqué, sans cependant se traduire par une discordance importante à l'affleurement.

1.3.1.2 Coupe au Nord de Pineda (Fig. 26-2).

En rive droite des Arroyo de Perrullazo et San Llorente, près de leurs confluences avec le río Arlanzón, les formations carbonifères montrent la succession suivante:

0. Grès et schistes Cambriens inclinés à 75° vers le Sud.
1. Conglomérats à blocs et galets de diamètre allant de quelques centimètres à 40 cm reposant en discordance sur le Cambrien. Le contact masqué dans la vallée même par des éboulis se voit légèrement plus au Sud (environ 15 m).
2. Grès grossiers à débris charbonneux, passant vers le haut à des

grès en plaquettes renfermant des débris de tiges et quelques pinules de *Linopteris* (environ 25 m).

3. Conglomérats et grès grossiers alternant en strates lenticulaires très irrégulières (20 m).
4. Replat correspondant au lit du río Arlanzón montrant de l'Est vers l'Ouest la partie supérieure du niveau de conglomérat précédent, puis des grès grossiers et des grès en plaquettes à débris charbonneux (environ 30 m).
5. Conglomérat à petits galets de quelques centimètres de diamètre (de 15 à 20 m.).
6. Deuxième replat correspondant à une ancienne terrasse du río Arlanzón.
7. Grès grossiers puis en plaquettes renfermant quelques moules internes et externes de Spiriféridés F4 (environ 20 m.).
8. Grès pulvérulent gris-bleu, riches en débris charbonneux, surmontés par les conglomérats (9) puis les grès rouges (10) du Trias.

Une faille NE-SW met en contact tectonique les formations carbonifères et cambriennes légèrement au Nord de la coupe précédente, puis en amont du barrage de l'Arlanzón, le Carbonifère affleure de nouveau et se suit sans interruption jusqu'au Sud de Villasur. En rive gauche de l'Arroyo de Quintanar et du Pantano de l'Arlanzón, ces formations sont jalonnées par de nombreux terrils correspondant à d'anciennes exploitations de charbon. La tranchée de l'ancien chemin de fer Burgos-Barbadillo de Herreros, de tracé sinueux, les recoupe ainsi plusieurs fois sur son parcours, dans des grès grossiers à passées charbonneuses et des conglomérats correspondant aux niveaux précédemment décrits. Si la succession lithologique est analogue à celle précédemment décrite, il faut noter que les épaisseurs sont sensiblement plus importantes et qu'elles augmentent progressivement du SE vers le NW. De plus les galets des niveaux de conglomérats sont de dimensions plus réduites mais aussi irrégulièrement stratifiés que leurs homologues de la région de Pineda.

Entre Urrez et Villasur, le Carbonifère disparaît sous le Trias et les alluvions du río Urrez, les derniers affleurements visibles étant situés à l'Est de Villasur, à droite de la route Alarcia-Burgos, entre les points K. 14 et K. 13.

1.3.1.3 Coupe à l'Est de Villasur (Fig. 26-3).

De l'Est vers l'Ouest, la succession est la suivante:

0. Grès quartzites cambriens inclinés à 35° vers le NW.

1. Après une faille, conglomérats à galets arrondis de quelques centimètres de diamètre (quelques mètres) masqués rapidement par des éboulis.
2. Grès grossiers à passées charbonneuses alternant avec des lits lenticulaires de conglomérats (25 à 30 m) surmontés de niveaux plus fins alternant avec des lits de charbon de quelques centimètres d'épaisseur.
3. Conglomérats (25 m) dont les galets sont de taille très variable allant de quelques millimètres à 25 centimètres, alternant avec des lits de grès grossiers à débit en plaquettes et passées charbonneuses.
4. Grès gris-bleu en plaquettes puis niveaux charbonneux à plantes (20 m).
5. Conglomérats à galets arrondis, rapidement masqués par des éboulis essentiellement constitués de galets de conglomérats carbonifères.
6. Eboulis sur environ 200 m.
7. Schistes et grès finement lités renfermant une faune assez riche de Brachiopodes (quelques mètres).
8. Conglomérats tertiaires sub-horizontaux.
9. Conglomérats et grès rouges du Trias de même pendage que les formations carbonifères.

1.3.2 LA SUCCESSION LITHOSTRATIGRAPHIQUE.

Les trois coupes précédentes montrent que les formations carbonifères de Pineda et de Villasur se composent de plusieurs unités lithologiques dont la succession rappelle celle de la région de Fresneda et de Valmala-Alarcia. On a pu en effet mettre en évidence trois niveaux de conglomérats séparés par des niveaux de grès grossiers et de schistes à plantes avec parfois des niveaux de charbon interstratifiés dans les horizons supérieurs. Après les alternances du niveau 6 vient un niveau de grès grossier puis plus fin (niveau 7), à Brachiopodes dont la position lithostratigraphique est analogue à celle du niveau 7 des coupes de Fresneda et de Valmala. La succession se termine par des fines alternances visibles partiellement à l'Est de Villasur, et dont les faciès rappellent ceux des fines alternances des ravines de Valmala.

Notons que la série carbonifère est ici moins puissante qu'elle ne l'était plus à l'Est, et que notamment les formations marines y sont moins développées. Celles-ci apparaissent cependant dès Pineda et se suivent ensuite sans interruption jusqu'à Villasur.

1.4 LES FORMATIONS DE URREZ ET DE SAN ADRIAN.

A l'Ouest de l'ensemble Pineda-Villasur, les affleurements carbonifères sont discontinus et d'importance inégale. Certains jalonnent des failles parallèles à la grande faille de Pineda, d'autres sont limités ou recoupés par des systèmes de failles NO-SE, et NE-SO, si bien que ce morcellement des affleurements semble à première vue être d'origine tectonique, en liaison avec les mouvements des différents panneaux du socle limités et individualisés par les systèmes de failles précités. On peut ainsi distinguer: Les formations de la haute vallée du río Urrez (H 1, 3, 4), de Villamiel au Sud des précédentes, et de San Adrián de Juarros (GH, 2, 3) à l'extrême Ouest du Massif de la Demanda. Les formations situées au NE de Villamiel sont essentiellement constituées par des conglomérats et quelques bancs de grès grossiers inclinés régulièrement vers le SO qui affleurent notamment entre le Riscal et le Torruco, celles du río Urrez et de San Adrián sont plus développées et fossilifères.

1.4.1 DESCRIPTION DES COUPES.

1.4.1.1 Coupe de la haute vallée du río Urrez.

En rive gauche du río Urrez, à l'Ouest de la Cerca, les formations carbonifères ont environ 150 m de puissance, elles reposent en discordance sur des grès et des schistes rapportés par corrélation lithostratigraphique à l'Ordovicien inférieur, et sont surmontées en concordance apparente par les conglomérats et grès rouges du Trias. Dans le détail et selon l'ordre stratigraphique la succession est la suivante (coupe 1, fig. 27):

0. Grès et schistes inclinés à 50° vers le Sud.
1. Conglomérats à galets arrondis d'environ 30 m d'épaisseur constituant un niveau lithologique bien individualisé dans la morphologie et que l'on suit latéralement vers le Sud et l'Est en direction des sommets de Villaneda et de la Cerca.
2. Grès grossiers à débris charbonneux de quelques mètres d'épaisseur.
3. Deuxième niveau de conglomérats (environ 15 m) qui semble être lenticulaire, car il n'apparaît pas de façon continue.
4. Grès grossiers surmontés de schistes charbonneux puis de niveaux de charbon exploités jadis comme en témoignent les nombreux

terrils observés en plusieurs endroits dans le secteur et dans lequel j'ai récolté une flore peu abondante.

5. Conglomérats, correspondant à la deuxième corniche bien visible dans la morphologie, et d'épaisseur sensiblement égale à celle du niveau 1.
6. Conglomérat et grès rouges du Trias faisant suite en concordance au Carbonifère.

Ces formations se suivent vers l'Est en continuité jusqu'à l'Arroyo de Canaleja, un certain nombre de failles NE-SO et NO-SE les recoupent sans en perturber grandement l'ordonnance. Vers le Sud-Ouest, elles se poursuivent sur quelques kilomètres puis disparaissent sous les formations triasiques qui reposent directement sur le Cambro-Ordovicien. Nous retrouvons là une discordance cartographique analogue à celle observée au Sud de Pineda.

1.4.1.2 Coupe de l'Arroyo de Salguero.

Les formations carbonifères de San Adrián de Juarros sont connues et exploitées depuis la fin du 19e siècle et furent mentionnées pour la première fois par AREITIO et LARRINGA (1876). Elles affleurent de part et d'autre de l'Esculca, petit massif paléozoïque totalement isolé au sein des formations plus récentes et constitué des mêmes formations cambriennes que celles de la Demanda proprement dit. Les niveaux actuellement exploités sont situés à l'Ouest de l'Esculca, exploitation sous-terrain, seuls affleurent dans ce secteur des grès azoïques. Par suite il n'a pas été possible d'en relever la coupe d'ensemble, mais selon D. PASCUAL EGUIAGARAY et D. AMADOR LOZANO, directeur et ingénieur de la mine, les formations carbonifères augmentent très rapidement d'épaisseur vers l'Ouest, et se réduisent par contre vers l'Est, puis disparaissent sous le Trias à proximité de l'Esculca.

Au Nord et à l'Est de l'Esculca, ces mêmes formations affleurent mais sont ici réduites à quelques dizaines de mètres entre le Cambrien et le Trias, puis disparaissent au SE sous le Trias de la dépression d'Urrez. Au Nord de l'Esculca, en rive gauche de l'Arroyo de Salguero, j'ai pu observer la succession suivante (fig. 27):

0. Grès quartzites cambriens inclinés à 40° vers le Sud.
1. Conglomérats à galets de Cambrien (environ 10 mètres) constituant un niveau lithologique bien individualisé incliné à 30° vers le NO.

2. Grès grossiers et grès en plaquettes alternant avec quelques débris charbonneux à restes de plantes (même épaisseur), suivis de niveaux charbonneux riches en fossiles.
3. Conglomérats lenticulaires à galets de quelques centimètres de diamètre (5 m au maximum).
4. Grès et schistes charbonneux à plantes (15 m).
5. Conglomérats et grès rouges du Trias.

L'ensemble a ainsi une cinquantaine de mètres d'épaisseur, et doit, compte tenu du pendage des couches et de leurs relations avec les formations surincombantes et sous-jacentes, être rapporté aux niveaux supérieurs de la série carbonifère. Les niveaux houillers à plantes ont été exploités dans un petit arroyo situé légèrement plus à l'Est que l'Arroyo de Salguero, exploitation abandonnée, ce qui suggère que les niveaux productifs disparaissent rapidement à l'Est et que dans la dépression d'Urrez, le Trias repose directement sur le Cambrien. Ces variations rapides d'épaisseur sont les témoins d'une paléogéographie assez variable que je tenterais d'évoquer dans le prochain chapitre.

1.4.2 LA SUCCESSION LITHOSTRATIGRAPHIQUE

La succession lithostratigraphique des formations d'Urrez et de San Adrián, intéresse essentiellement les niveaux conglomératiques de la base de la série carbonifère. Si pour les raisons précédemment invoquées, il est vraisemblable que les niveaux de San Adrián (correspondant aux affleurements du Nord et de l'Est de l'Esculca) soient à rapporter au «troisième niveau de conglomérat», ceux d'Urrez doivent correspondre soit aux trois niveaux précédemment distingués, soit aux deux derniers. Nulle part je n'ai observé dans ces formations de la terminaison occidentale de la Demanda de niveaux marins analogues à ceux de Villasur, Valmala et Fresneda.

1.5 LES CORRELATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES.

Les différentes colonnes lithostratigraphiques locales ont été représentées (Fig. 28) et calées par rapport à la base du Trias. L'échelle des hauteurs étant la même pour chacune d'elles, il apparaît nettement que les épaisseurs de ces formations carbonifères varient d'Est en Ouest, celles de Valmala-Alarcia étant les plus épaisses.

Les trois colonnes de Fresneda, Valmala-Alarcia, et Pineda-Villasur pré-

sentent la même succession lithologique. On retrouve en effet les trois niveaux de conglomérats séparés par des alternances de grès et de schistes, le niveau de grès (7) et les alternances à faunes marines du niveau 8. Les niveaux 9 et 10 n'ont été observés qu'au NO du massif, les mauvaises conditions d'observation ne permettant pas d'affirmer qu'ils existent à Villasur, enfin le niveau 11, schistes fins à nodules, n'a été vu qu'à Fresneda. Cette similitude dans la succession lithostratigraphique permet d'envisager que ces formations sont contemporaines, et que les différences d'épaisseur observées sont le reflet de conditions de mise en place et d'une paléogéographie sensiblement différente, que l'étude pétrographique va permettre de préciser.

Les corrélations avec les formations du río Urrez et de San Adrián sont plus délicates à établir. Compte-tenu néanmoins des observations locales et de leur proximité avec les formations précédentes, il est vraisemblable qu'elles doivent représenter l'équivalent latéral des niveaux détritiques de base; cela semble probable pour les formations du río de Urrez et plus hypothétique pour celles de San Adrián. Cette hypothèse, comme nous le verrons, sera confirmée par les données biostratigraphiques.

Chapitre 2.—PETROGRAPHIE

2.1 Les caractéristiques pétrographiques.

2.2 Interprétation, esquisse paléogéographique et signification géologique.

Chapitre 2.—PETROGRAPHIE

Les onze unités lithologiques qui composent les formations carbonifères ont chacune une physionomie particulière. Elles sont constituées de roches essentiellement détritiques, les roches carbonatées étant localisées uniquement à la partie supérieure de la série.

Schématiquement on peut distinguer quatre types lithologiques qui se distribuent dans le temps selon 5 mégaséquences (fig. 29).

- Les niveaux de conglomérats (niveaux 1, 3 et 5, base des mégaséquences A, B et C).
- Les niveaux gréseux grossiers (niveaux 7 et 9, base des mégaséquences D et E).
- Les niveaux d'alternances gréso-argileuses (niveaux 2, 4, 6 et 8, partie supérieure des mégaséquences A, B, C et D).
- Les niveaux carbonatés (partie supérieure du niveau 8 et niveau 10 des mégaséquences D et E).

Les caractéristiques pétrographiques de ces quatre types lithologiques seront présentées successivement en prenant pour référence les formations de Fresneda auxquelles seront comparés les niveaux analogues des formations plus occidentales. Puis après quelques remarques intéressant l'évolution dans le temps et dans l'espace des caractéristiques pétrographiques, une interprétation géologique et paléogéographique sera envisagée.

2.1 LES CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUES.

2.1.1 LES NIVEAUX DE CONGLOMERATS.

Les trois niveaux de conglomérats qui ont été observés à Fresneda, Valmala-Alarcia et Pineda-Villasur, ont des caractéristiques pétrographiques variables selon les secteurs.

2.1.1.1 Les structures sédimentaires.

A Fresneda, la stratification n'est discernable dans le *premier niveau* qu'à la partie supérieure, en dessous, les blocs et galets dont le volume peut dépasser le mètre cube sont disposés sans ordre, les plus gros de forme elleptique, étant cependant sensiblement parallèles les uns aux autres. Ces galets sont mieux classés dans les horizons supérieurs, où l'on peut distinguer des lits de conglomérats alternant avec des lentilles de grès grossier. D'une façon générale, il y a un granoclassement nettement marqué, les galets les plus gros étant situés à la base où ils sont cimentés par une matrice très grossière non stratifiée.

Des faits semblables se retrouvent dans le niveau analogue à Valmala-Alarcia et Pineda-Villasur.

Le *deuxième niveau de conglomérat* est caractérisé à Fresneda par une distribution des éléments détritiques en strates ou séquences mieux individualisées, chacune d'elle se composant de deux ou trois termes constitués par:

- Un terme de base conglomératique où les galets sont grossièrement granoclassés.
- Un terme moyen essentiellement gréseux.
- Un terme supérieur gréso-argileux, qui parfois peut manquer, les termes de base des différentes séquences ravinant les termes supérieurs des séquences sous-jacentes.

Au Sud de Valmala, on retrouve le même type d'alternances qu'à Fresneda

Dans le secteur de Pineda, ces formations ont une lithologie différente. La stratification y est irrégulière, les éléments détritiques (galets et grains) sont répartis en strates lenticulaires d'épaisseurs variables (figure 30, b). Dans l'exemple de la figure, six lentilles de conglomérats à galets arrondis de quelques centimètres de diamètre apparaissent interstratifiées dans des grés grossiers à passées argileuses, chacune d'elle ravinant les grés sous-jacents. Il en est de même à Villasur (fig. 30, a), où les lits de conglomérats sont cependant plus homogènes et alternent de façon plus régulière avec les grés grossiers sub-ordonnés. Il est à noter que ces faits rappellent assez ceux décrits par A. BERSIER dans la Molasse Suisse (BERSIER, 1958), ce qui, d'après l'auteur, témoigne d'une mise en place des éléments détritiques par des courants divaguant selon des chenaux distribués de façon très irrégulière.

Quant aux éléments détritiques du troisième niveau de conglomérats, ils se distribuent en séquence bien individualisées où ils apparaissent généralement granoclassés, le diamètre des galets étant inférieur à celui des niveaux précédents.

2.1.1.2 Nature des éléments détritiques.

Les galets des conglomérats n'ont pas tous la même composition minéralogique et celle-ci change selon les endroits:

- Au Sud de Fresneda et de Valmala-Alarcia, on peut reconnaître:
- Des blocs de quartzite et de grès quartzite à texture en mosaïque ou indentée.
- Des galets de quartz polycristallins d'origine vraisemblablement filonienne.
- Des galets de quartz monocristallins.
- Des galets de silt argileux (correspondant aux galets de forme elliptique) dans lesquels on reconnaît une stratification, une schistosité S1 soulignée par l'alignement de phyllites néoformées et des figures de recristallisations orientés (micas et minéraux opaques surimposés aux microstructures orientées, et déformés par S2).
- Des galets de silt micacé ou de microquartzite à texture orientée.
- Des galets de schistes satinés de contours rectangulaires, et qui sont le plus souvent déformés entre les éléments quartzeux précédents.
- Au Sud de Pineda, les galets sont essentiellement constitués de conglomérats et de grés grossiers, de même nature que les roches des formations de Barbadillo del Pez. Ces éléments se retrouvent plus au Nord, dans les conglomérats de Villasur notamment, où ils sont mélangés avec des galets de quartzite et de silt argilomicacés analogues à ceux des formations du Najerilla et de l'Arlanzón de la partie centrale et occidentale de la Demanda.

Ces blocs et galets ont ainsi les mêmes caractéristiques pétrographiques que les roches des formations cambro-ordoviciennes qui affleurent à proximité, ce qui suggère qu'ils proviennent de l'érosion de reliefs individualisés dans des formations analogues et situés au Sud et au Sud-Est.

2.1.2 LES NIVEAUX GRESEUX GROSSIERS.

Ces niveaux (7 et 9) sont, essentiellement constitués de grés microconglomératiques en bancs métriques à centimétriques, séparés par de

minces lits argilo-gréseux. Les galets de ces microconglomérats dont le diamètre ne dépasse pas 2 mm sont polygéniques. Ils sont constitués de quartzite à texture indentée, de quartz mono et poly-cristallins à extinction roulante, de silts argileux dans lesquels on remarque des recristallisations orientées et une ou deux schistosités. A la partie supérieure du niveau 9, il s'agit essentiellement de grès monogéniques renferment parfois quelques galets lithiques.

2.1.3 LES NIVEAUX D'ALTERNANCES GRESO-ARGILEUSES.

Les niveaux d'alternances qui font suite aux niveaux de conglomérats et aux grossiers, sont essentiellement caractérisés par une distribution du matériel détritique en strates ou séquences bien individualisées, celles-ci diffèrent par la granulométrie, le classement des clastiques et l'importance de la matrice grés-argileuse. Les trois exemples présentés dans la figure 26 intéressent les séquences des alternances des niveaux 2, 6 et 8, des formations de Fresneda.

- *Le premier exemple* (fig 31, a) montre la succession de trois séquences composées d'un terme de base «a» dont l'épaisseur apparaît variable et d'un terme supérieur «b». La granulométrie (virtuelle) des éléments détritiques établie selon la méthode Dollé se traduit par des histogrammes d'autant moins étalés que l'échantillon étudié a été prélevé plus haut dans la séquence (8 classes granulométriques pour Ca 127,3 pour Ca 136), le triage des éléments détritiques varie par contre d'une séquence à l'autre (comparaison de Ca 121 et Ca 127).
- *Le deuxième exemple* (fig. 31, b) qui intéresse les alternances du niveau 6, montre la superposition de plusieurs séquences (19 en 3 m) composées chacune de deux termes, le terme de base étant plus homogène que le terme supérieur, essentiellement constitué des éléments de la matrice grés-argileuse. Le triage des clastiques apparaît ici encore assez moyen et irrégulier (3 à 2 classes granulométriques pour la séquence 5, 10 à 4 classes pour la 13), ceux-ci étant néanmoins nettement classés voire granoclassés.
- *Le troisième exemple* (fig. 31, c) enfin, pris à la base des alternances du niveau 8, montre que les éléments détritiques des termes de base des séquences sont ici bien triés ils se répartissent en effet uniformément en deux classes granulométriques.

Ces variations verticales des caractéristiques lithologiques sont accompagnées des variations latérales qui se traduisent notamment par une

augmentation très nette de l'épaisseur des termes supérieurs des séquences d'Est en Ouest, de Fresneda à Valmala-Alarcia, et de façon semblable d'une diminution des éléments détritiques.

La nature pétrographique des clastiques présente également des variations sensibles. Les grès des séquences du premier niveau d'alternance sont très polygéniques; ils renferment en plus de quartz mono et poly-cristallins des fragments de roches (galets de quartzites à texture en mosaïque ou indentée, de grès quartzite et de grès argileux): ils correspondent ainsi selon la définition de Pettijohn à des «grauwackes lithiques». Les grès des séquences des niveaux plus élevés sont plus monogéniques constitués essentiellement de quartz poly ou monocristallins à extinction roulante. Parmi les autres éléments on retiendra la présence de micas (muscovite et plus rarement biotite altérée en chlorite), de minéraux lourds (tourmaline, zircon et sphène principalement), l'ensemble étant enrobé dans une matrice argilo-phylliteuse de laquelle se détachent des petites baguettes de chlorite de néoformation disposées sans ordre.

Certaines plages argilo-phylliteuses sont parfois très riches en petites baguettes de rutile.

Autre élément notable enfin, la présence de granules de fer très abondantes dans les roches des niveaux inférieurs. Il s'agit le plus souvent d'amas globuleux informes ou de limets dont les contours onduleux épousent ceux des éléments détritiques.

Les phénomènes secondaires se traduisent dans ces roches par une altération partielle des galets de silts argilo-micacés et des rares biotites détritiques, par la présence de quartz de néoformation en auréole autour des éléments quartzeux et de très petites baguettes de phyllites épars dans la matrice ou associées au quartz secondaire. Ces faits ainsi caractérisés témoignent d'une diagénèse correspondant schématiquement au stade «rhéomorphics et phyllomorphics» de Dapples (Diagénésis in sediments, 1967).

2.1.4 LES NIVEAUX CARBONATES.

La partie supérieure des alternances du niveau 8 et celle du niveau 10, renferment des lentilles de dolomie de quelques centimètres à 1 m d'épaisseur. Brunes à l'affleurement et gris-bleu en cassure fraîche, ces roches contiennent de nombreux restes d'organismes (articles de Crinoïdes Foraminifères, tests de Brachiopodes, Gastéropodes, etc.). Au microscope, la roche apparaît très hétérogène; aux fragments d'organismes précités, dont certains constituent le noyau d'un pisolithe de quelques centaines de microns de diamètre, sont associées des plages de dolomie

microgranulaire renfermant des petits fragments d'Echinodermes, l'ensemble étant noyé dans un ciment de dolomie mésogranulaire dans lequel sont épars des quartz détritiques et des plages chloriteuses. Il peut s'agir là d'anciennes calcarénites totalement chloritisées.

2.1.4.1 Remarques.

Les éléments détritiques entrant dans la composition de la plupart des roches ne se distribuent pas dans le temps et l'espace de façon régulière et constante, mais se répartissent en plusieurs ensembles ou mégaséquences correspondant chacune à une unité sédimentaire dont les caractéristiques lithologiques et pétrographiques changent latéralement d'Est en Ouest.

Dans le temps, on peut, considérant l'ensemble des formations carbonifères de Fresneda et Valmala-Alarcia (là où la série est la plus complète), constater que les caractéristiques lithologiques et pétrographiques évoluent non pas de façon progressive et régulière, mais par *étapes successives*, ce qui se traduit notamment par:

- Une diminution de l'épaisseur des niveaux de conglomérats de la base des mégaséquences A, B et C.
- Une diminution de la taille des galets, dans chacun de ces niveaux et également à l'échelle de la formation; ceux-ci étant constitués de blocs mal classés dans le premier niveau, où aucune stratification n'est clairement exprimée, alors qu'ils sont mieux triés et stratifiés dans les 2 autres.
- Une évolution de leurs formes, ceux des horizons supérieurs étant généralement plus arrondis que ceux de la base.
- Une disparition des teintes de rubéfaction.
- Des alternances à dominantes gréseuses dans les niveaux 2, 4 et 6, et plus régulièrement stratifiées dans le niveau 8, les éléments détritiques se distribuant en *séquences élémentaires* à deux termes, un terme de base gréseux ou micro-conglomératique polygénique à structure homogène, un terme supérieur plus hétérogène, mais, le plus souvent, monogénique et de granulométrie plus fine.
- Une évolution du classement et de la granulométrie des éléments détritiques, d'une part à l'intérieur d'un niveau d'alternances, et d'autre part pour l'ensemble, celles du niveau 8 étant plus régulièrement stratifiées et composées de clastiques mieux triés que les autres; dans des niveaux où par ailleurs les influences marines sont les plus nettement marquées (présence de faunes marines, de

Brachiopodes, Lamellibranches, Gastéropodes, Céphalopodes, Fusulines et Bryozoaires).

- La présence de roches carbonatées uniquement à la partie supérieure du niveau 8 et dans le niveau 10, et de schistes fins dans le niveau 11.
- Une évolution des courbes lithologiques (cf. Fig. 29), dont le tracé est le reflet fidèle de l'évolution de la granulométrie, du classement, et de la nature pétrographique des roches, celles des niveaux supérieurs étant plus étalées, et développées dans des roches plus fines que celles des niveaux inférieurs.

Dans l'espace, on peut également noter une évolution très nette des lithofaciès et de leurs caractéristiques lithologiques et pétrographiques, ce qui, sur des cartes isopaques et de faciès, se traduit (fig. 32):

- Pour l'ensemble des formations carbonifères et pour les niveaux, conglomératiques et gréseux, par une augmentation des épaisseurs du Sud vers le Nord (fig 32, a et b).
- Une augmentation des épaisseurs et une variation des lithofaciès du premier niveau de conglomérats (fig. 32, c et d) qui traduisent des polarités ESE-ONO nettement marquées, les lithofaciès les plus grossiers étant situés à l'Est et au SE.
- Une augmentation et des variations semblables des épaisseurs et des lithofaciès des formations marines (fig. 32, e et f) dont l'extension géographique est différente de celle des formations continentales, réduite à l'Ouest notamment, à un golfe étroit orienté SE-NO, ne dépassant pas Pineda.
- Des stratifications plus régulières et mieux exprimées à l'Est, dans les secteurs de Fresneda et Alarcia-Valmala, qu'à l'Ouest, avec des changements vers des séries plus finement stratifiées de l'Est vers l'Ouest si l'on compare les niveaux analogues de Fresneda et d'Alarcia-Valmala.
- Une distribution très irrégulière des éléments détritiques à l'Ouest (secteurs Pineda, Villasur, Urrez, San Adrián) qui suggère une mise en place à la faveur de chenaux fluviaux divagants.
- Des changements dans la nature pétrographique des éléments détritiques, dont la composition est analogue à celle des roches cambro-ordoviciennes qui affleurent à proximité.

Ces changements des caractéristiques lithologiques et pétrographiques dans l'espace et dans le temps, sont les témoins d'une paléogéographie et

de conditions de sédimentations évolutives, reflets d'une histoire géologique dont je vais tenter d'évoquer les principaux événements.

2.2 INTERPRÉTATION, ESQUISSE PALEOGÉOGRAPHIQUE ET SIGNIFICATION GÉOLOGIQUE.

Tenant compte des différentes données précédemment évoquées, on peut envisager que la sédimentation carbonifère s'est effectuée dans un *domaine paralique*, proche de terres émergées dont il recevait les produits d'érosion.

Le fait que la nature des éléments détritiques soit identique à celle des formations cambro-ordoviciennes qui affleurent à proximité, montre que ces reliefs étaient individualisés dans ces mêmes formations. Cela est notamment, clairement démontré par la présence dans les conglomérats des formations de Fresneda et d'Alarcia-Valmala, de galets de silts argilo-micacés métamorphisés, et identiques aux roches du Cambrien moyen et supérieur du Centre de la Demanda, et dans les conglomérats de Pineda, de galets de conglomérats et de grès grossiers arkosiques de même nature que celle des formations de Barbadillo del Pez qui affleurent plus au Sud. *Le bassin carbonifère était donc établi au NO et à l'Ouest de l'actuelle Demanda, dont les parties centrales et orientales étaient émergées.*

Son extension vers le Sud ne devait guère dépasser le Puerto Manquillo, sa limite Est est plus imprécise, et devait se situer à plusieurs kilomètres au Sud-Est de Fresneda-Alarcia, où les séries sont plus épaisses, plus régulièrement stratifiées que celles de Pineda-Villasur.

A l'Ouest, le rivage aux contours vraisemblablement sinueux comme le suggèrent les paléo-reliefs du Sud d'Urrez et de l'Esculca, ne devait pas s'étendre beaucoup; par contre, le bassin était largement ouvert au Nord et au Nord-Ouest, comme en témoigne la répartition géographique des formations marines. Ainsi, les formations de Pineda-Villasur et d'Urrez se sont déposées dans un golfe orienté SE-NO, fermé au Sud-Est, dans la région du Puerto Manquillo et ouvert vers le Nord.

Si l'on tente, maintenant, après avoir esquissé les limites de ce bassin, de reconstituer le paysage et son évolution dans le temps, en tenant compte, d'une part, des données précédemment évoquées, et, d'autre part, des conceptions généralement admises sur la sédimentation carbonifère paralique, on est amené à envisager tout d'abord une *zonation du domaine sédimentaire, dans un contexte géologique qui évolue constamment et de façon plus ou moins périodique dans le temps.*

Les caractéristiques lithologiques des formations carbonifères sont

celles d'une *sédimentation de type molassique* se distribuant géographiquement en plusieurs zones qui, depuis les terres émergées et allant vers le large, comprennent:

- Une zone *deltaïque* parcourue par un réseau fluvial très mobile, analogue, comme je l'ai déjà suggéré, au réseau divagant évoqué par A. BERSIER pour la molasse suisse, et dont le secteur Pineda-Villasur serait l'un des témoins.
- Une zone où la sédimentation était plus régulière, de type *de plateforme épicontinentale subsidente*, en relation directe avec le domaine marin franc, et qui devait correspondre au secteur Fresneda-Alarcia.
- Une zone *plus pélagique*, alimentée en éléments détritiques bien triés, à laquelle devait temporairement être rattaché le secteur d'Alarcia, notamment lors du dépôt des formations des niveaux 8 et 10.

Cette zonation explique la répartition géographique des lithofaciès, mais ses limites ne sont pas demeurées stables, durant toute la période carbonifère, la succession des cinq mégaséquences précédemment distinguées, suggère, au contraire, un rajeunissement périodique des reliefs de l'arrière-pays. Pour chaque mégaséquence, on peut ainsi envisager une évolution progressive des conditions de sédimentation comprenant schématiquement trois étapes (fig. 33):

- La première (fig. 33, a) est caractérisée par l'érosion intense de reliefs jeunes, dont les produits très polygéniques, mal triés, emmenés par des torrents, étaient déposés, après un court et rapide transport, dans la zone deltaïque parcourue par un réseau fluvial divagant (domaine AB), les moins grossiers se déposant dans la zone de plateforme (BC).
- La seconde (fig. 33, b) correspond au début d'une *phase de calme épéirogénique*, durant laquelle l'érosion des reliefs se poursuit, mais la subsidence des zones deltaïques et de plateforme est suffisante pour permettre au milieu de sédimentation de mieux contrôler l'arrivée et le dépôt des éléments détritiques qui se distribuent ainsi en séquences plus régulières.

Corrélativement, se développe, en bordure de la lagune une flore et dans la lagune même, une faune de petits Lamellibranches comme en témoignent les schistes bitumineux à *Naiadites*, et *Anthracomya* qui, à Alarcia, surmontent les niveaux de charbon. L'absence de sols de végé-

tation et les très nombreuses passées charbonneuses lenticulaires et très peu épaisses interstratifiées dans les grès des niveaux 2, 4 et 6, suggèrent que ce charbon est d'origine allochtone, et s'est mis en place dans la zone deltaïque, à la faveur de chenaux.

- La troisième étape (fig. 33 d) est caractérisée par une sédimentation détritique fine et régulièrement stratifiée, les éléments détritiques sont essentiellement quartzeux, bien triés et se distribuent en séquences successives bien individualisées, cette sédimentation détritique est accompagnée localement par une sédimentation carbonatée riche en débris d'organismes marins (Brachiopodes, Crinoïdes, Lamellibranches, Gastéropodes, Céphalopodes, Bryozoaires et Foraminifères).

On peut, par suite, envisager que lors de cette ultime étape, les reliefs de l'arrière-pays étaient très aplanis, la zone deltaïque réduite, la sédimentation s'effectuant principalement dans la zone de plateforme (BC) en communication franche avec le domaine pélagique marin (DE).

Ces trois étapes correspondent à une évolution complète, à un cycle sédimentaire, pour reprendre une terminologie classique. En réalité, dans le cas qui nous préoccupe, ce processus n'a pu être mené à son terme que pour les deux dernières mégaséquences, car le rajeunissement des reliefs lié vraisemblablement à des mouvements épéirogéniques positifs de l'arrière-pays, est venu interrompre son déroulement dès la deuxième étape, pour les trois premières mégaséquences.

La chronologie des principaux événements géologiques de cette période carbonifère peut, par suite, être envisagée de la façon suivante:

Après le plissement et le métamorphisme des formations cambro-ordoviciennes dont je préciserai les caractéristiques dans le prochain chapitre, des mouvements épéirogéniques tardi-tectoniques ont amené une surrection de reliefs au centre et au Sud de l'actuelle Sierra de la Demanda, et l'établissement d'un bassin de sédimentation paralique au NO et à l'Ouest. Étant donné le diamètre des blocs et galets du premier niveau de conglomérats, les reliefs devaient être importants, et, soumis très tôt à l'altération continentale; ils furent ainsi progressivement érodés. À mesure que l'altération et l'érosion progressaient, ces reliefs diminuaient, et les éléments détritiques devenaient de moins en moins grossiers. L'importance de la subsidence dépassant le volume des apports, le milieu de sédimentation contrôlait mieux leur dépôt qui se distribuait ainsi en séquences bien individualisées. La sédimentation aurait évolué progressivement, si de nouveaux mouvements épéirogéniques n'avaient rajeuni les reliefs de l'arrière-pays, amenant la reprise de l'érosion et des

apports détritiques grossiers. Ces rajeunissements successifs diminuèrent progressivement d'intensité comme le suggère la diminution de la taille des galets, qui furent tout d'abord enfouis rapidement (galets rubéfiés et très hétérodiamétriques de la base des mégaséquences A et B), puis remaniés et triés (disparition des teintes de rubéfaction, formes plus arrondies des galets de la partie supérieure des niveaux de conglomérats des mégaséquences A, B et C). Les conditions de sédimentation évoluèrent selon ce schéma pour les trois premières mégaséquences dont les blocs-diagrammes a et b évoquent ce que devait être le contexte paléogéographique.

Lors des phases suivantes, correspondant aux deux dernières mégaséquences, les rajeunissements n'ont pas du être suffisants pour amener la mise en place de reliefs importants; ils se traduisent seulement par une reprise de la sédimentation détritique (grès grossiers et microconglomérats des niveaux 7 et 9).

La subsidence du milieu de sédimentation devait être supérieure au volume des apports, par suite, le milieu devint plus franchement marin, comme en témoigne la présence d'une faune abondante d'organismes divers. Le contexte paléogéographique a évolué selon deux étapes, lors de la première (figure 33, c) la zone deltaïque (AB) occupait une vaste surfase. Lors de la seconde (figure 33, d), la plateforme épicontinentale se diversifie en un domaine à sédimentation sableuse et argileuse, en BC, carbonatée en CD et à dominante argileuse en DE, celle-ci étant l'ultime manifestation de la sédimentation carbonifère dans cette région.

Venant après le plissement et le métamorphisme des formations cambro-ordoviciennes, la sédimentation carbonifère de caractère molassique, apparaît néanmoins synorogénique, contemporaine d'une période caractérisée par des mouvements essentiellement épéirogéniques, dont il convient de préciser l'âge, et de replacer dans un contexte géologique plus vaste.

Chapitre 3.—BIOSTRATIGRAPHIE ET AGE DES FORMATIONS

CARBONIFERES

3.1 Les flores.

3.2 Les faunes.

Chapitre 3.—BIOSTRATIGRAPHIE ET AGE DES FORMATIONS CARBONIFERES

Les formations carbonifères ont livré, en plusieurs localités et à différents niveaux, des flores et des faunes. Les flores proviennent de gisements situés dans les niveaux 2, 4 et 6, associées ou non à des veines de charbon, les faunes dans les niveaux 7 à 10.

Après avoir précisé la position lithostratigraphique et la composition des gisements fossilifères, l'âge de ces formations sera ensuite envisagé à la lumière de celui des associations biostratigraphiques mises en évidence.

3.1 LES FLORES.

Les flores ont été récoltées pour la plupart en place à un ou plusieurs niveaux des coupes de référence, d'autres dans des terrils situés à proximité d'anciennes exploitations, mais provenant de veines de houilles dont la position stratigraphique a pu généralement être précisée. Ces flores ont été successivement déterminées par MM. P. CORSIN et R. H. WAGNER, pour celles de Fresneda et Alarcia, puis, par ce dernier seul, pour celles de Villasur, Pineda, Urrez et San Adrián de Juarros.

3.1.1 COMPOSITION DES DIFFERENTS GISEMENTS.

3.1.1.1 La flore de Fresneda.

Le gisement de Fresneda est situé à la partie supérieure du niveau 2 de la coupe du río Tirón, dans des grès fins à passées charbonneuses

auxquels font suite les conglomérats du niveau 3 (fig. 34, F1). Parmi les échantillons récoltés on été reconnus:

Pecopteris cf. *volkmanni* SAUVEUR, *Pecopteris lobulata* DALINVAL, *Pecopteris miltoni* ARTIS, *P. cf. miltoni* DALINVAL (non ARTIS), *Linopteris obliqua* (BUNBURY), *Alethopteris corsini* BUISINE, *Al. cf. corsini* nov. sp. (P. CORSIN in litt.), *Sphenopteris neuropteroides* BOULAY forme *Leonardi* P. BERTRAND, *Sphyropteris mixta* (SCHIMPER) ZEILLER, *S. obtuse-dentata* GOTHAN, *Mariopteris sauveri* (BRONGNIART) STUR, *Reticulopteris münsteri* (EICHWALD), *Sphenophyllum cuneifolium* (STERNBERG), *Asterophyllites equisetiformis* (VON SCHLOTHEIM).

Le fond de cette flore est essentiellement constitué par *Linopteris obliqua* et *Pecopteris lobulata*, les autres espèces citées étant moins abondantes. C'est ainsi que *P. volkmanni*, *Mariopteris sauveri* et *Linopteris münsteri* récoltés en 1960 n'ont pas été retrouvés lors des recherches ultérieures.

3.1.1.2 Les flores d'Alarcia.

Les échantillons récoltés proviennent en partie des terrils situés au Sud d'Alarcia, en rive gauche de l'Arroyo del Aido, et, d'autre part, des terrils de la mine d'Alarcia dont l'exploitation a été récemment abandonnée.

La flore des premiers terrils provient du niveau 4 (fig. 34) et très vraisemblablement aussi du niveau 2. Elle se compose de:

Linopteris obliqua (BUNBURY), *A. Lonchitica* (VON SCHLOTHEIM) ZEILLER (en suivant la dénomination récente donnée par M. BUISINE, 1961), *A. decurrens* (ARTIS), *A. davreuxi* BRONGNIART, *A. sp.*, *A. lonchitica* cf. *urofolia* BRONGNIART, *Lonchopteridium alethopteroides* GOTHAN, *Alloiopteris angustissima* (STERNBERG), *Dicksonites* cf. *potieri* (ZEILLER), *Sphenopteris boulayi* ZEILLER, *Sphyropteris mixta* (SCHIMPER), ZEILLER, *S. cf. brongniarti* STUR, *S. cf. alata* BRONGNIART, *S. sp. Pecopteris plumosa-dentata* (ARTIS), *P. cf. acuta* BRONGNIART, *P. lobulata* DALINVAL, *P. cf. miltoni* DALINVAL pars (non ARTIS), *P. cf. dufayi* DALINVAL, *Sphenophyllum emarginatum* BRONGNIART, *Sph. cuneifolium* (STERNBERG) (montrant le polymorphisme foliaire), *Asterophyllites equisetiformis* (VON SCHLOTHEIM).

La flore des terrils situés à proximité du village est moins riche, elle se compose de:

Linopteris obliqua (BUNBURY), *Pecopteris* cf. *acuta* BRONGNIART, *P. lobulata* DALINVAL, *Alethopteris ambigua*, LESQUEREUX, *Sphenopteris boulayi* ZEILLER, *Sphenophyllum emarginatum* BRONGNIART.

Le fond de la flore d'Alarcia est ainsi formé par *L. obliqua*, *A. lonchitica* (recolté uniquement dans les terrils au Sud d'Alarcia), *A. ambigua*, *P. plumosa-dentata*, *P. lobulata* (très abondant) et *P. cf. miltoni*.

3.1.1.3 Les flores de Pineda.

Elles proviennent de deux gisements différents:

— *Le premier* (fig. 34) est localisé à environ 1.500 mètres au Sud de Pineda, à proximité de la mine encore en exploitation, à l'Ouest de la route Pineda-Riocabado. Il est stratigraphiquement situé sous le second niveau de conglomérats, dans des grès grossiers riches en fragments de *Stigmaria* et en débris charbonneux, dont la position est analogue à celle des alternances du niveau 2 de la coupe de Fresneda. La flore est peu abondante et comprend:

Linopteris obliqua BUNBURY, *Sphenopteris* cf. *herbacea* BOULAY, *Sphenophyllum emarginatum* BRONGNIART.

— *La flore du second gisement* (fig. 34), a été récoltée dans des grès à débris charbonneux situés au-dessus du troisième niveau de conglomérats, à quelques mètres sous les grès et conglomérats rouges du Trias. Elle se compose de:

Neuropteris ovata HOFFMAN, *Linopteris obliqua* (BUNBURY), *Sphenopteris pecopteroides* KIDSTON, *S. cf. brongniarti* STUR, *S. cf. herbacea* BOULAY, *S. cf. rotundiloba* DANZE (non NEMEJC), *S. sp. Pecopteris dentata* BRONGNIART, *P. plumosa-dentata* (ARTIS) BRONGNIART, *P. saraefolia* P. BERTRAND, *P. unita* BRONGNIART, *P. cf. incerta* CORSIN, *Sphenophyllum emarginatum* BRONGNIART.

On remarquera que *Linopteris obliqua*, déjà cité dans les précédents gisements, est ici également présent, associé dans Pineda 2 avec *Neuropteris ovata*, *Sphenopteris pecopteroides*, *S. cf. rotundiloba*, *Pecopteris saraefolia* et *P. unita* mentionnés pour la première fois.

3.1.1.4 Les flores de Villasur.

Elles proviennent également de deux gisements différents:

- *Le premier* correspond aux terrils des anciennes mines situées au SE de Villasur, en rive gauche du río Arlanzón. Il comprend:

Alethopteris ambigua LESQUEREUX, *Pecopteris saraefolia* P. BERTRANT, en grand nombre, *Lepidodendrom obovatum* STERNBERG.

- *Le second* (fig. 34) a livré une flore plus riche que la précédente, dans des grès à débris charbonneux qui affleurent en rive droite du río Arlanzón, entre les points K. 13 et K. 14 de la route. Alarcia-Villasur, et situés stratigraphiquement sous le troisième niveau de conglomérats. Il se compose de:

Neuropteris scheuchzeri HOFFMAN, *N. sp.* (cf. *missouriensis* LESQUEREUX?), *Linopteris obliqua* (BUNBURY), *Alethopteris ambigua* LESQUEREUX (= *A. friedeli* P. BERTRANT), *Dicksonites pluckeneti* (VON SCHLOTHEIM), *Sphenopteris damesi* (STUR), *S. ruetaefolia* GUTHORL, *Pecopteris saraefolia* P. BERTRANT, *P. cf. acuta* BRONGNIART, *Asterophyllites equisetiformis* (VON SCHLOTHEIM).

3.1.1.5 La flore d'Urrez.

Les formations carbonifères qui affleurent au SE d'Urrez en rive gauche de l'Arroyo de Urrez ont été jadis exploitées. Les terrils situés près du pico de la Cerca ont livré une flore assez peu abondante comprenant:

Linopteris obliqua (BUNBURY), *Pecopteris plumosa-dentata* (ARTIS) BRONGNIART, *P. punctata* CORSIN, *P. cf. Lobulata* DALINVAL.

3.1.1.6 Les flores de San Adrián de Juarros.

Elles ont été récoltées en deux localités; la première (San Adrián 1) dans les terrils du Pozo San Ignacio situé à proximité de San Adrián est très pauvre, avec, seulement, *Linopteris obliqua* (BUNBURY) et *Alethopteris cf. missouriensis* D. WHITE; la seconde (San Adrián 2) a été récoltée en place, dans des grès à débris charbonneux situés au-dessus du

troisième niveau de conglomérats de la coupe du río Salechon, près de son confluent avec l'Arroyo Salguero. Elle se compose de:

Linopteris obliqua (BUNBURY), *Alethopteris ambigua* LESQUEREUX., *A. cf. missouriensis* D. WHITE, *Sphenopteris sp.*, *Pecopteris dentata* BRONGNIART, *P. acuta-dentata* BRONGNIART, *P. plumosa-dentata* (ARTIS) BRONGNIART, *P. saraefolia* P. BERTRANT, *P. ambigua* (PRESL) Nemejc, *P. cf. camertonensis* KIDSTON, *P. nov. sp.?* (cf. *P. miltoni* CORSIN, non ARTIS, cf. *P. Lahouvensis* CORSIN).

3.1.2 LES ASSOCIATIONS BIOSTRATIGRAPHIQUES.

La position lithostratigraphique des gisements, dans lesquels les flores furent récoltées, permet de grouper celles-ci en trois associations biostratigraphiques distinctes, correspondant respectivement aux niveaux 2, 4 et 6. Les 48 espèces, ainsi reconnues, ont été représentées dans le tableau ci-contre dans lequel figure leur répartition verticale dans la série locale, et leur répartition stratigraphique dans les bassins houillers des Asturies, du León et Palencia (traits discontinus) et du Nord de la France et de la Sarre-Lorraine (trait continu), répartition établie d'après les travaux de W. J. JONGMANS et R. H. WAGNER pour l'Espagne, et de P. CORSIN A. DALINVAL, J. DANZE, P. DANZE-CORSIN, N. BUISINE et P. BERTRANT pour le Nord de la France et la Sarre-Lorraine.

Parmi ces espèces, trois sont communes aux niveaux 2, 4 et 6:

Linopteris obliqua, *Sphenophyllum emarginatum* et *Asterophyllites equisetiformis*;

Trois aux niveaux 2 et 4:

Pecopteris lobulata, *Sphyropteris mixta* et *Sphenophyllum cunelfolium*;

Cinq, enfin, aux niveaux 4 et 6:

Pecopteris cf. miltoni, *P. plumosa-dentata*, *P. saraefolia*, *Alethopteris ambigua* et *Sphenopteris cf. brongniarti*.

Les autres n'ont été récoltées que dans l'un de ces trois niveaux qui se composent ainsi de (cf. tableau):

- *Flore du niveau 2*, association qui réunit les espèces récoltées à Fresneda (F1), Alarcia (F4) et Pineda (F10) (Fig. 28.)

P. lobulata, *P. cf. volkmanni*, *L. obliqua*, *B. münsteri*, *A. corsini*, *A. davreuxi*, *A. decurrens*, *A. lonchitica*, *S. neuropteroides* var. *leonardi*, *S. obtuse dentata*, *S. sp. cf. herbacea*, *Sphyropteris mixta*, *M. saueri*, *Sph. emarginatum*, *Sph. cuneifolium*, *Ast. equisetiformis*.

— Flore du niveau 4, qui réunit les espèces récoltées à Alarcia (F5), Villasur (F11) et Urrez (F15). (Fig. 28.)

P. cf. acuta, *P. cf. dufayi*, *P. cf. precyatheae*, *P. lobulata*, *P. cf. miltoni*, *P. plumosa-dentata*, *P. punctata*, *P. saraefolia*, *L. obliqua*, *A. ambigua*, *A. lonchitica*, cf. *urofolia*, *S. cf. alata*, *S. cf. brongniarti*, *S. boulayi*, *S. damesi*, *S. rutaefolia*, *S. mixta*, *N. scheuchzeri*, *N. sp. cf. missouriensis*, *Sph. emarginatum*, *Sph. cuneifolium*, *Lonchopteridium alethopteroïdes*, *Alloiopteris angustissima*, *D. pluckenetii*, *D. cf. potieri*, *Ast. equisetiformis*, *Lepidodendron obovatum*.

— Flore du niveau 6, association composée des espèces récoltées à Pineda (F12) et San Adrián (F16 et 17). (Fig. 28.)

P. ambigua, *P. acuta-dentata*, *P. cf. camertonensis*, *P. dentata*, *P. cf. incerta*, *P. cf. miltoni*, *P. plumosa-dentata*, *P. saraefolia*, *P. unita*, *L. obliqua*, *A. ambigua*, *A. cf. missouriensis*, *S. cf. brongniarti*, *S. pecteroïdes*, *S. cf. rotundiloba*, *N. ovata*, *Sph. emarginatum*, *Ast. equisetiformis*.

La présence dans l'association du niveau 2 de *Alethopteris davreuxi*, *A. decurrens*, *A. lonchitica*, connus dans le Westphalien A et B du Nord de la France, suggérerait de rapporter ce niveau à la partie inférieure du Westphalien. Néanmoins, *A. corsini*, connu dans le Westphalien C du Nord de la France, *P. volkmanni* et *M. saueri* connus dans le Westphalien B et C de France et d'Espagne, *R. münsteri* dans le Westphalien B et C de France, *S. obtuse-dentata* dans le Westphalien C de France et *S. neuropteroides* var. *leonardi* connu dans le Westphalien B et C de France et C et D en Espagne, permettent de rajeunir cette flore et de la rapporter au Westphalien B supérieur, C inférieur.

La flore du niveau 4 est sensiblement plus jeune que la précédente. Parmi les 27 espèces qui composent cette association, certaines apparaissent caractéristiques du Westphalien C. Il s'agit notamment de: *P. dufayi*, *P. precyatheae*, *S. boulayi*, *S. rutaefolia*, connus dans le Westphalien C du nord de la France et *L. alethopteroïdes* du Westphalien C de France et d'Espagne. Les autres ont généralement une répartition verticale plus large, mais sont cependant cantonnées dans le Westphalien C et D.

Notons que *A. ambigua*, commune à Alarcia, est une espèce connue

dans le Westphalien C et D de la Sarre-Lorraine, mais qui, en Espagne, a été vue seulement dans les couches de passage entre le Westphalien D et le Stéphanien A, ce qui amène R. H. WAGNER à lui donner une plus large répartition verticale, du Westphalien C au Stéphanien A (WAGNER, 1968).

Enfin, *S. damesi*, espèce guide des Geisheck-schichten de la Sarre, partie inférieure du Westphalien D (P. GUTHÖRL, 1940), *P. saraefolia* et *D. pluckenetii*, ont tendance à élever le niveau de cette flore, qui pourrait ainsi être légèrement plus jeune à Villasur qu'elle ne l'est à Alarcia. Néanmoins, l'ensemble apparaît assez caractéristique du Westphalien C et D inférieur.

La flore du niveau 6, sensiblement moins riche que la précédente, comprend des espèces allant du Westphalien C au Stéphanien A, mais dont certaines sont caractéristiques du Westphalien D. Il s'agit notamment de *P. ambigua*, *P. camertonensis*, *P. cf. unita*, connues exclusivement dans le Westphalien D de France et d'Espagne, de *N. ovata* qui débute généralement à la base du Westphalien D, de *P. saraefolia* du Westphalien D inférieur et moyen de la Sarre-Lorraine, ce qui suggère de rapporter cette flore du Westphalien D.

On notera enfin l'abondance ici de *L. obliqua*, commune dans tous les gisements, et maintes fois citées dans le Westphalien C et D du Bassin Central des Asturies. Ainsi, compte-tenu de remarques précédentes, les flores récoltées dans les niveaux 2, 4 et 6 sont du Westphalien; la plus ancienne doit être rapportée au Westphalien B-C, et la plus jeune au Westphalien D.

3.2 LES FAUNES.

Les formations correspondant aux niveaux 7 à 10 des coupes de Fresneda, Valmala, Villasur et Pineda renferment généralement une faune marine composée essentiellement de Brachiopodes, Crinoïdes et Lamellibranches, Gastéropodes et localement Foraminifères.

3.2.1 LA FAUNE DE FRESNEDA.

Elle provient principalement des alternances à dominantes gréseuses de la base du niveau 8 (cf. F2, fig. 28) dans lesquelles les fossiles très nombreux sont conservés à l'état de moules externes et internes, ce qui

rend, notamment en ce qui concerne les Brachiopodes, les déterminations délicates. Cette faune se compose de:

— *Brachiopodes*, parmi lesquels G. DELEPINE (communication personnelle) avait reconnu:

Productus (Dictyoclostus) gruenewaldti KROTOV.

Productus cf. *semirreticulatus*, var. *hermosanus* GIRTY.

Productus (Dictyoclostus) aff. *americanus* DUNBAR et CONDRA.

Productus gallatinensis GIRTY, *Marginifera* cf. *wabashensis* DUNBAR, *Pustula* cf. *elegans* Mc COY, *Spirifer (Brachythyrina) Strangwaisi* DE VERNEUIL.

— *Lamellibranches*, que je rapporte avec réserve au genre *Aviculopecten*.

— Nombreux articles de *Crinoïdes* et fragments de *Bryozoaires* et de *Gastéropodes*.

— J'ai observé en plus des traces en coup de balai tout à fait analogues aux classiques «*Cancellophycus*» du Jurassique, et qui sont désignées sous le nom générique de *Taonurus*, connus dans les niveaux marins gréseux du Namurien et du Westphalien du nord de la France (BARROIS, 1912).

Les alternances et les grès dolomitiques et calcaires, qui font suite à celles du niveau 8, renferment également des Brachiopodes analogues à ceux du gisement F2, mais en moins grand nombre, seul le gisement F3 est notablement plus riche, notamment en articles de Crinoïdes et Bryozoaires.

3.2.2. LA FAUNE DE VALMALA.

Elle est plus riche que celle de Fresneda, puisque, en plus des Brachiopodes, Lamellibranches, et Crinoïdes précédemment cités, j'ai récolté en F6, F7, F8 et F9 de nombreux *Orthitidae*, quelques fragments de Nautiloïdes, dont un exemplaire assez bien conservé est à rapporter à *Metaco-ceras* cf. *costatum* Hind connu dans le Westphalien C de Belgique (DEMANET, 1943) et le Moscovien supérieur des Asturies (DELEPINE, 1943), et des Foraminifères en assez grand nombre (en F8 et F9 notamment) dont la dolomisation a, le plus souvent, masqué les structures, mais parmi lesquels M. LYS (communication personnelle) a néanmoins reconnu:

Fusulina cylindrica var. *hispanica* Gubler et *Hemigordius* sp. formes

connues dans le Moscovien supérieur des Asturies (LYS et SERRE, 1958; DELEPINE, 1943).

A ces faunes marines, il faut ajouter des Lamellibranches continentaux récoltés au-dessus des veines de charbon d'Alarcia, et rapportés par J. DANZE (communication personnelle) aux genres *Anthracomya* et *Naiadites* (*N. carinata* Sowerby), l'un et l'autre connus dans le Westphalien du Nord de la France (CORSIN, 1932).

3.2.3 LES FAUNES DE VILLASUR ET DE PINEDA.

Les grès du niveau 7 de la coupe de Pineda et les fines alternances analogues à celles du niveau 8 de Villasur m'ont livré quelques moules internes et externes de *Brachiopodes (Productidae et Spiriferidae)* qui semblent analogues aux formes de Fresneda, ainsi que de nombreux fragments de Crinoïde. Leur détermination étant douteuse, leur seul intérêt est de révéler l'existence de dépôts marins dans cette région, et, notamment, d'envisager l'existence d'un golfe étroit dont la limite Sud ne dépassait pas Pineda, et qui, plus largement ouvert au Nord-Ouest, devait se raccorder au domaine marin franc de Valmaia-Fresneda.

REMARQUES

Les indications apportées par ces faunes sont moins précises que celles données par les flores. Notons néanmoins, que *P. (Dictyoclostus)* aff. *americanus* et *P. gallatinensis* ont été trouvés à la base du Westphalien C dans le bassin de la Belgique (DEMANET, 1943) et dans l'assise de Lena (Westphalien moyen) du bassin des Asturies (DELEPINE, 1943); *P. gruenewaldti* a été trouvé en Chine à la partie inférieure du Moscovien (DELEPINE, 1943), dans le Carbonifère de l'Oural, et c'est une espèce caractéristique des «*Spiriferen-Schichten*» des Alpes carniques d'âge Moscovien supérieur. Il est enfin cité, par R. H. WAGNER (1955), dans le Westphalien D et le Stéphanien A de la région de Barruelo (Palencia). *Sp. strangwaisi* est une espèce caractéristique du Moscovien de Russie, et il est connu, en Chine, jusque dans les séries de Tauyan, séries de transition entre le Moscovien et l'Ouralien, il est également cité par R. H. WAGNER dans les Asturies du Westphalien B au Westphalien D.

Fusulina cylindrica var. *hispanica* Gubler est connue dans les formations de Lieres, du Westphalien C du Bassin Central des Asturies, ce qui selon LYS et SERRE (1958) est «un critère sûr pour établir des corrélations

entre les calcaires argileux de Lieres et l'assise de Myatchkovo (Moscovien supérieur) en Russie». La présence d'*Hemigordius* sp., Foraminifère de l'Artinskien supérieur d'Oural suggérerait de rajeunir ces niveaux, mais comme le remarquent LYS et SERRE, après DELEPINE (1943), il «est fréquent de constater l'intrication, dans les Asturies, de faunes mésogéennes précoces asiatique et occidentales».

En conséquence, et me référant à la succession des biozones à *Fusulinella* établies par VAN GINKEL (1965) dans les Asturies, je rapporte les niveaux à *Fusulina cylindrica* var. *hispanica* Gubler et à *Hemigordius* de la Sierra de la Demanda, à la partie supérieure du Moscovien supérieur, analogue à la sous-zone D de la zone à *Fusulinella* de VAN GINKEL.

Ainsi, étant donné la position stratigraphique des niveaux à faunes marines, superposés aux niveaux à plantes du Westphalien D moyen (flore du niveau 6), leur âge ne peut être qu'identique ou plus jeune, soit du Westphalien D moyen au Stéphanien A, inclus, dernier étage à faunes marines connues dans le Carbonifère du NW de l'Espagne.

En résumé, les flores et les faunes récoltées à divers niveaux dans la série et en diverses localités dans le Massif, montrent que l'ensemble doit être rapporté au Westphalien, et plus précisément va du Westphalien B supérieur au Westphalien D.

Les premiers horizons datés paléontologiquement sont les alternances à dominantes gréseuses du niveau 2. Les flores récoltées à Fresneda, Alarcia et Pineda constituent une première association dont l'âge est du Westphalien B supérieur-Westphalien C inférieur.

Les deux autres associations des niveaux 4 et 6 sont à rapporter respectivement au Westphalien C-D inférieur, et au Westphalien D, sans qu'il soit possible de placer de façon plus précise les limites entre ces deux étages.

Les niveaux à faunes marines qui font suite à Fresneda, Valmala, Villasur et Pineda, aux niveaux à plantes, sont à rapporter au Moscovien supérieur. On peut envisager, par comparaison avec qui est connu dans le NW de l'Espagne, un âge Stéphanien A pour les horizons les plus élevés, en notant cependant l'absence, dans la Demanda, de flore caractéristique de cet étage.

Chapitre 4.—COMPARAISONS ENTRE LES FORMATIONS CARBONIFERES DE LA SIERRA DE LA DEMANDA ET CELLES DU NORD DE L'ESPAGNE

Chapitre 4.—COMPARAISON ENTRE LES FORMATIONS CARBONIFERES DE LA SIERRA DE LA DEMANDA ET CELLES DU NORD DE L'ESPAGNE

Le caractéristiques lithologiques pétrographiques et paléontologiques des formations carbonifères de la Sierra de la Demanda ayant été précisées, il convient de les replacer dans un contexte paléogéographique plus vaste, en les comparant avec les formations analogues connues ailleurs dans le Nord de l'Espagne, au NW dans les Asturies et les Monts Cantabriques, et au SE dans les Chaînes Ibériques.

Dans les *Chaînes Ibériques*, le Carbonifère comprend essentiellement du *Stéphanien*, formations limniques affleurant dans des petits bassins dans la région de Molina de Aragón (CALDERON, 1898, et L. SACHER, 1965-66); et de Montalbán (O. RIBA, J. VILLENA et Th. Des VALLIERES, 1966); et du *Westphalien* paralique à Fusulines découvert par B. DUVAL (DES, DIJON, 1957), puis G. GROSS (1966) près de Puig Morena dans la province de Teruel, soit à la terminaison sud-orientale des Chaînes Ibériques, à environ 300 km. au SE de la Demanda. Ce Westphalien à Fusulines affleure très peu, il s'agit, selon B. DUVAL, de grès et de marnes noires micacées et silteuses, à miches de calcaires argileux, de grauwackes, de calcaire gréseux à entroques et de dolomie. Les niveaux carbonatés renferment une faune abondante de Brachiopodes, Bryozoaires, Echinodermes et Foraminifères (Fusulinidés). Ces faciès gréso-calcaires et dolomitiques, semblent analogues à ceux des niveaux 8 et 10 de Fresneda et de Valmala; sans qu'il soit possible de pousser plus avant les comparaisons, il est néanmoins intéressant de noter la présence de ces niveaux marins à Fusulines jusqu'alors connues seulement dans la partie NW de la Péninsule Ibérique.

Etant donné l'importance et la proximité des affleurements carbonifè-

res des Asturies et des Monts Cantabriques, c'est avec ces derniers que les formations de la Demanda seront surtout comparées.

Les corrélations envisagées, ont été établies à la lumière des données biostratigraphiques fournies par les flores; certaines sont renforcées par des analogies lithologiques, d'autres, par contre, notamment celles concernant les niveaux supérieurs, doivent être considérées avec réserve.

Les niveaux 1 et 2 de la Demanda peuvent être parallélisés avec:

- *Les formations de Curavacas (Los Cintos) de la province de Palencia* datées du Westphalien B supérieur (KANIS, 1956; WAGNER, 1960). Il s'agit de formations paraliques débutant par des conglomérats qui reposent en forte discordance sur le Westphalien A inférieur (discordance de Curavacas de KANIS ou Palentienne de WAGNER).
- *Les formations du Yuso du Nord du León.*
- *Les schistes et calcaires de Lieres du Bassin Central* qui correspondent à la partie supérieure de l'assise de Lena, dans lesquels G. DELEPINE (1943) a récolté une faune abondante de Brachiopodes, Céphalopodes, Gastéropodes et Foraminifères dont *Fusulina cylindrica*, *Productus cf. gruenewaltdi*, *Spirifer strangwaisi*, *Metacoceras postcostatum*, espèces trouvées également dans les formations de Fresneda et de Valmala.

Les niveaux 3 et 4 de la Demanda rapportés au Westphalien C, peuvent être parallélisés avec:

- *Les formations de Canales* du Bassin Central (Rioja).

Les niveaux 5 et 6 de la Demanda d'âge Westphalien D, peuvent être parallélisés avec:

- *Les formations de San Cebrián* (Sierra Corisa), à faune de Brachiopodes et foraminifères analogues à celles de Fresneda et Valmala.
- *Les formations de la Esperanza* du Bassin Central, qui débutent par un niveau de conglomérats faisant suite en concordance aux formations de Canales et qui renferment une flore du Westphalien D, comprenant notamment: *L. obliqua*, *N. ovata*, *P. saraefolia*, *P. acuta-dentata* récoltés dans le niveau 6.

Les niveaux 7 à 10 n'ont livré jusqu'à ce jour que des faunes marines et notamment des Foraminifères dont *Hemigordius* (LYS et SERRE, VAN GINKEL), genre généralement considéré comme du Westphalien le plus élevé. Ils pourraient par suite représenter l'équivalent latéral du Westphalien D supérieur et du Stéphanien A bien caractérisés dans l'ensemble asturien.

En conclusion, l'histoire géologique de la région comprise entre la partie occidentale des Asturies et la Sierra de la Demanda semble marquée au Westphalien, par les mêmes faits majeurs mais avec des degrés divers. On notera notamment:

- Une forte discordance entre le Westphalien B supérieur et les formations antérieures.
- Une succession plus ou moins synchrone des mouvements épéirogéniques, qui se traduisent chaque fois par une reprise de la sédimentation détritique.

Ces mouvements n'eurent cependant pas partout la même intensité:

- La phase léonienne (pré-Westphalien D supérieur) mise en évidence par WAGNER est marquée selon cet auteur par une forte discordance au NW du León, par des mouvements épéirogéniques et des failles directes (WAGNER et VARKER, 1970) au NE de la province de Palencia, mais seulement par une reprise de la sédimentation détritique dans la Demanda.
- La phase asturienne, clairement exprimée dans la Cordillère Cantabrique, où elle est considérée comme une véritable phase de plissement, n'est marquée dans la Demanda, où le Stéphanien est absent, que par une faible discordance cartographique (discordance de mapping) entre le Trias et le Westphalien.

Il est par suite vraisemblable que l'ensemble cantabro-asturien et la Sierra de la Demanda, actuellement séparés, devaient au Westphalien appartenir au même domaine paléogéographique, le golfe nord-ibérique de la Mésogée, dont la partie NW de notre massif devait représenter l'un des éléments.

ETUDE STRUCTURALE

Les discordances clairement exprimées entre le Paléozoïque inférieur et les formations carbonifères d'une part et entre les formations secondaires et tertiaires de l'autre, révèlent la succession de plusieurs phases de déformations qui témoignent d'une histoire orogénique assez complexe.

Les données antérieures à mes travaux, étant très fragmentaires, relativement anciennes et parfois contradictoires, il m'a paru utile d'étudier les structures visibles dans le massif proprement-dit mais également en bordure, de façon à pouvoir analyser l'évolution orogénique et tectogénique du massif de la Demanda, à la fois dans le temps et dans l'espace.

C'est à W. SCHRIEL que l'on doit la première étude structurale de l'ensemble du Massif. Cet auteur présente dans sa thèse (W. SCHRIEL, 1929) une carte au 300.000e et des coupes sériées qui révèlent l'existence d'une «Scheitelungszone», zone de partage d'une grande importance, de part et d'autre de laquelle les structures divergent. Cette «Scheitelungszone» serait ainsi caractérisée par des plis anticlinaux et synclinaux très redressés, limités au Nord et au Sud par des écailles qui assurent la transition avec les «Südliche et Nördliche Vorzone» où les structures sont déversées respectivement vers le Sud et vers le Nord.

Cette «Scheitelungszone» n'est en fait, comme l'a souligné F. LOTZE (1959), qu'un vaste synclinal bien exprimé à l'Est du Massif, et qui, nous le verrons, évolue rapidement vers l'Ouest en des replis plus serrés. Aucune structure chevauchante de grande amplitude n'est visible dans le secteur oriental, et les chevauchements figurés par W. SCHRIEL ailleurs, dans le Massif, ne correspondent pas aux structures que j'ai pu observer.

Les études plus récentes n'intéressent que des secteurs généralement

peu étendus et n'apportent que des données le plus souvent incomplètes. Nous retiendrons ceux de:

- P. H. SAMPELAYO (1949) sur le centre du Massif; les coupes présentées entre autre par cet auteur sont essentiellement des schémas de position des niveaux minéralisés et rendent compte tout au plus du sens de déversement des structures, sans en préciser l'architecture réelle.
- R. AITKEN (1942) sur une partie de la bordure NW (entre Fresneda et Pradoluengo).
- F. LOTZE (1959) sur la tectonique de la partie orientale de la Sierra de la Demanda, aux structures beaucoup plus simples selon lui que celles imaginées par W. SCHRIEL.
- A. NAVARRO, E. TRIGUEROS et C. VILLALON (1960), auteurs de la feuille au 1/50.000° d'Anguiano.

METHODES D'ETUDE ET MODES DE REPRESENTATION

Cette étude m'a ainsi amené à établir la carte géologique de l'ensemble du Massif et de ses bordures, correspondant à une surface couvrant plusieurs feuilles au 1/50.000e du découpage espagnol.

Ces levés ont été effectués à l'échelle du 1/25.000e et du 1/15.000e, en utilisant le fond topographique en courbes et les photos aériennes. La carte au 1/100.000e jointe au mémoire est la réduction de la carte au 1/50.000e, établie directement d'après mes levés; elle sera le document de base pour la description des grandes structures, et permettra de situer les structures plus petites dans leur contexte géologique. Cette carte générale est accompagnée de cartes de détail à plus grande échelle, intéressant des secteurs plus complexes.

Des coupes partielles intéressant un secteur particulier, et des coupes sérieées réunies dans une seule planche, permettent de préciser les relations et l'évolution des grandes structures, je m'y référerais fréquemment dans la description des structures régionales.

Les structures de plus petites dimensions (méso et microstructures) seront décrites en détail à l'aide de photos prises sur le terrain ou au Laboratoire, chacune d'elles étant accompagnée d'un schéma explicatif. Les caractéristiques des éléments principaux de ces structures seront représentées sur des diagrammes (diagrammes de Wulff) réalisés à partir d'une projection stéréographique de l'hémisphère inférieur.

L'orientation et l'inclinaison des axes de plis mesurés ou calculés ont été reportées sur des diagrammes de Schmidt, qui, ayant la propriété de

conserver les surfaces, permettent d'évaluer le nombre d'axes par unité de surface, et de mettre clairement en évidence les orientations maximales.

Me référant aux ouvrages classiques de tectonique et d'analyse structurale de J. GOGUEL (1963), L. U. DE SITTER (1964), M. P. BILLINGS (1954), F. J. TURNER et L. E. WEISS (1963), E. S. HILLS (1963), E. H. T. WHITTEN (1966) et de P. COLLOMB (1960 et cours d'analyse structurale), je distinguerai aux différentes échelles de grandeur (méga-, méso-et microscopiques) trois types de structures:

- *Les structures plissées*, plis anticlinaux et synclinaux dont les caractéristiques peuvent être diverses selon qu'il s'agit de plis symétriques, dissymétriques, isopaques ou hétéropaques, cylindriques ou semblables, etc...
- *Les structures planaires*, correspondant aux schistosités, failles et diaclases, surfaces «S» s'ajoutant aux strates plissées.
- *Les structures linéaires*, correspondant à tout ce qui sur le terrain ou sur les roches se concrétise par des alignements, et parmi lesquelles je distinguerai les linéations par alignement de minéraux, les linéations dues au fractionnement d'un banc par étirement (boudinage) et les linéations d'intersection entre deux surfaces planaires.

Première partie

ETUDE STRUCTURALE DU MASSIF DE LA DEMANDA

Première partie

ETUDE STRUCTURALE DU MASSIF DE LA DEMANDA

Si, pour les raisons que je soulignais précédemment, on peut séparer le Massif de ses bordures, celui-ci n'en constitue pas pour autant un ensemble structural homogène. L'observation de la carte montre, en effet, qu'il peut être subdivisé en plusieurs unités:

- *La Sierra du San Lorenzo*, qui correspond aux parties centrales et orientales du Massif, limitée à l'Ouest, par la faille d'Alarcia, au Nord, par l'étroite bande de terrains secondaires allant d'Alarcia au Muelago, au Sud, par le synclinal de Canales, et à l'Est, par les formations triasiques du San Cristóbal.
- *La Sierra du San Millán*, séparée de la précédente par la faille d'Alarcia, limitée, à l'Ouest, par le système de failles NW-SE de Pineda, au Nord, par les formations plioquaternaires du plateau de Valdecarros, et au Sud, par la plaine de Monterrubio.
- *La Sierra du Mencilla*, dont les limites est et ouest correspondent aux dépressions de Pineda et de Tinieblas-Villamiel, et qui se prolonge vers le NW par l'Esculca dont elle est séparée par les formations secondaires de la dépression de Urrez-Matalindo, et se termine, au Sud, sous les formations secondaires de Huerta de Abajo.
- *La Sierra du Casajero*, dernier élément occidental, les formations paléozoïques disparaissant définitivement à l'Ouest, sous les terrains secondaires.
- *La Sierra du Neila*, enfin, séparée de la Demanda par le synclinal de Canales, petit massif paléozoïque qui disparaît très vite à l'Est et au Sud, sous les formations secondaires.

Les grandes structures, qu'elles soient plissées ou planaires, seront

tout d'abord décrites dans chacune des unités structurales où elles ont été observées, puis des corrélations entre celles-ci seront établies.

Les résultats de l'étude des petites structures, plus nombreuses au centre et à l'Ouest du massif qu'à l'Est, seront ensuite présentés, en insistant notamment sur leurs orientations, leur architecture et leurs relations géométriques, ce qui permettra d'établir une chronologie relative de leur mise en place.

Chapitre 1.—LES GRANDES STRUCTURES

- 1.1 La Sierra du San Lorenzo.**
- 1.2 La Sierra du San Millán.**
- 1.3 La Sierra du Mencia.**
- 1.4 La Sierra du Casajero.**
- 1.5 La Sierra du Neila.**
- 1.6 Corrélations entre les grandes unités structurales.**

Chapitre 1.—LES GRANDES STRUCTURES

1.1 LA SIERRA DU SAN LORENZO.

La Sierra du San Lorenzo, qui constitue la plus grande des cinq unités précédemment distinguées, se présente comme un massif d'environ 40 km. d'Est en Ouest et 20 du Nord au Sud. Le point culminant est le San Lorenzo (2.262 m) (cf. 1-15). De ce sommet partent plusieurs lignes de crêtes séparant et limitant les bassins des ríos Najerilla et Oja (cf. carte géologique au 1/100.000e). Pour des raisons de commodité d'exposé, je considérerai successivement les structures observées dans les secteurs orientaux, centraux et occidentaux, correspondant respectivement aux bassins des ríos Najerilla et Tobia, du río Oja et des ríos Tirón et Santa Cruz.

1.1.1 SECTEUR DES RIO NAJERILLA ET TOBIA.

Les limites de ce secteur sont les suivantes:

- Au Nord, la bordure secondaire allant du Muelago à San Millán de la Cogolla.
- A l'Est, la terminaison orientale du Massif.
- Au Sud, le synclinal de Canales.
- A l'Ouest, une ligne passant sensiblement par les ríos Calamantio et Cardenas.

Les grandes structures sont ici relativement simples (coupe 1 à 3, fig. 35) et remontant le cours du río Najerilla on traverse successivement du Nord vers le Sud:

- *L'anticlinal d'Anguiano*, orienté sensiblement ENE-WSW, qui, haché de failles dans le détail, apparaît à l'échelle de la carte bien individualisé.

Au centre, affleurent les schistes phylliteux d'Anguiano rapportés au Précambrien supérieur. Directement en contact avec la faille d'Anguiano au NE, ils disparaissent au SW sous les conglomérats quartzeux de la base du Cambrien. Ceux-ci, inclinés à 40° vers le Nord, à l'Ouest d'Anguiano, passent à l'horizontale, puis s'infléchissent et disparaissent eux-mêmes sous les grès de Puntón, en rive droite du Najerilla. Ce pli se relève ainsi brutalement vers le NE, alors qu'il est régulièrement incliné vers le SW, changement vraisemblablement en relation avec les systèmes de failles très nombreuses dans ce secteur.

- *Le synclinal du Najerilla* est une vaste structure orientée sensiblement Est-Ouest. Son flanc nord affleure largement selon un dispositif monoclinale qui se suit latéralement sur plusieurs kilomètres de l'Alto de la Agenzana à l'Est jusqu'aux Pancrudo à l'Ouest. Les pendages inclinés à 40° se redressent progressivement vers le Sud et les formations de l'Ordovicien inférieur (Od1), qui affleurent au coeur du pli, apparaissent dans les vallées des ríos Brieva et Najerilla affectées de replis décamétriques déversés vers le NW.

Le flanc sud présente également un dispositif monoclinale incliné tout d'abord entre 80 et 60°, puis à 45° vers le Nord, marquant ainsi une nette inflexion au Nord de Viniegra de Abajo.

Vers l'Ouest, en direction du río Calamantio, apparaissent des replis secondaires dont le nombre augmente rapidement à mesure que les lithofaciès deviennent progressivement moins gréseux. Cela est net dans la coupe de ce río (coupe 3) que l'on pourra comparer avec celle du río Najerilla levée plus à l'Est (coupe 2).

Contrairement à l'anticlinal d'Anguiano, le synclinal du Najerilla est relevé vers l'Ouest et les formations ordoviciennes qui affleurent à l'Est au coeur du pli, disparaissent ainsi progressivement selon cette direction.

Au NW de l'anticlinal d'Anguiano, la région comprise entre les ríos Cardenas et Najerilla, correspond au flanc nord de l'anticlinal largement développé dans les formations gréseuses et carbonatées du Cambrien inférieur. Les pendages des couches varient entre l'horizontale et 30°, et sont généralement inclinés vers le Sud. Dans le détail, on peut observer de nombreux replis décamétriques à centimétriques déversés vers le NW, et dont le nombre augmente vite à mesure que l'on va vers l'Ouest. J'ai pu, notamment, en voir dans les fines alternances situées stratigraphiquement

sous le niveau de dolomie, près des Pico Manzanar, du Valdeloshaces et du Fragosto. Entre le Manzanar et le Valdeloshaces, les formations cambriennes sont recouvertes, en discordance, par les conglomérats et grès rouges du Trias inclinés entre 25 et 45° vers le Nord.

Un intense réseau de failles recoupe l'ensemble des formations paléozoïques et secondaires. Ces failles se distribuent dans l'espace selon trois systèmes d'orientation différents :

- *Un système NW-SE*, dont la grande faille d'Anguiano, qui, près du village, assure la limite entre les terrains secondaires et le Massif de la Demanda. Ces failles ont des rejets essentiellement verticaux.
- *Un système sub-méridien*, failles verticales correspondant notamment à celles du Manzanar et de la Agenzana et dont les rejets sont à composante à la fois verticale et horizontale, les compartiments occidentaux étant généralement décalés vers le NW, par rapport aux compartiments orientaux (failles dextres).
- *Un système NE-SW*, failles légèrement inverses, à pendage sud, bien visibles dans le coeur du pli d'Anguiano, où elles se traduisent par un chevauchement des schistes phylliteux précambriens sur les conglomérats cambriens.

1.1.2 LE BASSIN DU RIO OJA (12-17, F. K.)

Il fait suite, vers l'Ouest, au secteur précédent. Sa limite est correspond aux lignes de crêtes qui séparent les bassins des ríos Oja, Cardenas et Najerilla et passent par le Minguiares, Chilizarrias, Cabeza Parda, San Lorenzo, Salineros et Pico Culillas.

Les formations secondaires du synclinal de Canales et de Pazuengos-Fresneda le limitent au Sud et au Nord. Sa limite ouest correspond aux hauteurs joignant le Torocuervo, el Otero et Dos Hermanas.

Un rapide coup d'oeil sur la carte montre que les structures sont ici plus complexes que dans le secteur précédent. Elles sont caractérisées dans la partie septentrionale, par un dispositif en écaillés bien développé en rive droite de la vallée du río Oja et au Sud, par une succession de replis dont le nombre augmente d'Est en Ouest en même temps que les structures se resserrent.

1.1.2.1 Les écaillés du río Oja.

Les formations du Cambrien inférieur et moyen sont ici, répétées tectoniquement plusieurs fois. (fig. 36).

1.1.2.1.1 Coupe I du río Oja au Chilizarrias.

Empruntant l'arroyo de Cillarrena depuis son confluent avec le río Oja et le remontant jusqu'au Chilizarrias, on observe successivement:

- Une structure anticlinoriale, déversée vers le NW, et dont le cœur, visible près des hameaux de San Juan et Cillarrena, est constituée par les schistes phylliteux satinés d'Anguiano. La charnière du pli, développée dans les conglomérats d'Anguiano, est affectée de replis secondaires déversés dans le même sens, et recoupés perpendiculairement à leur axe par l'arroyo de Cillarrena.

Le flanc nord affleure très peu, vite masqué par les formations secondaires de bordure; il est visible néanmoins entre le río Oja et Cillarrena où les grès grossiers du Puntón et la dolomie de San Antón sont inclinés à 10° vers le NW. Son flanc sud couvre une large surface au Sud de Cillarrena, où les conglomérats de base du Cambrien et les grès grossiers qui leur font suite sont inclinés entre 10 et 20° vers le SE.

- La superposition de plusieurs écaillés, chacune d'elles étant constituée de grès grossiers (grès du Puntón), de fines alternances schisto-gréseuses et carbonatées (schistes de San Antón), de dolomie massive (dolomie de San Antón), surmontée parfois par des calcschistes et des schistes et grès verts (calcschistes d'Azarulla et schistes du Gatón), ces différentes assises se succédant selon l'ordre stratigraphique normal.

Des failles plates, faiblement inclinées vers le SE assurent le contact entre les écaillés; elles apparaissent, soit à la base des conglomérats d'Anguiano, à la limite entre ces derniers et les schistes phylliteux sous-jacents, soit dans les fines alternances des schistes de San Antón.

De nombreux replis décamétriques à centimétriques s'observent dans ces fines alternances; ils sont déversés ou couchés vers le NW et ont sensiblement la même orientation que l'anticlinorium de Cillarrena (NNE-SSW).

Ces structures sont recoupées par d'autres failles, failles verticales ou légèrement inverses, se distribuant selon deux systèmes d'orientation différente, NW-SE et NE-SW, ce dernier étant le plus nettement individualisé.

1.1.2.1.2 Coupe II, d'Urdanta à la Cabeza Parda.

Cette coupe a été levée en rive droite de l'arroyo d'Urdanta, depuis le village jusqu'au sommet de la Cabeza Parda. Au Nord et au Sud d'Urdanta,

les structures se présentent selon un dispositif monoclinale développé dans les grès de Puntón, les schistes et la dolomie de San Antón, inclinés entre 30 et 60° vers le SE.

Le niveau dolomitique se répète ainsi plusieurs fois, il n'affleure pas dans le lit du río, mais apparaît sur les hauteurs où il est chevauché par les grès et les schistes du Puntón et de San Antón. Ce dispositif en écaillés est ainsi réalisé par l'intermédiaire de failles plates à pendages sud, plus inclinées cependant que celles de la coupe précédente.

Remontant en direction du vaste cirque qui ferme au Sud la vallée, on peut noter un changement dans le pendage des couches de 45° SE à 70° SE, ce qui, en rive gauche du río Urdanta, se traduit par la réapparition des conglomérats de la base du Cambrien.

Ce pli est suivi par d'autres, déversés comme lui vers le NW et intéressent les formations du Cambrien inférieur et moyen. Le San Lorenzo est précisément édifié dans l'un d'eux, individualisé dans les grès massifs de Viniegra qui constituent les falaises de la face nord.

Les replis méridionaux chevauchent vers le NW les structures plus septentrionales par l'intermédiaire de failles plates de même type que celle observées dans la basse vallée, les chevauchements étant cependant d'une ampleur moindre.

Ces structures sont recoupées par deux systèmes de failles: le premier correspond à des failles NE-SW, failles verticales ou légèrement inverses. Le second à des failles verticales à rejet latéral dextre, les compartiments occidentaux étant ainsi décalés vers le NW, par rapport aux compartiments orientaux. Plusieurs failles de ce type ont été observées, notamment celle de l'arroyo Urdanta, que l'on peut suivre en rive droite du río, depuis le col séparant le San Lorenzo de la Cabeza Parda, jusqu'aux abords d'Urdanta.

1.1.2.1.3 Coupe III et IV, du río Oja au San Lorenzo.

Ces deux coupes tiennent compte d'observations effectuées entre les arroyos Urdanta et Usaya. On peut, du NW vers le SE, les subdiviser en trois parties:

- Le premier tiers montre un système d'écaillés de même type que le précédent, qui, dans la coupe III, apparaît développé dans des niveaux allant des grès grossiers du Puntón aux grès de Viniegra, alors que, dans la coupe IV, seuls sont intéressés les niveaux carbonatés et les formations schisto-gréseuses sub-ordonnés. Dans chacune des unités ainsi délimitées, les séries se succèdent dans

l'ordre normal de superposition, les contacts anormaux s'effectuant au niveau des alternances schisto-carbonatées de San Antón, soit immédiatement, soit à quelques mètres sous la masse dolomitique principale.

- Le partie médiane correspond à un *anticlinal complexe*, prolongement latéral de l'anticlinal à coeur de conglomérats de la coupe II qui, tout d'abord, franchement déversé vers le NW, se redresse progressivement en allant vers le SW.

Ce pli individualisé en rive droite de l'arroyo Usaya, dans les niveaux carbonatés de San Antón, apparaît assez complexe. Il s'agit, en fait d'un anticlinorium affecté dans sa partie médiane par un repli synclinal très serré, l'ensemble étant recoupé par des failles verticales dont on peut voir la trace sur la photo I de la planche IV. Il chevauche vers le NW les écailles précédentes par l'intermédiaire d'une faille inverse très redressée, et est pareillement chevauché par des replis plus méridionaux. Son flanc sud montre, au-delà de la cote 1780, de nombreux replis décimétriques à centimétriques déversés vers le NW et individualisés dans les alternances schisto-dolomitiques de San Antón (photos 2 à 4, pl. IV).

- La troisième partie de ces coupes intéresse des *replis souples* individualisés dans les schistes verts et les grès quartzites du Cambrien moyen, replis dont les charnières sont généralement conservées. Ils sont accompagnés de structures de détail (plis centimétriques, schistosité et linéation) de même orientation.

1.1.2.1.4 Coupe V de San Antón à Posadas.

Les structures monoclinales sont, ici, seules visibles. Elles intéressent les niveaux carbonatés, les schistes et les grès du Cambrien moyen, qui se succèdent selon l'ordre stratigraphique normal, se répètent ainsi sept fois de suite de San Antón au Sud de Posadas.

Aucun dispositif inverse n'a été observé, et les seules charnières, mis à part celle du pli anticlinal du Sud de Posadas, sont celles de plis mineurs (Photo 6, Pl. IV).

A l'Ouest du río Oja, entre San Antón et Posadas, ces écailles se suivent sur quelques centaines de mètres, dans les niveaux carbonatés et schisto-gréseux du Cambrien moyen. Elles disparaissent ensuite sous les alternances du Cambrien supérieur, dans lesquelles je n'ai observé que des replis hectométriques déversés vers le NW et des lentilles de quartz de plusieurs décimètres de long disposées dans des plans sensiblement parallèles à la stratification. Ces lentilles semblent ainsi

jalonner des surfaces de chevauchement, que l'absence de niveau-repère aussi fidèle que la dolomie de San Antón ne permet pas de mettre en évidence de façon plus précise.

Au Nord de San Antón, en rive gauche du río Oja, seuls affleurent des grès. Depuis le río, jusqu'à mi-pente environ, il s'agit de grès grossiers du Cambrien inférieur, auxquels font suite des schistes, des grès verts et des alternances du Cambrien moyen et supérieur.

Il est étonnant de constater l'absence des niveaux carbonatés qui, normalement, devraient être intercalés entre ces deux ensembles détritiques, d'autant qu'ils affleurent à San Antón et à quelques kilomètres plus au Nord, à proximité d'Ezcaray. Ceci, et le fait que les formations gréseuses supérieures présentent au contact des grès inférieurs des variations de pendages très nombreuses (notamment sous la cote 1370 au NW de San Antón), ainsi que l'existence de lentilles de quartz de même habitus que celles du flanc est du Torocuervo, suggère de placer entre les deux un contact anormal. Celui-ci, incontestable au NW de San Antón où l'on voit nettement les schistes et grès verts du Cambrien moyen chevaucher la dolomie puis les grès grossiers du Cambrien inférieur, est plus douteux sous El Hombre.

A proximité des formations secondaires de la bordure nord, les formations cambriennes, jusque là inclinées vers le SE (sauf dans les zones de charnières précédemment décrites), passent brusquement à l'horizontale, puis s'infléchissent vers le NW. Ce fait général entre Ezcaray et Fresneda, est dû au jeu du système de failles ENE-WSW, que j'analyserais plus en détail à propos de la tectonique de ce secteur de la bordure nord de la Demanda.

Ainsi les structures observées dans le secteur du río Oja présentent une évolution du NE vers le SW caractérisée par:

- Un relèvement d'axe vers le NE, où affleurent les formations les plus anciennes.
- Un changement dans l'inclinaison des couches dont les pendages sub-horizontaux ou inclinés entre 10 et 20° au SE au Nord du Chilizarrias, passent à 45° près du San Lorenzo, et à 80° SE à Posadas.
- Des charnières mieux individualisées au SW, les plis, de type proche des plis couchés passant à des plis déversés puis à des plis droits.
- Un changement dans l'inclinaison des plans axiaux des plis et des plans de failles de chevauchement qui se redressent du NE vers le SW et se courbent.
- Un écaillage qui s'accroît selon cette direction en même temps que les structures se resserrent (les largeurs d'affleurement mesu-

rées perpendiculairement aux axes passant de 7 à 4 km), et que l'amplitude des chevauchements augmente de quelques centaines de mètres à environ 2 km à l'Ouest de San Antón. (Amplitude visible, ce qui suppose, compte tenu des conditions d'observation, une amplitude réelle légèrement supérieure.)

Notons, enfin, que les surfaces de chevauchement sont généralement développées dans les niveaux carbonatés, au-dessus ou le plus souvent au-dessous de la dolomie de San Antón et qu'elles sont sensiblement parallèles aux plans axiaux des replis qu'elles affectent. Phénomène très certainement en liaison avec l'incompétence mécanique existant entre la dolomie massive, d'une part, et les alternances schisto-carbonatées et gréseuses de l'autre.

1.1.2.2 Les replis méridionaux.

Les crêtes qui ceignent au Sud et assurent la limite géographique entre la dépression de Canales et le bassin du río Oja, sont généralement couvertes de forêts de hêtres, en face nord et d'éboulis, en face sud. Les vallées creusées par les nombreux río et arroyo qui en descendent, sont néanmoins suffisamment profondes pour permettre des observations. On peut ainsi constater que le synclinal du río Najerilla évolue rapidement vers l'Ouest, et qu'à l'ample structure très caractéristique de la partie sud-orientale du Massif, fait place une suite de replis déversés vers le NW, qui, localement, se chevauchent l'un l'autre dans cette même direction. Bien que le style soit moins cassant que celui des écaillés du río Oja, la tectonique de ce secteur rappelle cependant celle observée plus au Nord. C'est ainsi que l'on retrouve:

- Un resserrement progressif des structures de l'Est vers l'Ouest.
- Des chevauchements dont l'amplitude est de quelques centaines de mètres, et qui s'effectuent principalement dans les niveaux supérieurs de la série des alternances du Cambrien supérieur et dans les schistes verts du río Gatón, situés immédiatement sous les grès massifs de Viniegra.

J'ai noté cependant que le style devient de plus en plus souple, à mesure que l'on va vers l'Ouest. Or, on se souvient que la lithologie des formations du Cambrien supérieur change selon cette direction, passant des grès quartzites en bancs métriques à des alternances schisto-gréseuses plus finement stratifiées.

Par suite, cette évolution de style tectonique ne saurait surprendre

et le changement de la lithologie pourrait, seul, suffire à l'expliquer. Nous verrons cependant, qu'il faut également envisager d'autres facteurs notamment le resserrement des structures observé aussi bien dans ce secteur que plus au Nord.

1.1.3 LE SECTEUR RIO TIRON-SANTA CRUZ.

Ce secteur fait suite, vers l'Ouest, aux écaillés du río Oja. Il est limité:

- A l'Est, par les crêtes allant du Torocuervo à l'Otero (12-H-1).
- Au Sud, par les crêtes allant de l'Otero à la Cabeza Aguiléz (9-1).
- A l'Ouest, par la faille d'Alarcia.
- Et, au Nord, par les formations secondaires de la bordure nord du Massif, allant de Valganon à Alarcia.

Si la tectonique de la bordure nord de ce secteur apparaît dans le détail assez complexe, notamment entre Pradoluengo et Alarcia, celle des terrains paléozoïques, situés au Sud, est relativement simple. Les grandes structures apparaissent nettement sur la carte, et semblent moins complexes que celles du río Oja. Elles sont accompagnées de nombreux replis, structure planaires et linéaires visibles à l'affleurement et au microscope, qui témoignent néanmoins d'une tectonique polyphasée assez intense.

Seules affleurent dans ce secteur les formations du Cambrien moyen et supérieur. Le niveau de dolomie (dolomie de San Antón), précieux niveau-repère, disparaît en effet définitivement sous les grès du Cambrien moyen à l'Ouest du río Oja, si bien que la cartographie de ce secteur est moins aisée que celle des secteurs plus orientaux.

Du Nord vers le Sud, on peut distinguer trois grandes unités structurales (cf. parties nord des coupes 6 et 7, fig. 35):

- L'anticlinal Tirón-Santa Cruz.
- Le synclinorium Torocuervo-Remendia.
- L'anticlinorium Campos Blancos-Cabeza Aguiléz.

1.1.3.1 L'anticlinal Tirón-Santa Cruz.

Dans les vallées des río Tirón et Santa Cruz, les formations schisto-gréseuses du Cambrien moyen et supérieur, ont des pendages qui, en allant vers le Sud, passent de 5 à 10° Nord à l'horizontale, puis de 5 à 40° Sud. Le mouvement anticlinal résultant apparaît nettement dans les

deux vallées, notamment dans celle de Santa Cruz. En rive gauche du río Tirón, à mi-pente environ des hauteurs qui le dominent à l'Ouest, on peut observer des lentilles de quartz de plusieurs mètres de long, sensiblement parallèles à la stratification.

Ces lentilles de quartz semblent jalonner une surface de contact anormal qui, inclinée à environ 10° vers le Sud, recoupe le río près de son confluent avec le barranco de Montelaszarras.

D'autres lentilles sont également visibles en rive gauche et sur les hauteurs qui ferment la vallée au Sud; isolées au sein des grès, elles n'ont pas l'importance de celles du río Tirón, mais, comme elles, apparaissent dans des zones très tectonisées.

1.1.3.2 Le synclinorium Torocuervo-Remendía.

Les alternances schisto-gréseuses du Cambrien supérieur qui font suite à l'anticlinal Tirón-Santa Cruz, participent à une vaste structure synclinoriale déversée vers le NW que l'on peut suivre du Torocuervo à l'Ouest de la Remendía.

Les pendages sont ici toujours inclinés vers le SE, mais à des degrés divers. De nombreux replis secondaires sont en effet visibles dans l'ensemble de cette structure, amenant ainsi la répétition d'un même niveau en série normale et inverse, les charnières des plis étant parfois conservées (cf. coupe de la rive gauche du barranco de Montelaszarras, et secteur Ouest du Campo Blanco).

1.1.3.3 L'anticlinorium Campo Blanco-Cabeza Aguiléz.

Les crêtes qui dominent au Sud les vallées des río Tirón et Santa Cruz sont individualisées dans les grès massifs du Cambrien moyen (coupes 6 et 7), et les dépressions qu'elles surplombent dans les schistes verts sous-jacents. Cette réapparition du Cambrien moyen est le témoin d'un mouvement anticlinorial de même style que le précédent et comme lui, déversé vers le NW.

Les mauvaises conditions d'affleurement (forêts en face nord) ne permettent pas de préciser davantage l'ordonnance des structures. J'ai observé cependant de nombreuses structures de détail (plis et schistosités) dont les caractéristiques sont en fait, les éléments les plus utiles pour mettre en évidence le style et la chronologie de la tectonique de ce secteur.

1.2 LA SIERRA DE SAN MILLAN.

Le San Millán (2.151 m), deuxième sommet de la Demanda, est situé dans le prolongement des crêtes méridionales qui limitent, au Sud, le secteur précédent depuis le Campos Blancos jusqu'à la Cabeza Aguiléz. Cette ligne de crêtes ne se poursuit pas vers l'Ouest, mais oblique vers le NW, en direction du Trigaza, d'où les reliefs descendent en pente douce vers la vallée du río Arlanzón, Villorobe et Alarcia, et en pente très raide vers la vallée de Santa Cruz, passant en un peu plus de 1 kilomètre de 2.000 à 1.000 mètres. Par suite, les reliefs du San Millán et du Trigaza sont bien individualisés et se détachent dans la morphologie par rapport aux secteurs plus orientaux.

Ils constituent le premier élément d'une vaste ensemble de trois panneaux orientés NW-SE, par lesquels le Massif de la Demanda disparaît par paliers successifs sous les formations secondaires et tertiaires. Chacun d'eux est ainsi relevé au NE et incliné au SW, et est limité par deux systèmes de failles NW-SE et NE-SW dont le tracé apparaît nettement sur la carte géologique.

Les limites géographiques et géologiques de la Sierra de San Millán sont:

- Au Nord, les formations plioquaternaires du plateau de Valdecarros.
- Au NE, la faille d'Alarcia.
- A l'Ouest, les failles NW-SE de la dépression de Pineda.
- Au SE et au Sud, la haute vallée du río Pedroso, au Nord de Barbado de Herreros, et la dépression allant de ce village à Canales.

Les grandes structures visibles sur la carte géologique comprennent:

- Les systèmes de failles NW-SE et NE-SW, failles verticales dont certaines se suivent sur plusieurs kilomètres.
- Les grandes structures plissées.

1.2.1 LES GRANDES STRUCTURES PLISSEES.

Les couches sont, le plus souvent, orientées sensiblement Est-Ouest et inclinées vers le Sud, et sont très fréquemment affectées de replis décimétriques à centimétriques déversés ou couchés vers le NW. Du NW vers le SE, l'ensemble s'organise selon quatre grands plis:

- L'anticlinorium de Villorobe.
- Le synclinorium du barrage de l'Arlanzón.
- L'anticlinorium de San Millán.
- Le synclinorium de Casa de la Sierra.

1.2.1.1 L'anticlinorium de Villorobe.

On ne voit de ce pli que le flanc sud et la zone charnière, son flanc nord étant recouvert et masqué par les formations récentes du plateau de Valdecarros.

De Villorobe au barrage de l'Arlanzón, on recoupe, empruntant la route qui suit le río Arlanzón, les formations schisto-gréseuses du Cambrien supérieur, inclinées entre 20 et 60° vers le Sud et affectées de nombreux replis diversement orientés selon les endroits (coupe Fig. 9a et partie nord de la coupe n.º 9, fig. 35). D'une façon générale, les pendages se redressent à mesure que l'on va vers le Sud et à proximité du barrage, les couches ne sont plus replissées mais se disposent selon une structure monoclinale inclinée à 60° vers le SE.

Latéralement, on retrouve les différents éléments de ce pli dans les petits barranco, à l'Est de l'Arlanzón, alors qu'ils sont masqués par des cultures sur les hauteurs. Dans le détail, ce pli apparaît plus complexe que ne l'indique la carte géologique; il est affecté notamment de replis secondaires et recoupés par de nombreuses failles.

1.2.1.2 Le synclinorium du barrage de l'Arlanzón.

Son flanc nord est largement développé à l'Est du río Arlanzón où il est individualisé dans les grès et les alternances gréso-schisteuses des formations de l'Arlanzón (Ordovicien inférieur), selon un dispositif monoclinale inclinée à 60° vers le SE, que l'on peut suivre jusqu'aux abords de la faille d'Alarcia. Aucun repli secondaire n'affecte ces belles dalles de grès en série normales; seul un intense réseau de failles bien visibles sur les photos aériennes, les recoupe sans en perturber grandement l'ordonnance. Le pli, masqué au niveau du río Arlanzón par les formations carbonifères, réapparaît plus à l'Ouest.

Le flanc sud, développé dans les alternances du Cambrien supérieur est affecté de nombreux replis (fig. 9a, partie sud de la coupe 1 et coupe 9, fig. 35), replis que l'on retrouve dans les divers barranco situés plus à l'Ouest et en face nord du Trigaza. D'une façon générale, les pendages

sont ici plus redressés qu'ils ne l'étaient auparavant et atteignent souvent la verticale.

1.2.1.3 L'anticlinorium de San Millán.

Il prolonge vers l'Ouest celui du Campos Blancos-Cabeza Aguiluz. Son flanc nord est affecté de replis alors que son flanc sud est en structure monoclinale au Sud du Zarzabala (coupe 8), mais très replissé au niveau du río Arlanzón (coupe 9). Le sommet du San Millán est précisément individualisé dans la zone charnière du pli où les quartzites en bancs métriques du Cambrien supérieur dominent les schistes du Cambrien moyen. En face nord du San Millán, on peut observer, dans les reliefs abrupts d'où émergent des falaises verticales de grès, des replis décamétriques généralement déversés vers le NW et orientés de la même façon que ce pli.

Son flanc sud affleure largement au Sud du San Millán, où il constitue des pentes régulièrement inclinées dans cette direction. On peut observer également quelques replis, mais en nombre moindre.

1.2.1.4 Le synclinorium de Casa de la Sierra.

Cette structure est plus complexe que la précédente (coupes de la fig. 10 a et coupes 7 et 8, fig. 35). Les replis y sont très nombreux, et elle apparaît dans le détail, affectée de très nombreuses failles NW-SE, orientées parallèlement à celle de la dépression de Pineda.

Situé dans le prolongement du synclinal méridional du Najerilla (cf. carte au 1/100.000e), ce synclinorium va se rétrécissant vers l'Ouest, en perdant ainsi progressivement son individualité. Dans la partie nord du río Pedroso, affleurent les conglomérats de la base de l'Ordovicien qui constituent le coeur d'un des nombreux replis synclinaux; ce sont d'ailleurs les derniers affleurements de cette formation au Sud du Massif de la Demanda.

Au Sud, à proximité de la faille E-W qui assure le contact entre le Paléozoïque antécarbonifère et les formations secondaires du synclinal de Canales, les couches se redressent fortement et sont hachées de failles (coupes 7 et 8). La plupart de ces failles affectent également les formations carbonifères et secondaires, elles ne sont donc pas synchrones des plis sur lesquels ces formations reposent en discordance. Leur orientation est, pour certaines, oblique par rapport à celle des plis, mais pour d'autres, analogue, notamment celle de Riocabado-Barbadillo de Herreros

et ses satellites plus septentrionaux. On peut voir là un phénomène d'héritage entre les structures anciennes et les plus récentes, phénomène dont je parlerai plus longuement dans le chapitre d'interprétation.

Les formations carbonifères de la dépression de Pineda-Villasur sont également plissées, selon une structure synclinale dissymétrique orientée NW-SE parallèlement au système de failles qui limitent, à l'Ouest, les Sierra de San Millán et du Mencilla. Mais cette tectonique est en relation avec celle de la terminaison occidentale du Massif, qui sera traitée en détail dans le chapitre consacré à la tectonique des bordures.

Au Nord de Barbadillo de Herreros et au Sud du Puerto Manquillo affleurent les formations carbonatées du Cambrien inférieur. Cette réapparition des niveaux inférieurs du Cambrien est le témoin d'un mouvement anticlinal plus accentué que les précédents, jusqu'alors développé uniquement dans les niveaux moyens et supérieurs. Cette structure anticlinoriale est masquée, au Sud de Barbadillo de Herreros, par les formations secondaires de la dépression de Canales, mais elle affleure largement plus à l'Ouest, entre Riocabado et Barbadillo de Herreros et dans la partie méridionale des Sierra de Mencilla et du Casajero.

1.2.2 LES FAILLES.

Elles ont déjà été évoquées dans les descriptions précédentes et le seront de nouveau dans le paragraphe consacré aux réseaux de fractures, visibles dans le Massif et sa couverture. C'est pourquoi je ne ferai que souligner une nouvelle fois leur importance régionale (certaines, comme celles de la dépression de Pineda se suivent sur plus de 40 km du NW au SE) et les composantes de leurs rejets.

- Les *failles NW-SE* sont des failles verticales dont les rejets apparents sont ici essentiellement verticaux, les compartiments orientaux étant abaissés par rapport aux compartiments occidentaux, ce qui se traduit dans la morphologie par des reliefs plus abrupts à l'Est qu'à l'Ouest.
- Les *failles NE-SW* sont, également, des failles verticales à rejets verticaux de sens variables, les compartiments septentrionaux étant soit relevés, soit abaissés. Elles sont moins importantes que les précédents, mais s'observent dans l'ensemble de ce secteur.
- Les *failles E-W* sont surtout développées dans la partie sud, en bordure de la dépression de Canales.

1.3 LA SIERRA DU MENCILLA.

La Sierra du Mencilla, orientée NW-SE, se suit selon cette direction sur plus de 25 kilomètres, depuis Barbadillo del Pez-Huerta de Arriba, jusqu'à la dépression d'Urrez-Matalindo.

Sur la carte géologique, elle apparaît bien délimitée entre les failles NW-SE de la dépression de Pineda à l'Est, celles de la dépression de Villamiel-Tinieblas à l'Ouest, et les failles NE-SW de la dépression de Matalindo-Urrez au Nord, sa limite sud correspondant aux affleurements triasiques de Barbadillo del Pez-Huerta de Arriba.

Le Mencilla (1.929 m) en constitue le point culminant; il domine d'environ 1.000 mètres la dépression de Pineda, alors qu'à l'Ouest les reliefs descendent en pente plus douce vers la dépression de Tinieblas.

La dissymétrie des reliefs est, ici, encore plus marquée qu'elle ne l'était pour la Sierra du San Millán, elle est due au jeu des failles NW-SE de son flanc Est qui délimitent des panneaux relevés à l'Est et abaissés à l'Ouest.

De part et d'autre du Mencilla, on peut distinguer deux ensembles:

- Un ensemble méridional constitué essentiellement par les grès grossiers du Cambrien inférieur, dont les niveaux de base affleurent assez largement à proximité de Barbadillo del Pez.
- Un ensemble septentrional composé des alternances grésoschisteuses du Cambrien moyen et supérieur et par les grès massifs de l'Ordovicien inférieur.

L'Esculca, sommet situé à l'Est de San Adrián de Juarros, est édifié dans les formations du Cambrien supérieur et représente ainsi un petit massif satellite totalement entouré de terrains plus récents, et séparé de la Sierra du Mencilla par les formations carbonifères et secondaires de la dépression de Urrez-Matalindo.

Les formations antécarbonifères sont, dans la partie septentrionale, partiellement masquées par les formations carbonifères et triasiques, alors qu'elles affleurent plus largement au Sud.

1.3.1 LES STRUCTURES PLISSEES.

Deux grandes unités structurales apparaissent nettement sur la carte géologique:

- Le synclinorium Palazuelos-Arlanzón, au Nord.
- L'anticlinorium du Sud du Mencilla, au Sud.

Entre les deux, la présence de formations plus récentes, de placages d'éboulis en face ouest et de forêts en face est, ne permettent pas de distinguer d'autres unités dans un secteur où seules affleurent les alternances du Cambrien moyen et supérieur.

1.3.1.1 Le synclinorium Palazuelos-Arlanzón.

Le cœur de cette première unité structurale est constitué par les grès quartzites de l'Ordovicien inférieur. Orienté NE-SW, il représente la prolongement vers l'Ouest du synclinorium du barrage de l'Arlanzón.

Les bancs de grès à Lingulides qui dominent à l'Est le village de Matalindo (1-3) sont inclinés entre 30 et 45° vers le SE; ils se suivent en direction du NW sur quelques kilomètres, puis, masqués par les formations carbonifères d'Urrez, ils réapparaissent ensuite de façon plus épisodique entre l'arroyo de Urrez et le río Arlanzón. En succession normale, ils constituent ainsi le flanc nord du synclinorium de l'Arlanzón, dont le flanc sud, recoupé par des failles NE-SW, est moins nettement individualisé.

1.3.1.2 L'anticlinorium du Sud du Mencilla.

Au Sud d'une ligne passant par le Puerto Manquillo et Tinieblas, affleurent les séries détritiques du Cambrien inférieur dont les niveaux grossiers à passées conglomératiques de la base sont répétés tectoniquement plusieurs fois. Cette vaste structure d'architecture assez complexe est représentée dans la partie sud des coupes 7, 8 et 9.

La réapparition des séries de base au sein de formations plus récentes s'effectue à la faveur de plis anticlinaux en genou déversés vers le NW. Trois plis anticlinaux se succèdent ainsi du Nord au Sud depuis les hauteurs qui dominent à l'Ouest le Puerto Manquillo jusqu'à Barbadillo del Pez. Les flancs nord des anticlinaux sont généralement très redressés, parfois verticaux comme celui du pli de Barbadillo del Pez (cf. extrême Sud de la coupe 8). Les flancs sud, plus largement développés et faisant reliefs dans la morphologie, chevauchent vers le Sud, par l'intermédiaire de failles plates, les synclinaux qui les précèdent (cf. parties sud des coupes 7 et 8).

Les chevauchements n'ont pas l'ampleur de ceux des écailles du

río Oja précédemment décrites; ils peuvent cependant dépasser la centaine de mètres, tel celui visible au Nord de Barbadillo del Pez (L-9). Au Nord de ce village, le río Pedroso, entaillant assez profondément les formations cambriennes, permet d'observer notamment le chevauchement des grès de base du Cambrien, par dessus les niveaux dolomitiques qui apparaissent ainsi en fenêtre.

Partant du lit du río et remontant vers les hauteurs qui le dominent de part et d'autre, on observe successivement:

- La dolomie de la partie supérieure du Cambrien inférieur en bancs décimétriques légèrement ondulés.
- Les schistes verts de la base du Cambrien moyen, très froissés et broyés.
- Les grès grossiers à passées conglomératiques en bancs métriques dont les pendages, tout d'abord sub-horizontaux, s'inclinent progressivement vers le Nord, puis s'infléchissent brusquement pour devenir verticaux, l'ensemble dessinant un pli anticlinal en genou déversé vers le NW.

La superposition des grès grossiers de la base du Cambrien au-dessus des schistes verts du Cambrien moyen, intensément froissés au contact, révèle l'existence d'un contact anormal dû au chevauchement des grès grossiers vers le Sud. Ce contact anormal, recoupé par des failles verticales NW-SE, se suit néanmoins vers le SE en direction de Huerta de Abajo, puis disparaît sous les formations triasiques.

Cette opposition entre le sens du déversement des plis et celui des chevauchements, très caractéristique dans ce secteur, apparaît difficilement explicable. Néanmoins, risquant une interprétation, on peut envisager qu'elle résulte de deux phases tectoniques successives.

Lors de la première phase, se seraient mis en place les plis anticlinaux étroits et serrés, plis en genou déversés vers le NW, séparés par des synclinaux plus larges. Ces structures, lors d'une seconde phase, auraient rejoué, avec notamment resserrement des synclinaux contre les anticlinaux, entraînant une rupture des charnières anticlinales, selon des modalités dont les dispositifs résultant rappellent, par certains aspects, le style «éjectif» mis en évidence dans les Baronnies.

Dans la zone comprise entre l'anticlinorium du Sud du Mencilla et le synclinorium Palazuelos-Arlanzón, je n'ai observé que des replis anticlinaux et synclinaux d'échelle hectométrique, replis généralement déversés vers le NW ou plus rarement à plans axiaux verticaux.

1.4 LA SIERRA DU CASAJERO.

Située à l'extrême ouest de la Demanda, la Sierra du Casajero est caractérisée par l'envoyage des formations paléozoïques sous les terrains secondaires, soit par l'intermédiaire de failles NW-SE, soit normalement, les formations triasiques reposant en discordances stratigraphiques sur les terrains paléozoïques. Elle est séparée de la Sierra du Mencilla par la dépression de Tinieblas, et est limitée, à l'Est, par les grandes failles NW-SE. Son extrémité nord est recoupée par des failles NE-SW qui se poursuivent en direction dans la Sierra du Mencilla.

1.4.1 LES STRUCTURES PLISSEES.

Les seules structures bien exprimées sont des plis anticlinaux en genou ou coffrés, visibles dans la partie méridionale, au Sud du Casajero (1452). Trois anticlinaux, orientés sensiblement Est-Ouest, se succèdent ainsi du Nord au Sud:

- L'anticlinal de l'Ouest de Tinieblas (K-4).
- L'anticlinal du río San Martín (K-5).
- L'anticlinal de l'Est de San Millán de Lara (L-6).

Ces trois plis sont individualisés dans les grès grossiers de la base du Cambrien (Cb1a-b) dont le coeur est constitué par les niveaux de base. Il s'agit de plis en genou parfois de plis coffrés déversés vers le Nord et dont le flanc nord est généralement vertical (partie sud de la coupe 9). Les charnières sont conservées, notamment celle du pli du río San Martín qui apparaît bien individualisée au SW du hameau d'Iglésiapinta.

1.4.2 LES GRANDES FAILLES.

Les deux systèmes de failles NW-SE et NE-SW, déjà observés précédemment, se retrouvent ici. Celles d'orientation NW-SE assurent les limites de la Sierra, les autres, orientées NE-SW, ne sont visibles que dans la partie septentrionale. Les unes et les autres sont des failles verticales à rejets essentiellement verticaux.

1.5 LA SIERRA DE NEILA.

La Sierra de Neila est un petit massif satellite orienté parallèlement au Massif principal de la Demanda, dont il est séparé par les formations

secondaires du synclinal de Canales. Ce petit massif, dont les points culminants sont le Cerezales (1.863 m) et le Caste (1.776 m), s'ennoie normalement à l'Est et au Sud, sous les formations secondaires, et est limité à l'Ouest par la faille Neila-Huerta de Abajo, prolongement vers le Sud des grandes failles NW-SE de la partie occidentale de la Demanda.

L'ensemble des formations cambriennes y affleurent depuis les niveaux détritiques grossiers de la base jusqu'aux alternances grés-schisteuses du Cambrien supérieur, où elles participent à une vaste structure anticlinoriale, recoupée perpendiculairement à son axe par les río de Brieva, Urbión et Portillo.

Plus à l'Ouest, les structures se relèvent et seules affleurent les formations détritiques du Cambrien inférieur. L'étude détaillée de la partie orientale, la plus intéressante du point de vue structural, a été réalisée par Th. des Vallières dans le cadre d'un DES (TH. DES VALLIERES, D. E. S., Paris, 1972).

N'ayant effectué que quelques courses dans ce secteur —la plupart en compagnie de Th. des Vallières— je n'en présenterais ici que les grandes lignes.

1.5.1 LES GRANDES LIGNES STRUCTURALES.

L'élément essentiel de la partie médiane et orientale de la Sierra de Neila est constitué par une vaste structure anticlinoriale dont le coeur, individualisé dans les niveaux de base du Cambrien, est visible dans les río de Brieva, Urbión et Portillo. Cette structure, représentée dans les parties sud des coupes 2, 3 et 4, apparaît comme un anticlinorium à grand rayon de courbure orienté sensiblement Est-Ouest, dont le flanc sud chevauche vers le Nord. Le chevauchement est nettement visible dans la vallée du río Urbión au Sud de Viniegra de Abajo, où les grès grossiers à passées conglomératiques de la base du Cambrien, inclinés à 40° vers le Sud, chevauchent les schistes verts du Cambrien moyen et les niveaux carbonatés du Cambrien moyen et inférieur. Le chevauchement principal est accompagné par d'autres d'ampleur moindre, l'ensemble étant recoupé par un intense réseau de failles Est-Ouest (partie sud de la coupe 3) se traduisant par la répétition du niveau dolomitique, dont les bancs peuvent être soit verticaux, soit horizontaux, soit replissés.

La voûte anticlinale est de ce fait très perturbée, néanmoins le changement de pendage apparaît nettement, les couches régulièrement inclinées au Sud, dans la partie méridionale, sont inclinées au Nord, près de Viniegra de Abajo, de la même façon que celles du flanc sud du synclinal du Najerilla, auxquelles elles se rattachent.

1.6 CORRELATIONS ENTRE LES GRANDES UNITES STRUCTURALES.

Dans l'ensemble du Massif de la Demanda, deux grandes structures synclinales apparaissent bien individualisées, le synclinal du Najerilla au SE, et le synclinal Palazuelos-Arlanzón au NW.

Au Nord du synclinal du Najerilla, que l'on suit depuis le San Cristóbal à l'Est, jusqu'à la Casa de la Sierra dans la vallée du río Pedroso, les formations cambriennes sont affectées de replis d'ampleur et de style différents, si bien que les corrélations sont assez difficiles à établir; on peut, néanmoins, distinguer:

- *L'anticlinal d'Anguiano*, bien individualisé au Sud du village, et qui se poursuit vers l'Ouest par le San Lorenzo, l'Otero et le San Millán.
- *Le synclinorium du río Oja*, qui, à l'Est, prend naissance à partir d'une zone sub-tabulaire, et se poursuit, vers l'Ouest, par les replis isoclinaux du Torocuervo et de la Remendia; le synclinal de Palazuelos-Arlanzón, bien individualisé à l'Ouest de la faille d'Alarcia, semble être situé dans son prolongement.
- *L'anticlinorium de San Juan*, qui apparaît près de ce village, se poursuit vers l'Ouest, et l'on doit lui rattacher le mouvement anticlinal observé dans les vallées des río Tirón, Santa Cruz et Arlanzón, au Sud de Villorobe.
- *L'anticlinorium du río Urbión*, élément principal de la Sierra de Neila, doit se poursuivre vers l'Ouest, sous le synclinal à matériel secondaire de Canales, comme le suggère la réapparition, au Sud des Sierra du Mencilla et du Casajero, des formations de base du Cambrien.

Ces grandes unités n'ont pas toutes les mêmes caractéristiques, et celles-ci évoluent latéralement et perpendiculairement à leur allongement, comme le révèlent les coupes sériées menées à travers l'ensemble du Massif de la Demanda (fig. 35).

1.6.1 L'ANTICLINORIUM DU RIO URBION.

Ce pli, masqué dans sa partie médiane par les formations secondaires du synclinal de Canales, présente à ses deux extrémités un style différent:

- A l'Est, il s'agit d'une structure unique, qui, bien que recoupée par un intense réseau de failles, apparaît néanmoins relativement simple, les structures chevauchantes visibles dans le flanc sud ayant une amplitude assez réduite.
- A l'Ouest, plusieurs replis déversés vers le Nord se succèdent du Sud au Nord, dans la partie méridionale des Sierra du Mencilla et du Casajero. La partie sud des coupes 7 à 9 montre une structure anticlinoriale, dont les plis élémentaires sont nombreux, de type en genou ou coffré, et dont les flancs sud chevauchent, vers le Sud, les synclinaux qui les séparent.

Les structures de détail, absentes dans les assises gréseuses de la base du Cambrien, sont visible dans les schistes et les fines alternances qui les surmontent, en rive droite du río Valdoreas, au Sud de Riocabado (L-9), et au Sud des sommets du Mencilla et du Casajero.

1.6.2 LE SYNCLINAL DU NAJERILLA.

Ce pli, que l'on suit sans discontinuité sur plus de trente kilomètres du San Cristóbal à l'Est, à la Casa de la Sierra à l'Ouest, est l'élément structural le mieux individualisé du Massif.

Il est légèrement dissymétrique dans le secteur du Najerilla où il apparaît déversé vers le NW. Les grès massifs de l'Ordovicien inférieur qui en constituent le coeur, ne sont, ici, affectés que par quelques replis de même style (partie sud des coupes 1, 2 et 3).

A mesure que l'on va vers l'Ouest, les replis secondaires deviennent plus nombreux en même temps qu'ils se déversent et se couchent même vers le NW (coupes 4 à 7). Ainsi, à l'ample synclinal succède un synclinorium plus complexe, dont le coeur est individualisé dans des alternances gréso-schisteuses du Cambrien supérieur. Or, on se souvient que ces formations ont des lithofaciès qui évoluent vers des séries plus pélitiques d'Est en Ouest, soit dans le même sens que l'évolution latérale des structures, l'une et l'autre apparaissant ainsi étroitement liées.

Les structures mineures sont, mise à part une schistosité S1 (schistosité le plus souvent de fracture), absentes dans la partie orientale, mais apparaissent à l'Ouest du Pico Culillas, et sont d'autant plus nombreuses que le pli évolue vers un style plus souple. Leur orientation est identique à celle du pli principal dont elles représentent les éléments secondaires, plis d'entraînement liés au plissement de roches incompetentes.

1.6.3 L'ANTICLINAL D'ANGUIANO-SAN MILLAN.

Au Nord du synclinal du Najerilla et au Sud du village, ce pli, dont on ne voit que le flanc sud et la voûte anticlinale, montre en son coeur les schistes phylliteux attribuables au Précambrien. Il se poursuit, vers l'Ouest, par la zone monoclinale du Pancrudo inclinée à 20° vers le SE, puis par une zone de replis individualisés dans les formations du Cambrien moyen et de la base du Cambrien supérieur, et passe ensuite sensiblement par le San Lorenzo (coupe 3), le Salineros (coupe 4), le Nord du Portillo Necutiu (coupe 5), de l'Otero (coupe 6), du Zarzabala (coupe 7) et le Sud du Trigaza (coupe 8).

Au-delà, il se perd, sous les formations carbonifères et triasiques de la partie occidentale de la Demanda.

Dans sa partie orientale, là où le rayon de courbure est le plus grand, ce pli n'est accompagné par aucune structure plissée de plus petite dimension. La schistosité y est sensiblement parallèle à la stratification, et les replis que l'on peut voir sont plus récents car ils la déforment. A mesure que l'on va vers l'Ouest, les replis secondaires apparaissent; de même orientation que le pli principal, ils représentent des plis d'entraînement analogues à ceux observés dans la partie occidentale du synclinal du Najerilla.

1.6.4 LES ECAILLES DU RIO OJA ET LE SYNCLINAL DU RIO ARLANZON.

Les structures observées, au Nord de l'anticlinal d'Anguiano, sont de style si différent qu'il peut paraître hasardeux de tenter des corrélations.

De l'Est vers l'Ouest, on passe en effet:

- D'une zone sub-tabulaire ou monoclinale, correspondant aux affleurements situés au Nord des Pancrudo, dans le secteur des pico Manzanar et de los Randos (coupes 1 et 2), où les formations du Cambrien inférieur et moyen sont uniquement affectées de replis métriques déversés le NW, sans qu'aucune autre structure se dégage,
- A la zone des écailles du río Oja, qui débute à l'Ouest du río Cárdenas par des replis de même type que ceux de la zone précédente. Ils se succèdent tout d'abord normalement, puis, très vite, se superposent plusieurs fois selon un dispositif en écailles bien exprimé en rive droite du río Oja (coupes 3 à 5). Le niveau dolomitique de

Mansilla et de San Antón est ainsi répété 7 fois par l'intermédiaire de failles plates inclinées entre 20 et 80° vers le Sud. Les plis nombreux dans ce secteur, sont orientés entre N 60 et N 90, et déversés ou couchés vers le NW.

- A une zone où, entre le Torocuervo et la Remendia, les plis individualisés dans les alternances gréso-schisteuses du Cambrien supérieur se succèdent, sans chevauchement d'envergure.
- Et enfin, au synclinal Palazuelos-Arlanzón, qui, bien que décalé vers le Nord, à l'Ouest de la faille d'Alarcia, semble néanmoins situé dans le prolongement des structures précédentes.

Cet ensemble structural, qui débute par une zone sub-tabulaire et se poursuit par un synclinorium, est caractérisé par:

- Un resserrement des structures d'Est en Ouest.
- Un changement dans l'orientation des plis passant de N 60 à 80 E dans la partie orientale, à N 90 à 100 au centre et N 80 à l'Ouest.
- Un écaillage visible dans les niveaux inférieurs en rive droite du río Oja, et qui s'atténue dans les niveaux plus élevés pour passer, en rive gauche du río, à un système de plis déversés vers le NW.

1.6.5 L'ANTICLINORIUM SAN JUAN-VILLOROBE.

Cet anticlinorium, dont on ne voit que le flanc sud et une partie de la voûte, représente le dernier pli visible avant les formations secondaires de la bordure nord de la Demanda. L'important réseau de failles, qui affecte cette région, en perturbe notablement l'ordonnance; néanmoins, il me paraît vraisemblable de rattacher à une même structure les anticlinaux de San Juan, des río Tirón et de Santa Cruz et celui de Villorobe, bien qu'ils ne soient pas situés exactement dans le prolongement l'un de l'autre. Son orientation N 70° devient sensiblement Est-Ouest au centre et à l'Ouest.

Chapitre 2.—LES MESO ET MICROSTRUCTURES

- 2.1 La Sierra du San Lorenzo.**
- 2.2 La Sierra du San Millán.**
- 2.3 La Sierra du Mencia.**
- 2.4 Corrélations entre les meso et microstructures.**

Chapitre 2.—LES MESO ET MICROSTRUCTURES

Parmi les méso et microstructures observées dans les différentes unités structurales qui composent le massif de la Demanda, on distinguera:

- Les structures plissées.
- Les structures planaires.
- Les structures linéaires.

2.1 LA SIERRA DU SAN LORENZO.

2.1.1 SECTEUR DES RIO NAJERILLA ET TOBIA.

Ces petites structures ont été observées en plusieurs localités, notamment dans les schistes phylliteux d'Anguiano en rive droite du río Najerilla, dans les fines alternances du flanc nord de l'anticlinal d'Anguiano au Nord du Monasterio de Valvanera, et dans le flanc sud du synclinal du Najerilla.

2.1.1.1 Les méso-et microstructures des schistes phylliteux d'Anguiano.

2.1.1.1.1 Les structures plissées.

Plis concentriques.—Dont les axes sont orientés entre N 10 et N 20 E, généralement *isopaques*, d'échelle millimétrique à centimétrique, plis en genou, plis déversés et couchés, l'ensemble ayant parfois une allure dysharmonique (cf. plis B. N 10 à N 15, fig. 37).

Ces plis déforment:

- La stratification soulignée par des petites strates parfois lenticulaires, de silt fin de couleur claire alternant avec des lits argilo-phylliteux sombres.
- Et des lentilles de quartz mésogranulaire disposés, le plus souvent, parallèlement au litage stratigraphique.

Plis en chevron.—Déversés vers le NNW, dont l'axe subhorizontal est orienté N 80 E et qui déforment les plis précédents (cf. B. N 80, fig. 37).

2.1.1.1.2 Les structures planaires.

Elles sont nombreuses et de plusieurs types, et comprennent:

- Des schistosités.
- Des kink-bands.
- Des failles.

Les schistosités.—Selon l'ordre chronologique de leur apparition, on peut distinguer:

- *Une schistosité S1, schistosité de flux*, matérialisée par des petites baguettes de phyllites secondaires disposées le plus souvent parallèlement à la stratification.
- *Une schistosité S2, schistosité fruste de fracture*, plus espacée que la précédente, caractérisée par un resserrement des phyllites primaires et secondaires autour des microlentilles dont elles soulignent ainsi les contours; ici encore elle est sensiblement parallèle à la stratification.
- *Une schistosité S3, schistosité de crénulation*, développée dans les lits argilo-phylliteux, qui se traduit par une déformation des phyllites primaires et secondaires selon des plans obliques sur la stratification (cf. fig. 37, 1 a).

Les kink-bands.—Les différentes schistosités précédentes et la stratification sont déformées par des petits plis anguleux d'un type particulier correspondant aux kink-bands des auteurs anglo-saxons, caractérisés par une rotation brusque des plans de schistosité entre deux plans généralement distants de 1 à 2 centimètres.

Ces kink-bands sont plus ou moins continus et, le plus souvent, assez espacés les uns des autres; parfois, ils se traduisent uniquement par une légère inflexion des plans de stratification et de schistosité. Dans les schistes d'Anguiano, ils sont surtout développés dans les lits argilo-phylliteux, auxquels correspondent des plis en chevrons dans les strates silteuses (cf. les plis 80, fig. 37, 2 a et c). Les plans qui limitent ces kink-bands sont orientés N 80 E et inclinés entre 60 et 80° vers le Sud.

Au microscope, certains kink-bands sont uniquement matérialisés par les petits plis sans limites latérales, rappelant les kinks du type «Ségrégation kink-bands» de DEWEY (DEWEY, 1965, dans Cl. LECORRE, 1969).

Les failles.—Il ne s'agit ici que des petites fractures, d'échelle méso-et micrométriques, qui comprennent plusieurs types, d'orientation et d'inclinaisons variables.

- *Failles inverses*, orientées soit N-S et inclinées entre 80 et 45° à l'Ouest ou à l'Est, et qui traduisent un rejeu des plis B. N 10 ayant ainsi évolué en plis faillés (cf. Les failles F1 de la figure 37); soit NE-SW (cf. F2, fig. 37).
- *Failles normales*, orientées N 75-80 E, qui recoupent toutes les structures antérieures (cf. les failles F3 de la figure 37).

2.1.1.1.3 Les structures lenticulaires.

En plus des lentilles silteuses et gréseuses d'origine sédimentaire, on peut observer dans ces roches des lentilles de quartz d'origine secondaire, qui apparaissent allongées selon les plans de la schistosité S1, très peu inclinés ou confondus avec la stratification.

Il s'agit de *lentilles de quartz d'exsudation*, qui, au microscope, apparaissent composées de quartz mésogranulaire à contours géométriques, dont la texture tranche nettement sur la texture microgranulaire des lentilles et des strates silteuses sédimentaires.

Ces lentilles, pour la plupart visibles à l'oeil nu, semblent légèrement plus récentes que les *structures microlenticulaires* développées à partir des éléments détritiques des roches, et auxquels participent du quartz et des phyllites secondaires.

2.1.1.1.4 Les structures linéaires.

A la surface des roches correspondant aux plans S et S1, le plus souvent confondus, on peut observer plusieurs types de linéations:

- Une *linéation de crénulation* correspondant aux petits plis de la schistosité S1, entre les plans de la schistosité de crénulation S3.
- Une *linéation d'intersection*, intersection de S3 avec S et S1, orientée N 15 E.
- Des *linéations* correspondant à des stries de glissement visibles à la surface de S et S1, et orientées N 105 et N 170 E selon qu'elles sont liées aux plis B. N 10 ou B. N 80.

2.1.1.2 Les mésostructures du flanc nord de l'anticlinal d'Anguiano.

Au Nord du Monasterio de Valvanera, les schistes et niveaux carbonatés de la formation des schistes de San Antón, sont affectés de replis centimétriques à décimétriques déversés vers le NW.

Il s'agit de plis concentriques orientés N 45 E dont l'axe est relevé vers le NE et ceci d'autant plus que l'on s'approche de la faille d'Anguiano. Une schistosité de plan axial est généralement développée, son intersection avec la stratification se traduit par une linéation orientée sensiblement dans la même direction que l'axe de ces replis. Ces plis doivent être interprétés comme des *plis d'entraînement* (dragfolds des auteurs anglo-saxons) développés dans des niveaux d'alternances régulièrement stratifiées en strates peu épaisses, matériel peu compétent par rapport aux puissantes assises des grès grossiers sous-jacents et à la dolomie massive qui les surmonte.

2.1.1.3 Les méso-et microstructures du synclinal du Najerilla.

Le coeur du synclinal est affecté de replis décimétriques déversés vers l'WNW, replis secondaires dysharmoniques, manifestement liés à la mise en place de cette importante unité structurale.

Les alternances régulièrement stratifiées des formations du río Gatón et du Najerilla, sont recoupées par une schistosité de pendage plus fort ou plus faible que celui des strates selon que l'on se trouve sur le flanc nord ou sud du pli.

Des lames minces taillées perpendiculairement aux plans de stratification et de schistosité montrent :

- Une *schistosité S1* (schistosité de fracture) matérialisée par des limets limoniteux discontinus chargés de granules opaques, disposés parallèlement les uns aux autres, contre lesquels les micas détritiques et les phyllites secondaires authigènes sont déformés.

L'allure de ces déformations, caractérisée par une déviation des extrémités des micas, sont les témoins de mouvements de cisaillement effectués le long des plans S1.

Les schistes à nodules carbonatés de Mansilla, constitués par une alternance de lits carbonatés et silto-argileux, sont recoupés par une schistosité de pendage plus fort que celui des strates. Cette schistosité S1 apparaît au microscope matérialisée par des limets limoniteux discontinus analogues aux précédents, développés dans les lits argillo-phylliteux qui entourent les nodules carbonatés. J'ai déjà décrit les relations entre ces nodules carbonatés et les lits argillo-phylliteux, où l'on peut voir une indentation des limets limoniteux S1 et des plages de carbonates en cristaux mésogranulaires. La recristallisation des carbonates et la mise en place de S1, semblent contemporaines, les premiers se disposant préférentiellement dans les plans de schistosité.

- Une *schistosité de crénulation* caractérisée par un resserrement et le plissement des limets limoniteux S2 selon les plans très redressés par rapport à S et S1. Cette schistosité S2 n'apparaît que très épisodiquement dans ce secteur, et uniquement dans les lits argillo-phylliteux de la partie supérieure des séquences. Elle semble liée à des mouvements tardifs, contemporains de la mise en place de failles inverses analogues aux failles F2, précédemment observées dans les schistes phylliteux d'Anguiano, son orientation est en effet la même N 80, et elle n'apparaît uniquement dans les roches situées à proximité de ces failles.

2.1.2 LE BASSIN DU RIO OJA.

2.1.2.1 Les structures plissées.

Elles ont été observées à divers niveaux stratigraphiques, mais dans des formations constituées le plus souvent par des alternances régulièrement stratifiées en bancs d'épaisseur centimétrique à décimétrique : alternances schisto-gréseuses du Cambrien inférieur de la face nord du Chilizarrias, alternances schisto-carbonatées de l'arroyo Usaya, alternances schisto-gréseuses du Cambrien moyen et supérieur des crêtes méridionales. Les bancs massifs ne sont généralement pas affectés par de tels replis, une exception cependant pour la dolomie de San Antón, dans laquelle j'ai pu observer dans la falaise à proximité du village (Pl. IV, photo 6) des plis isoclinaux déversés vers le NW.

Plusieurs types de plis ont été reconnus:

Plis concentriques isopaques.—Ces plis qui peuvent être déversés ou couchés, isoclinaux ou dissymétriques, sont visibles dans les alternances infra et supra-dolomitiques du secteur du río Oja. On en observe notamment au Nord de la crête San Lorenzo-Chilizarrías, en rive gauche de l'arroyo de Usaya et sur la crête qui le sépare de l'arroyo Urdanta, légèrement au Sud du point 1780 (photos 2 à 4, planche IV). Ils sont développés dans des bancs gréseux ou carbonatés de quelques centimètres d'épaisseur, alternant avec des niveaux pélitiques très schistosés.

Plis semblables.—Ils sont moins nombreux que les précédents, et sont généralement développés dans les charnières des plis métriques et visibles dans les très fines alternances.

Plis en accordéon.—Ils sont généralement développés dans les alternances infradolomitiques; le plus bel exemple reconstruit, est localisé au Nord de la ligne de crête Cabeza Parda-Chilizarrías.

Plis intrafoliaux.—Ces plis sont visibles dans les fines alternances, et, notamment, les calcschistes d'Azarulla de la rive gauche de l'arroyo Usaya (planche V, photos 2, 4 et 5). J'ai en effet observé dans ces niveaux des replis d'échelle centimétrique, déversés vers le NW, et développés dans des lits carbonatés de faible épaisseur, séparés de lits plus épais non replissés, par de minces lits pélitiques. Leur forme est variable; il peut s'agir de plis étroits et serrés (photos 2 et 4), séparant des zones non replissées, ou de simples petits crochons (photo 5), à peine dessinés dans des strates lenticulaires, admettant la schistosité S1, comme plan axial.

Ces replis sont généralement localisés dans les flancs normaux de plis décimétriques déversés vers le NW, dont les flancs inverses plus courts, ont des pendages plus forts que ceux de la schistosité S1 (photo 3, planche IV).

Plis en chevron.—Moins nombreux que les précédents, ces plis ont été observés dans les schistes verts du Cambrien moyen de l'arroyo Usaya (photo 7, planche IV), où ils apparaissent liés à des kink-bands, orientés N 110 E et inclinés entre 60 et 80°, vers le Nord. Leur orientation et leur déversement sont différents de ceux des structures précédentes, qu'ils recoupent et déforment, leur mise en place est par suite plus récente.

2.1.2.2 Les structures planaires.

Elles sont de plusieurs types, certaines semblent liées aux structures plissées précédentes, d'autres leur sont visiblement postérieures. Ainsi,

en plus, des plans de stratification dont les caractéristiques ont été précisées à propos des structures plissées auxquelles ils participent, ces structures planaires se composent:

Schistosité S1.—Sensiblement plan axial des replis précédents. Elle se présente sous divers aspects selon qu'elle affecte des lits pélitiques gréseux ou carbonatés:

- Dans les lits pélitiques, elle est très serrée (photos 3 et 4, planche IV), et apparaît, au microscope, jalonnée par des phyllites néoformées. Elle correspond ainsi à la «schistosité de flux» de Fourmarier.
- Dans des lits gréseux ou carbonatés, elle est plus grossière et matérialisée par des plans plus ou moins régulièrement espacés, diversement inclinés et disposés en éventail (photos 3 et 5, planche IV). Au passage d'un lit pélitique à un lit gréseux ou carbonaté, les plans de schistosité sont réfractés (photo 3, planche IV).

En plus de la réfraction, ces plans S1 sont parfois déformés par une autre schistosité plus fruste, schistosité de fracture S2 (photo 4, planche IV), ou sont simplement courbés.

L'étude pétrographique a montré que la mise en place de cette schistosité s'est accompagnée de recristallisations orientées de phyllites et de quartz, et d'une expulsion du fer des biotites détritiques selon les plans S1.

Au microscope, la schistosité S1 est soulignée par l'alignement de phyllites secondaires; les surfaces S2, par des limets limoniteux discontinus qui apparaissent comme des surfaces de cisaillement, parfois obliques sur S1, ou le plus souvent parallèles. Il semble alors qu'il s'agisse du rejeu des surfaces S1, lors de contraintes tangentielles ultérieures, qui se traduisent notamment par une déformation en «S» des minéraux secondaires (micas en grandes baguettes et minéraux opaques sub-auto-morphes) plaqués sur les microstructures orientées.

Schistosité S2.—Cette deuxième schistosité correspond, ici, à des plans de glissement cisailant, parallèles ou légèrement obliques par rapport à S1. Ils sont analogues, mais à une échelle plus petite, aux plans de chevauchements déjà observés dans les structures mégamétriques. Ils se traduisent par une déformations des plans S1 et des strates. Leur mise en place apparaît contemporaine de déplacements tangentiels de même sens que le déversement des structures plissées.

Parfois, S2 et S1 sont confondues, les plans S2 sont cependant moins nombreux et plus espacés que les plans S1.

Les autres surfaces S.—Ces surfaces recoupent les structures précédentes. On peut les rattacher à deux systèmes de failles:

- L'un orienté NE-SW (N 75 E) correspond à des failles le plus souvent inverses, inclinées de façon variable vers le Sud.
- L'autre orienté N 150 E correspond à des failles normales dextres généralement subverticales. Certaines, telles des diaclases, ne présentent aucun rejet, mais débitent seulement les strates en plusieurs fragments.

Les kink-bands.—Ils ne sont visibles que dans les schistes finement stratifiés, notamment ceux du Cambrien moyen faisant immédiatement suite aux niveaux carbonatés de San Antón. Ils se disposent selon deux systèmes d'orientation et de pendage différents (photo 7, planche IV):

- Le premier N 110 E, est incliné entre 60 et 80° vers le Nord, et se traduit par des plis en chevron déversés vers le SW.
- Le second, moins nettement exprimé, est orienté N 90 E et subvertical, et semble postérieur au précédent qu'il recoupe.

2.1.2.3 Les structures linéaires.

La plupart des structures linéaires observées sont des *linéations d'intersection* entre les diverses surfaces planaires:

- Intersection de la stratification S et de la schistosité S1.
- Intersection des diverses schistosités entre elles.

Les linéations d'intersection entre S1 et S sont orientées parallèlement aux axes des plis et, lorsque la lithologie s'y prête, l'intersection de la schistosité et de la stratification débite les roches en «*mullions ou meneaux*» allongés selon l'axe des plis. Ces «*mullions*» sont de taille variable et ont des sections rectangulaires ou losangiques selon l'épaisseur relative des strates par rapport à l'intervalle séparant deux plans de schistosité.

Un autre type de linéation correspond à des phénomènes de *boudinage* affectant certains lits gréseux, qui en coupe, apparaissent ainsi fragmentés en plusieurs boudins dont les extrémités sont étirées, chacun des boudins étant réuni aux suivants par des «*septa*» plus ou moins bien individualisés. Ces boudins s'observent sur les flancs des plis, notamment dans les alternances infradolomitiques du Cambrien inférieur qui affleurent

immédiatement au Sud d'Ezcaray, près du vieux pont de pierre en rive droite du río Oja.

2.1.2.4 Remarques sur la mobilité de flux de carbonates.

M. CLIN (M. CLIN, Thèse 1959, p. 193) a observé dans les roches carbonatées du Paléozoïque de la zone Axiale des Pyrénées, que la stratification originelle était fortement perturbée, par suite de la migration des carbonates. Ce phénomène correspond, selon lui, à une mobilité particulière de ces roches, «*mobilité de flux*» dont l'origine serait «*purement dynamique, sans intervention de phénomènes de métamorphisme*». Or, j'ai précisément observé dans les alternances schisto-carbonatés d'Azarulla, en rive droite de l'arroyo Usaya, des faits qui rappellent assez ceux décrits par M. CLIN.

Dans ces alternances replissées, ici, en accordéon (planche V, photos 1 et 3), la stratification des lits carbonatés est notablement perturbée, par suite de la migration des carbonates dans les plans S1.

Les strates sont ainsi fragmentées en nodules et lentilles dont les extrémités effilées sont allongées selon S1, et dont l'aspect est assez semblable à celui des lentilles liées à des replis intrafoliaux (photos 2 et 4, planche V). Aucune charnière n'est ici cependant visible; il n'y a pas eu plissement, mais déplacement des éléments carbonatés du plan de stratification dans les plans de schistosité. Ce phénomène, bien développé dans les alternances schisto-calcaires où les strates carbonatées ont une épaisseur sensiblement égale à celle des lits pélitiques, et d'autant mieux exprimé que l'angle entre la stratification et la schistosité est plus fort, c'est-à-dire dans les zones charnières des plis. Les éléments détritiques des strates gréseuses pareillement schistosées et débitées en mullions, ne présentent pas de telles figures de migration. Ainsi, ce phénomène semble, comme le soulignait M. CLIN, très caractéristique des carbonates.

2.1.3 LE SECTEUR RIO TIRON SANTA CRUZ

2.1.3.1 Les structures plissées.

Parmi les nombreux replis observés dans ce secteur, on peut considérer deux ensembles:

- Un *premier* correspond à des *plis d'entraînement* couchés et déversés vers le NW. Il s'agit de plis le plus souvent concentriques

et isopaques (Pl. IV, photo 5), orientés entre N 50 et 75 E, dont les axes sont généralement subhorizontaux ou inclinés entre 20 et 5° vers le SW ou le NE. Je les ai étudiés en plusieurs points, et notamment:

- Au Nord du *Campo Blanco* où les axes sont orientés N 45 et inclinés entre 15 et 3° vers le SW et 5° vers le NE.
- Au confluent des ríos *Tirón* et *Montelacelada* (au Sud du contact entre les formations carbonifères de Fresneda et le Cambrien), où les plis sont uniformément orientés N 50 et inclinés à 5° vers le NE.
- Au confluent des ríos *Tirón* et *Montelaszarras*, où les plis sont orientés N 60 E et inclinés de 5 à 35° vers le NW ou le NE.
- En rive droite du *barranco Montelacelada*, à mi-pente environ entre le lit du río et le Torocuervo, où les plis sont orientés N 75 E et inclinés entre 5 et 20° vers le SW.

L'orientation de ces structures apparaît ainsi assez constante, et identique à celle des plis de plus grande ampleur auxquels elles sont liées.

- Le *second ensemble* correspond à des *plis en chevron* liés à une *schistosité de crénulation* et à des *kink-bands*. Ces plis sont visibles à la loupe et surtout au microscope, où l'on peut noter qu'ils affectent la stratification et les schistosités S1 et S2.

2.1.3.2 Les structures planaires.

Elles sont également très nombreuses et comprennent, en plus des plans de stratification:

2.1.3.2.1. Des schistosités:

- *Une schistosité S1*.—De pendage sud incliné de façon variable selon la position de l'échantillon par rapport aux flancs du pli. Elle correspond, dans les lits pélitiques, à des plans très nombreux et serrés, qui se réfractent et s'espacent dans les lits gréseux. Au microscope, elle se traduit par la présence de très nombreuses paillettes de phyllites, concentrées selon des plans parallèles.
- *Une schistosité S2*.—Moins nettement exprimée que S1. Elle est soulignée en lame mince par des limets limoniteux discontinus, jalonnés parfois de lentilles de quartz mésogranulaire. Dans la plu-

part des roches observées, elle est généralement subparallèle à S1, ou confondue avec elle.

- *Une schistosité S3*.—Schistosité de *crénulation* orientée N 110 et inclinée 80° Sud. Elle est visible dans les roches pélitiques, et est particulièrement bien exprimée à proximité du Torocuervo (fig. 38). Dans l'échantillon figuré, on peut voir qu'elle se traduit dans un plan perpendiculaire à S et S1, par des plans discontinus légèrement ondulés, inclinés à 80° vers le Sud, et dans des plans parallèles à S et S1, par une linéation l_3 linéation d'intersection des plans S1 et S3. Cette schistosité déforme la schistosité S1 et la stratification selon des plis en chevron, ou une simple flexure, déversés vers le Sud.

2.1.3.2.2. Des kink-bands.

- U_1 , *premier système de «kink-bands»* (k_1 , fig. 38) orienté N 100 et le plus souvent vertical, qui déforme toutes les structures précédentes.
- Un *deuxième système de «kink-bands»* (k_2 , fig. 38) orienté N 30 et incliné à 45° vers le Sud, qui déforme également toutes les structures précédemment citées.

2.1.3.3 Les structures linéaires.

Il y a deux types de linéations: des linéations d'intersection entre les différentes structures planaires, et une linéation qui correspond à l'alignement de minéraux (fig. 38).

- Linéation l_1 , intersection de la schistosité S1 avec la stratification orientée selon l'axe des plis.
- Linéation l_2 , intersection de la schistosité S3 avec S1, et orientée N 100.
- Linéation l_4 et l_5 , correspondant à l'intersection des deux systèmes des «kink-bands» avec la schistosité S1.
- *La linéation l*.—Elle correspond à un alignement de minéraux secondaires (minéraux opaques titanés pour la plupart) dont l'alignement apparaît nettement à la surface des plans S1 (fig. 38). Une lame mince taillée perpendiculairement aux plans S et S1 et parallèlement à «l» (b, fig. 38) montre que ces minéraux sont soit obliques ou parallèles à l'allongement des microlentilles, et qu'ils recoupent les

plans S et S1. De plus, ceux qui parmi eux sont situés à proximité des plans S3, sont déplacés et légèrement déformés. Leur mise en place apparaît ainsi antérieure à la schistosité de crénulation, mais postérieure à la schistosité S1.

2.2 LA SIERRA DU SAN MILLAN.

Les méso et microstructures sont ici particulièrement nombreuses et bien exprimées.

2.2.1 LES STRUCTURES PLISSEES.

Elles sont de types et d'orientations variables. Les plis les plus fréquemment observés sont des plis déversés ou parfois couchés vers le NW, plis le plus souvent isopaques, d'échelle métrique à centimétrique, qui apparaissent comme des plis d'entraînement liés à des structures plissées de plus grande ampleur. Localement ces plis sont replissés par d'autres plis orientés différemment, et généralement accompagnés d'une schistosité de crénulation qui déforme la schistosité S1, selon des petits plis de chevron. J'ai pu observer, enfin, d'autres plis en chevron liés à des «kink-bands» et dont la mise en place est plus récente que celle des structures précédentes.

Ces différentes structures ne sont pas toujours présentes, et ont des orientations qui varient selon les secteurs. C'est pourquoi elles seront étudiées par secteur géographique comprenant successivement:

- Le secteur du Trigaza.
- L'Est de Villasur.
- Le SE de Villorobe.
- Le secteur du río Arlanzón.
- Le secteur du río Pedroso.

2.2.1.1 Le secteur du Trigaza.

Ce secteur s'étend depuis Alarcia jusqu'au San Millán, avec un maximum d'observations effectuées au Nord et au Sud du Trigaza (G. H.-8).

Deux systèmes de plis ont été observés:

- Un *premier système*, orienté entre N 50 et 105 avec des axes inclinés vers l'ENE ou l'WSW de 5 à 40°. Ces plis, observés en plu-

sieurs localités sont accompagnés d'une schistosité S1 dont l'intersection avec la stratification se traduit par une linéation L1, orientée parallèlement à l'axe des plis. L'éventail relevé dans l'orientation des axes (entre N 50 et N 105, soit sur près de 60°), peut surprendre, néanmoins, il s'agit bien d'un seul et même système de plis, orientés différemment selon les endroits, avec des maxima nettement marqués cependant pour la dirección E-W.

Les plis appartenant à ce système sont, le plus souvent, des plis isopaques concentriques déversés ou plus rarement couchés. Dans les très fines alternances affleurant à proximité du nouveau refuge (point 1.666), j'ai pu observer des replis intrafoliaux de formes sigmoïdes allongés selon la schistosité S1 et représentés uniquement par leur flanc normal. La stratification est ici difficilement discernable, d'autant que plusieurs schistosités sont développées.

- Un *deuxième système*, orienté entre N 115 et N 165, déforme les structures liées au système précédent, et se traduit par des replis déversés vers le NE, accompagnés d'une *schistosité de crénulation* qui déforme la schistosité S1 selon des petits plis en chevron (fig. 39). Ces plis ne sont pas toujours présents, ils n'ont été observés qu'en trois localités. Les plis orientés N 165, observés dans des grès affleurant à proximité de la Tenada Encinera, à un kilomètre au Sud d'Alarcia, ont une orientation qui apparaît légèrement différente.

2.2.1.2 A l'Est de Villasur.

Les axes de plis, observés et mesurés dans des grès, sont tous orientés N 115 et inclinés à 10° vers le SE.

2.2.1.3 Au SE de Villorobe.

De part et d'autre de l'arroyo Hierro (G-6), j'ai relevé et calculé plusieurs directions et inclinaisons d'axes, qui tous sont orientés entre N 20 et N 65, et inclinés entre 5 et 55° vers le SW, ou plus rarement de 5° vers le NE. Cette différence dans l'inclinaison des axes, assez sensible ici, traduit en rejeu des structures en liaison avec la mise en place du deuxième système de plis. On notera que les axes se distribuent sur un grand cercle dont l'axe est orienté N 130 et incliné à 10° vers le SE.

2.2.1.4 Le río Arlanzón.

- Entre Villorobe et le barrage de l'Arlanzón les axes de plis se répartissent selon trois directions différentes:
- Une direction E-W, relevée en deux endroits à proximité des points K2 et K5 de la route Villorobe-Pineda.
- Une autre N 115 et N 150.
- La troisième, entre N 20 et N 35.

Le plus souvent, une seule direction a été observée. Il faut noter cependant la coexistence, dans une même localité, de deux ou trois directions. Il en est ainsi dans des grès situés à proximité du point K4, où j'ai pu relever deux directions de plis:

- Une première correspondant à des plis orientés entre N 20 et N 30, et dont les axes sont inclinés vers le SW, entre 40 et 50°.
- Une seconde, orientée entre N 115 et N 150, et dont les axes sont inclinés entre 15 et 30°, vers le SE, et qui déforme les structures précédentes.

Il y a donc, en ce point, juxtaposition de deux systèmes de plis d'âge différent. Le premier correspond à des plis déversés vers le NW et orientés N 20 et N 30°, le second, à des plis déversés vers le NE, et orientés entre N 115 et N 150.

2.2.1.4.1 Entre le barrage de l'Arlanzón et Pineda.

Les plis sont tous orientés sensiblement Est-Ouest, mais diversement inclinés entre 15 et 60° vers l'Ouest ou entre 10 et 40° Est. Il s'agit d'un même système de plis qui a été repris par une phase postérieure, ce qui se traduit par une distribution des axes selon un grand cercle ayant un axe orienté N 175 et incliné à 5° vers le SE.

Ces plis sont des plis d'entraînement déversés vers le NNW, dont les plans aviaux sont généralement assez redressés (partie sud de la coupe I).

2.2.1.4.2 Entre Pineda et le Puerto Manquillo.

Les axes de plis sont, dans ce secteur, orientés de façon semblable, et

apparaissent bien groupés sur les diagrammes. Leur orientation est comprise entre N 80 et N 95, et leur inclinaison entre 5 et 40° vers l'WSW.

Il s'agit de plis isopaques déversés vers le NNW qui, sur le terrain, apparaissent groupés, chaque zone de replis étant séparée de la suivante par des zones où les couches sont en dispositifs monoclinaux, régulièrement inclinés vers le Sud. On peut notamment en observer en rive gauche des arroyos de Valdecillo et de Hoyos.

Ces plis appartiennent au premier système mis en évidence plus au Nord; aucune structure liée au second système de plis n'est visible ici.

2.2.1.5 Le río Pedroso.

Au Nord de Barbadillo de Herreros, le río Pedroso recoupe les formations paléozoïques qui, dans ce secteur, sont également affectées de nombreux replis. Il s'agit de plis concentriques isopaques dont les orientations sont comprises entre N 50 et N 95, les axes étant inclinés soit vers le SW entre 5 et 35°, soit vers le NE de 5 à 25°.

Reportés sur un même diagramme, ces axes se distribuent sur un grand cercle admettant, comme axe, un axe B2, orienté N 165 et incliné à 5° vers le SE.

2.2.2 LES STRUCTURES PLANAIRES

2.2.2.1 Les schistosités.

En suivant l'ordre chronologique d'apparition, on peut distinguer trois schistosités:

- Une schistosité S1, plan axial des plis du premier système et qui peut être, selon la nature pétrographique des roches:
- Soit une schistosité de flux, caractérisée par de nombreuses phyllites néoformées disposées parallèlement les unes aux autres, selon des plans inclinés de façon variable sur la stratification. Cette schistosité apparaît nettement sur le terrain et au microscope.
- Soit une schistosité plus fruste, schistosité de fracture.

L'une et l'autre sont fréquemment disposées en éventail ouvert de façon inverse aux plis auxquels elles sont liées. Ces deux types de schistosité peuvent coexister dans un même secteur, leur présence étant appa-

remment en relation avec la nature pétrographique des roches qu'elles affectent. Ainsi, la schistosité de flux est surtout développée dans les niveaux pélitiques des fines alternances, la schistosité de fracture dans les assises gréseuses.

— Une schistosité S₂, qui apparaît comme des plans de cisaillement parallèles et de même orientation que des failles inverses. Ces plans sont fréquemment jalonnés par des lentilles de quartz d'exudation. Au microscope, cette schistosité se manifeste par des limets limoniteux discontinus contre lesquels les phyllites secondaires sont déformées.

Ces plans de cisaillement sont parfois distincts des plans de S₁ ou confondus avec eux; seuls alors les limets limoniteux révèlent leur présence.

— Une schistosité S₃, schistosité de crénulation développée surtout dans les schistes argileux et les lits pélitiques des fines alternances, et qui se traduit (photos 1 et 2, planche III) par:

- Le plissement des lits pélitiques,
- Le resserrement des phyllites le long des plans de schistosité.
- La présence parfois de phyllites néformées dans ces plans, phyllites de troisième génération contemporaines de sa mise en place.
- La déformation des microlentilles contre ces plans de schistosité.

Parfois, cette schistosité est très serrée et débite la roche en microlitons essentiellement quartzeux, séparés par des lits micacés, l'ensemble étant très oblique sur la stratification et la schistosité S₁.

Les phyllites secondaires apparues lors de la première phase de plissement sont déformées entre les plans S₃, et leur allure sigmoïde montre que ces plans ont joué comme de petites surfaces de cisaillement à très faibles rejets. Les lits grésosilteux ne sont pas affectés par cette schistosité; ils sont seulement plissés en petits plis isopaques en genou ou en chevron.

Cette schistosité de crénulation est généralement orientée entre N 110 et N 130, et toujours très oblique sur la stratification, étant inclinée vers le Sud ou plus rarement vers le Nord, entre 45 et 90°.

Elle n'est développée que dans la partie nord de la Sierra du San Millán, sa limite sud ne dépassant pas la latitude de Pineda.

2.2.2.2 Les «kink-bands».

La plupart des failles normales précédentes se traduisent dans les ni-

veaux schisteux par des «kink-bands» orientés de la même façon. Parfois, on n'observe que le «kink» seul dont la tracé est le plus souvent discontinu et irrégulier et qui, latéralement passe à de simples flexures.

Plusieurs systèmes de kink-bands sont ainsi associés dans un même échantillon. Le système le plus souvent observé est orienté N 150 soit parallèlement aux grandes failles NW-SE.

2.2.3 LES STRUCTURES LINEAIRES

Les linéations observées sont des linéations d'intersection entre certaines des structures planaires. On peut ainsi considérer trois systèmes de linéations:

- Une linéation I₁, intersection de la schistosité S₁ et de la stratification.
- Une linéation I₃, intersection de la schistosité S₃ et de la schistosité S₁.
- Des linéations I₄, très irrégulières et correspondant aux différents kink-bands.

2.2.3.1 La linéation I₁.

Intersection de la schistosité S₂ avec la stratification, cette linéation est orientée parallèlement aux axes de plis B₁ dont S₁ est plan axial. Elle est très fine dans les lits pélitiques et plus espacée dans les strates plus gréseuses.

2.2.3.2 La linéation I₃.

Elle est développée uniquement dans la moitié nord de la Sierra de San Millán, et accompagne la schistosité de crénulation S₃. Elle se traduit à la surface des roches par des lignes discontinues se relayant l'une l'autre et d'autant plus rapprochées que la roche est plus pélitique. Comme la schistosité de crénulation, elle est orientée entre N 110 et N 130.

2.2.3.3 Les linéation I₄.

Elles sont beaucoup moins régulières que les précédentes et sont liées aux différents systèmes de kink-bands, la plus fréquente étant orientée N 150.

A ces trois systèmes de linéations, il faut ajouter une autre linéation de type différent et qui correspond à des *stries de glissement* qui déforment l_3 et qui sont développées dans S1.

2.3 LA SIERRA DU MENCILLA.

Les structures de détail sont surtout développées dans les formations du Cambrien moyen et supérieur, et sont absentes dans les formations détritiques grossières du Cambrien inférieur.

2.3.1 LES STRUCTURES PLISSEES.

Dans le secteur septentrional, il s'agit de replis décimétriques à décimétriques, déversés vers le NW, et d'orientation semblable à celle des structures de plus grande ampleur. On peut notamment en observer entre le Mencilla et le Torruco (point 1657 en 1-5) dont l'aspect est identique aux replis des secteurs plus orientaux.

Dans le secteur méridional, et notamment entre les hauteurs qui dominent à l'Ouest le Puerto Manquillo et le río Pedroso, les formations schisteuses qui font suite aux grès grossiers du Cambrien inférieur, sont affectées de nombreux replis de même orientation que les grandes structures, replis serrés à plan axial généralement vertical.

2.3.2 LES STRUCTURES PLANAIRES ET LINEAIRES.

Une schistosité S1, schistosité de flux dans les niveaux pélitiques et de fracture dans les strates gréseuses, est généralement visible dans les formations de la partie septentrionale de la Sierra du Mencilla et dans les fines alternances du secteur méridional.

L'intersection de la schistosité avec la stratification détermine sur S1 une linéation orientée parallèlement à l'axe des plis.

Ce sont les seules structures de détail que j'ai pu observer dans ce secteur de la Demanda.

2.4 CORRELATIONS ENTRE LES MESO ET MICROSTRUCTURES.

Etant données leurs dimensions, il n'est pas possible d'établir des corrélations entre ces petites structures en invoquant leur continuité dans l'espace.

Cependant, l'étude de leurs relations géométriques a révélé qu'elles ne sont pas toutes contemporaines, plusieurs phases pouvant être distinguées. Ainsi, pour chaque type de structures (plissées, planaires et linéaires) contemporaines, il sera possible de souligner les variations de leurs caractéristiques. En ce qui concerne les structures plissées, une représentation graphique des variations de l'orientation et du plongement de leurs axes a pu être établie en représentant sur un même document (cf. carte hors texte):

- Les variations par secteur géographique (cf. les diagrammes sur canevas de Wulff).
- Les variations, pour chacune des deux générations de plis (cf. les diagrammes sur canevas de Schmidt et les cartes de répartition géographique), de l'orientation et du plongement des axes de plis.

2.4.1 LES STRUCTURES PLISSEES.

Parmi celles-ci, je distinguerai les plis orientés selon des axes B1, compris entre N 20 et N 115° et dont la mise en place est antérieure à celle de plis d'axes B2, orientés entre N 115 et N 160°.

2.4.1.1 Les plis d'axes B1 N 20 à N 115°.

Ces plis, dont les axes se distribuent selon un éventail assez large, sont liés à une première phase tectonique et sont contemporains de la mise en place des grandes structures plissées précédemment évoquées. Il s'agit de plis d'entraînement développés dans les alternances grésoschisteuses des différentes assises du Cambrien et de l'Ordovicien inférieur. Leurs dimensions et l'importance de leur déversement sont variables selon les secteurs et leur position relative par rapport aux grandes structures auxquelles ils participent.

2.4.1.1.1 Les variations de l'orientation des axes de plis.

Les deux cents axes de plis du système B1, relevés ou calculés dans différents secteurs du Massif de la Demanda ont été projetés sur un diagramme de Schmidt (projection de l'hémisphère inférieur).

Le nombre d'axes par unité de surface a été calculé en utilisant le réseau de M. Dimitrijevic; les points d'égale valeur ont ensuite été réunis

par pourcentage croissant selon la progression 0-2, 5-10-15 et 20 pour 100 correspondant à chacune des courbes du diagramme, les surfaces d'égalité grisées figurées sur la figure ci-contre étant situées entre deux courbes successives.

Ce diagramme montre que les axes B1 se distribuent selon deux directions dominantes:

- L'une comprise entre N 60 et N 115.
- L'autre comprise entre N 20 et N 60, la première étant prépondérante, par rapport à la seconde.

La répartition géographique des axes de plis, représentée sur la carte montre que leur orientation est variable selon les secteurs. Dans le Sud, les axes sont généralement orientés sensiblement Est-Ouest.

Au centre, de part et d'autre du río Oja et sur les hauteurs qui le dominent, les axes sont orientés entre N 45 et N 60° E.

Au NW, dans les secteurs du Trigaza, de Villorobe et du Nord de l'Arlanzón, les axes sont orientés entre N 20 et N 90.

Il convient donc de noter que *les orientations des plis sont assez homogènes au Sud du Massif, mais qu'elles sont hétérogènes au Nord et ceci d'autant plus que l'on va du centre vers le NW, vers le secteur Villorobe-Nord de l'Arlanzón. Ce secteur apparaît comme une zone plus mobile que le reste du Massif et notamment le Sud dont le comportement à la lumière de l'orientation des structures apparaît plus homogène.*

2.4.1.1.2 Les variations de l'inclinaison des axes de plis B1.

Sur le même diagramme, on peut également constater que les axes sont diversement inclinés:

- Soit vers l'ENE ou l'ESE.
- Soit vers l'WNW ou le SW, ces deux dernières directions étant dominantes.

Sur la carte, où le sens des flèches indique la direction du plongement, on notera que les axes de plis des secteurs occidentaux sont inclinés vers le SW ou vers l'Ouest, et que ceux des secteurs plus orientaux le sont vers le NE ou l'Est. Néanmoins, les deux directions de plongement coexistent dans un même secteur; cela est notamment le cas pour le bassin du río Oja, et le secteur du Trigaza. Ces variations de l'inclinaison des axes de plis sont à rapporter à une *deuxième phase tectonique* qui se manifeste,

entre autres, par d'autres plis d'échelle centimétrique à décimétrique, qui, à l'affleurement, recoupent les plis d'axes B1.

2.4.1.2 Les plis d'axes B2.

Ces plis n'ont pas la même répartition géographique que les précédents; ils ont en effet été observés (cf. carte), au Sud d'Anguiano dans les schistes précambriens et dans les formations cambro-ordoviciennes du centre et du NW de la Demanda, mais nulle part ailleurs.

Il s'agit de plis parfois isopaques à plan axial vertical (secteur du Trigaza), ou le plus souvent de plis en chevron déversés vers le NE ou le SW. Ils déforment la stratification et les schistosités S1 et S2 et apparaissent fréquemment accompagnés par une schistosité de crénulation S3, qui déforme S1 selon des petits plis sigmoïdes disposés entre deux plans S3.

L'orientation et l'inclinaison des axes B2 sont moins diversifiées que celles des axes B1. Trois cas sont néanmoins à considérer:

1.° *Axes de plis relevés sur le terrain au centre et à l'Ouest de la Demanda.*

Leur orientation est assez constante et comprise entre N 110 et N 140, les axes étant toujours inclinés vers le SE, entre 5 et 30°. Ces plis ont été observés (cf. carte):

- En rive droite de l'arroyo Usaya, dans le secteur du río Oja, dans les secteurs du Torocuervo et du Trigaza.
- Et en rive droite du río Arlanzón, entre Villorobe et le barrage.

2.° *Axes de plis calculés d'après la disposition des axes B1 sur les diagrammes.*

La plupart des axes B1 se disposent sur les différents diagrammes, selon un grand cercle admettant, comme pôle, un point correspondant à un axe B2, orienté N 165 E et incliné entre 20 et 5.° vers le SE. Ceci révèle que les plis d'axes B1 ont été déformés par une phase tectonique postérieure à leur mise en place, à laquelle je rapporte —bien que les orientations soient légèrement différentes— les structures plissées observées au centre et au NW.

3.° *Les replis des schistes phylliteux d'Anguiano.*

Les schistes phylliteux d'Anguiano sont plissés par des plis concentriques isopaques d'échelle millimétrique à centimétrique, plis en genou, déversés ou couchés, d'aspect parfois dysharmonique, qui déforment la stratification et les structures et minéraux orientés apparus lors d'une

première phase tectonique. Chronologiquement, cette phase de déformation plus tardive, apparaît contemporaine de la mise en place des plis d'axes B2, mais elle se traduit par des structures dont l'orientation est différente, entre N 10 et N 25°, qui se révèle être plus proche cependant des axes calculés (N 165°) que ceux relevés sur le terrain (entre N 110 et N 140°).

Reportés sur un diagramme de Schmidt, les axes se répartissent selon deux ensembles distincts:

- Le premier, correspond aux structures observées au centre et au NW du Massif (N 110-N 140°), inclinées toutes vers le SE; il regroupe la plupart des structures, les maxima dépassant 20 pour 100.
- Un second, correspond aux plis des schistes phylliteux d'Anguiano (N 10-N 25°), inclinés vers le NE ou le SW, et aux axes calculés (N 165°), inclinés vers le SE.

2.4.1.3 Les autres structures plissées.

D'autres structures plissées ont été observées dans les niveaux pélitiques et les fines alternances des formations antécarbonifères. Il s'agit de plis en chevron liés à la mise en place de «kink-bands» et dont l'orientation est identique à la leur. Les directions les plus fréquemment relevées sont:

- N 100 E, au centre du Massif.
- N 80 E, à l'Est.
- N 100 à N 110, au NW.

En bordure nord, ces mêmes formations sont affectées de plis en chevron liés à la mise en place des failles NW-SE, NE-SW et E-W, notamment lorsque celles-ci jouent comme failles inverses.

2.4.2 LES STRUCTURES PLANAIRES.

Elles correspondent aux diverses schistosités et kink-bands observés.

2.4.2.1 Les schistosités.

Les plis précédents sont accompagnés de schistosités liées à leur mise en place et qui, pour cette raison, ont été dénommées S1, S2 et S3.

2.4.2.1.1 La schistosité S1.

Elle a été observée dans les formations antécarbonifères de l'ensemble du Massif. Il peut s'agir d'une *schistosité de fracture* caractérisée uniquement par des plans limoniteux qui recoupent et fractionnent le litage stratigraphique; d'une *schistosité de flux* révélée par de très nombreuses baguettes de phyllites secondaires disposées parallèlement les unes aux autres selon des plans parallèles ou obliques sur la stratification, et parfois d'une *pseudo-foliation*, dans des roches où il n'est plus possible de distinguer la stratification et dans lesquelles on observe une alternance de lits micacés et de lits quartzeux.

Ces trois types de schistosité ont une répartition verticale et horizontale qui varient selon la nature pétrographique des roches, leur position stratigraphique et leur situation géographique:

- *Les roches de la partie orientale de la Demanda* sont généralement recoupées par une schistosité de fracture, nettement sécante sur la stratification. La schistosité de flux s'observe uniquement dans les schistes phylliteux d'Anguiano, et dans les schistes verts du Cambrien moyen.
- *Au centre et à l'Ouest*, schistosités de fracture et de flux coexistent, cette dernière développée dans les fines alternances et les niveaux pélitiques, alors que la première affecte les bancs gréseux.
- *La pseudo-foliation*, enfin, n'est développée que dans les niveaux pélitiques et les fines alternances du NW, secteurs du Torocuervo et du Trigaza, où précisément le métamorphisme des roches est le plus intense.

L'orientation de S1 est sensiblement parallèle à celle des axes des plis B1, l'inclinaison des plans de schistosité étant soit plan axial du pli, soit plus forte ou plus faible que le pendage des strates selon qu'il s'agit d'un flanc normal ou inverse.

2.4.2.1.2 La schistosité S2.

Cette schistosité, beaucoup plus fruste et irrégulière que la précédente correspond toujours à une schistosité de fracture. Elle est caractérisée par un resserrement des phyllites primaires et secondaires le long de limets limoniteux discontinus parallèles ou obliques à la stratification S et la

schistosité S1, et se traduit également par une légère déformation des minéraux opaques dont les extrémités sont parfois éclatées. Cette schistosité observée dans la plupart des roches, notamment dans celles du centre et de l'Ouest, correspond à des surfaces de cisaillement analogues, mais d'échelle plus petite, que celle des grandes surfaces de chevauchement des écaillés du río Oja. Leur mise en place me paraît simultanée et liée à un resserrement des structures d'axe B1.

2.4.2.1.3 La schistosité S3.

Elle est liée à la mise en place des plis d'axe B2 et, comme eux, est localisée dans les formations cambriennes, au centre et au NW du massif et dans les schistes phylliteux précambriens au Sud d'Anguiano. Parfois, aucun repli n'est visible, elle apparaît alors comme la seule manifestation de cette deuxième phase de plissement.

Elle se manifeste surtout par la déformation des plans de la schistosité S1, en petits plis de forme sigmoïde bien visibles à la loupe et au microscope, structures analogues à celles obtenues par une *schistosité de crénulation*.

Dans le détail, on peut distinguer plusieurs types:

- Soit, il s'agit d'un simple resserrement des phyllites secondaires selon des plans discontinus de part et d'autre desquels leur extinction est variable.
- Soit, ces mêmes plans sont mieux individualisés et correspondent à des petites surfaces de cisaillement, le long desquels les phyllites sont déformées, réalisant des figures analogues au «*strain slip cliveage*» des auteurs, ou à une schistosité de fracture.
- Soit, enfin, dans les roches essentiellement argilo-phylliteuses du secteur du Trigaza notamment, cette schistosité S3 est caractérisée par une alternance de lits phylliteux et de lits quartzeux et par la présence de nouvelles phyllites secondaires (séricite) disposées dans les lits micacés.

Les plans S3, orientés le plus souvent N 110, sont généralement verticaux ou très redressés, et apparaissent sensiblement plans axiaux de replis isopaques visibles dans les lits gréseux.

2.4.2.2 Les kink-bands.

La schistosité S1 est fréquemment déformée par des petits plis anguleux, d'un type particulier correspondant aux «kink-bands» des auteurs an-

glo-saxons, caractérisés par une rotation brusque des plans de schistosité entre deux plans, généralement distants de 1 à 2 centimètres.

On distingue, comme le rappelait récemment Cl. LE CORRE (1969) après DEWEY (1965), plusieurs types de kink-bands, et par référence à ces auteurs, ceux observés dans la Demanda, sont, soit du type «Joint-drags» dans lesquels les plans de kink sont bien matérialisés, soit des «Segregation kink-bands» où il y a eu seulement plissement sans individualisation des plans de kink-band.

La plupart des kink-bands observés correspondent à des structures monocliniques, se distribuant selon un seul système orienté parallèlement aux grandes failles NW-SE, NE-SW et E-W. Parfois, au Nord du Trigaza notamment, j'ai noté la présence de deux systèmes conjugués. Les traces des plans de kink-bands sur S1 ne se suivent pas sur de grandes distances, mais s'amortissent généralement rapidement, passant à de simple flexure.

En bordure nord, certains kink-bands sont orientés parallèlement aux failles inverses assurant la limite entre le Massif et les formations secondaires de bordure, et apparaissent ainsi liés aux phases de serrage d'âge tertiaire qui caractérisent ce secteur.

2.4.3 LES STRUCTURES LINEAIRES.

Parmi les différentes linéations observées à la surface des roches, on peut distinguer trois types:

- Une *linéation par alignement de minéraux secondaires* (minéraux opaques) visible uniquement dans les roches à dominantes pélitiques du centre et du Nord-Ouest, où ces minéraux sont plus nombreux et mieux exprimés. Cette linéation visible sur S1 est orientée N 10 E.
- Des *linéations d'intersection* correspondant aux intersections des différents plans.
- De la schistosité S1 avec la stratification S; linéation I₁ orientée parallèlement aux plis d'axe B1.
- Des schistosités S3 et S1; linéation I₂, orientée parallèlement aux plis d'axe B2. Cette linéation I₂ correspond également à une *linéation de microplissement* des plans S1, de même orientation que la précédente, l'une et l'autre étant liées à la mise en place de la schistosité de crénulation S3.
- Des différents kink-bands avec les plans S1, linéations généralement discontinues se relayant l'une l'autre sur une même surface.

- Des linéations plus grossières correspondant à l'allongement de mèneaux et de boudins, et orientées parallèlement aux axes de plis B1.

3 CONCLUSIONS.

L'étude structurale du massif de la Demanda proprement dit a révélé l'existence de plusieurs structures d'échelle et de type diverses.

Cinq unités plissées ont été reconnues; il s'agit du Sud vers le Nord:

- De l'anticlinal du río Urbión.
- Du synclinal du río Najerilla.
- De l'anticlinal Anguiano-San Lorenzo-San Millán.
- Du synclinorium Oja-Arlanzón.
- De l'anticlinorium San Juan-Villorobe.

Ces plis sont orientés sensiblement Est-Ouest dans les secteurs orientaux et méridionaux et NE-SW au centre et à l'Ouest du massif. Leur architecture; simple et ample à l'Est, là où précisément les lithofacies sont les plus gréseux, évoluent vers l'Ouest vers des structures plus serrées. Ils sont accompagnés de méso-et microstructures d'autant plus nombreuses et mieux exprimées que l'on va de l'Est vers l'Ouest.

L'étude de ces petites structures a permis de mettre en évidence plusieurs phases de plissement:

- La *première phase* intéresse l'ensemble du Massif de la Demanda; elle a vu se mettre en place les grandes structures régionales et les structures de détail qui leur sont liées:
 - Plis d'entraînement d'axe B1.
 - Schistosité S1.
 - Linéations d'intersection entre S1 et S, mèneaux et boudins, dont l'orientation sensiblement Est-Ouest, dans les secteurs orientaux et méridionaux, peut-être NE-SW dans la partie nord-occidentale du Massif.
- La *seconde phase* est caractérisée par un rejeu des structures précédentes se traduisant par:
 - Des surfaces S2, correspondant, à l'échelle du microscope, à des limets limoniteux discontinus qui déforment la schistosité S1 et les minéraux secondaires orientés ou non.

- Des surfaces de chevauchements bien exprimées, notamment dans le secteur du río Oja, dont la flèche peut atteindre et dépasser le kilomètre.
- Le *troisième phase*, ne se manifeste que localement, au Sud d'Anguiano, et dans le centre et au NW du Massif. Elle est caractérisée par:
 - Le plissement des plis apparus lors de la première phase, dont les axes en projection stéréographique se disposent sur un grand cercle, admettant un axe B2, orienté N 165 E et incliné vers le SE.
 - La présence locale, au centre et au NW, de plis centimétriques à métriques à plans axiaux généralement verticaux ou très redressés, dont les axes inclinés vers le SE sont orientés entre N 110 E et N 145 E.
 - Une schistosité S3, très redressée, schistosité de crénulation qui déforme la schistosité S1, selon des petits plis de forme sigmoïde.
 - Une linéation I₃, visible sur S1 et qui correspond à une linéation par microplissement de S1, ou une linéation d'intersection entre S3 et S1, l'une et l'autre sont orientées entre N 110 et N 145 E.

Des déformations, plus récentes, se traduisent par:

- Des kink-bands d'orientation variable, certains étant parallèles aux grandes failles qui limitent, au Nord, le Massif et les terrains secondaires de bordure.
- Plusieurs systèmes de linéations correspondant aux différents kink-bands.

Plusieurs phases se sont succédées lors de ces déformations récentes, dont la chronologie sera précisée après l'étude tectonique des bordures du Massif, et notamment, celle des structures affectant les formations secondaires et tertiaires.



Deuxième partie

**ETUDE STRUCTURALE DES BORDURES DU MASSIF
DE LA DEMANDA**

Comme cela apparaît clairement sur la carte géologique, les formations paléozoïques, qui constituent l'ossature du Massif de la Demanda, disparaissent normalement sous les formations secondaires, à l'Est et au SE. Cet ennoyage s'effectue à l'Ouest, par paliers successifs. En bordure nord, par contre, le style est tout autre; les différentes assises secondaires sont le plus souvent vigoureusement plissées, ou réduites à une étroite bande de terrains verticaux, mince liseré mésozoïque qui sépare le Paléozoïque au Sud des formations tertiaires au Nord. Ce contraste, nettement marqué, m'a amené à considérer successivement:

- La tectonique de la bordure nord, intéressant une région qui s'étend sur une cinquantaine de kilomètres d'Est en Ouest, d'Anguiano à Alarcia.
- La tectonique de la terminaison orientale et sud-orientale et du synclinal de Canales.
- La tectonique de la partie occidentale du Massif.

Cette étude structurale intéresse des terrains allant du Paléozoïque inférieur au Tertiaire, par suite, il était nécessaire, pour la mener à bien, de connaître la succession stratigraphique des différentes formations en présence, et notamment, de mettre en évidence des niveaux-repères, bien individualisés lithologiquement. Comme je l'ai précisé au début de ce mémoire, je me bornerai, ici, à rappeler la succession des principales unités lithologiques qui ont servi de base à la cartographie, soulignant au passage les niveaux-repères qui se détachent nettement dans la morphologie.

Le Trias comprend, de bas en haut, trois unités lithologiques:

- *Des conglomérats et des grès rouges* (formations de Brieva de A. WIENANDS, 1965), d'épaisseur variable selon les secteurs qui,

fréquemment laminés tectoniquement en bordure nord, reposent ailleurs en discordance sur les formations paléozoïques antécarbonifères plissées. Les grès des horizons supérieurs ont livré, dans l'Est du Massif: *Equisetites* cf. *mongeoti* BRONGN. du Buntsandstein.

- *Un niveau de dolomie* (Dolomie de Castejón), à *Chlamys (Velata)* cf. *alberti* GOLDF. du Muschelkalk, qui, épais d'une vingtaine de mètres, à l'Est, est réduit en bordure nord à quelques mètres de dolomie en plaquettes.
- *Des argiles multicolores à dominantes rouges* renfermant du gypse et des quartz bipyramidés (formations de Catalina de A. WIENANDS), dont les faciès rappellent tout à fait ceux du classique Keuper, et qui, en bordure nord, sont caractérisées par la présence fréquente de *lentilles d'ophite* (*).

Au Nord et à l'Ouest du Massif, un *deuxième niveau dolomitique* succède au Keuper argilo-gypseux. Ce niveau azoïque, épais d'une dizaine de mètres, se détache parfois nettement dans la morphologie (dans la région de Turza-Ezcaray notamment). Le plus souvent, il est séparé des niveaux carbonatés de l'Infralias par quelques mètres d'argiles roses, mais peut parfois en être solidaire. De ce fait, il peut être considéré soit comme un niveau dolomitique interstratifié dans la partie supérieure du Keuper, soit comme le premier niveau de l'Infralias.

Le Jurassique se compose de cinq unités lithologiques:

- *Des dolomies, cargneules et calcaires*, de couleur beige et rose, d'une cinquantaine de mètres de puissance, azoïques, situés sous les calcaires du Lias, et rapportés, pour cette raison, à l'Infralias.
- *Des calcaires beiges* en bancs décimétriques, fossilifères, correspondant au «Lias calcaire».
- *Des alternances de bancs calcaires et marneux* régulièrement stratifiés (cf. «Lias marneux», Domerien-Toarcien) d'une trentaine de mètres d'épaisseur, correspondant à un premier niveau de champs.
- *Un deuxième niveau de calcaire gris-beige* débutant fréquemment par un horizon à oolithes ferrugineuses. Il correspond à ce que j'appellerais fréquemment la «barre du Dogger» qui intéresse en fait des terrains allant de l'Aalénien au Bajocien. Son épaisseur varie entre 25 et 80 m.
- Les alternances de calcaires et de marnes gréseuses qui leur font

suite, représentent l'ensemble Bathonien-Callovien; c'est le deuxième niveau de champs. Son épaisseur va de 50 à 100 m.

Les conglomérats, les argiles roses, et les alternances de calcaires à débits noduleux et de grès, qui font suite aux niveaux précédents, sont généralement rapportés au Wealdien. TISCHER (1962) a en fait démontré leur âge jurassique supérieur (Purbeckien). Ils constituent le dernier niveau jurassique, qui, largement développé au Sud du Massif, est très peu représenté au Nord.

Le Crétacé n'a qu'une extension géographique très locale (boutonnaire d'Alba aux NW du Massif) et se compose schématiquement de deux ensembles lithologiques:

- Des grès blancs à stratification oblique dont les faciès sont analogues aux formations d'Utrillas.
- Des calcaires en bancs centimétriques à métriques du Crétacé supérieur (Cénomaniens à Santonien).

Le Tertiaire se compose de deux ensembles lithologiques superposés et légèrement discordants l'un par rapport à l'autre:

- *Les formations d'Ojacastro*, constituées, en bordure nord de la Demanda, de conglomérats polygéniques bien cimentés, passant vers le Nord à des grès conglomératiques, puis à des alternances grésos-argileuses.
- *Les formations de Santurdejo*, essentiellement représentées par des conglomérats mal cimentés à galets de paléozoïques, qui reposent en légère discordance sur les différents termes des formations précédentes.

Ces formations sont recouvertes par des placages à gros blocs de matériel primaire qui, localement, masquent et fossilisent les accidents tectoniques; épars en bordure nord, ils affleurent plus largement au NW et au SW du Massif où ils constituent les plateaux plioquaternaires de Valdecarríos et de Vizcaínos-San Millán de Lara.

(*) M. AZAMBRE, pétrographe qui a eu l'amabilité de regarder quelques lames minces, a reconnu les caractéristiques pétrographiques des «vraies ophites».

Chapitre 1.—LA BORDURE NORD

- 1.1 Le secteur Anguiano-Matute.**
- 1.2 Le secteur El Río-Pazuengos.**
- 1.3 Le secteur Turza-Fresneda.**
- 1.4 Le secteur Fresneda-Alarcia.**

Chapitre 1.—LA BORDURE NORD

La bande de terrains secondaires qui limitent, au Nord, le Massif, peut, en tenant compte de l'orientation des structures, être subdivisée d'Est en Ouest en plusieurs secteurs:

- *Le secteur Anguiano-Matute* (de coordonnées 18,23, D-1 sur la carte géologique générale) où les structures sont généralement NW-SE.
- *Le secteur El Río-Pazuengos* (17-18 D-H), où coexistent deux directions dominantes, NW-SE et E-W, et qui apparaît comme une zone de transition entre le secteur d'Anguiano-Matute et celui de Turza-Fresneda.
- *Le secteur Turza-Fresneda* (11-16 A-F) où les plis sont sensiblement E-W et s'évasent progressivement d'Est en Ouest.
- *Le secteur Fresneda-Alarcia* (6-10 A-F), caractérisé par des chevauchements d'amplitude kilométrique qui intéresse à la fois les formations paléozoïques du Massif proprement dit et celles, plus récentes, situées en bordure.

1.1 LE SECTEUR ANGUIANO-MATUTE (18-23, D-I).

Quatre zones structurales peuvent être distinguées dans ce secteur (cf. carte générale et carte hors texte):

- *La bande secondaire Anguiano-Tobia*, comprise entre les formations paléozoïques de la Demanda au Sud et les formations tertiaires de l'Ebre au Nord.

- *Les replis du Cerro Peñalba*, qui individualisés dans les mêmes formations secondaires, chevauchent au SE de Tobia l'unité précédente.
- *Le monoclinal du Pico Manzanar*, situé au Sud du Cerro Peñalba.
- *Les conglomérats tertiaires de l'Ebre*.

1.1.1 LA BANDE SECONDAIRE ANGUIANO-TOBIA (photos 1, 3 et 4 Pl. VI).

Les formations secondaires comprenant des terrains allant du Lias au Jurassique supérieur-Wealdien sont, au niveau de la cluse d'Anguiano, redressées à la verticale. Elles se renversent sur les hauteurs, de part et d'autre du río, en prenant des pendages sud.

Au Sud, une faille verticale de direction NW-SE assure le contact entre les formations paléozoïques et mésozoïques, les niveaux de base de ces dernières étant le plus souvent laminés tectoniquement. Cet accident, que l'on suit sans discontinuité du SE vers le NW, évolue localement en faille inverse à pendage sud. A son contact les formations précambriennes paléozoïques sont intensément broyées et replissées en plis dysharmoniques centimétriques développés surtout dans les fines alternances grésoschisteuses du Précambrien.

La bande secondaire d'Anguiano disparaît brusquement sous les replis du Peñalba; seuls, réapparaissent à l'Ouest de cette unité (cluse du río Tobia) les niveaux carbonatés de la base du Lias. Ceux-ci sont répétés tectoniquement en plusieurs barres verticales ou à fort pendage sud, séparées les unes des autres par les argiles rouges du Keuper. Ces répétitions tectoniques sont les témoins d'un intense écaillage des niveaux de base de la série secondaire dont le style cassant contraste avec celui, plus souple, observé dans le Cerro Peñalba.

1.1.2 LE CERRO PENALBA (photo 2, Pl. VI).

Le Cerro Peñalba, dont les reliefs escarpés dominent, à l'Est, de plus de 500 m. la vallée du río Tobia, constitue l'unité structurale la plus remarquable de ce secteur. Spectaculaire, en effet, apparaît le chevauchement des formations jurassiques plissées par dessus les conglomérats tertiaires et étonnants sont ces replis hectométriques couchés ou déversés vers le Nord, dans un secteur où la plupart des structures sont monoclinales ou écaillées.

Le flanc NE, observé depuis la route Bobadilla-Matute montre du bas vers le haut.

1. Les conglomérats tertiaires inclinés à 15° vers le NO.

2. Un système de plis en «S» déversés vers le Nord, individualisés dans les calcaires en bancs décimétriques à métriques du Dogger.
3. Des plis en «W», séparés du précédent par une dépression et intéressant plusieurs unités lithologiques distinctes correspondant aux niveaux grésos-calcaires du Jurassique supérieur-Wealdien.

Au Sud, les relations entre les formations secondaires et le Paléozoïque sont également tectoniques. Cet accident majeur, prolongement occidental de celui d'Anguiano, se traduit ici par un laminage des niveaux de base de la série secondaire, les grès rouges du Trias affleurant au niveau de la coupe en rive gauche du río Matute sont rapidement laminés vers l'Ouest, où les grès du Cambrien inférieur, inclinés à 50° vers le Nord, sont ainsi en contact direct avec les calcaires du Dogger redressés à la verticale.

Ainsi, limitée au Sud par une faille, chevauchant les formations situées en contrebas et au Nord, l'unité du Cerro de Peñalba, constituée de plis empilés déversés vers le Nord, apparaît en position allochtone par rapport à un autochtone sous-jacent hétérogène, comprenant les formations secondaires de la bande Anguiano-Tobia et les conglomérats tertiaires. Le fait que la surface de chevauchement recoupe obliquement les structures plissées, d'une part, et que celles-ci soient elles-mêmes recoupées par la faille d'Anguiano, révèle la succession de plusieurs phases de déformations de style tectonique différent.

Un dispositif identique, bien que moins vaste et moins nettement exprimé, se retrouve sur les hauteurs qui dominent en rive gauche le río Tobia. Les niveaux carbonatés du Lias inférieur reposent ici également en position allochtone par l'intermédiaire d'une semelle de Keuper sur les écaillés de Tobia individualisés dans les mêmes formations. Au Sud, les relations mésozoïques paléozoïques sont de même type que précédemment, les niveaux de base du Trias, laminés au niveau du río, affleurent cependant sur les hauteurs et en série normale.

Ces faits, comme je l'ai souligné dans une note antérieure (COLCHEN, 1966), diffèrent sensiblement des conceptions de W. SCHRIEL (1930), puis de F. RAMBAUD (1960) et des auteurs de la feuille d'Anguiano (NAVARRO, TRIGUEROS et VILLARON, 1960).

1.1.3 LE MONOCLINAL DU PICO MANZANAR.

Au Sud du Peñalba, les formations secondaires affleurent de nouveau largement selon un dispositif monoclinale incliné vers le NE. Celui-ci prend naissance au Pico Rioja (1.560 m.) où les conglomérats de la base du

Trias reposent en discordance sur les formations cambriennes. Ces formations triasiques se poursuivent ensuite vers le Nord, en direction du Peñalba; elles affleurent ainsi sur une assez large surface, recoupées seulement par des failles NW-SE sensiblement parallèles à la faille d'Anguiano. Ce dispositif monoclinale est ainsi régulièrement incliné vers le NE depuis le Pico Rioja, jusqu'à l'Est du Manzanar.

Au-delà, les structures deviennent plus complexes; les formations triasiques jusqu'ici inclinées entre 5 et 25° vers le NE, ont des pendages accentués (entre 35 et 45°); elles sont, de plus, surmontées par les formations carbonatées de l'Infra-Lias fragmentées en plusieurs panneaux indépendants qui flottent sur les argiles du Keuper. Cette structure est brusquement limitée au SE, par une faille NW-SE qui met en contact les calcaires de l'Infra-Lias généralement redressés à la verticale, et les formations cambriennes inclinées à 50° vers le Nord, contact que l'on suit assez bien jusqu'au río de Tobia.

Les conglomérats et grès rouges du Trias que affleurent en rive gauche du río, disparaissent ensuite sur les hauteurs qui le dominent plus à l'Ouest, et ne réapparaissent qu'à la faveur de petits grabens limités par des failles NW-SE, tel celui situé à l'extrémité NW de la carte.

Ainsi, cette zone du Manzanar, que les auteurs de la feuille d'Anguiano ne figurent pas sur leur carte, révèle la présence, au Sud de la faille d'Anguiano, de tout un système de failles sensiblement parallèles à celle-ci, accompagnées d'autres accidents de direction E-W, failles généralement verticales ou inverses, qui découpent la bordure NE du Massif de la Demanda en plusieurs panneaux.

Les mouvements de ces panneaux, essentiellement verticaux, ont des amplitudes maxima en bordure immédiate de la bande Anguiano-Tobia, chacun d'eux étant, de plus, relevé au SW et abaissé au NE, comme en témoignent les variations de pendages observées dans les formations triasiques. Notons, enfin, que les conglomérats et les grès rouges de la base du Trias sont étroitement solidaires du substratum sur lequel ils reposent, alors que les formations jurassiques sont généralement décollées au-dessus du Keuper.

1.1.4 LES FORMATIONS TERTIAIRES.

Les formations tertiaires qui font suite sur la carte aux formations secondaires et dont les reliefs assurent, en quelque sorte, la transition entre le Massif de la Demanda et la plaine de l'Ebre, constituent une masse imposante dans laquelle on peut néanmoins observer quelques structures qui témoignent d'une tectonique postérieure à leur dépôt

(cf. rebroussement sous le chevauchement du Peñalba, plis à l'Ouest de Bobadilla).

1.2 LE SECTEUR EL RIO-PAZUENGOS (17-18, D-H) (cf. carte hors-texte).

La bordure secondaire est ici réduite à un étroit liseré de quelques centaines de mètres de large, où affleurent essentiellement les calcaires dolomitiques et les cargneules de l'Infra-Lias, disposée en barres le plus souvent verticales, parfois horizontales, séparées les unes des autres par des éboulis rouges, dans lesquels il est possible de reconnaître les argiles et les niveaux gypseux du Keuper. L'orientation de ces barres est le plus souvent E-W, parfois NW-SE et même NE-SW; il en résulte un aspect chaotique tout à fait caractéristique de ce secteur où il est difficile de saisir des relations précises entre les différentes structures.

Les relations Paléozoïque-Mésozoïque et Mésozoïque-Tertiaire sont, là où il a été possible de les observer, de nature tectonique.

Dans les vallées des río Cárdenas et Espardana (à l'Ouest de Pazuengos), une faille inverse met en contact les formations cambriennes avec les grès rouges du Trias. Ceux-ci, redressés à la verticale ou fortement inclinés vers le Nord ou le Sud, ne sont visibles que dans les vallées; ils disparaissent en effet sur les hauteurs, laminés tectoniquement, les formations paléozoïques venant directement en contact avec les argiles rouges du Keuper et parfois même avec les calcaires de l'Infra-Lias (au Sud d'Ololla notamment). Au SW de Pazuengos, ces mêmes formations triasiques sont disposées en série inverse, sous le Paléozoïque.

De même, plus au Nord, on peut observer le chevauchement des formations secondaires par dessus les conglomérats tertiaires. Difficilement visible dans la vallée du río Cardenas, par suite de la présence d'éboulis, ce contact apparaît clairement au Nord de Pazuengos (photo 2, Pl. VIII) où les calcaires du Lias en série inverse, chevauchent par l'intermédiaire des niveaux marneux du Lias, les conglomérats consolidés d'Ojacastro.

Ces deux contacts sont, localement, recoupés par des failles verticales diversement orientées, dont certaines jouent comme failles de décrochement (au Nord de Pazuengos). Elles témoignent de mouvements postérieurs à la formation des accidents précédemment évoqués.

1.3 LE SECTEUR TURZA-FRESNEDA (11-16, A-F) (cf. carte hors-texte).

Les terrains secondaires affleurent ici, sans discontinuité, sur environ 18 km., depuis le col de Turza, à l'Est, jusqu'au río Tirón, à l'Ouest. Réduite à quelques centaines de mètres de large au col de Turza, cette

bande mésozoïque va s'élargissant progressivement vers l'Ouest, pour atteindre 5 km. au méridien de Pradilla (cf. carte hors texte).

La bordure nord du Massif primaire est séparée des reliefs individualisés dans les formations jurassiques situées plus au Nord, par une dépression creusée dans les niveaux argilo-gypseux du Keuper. Celle-ci, orientée sensiblement Est-Ouest, est fermée à ses deux extrémités par les cols de Turza et de San Quílez, de sorte que ce secteur qui apparaît comme une unité géologique bien distincte des autres, a également une individualisation géographique incontestable, soulignée d'ailleurs curieusement par une toponymie d'origine basque que l'on ne retrouve nulle part ailleurs dans la Demanda.

Cette hétérogénéité morphologique est le reflet d'une hétérogénéité structurale qui apparaît clairement sur la carte géologique. On peut, ainsi, distinguer la bordure du Massif proprement dit, découpée en plusieurs panneaux par un système de failles sensiblement E-W et une zone de plis d'orientation semblable intéressant uniquement les formations jurassiques, l'une et l'autre étant séparées par la dépression du Keuper d'où émergent localement des barres dolomitiques verticales.

1.3.1 LA BORDURE DU MASSIF PRIMAIRE (coupes fig. 40).

La bordure nord de la Sierra du San Lorenzo apparaît ici découpée en plusieurs compartiments, par un système de failles de direction sensiblement E-W. Celles-ci, généralement verticales au niveau des ravins, s'infléchissent vers le haut, évoluant ainsi en failles inverses à pendage sud. Longues de plusieurs kilomètres, et bien exprimées en bordure même du Massif où elles affectent les niveaux de base du Trias, elles disparaissent latéralement dans les formations paléozoïques, à l'Ouest, et dans le Keuper, à l'Est. Ces failles semblent ainsi se relier l'une l'autre d'Ouest en Est, les failles orientales ayant une position plus méridionale que celles situées plus à l'Ouest.

1.3.1.1 *Dans le secteur situé entre le río Tirón et Valgañón* chaque compartiment est relevé au SW et abaissé au NE et ceci d'autant plus que l'on va d'Est en Ouest. Cela se traduit (cf. coupes 1 à 6) par un relèvement progressif des niveaux de base du Trias, allant jusqu'au renversement complet.

Des lambeaux de flanc inverse sont conservés au Nord de la barre triasique précédente. Ils correspondent aux collines situées de part et d'autre du río Tirón, où les grès rouges du Buntsandstein et le niveau carbonaté attribué au Muschelkalk, reposent en série inverse sur les

niveaux argilo-gypseux du Keuper. Chacune de ces collines est ainsi entourée d'une dépression creusée dans le Keuper d'où émergent épisodiquement quelques pitons ophitiques.

Les formations carbonifères de Fresneda qui bordent au Sud le Trias, sont pareillement affectées par cette tectonique. C'est ainsi que la discordance visible au niveau du río, entre ces dernières et le Cambrien, est masquée sur les hauteurs par une faille inverse de pendage sud.

Ce renversement des séries triasiques et carbonifères, au Sud de Fresneda, avait déjà été vu par R. AITKEN, qui le mentionne dans deux notes successives (1932, 1942). Ces faits incontestables étaient cependant difficilement explicables, car, faute d'une cartographie de détail (R. AITKEN ne disposait à l'époque ni de cartes au 1/50.000e, ni de photos aériennes), l'auteur ne pouvait mettre en évidence, de façon précise, les relations entre les différentes unités structurales en présence.

Cette fragmentation de la bordure nord du Massif primaire, amorcée dans le secteur du río Tirón, se poursuit à l'Est. Cinq failles principales ont été reconnues (F1 à F5 des coupes 3 à 6); elles se relaient d'Ouest en Est, selon le schéma précédemment évoqué, chacun des compartiments qu'elles délimitent étant relevé à l'Ouest et au Sud et abaissé à l'Est et au Nord.

La région située immédiatement à l'Est de Valgañón correspond à une zone d'ensellement des structures dont les axes se relèvent de part et d'autre. Cela se traduit dans le paysage par une dépression creusée dans les niveaux tendres du Keuper, d'où émergent quelques îlots de grès gougés. Ces derniers correspondent à des lambeaux allochtones, constitués par les grès rouges du Buntsandstein et la dolomie du Muschelkalk en série inverse, qui, à la lumière de ce qui a été observé dans le secteur du río Tirón, peuvent s'interpréter comme des éléments de flanc inverse flottant sur le Keuper (coupes 5 et 6). Certes, la racine d'un tel dispositif, clairement exprimé dans la coupe du río Tirón, est actuellement invisible ici, mais son existence peut être raisonnablement envisagée comme le suggère le brusque redressement de la bande triasique comprise entre les failles F3 et F4 (cf. coupes 5 et 6).

1.3.1.2 *A environ 1.500 m. à l'Est de Valgañón*, les structures se relèvent progressivement d'Ouest en Est, soit dans un sens contraire de ce qui s'observait précédemment. Sur la carte, cela se traduit par un dispositif également différent, avec notamment la réapparition, au sein des formations triasiques, de plusieurs lames de Cambrien.

Celles-ci, larges de quelques dizaines de mètres au Sud d'une ligne Zorraquín-Ezcaray s'évasent vers l'Est en même temps qu'elles se relèvent (coupes 7 à 11); à l'Est du río Oja, on ne distingue plus qu'un seul élément

d'environ 1 km. de large, qui disparaît brusquement en rive gauche du Barranco de Turza, sous les formations triasiques.

Les conglomérats et les grès rouges du Trias, qui affleurent assez largement au Sud de Zorraquin, se réduisent progressivement d'Ouest en Est, en même temps que les pendages des couches tout d'abord régulièrement inclinées entre 15 et 45°, vers le Nord, se redressent puis s'inversent à l'Est d'Ezcaray (coupes 9 à 11).

J'ai pu observer des faits analogues légèrement plus au Sud des unités précédentes. Les formations triasiques, tout d'abord inclinées entre 15 et 45° vers le Nord, se redressent brusquement et se renversent même (zone comprise entre les failles F4 et F7 des coupes 8 et 9), à l'approche des lames cambriennes plus septentrionales.

A l'Est du río Oja (partie sud des coupes 10 à 11), les affleurements triasiques sont réduits à une étroite bande pincée entre deux compartiments primaires et limitée par les failles F5 et F7. Les couches sont ici verticales et répétées tectoniquement par la faille F6; seuls affleurent les grès rouges et la dolomie, les conglomérats de base visibles près du río Oja ont totalement disparu vers les hauteurs.

Au-delà du confluent des río de Turza et Sagastra (coupes 12 à 14), le chevauchement de la bordure nord du Massif s'accroît, les formations triasiques redressées à la verticale et répétées tectoniquement plusieurs fois, sont ainsi progressivement laminées et au col de Turza, elles n'affleurent que sur quelques mètres, et se présentent en série inverse, sous le Cambrien.

D'autres failles verticales de direction NW-SE recoupent les structures chevauchantes. Il s'agit de failles de décrochement dextres, et dont le jeu est postérieur à celle des failles inverses précédemment décrites.

1.3.2 LA DEPRESSION DU KEUPER.

La bordure nord du Massif primaire est séparée de la zone plissée jurassique par une dépression creusée dans les argiles et les niveaux argilo-gypseux du Keuper, d'où émergent une ou plusieurs barres dolomitiques et quelques lentilles d'ophite. Les structures observées dans les niveaux argilo-gypseux ne se distribuent pas dans l'espace d'une façon cohérente; l'anarchie est au contraire la règle, et, chaque fois qu'il a été possible d'observer les affleurements, j'ai pu noter la présence de figures d'étirement, de replis d'architecture complexe, parfois déversés vers le Nord (au Sud de Valgañón notamment, sous le lambeau allochtone), ou vers le Sud et le plus souvent dans les deux sens. Des phénomènes subactuels (dissolution, fauchage par gravité; glissement), viennent, d'autre

part, bouleverser l'ordonnance initiale, rendant impossible toute reconstitution.

Ces structures anarchiques sont néanmoins intéressantes car elles témoignent d'une succession de déformations, dont les effets apparaissent plus clairement au niveau des calcaires dolomitiques interstratifiés, semble-t-il, dans les horizons supérieurs de ces formations argilo-gypseuses.

Cet ensemble carbonaté, dont l'épaisseur n'excède pas 10 m., est ainsi séparé des calcaires de l'Infra-Lias et de la dolomie du Muschelkalk par des niveaux argilo-gypseux, au sein desquels il se trouve en quelque sorte isolé. Sa constitution lithologique, totalement différente de celle des niveaux adjacents, se traduit par un style tectonique propre, dont les caractéristiques sont variables selon les secteurs.

1.3.2.1 *Entre Fresneda et le Col de San Quílez*, ce niveau apparaît, au Sud, comme une barre verticale faisant relief accompagnée fréquemment (au Sud de Fresneda et en rive droite du río Tirón), par des lentilles d'ophite de quelques mètres de diamètre. Au Nord, il constitue des entablements sub-horizontaux morcelés par l'érosion dont la limite sud est jalonnée de nombreuses lentilles d'ophite. Ces entablements se relient apparemment sans accidents notables aux calcaires liasiques du synclinal de Pradilla.

Au Col de San Quílez, frontière entre les dépressions de Pradilla-Fresneda et de Valgañón-Ezcaray, ce même niveau est affecté de pendages diversement inclinés (30° Sud et 45° Nord), et apparaît morcelé en deux éléments distincts séparés par les argiles du Keuper et une lentille d'ophite.

1.3.2.2 *Entre le Col de San Quílez et Ezcaray*, la dépression de Keuper, très étroite au Col, s'élargit progressivement vers l'Est. Le niveau dolomitique, qui disparaît brusquement à l'Est du Col, ne réapparaît qu'à l'Est de Valgañón, où également morcelé, il constitue les petites collines visibles au Sud de la route Valgañón-Ezcaray.

Les couches sont, le plus souvent, fortement inclinées vers le Nord ou le Sud, et même parfois verticales, et ne se raccordent absolument pas avec les structures observées, au Nord et au Sud, dans les terrains d'âge différent.

1.3.2.3 *Entre Ezcaray et le Col de Turza*, ce niveau incliné, au Sud de Santor Cuator à 20° dans cette direction, se redresse très vite et se morcelle en trois barres séparées le plus souvent les unes des autres, dont la direction sensiblement E-W reste constante malgré la présence de failles NW-SE qui les décrochent progressivement vers le Sud d'Ouest en Est.

Au niveau du confluent des arroyos de Turza et Sagastras cependant, à l'endroit où disparaît brusquement la lame cambrienne d'Ezcaray, ces barres, tout d'abord parallèles et distinctes, se courbent selon une convexité sud pour la barre méridionale, et nord, pour les deux autres, puis, se réunissent, les extrémités orientales des deux barres septentrionales accusant une torsion nette contre la barre méridionale (photo 3, Pl. VIII). Ce dispositif, assez singulier, suggère que celles-ci auraient coulissé contre cette dernière selon un mouvement de translation dirigé SW-NE.

Plus à l'Est, les trois barres, de nouveau nettement séparées, prennent des directions convergentes et à proximité du village de Turza, se réunissent puis se fragmentent en plusieurs éléments, dont certains (au NE du village) ont une direction curieusement N-S. Au-delà, enfin, une seule barre persiste, visible dans le village même, elle se suit sur plusieurs centaines de mètres, en direction du Col qui ferme la vallée à l'Est, puis disparaît ensuite définitivement.

1.3.3 LA ZONE DES PLIS.

La dépression de Keuper est dominée, au Nord, par des reliefs individualisés dans des terrains jurassiques abondamment replissés. Longue de 18 km., cette bande secondaire va se rétrécissant d'Ouest en Est, depuis Pradilla de Belorado, où elle a environ 4 km. de large, jusqu'au col de Turza, où elle est réduite à quelques dizaines de mètres.

L'observation de la carte permet de distinguer deux unités structurales principales:

- Au Sud, une unité synclinale, le *synclinal de Pradilla*, qui, largement ouverte à l'Ouest, se suit sans discontinuité jusqu'au Nord d'Ezcaray.
- Au Nord de ce synclinal, les mêmes formations jurassiques affleurent de nouveau, mais, selon un dispositif plus serré et écaillé, que j'appellerai, pour cette raison, *la zone des plis en écailles*, et qui va se rétrécissant depuis le NO de Pradilla, jusqu'au méridien de Zorraquin, au-delà duquel elle disparaît.

Ces différentes structures sont généralement orientées E-W; elles s'infléchissent cependant au Nord de Pradilla, avec une courbure à convexité N-W bien marquée, et sont, de plus, affectées localement (au Nord de Valgañón notamment) par des replis secondaires orientés N 140.

Ces différentes structures évoluent latéralement, avec notamment un resserrement nettement exprimé d'Ouest en Est (coupes fig. 41).

1.3.3.1 Le synclinal de Pradilla.

Sa terminaison occidentale est parfaitement dessinée dans les calcaires du Dogger, qui, inclinés à 45° vers le Nord près du village, se suivent sans discontinuité vers l'Ouest jusqu'au point 1.262 m., puis tournent vers l'Est et se poursuivent selon cette direction, avec des pendages voisins de 15° Sud.

Son flanc sud comprend l'ensemble de la série jurassique depuis les calcaires dolomitiques de l'Infra-Lias jusqu'aux alternances marno-gréseuses du Callovien largement développées au coeur du pli.

Son flanc nord, par contre, est recoupé par une faille inverse de même orientation que le pli, ce qui se traduit d'Ouest en Est par la disparition des calcaires du Lias et des horizons supérieurs de l'Infra-Lias.

Sa terminaison périclinale ouest est totalement entourée par une dépression creusée dans les argiles roses du Keuper, d'où émergent quelques collines correspondant au niveau dolomitique.

Au méridien d'Anguta (coupe III, fig. 41), le synclinal de Pradilla est largement développé. Son flanc inverse fait surface structurale à l'Est du col de San Quílez, où les calcaires du Lias sont inclinés entre 15 et 50° vers le Sud. Au NW de Valgañón, la direction et le pendage des formations liasiques et du Dogger changent brusquement, l'ensemble jusqu'alors orienté sensiblement E-W, participe à un repli N 140 dont les différents éléments sont parfaitement visibles de part et d'autre de l'arroyo de Lizcarro (photo 1, Pl. VII).

La présence de ce repli peut surprendre dans un secteur où les structures sont E-W; il s'inscrit en fait dans un système de contraintes liées aux mouvements du substratum, dirigés, en bordure du massif primaire notamment, par un système de failles dont les directions dominantes sont ici E-W et NW-SE.

A mesure que l'on va vers l'Est, de Valgañón à Ezcaray (coupes IV à VI), ce pli se resserre, se déverse et s'écaille. Par suite d'un relèvement d'axe, le fond du pli apparaît clairement au Nord de Valgañón, bien dessiné dans les calcaires du Dogger et du Lias.

Au Nord d'Ezcaray, en rive gauche du río Oja, la terminaison orientale du synclinal, individualisée ici dans les seules formations liasiques, apparaît très serrée, les deux flancs du pli sont de plus morcellés en plusieurs lames calcaires se chevauchant l'une l'autre vers le Nord; seule la présence des assises marneuses du Lias permet encore de distinguer la structure synclinale.

Le pli du Santor-Cuator (photo 1, Pl. VIII), synclinal à coeur de Dog-

ger, déversé vers le Nord, ne correspond pas au prolongement oriental du synclinal de Pradilla, mais à une autre unité plus méridionale, qui s'amorçant ici, se poursuit sur quelques centaines de mètres vers l'Est, puis disparaît sous les formations tertiaires de l'Ebre. Dans le détail, la géométrie des structures est assez complexe, caractérisée notamment par une duplication des assises calcaires du Lias et du Dogger dont les différents éléments se superposent en face Nord du Santor-Cuator.

1.3.3.2 La zone des plis écaillés.

Elle correspond à une succession de plis isoclinaux, déversés vers le Nord, dont les différents éléments sont parfois conservés, mais le plus souvent, seul s'observe l'un d'entre eux, l'ensemble se distribuant ainsi selon un système d'écaillés très serrées (photos 2 à 5, pl. VII).

Au méridien de Pradilla, là où le dispositif est le plus largement développé, on distingue du Sud vers le Nord :

- Une première zone anticlinale, constituée de plis très serrés, dont les flancs sont très redressés et où seules affleurent les différentes assises du Lias.
- Un synclinal à cœur de Callovien qui bien individualisé et d'architecture relativement simple au niveau de la coupe, se resserre rapidement vers l'Ouest et se pince, le flanc sud se fragmentant en plusieurs éléments qui se chevauchent l'un l'autre vers le Nord.
- Une deuxième zone anticlinale, constituée par une succession de structures monoclinales fortement inclinées vers le Sud, flancs de plis dont les charnières ont pour la plupart disparu. Au Nord, à proximité des conglomérats tertiaires, les assises carbonatées de l'Infra-Lias et du Lias sont séparées par des dépressions creusées dans les argiles roses du Keuper, les calcaires de l'Infra-Lias chevauchant, par l'intermédiaire d'une faille inverse de pendage sud, les conglomérats tertiaires situés plus au Nord.

Ce contact se suit sans discontinuité vers l'Ouest, où il s'infléchit progressivement passant d'une direction sensiblement E-W au niveau de la coupe, à une direction sub-méridienne en rive droite du río Tirón.

A mesure que l'on va vers l'Est cette zone va en se rétrécissant, les unités les plus septentrionales disparaissant les premières; à l'Est de Zorraquin, l'ensemble a totalement disparu et seule ne subsiste que la terminaison orientale du synclinal de Pradilla. Cette disparition a deux causes :

- Un biseautage des formations secondaires par les conglomérats tertiaires de l'Ouest vers l'Est.
- Un resserrement des structures d'autant plus intense selon cette direction.

On retiendra enfin que les relations entre les formations tertiaires et secondaires sont, partout où cela a pu être observé, de nature tectonique, une faille verticale ou le plus souvent inverse assure le contact (cf. au Nord d'Ezcaray, au Nord de Pradilla et de Fresneda). Au NE d'Ezcaray cependant, ces mêmes conglomérats tertiaires reposent en discordance stratigraphique sur les plis individualisés dans les formations secondaires. Deux phases tectoniques se sont ainsi succédées :

- La première est antérieure au dépôt des conglomérats tertiaires de l'Ebre, il s'agit d'une phase de plissement comme en témoigne la discordance du NE d'Ezcaray.
- La seconde est postérieure aux formations tertiaires, elle est caractérisée entre autre par un resserrement des plis de la première phase, et des contacts tectoniques entre ceux-ci et les conglomérats.

1.4 LE SECTEUR FRESNEDA-ALARCIA (6-10, E-G).

Ce secteur, situé au NO du Massif de la Demanda, représente l'élément le plus occidental de la bordure nord de ce Massif. Ses limites sont :

- A l'Ouest, la faille NW-SE d'Alarcia qui met en contact les formations grésoschisteuses du Cambrien supérieur et divers termes du Carbonifère de Valmala-Alarcia.
- Au Nord, les conglomérats tertiaires de la plaine de l'Ebre.
- A l'Est, le cours moyen du río Tirón entre Fresneda et Villagalijo.
- Au Sud enfin, le Massif primaire proprement dit.

Comme je l'ai indiqué en 1963, dans une note (M. COLCHEN, 1963) présentant les grandes lignes de la tectonique de ce secteur, c'est R. AITKEN (AITKEN, 1942) qui, le premier, souligna l'ampleur des accidents tectoniques dans cette région. Il met ainsi en évidence la superposition anormale à Pradoluengo des formations carbonifères sur les grès rouges du Trias. Mais un certain nombre de points restaient, pour lui, inexplicables, notamment les relations du Carbonifère et du Cambrien, et la signification tectonique des différentes unités de calcaires jurassiques qui,

plus au Nord, entre le Pico de Curiel et Rabanos, se chevauchent l'une l'autre vers le Nord.

Deux ensembles structuraux peuvent être distingués, situés de part et d'autre du méridien de Valmala:

- A l'Ouest, correspond ce que j'appellerai le domaine des *plis autochtones*, plis individualisés dans les formations carbonifères, triasiques et jurassiques, sur lesquels flottent épisodiquement quelques lambeaux allochtones, l'ensemble étant recouvert en discordance et fossilisé par les conglomérats des plateaux.
- A l'Est, toutes les structures observées se chevauchent les unes les autres vers le Nord, selon un système d'écaillés inclinées vers le Sud, et constituent ainsi le domaine des *écaillés allochtones*.

A la limite entre ces deux domaines, soit précisément selon le méridien de Valmala, on peut observer le passage des plis autochtones sous les écaillés allochtones.

1.4.1 LES PLIS AUTOCHTONES DE L'OUEST DE VALMALA.

La carte hors texte et les coupes 1 à 3, de la figure 42, montrent qu'il est possible de distinguer ici trois unités principales qui se succèdent du SW vers le NE.

1.4.1.1 Le synclinal del Horcajo.

Ce pli ouvert au NW se resserre puis se ferme au SE, en même temps qu'il tourne et de NW-SE devient sensiblement NE-SW près de Valmala. Les formations liasiques qui en constituent le cœur sont recoupées par des failles verticales ou inverses de même direction et de pendages sud.

Au Sud, le Carbonifère affleure tout d'abord largement, puis se réduit à une étroite bande aux abords immédiats de Valmala. En contact par faille avec le Cambrien à l'Ouest, les conglomérats carbonifères reposent au SE d'Alarcia, en discordance sur celui-ci, discordance très vite masquée vers l'Est par une faille inverse qui amène le Cambrien par dessus le Carbonifère.

1.4.1.2 L'anticlinal Valmala-Las Mojoneras.

Au Nord du synclinal del Horcajo, les fines alternances grésoschisteuses à lentilles carbonatées du Westphalien supérieur réapparaissent à

la faveur d'une structure anticlinale orientée NW-SE que l'on suit sans discontinuité depuis Valmala jusqu'au Sud de Rabanos. Cette structure, limitée au Nord et au Sud par des failles inverses de pendage sud, est affectée de replis secondaires de même orientation et déversés vers le NE. Ceux-ci, tout d'abord individualisés dans les alternances grésoschisteuses du Westphalien, s'observent au NW dans les grès rouges du Trias inférieur. L'ensemble recouvert par les conglomérats du plateau de Las Mojoneras, réapparaît à la faveur de la vallée de l'arroyo del Trampal, puis disparaît au-delà sous les mêmes formations conglomératiques.

1.4.1.3 Le synclinal de Rabanos.

Seul s'observe nettement le flanc inverse du pli développé dans les grès rouges et la dolomie du Trias inférieur et moyen redressés à la verticale ou renversés vers le Nord. Les calcaires liasiques, qui affleurent au cœur du pli, sont en effet le plus souvent masqués par des éboulis ou recouverts en contact anormal par des éléments allochtones.

Le niveau dolomitique interstratifié dans les horizons supérieurs du Keuper, nettement individualisé ici, se suit presque sans discontinuité depuis l'Ouest de Rabanos jusqu'au plateau des Cruces sous lequel il disparaît. Comme les structures précédemment décrites, cette barre verticale, recoupée par quelques failles de faible rejet horizontal, présente une inflexion marquée à convexité sud, passant ainsi d'Ouest en Est d'une direction NW-SE à E-W, en même temps qu'elle s'incline vers le Nord.

Les éléments allochtones précédemment évoqués sont constitués de calcaires liasiques qui, par l'intermédiaire d'une semelle de Keuper visible localement (au Sud de Rabanos notamment), reposent sur divers termes des plis autochtones. C'est ainsi qu'allant de Valmala à Rabanos, on peut observer que les contacts entre l'anticlinal de Valmala-Las Mojoneras et le synclinal de Rabanos, sont localement masqués par des calcaires du Lias, élément méridional (coupe 2) d'un lambeau allochtone plus vaste qui constitue les hauteurs dominant Rabanos au Sud et à l'Est (coupe 3).

Il est vraisemblable que les calcaires du Lias, qui à l'Ouest de Rabanos, reposent sur les niveaux argilo-gypseux et dolomitiques du Keuper soient à rattacher à cette unité allochtone morcelée ainsi en plusieurs éléments par l'érosion.

Les contacts entre les formations jurassiques et tertiaires sont, bien que rarement visibles, toujours de nature tectonique et caractérisés par le chevauchement du Jurassique par dessus les conglomérats tertiaires légèrement rebroussés. Mais, étant donné les mauvaises conditions d'observation, éboulis fréquents et placages plio-quadernaires, il est difficile,

voire impossible, de préciser si ces formations jurassiques appartiennent à l'autochtone ou plus vraisemblablement aux éléments allochtones. Notons enfin que ces diverses structures sont recoupées par des failles NW-SE ou NE-SW, failles verticales de faible rejet.

1.4.2 LES ÉCAILLES DE L'EST DE VALMALA.

A l'Est du méridien de Valmala, les plis autochtones des coupes 1 à 3 disparaissent sous une vaste structure monoclinale, le plateau des Cruces, régulièrement incliné à 15-20° vers le Sud (coupe 4). Empruntant la vallée du petit arroyo du Nord de Valmala, on peut effectivement observer que les différentes formations carbonifères et triasiques qui participent à ces plis, localement redressées à la verticale et même rebroussées (cf. la barre dolomitique du Trias en rive gauche de l'arroyo), sont indifféremment surmontées par les calcaires du Lias inclinés à 15° vers le Sud. Ainsi débute le domaine des écailles allochtones qui se poursuit jusqu'à l'Est de Pradoluengo et dans lequel je distinguerai :

- La bordure nord du Massif primaire,
- Le plateau des Cruces,
- Les écailles du NE des Cruces.

1.4.2.1 La bordure nord du Massif primaire.

Les formations schisto-gréseuses du Cambrien moyen sur lesquelles le Westphalien reposait en discordance, au SW de Valmala, chevauchent vers le Nord, les formations situées en bordure. Ceci se traduit par une disparition presque complète des formations carbonifères dont seuls n'affleurent que les fines alternances schisto-gréseuses des horizons supérieurs, très froissées et replissées sous le contact. De même, les grès rouges du Trias, redressés à la verticale à l'Est de Valmala, se renversent rapidement vers le Nord (parties sud des coupes 4 à 6), puis totalement recouvertes par le Cambrien, ne réapparaissent au-delà de Soto, qu'à la faveur des fenêtres des ríos Iyutia et Pradoluengo (parties sud des coupes 7 et 8).

En ces deux localités on peut effectivement observer que les grès rouges du Trias en série inverse, reposent sur les niveaux argilo-gypseux du Keuper et sont recouverts parfois directement par le Cambrien, ou séparés de ce dernier par les fines alternances grés-schisteuses du Westphalien supérieur, intensément replissées sous le contact. Le Cambrien, constituant l'unité tectonique supérieure repose ainsi en contact anormal sur les formations plus récentes.

Ce chevauchement s'effectue par l'intermédiaire d'une ou plusieurs failles plates à faible pendage sud, qui, clairement exprimées en bordure, se suivent difficilement plus au Sud. J'ai pu en effet observer, en remontant les vallées des différents arroyos, que les formations cambriennes sont localement replissées et même broyées (rives droite et gauche des ríos de Santa Cruz et de Pradoluengo) au Sud de leurs contacts avec les formations plus récentes. Ceci suggère que la bordure nord du Massif est ici débitée en plusieurs éléments séparés les uns des autres par des failles inverses à faible pendage sud, que l'absence de niveaux repères ne permet pas de mettre en évidence de façon précise sur une carte.

La flèche du chevauchement dont l'amplitude augmente d'Ouest en Est, atteint à l'Est de Pradoluengo 4 km. Il est vraisemblable même que ce chiffre doit être inférieur à la réalité, car il n'est pas possible de préciser l'endroit exact de l'enracinement des structures au SW de Fresneda. Très rapidement, cependant, les choses redeviennent normales et, comme je l'ai déjà indiqué, les conglomérats de base de la série carbonifère de Fresneda, redressés à la verticale, font normalement suite en discordance dans la coupe du río Tirón, aux grès cambriens inclinés à 45° vers le Sud.

1.4.2.2 Le plateau des Cruces.

Au Nord d'une ligne Valmala-Soto, les formations jurassiques se disposent selon une assez vaste structure monoclinale, inclinée vers le SE, correspondant au plateau des Cruces, sommet principal du dispositif. Cette unité, relevée à l'Ouest et inclinée à l'Est, est chevauchée au Sud par les formations triasiques, et chevauche elle-même comme je l'ai déjà indiqué, les plis autochtones de l'Ouest de Valmala.

A l'Est, elle disparaît sous un système d'écailles individualisées dans les calcaires du Lias.

Au Nord, enfin, elle est séparée des éléments allochtones de Rabanos, par une dépression creusée dans les argiles et les gypses du Keuper. Le plateau des Cruces apparaît ainsi comme totalement allochtone, la surface de chevauchement située à l'Ouest sous les calcaires du Lias, est tronquée à l'Est par plusieurs failles inverses qui se raccordent aux failles de chevauchement principales (coupes 4 à 6).

1.4.2.3 Les écailles du NE des Cruces.

Au NE du plateau des Cruces les formations liasiques sont répétées tectoniquement selon plusieurs écailles qui se superposent les unes sur les autres par l'intermédiaire des argiles du Keuper. L'ensemble a, dans

le détail, une architecture assez complexe dont il est parfois difficile de préciser l'ordonnance. D'une façon générale (coupes 5, 6 et 7), ces structures sont inclinées vers le Sud entre 15 et 40° et présentent localement de légers rebroussements sous les contacts anormaux principaux.

Au Nord, comme cela apparaît clairement en rive droite et gauche du río Iyuta (coupes 6 et 7) les calcaires du Lias chevauchent, par l'intermédiaire d'une faille inverse inclinée à 45° vers le Sud, les conglomérats tertiaires d'Ojacastro légèrement rebroussés sous le contact (photo 4, pl. VIII).

1.4.3 LA BORDURE SECONDAIRE ENTRE FRESNEDA ET PRADOLUENGO

Les formations triasiques et jurassiques, réduites à un étroit liseré au Nord de Pradoluengo, affleurent de façon continue à l'Est et l'on peut reconnaître les différentes assises du Lias calcaires, séparées de la dolomie du Keuper par des dépressions creusées dans les argiles et les gypses de cet étage.

Les collines du Nord de Pradoluengo sont édifiées dans ces mêmes formations argilo-gypseuses dans lesquelles on remarque des éléments de matériel secondaire de contour anguleux (calcaire du Lias essentiellement) l'ensemble apparaît ainsi comme une *intumescence gypseuse* située au front du chevauchement de la bordure nord du Massif primaire.

Les formations liasiques disposées en auréoles autour de ce chevauchement sont plissées selon des directions E-W au NE, puis NW-SE, entre Santa Ollola et Fresneda, qui se moulent sur cet accident. Ces plis sont, d'autre part, recoupés par des failles obliques en direction et de faible rejet vertical.

Chapitre 2.—LES TERMINAISONS ORIENTALES ET OCCIDENTALES ET LA

BORDURE SUD

2.1 La boutonniere d'Alba.

2.2 La terminaison occidentale.

2.3 Les bordures méridionales et orientales.

3 CONCLUSIONS.

Chapitre 2.—LES TERMINAISONS ORIENTALES ET OCCIDENTALES ET LA BORDURE SUD

2.1 LA BOUTONNIERE D'ALBA (D-6).

Les formations secondaires recouvertes au Nord de Rábanos, par les conglomérats tertiaires, réapparaissent cependant en deux endroits:

- A 3 km. au NW de Rábanos où les calcaires du Lias et du Dogger, redressés à la verticale font reliefs au-dessus de la surface tertiaire.
- Et à quelques kilomètres plus au NW, près du village abandonné d'Alba, où les calcaires blancs du Crétacé supérieur, plissés, apparaissent en boutonnière au sein des formations conglomératiques d'Ojacastro.

La boutonnière d'Alba, affleurement le plus septentrional des formations secondaires de la bordure nord de la Demanda, est le seul endroit où le Crétacé supérieur soit visible. Cependant, la présence dans les conglomérats tertiaires de toute la bordure nord du Massif, de nombreux galets de calcaire blanc à Foraminifères de même faciès que les calcaires sénoniens d'Alba, suggère que ces derniers devaient affleurer plus largement avant le dépôt de ces formations tertiaires.

Le pli d'Alba apparaît comme un anticlinal déversé vers le NE dont la voûte, plus large au NW, est affectée d'un repli synclinal déversé dans le même sens (coupes Fig. 43). Les sables blancs qui affleurent au coeur du pli rappellent tout à fait les classiques faciès d'Utrillas de l'Albien des Chaînes Ibériques sud-orientales. Ils supportent une série essentiellement carbonatée d'environ 150 m. de puissance, comprenant plusieurs horizons fossilifères allant du Cénomaniens à *Ostreidés* au Santonien à *Lacazines*.

La terminaison périanticlinale du pli s'ennoie normalement au SE sous les conglomérats tertiaires qui recouvrent en nette discordance les calcaires du Crétacé supérieur très redressés (coupe 3).

Le flanc sud du pli, régulièrement incliné entre 20 et 30° vers le SW, chevauche légèrement le repli synclinal médian (coupes 1 à 3). Celui-ci, très dissymétrique, se raccorde au SE avec les assises du flanc nord pli principal; bien individualisé au NE d'Alba, il disparaît ainsi vers le NW sous les calcaires du flanc sud (coupe 1).

Le flanc nord, recoupé en cluse par le río Oca, est affecté de replis secondaires déversés vers le NE visibles dans les assises calcaires du Crétacé supérieur (coupes 1 et 2).

Au NW, ces différents éléments disparaissent sous les conglomérats des plateaux qui constituent les hauteurs qui ferment au NW et au SE la boutonnière d'Alba.

Les conglomérats tertiaires d'Ojacastro reposent en nette discordance sur les plis individualisés dans les assises du Crétacé supérieur, mais sont eux-mêmes affectés de pendages qui divergent de part et d'autre de cette structure anticlinale.

Deux phases tectoniques se sont ainsi succédées, l'une antérieure au dépôt des conglomérats tertiaires est responsable du plissement des formations secondaires, l'autre postérieure se traduit par un resserrement des structures plissées et notamment le chevauchement du flanc sud vers le Nord, et par le bombement anticlinal à grand rayon de courbure visible dans les conglomérats tertiaires.

2.2 LA TERMINAISON OCCIDENTALE.

L'ennoyage du Massif de la Demanda vers l'Ouest s'effectue par trois paliers successifs correspondant respectivement aux Sierras du San Millán, du Mencilla et du Casajero séparées les unes des autres par des dépressions, dépression de Pineda entre les Sierra du San Millán et du Mencilla, dépression de Tinieblas entre cette dernière et la Sierra du Casajero.

Chacune de ces unités, bien individualisées dans le paysage, est limitée au NE et au SW par des failles NW-SE, longues de plusieurs kilomètres qui déterminent une orientation semblable des sierras qu'elles délimitent.

Si les Sierras du Casajero et du Mencilla s'annoient normalement au SE sous les formations triasiques, il n'en est pas de même de la Sierra du San Millán, qui se raccorde au Massif de la Demanda proprement dit. Au NW, les choses sont plus complexes et différent selon les endroits. La Sierra du Casajero s'annoie normalement sous le Trias; celle du Mencilla, par contre, est recoupée par d'importantes failles NE-SW, et le Paléozoïque inférieur, en contact par faille avec les formations secondaires, réapparaît plus au NW, à la faveur du semi-horst de l'Esculca.

Quant à la Sierra du San Millán, sa bordure NW est masquée par les

conglomérats plio-quadernaires du río Valdecarros, si bien qu'il n'est pas possible de préciser quels sont ses rapports avec les formations secondaires, ni avec le secteur Pradoluengo-Alarcia.

Tenter de préciser les modalités de l'ennoyage du Massif vers l'Ouest consiste essentiellement à observer quels sont les rapports entre les formations carbonifères et secondaires qui constituent la couverture de ce Massif, puis à décrire les structures observées dans celle-ci. Ces problèmes seront envisagés successivement tout d'abord dans les trois sierras occidentales et les deux dépressions qui les séparent, puis dans le secteur du demi-horst de l'Esculca, et, enfin, à la bordure SW du Massif.

Auparavant, je préciserai les caractéristiques principales des grandes failles dont la présence est l'un des faits majeurs de la tectonique de cette région.

2.2.1 LES FAILLES.

Parmi les grandes failles représentées sur la carte géologique au 1/100.000e, on peut distinguer deux systèmes principaux:

- Le premier correspond aux failles NW-SE qui limitent latéralement les différentes sierras.
- Le second aux failles NE-SW visibles notamment au NW des Sierras du Mencilla et du Casajero.

2.2.1.1 Les failles NW-SE.

Elles comprennent du NE vers le SW:

- *La faille d'Alarcia*, faille verticale, à rejet à la fois vertical et horizontal, joue ainsi comme faille de décrochement dextre. Elle limite, à l'Est, la Sierra du San Millán et sépare nettement celle-ci du secteur Alarcia-Pradoluengo.
- *Les failles de Pineda*, sont localisées à l'Est de la Sierra du Mencilla dont elles constituent ainsi la limite est. Il ne s'agit pas d'une seule faille, mais de plusieurs failles parallèles ou disposées en faisceau divergent, et dont certaines se suivent sur plus de 45 km. de Neila (15-0) au Sud de Villasur (4-F). Leurs rejets, essentiellement verticaux, sont d'amplitude variable selon les secteurs. Prenant comme niveau de référence la surface de base des formations carbonifères, on constate ainsi:
- Qu'à l'Est cette surface de base est inclinée du SE vers le NW, pas-

sant de 1.400 m. au Puerto Mansuillo (cf. coupe 2, fig. 44) à moins de 1.000 m. près de Villasur. Deux failles du système NE-SW la recoupent à proximité de Pineda, ce qui se traduit localement par une inclinaison de sens contraire du niveau de référence.

- Qu'à l'Ouest de Pineda, ces failles se distribuent selon un système divergeant vers le NW, dont les rejets verticaux amènent par paliers successifs la surface de base du Carbonifère, à 1.200, 1.300 et 1.550 m., celle-ci étant de plus relevée vers le NW (coupes 1 et 3).

Au NE d'Urrez (4-G) les failles situées à proximité de la dépression de Pineda se suivent encore sur quelques centaines de mètres, puis disparaissent au Sud de Villasur sous les alluvions du río Urrez et les formations plio-quadernaires du plateau de Valdepite. Elles doivent cependant se poursuivre encore dans cette direction, comme le suggère la brusque variation de pendage observée dans les formations wealdiennes de part et d'autre du río Arlanzón (en 2-3, E).

- *Les failles de Tinieblas*, limitant, à l'Ouest la dépression de Tinieblas, se reccordent au SE, dans la région de Barbadillo del Pez, avec celles de Pineda. De la même façon que celles-ci, elles relèvent les structures d'Est en Ouest et, recouvertes au SE par les formations plio-quadernaires de Vizcaínos, elles disparaissent au NW dans les formations triasiques.
- *Les failles de la bordure SW du Casajero*, moins longues que les précédentes et dont les rejets vont progressivement en décroissant du NE vers le SW, déterminant ainsi l'ennoyage définitif du Massif primaire vers le SW.

2.2.1.2 Les failles NE-SW.

Elles sont schématiquement réparties selon un système divergeant vers le NE depuis l'extrémité occidentale de la Sierra du Casajero, et se suivent ainsi de façon plus ou moins continue jusqu'au-delà de la dépression de Pineda. Il s'agit de failles subverticales qui relèvent les structures du SW vers le NE, et qui recoupent les précédentes sans en modifier le tracé.

On remarquera que le jeu simultané des deux systèmes de failles se traduit par un relèvement du flanc est des trois Sierras, les structures étant ainsi relevées à l'Est et abaissées vers l'Ouest, et, comme cela apparaît clairement pour la Sierra du Mencilla, par un relèvement du quart NE. Il en résulte que la surface de base du Carbonifère, qui, à l'Est des

failles de Pineda, est inclinée vers le NW, a, au NE de la Sierra du Mencilla, une inclinaison de sens contraire (cf. partie nord de la coupe 3).

La mise en place de ces deux systèmes de failles semble avoir été simultanée, elles se recoupent en effet localement de nombreuses fois sans que celles d'un système dévient celles de l'autre. Comme elles affectent les formations carbonifères et l'ensemble des formations secondaires, mais sont recouvertes par les formations plio-quadernaires, on peut en déduire qu'elles sont contemporaines des failles de même direction observées plus à l'Est.

Or, il est frappant de constater la similitude existant entre la répartition et l'orientation de ces grandes failles, et la paléogéographie du Carbonifère. On se souvient, en effet, que les variations de la granulométrie des éléments détritiques et des faciès des formations carbonifères de Pineda, révélaient l'existence de terres émergées au SE, et, d'une mer franche au NW, montrant ainsi que la sédimentation westphalienne s'était ici effectuée dans un golfe étroit fermé au SE et ouvert au NW.

Cette similitude permet, par suite, d'envisager que ces grands accidents se sont précisément individualisés à l'emplacement d'une zone déjà mobile au Westphalien, soulignant ainsi la permanence des grands traits structuraux de cette région depuis cette époque.

2.2.2 TECTONIQUE DE LA COUVERTURE ET SES RAPPORTS AVEC LE SUBSTRATUM DANS LES SIERRAS OCCIDENTALES.

De la même façon que pour la bordure nord, le terme «couverture» se rapporte à l'ensemble des terrains carbonifères et secondaires qui reposent en discordance sur le Paléozoïque inférieur constituant l'ossature du Massif de la Demanda.

Les trois sierras étant relevées au NE et au NW par le jeu des deux systèmes de failles précédemment évoqués, la tectonique de la couverture et ses rapports avec le socle varient selon les régions.

Dans les dépressions de Pineda et de Tinieblas, le Westphalien ou le Trias reposent, à l'Est, normalement en discordance sur les terrains cambro-ordoviciens plissés comme l'indique clairement le tracé sinueux de leurs contours; à l'Ouest, par contre, ces mêmes terrains sont en contact tectonique avec le socle, et parfois même fortement redressés contre l'une des failles NW-SE qui assurent les limites entre ces dépressions et les Sierras adjacentes. C'est notamment le cas à l'Ouest du barrage de l'Arlanzón (5-H), où d'Est en Ouest les pendages des formations carbonifères passent de 15° Ouest près du barrage, à 20, 40, puis se redressent brusquement à la verticale contre la faille de Pineda; les conglomés-

rats et grès rouges du Trias qui, localement, sont pincés entre deux failles satellites de l'accident principal étant pareillement redressés. Un tel dispositif en synclinaux dissymétriques se retrouve à l'Est de la faille de Pineda, du Puerto Manquillo (8-K) au SE de Villasur et dans la dépression de Tinieblas.

A l'intérieur même des Sierras, les formations carbonifères et secondaires se présentent selon des structures monoclinales faiblement inclinées.

Dans la partie NW de la Sierra du Mencilla, ces formations affleurent ainsi de façon discontinue. Elles reposent normalement en discordance sur le socle au NE et au NW, mais sont en contact tectonique avec ce dernier par l'intermédiaire de failles NW-SE et NE-SW, au SE et au SW.

Dans chacun des deux cas envisagés, on notera que les formations carbonifères et triasiques sont étroitement solidaires du substratum sur lequel elles reposent et qu'elles ne sont plissées et rebroussées qu'à proximité des failles. Ailleurs, elles se disposent selon des structures monoclinales, très peu inclinées sur l'horizontale.

2.2.3 TECTONIQUE DU SECTEUR DE L'ESCALCA.

Séparé de la Sierra du Mencilla par la dépression d'Urrez-Matalindo, l'Escalca (1.213 m.), individualisé dans le Paléozoïque inférieur, apparaît comme un semi-horst relevé au SW et abaissé au NE. Les formations secondaires qui en constituent l'enveloppe l'entourent complètement et reposent soit directement sur le Cambrien, soit le plus souvent sur le Westphalien.

Au SW, une faille NW-SE assure sa limite avec les formations triasiques de San Adrián et Santa Cruz de Juarros, ailleurs le Carbonifère ou le Trias reposent normalement en discordance sur les plis individualisés dans les formations grésoschisteuses du Cambrien supérieur.

Ce semi-horst, fragmenté en plusieurs éléments par des failles sub-méridiennes, est entouré, au Nord et à l'Est, par une dépression qui en délimite bien les contours. Au Nord, cette dépression est creusée dans les argiles roses qui doivent certainement être rapportées au Keuper. La corniche calcaire et dolomitique qui la domine au Nord, apparaît sensiblement sub-tabulaire, bien qu'elle soit dans le détail fragmentée en plusieurs éléments par des petites failles inverses orientées NE-SW contre lesquelles les couches sont ployées.

A l'Est, la dépression d'Urrez-Matalindo, qui sépare l'Escalca de la Sierra du Mencilla, correspond à une structure synclinale bien individua-

lisée dans les calcaires du Trias, et dont le coeur est localement occupé (notamment à Urrez et à Brieva) par les calcaires du Lias.

Ce synclinal, que l'on devine assez bien sur la photo aérienne, se rétrécit vers le Sud pour s'élargir ensuite et se raccorder aux structures de Santa Cruz de Juarros. A l'Est, il est limité par une faille NE-SW, faille verticale dont le rejet est d'environ 400 m. qui met brutalement en contact les argiles roses du Keuper avec les alternances grésoschisteuses du Cambrien supérieur.

Au Sud, plusieurs failles NW-SE, fragmentent la dalle calcaréo-dolomitique du Trias en plusieurs éléments généralement inclinés vers le SW, et qui, parfois, sont très fortement redressés à leur contact.

A l'Ouest, enfin, dans le secteur de San Adrián de Juarros, les formations triasiques ont des pendages qui divergent régulièrement de part et d'autre de la terminaison occidentale du semi-horst, l'ensemble plongeant ainsi régulièrement vers l'Ouest.

2.2.4 LA BORDURE SE DU MASSIF.

La tectonique des formations secondaires à la bordure SW de la Sierra du Casajero est une tectonique à la fois cassante et souple. Elle est effectivement cassante en bordure même, où des failles NW-SE assurent, le plus souvent, les contacts entre les formations secondaires et paléozoïques. Il s'agit de failles verticales qui relèvent ainsi progressivement les structures par paliers successifs du SW vers le NE. Mais elle est également souple comme le révèlent les nombreux replis développés au Sud de San Millán de Lara et à proximité de Vizcaínos, dans les alternances marno-calcaires et grésosconglomératiques du Wealdien (fig. 45). Ces plis, recoupés perpendiculairement à leurs axes par les ríos Cabrera, San Martín, Jarantillo et Pedroso, sont parfaitement visibles sur les photos aériennes où leurs différents éléments apparaissent clairement dans les vallées alors qu'ils sont masqués sur les hauteurs par les épandages plio-quadernaires.

A l'Est du río Pedroso, entre Barbadillo del Pez et Tolbaños de Abajo (11-M), les formations secondaires reprennent progressivement un dispositif monoclinale incliné vers le Sud, recoupé, au Nord, par des failles sensiblement E-W qui n'en perturbent pas grandement l'ordonnance. Ce passage progressif de structures plissées à des structures monoclinales s'explique en partie par l'ennoyage progressif vers le SE des Sierras du Casajero et du Mencilla; mais, il peut également être lié aux variations de lithofaciès des formations wealdiennes, qui, selon la même direction,

passent d'alternances marno-calcaires et grésoconglomératiques, à des faciès essentiellement conglomératiques peu aptes aux plissements.

2.3 LES BORDURES MERIDIONALES ET ORIENTALES.

L'observation de la carte géologique au 1/100.000e montre que les formations paléozoïques de la Sierra de la Demanda et de Neila, s'envoient normalement à l'Est et au SE sous les formations secondaires. Cet ennoyage s'effectue ainsi rapidement sans perturbations majeures. On notera cependant la présence de failles E-W au Nord du synclinal de Canales et à l'Est de la Sierra de Neila, failles le plus souvent normales, qui, localement, jouent comme failles inverses, et qui se traduisent par une fragmentation de l'Est de la Sierra de Neila, en plusieurs compartiments dont le flanc nord est relevé.

La faille de Neila, qui assure les contacts entre les formations paléozoïques et secondaires fait partie du système NW-SE de Pineda précédemment évoqué. Les failles de ce système, très nombreuses, on l'a vu dans la partie ouest du Massif, sont ici plus rares, à l'Est du río Urbión (en 18-20 M) notamment l'une d'elles recoupe les structures antécarbonifères et effecte au SE les formations secondaires du flanc NW du Bereales (21-N).

Les principaux faits concernant la tectonique de cette région seront exposés en suivant le plan suivant:

- La tectonique des bordures orientale et méridionale de la Sierra de la Demanda.
- Le synclinal de Canales.
- Les bordures orientales et méridionales de la Sierra de Neila.

2.3.1 LES BORDURES ORIENTALE ET MERIDIONALE DE LA SIERRA DE LA DEMANDA.

A l'Est, les formations paléozoïques disparaissent normalement sous les conglomérats de base du Trias qui les surmontent en discordance.

Ce contact, qui est partiellement masqué entre le Muélago (23-H) et l'Alto de la Agenzana (22-J), par un épais couvert forestier, apparaît par contre très nettement plus au Sud, et notamment au San Cristóbal (21-K) où (cf. coupe b, fig. 43) les conglomérats triasiques, inclinés à 10° vers le Sud, reposent en discordance sur les formations trémadociennes redressées à la verticale.

Vers l'Ouest, à partir du petit village de Brieva de Cameros, les cho-

ses se compliquent quelque peu, les relations entre le Massif et sa couverture secondaire étant le plus souvent de nature tectonique par l'intermédiaire de failles E-W, failles verticales ou légèrement inversés de faibles rejets qui affectent, ici, les niveaux de base de la série secondaire.

2.3.2 LE SYNCLINAL DE CANALES.

Les Sierras de la Demanda et de Neila sont séparées par des terrains secondaires comprenant une série allant du Trias au Wealdien, disposés en un pli synclinal d'orientation identique à celle des deux massifs qu'il sépare. Ce pli, sensiblement symétrique, a une architecture simple (cf. coupes c et d, figure 45), les couches des flancs nord et sud convergent généralement régulièrement; au Nord, cependant, près de Canales, on notera la réapparition au sein des formations wealdiennes des calcaires du Dogger à la faveur d'un repli anticlinal légèrement déversé vers le Nord et recoupé par des failles longitudinales, situées précisément dans le prolongement du réseau de failles de Mansilla. Ce pli se rétrécit près de Viniegra de Abajo, dans une région où ce réseau de failles est très dense, puis il s'élargit de nouveau vers l'Est et se raccorde avec les terminaisons orientales des massifs de la Demanda et de Neila.

Vers l'Ouest, les structures semblent s'envoyer sous les épaisses formations du Wealdien, puis, brusquement disparaissent entre Monterrubio et Barhadillo de Herreros, sans qu'il soit possible, étant donné l'abondance des cultures, de préciser les modalités de cette disparition.

2.3.3 LES BORDURES ORIENTALES ET MERIDIONALES DE LA SIERRA DE NEILA.

La bordure orientale de la Sierra de Neila, fragmentée en plusieurs compartiments par des failles E-W et NW-SE, s'envoie normalement de la même façon que celle de la Demanda sous les formations triasiques.

La forte densité du réseau de failles dans ce secteur se traduit par la réapparition du Paléozoïque inférieur au sein des formations secondaires; c'est notamment le cas au Sud de Brieva de Cameros et de Viniegra de Arriba. Ceci mis à part, l'étude de détail de cette bordure réalisée dans le cadre d'un D.E.S. par M. Th. DES VALLIERES (1972) a permis de préciser le sens des rejets de ces différents accidents, et a montré que la couverture secondaire s'est adaptée de façon souple à cette tectonique cassante du socle, tout en restant étroitement solidaire de celui-ci.

Au Sud, on retrouve un dispositif identique; le plus souvent le socle disparaît sous le Trias, localement cependant une faille vient perturber cette ordonnance, sans donner lieu à aucun accident d'envergure.

Ainsi, disparaît vers le Sud, le Massif de la Demanda dominé par les épaisses séries conglomératiques du Wealdien, dans lesquels sont édifiées les imposantes falaises de la Sierra de Urbión.

3 CONCLUSIONS.

Cette étude révèle la diversité des styles tectoniques observés en bordure du massif.

La bordure nord est fragmentée en plusieurs secteurs par trois systèmes de failles (NW-SE, NE-SW et E-W), chacun d'eux étant caractérisé par une orientation et un style différent des structures.

- *Entre Anguiano et Pazuengos*, les formations secondaires sont redressées à la verticale contre une faille NW-SE qui assure le contact entre celles-ci et le massif primaire; localement cependant cette barre verticale est chevauchée par un système de plis couchés ou déversés vers le Nord qui reposent eux-mêmes en contact anormal au-dessus des conglomérats tertiaires de l'Ebre.
- *Entre Turza et Fresneda*, la bordure nord du massif est fragmentée en plusieurs compartiments par des failles en relai orientées ENE-WSW, dont le comportement conditionne de façon étroite la tectonique des formations secondaires.
- *Entre Fresneda et Alarcia*, des failles plates de cisaillement découpent cette bordure en lames qui se chevauchent l'une l'autre avec une amplitude croissante d'Ouest en Est.

La terminaison occidentale est caractérisée par un ennoyage du massif par paliers successifs, paliers délimités par des grandes failles NW-SE localement accompagnées de failles NE-SW.

Les terminaisons orientales et méridionales sont moins complexes, le massif primaire disparaissant le plus souvent normalement sous sa couverture secondaire.

La tectonique des formations secondaires est étroitement conditionnée par celle du substratum sur lequel elles reposaient; les structures ont en effet même orientation que les failles de bordure, et leur style est le fidèle reflet de leur rejet. On a pu par ailleurs noter que les grès rouges du Trias inférieur étaient généralement solidaires du substratum, et que les assises jurassiques étaient décollées au-dessus du Keuper argilo-gypseux.

Les conglomérats tertiaires de l'Ebre, qui au NE et au NW reposent en discordance stratigraphique sur les formations secondaires plissées, sont en bordure nord, le plus souvent en contact tectonique avec celles-ci.

A la lumière des relations observées entre les formations secondaires et tertiaires, on peut envisager une chronologie relative de la mise en place des structures. Deux phases sont ainsi à considérer:

- La première est antérieure au dépôt des conglomérats tertiaires comme en témoignent les discordances observées au NW de Tobia et au NE d'Ezcaray; il s'agit d'une phase de plissement.
- La seconde est postérieure à ce dépôt, elle se traduit par un resserrement des structures, et un chevauchement de celles-ci par dessus les conglomérats de bordure.

D'autres phases se sont succédées, mais leur importance est moindre; elles seront évoquées ultérieurement, de même que les modalités de mise en place de ces différentes structures.

Troisième partie

CONCLUSIONS SUR L'ETUDE STRUCTURALE

L'étude structurale du massif primaire proprement dit et de ses bordures a permis de mettre en évidence plusieurs types de structures. Certaines affectent les formations antécarbonifères, d'autres les formations carbonifères et secondaires, d'autres enfin sont communes à l'ensemble de ces formations. L'observation des relations géométriques entre les diverses structures a permis d'autre part, d'envisager une chronologie relative de leur mise en place.

La discordance clairement exprimée entre le Westphalien B-C et les formations cambriennes et ordoviciennes, celle plus discrète entre le Trias et le Westphalien supérieur, celles enfin observées entre les formations tertiaires et secondaires, permettent ainsi de distinguer deux grandes périodes orogéniques:

- La première sera rapportée en première hypothèse à *l'orogénèse hercynienne* (l'importante lacune existant entre le Westphalien B et l'Ordovicien inférieur, rend effectivement hypothétique cette attribution, mais néanmoins vraisemblable comme j'aurai l'occasion d'en discuter ultérieurement).
- La seconde intéresse *l'orogénèse pyrénéo-alpine*.

Chapitre 1.—L'OROGENESE HERCYNIENNE

- 1.1 Les différentes phases.**
- 1.2 Les styles structuraux.**
- 1.3 Le métamorphisme synorogénique.**
- 1.4 Conclusions.—Relations chronologiques entre tectogenese et métamorphisme.**

Trois phases de déformations se sont succédées avant le dépôt du Westphalien B: elles ont été suivies de mouvements essentiellement épéirogéniques pendant la période s'étendant du Westphalien au Trias inférieur, et furent précédées de mouvements de même type pendant le Paléozoïque inférieur et à la limite Précambrien-Cambrien.

Aucun argument ne permet en effet d'envisager l'existence d'une tectonique antécambrienne, les seuls mouvements sont en effet de nature épéirogénique comme en témoignent les conglomérats de la base du Cambrien, bien que la discordance cartographique qui normalement en résulterait, soit indécélable dans la Demanda, par suite du faible affleurement des formations précambriennes.

1.1 LES DIFFERENTES PHASES.

1.1.1 LES PHASES ANTE-WESTPHALIENNES

- La première phase est la phase principale si l'on en croit l'importance régionale des structures mises en place et l'intensité du métamorphisme développé.
- La seconde est caractérisée par un rejeu des structures précédentes, non accompagné de métamorphisme.
- La troisième, qui ne se manifeste que localement, apparaît comme une phase de plissement accompagné de métamorphisme, d'intensité moindre que celui de la première phase.

La détermination de l'âge de ces diverses manifestations pose deux sortes de problèmes:

- Doit-on considérer que celles-ci sont les effets d'une seule orogénèse, ou de plusieurs?
- Celle ou celles-ci sont-elles hercyniennes, antérieures, ou les deux?

L'importante lacune existant entre le Westphalien B et le Trémadocien rend très délicate l'attribution d'un âge précis. Plusieurs hypothèses doivent par suite être envisagées:

- Ou bien, l'ensemble de ces phases est à rattacher à la *phase sudète* clairement exprimée dans le León et les Asturies, où elle se traduit par une forte discordance entre le Westphalien B supérieur et le Namurien (discordance de Curavacas de J. KANIS, 1956, ou Palentienne de R. H. WAGNER, 1963).
- Ou bien, on envisage d'étaler dans le temps le déroulement de cette orogénèse, en considérant que ces trois phases se sont manifestées à des époques distinctes de l'orogénèse hercynienne.
- Ou bien enfin, on considère que les deux premières phases sont nettement séparées de la troisième, et liées à une phase antérieure de l'orogénèse hercynienne (bretonne) ou même à une orogénèse plus ancienne, calédonienne ou taconique.

S'il ne fait pas de doute que le dépôt du premier niveau de conglomérats des formations carbonifères de la Sierra de la Demanda (daté Westphalien B-C par les flores de Fresneda, Alarcia et Pineda I), font immédiatement suite à un important rajeunissement des reliefs, il n'est cependant pas impossible d'envisager un âge plus ancien pour les premières phases.

On notera néanmoins que la *phase bretonne* qui ne se manifeste que localement dans l'ensemble asturien, est une phase essentiellement épéirogénique (R. H. WAGNER, 1962; L. U. DE SITTER, 1965). L'*orogénèse calédonienne* n'a d'autre part jamais été mise en évidence en Espagne; tout au plus lui rattache-t-on diverses lacunes observées dans la série paléozoïque du NW de l'Espagne (L. U. DE SITTER, 1965; PH. MATTE, 1968).

Par suite, il serait étonnant que la Sierra de la Demanda soit la seule région de la Péninsule où l'une de ces phases se caractérise par la mise en place de plis accompagnée de métamorphisme alors que partout ailleurs il s'agit de mouvements épéirogéniques.

Ainsi, compte tenu des données locales et régionales, il apparaît vraisemblable, tout en notant l'absence d'arguments stratigraphiques incontestables, de rapporter la mise en place des structures et des diverses manifestations du métamorphisme observés dans le Précambrien et le Paléozoïque inférieur de la Sierra de la Demanda, à l'orogénèse hercynien-

ne. Le dépôt des conglomérats du Westphalien B-C a été précédé d'un important rajeunissement des reliefs en liaison possible avec la troisième phase, qu'il convient de paralléliser avec la phase de Curavacas ou Palentienne de l'ensemble asturien. Les deux premières phases seraient par suite plus anciennes, contemporaines d'une période allant du Carbonifère inférieur au Westphalien.

1.1.2 LES PHASES POST-WESTPHALIENNES.

La présence de plusieurs niveaux de conglomérats et de grès grossiers alternant avec des niveaux plus fins à plantes et à faunes marines, sont les témoins de mouvements épéirogéniques intra-westphaliens.

La discordance cartographique observée entre le Trias inférieur et le Westphalien d'une part et le fait que les galets carbonifères soient plus fracturés que ceux des conglomérats triasiques de l'autre, révèlent la succession de mouvements à la fin de l'orogénèse hercynienne. Une fois encore, il s'agit de mouvements *essentiellement épéirogéniques*, faibles échos des phases asturienne et saalienne mieux exprimées dans les Monts Cantabriques.

1.2 LES STYLES STRUCTURAUX.

Les structures, observées aux différentes échelles dans les formations antécarbonifères, sont de types divers. Leurs caractéristiques géométriques, leur orientation, leur sens de déversement, ont été précisés dans les descriptions précédentes, où seul *l'aspect statique* était envisagé.

En précisant le style tectonique des différentes phases, j'aborderai *l'aspect cinématique*, et m'efforcerai, dans la mesure du possible, de préciser le sens des déplacements.

1.2.1 LA PREMIERE PHASE.

Les formations antécarbonifères, constituées de plusieurs unités lithologiques, aux caractéristiques distinctes et dont les lithofaciès changent d'Est en Ouest, vers des séries plus pélitiques et plus finement stratifiées, n'ont pas réagi de façon homogène lors des premières contraintes tectoniques.

A l'Est, là où les roches sont à dominantes quartzeuses et les strates épaisses, les plis sont à grand rayon de courbure, isopaques et concentriques, symétriques ou dissymétriques et déversés vers le NW. Ils sont

accompagnés d'une schistosité S1, le plus souvent de fracture, ou plus rarement de flux dans les assises pélitiques (cf. les schistes phylliteux d'Anguiano) des niveaux inférieurs. Les méso-et microstructures sont peu nombreuses et localisées essentiellement dans ces mêmes schistes d'Anguiano et dans les niveaux pélitiques du Cambrien moyen.

A mesure que l'on va vers l'Ouest, le style tectonique change, les méso-et microstructures apparaissent localisées tout d'abord dans les fines alternances infradolomitiques au NW de Monasterio de Valvanera, elles sont visibles ensuite dans tous les niveaux d'alternances. Il s'agit de *plis d'entraînement* de type concentrique ou semblable selon la nature pétrographique des strates, plis déversés ou couchés vers le NW, qui participent à des structures de plus grande amplitude dont les flancs inverses sont généralement moins développés que les flancs normaux.

L'orientation de ces plis, assez constante au centre du Massif, présente des variations sensibles au NW, dans les secteurs du Trigaza et du Nord de l'Arlanzón, qui apparaissent comme des zones plus mobiles que les secteurs orientaux. Une schistosité S1, généralement de flux, accompagne ces plis, schistosité qui, au NW, prend l'allure, dans les roches très pélitiques, d'une pseudo-foliation. Les bancs gréseux sont parfois étirés et débités en boudins orientés parallèlement aux axes des plis.

Les lits carbonatés sont affectés de replis isoclinaux intra-foliaux ou débités en nodules dont les extrémités effilées sont allongées selon les plans de schistosité par suite de la mobilité de flux des carbonates.

L'étude pétrographique a montré que la texture et la structure des roches sont également transformées selon un gradient orienté de façon semblable. A l'Est, seuls les schistes phylliteux précambriens et les niveaux de base du Cambrien présentent des recristallisations orientées de quartz et de phyllites disposés aux extrémités des éléments détritiques, qui témoignent d'un métamorphisme épizonal de faciès schistes verts. Ailleurs, ces mêmes microstructures sont visibles dans l'ensemble des formations et d'autant mieux exprimées que l'on va vers le NW.

Ainsi, cette première phase de déformation apparaît comme une phase de plissement, *phase tangentielle souple* affectant un matériel stratifié essentiellement quartzo-pélitique n'ayant pas encore été plissé. Elle se traduit par une *flexion* des strates, leur *aplatissement* et leur *étirement* dans les flancs des plis, leur *glissement différentiel* qui se concrétise par la mise en place dans les séries d'alternances grésopélitiques de *plis d'entraînement*. Les recristallisations orientées de quartz et de phyllites modifient la structure et la texture initiales des roches selon un gradient dont l'intensité va croissant de haut en bas, et de l'Est vers l'Ouest.

Les formations antécarbonifères ne constituaient donc pas un matériel homogène lors de cette première phase de déformation. Les seules

variations lithologiques peuvent-elles expliquer l'importance des variations constatées dans l'évolution du style des méso et microstructures et dans l'intensité des recristallisations?

Comme le rappelaient récemment F. Arthaud et M. Mattauer (1969 a), les facteurs qui, en plus de la lithologie, peuvent influencer le style des microstructures, sont: la contrainte tectonique, la charge et la température. Ainsi, pour une même roche subissant une contrainte tectonique constante, on peut définir une succession de types de déformation depuis le cisaillement jusqu'à l'écoulement correspondant à des conditions de pression et de température croissantes.

En ce qui concerne les formations de la Demanda, étant donné que le nombre des structures, et que l'intensité des recristallisations augmentent et montent d'autant plus haut du SE vers le NW, on peut envisager que les contraintes tectoniques et que les conditions thermiques évoluaient de façon semblable.

En définitive, *l'évolution du style, du nombre des méso et microstructures et de l'intensité des recristallisations, nettement exprimée d'Est en Ouest, peut être considérée comme la conséquence des variations de la lithologie des formations antécarbonifères et de l'augmentation des contraintes tectoniques et des conditions thermiques selon cette direction.*

1.2.2 LA SECONDE PHASE.

Cette seconde phase affecte un matériel dont l'hétérogénéité initiale a été notablement augmentée par les effets de la première phase. Elle est caractérisée par des chevauchements d'ampleur décamétrique à kilométrique bien exprimés dans les secteurs des río Oja et Urbión et au Sud des Sierra du Mencilla et du Casajero, et également par des surfaces S2, limets limoniteux correspondant à une deuxième schistosité, visibles au microscope dans la plupart des roches, schistosité très fruste qui déforme les minéraux secondaires apparus pendant et après la première phase.

Les chevauchements sont visibles dans les niveaux carbonatés de la partie supérieure du Cambrien inférieur et de la base du Cambrien moyen, le niveau dolomitique de San Antón étant généralement décollé au-dessus des schistes et alternances schisto-carbonatées sous-jacentes.

Les surfaces de chevauchement, diversement inclinés sont toujours plus ou moins parallèles aux plans axiaux des plis de la première phase. Elles se prolongent vers le bas dans les grès du Cambrien inférieur, mais s'amortissent vers le haut dans les alternances du Cambrien supérieur et de l'Ordovicien inférieur qui ne sont que rarement affectés par de te-

lles structures. Par suite, ces chevauchements ne sont pas liés à des truncatures basales et sommitales de type analogue à celles décrites par F. Ellenberger (1964), puisqu'aucune structure antérieure n'apparaît tronquée.

De même, les limets limoniteux observés dans les autres roches, sont très peu inclinés par rapport aux surfaces S2, avec lesquelles ils sont souvent confondus.

Ainsi, cette seconde phase apparaît *comme une phase tangentielle, non pas de plissement, mais de resserrement. Elle est bien exprimée dans les aires anticlinoriales, et d'autant plus que les niveaux lithologiques sont incompetents.*

1.2.3 LA TROISIEME PHASE.

Elle se manifeste par des structures de type et d'orientation différents, et ne s'exprime que localement.

Dans le quart NW du Massif (Torocuervo, Trigaza et Nord de l'Arlanzón), il s'agit de plis à plans axiaux sub-verticaux, orientés entre N 110 et N 145, accompagnés d'une schistosité de crénulation, schistosité S3, jalonnée parfois de phyllites néoformées, et dont les plans déforment les schistosités S1 et S2, selon des petits plis de forme sigmoïde. Ces figures témoignent de mouvements cisailants verticaux, résultant d'une phase de serrage orientée NE-SW, et qui, à l'échelle régionale, se traduit également par des variations dans l'inclinaison des axes de plis B1.

Elle affecte également les schistes du Cambrien moyen du secteur du río Oja et les schistes phylliteux précambriens du Sud d'Anguiano. Les plis observés dans ces formations sont des plis en genou et en chevron déversés vers l'Est ou l'Ouest, d'allure parfois dysharmonique, plis dont l'orientation est soit identique (secteur du río Oja) soit différente (Sud d'Anguiano) de celle du quart NW, ce qui suggère qu'en cette localité les contraintes ne s'exerçaient pas de la même façon qu'ailleurs.

Les phyllites secondaires disposées dans les plans de la schistosité S3, témoignent de la réapparition, dans le quart NW du Massif, d'un métamorphisme épizonal, là où précisément la métamorphisme lié à la première phase était le plus intense.

1.3 LE METAMORPHISME SYNOROGENIQUE.

1.3.1 CHRONOLOGIE DES RECRISTALLISATIONS.

Cette chronologie sera établie en se basant sur les relations géomé-

triques des minéraux et des structures auxquelles ils participent ou sont surimposés. On peut, ainsi, schématiquement distinguer quatre phases de cristallisations:

1.3.1.1 Phénomènes secondaires antérieurs à la mise en place de la première schistosité.

Les phyllites et dépôt de silice néoformée correspondant aux deux premiers types de recristallisation sont, dans les roches des formations du Najerilla et du Brieva de l'Est de la Demanda, recoupés et déformés par une schistosité sensiblement plan axial des grandes structures plissées de ce secteur. Leur mise en place est donc antérieure aux premières déformations.

1.3.1.2 Phénomènes secondaires contemporains du développement de la première schistosité S₁.

Dans la plupart des roches de la moitié Ouest, les structures microlenticulaires et les phyllites néoformées qui les limitent, sont orientées et disposées dans des plans qui peuvent être soit parallèles, soit obliques à la stratification. Les phyllites (séricite et chlorite) matérialisent ainsi des plans de *schistosité* qui, à l'affleurement, apparaissent comme des plans de fissilité préférentielle, schistosité liée à des structures plissées isoclinales ou non, d'ampleur centimétrique à hectométrique, déversées vers le Nord-Ouest. La mise en place de ces structures et de la schistosité qui les accompagne apparaît en première hypothèse sensiblement contemporaine de celle des plis.

Dans l'Est du massif, les roches sont également schistosées, mais cette schistosité n'est pas toujours développée de façon semblable dans toutes les roches.

Dans les *schistes phylliteux d'Anguiano*, elle apparaît rarement, mais en lames minces, on peut observer de nombreuses structures microlenticulaires organisées autour d'un ou plusieurs éléments détritiques et disposés dans les plans de stratification. Parfois, dans les lits à dominante argileuses notamment, les phyllites secondaires sont disposées dans des plans bien individualisés, selon une véritable schistosité de flux (au sens de Fourmarier), le plus souvent parallèle à la stratification.

Les différentes microstructures que j'ai pu observer (microlentilles, fuseaux et réseaux quartzeux, schistosité et foliation) sont, dans *les parties centrales (río Oja) et accidentales du Massif*, associées à des plis d'échelles diverses. Dans les formations de la partie orientale (schistes

phylliteux d'Anguiano, conglomérats d'Anguiano et grès du Puntón), aucun replis ne les accompagnent, néanmoins, leur mise en place me semble contemporaine, l'absence de replis mineurs dans l'Est de la Demanda, pouvant s'expliquer par des conditions tectoniques locales, dont notamment l'imposante masse des grès qui constituent plus de 80% des 3.300 mètres de sédiments observés, est l'un des éléments.

1.3.1.3 Minéraux secondaires postérieurs à S1.

Rentrent dans cette catégorie les minéraux secondaires surimposés aux différentes microstructures, et dont la mise en place semble ainsi, plus tardive. Celle-ci n'est pas simultanée, il apparaît en effet que les micas blancs et les biotites sont antérieurs aux nombreux minéraux opaques qui les recouvrent et parfois les masquent. Tous sont déplacés et déformés par des *accidents cisailants* que se traduisent sur les échantillons et en lame mince par des limets limoniteux, parfois jalonnés de lentilles de quartz d'exudation, un resserrement des phyllites autour des microlentilles, l'éclatement des extrémités des minéraux opaques, et une légère rétro-morphose des biotites.

Ces minéraux surimposés aux microstructures orientées contemporaines de la première phase de déformation se sont, par suite, mis en place pendant l'*interphase* séparant celle-ci d'une seconde phase tangentielle de caractère cisailant.

1.3.1.4 Minéraux et phénomènes secondaires contemporains d'une troisième phase de déformations.

Cette troisième phase de déformations se concrétise par une schistosité de crénulation qui, par endroit, peut prendre l'aspect d'un «strain-slip-clivage» ou d'une simple schistosité de fracture qui déforme tous les minéraux et structures précédentes. Ses effets sont géographiquement localisés dans la partie nord-occidentale et apparaissent surtout dans des roches essentiellement pélitiques ou de fines alternances grésoschisteuses.

Parfois, on peut observer que les plans de cette troisième schistosité sont jalonnés par des phyllites néoformées correspondant à des phyllites de troisième génération, mais les plus souvent, ils se traduisent par un resserrement des phyllites et microstructures antérieures, déformations dont la géométrie correspond aux divers aspects d'une schistosité de crénulation.

Je rapporte, enfin, à cette phase, la légère rétro-morphose des biotites

secondaires observée dans quelques roches prélevées dans les secteurs des ríos Tirón et Arlanzón.

1.3.2 SIGNIFICATION ET INTERPRÉTATION DES MINÉRAUX, STRUCTURES ET PHÉNOMÈNES SECONDAIRES.

Nous distinguerons, d'une part, les phénomènes secondaires antérieurs à la première phase de déformation, et ceux qui sont contemporains ou postérieurs.

1.3.2.1 Phénomènes secondaires antérieurs à la première phase de déformation.

Ils ont été reconnus principalement dans les formations de la partie orientale du Massif, et apparaissent comme les témoins d'une *diagénèse des sédiments* conservés ici car les phénomènes ultérieurs y sont relativement peu développés, alors qu'ailleurs ils les masquent le plus souvent.

La présence de phyllites (séricite et chlorite), silice en auréole ou localisée aux extrémités des éléments détritiques selon des dispositifs en «chevaux de frise», traduit une diagénèse assez poussée caractéristique du stade «*phyllomorphic*» de E. C. DAPPLES (1967), et encore d'une «*métagenèse*» selon KOSOVSKAIA et SHUTOV (1958).

Dans les roches où la schistosité est soit peu développée, soit totalement absente, et qui renferment des microstructures de type microlentilles ou réseau quartzeux, il est, par suite, délicat de séparer ce qui revient à la diagénèse et ce qui doit être considéré comme d'origine métamorphique, G. DUNOYER DE SEGONZAC (1969). D'autant que, comme le souligne G. MILLIOT (1964), après KOSOVSKAIA et SHUTOV, «séricite et chlorite sont les deux minéraux phylliteux caractéristiques de la diagénèse, et d'autant plus, que la diagénèse est avancée et tend la main au métamorphisme».

1.3.2.2 Phénomènes secondaires contemporains ou postérieurs aux différentes phases de déformations.

Il convient de dégager la signification des recristallisations orientées, puis celle des minéraux qui leur sont surimposés.

1.3.2.2.1 Signification des recristallisations orientées.

Ces recristallisations se traduisent par des microlentilles, des fuseaux et réseaux quartzeux et phylliteux, des phyllites disposées selon des plans de schistosité, structures qui peuvent être soit parallèles, soit obliques sur la stratification et qui, dans les parties centrale et occidentale du Massif, sont liées à des replis d'échelle variable. Elles se disposent selon des plans sensiblement plans axiaux des replis, mais sans, pour cela, être déformées comme eux, les plans de schistosité pouvant néanmoins, comme cela est d'ailleurs classique, se disposer en éventail, avec des pendages inverses à ceux des flancs du pli. Les microstructures de même type que l'on a observé dans les formations d'Anguiano et du Puntón de l'Est du Massif, ne sont pas, par contre, associées à des structures plissées, ce qui suggère que ces phénomènes ne sont pas liés obligatoirement à des déplacements tangentiels d'envergure.

Néanmoins, il est manifeste, étant donné leur orientation, que ces recristallisations et microstructures se sont mises en place sous *contraintes orientées*. Les déplacements tangentiels, lorsqu'ils existent, semblent les avoir précédés, puisqu'elles ne sont pas déformées comme et avec eux.

Chronologiquement, ces recristallisations sont apparues dans la phase finale des déformations tangentielle, alors que les structures plissées étaient déjà individualisées, modifiant ainsi la structure interne des strates et la texture des minéraux qui les composent. Ces faits semblent s'accorder assez bien avec ce que suggèreraient récemment P. COLLOMB et F. ELLENBERGER (1967-68) pour qui l'acquisition d'une linéation ou d'une schistosité (de même type que celles observées ici), s'effectuerait lors «d'une mise sous contrainte générale d'un domaine pendant un temps relativement bref, et sans qu'interviennent des déplacements de matière de quelque envergure. Par contre, on assiste à la déformation intime généralisée, à l'échelle des tissus et des cristaux de la roche, ce qui déclenche ou facilite les recristallisations métamorphiques».

1.3.2.2.2 Significations des minéraux secondaires non orientés.

Ces minéraux secondaires non orientés se sont mis en place pendant l'interphase 1-2. Il s'agit de micas blancs, de biotite, de minéraux opaques qui apparaissent, le plus souvent, surimposés aux recristallisations orientées de la première phase. Leur mise en place est donc plus tardive, mais leur habitus non orienté suggère qu'elle s'est effectuée dans des conditions

de température et de pressions différentes, avec notamment sinon une disparition totale, du moins une diminution sensible des contraintes orientées, dont la présence a été évoquée pour la mise en place des structures précédentes. Les effets de cette deuxième phase de recristallisations présentent un gradient croissant du SE vers le NO, clairement indiqué par la répartition de la biotite et des minéraux opaques, gradient de même sens que celui des recristallisations orientées.

1.3.2.3 Caractéristiques du métamorphisme.

Les phénomènes secondaires qui viennent d'être évoqués sont, pour une faible partie, les témoins d'une diagénèse, les autres étant liés à *un métamorphisme polyphasé synorogénique*, dans lequel on peut distinguer trois épisodes:

Le premier, plus nettement exprimé, apparaît polyphasé, avec, successivement, mise en place des recristallisations orientées et des minéraux surimposés. Leurs intensités vont croissant du SE vers le NO, et, d'une façon générale, sont l'une et l'autre mieux exprimées dans la moitié NO du Massif. Cette similitude d'évolution suggère que ces deux phases, aux caractéristiques bien différentes, sont en fait les deux manifestations successives d'un même phénomène qui se traduit différemment par suite d'un changement dans les conditions de pressions et de températures. Ils rappellent, en effet, des faits analogues observés par de nombreux auteurs dans d'autres régions, et sont propres comme le rappelaient récemment J. BOULIN et M. CHENEVOY (1968) après J. SUTTON (1965), à beaucoup «d'épisodes métamorphiques». Ils pourraient correspondre, selon ces auteurs, à un «métamorphisme régional évolutif, lié à une modification du flux thermique, ou à une simple variation de pression solide moyenne par disparition de surpressions tectoniques».

Commencés sous contraintes orientées, ces phénomènes métamorphiques se seraient ainsi poursuivis en conditions peut-être essentiellement thermiques, l'apparition des minéraux opaques, correspondant à une phase d'oxydation (BUDDINGTON et LINDSLEY, 1964; M. ABDULLAH, 1965), qui apparaît, ici, comme l'ultime manifestation de *ce premier épisode métamorphique*.

Le deuxième épisode correspond à un rejeu des structures précédentes. Il se traduit par: des accidents cisailants d'échelle millimétrique à kilométrique fréquemment jalonnés de lentilles de quartz d'exudation, un resserrement des phyllites néoformées contre les microstructures, l'éclatement des extrémités des minéraux opaques et un début de rétro-morphose des biotites.

Le troisième épisode n'apparaît que dans la partie nord-occidentale et se manifeste par une néogénèse de phyllites, selon les plans d'une troisième schistosité généralement subverticale, et par une légère rétro-morphose des biotites.

L'intensité de ces différents épisodes métamorphiques, telle que l'on peut l'évaluer à partir des minéraux et microstructures néoformés est différente, et présente, de plus, des variations géographiques notables.

Le premier épisode métamorphique qui est caractérisé dans la moitié orientale par l'association *quartz-chlorite-séricite-muscovite*, observée dans les roches sédimentaires, correspond à la «zone à chlorite» du métamorphisme général épizonal de «faciès schistes verts» (TURNER et VERHOOGEN, 1964; H. G. WINKLER, 1965).

Dans la moitié occidentale (sensiblement à partir du méridien d'Ezcaray), les associations sont dans les roches sédimentaires: *quartz-chlorite-biotite-séricite-muscovite*, et, dans les roches éruptives: *chlorite-amphibole-épidote-séricite-muscovite-biotite-sphène-albite-quartz*, ce qui toujours, selon les mêmes références, correspond, à la «zone à biotite» de ce même «faciès schistes verts».

Il aurait été souhaitable de préciser à quel type de métamorphisme pouvaient être rapportés ces phénomènes. Les recristallisations orientées de la première phase montrent qu'elles se sont mises en place, sous contraintes orientées, ce qui suggérerait un métamorphisme haute pression de type Barrowien, correspondant plus précisément aux subfaciès B₁ et B₁₂.

Mais, l'absence de chloritoïde, généralement signalée dans un métamorphisme semblable, évoquerait plutôt un métamorphisme de type Abukuma, correspondant à des conditions de pressions plus faibles que celui de type Barrow. Mais, ici encore, la présence de la zone à chlorite sans biotite ne semble pas compatible avec celui-ci, si bien qu'il est possible qu'il s'agisse d'un métamorphisme de type intermédiaire entre l'un et l'autre, que l'absence de minéraux indexés, de faciès plus profonds, ne permet pas de préciser.

Les deux autres épisodes sont de type épizonal et de faciès «schistes verts, zone à chlorite», comme l'indique clairement la présence de séricite et chlorite et la légère rétro-morphose des biotites.

L'évolution des faciès métamorphiques se fait dans le même sens que celle des lithofaciès qui deviennent moins gréseux d'Est en Ouest. Par suite, on pourrait supposer que les variations de l'intensité et localisation du métamorphisme ne sont, en fait, qu'une conséquence du changement des lithofaciès, et les considérer comme les effets d'un métamorphisme de même intensité, mais qui s'exprime différemment selon, précisément, la nature pétrographique initiale des roches. Il est, certes, indéniable que la nature pétrographique des roches induit leur évolution

ultérieure lorsqu'elles sont soumises à des contraintes. Dans un même secteur géographique, au nord du Trigaza, par exemple, j'ai pu constater que les recristallisations orientées étaient mieux exprimées dans les fines alternances gréso-schisteuses, qu'elles ne l'étaient dans les assises plus gréseuses sub-ordonnées. Néanmoins, celles-ci montraient des structures et textures orientées (fuseaux et réseaux quartzeux) nettement développées, alors qu'elles étaient plus rares, voire absentes, dans leurs homologues plus orientaux. De même, les biotites ne sont pas présentes dans toutes les roches du secteur nord-occidental, mais leur extension ne dépasse pas, vers l'Est, une certaine limite.

Ainsi, les seules variations lithologiques ne sauraient expliquer ce gradient de métamorphisme, il faut rechercher d'autres causes, en liaison avec le phénomène métamorphique lui-même. Les isogrades de la chlorite et de la biotite sont obliques sur les structures individualisées lors de la première phase, et sont situés dans des niveaux d'autant plus élevés, stratigraphiquement, que l'on va vers le NO. On peut par suite, envisager l'existence d'un «dôme de chaleur» en liaison, peut-être, avec un «effet de socle», selon la conception de M. FONTEILLES et G. GUITARD (1964). Cet effet de socle serait principalement localisé au NO de l'actuel Massif de la Demanda, et son influence se serait fait sentir dès la première phase de déformations. Il aurait persisté pendant la première interphase, comme le suggère la mise en place des micas blancs, des biotites et des minéraux opaques, puis se serait estompée, pour ensuite se manifester une nouvelle fois, mais de façon moins sensible, et dans un secteur plus restreint lors de la troisième phase de déformations, cessant ensuite définitivement.

1.4 CONCLUSIONS.—RELATIONS CHRONOLOGIQUES ENTRE TECTOGENESE ET METAMORPHISME.

La mise en place des premières structures plissées semble avoir précédé celle des minéraux et microstructures secondaires qui leur sont associés, car ils ne les déforment pas. Par suite, on peut envisager, comme le suggèrent P. COLLOMB et F. ELLENBERGER (1967), que ces recristallisations orientées, exprimées entre autres selon les plans de schistosité (cf. schistosité de flux des auteurs), seraient apparues «au cours d'une phase de serrage ultime, terminant la période active du plissement», et que cette schistosité serait une «structure d'arrêt de la tectonique».

Sur le schéma de la figure 46, où les variations de l'intensité du métamorphisme en fonction du temps sont représentées par une courbe, celle-ci débute à la fin de la première phase de déformation (zone hachurée), puis

se poursuit en augmentant d'intensité, alors que la première phase de déformation est terminée. Les minéraux qui se mettent alors en place ont un habitus différent des précédents. Ceux-là, participaient effectivement à des structures orientées, disposées dans des plans sensiblement plans axiaux des plis, alors que ceux-ci n'ont pas d'orientation particulière, mais se disposent en fonction des possibilités offertes par la structure de la roche (parallèlement ou obliquement aux microlentilles et aux plans de schistosité, mais dans des niveaux généralement à dominante pélitique). L'intensité de ce métamorphisme est plus forte, comme en témoigne la présence de biotites vertes et brunes, au centre et au NW du Massif. *Commencée à la fin de la première phase de déformation, les recristallisations d'origine métamorphiques se sont donc poursuivies et intensifiées pendant l'interphase 1-2. Elles caractérisent un métamorphisme épizonal de faciès schistes verts, allant de la zone de la chlorite à la zone de la biotite.*

La deuxième phase de déformations qui apparaît comme une phase tangentielle amenant un resserrement des structures antérieures avec mise en place locale de structures chevauchantes, n'a été accompagnée par aucune recristallisation de phyllites nouvelles. Seules les phyllites détritiques et secondaires ont été légèrement rétomorphosées, avec notamment départ de fer concentré en fines granules dans des plans d'une schistosité S2, schistosité de fracture, fréquemment confondue avec S1.

L'interphase qui a suivi n'est également caractérisée par aucune recristallisation. Celles-ci réapparaissent à la fin de la *troisième phase de déformation*, dans des conditions analogues semble-t-il, si l'on s'en tient aux relations géométriques entre les minéraux néoformés (phyllites en petites baguettes) et les structures mises en place, à celles de la première phase, avec cependant, une intensité moindre. Les phyllites, disposées dans les plans de la schistosité S3, schistosité de crénulation, sont des chlorite et séricite, aucune biotite n'a en effet été observée. *Ce troisième épisode métamorphique est donc de type épizonal de faciès schistes verts, mais ne dépasse pas la zone de la chlorite.*

Cette évolution simultanée, mais non rigoureusement synchrone, entre la tectogenèse et le métamorphisme, semble, par comparaison avec ce que l'on connaît ailleurs dans l'ensemble asturien et dans les Pyrénées notamment, très caractéristique de l'évolution d'un domaine orogénique.

Les faits qui me paraissent essentiels dans le cas de la Demanda sont, d'une part, les similitudes existant entre l'intensité des phénomènes tectogénétiques et métamorphiques, et d'autre part, la localisation géographique de leurs manifestations. La structure thermique invoquée pour expliquer la distribution des isogrades de métamorphisme, dont il est vraisemblable qu'il s'agit d'un « effet de socle », selon les conceptions de

M. FONTEILLES et G. GUITARD, s'est manifestée avec le maximum d'intensité là où, précisément, les structures (d'échelles méso-et microscopiques) sont le mieux exprimées et le plus nombreuses. Compte tenu de cette similitude et de la chronologie des phases de tectogenèse et de métamorphisme, il me semble judicieux de considérer que les deux premières phases de déformations et de métamorphisme pourraient être rattachées à une *première évolution orogénique, suivie d'une seconde, d'intensité moindre, et séparée de celle-ci par une période inactive durant laquelle aucune déformation ni aucune cristallisation ne se sont mises en place.*

Chapitre 2.—L'OROGENESE PYRENEO-ALPINE

- 2.1 Les différents niveaux structuraux et leur tectonique.**
- 2.2 Essai de tectogénèse.**

Chapitre 2.—L'OROGENESE PYRENEO-ALPINE

L'étude des relations géométriques entre les diverses structures observées en bordure nord de la Sierra du San Lorenzo a permis de distinguer plusieurs étapes dans leur tectogenèse, dont l'âge peut être envisagé à partir de celui des formations tertiaires. Or celles-ci n'ont pu, jusqu'à ce jour, faute d'arguments paléontologiques, être datées avec précision.

D'après les travaux de B. BOMER (1954), O. RIBA (1955, 1964 et 1966) et la récente mise eu point de MM. REY JORISSEN et collaborateurs (1969), on peut rapporter le dépôt des conglomérats d'Ojacastro qui représentent le premier niveau tertiaire local, à une période allant de l'Oligocène supérieur au Miocène moyen. Les conglomérats de Santurdejo, qui reposent en légère discordance sur la formation précédente, seraient du Miocène supérieur. Ils passeraient en effet latéralement vers le Nord à des niveaux argilo-gypseux ayant livré des restes de Mammifère du Vindobonien (O. RIBA, 1966, in REY JORISSEN, 1969).

Quant aux *conglomérats des plateaux*, qui au NW et au SW du massif fossilisent tous les accidents, ils seraient du *Pliocène*, voire du *Plio-Quaternaire*. Ils sont en effet établis sur une surface d'érosion bien visible en bordure nord, dont l'âge serait *Villafranchien*.

Ceci étant, et compte tenu de ces nombreuses incertitudes, la discordance, clairement exprimée dans la boutonnière d'Alba et en divers points au Nord de la Sierra du San Lorenzo entre les formations secondaires plissées et les conglomérats d'Ojacastro, est le témoin d'une *tectonique anté-Miocène et peut-être anté-Oligocène supérieur*, qui, à la lumière des faits observés, apparaît particulièrement importante. L'absence de formations éocènes et oligocènes ne permet malheureusement pas de préciser davantage son âge. Par contre, les relations entre les structures individualisées dans les formations secondaires et celles d'Ojacastro et de Santurdejo, révèlent l'existence de *mouvements intra-Miocène*, notamment

pré-et post Vindobonien, dont l'ampleur est certes moindre que celle des mouvements précédents, mais suffisante cependant pour amener un rebroussement des formations miocènes contre la faille inverse, de bordure, et le plissement en plis à grand rayon de courbure des conglomérats d'Ojacastro.

Il en résulte un rajeunissement des reliefs qui se traduit par la mise en place de surface d'érosion fossilisée par les conglomérats des plateaux *Plio-Quaternaire*, recoupés eux-mêmes par une autre surface d'érosion. Celle-ci est d'ailleurs entaillée par les vallées actuelles aux flancs desquelles on peut observer plusieurs terrasses, témoins de mouvements épéirogéniques récents.

L'étude tectonique des bordures du Massif révèle que celui-ci n'a pas réagi d'une façon homogène aux sollicitations tertiaires, mais a été fragmenté en plusieurs panneaux dont les mouvements ont des composantes variables selon les endroits. On a pu noter également que les formations plus récentes, disposées actuellement à la périphérie, présentent des structures dont les styles diffèrent notablement de celles observées dans le Massif lui-même. Il convient, par suite, dans cet essai de synthèse des différentes données locales, de considérer tout d'abord la tectonique de ces différents *niveaux structuraux*, puis, ensuite, de tenter de préciser leurs relations tectogénétiques.

2.1 LES DIFFERENTS NIVEAUX STRUCTURAUX ET LEUR TECTONIQUE.

Le premier niveau structural correspond au Massif de la Demanda, constitué de formations essentiellement gréseuses dont l'âge va du Précambrien supérieur à l'Ordovicien inférieur.

Les conglomérats et les alternances à dominantes gréseuses de la base du Westphalien, ainsi que les conglomérats et les grès rouges du Trias inférieur, lorsqu'ils sont directement en contact avec le Paléozoïque inférieur, sont apparus étroitement solidaires de ce dernier.

Cette surface de contact correspond d'ailleurs à une surface d'érosion de modelé irrégulier; les conglomérats de base de ces formations fossilisent ainsi les creux d'un paléorelief sur lequel ils sont comme ancrés. Il se comportent ainsi, reprenant l'image classique de L. LUTAUD, reprise par J. AUBOUIN (J. AUBOUIN et G. MENNESSIER, 1962) à la manière d'un *tégument* étroitement solidaire du substratum sur lequel il repose.

Les formations jurassiques et crétacées sont séparées des formations précédentes par les niveaux *argilo-gypseux* du Keuper qui est apparu, en bordure nord notamment, comme un niveau de décollement au-dessus duquel l'ensemble jurassique et crétacé est le plus souvent plissé.

La souplesse de ces plis tranche d'ailleurs nettement avec les amples structures observées dans les conglomérats tertiaires. Ainsi, de bas en haut, on peut distinguer cinq niveaux structuraux:

- Le massif primaire proprement dit.
- Les formations carbonifères et le Trias inférieur qui en constituent le tégument.
- Le Keuper argilo-gypseux.
- L'ensemble Jurassique-Crétacé.
- Les conglomérats tertiaires.

2.1.1 LE MASSIF PRIMAIRE.

Les formations précambriennes, cambriennes et trémadociennes plissées et métamorphisées avant le Westphalien B-C, constituent l'ossature du Massif de la Demanda. Nous avons pu noter que les grandes failles, qui subdivisent ce Massif en plusieurs panneaux, recoupent ces plis, qui, localement en bordure nord, sont même troqués par des failles plates. Il semble donc y avoir une indépendance complète entre ces deux types de structures d'âge différent. Cependant, la forme actuelle du Massif, ellipse de grand axe Est-Ouest, correspond sensiblement à la direction du premier système de plis, plis d'axes B1, dont font partie notamment les synclinaux du Najerilla et de l'Arlanzón.

De plus, les grandes failles NW-SE, bien exprimées au NE et à l'Ouest, ont une orientation voisine de celle des plis d'axes B2. Ainsi, il n'y a pas indépendance totale, l'orientation des grandes structures tertiaires étant en quelque sorte *héritée* des structures plus anciennes. La présence cependant de ces grandes cassures montre que les plis antécarbonifères n'ont pas réagi de façon souple lors des phases tertiaires.

Par suite, la différence essentielle réside, non pas dans les orientations, mais dans le comportement différent du matériel paléozoïque avant et après les plissements hercyniens. En schématisant on peut ainsi considérer ce massif primaire comme un *socle* par rapport aux terrains plus récents qui en constitue, pour reprendre une image classique, la couverture.

Le comportement rigide du massif primaire n'exclut pas que, dans le détail, des niveaux à dominante schisteuse aient un comportement plus souple. Les plis métriques ou décimétriques ont pu, de ce fait, lors des sollicitations tertiaires, être notablement déformés à proximité des grandes failles. C'est notamment ce que j'ai observé au Sud de Valmala-Pradoluengo là où, précisément, le socle est débité en lames par de nombreuses failles plates.

A l'échelle de la carte cependant, l'ordonnance des grands plis n'est pas modifiée. Cela doit-il surprendre et pouvait-il être autrement?

Jusqu'à ces dernières années, on considérait en effet qu'un matériel ancien plissé et métamorphisé ne pouvait réagir que de façon cassante aux sollicitations ultérieures. Or, R. MIROUZE a montré (R. MIROUZE, Thèse 1962) que dans la partie occidentale de la Zone Axiale des Pyrénées, les plis hercyniens individualisés dans des formations sédimentaires, ont réagi de façon souple lors des phases tertiaires, avec notamment une nette inflexion de leurs axes contre les grandes failles E-W qui subdivisent cette zone axiale en plusieurs compartiments. Ces phénomènes très remarquables, sont dûs, selon l'auteur, à la présence de deux importants massifs granitiques, les granites de Caunteret et des Eaux Chaudes, qui ici jouent le rôle de socle par rapport aux formations sédimentaires, dont le comportement devait, par suite, être plus souple.

Or, dans notre Massif, il n'y a ni granite ni roches cristallophylliennes, si bien que, par comparaisons avec les faits qui viennent d'être évoqués, on ne devrait pas parler de socle. Néanmoins, toutes choses étant relatives, il me paraît justifié, compte tenu précisément du fait que l'ordonnance initiale des grands plis n'est pas modifiée de façon souple, d'employer le terme de socle pour désigner l'ensemble des formations paléozoïques qui constituent l'ossature de la Sierra de la Demanda.

Si, à la lumière des déplacements constatés, on envisage les choses d'un *point de vue dynamique*, on notera une opposition nette entre le comportement de l'ensemble occidental et celui de la bordure nord de la Sierra du San Lorenzo.

A l'Ouest, les mouvements des différents panneaux du socle délimités par des failles NW-SE et NE-SW sont essentiellement verticaux et caractérisés notamment par un relèvement progressif des structures du SE vers le NW. Cette région semble ainsi avoir fonctionné durant le tertiaire comme un *système en extension*.

En bordure nord, on a pu voir que le Massif est fragmenté par plusieurs systèmes de failles en compartiments, de direction et de dimension variables. Bien qu'elle s'exprime avec des modalités variables selon les secteurs, cette tectonique de style cassant et cisailant s'inscrit néanmoins dans un schéma assez cohérent. Si l'on considère en effet l'ensemble de cette région, depuis Anguiano jusqu'à Alarcia (cf. carte au 1/100.000e), on peut grouper les différents secteurs distingués dans l'étude descriptive en deux grandes unités (cf. carte fig. 47):

- La première va du SE d'Anguiano à Fresneda et se compose des secteurs Anguiano-Pazuengos, Pazuengos-Turza et Turza-Fresneda.
- La seconde, plus réduite en surface, va de Fresneda à Alarcia et

comprend les secteurs de Fresneda-Pradoluengo, Pradoluengo-Valmala et Valmala-Alarcia.

Chacune de ces unités est ainsi limitée au NE et au SW par des failles orientées NW-SE, et au Nord, par des failles ENE-WSW ou franchement E-W.

A la lumière des structures observées, les mouvements de ces grands panneaux sont essentiellement verticaux au SW, mais à composantes à la fois verticales et tangentielles au NE, celle-ci ayant une amplitude croissante d'Ouest en Est.

En schématisant encore quelque peu, on constate que le quart NE de ces panneaux est affecté d'un mouvement de translation vers le SW dont l'amplitude croît d'Ouest en Est alors que dans le quart SW les mouvements sont essentiellement verticaux.

Si l'on tente d'appliquer à ces faits les conceptions théoriques d'ANDERSON sur la dynamique des failles (E. M. ANDERSON, 1963), la *bordure nord correspond à un système fonctionnant en compression selon un sens NS et en extension en E-W*.

Dans un tel système, comme le remarquaient récemment MM. F. ARTHAUD et M. MATTAUER (1969) à propos des décrochements du Languedoc, les failles verticales jouent comme failles de décrochement, senestres pour les failles NNE à ENE, et dextres pour les failles NNW à WNW; Or, c'est schématiquement ce que l'on constate pour cette bordure nord, où conformément au schéma, les failles NW-SE sont affectées, de déplacements latéraux et tangentiels dextres, celles de direction ENE-WSW étant senestres.

En réalité, les choses sont plus complexes, notamment il y a rarement une seule faille, mais plusieurs, sensiblement de même direction, qui, parfois se relaient ou convergent et sont généralement courbes avec des pendages dont l'inclinaison change de bas en haut. *Cette complexité est très vraisemblablement la conséquence de l'hétérogénéité initiale du Massif héritée de l'orogénèse hercynienne, mais également de la position particulière de cette région située entre deux domaines de comportement épéirogénique opposés.*

2.1.2 LE TEGUMENT CARBONIFERE ET TRIASIQUE.

Etroitement solidaire du substratum sur lequel il repose, ce tégument est affecté par la plupart des accidents observés dans le socle. Il est donc, comme lui, apparu fragmenté en plusieurs éléments généralement monoclinaux (notamment à l'Ouest), dont l'inclinaison révélait l'amplitude des mouvements du socle. On a cependant pu noter qu'il était localement plissé (contre les failles de la dépression de Pineda, en bordure nord entre

Fresneda et Turza), montrant ainsi une adaptation souple aux accidents cassants du socle.

2.1.3 LA TECTONIQUE DU KEUPER ARGILO-GYPSEUX ET DOLOMITIQUE.

L'importance des niveaux argilo-gypseux dans la tectonique des formations jurassiques est apparue clairement lors de la description des différentes structures. Ces niveaux constituent en effet, comme cela est d'ailleurs classique dans d'autres régions, et, notamment, en Provence (cf. les travaux de A. F. DE LAPPARENT, 1938; L. LUTAUD, 1957; J. AUBOUIN et G. MENNESSIER, 1962), des niveaux de décollement au-dessus desquels les formations plus récentes se sont désolidarisées du substratum sur lequel elles reposaient initialement.

Ce Keuper argilo-gypseux a ainsi été observé au coeur des anticlinaux, dans les zones écaillées disposées entre deux unités synclinales, au front des structures chevauchantes où il se présente localement (au Nord de Pradoluengo) comme une intumescence gypseuse; en lambeaux étirés sous les dalles calcaires des écaillés des Cruces et de Garganchón dont il constitue la semelle; très fréquemment enfin, à la limite entre les plis secondaires et les conglomérats tertiaires, facilitant le chevauchement des premiers par dessus les seconds.

Très souvent, dans les secteurs où la tectonique est d'ailleurs le plus complexe, ces niveaux renferment des lentilles d'ophite qui apparaissent comme des noyaux durs dans cette pâte particulièrement plastique. J'ai déjà souligné, mais ce fait me paraît suffisamment important pour être rappelé ici, que ces lentilles d'ophite n'ont été observées qu'en bordure nord, c'est-à-dire dans une région où les accidents du socle sont le plus diversifiés et le plus spectaculaires, révélant sans doute l'individualisation de cette région comme zone de fracture de l'écorce dès le Trias supérieur.

Le niveau dolomitique interstratifié dans les horizons supérieurs du Keuper, séparé le plus souvent des cargneules de l'Infralias par un niveau argilo-gypseux sensiblement analogue au précédent, constitue une barre bien individualisée faisant fréquemment relief. Cette barre, encadrée par deux horizons plastiques a une position qui n'est pas sans rappeler celle du Muschelkalk calcaire de Provence qu'évoquaient récemment J. AUBOUIN et G. MENNESSIER (1962). A la lumière des structures observées à l'Ouest et au Nord de la Demanda, son comportement est plus proche de celui du «style dracénois» de la Provence orientale que du «tapis roulant» de la Provence occidentale; elle est effectivement, en bordure nord par exemple, courbée en arcs de même orientation que celle des

accidents du socle, mais présente cependant un style très différent de celui des plis des terrains jurassiques, situés plus au Nord.

2.1.4 LA TECTONIQUE DE L'ENSEMBLE JURASSIQUE-CRETACE.

Le plissement de cet ensemble, dont on a pu voir qu'il s'exprimait différemment selon les secteurs, a très vraisemblablement été facilité par son hétérogénéité lithologique, et notamment par la différence de compacité existant entre les assises carbonatées du Lias supérieur et du Dogger et les alternances marneuses du Lias moyen et du Callovien; niveaux qui localement (dans les plis du Cerro Penalba à l'Ouest d'Anguiano) ont même joué le rôle de niveau de décollement pour les assises calcaires sus-jacentes.

A l'Ouest, au Sud et au SE, là où les mouvements du socle sont essentiellement des mouvements verticaux, les structures observées sont, le plus souvent, monoclinales, inclinées dans le même sens que celles du tégument. Le pli synclinal de Canales, disposé entre les Sierras de San Lorenzo et de Neila, et celui d'Urrez, entre la bordure de la Sierra du Mencilla et l'Esculca, sont tous deux le résultat des mouvements verticaux des différents môles du socle entre lesquels ces terrains se sont trouvés comprimés.

En bordure nord, les plis et autres structures observées dans les formations jurassiques sont toutes décollées au-dessus du Keuper argilo-gypseux, mais elles sont, pour la plupart, disposées parallèlement aux accidents de bordure du socle. Ainsi, on ne peut parler d'une «tectonique de couverture» au sens strict du terme (cf. les définitions données à ce propos par E. ARGAND, M. CASTERAS, 1933, et les travaux de A. F. DE LAPPARENT, 1938; de L. LUTAUD, J. AUBOUIN et G. MENNESSIER, 1962, sur la Provence).

Si l'on devait tenter une comparaison, c'est plutôt avec la tectonique en «plis de revêtement» définie sur le versant nord des Pyrénées par M. CASTERAS (1933) qu'il faudrait le faire, où selon l'auteur, les plis de ce type «tirent seulement leur origine des interactions avec le socle».

Néanmoins, certaines structures observées ne peuvent se comprendre qu'en envisageant un comportement totalement autonome des formations jurassiques comme le serait celui d'une véritable couverture. C'est notamment le cas du Cerro Penalba constitué par un empilement de plis couchés ou déversés vers le NE, orientés un peu obliquement par rapport à la faille d'Anguiano. Leur genèse suppose en effet un total décollement du substratum et une mise en place dont les modalités s'apparentent as-

sez avec la tectonique d'écoulement, étant entendu cependant que les mouvements du socle sont le moteur initial du phénomène.

2.1.5 LA TECTONIQUE DES CONGLOMERATS TERTIAIRES.

On a pu constater qu'en bordure nord, les conglomérats d'Ojacastró sont chevauchés par les plis et autres structures individualisées dans le Jurassique et le Crétacé, et que, généralement, ils sont légèrement rebroussés sous le contact. D'amples replis ont également été observés à proximité de cette bordure de même orientation d'ailleurs que celle des grandes failles NW et NE-SW, montrant ainsi l'extension régionale de ces accidents au-delà des actuelles bordures du Massif.

Néanmoins, il est frappant de constater la faible ampleur de ces plis, dont le style est beaucoup moins vigoureux que celui décrit par H. JOLY (1922), au Nord de l'Ebre, en bordure des Montes Obarenes.

2.2 ESSAI DE TECTOGENESE.

La tectonique de ces cinq niveaux structuraux ayant été évoquée, il convient maintenant de tenter de préciser leurs relations et leur comportement lors des différentes phases de façon à reconstituer les modalités de mise en place des structures et, par là, leur tectogenèse (figs. 48 et 49).

A la lumière des faits observés en bordure nord, trois phases tectoniques se sont succédées dans cette région:

- La première est antérieure au dépôt des conglomérats d'Ojacastró qui, localement, reposent en discordance sur le Jurassique plissé.
- La seconde est postérieure à ce dépôt et se traduit par le chevauchement des structures individualisées lors de la première phase par dessus ces conglomérats légèrement rebroussés sous le contact.
- La troisième enfin, fait suite au dépôt des conglomérats de Santurdejo qui reposent en légère discordance sur ceux d'Ojacastró, mais sont eux-mêmes affectés localement par des failles verticales.

Chaque phase apparaît ainsi séparée de la suivante par une période de calme orogénique pendant laquelle les reliefs nouvellement formés sont soumis à l'érosion comme en témoigne l'important volume des conglomérats déposés en bordure du Massif.

2.2.1 PREMIERE PHASE.

Le morcellement du socle en plusieurs panneaux par les failles NW-SE, NE-SW et E-W doit très certainement être rapporté à cette première phase. J'ai suggéré même, étant donné les analogies existant entre l'orientation des failles NW-SE du système de Pineda et la paléogéographie des formations carbonifères de cette région, que celles-ci se soient individualisées à l'emplacement d'une zone qui, dès le Westphalien, fonctionnait comme zone de subsidence.

De plus, comme je l'ai souligné (M. COLCHEN, 1966), la comparaison des épaisseurs des formations carbonifères et secondaires actuellement visibles, montre que l'ensemble occidental s'est comporté pendant cette période comme une zone de sédimentation peu active, affectée de mouvements épéirogéniques de faible amplitude, contrastant avec ceux des bordures nord et sud. Il est ainsi frappant de constater la convergence existant entre la répartition des grandes failles et la localisation de ces aires de sédimentation, révélant par là que le morcellement du Massif était sinon déjà réalisé, mais du moins esquissé dès le Westphalien.

Quoiqu'il en soit, les formations carbonifères et triasiques qui devaient, en ce qui concerne ces dernières, recouvrir presque en totalité les sierras occidentales et en partie celle de la Demanda, ont été, comme le substratum sur lequel elles reposaient, morcelées en plusieurs éléments. Il en est de même des formations jurassiques et crétacées, mais si celles-ci sont restées relativement solidaires du substratum à l'Ouest, au Sud et à l'Est, les faits observés en bordure nord de la Sierra du San Lorenzo montrent qu'ici les choses ont évolué différemment.

- *Entre Anguiano et Pazuengos*, correspondant à la bordure NE du Massif, le socle est en contact tectonique par l'intermédiaire d'une faille NW-SE avec les formations secondaires de bordure. Dès l'origine, il devait s'agir d'une faille verticale ou très fortement inclinée vers le NE dont le rejet atteignait plusieurs centaines de mètres. Elle séparait ainsi nettement deux domaines au comportement épéirogénique différent: le Massif de la Demanda au SW qui se soulevait, et la plaine de l'Ebre au NE qui s'effondrait.

Il n'est pas impossible, il est même probable, que d'autres accidents de même type se soient individualisés au SW et au NE, mais il s'agissait de failles satellites de la faille principale, dont les rejets étaient moins importants.

Si les formations triasiques sont restées étroitement solidaires du socle, comme elles le sont d'ailleurs toujours (cf. les structures monoclina-

les du Manzanar), les formations jurassiques se sont comporté différemment selon leur position relative par rapport au socle et à la faille d'Anquiano (schéma A).

- Au NE de cette faille, les couches ont été redressées à la verticale par suite de la montée du Massif de la Demanda.
- Au SW, ces mêmes formations, décollées au-dessus du Keuper argilo-gypseux, ont dû glisser vers le NE, se plissant pour leur propre compte. On ne peut, en effet, comprendre l'empilement des plis couchés et déversés vers le NE du Cerro Penalba, sans invoquer un décolllement au-dessus du substratum et une mise en place dont les modalités s'apparentent assez avec la tectonique d'écoulement.
- *Entre Pazuengos et Fresneda*, la bordure nord du socle s'est fragmentée en plusieurs compartiments allongés sensiblement E-W, le jeu relatif de chacun d'eux se traduisant par un laminage des formations triasiques contre les failles bordières et le plissement des formations jurassiques. Ce plissement rendu possible par le décolllement du Jurassique au-dessus du Keuper, s'est effectué de façon particulière. On a en effet pu noter que les plis actuellement visibles dans ces formations, sont des plis dissymétriques à flancs inverses redressés ou renversés et à flanc normal incliné vers le Sud; ce qui suggère un morcellement de la bordure du Massif selon un système en marches d'escalier (cf. schéma A), les formations jurassiques se plissant au niveau de la rupture entre deux marches en un pli en genou déversé vers le Nord. Certes, ce morcellement ne s'est pas effectué également, les différentes lames du socle n'ayant pas toutes, comme le révèle l'observation de cette bordure, ni les mêmes dimensions ni les mêmes rejets.

La couverture jurassique s'est par suite adaptée aux irrégularités du substratum en se plissant parallèlement aux accidents qui l'affectent, cela ne saurait cependant exclure localement des glissements du même type que ceux évoqués pour la mise en place des plis du Penalba qui expliquerait notamment ceux du Santorcuator.

- *Entre Fresneda et Alarcia*, le style des accidents du socle est cassant à l'Ouest et cisailant à l'Est, la couverture s'adaptant de façon souple uniquement à l'Ouest. Le schéma A montre effectivement que des failles cisailantes découpent le socle en lames se chevauchant l'une l'autre vers le NW, ce qui se traduit dans les formations surincombantes par:
- Le laminage des conglomérats de base du Carbonifère contre ces failles,

- Le décolllement du Trias inférieur au-dessus des fines alternances du Westphalien supérieur fragmentées en lambeaux sous la surface de chevauchement, les niveaux grésos-argileux du Trias se renversant sous les lames du socle,
- Le décolllement du Jurassique au-dessus du Keuper et sa fragmentation en plusieurs dalles qui devaient certainement se superposer localement les unes au-dessus des autres. On ne peut, en effet, expliquer les écaïlles actuelles en envisageant une adaptation souple des formations jurassiques aux accidents cisailants du socle, ce qui n'exclut pas cependant le rebroussement et l'étirement des couches sous la surface de chevauchement, comme le suggère le schéma. Quant au déplacement tangentiel des lames du socle, il devait vraisemblablement atteindre et même dépasser le kilomètre au Sud de Pradoluengo avec une amplitude croissante d'Ouest en Est.

Des phénomènes analogues devaient peut-être se produire au Nord de la Sierra du San Millán, mais on ne saurait l'affirmer, car des formations plio-quadernaires masquant actuellement la bordure nord de ce Massif, il n'a pas été possible d'en étudier la tectonique.

Dans les zones situées à la limite entre deux secteurs successifs, les formations secondaires se sont adaptées de façon souple aux accidents du socle, cela est notamment le cas au Sud de Fresneda, où l'on a pu noter le renversement complet des formations triasiques.

2.2.2 PREMIERE INTERPHASE.

Cette première interphase est essentiellement un période d'érosion des reliefs mis en place lors de la phase précédente et de sédimentation des produits de cette érosion en bordure nord. La localisation géographique des formations conglomératiques tertiaires, réparties actuellement sur toute la bordure nord, suggère précisément que ces reliefs étaient surtout individualisés au Sud de la plaine de l'Ebre qui, à cette époque, était affectée de mouvements d'affaissement et fonctionnait comme zone de subsidence active.

Les différences précédemment évoquées entre le comportement de l'ensemble occidental et celui de la bordure nord, pendant le Westphalien et le Secondaire, se sont donc poursuivies et même affirmées au Tertiaire.

Si, pendant cette interphase, aucune structure ne semble s'être mise en place, il ne faut cependant pas la considérer comme une période de calme total. La succession, sur une même verticale, de plusieurs mégaséquences dans les formations tertiaires, débutant chacune par des conglomé-

rats reposant en légère discordance sur les formations subordonnées, révèle au contraire que l'arrière-pays devait être affecté de mouvements épéirogéniques positifs déterminant un rajeunissement des reliefs et une reprise plus active de l'érosion et de la sédimentation.

Cette érosion s'est concrétisée notamment par l'ablation des éléments supérieurs des différentes structures et le dépôt des conglomérats tertiaires en discordance sur celles-ci (cf. schéma B des figures 48 et 49) localement se sont ainsi édifiées des surfaces vraisemblablement inclinées vers le Nord, qui, ultérieurement, ont pu faciliter la mise en place de structures chevauchantes.

2.2.3 DEUXIEME PHASE.

Cette seconde phase est caractérisée par un rejeu des structures antérieures. A l'Ouest, au Sud et à l'Est cela ne se traduit pas par la mise en place de nouvelles structures, ce qui suggère que ces rejeux s'effectuèrent dans le même sens et avec les mêmes modalités que lors de la première phase. Tout au plus peut-on envisager que les rejets des principaux accidents furent notablement augmentés et les reliefs des différentes sierras rajeunis.

En bordure nord, par contre, il en est tout autrement. Les faits observés, notamment le chevauchement des conglomérats tertiaires et leur rebroussement sous le contact, l'écaillage des plis, l'inflexion de leurs axes contre ces conglomérats au Nord de Fresneda, les variations du plan des failles, le chevauchement du Penalba par dessus les conglomérats et la bande verticale d'Anguiano, sont les témoins d'un intense resserrement des structures anciennes et de la mise en place de nouvelles. Les rejeux des différents compartiments du socle s'effectuèrent cependant de façon différente selon les endroits:

- La faille d'Anguiano joua dans le même sens.
- Les failles de bordures entre Pazuengos et Fresneda eurent des composantes à la fois verticales et tangentielles.
- Quant aux lames de socle de Pradoluengo-Valmala, elles jouèrent dans le même sens que précédemment.

Les structures individualisées dans les formations carbonifères et secondaires, comprises entre le Massif primaire au Sud et les conglomérats tertiaires au Nord, furent ainsi, lors des rejeux du socle, fortement comprimées entre celui-ci et l'imposante masse des conglomérats. Il en est résulté:

- En bordure NE, le renversement de la bande secondaire d'Anguiano

et le chevauchement des plis du Cerro Peñalba, par dessus celle-ci et les conglomérats tertiaires (schéma C de la figure 48).

- Entre Pazuengos et Fresneda, l'écaillage des plis, par l'intermédiaire de failles inverses à pendage sud et le total décollement de ceux-ci au-dessus du Keuper ainsi que leur chevauchement par dessus les conglomérats d'Ojacastro (schéma C, de la figure 49).
- Entre Pradoluengo et Valmala (schéma C de la figure 49) le renversement complet des formations triasiques sous les lames de socle, le Keuper jouant alors pour celle-ci, comme niveau de décollement, ce qui a dû notablement faciliter son avancée vers le NW. Les dalles jurassiques, notamment le plateau des Cruces, sollicitées par cette tectonique tangentielle du socle, se sont elles-mêmes déplacées vers le NW, venant ainsi recouvrir la partie orientale des plis autochtones du Nord de Valmala dont les éléments sommitaux avaient partiellement été érodés lors de la précédente interphase.

2.2.4 DEUXIEME INTERPHASE.

Cette deuxième interphase apparaît comme une phase d'érosion et de sédimentation. Elle se concrétise en bordure nord par la présence des conglomérats mal cimentés de Santurdejo qui reposent en faible discordance sur les conglomérats d'Ojacastro. Comme l'avait déjà remarqué O. RIBA (1955), les galets de ces conglomérats sont essentiellement constitués de matériel paléozoïque antécarbonifère. La couverture secondaire, partiellement érodée lors de la précédente interphase, ne devait plus constituer de reliefs à cette période, ceux-ci étant individualisés uniquement à partir des éléments du socle (schéma D de la figure 49).

2.2.5 TROISIEME PHASE.

Elle se manifeste en bordure nord par la présence de failles de décrochements généralement dextres et orientées NW-SE. Ces failles ont été observées notamment à l'Est et au SE d'Ezcaray et au Sud de Pradoluengo, traduisant ainsi une nouvelle phase de resserrement des structures sans apporter cependant un bouleversement notable de celles-ci. Il est vraisemblable que les failles de faibles rejets observées au Nord d'Ezcaray-Fresneda, à la limite entre les formations secondaires et les conglomérats de Santurdejo, sont de même âge.

L'érosion des reliefs rajeunis après cette troisième phase se concrétise par la présence des épandages plio-quadernaires, au NW et au SW du

Massif, qui masquent et fossilisent toutes les structures antérieures. Les mouvements épéirogéniques du Massif de la Demanda et de ses bordures se sont néanmoins poursuivis et se poursuivent certainement encore comme en témoignent les nombreuses terrasses observées à diverses altitudes dans les vallées actuelles.

2.2.6 REMARQUES.—RELATIONS ENTRE LES STRUCTURES HERCYNIENNES ET PYRENEO-ALPINES.

D'une façon générale, le substratum hercynien n'a pas réagi de façon souple lors des mouvements pyrénéo-alpins, ce qui d'ailleurs justifie la notion de socle. Localement cependant, les fines alternances à dominantes schisteuses se sont plissées selon des petits plis centimétriques à décimétriques, plis en chevrons et knicken liés à la présence de petites failles inverses visibles dans les lits plus gréseux.

Il existe d'autre part certaines analogies entre l'orientation des structures hercyniennes et pyrénéo-alpines. L'orientation du massif de la Demanda est en effet identique à celle des plis apparus lors de la première phase hercynienne; de même celle des failles NW-SE correspond à celle des plis de la deuxième phase.

Par suite, si le style des tectoniques hercynienne et pyrénéo-alpine est différent, par le fait notamment que la mise en place de ces dernières ne s'est pas accompagnée de recristallisations métamorphiques, il y a néanmoins un phénomène *d'héritage entre l'une et l'autre, qui s'exprime dans l'orientation des grands ensembles structuraux du pli de fond de la Demanda.*

L'évolution structurale du massif de la Demanda dans le temps, se traduit ainsi par la *superposition de deux tectoniques successives. La première accompagnée de recristallisations métamorphiques de faciès épizonaux est caractéristique des niveaux élevés de l'infrastructure d'un domaine orogénique. La seconde est de type plus superficiel et concerne la superstructure. Ces deux étapes sont séparées dans le temps par une longue période épéirogénique amorcée dès le Westphalien moyen et qui a duré vraisemblablement jusqu'à la fin de l'Oligocène.*

Chapitre 3.—COMPARAISONS AVEC LES REGIONS VOISINES, PLACE DE LA SIERRA DE LA DEMANDA DANS LE CONTEXTE GEOTECTONIQUE NORD-IBERIQUE

- 3.1 L'Orogénèse hercynienne.
- 3.2 L'orogénèse pyrénéo-alpine.

Chapitre 3.—COMPARAISONS AVEC LES REGIONS VOISINES, PLACE DE LA SIERRA DE LA DEMANDA DANS LE CONTEXTE GEOTECTONIQUE NORD-IBERIQUE

Etant donnée la position géographique de la Sierra de la Demanda, c'est naturellement, en ce qui concerne l'orogénèse hercynienne, avec l'ensemble asturien et les Chaînes Ibériques, puis pour l'orogénèse pyrénéo-alpine avec celles-ci et la bordure nord de la plaine de l'Ebre que seront tentées des comparaisons.

3.1 L'OROGENESE HERCYNIENNE.

3.1.1 DANS L'ENSEMBLE ASTURIEN.

Les terrains paléozoïques affleurent très largement au NW de l'Espagne, où ils se présentent selon des structures arquées à convexité ouest bien exprimée notamment dans les Asturies et en Galice.

Cette région a fait et est encore l'objet de nombreuses recherches, dont les résultats sont exposés dans plusieurs publications qu'il ne m'est pas possible d'analyser ici en détail.

Le lecteur qui souhaiterait avoir des renseignements plus précis pourra consulter les travaux de: R. CAPDEVILA (1964 à 1968); M. JULIVERT et collaborateurs (1967 à 1968); F. LOTZE et collaborateurs dont on trouvera la liste dans PH. MATTE, 1968; N. LLOPIS LLADO, 1966; A. MARCOS, 1968; J. A. MARTINEZ ALVAREZ, 1965; PH. MATTE, 1964 à 1968; L. U. DE SITTER et collaborateurs (cf. de SITTER, 1965, 1966... D. BOSCHMA, H. M. HELMIG, H. J. EVERS, J. RUPKE); R. H. WAGNER (cf. R. H. WAGNER, 1955 à 1968).

On peut ainsi distinguer d'après ces auteurs plusieurs unités géotectoniques qui *très schématiquement* comprennent:

- Une région située à l'Est de l'anticlinal du Narcea, correspondant aux Monts Cantabriques et au Bassin Central des Asturies, où l'ensemble des formations paléozoïques affleurent, depuis le Cambrien jusqu'au Carbonifère supérieur. Dans le León et la partie occidentale des Monts Cantabriques, les auteurs décrivent des nappes individualisées dans les formations paléozoïques allant du Cambrien au Carbonifère inférieur. Pour certains (R. H. WAGNER et DE SITTER) leur mise en place est antérieure au Westphalien B supérieur et correspondrait à la phase sudète (encore appelée phase de Curavacas ou Palentienne); pour d'autres (M. JULIVERT et collaborateurs) elle serait contemporaine du Westphalien inférieur et moyen mais antérieures au Westphalien supérieur. Ces nappes auraient de plus été déformées par des plis longitudinaux et transversaux avant le dépôt du Stéphanien B-C. R. H. WAGNER a d'autre part observé des discordances entre le Stéphanien A et le Westphalien D, et entre le Stéphanien B et le Stéphanien A, témoins respectifs des phases léonienne et asturienne, clairement exprimées ici mais plus discrètes ailleurs.
- A l'Ouest de l'anticlinal du Narcea, s'étend une très vaste région correspondant aux Asturies et à la Galice, et constituée selon Ph. MATTE de plusieurs unités structurales disposées en arc de convexité ouest, «la virgation hercynienne de Galice», développées dans un matériel sédimentaire et métamorphique dont l'âge va du Précambrien ancien au Silurien. Dans ce domaine, qui correspond aux zones internes de l'orogène cantabro-asturien, Ph. MATTE distingue plusieurs niveaux structuraux de plus en plus profonds à mesure que l'on va vers l'Ouest et caractérisés notamment par une augmentation du métamorphisme, des changements dans le style des plis, la nature et le pendage de la schistosité, et le nombre des phases tectoniques.

Ainsi deux phases tectoniques au moins se sont succédées dans les zones internes occidentales, alors que les zones plus orientales ne montrent pas de tectonique superposée. L'âge de ces diverses phases n'a pu faute d'arguments stratigraphiques être déterminé avec précision.

Localement le Dévonien inférieur et le Carbonifère inférieur sont impliqués dans cette tectonique, et au SW de la Galice, dans la région de Porto, C. TEIXEIRA (1957) a observé une discordance entre le Westphalien D et des séries métamorphosées et plissées. Ailleurs, le Westphalien est inconnu, seul affleure de façon épisodique à proximité du Narcea, le Sté-

phanien continental post-tectonique. Par suite Ph. MATTE suggère que ces diverses structures se sont mises en place «probablement à partir de la fin du Namurien», et avant le Westphalien supérieur, la phase majeure se produisant plus tôt ici que dans les Monts Cantabriques.

- *L'anticlinal du Narcea*, zone limite entre les deux domaines précédemment distingués, est constitué de formations schisto-gréseuses que les auteurs rapportent généralement au Précambrien supérieur. A l'Est, ces formations sont recouvertes en discordance par le Cambrien inférieur; à l'Ouest par contre, cette discordance n'est pas visible, soit du fait qu'elle n'existe pas (R. CAPDEVILA, 1968) soit parce qu'elle est masquée tectoniquement (Ph. MATTE, 1968).

3.1.2 DANS LES CHAINES IBERIQUES.

Si l'on dispose d'une abondante bibliographie sur la géologie des Asturies, celle-ci est par contre très réduite en ce qui concerne les Chaînes Ibériques.

D'après les travaux de F. LOTZE (Thèse, 1929) et ceux plus récents de R. et A. DESPARMET (D. E. S., 1967-68), les formations paléozoïques comprenant une série allant du Cambrien au Dévonien sont recouvertes en discordance par le Trias inférieur.

Elles sont affectées de plis orientés NW-SE et déversés vers le NE, qui localement, dans la partie orientale, se chevauchent l'un l'autre sur plusieurs kilomètres.

L'âge de la mise en place de ces structures n'a pu être précisé, tout au plus peut-on dire qu'il est antérieur au Stéphanien supérieur, qui au NW de Molina de Aragón (F. LOTZE, 1929; L. SACHER, 1966), repose en discordance sur le Paléozoïque inférieur.

3.1.3 COMPARAISONS, PLACE DE LA SIERRA DE LA DEMANDA DANS LE CONTEXTE GEOTECTONIQUE HERCYNIEU DU NORD DE L'ESPAGNE.

Classiquement depuis LOTZE (F. LOTZE, 1945) on rattache la Sierra de la Demanda à la «Zone des Asturies occidentales et du León», région située immédiatement à l'Ouest de l'anticlinal du Narcea. Récemment Ph. MATTE, a dans sa thèse résumé les caractéristiques stratigraphiques, structurales et métamorphiques de l'ensemble Monts Cantabriques-Asturies-Galice, où il distingue cinq zones paléogéographiques et géotectoniques correspondant chacune à un niveau structural différent, de plus en plus profond d'Est en Ouest.

Si l'on compare les faits décrits par les auteurs dans l'ensemble asturien, avec ceux observés dans la Demanda, on retiendra :

- Qu'il n'y a aucune similitude structurale entre la tectonique hercynienne du León, caractérisée par la présence de nappes, et celle de la Demanda.
- Que certaines analogies existent par contre avec la partie occidentale des Asturies (correspondant à la zone II de Ph. MATTE) notamment en ce qui concerne le développement du métamorphisme qui se présente avec la même intensité et les mêmes caractéristiques ici et là (cf. R. CAPDEVILA, 1967 et 1968, et M. COLCHEN, 1969). Les structures cependant ne semblent pas analogues. Cette zone est en effet caractérisée selon Ph. MATTE par des plis à plans axiaux subverticaux, accompagnés d'une schistosité verticale ou subverticale mise en place lors d'une seule phase tectonique. Or dans la Demanda, on a pu noter la présence de deux et localement trois schistosités généralement plan axial de plis et dont les pendages étaient variables selon les secteurs, chacune d'elles correspondant à une phase tectonique distincte.

En ce qui concerne le synchronisme éventuel de la mise en place des structures, il est également nécessaire d'être très prudent. Il est effet toujours délicat d'établir une chronologie entre deux régions voisines dont les caractéristiques structurales ne sont pas identiques, d'autant que les arguments stratigraphiques présents dans l'une sont absents dans l'autre. C'est effectivement le cas pour l'ensemble asturien, où les diverses phases de l'orogénèse hercynienne sont bien datées dans les Monts Cantabriques et le León (cf. L. U. DE SITTER, 1965; R. H. WAGNER, 1955 à 1968; M. JULIVERT, 1960 à 1969), encore que les auteurs ne soient pas tous d'accord sur leur âge précis, alors que dans les zones plus internes, l'absence d'une grande partie des formations carbonifères (seul le Stéphanien affleure) rend très hypothétique cette datation. C'est ainsi que Ph. MATTE envisage un continuum orogénique débutant sans doute au Namurien et se terminant avant la Westphalien moyen. Compte tenu des faits observés dans la Demanda, on peut effectivement envisager que la mise en place des principales structures hercyniennes étaient terminées avant le Westphalien moyen qui dans notre massif (c'est d'ailleurs le seul endroit en Espagne du Nord où cela soit visible) repose en discordance sur le Paléozoïque inférieur plissé et métamorphisé. L'incertitude subsiste cependant quant à l'âge des premiers mouvements, dont on peut seulement dire qu'ils sont postérieurs au Dévonien.

Si la réalité est plus complexe et plus diversifiée que les schémas imaginés par les auteurs, schémas néanmoins très utiles pour situer les

choses dans leurs très grandes lignes, on peut envisager sans trop d'in-vraisemblance, que la région correspondant actuellement à la Sierra de la Demanda, devait, lors de l'orogénèse hercynienne, être rattachée au vaste orogène cantabro-asturien, dont elle représentait l'un des éléments les plus orientaux.

3.2 L'OROGENESE PYRENEO-ALPINE.

3.2.1 LA TERMINAISON ORIENTALE DES ASTURIES.

Selon R. CIRY (THESE, 1939), «les mouvements tertiaires ont soulevés les Asturies en un pli de fond, qui s'ennoie vers l'Est sous le revêtement post-hercynien. L'ennoyage, partout très net, s'accompagne d'une tendance générale au déversement vers le Sud du massif ancien, particulièrement marqué sur la bordure méridionale de ce dernier». R. CIRY distingue ainsi plusieurs ensembles structuraux, notamment «le Pays plissé» ou les structures sont orientées NW-SE, soit selon une orientation semblable à celle des grandes failles NW-SE de l'Ouest de la Demanda, et pour lesquelles il considère que «les accidents sont commandés par des dislocations du tréfond par rapport auquel le revêtement a pris localement une certaine indépendance et a glissé vers l'avant». Il en résulte des déplacements tangentiels dont R. CIRY note «qu'ils diminuent d'intensité au profit des mouvements verticaux à mesure qu'on s'éloigne vers l'Est».

Envisageant les relations qui ont pu exister entre l'affaissement du bassin du Douro et la tectonique des formations secondaires, il note que «certains plissements relativement tardifs, ont été influencés par la présence du bassin et peuvent représenter, en somme, le résultat d'une poussée au vide. Mais il ne peut en être ainsi pour les accidents de la phase pyrénienne; le bassin du Douro, en effet, paraît n'avoir commencé à fonctionner comme zone d'affaissement qu'après ces mouvements».

Si les structures observées en bordure de la Demanda ont des caractéristiques quelque peu différentes de celles de la terminaison orientale des Asturies, les modalités fondamentales demeurent; et notamment le rôle important joué par les mouvements du substratum dans la tectonique des formations secondaires.

3.2.2 LES CHAINES IBERIQUES.

L'évolution structurale des Chaînes Ibériques au Tertiaire a été abordée dès 1926 par P. FALLOT, pour qui «les accidents de la bordure de la Meseta, procèderaient d'un pli de fond d'âge alpin dont la déformation s'est répercutée jusqu'au Pontien dans les plis de la couverture».

Plus récemment, deux articles de MM. O. RIBA et J. M. RIOS (1960-62) pour la partie SW des Chaînes Ibériques et R. BRINKMANN (1960-62) pour la bordure nord de la Sierra de los Cameros, apportent de nouvelles précisions qui confirment les idées de P. FALLOT.

En ce qui concerne le SW des Chaînes Ibériques, O. RIBA et J. M. RIOS envisagent *une orogénèse continue du Crétacé supérieur au Miocène moyen*, suivie d'une période de *calme diastrophique au Pontien*, et terminée par *des déformations post-pontiennes* en relation avec des mouvements posthumes.

Le style des accidents est déterminé par l'interférence de deux facteurs:

- La nature lithologique et l'épaisseur des formations secondaires, et notamment du Keuper argilo-gypseux.
- La structure et le comportement du socle hercynien, dont les auteurs notent qu'il n'a pas réagi comme un seul bloc rigide.

La tectonique de la bordure nord de la Sierra de los Cameros, étudiée par R. BRINKMANN et G. TISCHER, se caractérise par des chevauchements vers le NO et le Nord selon les secteurs, favorisés par la présence du Keuper qui localement pointe au milieu des formations plus récentes. G. TISCHER envisage d'autre part, pour expliquer certaines structures observées dans le Secondaire, l'existence de mouvements relatifs de coulissement entre les divers blocs de la Chaîne Ibérique et la plaine de l'Ebre (communication orale, septembre 1967). Ces faits rappelleraient ainsi ceux décrits en bordure nord de la Sierra du San Lorenzo, et notamment dans le secteur Pradoluengo-Alarcia, où de semblables déplacements ont été constatés.

Notons enfin que dans la même région (près d'Arnedillo), MM. REY et collaborateurs (1969) rapportent à l'Oligocène des formations conglomératiques et gréso-argileuses redressées à la verticale, recouvertes en discordance par d'autres conglomérats, qu'ils attribuent au Miocène supérieur.

3.2.3 LA BORDURE NORD DE LA PLAINE DE L'EBRE DES MONTES OBARENES A L'EST DE PAMPLUNE.

Une esquisse géologique de cette région a été récemment publiée (P. RAT, R. CIRY, P. FEUILLEE et M. AMIOT, 1967). On peut y remarquer notamment au Sud des Montes Obarenes et de la Sierra de Cantabrica, l'existence de contacts tectoniques entre les formations du Nord de la plaine de l'Ebre attribuées à l'Oligo-Miocène, et les formations secondaires. Plus au

Nord, ces mêmes formations tertiaires affleurent dans des petits bassins indépendants où elles reposent en faible discordance sur le Secondaire.

Dans la région de Pamplune, correspondant à un secteur situé à l'Est d'une zone de diapirs orientée NE-SW, qui d'ailleurs sur la carte apparaît localisé dans le prolongement, au-delà de la plaine de l'Ebre, de la bordure est de la Demanda, les formations secondaires et éocènes, sont plissées en plis dissymétriques généralement déversés vers le Sud. Selon J. Ph. MANGIN (THESE, 1958, et note en collaboration, avec P. RAT, 1960-62), *la mise en place de ces plis daterait de la fin de l'Oligocène*. Elle aurait été précédée pendant l'Eocène supérieur et l'Oligocène, d'une *exondation progressive en relation avec les mouvements du tréfonds, contemporaine de l'affaissement de la plaine de l'Ebre*. Ce n'est qu'à la fin de l'Oligocène que la couverture secondaire partiellement érodée se serait décollée du substratum et aurait glissée en se plissant.

Le Miocène daté (Pontien) repose en discordance sur l'ensemble des formations antérieures, il est lui-même légèrement gauchi, ce qui témoigne de mouvements postérieurs qui se sont poursuivis pendant le Pliocène et se poursuivent encore de nos jours.

3.2.4 COMPARAISONS.

Si le style des structures observées en divers secteurs du Nord de l'Espagne, apparaît différent dans le détail, la mise en place de celles-ci est liée fondamentalement aux mouvements du substratum. Même lorsqu'il n'affleure pas, sa présence et son rôle sont invoqués pour expliquer les faits observés en surface. Les différences constatées sont par ailleurs dues à des variations dans la lithologie des formations en présence, leur épaisseur, leur position relative par rapport aux môles du socle. Les formations secondaires et tertiaires qui le recouvrent ont par suite une tectonique dont le style est soit proche de celui de plis de revêtement, soit de celui de plis de couverture.

La structure hétérogène de ce vaste ensemble, qui sur une carte à petite échelle apparaît plus ou moins « organisée » de part et d'autre des plaines de l'Ebre et du Douro, se traduit par un *dispositif en mosaïque*, incontestablement lié à une fragmentation du socle, qui se reflète assez fidèlement dans sa couverture. La Sierra de la Demanda est l'un des éléments de cette mosaïque. Élément remarquable par le fait qu'ici le socle affleure, ce qui nous a permis d'observer et de suivre dans le temps et dans l'espace, la mise en place et l'évolution de ses déformations, et de constater que celles-ci sont d'une très grande variété selon les secteurs, et qu'elles commandent celles du revêtement secondaire. Cette mosaïque s'oppose donc

à toute conception symétrique, qui, par exemple, aurait pu être envisagée en comparant les positions relatives de la Demanda située au Sud de la vallée de l'Ebre et des Montes Obarenes qui la limitent au Nord. Que se passe-t-il au niveau du socle sous les Montes Obarenes, force est de reconnaître que pour l'instant nous n'en savons rien. Il y a très certainement comme le suggère J. Ph. MANGIN un ou plusieurs accidents de très fort rejet, en relation avec l'affaissement de la plaine de l'Ebre.

Par ailleurs, le style des accidents décrits par R. CIRY à la limite orientale des Asturies, comparé avec ceux de la bordure NW de la Demanda, révèle des mouvements opposés du substratum hercynien. En bordure SE des Asturies, celui-ci tend à chevaucher vers le Sud, vers la plaine du Douro, note R. CIRY, mais remarque importante, ces mouvements à composante tangentielle, évoluent vers l'est au «profit de mouvements verticaux»; en liaison possible suggère-t-il avec la proximité du «noyau paléozoïque de la Demanda». Or au NW de la Demanda, nous avons pu mettre en évidence des mouvements tangentiels dirigés vers le NW mais dont les modalités variaient rapidement d'un secteur à l'autre. Il n'y a donc pas non plus symétrie dans les mouvements du socle ici et là, tout au plus peut-on dire, le socle, sollicité par des mouvements de compression, chevauche, ou tend à chevaucher, les dépressions situées en bordure immédiate.

Quant à l'âge de la mise en place des diverses structures, les faits observés en bordure de notre massif s'accordent assez bien avec ceux observés ailleurs.

Il faut effectivement considérer que le plissement des formations secondaires s'est effectué avant le dépôt des conglomérats miocènes de la bordure nord de la Sierra du San Lorenzo.

Sans invoquer la succession de brusques paroxysmes séparés par des périodes de calme complet, on peut reprendre le schéma proposé par J. Ph. MANGIN pour la région située entre les Pyrénées occidentales et l'Ebre, en y apportant quelques nuances. Ainsi, à partir de l'Eocène supérieur ou de l'Oligocène inférieur, à une période qu'il n'est pas possible de préciser ici faute de critères stratigraphiques, le massif de la Demanda a commencé à se soulever en se morcellant. Ce processus évolutif s'est poursuivi jusqu'à l'Oligocène supérieur ou le Miocène inférieur, et s'est terminé par la mise en place de plis, puis des mouvements essentiellement épéirogéniques, ont amené ensuite des modifications dans la paléogéographie, et notamment une extension vers le Sud du bassin miocène dont les dépôts sont venus masquer ceux de l'Oligocène. Ces mouvements se sont poursuivis avec des *intensités variables* comme en témoignent les nombreuses discordances observées, depuis la fin de Miocène jusqu'à nos jours.

CONCLUSIONS GENERALES

Au terme de cette étude, il convient de faire le bilan et la synthèse des résultats acquis, et par la même de tenter de comprendre la position insolite de la Sierra de la Demanda qui fut à l'origine de ce travail.

Ces conclusions générales seront présentées dans un cadre historique. On peut effectivement distinguer plusieurs grandes périodes dans l'histoire géologique de cette région, périodes dont les limites nous sont précisées par les grandes discordances.

La première va du Précambrien au Westphalien, elle fut caractérisée par une abondante sédimentation détritique en relation avec de faibles mouvements épéirogéniques, puis se termina par la mise en place de plis et le métamorphisme des roches.

La seconde va du Westphalien à l'Oligocène supérieur ou au Miocène; elle fut aussi une période de sédimentation et d'épéirogenèse, puis de plissement, mais avec des modalités très différentes de précédentes.

La troisième enfin va du Miocène à l'actuel; elle vit se modeler par étapes successives le visage du Massif de la Demanda dont la présence étonne, dans le contexte géologique du Nord de l'Espagne.

1 DU PRECAMBRIEN AU WESTPHALIEN.

S'il a été possible de placer une limite entre Cambrien et Précambrien, celle-ci n'apparaît pas comme une coupure franche faisant suite à de grands bouleversements orogéniques. Par contre, celle qui sépare le Paléozoïque inférieur du Westphalien est importante. Celui-ci repose effectivement en forte discordance sur un substratum plissé et métamorphisé, dont on re-

trouve des éléments dans les galets des conglomérats. Deux étapes seront par suite distinguées:

- La première antérieure à la mise en place des plis et du métamorphisme, est une période de sédimentation et d'épéirogenèse.
- La seconde, qui lui fait suite, apparaît comme une période de tectogenèse et de métamorphisme.

1.1 SEDIMENTATION ET EPEIROGENESE.

Les données lithologiques établies à partir du relevé de plusieurs coupes, pétrographiques et paléontologiques, permettent d'envisager qu'après le Précambrien supérieur, et faisant suite vraisemblablement au rajeunissement des reliefs d'un arrière pays actuellement inconnu, s'est déposée, *en concordance apparente au-dessus des formations précambriennes schisto-gréseuses, une épaisse série sédimentaire essentiellement détritique*. Cette sédimentation s'est effectuée en plusieurs étapes caractérisées chacune par des lithofaciès différents et dont les changements sont en relation avec des mouvements épéirogéniques du substratum et vraisemblablement de l'arrière pays.

1.°) Dépôt de *matériel détritique* en relation avec une *sédimentation transgressive* qui se traduit par la superposition de *conglomérats* à éléments essentiellement quartzeux en petits galets arrondis, de *grès grossiers* arkosiques à passées conglomératiques, puis d'*alternances grésoschisteuses* passant vers le haut à des niveaux plus schisteux. Les variations latérales de faciès et d'épaisseurs de ces différentes assises, révèlent un *milieu de sédimentation de type épicontinental*, qui devait être plus profond au NW qu'au SE, car les séries y sont mieux stratifiées, et les clastiques mieux triés et mieux classés.

Cette *phase sédimentaire transgressive* marque le début du Paléozoïque. Il n'a pas été possible, faute de critères paléontologiques, de la dater avec précision. On peut néanmoins la rapporter selon toute vraisemblance au *Cambrien inférieur*, les horizons les plus élevés de cet ensemble détritique sont situés en effet à environ 150 m. sous un niveau de schistes verts à *Bailiella cf. levyi* de la partie moyenne du Cambrien moyen.

2.° La sédimentation se poursuit par le *dépôt de carbonates*, troublé épisodiquement par l'arrivée de matériel détritique fin, dans un milieu de sédimentation épicontinental, qui dans l'ensemble, paraît plus uniforme que le précédent. Amorcée au *Cambrien inférieur*, elle se poursuit jusque dans la *partie moyenne du Cambrien moyen*. Cet épisode qui sera le seul à être à dominante carbonaté, est marqué par l'apparition des premières

faunes de Trilobites, Brachiopodes inarticulés et Echinodermes dont il ne reste malheureusement que des fragments difficilement déterminables.

3.° A la sédimentation carbonatée précédente succède une *nouvelle sédimentation détritique* dans laquelle on peut distinguer trois phases:

a) La première a débuté au *Cambrien moyen* et s'est poursuivie pendant tout le *Cambrien supérieur*. Les variations de faciès et d'épaisseur des séries, qui sont apparues moins épaisses et moins gréseuses d'Est en Ouest, traduisent une polarité de la paléogéographie selon cette direction. Le volume des apports des éléments détritiques devant d'autre part être compensé par une subsidence égale ou légèrement supérieure à l'Est, si bien que ce secteur était le plus souvent rattaché au domaine épicontinental, favorisant ainsi la développement de la vie néritique comme en témoignent les niveaux lumachelliques à *Billingselles* et *Lingulides*, alors qu'à l'Ouest les conditions étaient plus pélagiques.

L'éventail granulométrique plus ouvert des clastiques des niveaux supérieurs dont part ailleurs le degré de maturité est moyen (il s'agit essentiellement de quartz monocristallin, accompagné de feldspaths, micas et minéraux lourds et opaques cimentés par un ensemble matrice-ciment parfois carbonaté), peut être interprété comme l'écho de changements dans l'arrière-pays, en relations vraisemblables avec des mouvements épéirogéniques.

b) La présence d'ailleurs de *conglomérats en lentilles interstratifiées* localement dans ces mêmes niveaux, confirme l'existence de ces mouvements à une période située à la limite entre le *Cambrien supérieur* et l'*Ordovicien inférieur*. Ces conglomérats sont ainsi les témoins d'une *deuxième phase sédimentaire* dont le dépôt est venu se surimposer à celui des clastiques habituels.

c) La sédimentation se poursuit par le dépôt au *Trémadocien* de nouvelles formations détritiques de même faciès que celles du Cambrien supérieur.

L'important hiatus existant entre le Trémadocien et le Westphalien, peut à la lumière de ce qui est connu dans la partie occidentale de l'ensemble asturien, être considéré comme une lacune de sédimentation ayant débuté ici vraisemblablement dès l'Ordovicien inférieur. On ne peut exclure toutefois qu'une partie des sédiments de ce système aient été érodés, avant la première phase de plissement.

Pendant toute cette période, cette sédimentation a été momentanément troublée par des venues de *roches éruptives* (tufs albitiques, diabase-dolérite, et microdiorite) qui témoignent d'une activité magmatique assez faible si l'on en juge par le volume des roches mises en place, mais néanmoins bien caractérisée.

La récolte de faunules de Brachiopodes et de Trilobites à divers niveaux et en plusieurs localités à l'Est du massif, a permis d'établir une stratigraphie du Paléozoïque inférieur où l'on peut distinguer :

- Le *Cambrien moyen* caractérisé par la présence de *Bailliaella* cf. *levyi* et *Agraulos longicephalus*.
- Le *Cambrien supérieur* daté par des faunules de Trilobites rapportées aux genres asiatiques *Prochuangia* et *Chuangia*, et dont les limites ont pu être précisées. La limite inférieure se situe entre les couches à *Agraulos longicephalus* et à *Billingsella* cf. *lingulaeformis* séparées par une dizaine de mètres de schistes; sa limite supérieure étant placée au niveau des conglomérats lenticulaires, à quelques mètres sous des grès à *Clitambonites*, *Orthidae* du *Trémadocien*.
- Le *Trémadocien*, correspondant aux grès déposés lors de la dernière phase sédimentaire et dont les niveaux de base ont livré, associés à des Lingulides du genre *Lingula* et des restes curieux d'Echinodermes du genre *Oryctoconus lobatus*, des *Orthidae* du sous-ordre des *Clitambonitina* rapportés au genres *Tritoechia kodymi* et *Tr. kolyhai* connus dans le Trémadocien de Bohême.

Le Cambrien supérieur et le Trémadocien ont ainsi été datés pour la première fois en Espagne.

La présence des genres *Chuangia* et *Prochuangia* dans le Cambrien supérieur permet de prolonger jusqu'à la pointe occidentale de l'Europe le domaine mésogéen à faunes d'affinités asiatiques, déjà connues en Iran avec *Iranochuangia*.

Les caractéristiques lithologiques et pétrographiques du Paléozoïque inférieur de la Sierra de la Demanda, rappellent d'autre part celles des formations analogues de la partie occidentale des Asturies et des Chaînes Ibériques, sans qu'il soit possible cependant d'envisager pour l'ensemble de cette région une paléogéographie homogène. Les nombreuses variations de détail révèlent au contraire une paléogéographie en perpétuelle évolution, se modifiant et se renouvelant sans cesse, excluant ainsi tout schéma statique et rigide.

1.2 TECTOGENESE ET METAMORPHISME.

Pendant cette longue période, se sont mis en place des structures de types divers (plis, schistosités, linéations) qui témoignent d'une tectonique polyphasée accompagnée de recristallisations métamorphiques.

Trois phases se sont ainsi succédées, caractérisée chacune par un style particulier des structures et une intensité différente du métamorphisme.

- *Lors de la première phase*, les strates des formations précambriennes, cambriennes et trémadociennes ont été soumises à des forces tangentielles qui ont amené leur plissement. A l'Est, dans un secteur où ces strates sont épaisses, les plis sont à grand rayon de courbure, concentriques, symétriques ou dissymétriques et déversés vers l'WNW. A mesure que l'on va vers l'Ouest, le style évolue, avec notamment apparition de plis d'entraînements, développés dans les alternances grès-schisteuses, plis de type concentrique ou semblable selon la nature des roches, dont les dimensions vont du centimètre au décimètre. Simultanément à ces déformations, les éléments détritiques ont recristallisés réalisant avec des minéraux néoformés (quartz et phyllites) des microstructures orientées disposées parallèlement ou obliquement à la stratification.

Il en est résulté, en fin de déformation, l'apparition de nouvelles surfaces planaires, correspondant à une première schistosité plan axial des plis. Ces déformations et recristallisations ont un gradient dont l'intensité augmente d'Est en Ouest, dont on a vu qu'il pouvait être considéré comme la conséquence à la fois, des variations lithologiques, de l'augmentation des contraintes et des conditions thermiques selon cette direction.

Les effets du flux thermique ont continué de se faire sentir après cette première phase de déformations. Ils se traduisent par la présence de minéraux néoformés (chlorite et biotite) non orientés, d'autant mieux exprimés et abondants que la roche initiale est plus argileuse et localisée au NW du Massif.

- *Lors de la seconde phase*, il y a eu resserrement des structures antérieures avec mise en place de surfaces cisailantes. Celui-ci se traduit à l'échelle microscopique, par la présence de limets limoniteux disposés soit parallèlement soit obliquement à la première schistosité, et à une échelle plus grande, par les décollements localisés lithologiquement de part et d'autre du niveau dolomitique du Cambrien inférieur, le plus souvent entre celui-ci et les alternances schisto-carbonatées sous-jacentes. Cette seconde phase n'a pas été accompagnée de néoformations de minéraux mais seulement par une légère rétro-morphose des phyllites secondaires.
- *Lors de la troisième phase*, sont apparus de nouvelles structures plissées et planaires, *plis à plans axiaux subverticaux* orientés différemment des plis de la première phase, *schistosité de crénulation* subverticale, bien exprimée dans les fines alternances schisto-

gréseuses, qui déforment celles-ci et les deux schistosités précédentes, selon des petits plis de forme sigmoïde. Cette troisième phase qui ne s'exprime que localement et avec le maximum d'intensité dans les niveaux finement stratifiés, a été accompagnée de néoformations de phyllites disposées généralement dans les plans de la schistosité de crénulation.

En résumé, le style des structures, et la composition des paragenèses minérales reconnues, sont caractéristiques du *niveau supérieur de l'Infra-structure d'un domaine orogénique soumis ici à un métamorphisme polyphasé de faciès schistes verts allant de la zone à chlorite à la zone à biotite*.

Etant donné l'important hiatus stratigraphique, il n'a pas été possible de préciser l'âge de ces diverses phases, dont les effets sont antérieurs au Westphalien B-C. Par comparaison cependant avec des faits sensiblement analogues connus dans l'ensemble asturien, on peut envisager qu'ils se sont manifestés soit de façon continue soit successive, depuis le Namurien, et peuvent de ce fait être rapportés à la phase Sudète, phase majeure en Europe occidentale de l'orogénèse hercynienne.

2 DU WESTPHALIEN AU MIOCENE.

Les faits précédemment évoqués amènent un changement radical de la paléogéographie, avec notamment mise en place de reliefs à l'emplacement de la Demanda. Les interactions entre les rajeunissements de ces reliefs et leur érosion vont se traduire dans la sédimentation par le dépôt de roches de faciès divers dont la répartition, comme le rajeunissement de ceux-ci, sont en relation étroite avec les mouvements épéirogéniques du substratum hercynien. Ici se place donc une coupure importante, marquée par la fin d'une période sédimentaire et orogénique et le début d'une autre.

2.1 SEDIMENTATION ET EPEIROGENESE.

2.1.1 Au Westphalien.

Après les bouleversements précédents, la sédimentation ne va reprendre dans cette région qu'au Westphalien moyen, qui au NW et à l'Ouest du massif repose en discordance très nette sur différents termes du Paléozoïque inférieur.

Cette sédimentation va s'effectuer dans un *domaine paralic* établi

au NW et à l'Ouest du massif dont les parties centrales et orientales étaient émergées. Elle sera de *type molassique*, et se distribuera en plusieurs zones, qui depuis les terres émergées vers le large, comprendront:

- Une zone *deltaique* parcourue par un réseau fluvial très mobile.
- Une zone de *plateforme épicontinentale subsidente*, où la sédimentation était plus régulière.
- Une zone *plus pélagique* alimentée en éléments détritiques bien triés.

On peut d'autre envisager, compte tenu de l'augmentation de l'épaisseur des diverses assises, du SE vers le NW, de la diminution de la taille des éléments détritiques, de l'ESE vers l'WNW, de la localisation des niveaux marins, de l'existence de stratifications plus régulières au NW, que les terres émergées, d'où provenaient ces éléments détritiques, correspondaient à l'actuel massif de la Demanda. Cette hypothèse a d'ailleurs pu être contrôlée par les variations de la nature pétrographique des éléments détritiques dont la composition est identique à celle des roches *cambro-ordoviciennes qui affleurent à proximité*.

La répartition de ces éléments détritiques selon *cinq mégaséquences successives* aux caractéristiques différentes, révèle par ailleurs que les limites des trois zones paléogéographiques précédemment évoquées ne sont pas demeurées stables. Pour chaque mégaséquence, on peut ainsi envisager une évolution progressive des conditions de sédimentation comportant schématiquement trois étapes:

- La première est caractérisée par l'érosion intense de reliefs jeunes, dont les produits très polygéniques, emmenés par des torrents, étaient, après un court et rapide transport, déposés dans la zone *deltaique* par un réseau fluvial divagant.
- La seconde marque le début d'une période plus calme, durant laquelle l'érosion des reliefs se poursuit, mais la subsidence des zones *deltaiques* et de *plateforme* est suffisante pour permettre au milieu de sédimentation de mieux contrôler le dépôt des éléments détritiques qui se distribuent ainsi en séquences plus régulières.
- La troisième enfin, est caractérisée par une sédimentation détritique fine et régulière accompagnée localement par une sédimentation carbonatée riche en débris d'organismes marins (Brachiopodes, Crinoïdes, Lamellibranches, Gastéropodes, Céphalopodes, Bryozoaires et Foraminifères).

Ces trois étapes correspondent à une évolution sédimentaire complète, qui n'a pu être menée à son terme que pour les deux dernières mégaséquences. Le rajeunissement des reliefs, lié vraisemblablement à des mou-

vements épéirogéniques positifs de l'arrière pays est venu interrompre son déroulement dès la deuxième étape pour les trois premières mégaséquences.

La récolte de flores à la partie supérieure des trois premières mégaséquences et de faunes dans les deux dernières a permis de dater ces différentes phases sédimentaires.

- La première peut être rapportée au *Westphalien B supérieur-Westphalien C inférieur*, comme l'atteste la présence de *Pecopteris volkmanni*, *P. lobulata*, *Alethopteris davreuxi*, *A. decurrents*, *A. lonchitica*, *A. corsini*, *Mariopteris saueri*, *Linopteris münsteri*, *Sphenopteris obtuse-dentata*, *S. neuropteroides var. leonardi*.
- La seconde, au *Westphalien C-Westphalien D inférieur*. Parmi les 27 espèces qui composent cette deuxième association, certaines comme: *Pecopteris dufayi*, *P. precyathia*, *P. saraefolia*, *Sphenopteris boulayi*, *S. rutaefolia*, *Lonchopteridium alethopteroides*, *Alethopteris ambigua*, *Sphenopteris damesi* et *Diksonites pluckenetii*, sont caractéristiques du Westphalien C et du Westphalien D inférieur du Bassin Central des Asturies et du Nord de la France.
- La troisième au *Westphalien D*, avec, entre autres, les espèces: *Pecopteris ambigua*, *P. camertonensis*, *P. saraefolia*, *P. cf. unita* et *Neuropteris ovata*.
- Les quatrième et cinquième mégaséquences ne peuvent être datées avec autant de précisions, car les faunes récoltées dans ces formations ont une répartition stratigraphique plus large. Les indications apportées par les Brachiopodes: *Productus (Dictyosclostus) gruenewaldti*, *P. gallatinensis*, *P. (Dictyosclostus) aff. americanus*, *Spirifer strangwaisi*; et les Foraminifères: *Fusulina cylindrica var. hispanica* et *Hemigordius*, permettent cependant d'envisager un âge Moscovien supérieur, voire même, par comparaison avec les niveaux analogues des Asturies, Stéphanien A, en notant néanmoins l'absence dans la Demanda, de flore caractéristique de cet âge.

Replacée dans le contexte nord-ibérique, la partie occidentale de la Sierra de la Demanda semble avoir en une histoire westphalienne assez analogue à celle des Asturies et des Monts cantabriques, bien que les mouvements du substratum hercynien furent ici moins amples et moins importants qu'ils ne l'étaient plus à l'Ouest. Par suite ces deux régions actuellement séparées, devaient appartenir au même domaine paléogéographique, situé à la limite entre le continent ibérique au Sud et la Mésogée au Nord, le bassin de la Demanda apparaissant comme un diverticule du vaste golfe asturien.

2.1.2 Au Mésozoïque et au Cénozoïque inférieur.

Etant donné d'une part l'absence à l'affleurement d'une grande partie du Crétacé, de l'Eocène et de l'Oligocène inférieur, et que d'autre part les formations triasiques et jurassiques n'ont été qu'évoquées dans ce mémoire, seules ne peuvent être présentées ici que les très grandes lignes de l'histoire de cette période.

La période qui a précédé le dépôt des conglomérats et des grès rouges du Trias et suivie celle du Westphalien supérieur n'a laissé aucun témoin stratigraphique. Mais étant donnée la faible discordance séparant ces deux systèmes, qui ne s'exprime d'ailleurs que cartographiquement, on peut supposer qu'aucun bouleversement d'envergure n'a eu lieu.

Au Trias, la Sierra de la Demanda était probablement partiellement émergée, comme en témoignent les galets à matériel paléozoïque des conglomérats de base. Leur forme arrondie, leur petite taille, suggèrent d'autre part que leur dépôt a été précédé d'une longue période de remaniements qui pourrait correspondre en partie au hiatus précédemment évoqué.

La mer disparue depuis le Westphalien supérieur, est revenue au Lias, à une époque difficile à préciser, le premier niveau marin daté par des Ammonites est le Sinémurien (zone à *Echioceras raricostatum*), mais il est précédé d'un niveau riche en débris de coquilles de bivalves indéterminables.

La sédimentation marine semble s'être poursuivie avec des vicissitudes diverses jusqu'au Callovien à *Macrocephalites* qui en bordure nord, est le dernier niveau marin du Jurassique. Il y a eu ensuite émergence totale jusqu'au Cénomaniens. Cet épisode continental est caractérisé par des sédiments de faciès divers visibles actuellement à la périphérie du massif, et que l'on rapporte généralement au Wealdien.

La sédimentation marine réapparue avec le Cénomaniens s'est poursuivie jusqu'au Santonien à Lacazines, les diverses assises affleurent au NW du massif, dans la boutonnière d'Alba.

Ensuite, il est probable qu'il y eut de nouveau émergence, mais une fois encore, on ne trouve aucune trace aux abords immédiats de la Demanda, d'un épisode sédimentaire quelconque.

2.2 TECTOGENESE.

Après cette longue période sédimentaire et épéirogénique a succédé une nouvelle phase de tectogenèse dont les caractéristiques et les modalités sont notablement différentes de celle qui a précédé le Westphalien.

Il s'agit essentiellement de la mise en place d'un *pli de fond*, individualisé à partir des formations antécarbonifères qui constituent l'ossature de la Sierra de la Demanda. Ce pli de fond n'a pas une structure homogène, mais s'est morcellé en plusieurs panneaux délimités par de grandes cassures que l'on peut grouper selon trois systèmes principaux:

- Un système NW-SE, très bien exprimé au NE et à l'Ouest du massif.
- Un système NE-SW visible au NW en bordure nord.
- Un système sensiblement E-W correspondant aux grandes cassures du Nord et du Sud. Les orientations de ces failles qui ont déterminé celles des panneaux qu'elles délimitent, rappellent celles des structures anté-westphaliennes, si bien que l'on peut voir là les effets de *phénomènes d'héritage* entre deux tectogenèses d'âge différent, la plus ancienne conditionnant la plus récente.

Les styles des accidents observés dans le massif proprement dit et dans son revêtement secondaire sont très différents et permettent de distinguer deux étages structuraux superposés, le *socle* d'une part et son revêtement de l'autre.

Le socle.—Sa structure hétérogène est le reflet de son comportement. Celui des panneaux de la *partie occidentale* est caractéristique d'un *système fonctionnant en extension*. En bordure nord par contre, où le morcellement est plus intense, les différents panneaux s'inscrivent dans un *système fonctionnant en compression*. Il en résulte un écaillage qui se traduit par la présence de *lames* de socle allongées selon des directions sensiblement E-W, limitées par des failles dont les pendages passent de bas en haut de la verticale à 45° Sud; voire même, entre Fresneda et Valmala, à l'horizontale.

Les mouvements de ces différentes lames de socle ont des résultantes le plus souvent verticales dont les rejets varient rapidement latéralement, mais également horizontales, ce qui se traduit au NW du massif notamment par des déplacements tangentiels kilométriques dont l'amplitude augmente d'Ouest en Est.

Le revêtement.—Composé de plusieurs niveaux lithologiques superposés de compétence différente, il n'a pas réagi de façon homogène aux sollicitations du socle.

Les conglomérats westphaliens et triasiques sont demeurés étroitement solidaires du socle sur lequel ils sont apparus comme ancrés à la façon d'un *tégument*.

Les formations jurassiques par contre décollées au-dessus du Keuper, se sont généralement désolidarisées du substratum, se plissant pour leur propre compte, mais selon des directions parallèles aux accidents de bor-

du Massif et avec un style dont les variations latérales sont en étroites liaisons avec les mouvements des panneaux et des lames de socle. Il en est résulté une tectonique dont les caractéristique s'apparentent le plus souvent à une tectonique de *pli de revêtement*. En bordure nord de la Sierra du San Lorenzo cependant, celle-ci a pu évoluer localement en une *tectonique de couverture*, au Cerro Peñalba notamment, où le Jurassique est affecté de nombreux replis empilés sans aucune connexion avec les accidents du socle.

Les interactions entre le socle et son revêtement, font que l'orientation et le style des structures observées dans ce dernier sont différents selon les endroits:

- A l'Ouest, au Sud et à l'Est, il s'agit le plus souvent de dispositifs monoclinaux inclinés vers la périphérie du Massif, par paliers successifs.
- En bordure nord, se sont mis en place des structures dont le style et les orientations changent précisément très rapidement d'un secteur à l'autre:
 - Barre verticale NW-SE et plis du Cerro Peñalba au NE.
 - Plis E-W en relais entre Pazuengos et Fresneda.
 - Ecailles entre Pradoluengo et Valmala.
 - Plis NW-SE entre Valmala et Alarcia.

Cette bordure nord a ainsi une structure hétérogène acquise dès les premiers mouvements pyrénéo-alpins, anté-Miocène, à une époque dont l'âge n'a pu être précisé faute d'arguments stratigraphiques.

3 DU MIOCÈNE A NOS JOURS.

Cette période est caractérisée par une *sédimentation continentale de type molassique* en liaison avec des mouvements épéirogéniques du massif de la Demanda et de la plaine de l'Ebre. L'affaissement de la plaine de l'Ebre amorcé vraisemblablement à la fin de la période précédente, s'est poursuivi et accentué au Miocène.

Simultanément la Demanda poursuivait son mouvement de surrection; les reliefs ainsi créés étaient érodés et les produits de cette érosion se déposaient aux abords immédiats du Massif. Les relations géométriques observées entre les structures individualisées dans les formations secondaires, et entre celles-ci et les formations tertiaires, révèlent une succession de mouvements épéirogéniques d'amplitude variable selon les époques. Parfois ces mouvements étaient relativement faibles, les reliefs étant seulement rajeunis, ce qui se traduisait par une reprise de la sédi-

mentation conglomératique comme en témoigne la superposition de plusieurs mégaséquences dans la formation d'Ojacastro. Par deux fois cependant ils furent plus importants et amenèrent en plus un resserrement des structures antérieures.

Au schéma du premier type, on peut rapporter le dépôt des *formations d'Ojacastro* (Oligocène supérieur probable-Miocène), puis celui des *conglomérats de Santurdejo* (Miocène supérieur) qui reposent en légère discordance sur les précédents, l'ensemble constituant les contreforts septentrionaux du massif de la Demanda; et enfin celui des *conglomérats des plateaux* (Plio-quatenaire) qui au NW et au SW fossilisent tous les plis et accidents.

A celui du deuxième type, correspond l'écaillage de la plupart des structures individualisées dans les formations secondaires de la bordure nord, écaillage facilité par l'érosion qui a décapé les éléments supérieurs des plis et dont les modalités rappellent localement les exemples classiques de la tectonique provençale. Il se traduit également par le chevauchement successif des structures secondaires par dessus les conglomérats d'Ojacastro puis de Santurdejo, et par le rebroussement de ces mêmes assises sous le contact et leur plissement en plis à grand rayon de courbure.

Si l'on s'en tient aux mouvements ayant provoqué un rejeu des structures, on peut distinguer deux phases principales, la première est postérieure aux conglomérats d'Ojacastro, mais antérieure aux conglomérats de Santurdejo (ante-Vindobonien?); la seconde est postérieure à ces derniers, mais antérieure aux conglomérats de plateaux (anté-Villafranchien?).

La bordure nord de la Sierra de la Demanda, située à la limite entre deux domaines de comportement épéirogénique opposé, fut dès les premiers mouvements de surrection du Massif une zone très instable.

Cette instabilité qui s'est manifestée dès le Westphalien, s'est poursuivie pendant tout le Secondaire, le Tertiaire, et se poursuit encore de nos jours.

Au Tertiaire, vraisemblablement dès l'Eocène supérieur ou l'Oligocène, ces mouvements épéirogéniques devinrent plus importants, provoquant le morcellement du socle, son écaillage en bordure, et le plissement de son revêtement secondaire. Ces structures mises en place avant le Miocène, jouèrent ensuite, sollicitées par de nouveaux mouvements du substratum. Celles comprises entre le massif primaire au Sud et les conglomérats tertiaires au Nord furent ainsi fortement comprimées, compression qui se traduit par leur écaillage, et une inflexion des plis parallèlement à leur contact avec les formations tertiaires.

En conclusions, la surrection de l'insolite Demanda n'est ni un phénomène récent ni un phénomène brusque. On a pu voir au contraire cette région s'individualiser comme reliefs dès le Westphalien: auparavant, son histoire géologique rappelle par bien des aspects celle du vaste ensemble asturien; bien que dans le détail, les faits révèlent une certaine indépendance tant en ce qui concerne la sédimentation au Paléozoïque inférieur, que la tectogenèse et le métamorphisme. Puis, après une période de calme relatif qui a duré du Westphalien à l'Oligocène, se sont mis en place sensiblement simultanément à la surrection des Pyrénées, les grands ensembles structuraux édifiés à partir de l'architecture hercynienne, dont les grandes structures ont guidé celles du massif. Ensuite, après le plissement du revêtement secondaire, les mouvements épéirogéniques ont repris avec des intensités diverses, créant de nouveaux reliefs aussitôt attaqués par l'érosion. La Demanda a ainsi acquis progressivement, par retouches successives, son visage actuel dont les diverses faces continuent de se modifier sous nos yeux.

BIBLIOGRAPHIE

- ABDULLAH, M. I. (1965).—«The iron-Titanium oxide phases in métamorphism in Controls of metamorphism», pp. 274-277. *Oliver and Boyd*, London.
- AITKEN, R. (1932).—«Datos geológicos sobre el norte de la Demanda». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXXII, p. 309.
- (1934).—«Sobre el manchón cretácico del río Oca (Burgos)». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXXIV, p. 421, Madrid.
- (1942).—«The Sierra de la Demanda (Burgos, Spain): note of the tectonics of the northern margin». *Geol. Mag.*, vol. 79, pp. 33-48.
- (1954).—«Algunas notas sobre la zona terciaria del borde norte de la Sierra de la Demanda». *In. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. extraord. Hom. E. Hernández-Pacheco, Madrid, pp. 35-41, 1 pl. h. t.
- ALLEN, J. R. L. (1966).—«Ondeb forms and Palaeocurrents». *Sedimentology*, vol. 6, n.º 3, pp. 153-190, mai 1966.
- ANDERSON, E. M. (1953).—«The dynamics of faulting». Edimburg. *Oliver and Boyd*, London.
- ANTHONIOZ, P. M., et FERRAGNE, A. (1967).—«Sur la présence d'orthogneiss en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc.*, t. 265, pp. 848-851.
- (1969).—«Réflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations ocellées dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique». *C. R. Acad. Sc.*, t. 169, sér. D., pp. 138-141.
- ARANZAZU, P. M. (1877).—«Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara». *Bol. Mapa Geol. Esp.*, 4, S. 1-47, Madrid.
- AREITIO et LARRINGA (1873).—«Enumeración de las plantas fósiles españolas». *Ann. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. III, part. 2, p. 225.
- ARTHAUD, F., et MATTAUER, M. (1969).—«Sur les décrochements NE-SW sénestres contemporains des plis pyrénéens du Languedoc». *C. R. Somm. S. G.F.*, fasc. 8, pp. 290-291.
- AUBOUIN, J. (1961).—«Propos sur géosynclinaux». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 3, n.º 7, pp. 629-711, 9 fig., 7 pl.
- (1964).—«Réflexions sur le problème des Flyschs et des Molasses: Son aspect dans les Hellénides (Grèce)». *Eclog. Geol. Helvetiae*, vol. 57, n.º 2, pp. 451-496.
- (1965).—«Réflexion sur le problème du raccourcissement en tectonique.» *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.*
- (1967).—«Quelques problèmes de sédimentation géosynclinale dans les chaînes alpines de la Méditerranée moyenne.» *Géol. Rund.*, Bd. 56, H. 1, pp. 19-68.

- AUBOUIN, J., et MENNESSIER, G. (1962).—«Essai sur la structure de la Provence». *Liv. Mém. P. Fallot*, t. II, pp. 45-98, 1 carte.
- AZEMA, J., DURAND DELGA, M., et FOUCAULT, A. (1963).—«Le problème structural de la Pinède de Durban-Corbières (Aude)». *Bull. S. G. F.*, t. V, n.° 6, pp. 863-882.
- BAER, A. (1956).—«La schistosité et sa répartition. Résumé des recherches de P. Fourmarier». *Geol. Rund.*, Bd. 45, H. 2, p. 234.
- 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». *Rev. Géogr. Phys. et Geol. dyn.*, vol. VII, f. 4, pp. 323-337.
- (1967).—«Tectoniques superposées et métamorphisme dans la bande cristallophyllienne d'Aracena (province de Huelva, Espagne)». *Bull. S. G. F.*, (7), IX, pp. 111-128.
- BARROIS, Ch. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Mém. Soc. Géol. Nord*, II, 1, pp. 1-630, Pl. I-XX.
- BARROIS, Ch.; BERTRAND, P., et PRUVOST, P. (1930).—«Le conglomérat houiller de Roucourt et observations sur les espèces végétales trouvées interstratifiées dans le conglomérat de Roucourt». *Vie Congrès Int. Mines, Métallurgie, Géologie appliquée*, Liège, 1930. Section de Géologie, pp. 147-158, fig. 1-4, Pl. I-IV.
- BARROQUERE, G., DERAMOND, J., MAJESTE-MENJOUAS, Cl., et SOULA, J. Cl. (1969).—«Interprétation microtectonique de la structure "griotte"». *C. R. Acad. Sc.*, t. 269, Sér. D, pp. 431-433.
- BATHIARD, M., et LAMBERT, C. (1968).—«Rapport entre la tectonique du socle et la tectonique de couverture sur la bordure ouest des Maures». *Bull. S. G. F.*, 7e sér., t. X, n.° 4, pp. 428-435.
- BERGER, E., KAUFMANN, E., et SACHER, L. (1968).—«Sédimentologische Untersuchungen im Jungpaläozoikum des Ostlichen Iberischen Ketten (Spanien)». *Geol. Rund. Dtsch.* 57, n.° 2, pp. 472-483.
- BERSIER, A. (1949).—«La sédimentation cyclique de type molassique paraliqne en fonction de la subsidence continue. Sédimentation et Quaternaire, France, 1949, Led-Sam., Ed. Bordeaux.
- (1958).—«Exemples de sédimentation cyclothématique dans l'Aquitainien de Lausanne». *Ecgl. Geol. Helv.*, vol. 51, n.° 3, pp. 842-853.
- (1958).—«Séquences détritiques et divagations fluviales». *Eclog. Géol. Helv.*, vol. 51, n.° 3, pp. 854-893.
- BILLING, S. M. (1942).—«Structural geology». 2e Edition. Englewood. Clipp. N. J. Prentice-Hall-Inc, USA.
- BLATT, H., et CHRISTIE, J. (1963).—«Undulatory extinction in quartz of igneous and Metamorphic rocks and its significance in Provenance Studies of Sedimentary rocks». *Journ. of Sed. Petrol.*, vol. 33, n.° 3, pp. 559-579.
- BODE, H. (1958).—«Die Floristischen Verhältnisse an der Westfal/Stefan-Grenze im europäischen und US-amerikanischen Karbon». *4e Congr. Geol. Carbon.*, Heerlen, t. I, pp. 49-58.
- BOGDANOFF, A. A. (1962).—«Sur le terme d'étage structural». *Rev. Geogr. Phys. et Geol. dyn.* 2e. sér., vol. 5, fasc. 4, p. 245-253.
- BOMER, B. (1954).—«Trois aspects du contact entre les monts celtibériques occidentaux et le Bassin de l'Ebre». *Bull. A. G. F.*, n.° 239-240, pp. 35-41.
- (1958).—«Quelques remarques sur le réseau hydrographique de l'Ebre supérieur». *Actes. 3e Congr. Intern. Et. pyrénéennes*, p. 25.
- BOMER, B., et RIBA, O. (1964).—«Deformaciones tectónicas recientes por movimiento de yesos en Villafraanca de Navarra (Resumen)». *Minist. Obr. Públ. Serv. Geol., Bol. Esp.* n.° 19, p. 102.

- BOOGAERT, BREIMER, KRANS et SJERP (1963).—«A New Stratigraphic Interpretation of Paleozoic sections in the région between San Isidro Pass. and Tarna Pass (Province León, Spain)». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. Esp.*, n.° 70, pp. 131-136.
- BOSWELL, P. G. H. (1960).—«The term Graywake». *Journ. of Sed. Petrol.*, 30, 1, pp. 154-157.
- BOTELLA, De (1879).—«Mapa geológico de España y Portugal». Ech. 1/2.000.000. Madrid.
- BOULIN, J., et CHENEVOY, M. (1968).—«Métamorphisme à disthène-sillimanite et à andalousite-sillimanite: étapes successives d'une même évolution dans le Massif Central français et les Cordillères bétiques internes». *C. R. Acad. Sc.*, t. 266, sér. D, pp. 200-203.
- BOUROZ, A. (1958-60).—«La sédimentation des séries houillères dans leur contexte paléogéographique». *4e Congr. Géol. Carb.*, Heerlen, t. I, pp. 65-78.
- (1963).—«Manifestation de la phase sudète de l'orogénèse hercynienne dans le bassin houiller du Nord de la France». *C. R. Acad. Sc. Fr.*, t. 256, n.° 20, pp. 4.249-4.251.
- BOUYX, E. (1963).—«La transgression ordovicienne dans la Sierra de Mestanza». *C. R. Acad. Sc.*, t. 258, pp. 2.125-2.128.
- (1966).—«Répartition verticale des pistes bilobées dans l'Ordovicien inférieur de la province de Ciudad Real (Espagne méridionale)». *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 2, pp. 88-89.
- (1969).—«Les formations anté-ordoviciennes de la Province de Ciudad Real (Espagne méridionale)». Thèse, Paris.
- BOYER, F. (1962).—«Successions caractéristiques et niveaux repères dans le Paléozoïque de la région de Carcassonne à St. Pons (Montagne-Noire, Aude, Hérault)». *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 9, p. 263.
- BOYER, F., et GUIRAUD, R. (1964).—«Observations nouvelles sur le passage du Cambrien à l'Ordovicien dans la Montagne-Noire». *Bull. S. G. F.*, t. VI, n.° 4, pp. 515-522.
- BOYER, F., COLLOMB, P., et OVTRACHT, A. (1964).—«Essai de corrélation stratigraphique dans l'Antecambrien et le Paléozoïque inférieur du Sud-Ouest et de l'Ouest de la France». *XXIIe Congr. Géol. Intern.*, New Delhi.
- BRINKMANN R. (1931).—«Betikum un Keltiberikum in Sudostspanien». *Beitr. zur Geol. der West. Mediterangebiete*, num. 6, Berlin.
- (1956).—«Tertiair und Altquartar in der nordwestlichen Keltiberrischen Kelten». *Geotekton. Symposium*, H. Stille, S. 77-84, Stuttgart.
- (1962).—«Aperçu sur les chaînes Ibériques du Nord de l'Espagne». *Livre Mém. P. Fallot*, p. 291-300, t. I.
- BRINKMANN, R., DAHM, M., MENSINK, H., BEUTHER, A., TISCHER, G., et KNEUPER, F. (1963).—«Der Jura und Wealden in Nordostspanien Beihefte zum Geol.». *Jahrbuch. Heft 44*, etwa 220 S.
- CAILLEUX, A., et VERGER, F. (1961).—«Graphiques granulométriques. Travaux Pratiques». C. D. U. et SEDES.
- CAILLEUX, A., et TRICART, J. (1963).—«Initiation à l'étude des sables et des galets». C. D. U.
- CAPDEVILLA, R. (1965).—«Sur la géologie du Précambrien et du Paléozoïque dans la région de Lugo et la question des plissements assyntiques et sardes en Espagne». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. Esp.*, n.° 80, pp. 157-174.
- (1966).—«Sur la présence de sills basiques et ultrabasiques métamorphisés dans la région de Villalba (Lugo, Espagne)». *C. R. Acad. Sc.*, t. 262, sér. D, pp. 2.193-2.196.
- (1967).—«Extension du métamorphisme régional hercynien dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice orientale, Asturies, León)». *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 7, pp. 277-279, 1 carte.

- (1968).—«Zones de métamorphisme régional progressif dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (Espagne)». *C. R. Ac. Sc.*, t. 266, sér. D, pp. 309-312.
- (1969).—«Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (NW de l'Espagne)». Thèse, Montpellier.
- CAPDEVILLA, R., MATTE, P., et PARGA-PONDAL, I. (1964).—«Sur la présence d'une formation porphyroïde infra-cambrienne en Espagne». *C. R. Soc. Géol. Fr.*, n.° 7, pp. 249-250, 1 carte.
- «Introduction à la géologie de "l'Oyo de Sapo". Formation porphyroïde anté-silurienne du Nord-Ouest de l'Espagne». *Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. Esp.*, t. 76, p. 120.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1954).—«Les mouvements calédoniens et prémonitoires hercyniens dans la Péninsule Ibérique». *C. R. XIXe Congr. Géol. Intern. Alpes. 1952.* sect. XIII, 2e part., fasc. XIV, pp. 201-210.
- CAROZZI, A. V. (1961).—«Microscopic sedimentary petrography». *John Wiley and Sons.* New-York.
- CASTERAS, M. (1933).—«Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales». *Bull. Carte. Géol. Fr.*, t. 37, n.° 185.
- (1952).—«Phases de plissement dans les Pyrénées basques orientales». *C. R. 19e Congr. Géol. Int. Alger.* Sect. XIII, fasc. XIV, pp. 143-164, 2 fig.
- (1964).—«Pyrénées. Tectonique de l'Europe». *Publ. Congr. Géol. Intern. Moscou.*
- CASTERAS, M., et SOUQUET, P. (1966).—«Sur les accidents de la couverture de la zone primaire axiale au Sud du Massif de Mendibelza (Basses Pyrénées)». *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 9, pp. 368-369.
- CAVET, P. (1957).—«Le Paléozoïque de la Zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre (Etude stratigraphique et paléontologique)». *Bull. Carte. Géol. Fr.*, t. LV, n.° 254, 216 p., 36 fig., 9 pl., 1 carte au 1.200.000.
- CAYEUX, L. (1929).—«Les Roches sédimentaires de France. Roches siliceuses». *Mém. Carte Géol. Fr.*
- CHANTON, N. (1963).—«Etude de la microfaune du Viséen et du Moscovien de différents bassins sahariens». *Bull. S. G. F.*, 7e sér., t. V, n.° 3, pp. 383-392, 1 Pl. h. t.
- CHATSKY, N. S. (1957).—«Les relations du Cambrien avec le Protérozoïque et les plissements baïkaliens. Coll. CNRS. Relations entre Pré-Cambrien et Cambrien, Problème des séries intermédiaires». Paris, 1957, p. 91.
- CHOUKROUNE, P., et SEURET, M. (1968).—«Un exemple de relations entre joints de cisaillement, fentes de tensions, plis et schistosité (autochtonie de la nappe de Gavarnie-Pyrénées centrales)». *Rev. Géogr. Phys. et Géol. dyn.* (2), vol. X, fasc. 3, pp. 239-246.
- CIRY, R. (1939).—«Etude géologique d'une partie des Provinces de Burgos, Palencia, León et Santander». Thèse. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse.*
- CIZANCOURT, H. de (1947).—«Quelques problèmes de tectonique géométrique». *Rev. Inst. Fr. du Pétrole et Ann. Comb. liquides.*
- CLIN, M. (1959).—«Etude géologique de la Haute Chaîne des Pyrénées Centrales entre le Cirque de Troumouse et le Cirque de Lys». Thèse, Nancy.
- CLIN, M., et MIROUSE, R. (1966).—«Aperçu de la zone primaire axiale des Pyrénées centrales et occidentales». *Trav. Lab. Géol. Pétro., Fac. Sc. Toulouse*, n.° 6, pp. 1-3.
- CLIN, M., MULLER, J., et ROGER, Ph. (1967).—«La composition des mouvements de la tectogenèse pyrénéenne». *C. R. 86 e Congrès A. F. A. S. Bordeaux.*
- CLIN, M., HEDDEBAUT, C., MULLER, J., et ROGER, Ph. (1968).—«Déformations transverses et plis couchés anté-Stéphaniens, plis de revêtement pyrénéens dans la haute vallée des río Gállego (Pyrénées occidentales espagnoles)». *C. R. Acad. Sc.*, sér. D, t. 267, n.° 14, pp. 1.131-1.132.

- CLOOS, E. (1952).—«Lineation». *Géol. Soc. Amer.*, Mém. 18.
- COGNE, J. (1962).—«Le Briovérien: esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif Armoricain». *B. S. G. F.*, sér. 7, t. IV, pp. 413-430.
- (1966).—«Une "nappe" cadomienne de style pennique: la série cristallophyllienne de Champtoceaux en bordure méridionale du synclinal d'Ancenis (Bretagne-Anjou)». *B. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 19, pp. 107-138.
- (1967).—«Age et signification structurale des plis couchés au sein des schistes cristallins de Bretagne méridionale, par rapport aux phases principales de l'orogénèse cadomienne». *C. R. Ac. Sc.*, t. CCLXIV, pp. 552-555.
- COLCHEN, M. (1960).—«Observations sur le Cambrien de la région d'Ezcaray (Sierra de la Demanda, province de Logroño, Espagne)». *C. R. somm. S. G. F.*, n.° 6, p. 135.
- (1960).—«Sur l'âge des formations carbonifères de Fresneda (Sierra de la Demanda, province de Burgos, Espagne)». *C. R. Acad. Sc.*, t. 251, pp. 2.743-2.745.
- (1963).—«Sur la tectonique de la bordure nord de la Sierra de la Demanda (Chaînes Ibériques, Espagne)». *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 6, p. 196.
- (1963).—«Etude tectonique du secteur Pradoluengo-Alarcia, Sierra de la Demanda (Chaînes Ibériques, Espagne)». *Bull. S. G. F.*, 7e sér., t. V, pp. 1.068-1.075.
- (1964).—«Sur les formations carbonifères du Nord de la Sierra de la Demanda (Chaînes Ibériques, Espagne)». *C. R. Acad. Sc.*, t. 258, pp. 2.863-2.865.
- (1964).—«Successions lithologiques et niveaux repères dans le Paléozoïque anté-carbonifère de la Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño, Espagne)». *C. R. Acad. Sc.*, t. 259, pp. 4.758-4.761.
- (1964).—«Sur une coupe à travers les formations paléozoïques de la Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño, Espagne)». *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 10, pp. 422-424.
- (1965).—«Nouvelles données sur le Carbonifère de la Sierra de la Demanda (Burgos, Espagne)». *C. R. Ac. Sc.*, t. 260, pp. 1.696-1.699.
- (1965).—«Sur la Géologie des environs d'Ezcaray (Logroño, Espagne)». «*Munibe*». San Sebastián.
- (1966).—«Sur la tectonique tertiaire du massif paléozoïque de la Sierra de la Demanda et de sa couverture mésozoïque et cenozoïque». *Bull. S. G. F.*, 7e sér., t. VIII, pp. 87-97.
- (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*, t. 264, pp. 1.687-1.690, sér. D.
- (1968).—«Le Cambrien et ses limites dans la Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño, Espagne)». *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 6, p. 180.
- (1969).—«Sur le métamorphisme des formations anté-carbonifères de la Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño, Espagne)». *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 4, p. 116.
- (1969).—«Géologie de la partie orientale de la Sierra de la Demanda (Logroño, Espagne)». 34 p., 1 carte, in «*Estudio geológico de la provincia de Logroño*». *Inst. Geol. y Min. de Esp.* Madrid.
- COLCHEN, M., et WAGNER, R. H. (1966).—«Précisions sur les flores carbonifères de la Sierra de la Demanda (Province de Burgos, Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 262, sér. D, pp. 2.435-2.438.
- COLCHEN, M., et HAVLICEK, V. (1968).—«Le niveau à *Billingsella cf. lingulaeformis* Nikitin, du Cambrien de la Sierra de la Demanda (Logroño, Espagne)». *Bull. S. G. F.*, 7e sér., t. X, pp. 133 à 137.
- COLCHEN, M., et UBAGHS, G. (1969).—«Sur des restes curieux d'Echinodermes du Cam-

- bro-Ordovicien de la Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño, Espagne). *Bull. S. G. F.*, 7^e ser., t. XI, p. 649-654.
- COLLOMB, P. (1960).—«La linéation dans les roches». *Bull. trim. Serv. d'Inf. Geol. B. R. G. M.* n.° 48.
- COLLOMB, P., et ELLENBERGER, F. (1965).—«Age relatif et signification de la linéation régionale dans la Montagne Noire (massif du Caroux, et ses enveloppes, Hérault)». *C. R. Ac. Sc.*, t. 261, p. 195.
- (1967).—«La schistosité régionale, structure d'arrêt de la déformation tectonique». *C. R. Acad. Sc.*, t. 264, sér. 3, pp. 2.970-2.973.
- COMTE, P. (1959).—«Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère cantabrique». *Mem. Inst. Geol. y Min. España*, 60, 404 p.
- CONCHA de la S. et REY JORISSEN (1961).—«Nota explicativa del Mapa de yacimientos carboníferos de España». Ech. 1/2.500.000. *Not. y Com., Inst. Geol. y Min. España*, n.° 64, pp. 87-92, 1 carte.
- CONTESCU, L. R. (1967).—«Formations et faciès dans la zone des Flyschs des Carpates Orientales Roumaines». *Géol. Rund., Bd. 56, H 1*, p. 241.
- CORSIN, P. (1932).—«Guide paléontologique dans le terrain houiller du Nord de la France». Lille, 1932. Travaux et Mémoires.
- (1951).—«Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine. Pecopteridés. Texte et 2 livres de planches CVII-CXCIX. Et. Gites, Minx. de la Frce., Sarre-Lorraine».
- (1952).—«Sur la limite entre le Westphalien et le Stéphanien, et sur la flore du Westphalien D et du Stéphanien A». 3e Congr. Geol. Carbon., Heerlen, t. I, pp. 93-98.
- CORSIN, P., et CORSIN, P. M. (Mme.), et GUERRIER (1958).—«A propos de la limite Westphalien-Stéphanien». *C. R. Acad. Sc.*, t. 266, pp. 1.373-1.378.
- CRUSAFONT, M., et TRUYOLS, J. (1960).—«El Mioceno de las cuencas de Castilla y de la Cordillera Ibérica». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, n.° 60, pp. 127-140.
- (1964).—«Les Mammifères fossiles dans la stratigraphie du Paléogène continental du bassin de l'Ebre (Espagne)». *Mém. B. R. G. M.*, n.° 28, v. II, pp. 735-749. Paris.
- CRUSAFONT PAIRO, M. (1967).—«Nuevos datos sobre la edad de los sedimentos terciarios de la zona de Utrillas. Montalbán». *Acte geológica hispánica*, año II, n.° 5, Nov. Dic.
- CRUSAFONT PAIRO, M., RIBA, O., et VILLENA, J. (1966).—«Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanenses en Santa Cilia (Río Fómiga; prov. de Huesca) y sus consecuencias geológicas». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, n.° 83 (7-14).
- DANZE, J. (1957).—«Un nouveau *Sphyropteris* dans le bassin houiller du Nord de la France». *Ann. Soc. Geol. Nord*, t. LXXVII, Pl. XIV, pp. 170-180.
- DANZE CORSIN, P. (1953).—«Contribution à l'étude des Marioptéridés. Les Marioptéridés du Nord de la France». Et. Geol. Atlas. Top. Souterraine, Serv. Gol. Houillères Nord. Pas de Calais. I. Flore fossile, Pl. I-LXXVIII.
- DEBAT, P. (1969).—«Tectonique tertiaire dans les formations métamorphiques des vallées de Gavarnie et d'Héas (Hautes Pyrénées)». *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 2, pp. 31-33.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., et ZUSSMAN, V. (1962).—«Rock-forming Minerals». Vol. 3, Sheet Silicates.
- DELEAU, P. C. (1958).—«Sédimentation et tectonique». *4e Congr. Geol. Carb., Heerlen*, t. I, pp. 101-106.
- (1960).—«Contribution to the Stratigraphical Colloquium. De la valeur de la flore et de la faune lacustre pour caractériser le Westphalien D». *4e Congr. Avanc. Et. Stratigr. Geol. Carb. Nederl.*, t. 1, pp. 107-113.
- (1964).—«Essai d'explication sur la mise en place d'une sédimentation rythmique». *C. R. Acad. Sc.*, t. 259, pp. 3.301-3.303.

- DELEAU, P., et MARIE, P. (1959).—«Les Fusulinidés du Westphalien C du bassin d'Abadla et quelques autres Foraminifères du Carbonifère algérien». *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie*, nouv. sér., Bull. n.° 25 (Trav. Collab.), pp. 43-160.
- DELEPINE, G. (1932).—«Sur l'extension des mers paléozoïques en Asturies». *C. R. Acad. Sc.*, t. 195, p. 1.401.
- (1943).—«Les faunes marines du Carbonifère des Asturies». T. 22, Pl. I-IV. Trad. extr. P. H. Sampelayo, 1946. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, LIX, pp. 123-127.
- (1952).—«Les niveaux marins du Carbonifère aux deux bords de la Cuvette mésogéenne. Comparaison avec ceux des bassins houillers du NW de l'Europe». *3e Congr. Géol. Carbon. Heerlen*, t. I, pp. 131-133.
- DELEPINE, G., et GUBLER, J. (1943).—«Les Fusulinides du Carbonifère des Asturies». *Mém. Ac. Sc. Inst. Fr.*, 66, Appendice, pp. 99-107, Pl. II.
- DEMANET, F. (1943).—«Les horizons marins du Westphalien de la Belgique et leurs faunes». *Mém. Musée Royal d'Hist. Nat. Belgique*, n.° 101.
- DEMARY, A. (1942).—«Microtectonique et tectonique profonde». *Mém. Expl. Carte Géol. dét. France*.
- DEREIMS, A. (1898).—«Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragón». Thèse, *Fac. Sc. Paris-Lille*.
- DESPARMET, A. (1967).—«Etude géologique détaillée des environs du "Monasterio de Piedra" (province de Saragosse, Espagne)». *D. E. S. Dijon*.
- DESTOMBES, J. P. (1952).—«Stratigraphie des terrains primaires de la Haute Garonne». *C. R. 19e Sess. Congr. Géol. Int. Alger*, Sec. XI, fasc. II, pp. 107-129, 2 figs.
- (1960).—«Le problème du Cambrien dans les Pyrénées françaises». *C. R. 21e Sess. Congr. Géol. Int. Copenhague*, Vol. of Abstracts, p. 66.
- DEWEY, J. F. (1965).—«Nature and origin of kink-bands». *Tectonophysics*, vol. 1, n.° 6, pp. 459-494.
- DIAGENESIS IN SEDIMENTS (1967).—G. LARSEN, G., et G. V. CHILINGAR Editors. «Elsevier Publishing Company. Developments in Sedimentology 8».
- DIMITRIJEVIC, M. D. (1967).—«Sur la systématique des surfaces et des éléments linéaires. L. dans les tectoniques». *Bull. S. G. F.*, 7, IV, pp. 153-157.
- DOLLE, P. (1964).—«Corrélations à l'aide de la granulométrie sur les lames minces dans certains grès du houiller du Bassin Nord-Pas de Calais». *C. R. 5e Congr. Int. Strat. Géol. Carbon.*, pp. 341-357.
- DOTT, R. H. (1964).—«Wacke, graywacke and matrix - What approads to immature sandstone classification?». *Journ. of Sedimentary Petrology*, vol. 34, n.° 3, pp. 625-632.
- DUNOYER de SEGONZAC, G. (1969).—«Les minéraux argileux dans la diagénèse; passage au métamorphisme». Thèse. Starsbourg, 329 p.
- DUVAL (1957).—«Etude géologique de la bordure sud du fossé de l'Ebre dans la région d'Alcaniz». *Dipl. Univ. Dijon (n.° 16)*, 236 p., 1 carte.
- DZULYNSKI, S., et WALTON, E. K. (1965).—«Sedimentary features of flysch and grey-wackes». *Developments in Sedimentology (7)*. Elsevier.
- ECLOGAE Geologicae Helvetiae (1958).—«Ve Congrès international de Sédimentologie». Vol. 51.
- ELLENBERGER, F. (1955).—«Linéations et grande tectonique». *C. R. somm. S. G. F.*, pp. 174-176.
- (1963).—«Rabotage basal ou troncation basale? Réflexions sur les charriages cisailants». *C. R. Ac. Sc.*, t. 257, pp. 468-471.
- (1964).—«Le notions de troncutures basales et sommitales en tectonique tangentielle». *C. R. somm. S. G. F.*, pp. 280-282.
- (1967).—«Les interférences de l'érosion et de la tectonique tangentielle tertiaire dans

- le Bas-Languedoc (principalement dans l'arc de Saint Chinian); notes sur les charriages cisailants». *Rev. Géogr. Phys. Géol. dyn.*, (2), fasc. 2, vol. IX, pp. 87-142.
- L'arc de Saint-Chinian et la tectonique languedocienne de charriages cisailants». *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 2, pp. 34-36.
- ENDO, R., et ELMER RESSER, C. (1937).—«The Sinian and Cambrian formations and fossils of southern Manchoukuo». *Manchurian Science Museum, Bull.* 1. 461 p.
- EVERS, H. J. (1967).—«Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma Rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain». *Leidse Geologische Mededelingen, Deel* 41, Rez 83-100.
- FABRIES, J. (1963).—«Les formations cristallines et métamorphiques du NE de la province de Seville (Espagne)». Thèse, Nancy.
- FALLOT, P. (1926).—«Sur la tectonique de la bordure méridionale des bassins de l'Ebre et des montagnes du littoral méditerranéen entre Tortosa et Castellón». *C. R. Ac. Sc.*, t. 182, pp. 226-228.
- (1926).—«Au sujet de la tectonique des Baléares et de la Chaîne ibérique». *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n.° 10, pp. 105-107.
- (1934).—«Sur les connexions de la Chaîne ibérique». *Bull. Inst. ét. Hist. nat.* Barcelone, vol. XXXIV, n.° 8-9, pp. 382-387, cf. *C. R. somm. S. G. F.*, pp. 212-213.
- FARBER, A., et JARITZ, W. (1964).—«Die Geologie des Westasturischen Küstengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribado (NW Spain)». *Geol. Pb.*, 81, S-679-738, Hannover Publ. 1964.
- FERRAGNE, A. (1968).—«Sur l'existence d'un socle précambrien dans la région de Viana del Bollo (Galice méridionale, NW Espagne)». *C. R. Acad. Sc.*, t. 226, sér D, pp. 2.376-2.380.
- FEUILLE, P. (1967).—«Le Cénomaniens des Pyrénées basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique». *Mém. S. G. F.*, nlle sér., XLVI, 3, 108, 343 p.
- FLANDRIN, J. (1958).—«Essai de dénomination des roches sédimentaires par l'emploi systématique des diagrammes triangulaires». *Eclogae Geol. Helvetiae, 5e Congr. Intern. Sédimentologie*, vol. 51, n.° 3, pp. 634-642.
- FLINN, D. (1965).—«Déformation in metamorphism, in Controls of metamorphism», pp. 46-69, *Oliver and Boyd*. London.
- FOLK, R. L. (1959).—«Classification pétrographique pratique des calcaires». *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Géol.*, vol. 43, n.° 1.
- FONTBOTE, J. M., et GUITARD, G. (1958).—«Aperçus sur la tectonique cassante de la zone axiale des Pyrénées orientales entre les bassins de Cerdagne et de l'Ampurdan. Roussillon». *Bull. S. G. F.*, 6e sér., t. VIII.
- FONTEILLES, M., et GUITARD, (1964).—«L' "effet de socle" dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées». *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 258, pp. 4.299-4.302.
- FOURMARIER, P. (1951).—«Schistosité, foliation et microplissement». *Arch. Sciences*, Genève, vol. 4, p. 5.
- (1952).—«Microplissement plis minuscules». *Am. Soc. Géol. Belgique*, t. 76, pp. B 81-B 87.
- (1963).—«La raison d'être des fronts de schistosité dans les séries plissées». *A. F. A. S.*, 80e Congr., pp. 45-47.
- (1965).—«L'intérêt de l'étude des déformations mineures des roches pour la compréhension de l'Evolution tectonique d'une série plissée». *Rev. Quest. sci.*, Belg., t. 136, n.° 4, pp. 483-517.
- (1966).—«Remarques à propos des petits plis en chevron et de leur signification en tectogénèse». *Ann. Soc. Géol. Belg., Bull.*, 89, n.° 1-4, pp. 33-44.

- FOURMARIER, P., et PELHATE, A. (1968).—«La profondeur originelle des fronts supérieurs de schistosité à l'endroit du Bassin de Laval. (Massif armoricain)». *C. R. Acad. Sc.*, sér. D, t. 287, pp. 931-934.
- FRED, A., DONATH et RONALD PARKER, B. (1964).—«Pliegues et plegamientos». *Not. y Com.*, n.° 76, pp. 181-219; cf. *Folds and Folding. Geol. Society of America Bulletin*, vol. V, pp. 45-62.
- GAGNY, Cl. (1964).—«Interprétation des laminites dans une série à turbidites du Culm des Vosges méridionales». *B. S. G. F.* (7), VI, pp. 43-54.
- GAUTIER, F. (1967).—«Nouvelles observations sur le Tertiaire continental de la Chaîne ibérique au SE de Teruel (Espagne)». *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 2, pp. 64-65.
- GEZE, B. (1952).—«Sur la stratigraphie du Cambien de Sardaigne». *C. R. Ac. Sc.*, t. 234.
- (1954).—«Sur la stratigraphie et la tectonique des terrains cambriens de l'Iglesiente». *Bol. Soc. Geol. It.*, 71, Roma.
- GLANGEAUD, L. (1944).—«Collapse structure». *C. R. Ac. Sc.*, t. 214, p. 408.
- (1950).—«Le rôle du socle dans la tectonique du Jura». *Am. Soc. Géol. Belgique*, t. 73.
- (1961).—«La Paléogéographie dynamique de la Méditerranée et de ses bordures. Le rôle des phases ponto-plio-quatérnaires in Océanographie géologique et géophysique de la Méditerranée occidentale, Coll. Nat. C. N. R. S., Villefranche-sur-mer». *Editions du C. N. R. S.*, Paris.
- GOGUEL, J. (1952).—«*Traité de tectonique*». Masson, Paris.
- (1965).—«La cause de l'orientation des minéraux dans les roches métamorphiques». *Bull. S. G. F.*, t. VII, n.° 5, pp. 747-752.
- GOMEZ, J. R. (1926).—«Tertiaire continental de Burgos». *XIVe Congr. Intern.*, Madrid.
- GOMEZ DE LLARENA, J., et PARGA PONDAL, I. (1963).—«Uber Fossilien aus dem metamorphen Silurium von Guntin, Provinz Lugo». *Zbl. Geol. Paläontol., Dtsch.*, pp. 570-571.
- GOTTIS, M. (1962).—«Architecture tertiaire en Bas-Languedoc. Développement des fossés superficiels par soustraction tangentielle de couches profondes au cours de phénomènes de glissement». *Liv. Mém. P. Fallot*, t. I, Paris, S. G. F., pp. 383-395.
- GRAINDOR, M. J. (1965).—«Plissements assyntiens, baïkaliens, cadomiens (observations et réponses, p. 195)». *Bull. S. G. F.*, (7), VII, 1, pp. 93-102.
- GRANDE, JOSE (1850).—«Mines de carbón de las Inmediaciones de Burgos». *Revista minera*, 1, S. 120-123.
- GROLIER, J., et VIALON, P. (1964).—«La foliation dans les schistes cristallins. Etude de sa genèse à l'aide de quelques exemples». *B. S. G. F.*, (7), pp. 309-321.
- GROSS, G. (1966).—«Paläozoikum und Tertiär am Puis Moreno (Prov. Teruel, Spanien)». *Neues Pb. Geol. Paläontol. Monatsch. Dtsch.*, n.° 9, pp. 554-562, 3 pj. B.R.G.M., 6 D 479.
- GUBLER, Y., BUGNICOURT, D., FABER, J., KUBLER, B., et KYSSSEN, R. (1966).—«Essai de nomenclature et de caractérisation des principales structures sédimentaires». *Technip.*, 7 rue Nélaton. Paris.
- GUITARD, G. (1960).—«Linéations, schistosité et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées orientales, leurs relations avec le métamorphisme et la granitisation». *B. S. G. F.* (7), II, pp. 862-887.
- (1967).—«Phases de plissements dans les terrains métamorphiques de la zone axiale pyrénéenne du Canigou, durant l'orogénèse hercynienne». *C. R. Acad. Sc.*, t. 265, sér. D, pp. 1357-1360.
- HARRISON, J. V., and FALCON, N. L. (1934).—«Collapse structure». *Geol. Mag.*, vol. LXXI, p. 529.
- HAVLICEK, V., et VANEK, J. (1966).—«The biostratigraphy of the Ordovician of Bohemia. Sbornik geologickysch Ved». *Paleontologie, rada P. SV.*, 8, 16 Pl., 69 p.

- HELMIG, H. M. (1965).—«The geology of the Valderruedas, Tejerina, Ocejo and Sabero Coal Basins (Cantabrian Mountains, Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, Dl. 32, pp. 75-149.
- HENRY, J. (1966).—«Le problème des étages tectoniques dans la zone nord-pyrénéenne occidentale. Etages tectoniques». *Neufchatel*, pp. 253-263.
- HILLS, E. S. (1963).—«Elements of structural Geology».
- HUPE, P. (1951).—«Sur l'existence de conglomérats dans le socle métamorphique de la Bigorre». *C. R. somm. S. G. F.*, pp. 253-254.
- (1951).—«Quelques grands traits de l'histoire géologique des Hautes-Pyrénées». *C. R. somm. S. G. F.*, pp. 136-137.
- IVSHIN, M. K., et POKROVSKAYA, N. V. (1968).—«Stage and zonal subdivision of the Upper Cambrian». *Int. Geol. Congr. Report of the 23e Sess.* Tchécoslovaquie, vol. 9, pp. 97-108.
- JARITZ, W. (1958).—«Stratigraphie, Magmatismus und Tektonik des Kantabrischen Küste im asturisch-galizischen Grenzgebiet». *Diss. Münster.*, 123 S., 51e Ass., 3 KT.
- JOLY, H. (1922).—«Sur l'existence de phénomènes de charriage à l'extrémité orientale de la Chaîne Celtibérique, près de Montalbain (Prov. de Teruel)». *C. R. Ac. Sc.*, 20 Mars.
- (1922).—«Sur l'allure tectonique des couches crétacées et tertiaires aux environs de Haro, Province de Logroño (Espagne)». *C. R. Ac. Sc.*, 6 Juin.
- (1922).—«Sur la présence d'écaillés ou de lambeaux de charriage dans la Chaîne Celtibérique, Province de Saragosse, Logroño et Soria (Espagne)». *C. R. Ac. Sc.*, t. 174, p. 1.185.
- (1922).—«Note préliminaire sur l'allure générale et l'âge des plissements de la Chaîne Celtibérique». *C. R. Ac. Sc.*, t. 175, p. 976.
- (1926).—«Etudes géologiques sur la Chaîne Celtibérique». *Congr. Géol. Inter.*, Madrid., pp. 523-525.
- JONGMANS, W. J. (1951).—«Las floras carboníferas de España». *Est. Geol.*, Madrid, n.º 14.
- (1952).—«Some problems on Carboniferous stratigraphy». *3e Congr. Géol. Carbon.*, Heerlen, t. I, pp. 295-306.
- (1952).—«Documentación sobre las floras hulleras españolas. Primera contribución: Flora carbonífera de Asturias». *Est. Geol.*, VIII, 15, pp. 7-9. láms. II-XXVIII.
- JONGMANS, W. J., WAGNER, R. H. (1957).—«Apuntes para el estudio geológico de la Zona Hullera de Riosa (Cuenca Central de Asturias)». *Est. Geol.*, XIII, 33, p. 726, lámina II.
- JOSOPAIT, V. (1970).—«Trilobiten-Funde im Tremadoc der Iberischen Ketten». *N. Pb. Geol. Paläont. Mh.*, pg. H. 2, pp. 127-128, Stuttgart, Febr.
- JULIVERT, M. (1965).—«Sur la tectonique hercynienne à nappes de la Chaîne Cantabrique (étude géologique de la région à l'Est du bassin central, Espagne)». *B. S. G. F.*, (7), VII, pp. 644-654, résumé *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 6, p. 200.
- (1966).—«Sur la présence du Cambrien à l'Est des Asturies». *C. R. Acad. Sc.*, sér. D., 266, n.º 16, pp. 1.033-1.035.
- JULIVERT, M., PELLO, J., et FERNANDEZ-GARCIA, L. (1968).—«La estructura del manto de Domiedo (Cordillera Cantábrica)». *Trabajos de Geología*, n.º 2, Fac. Ciencias, Oviedo, páginas 1-44.
- JULIVERT, M., MARCOS, A., PHILIPPOT, A., et HENRY, J. L. (1968).—«Nota sobre la extensión de las pizarras ordovícicas al E. de la Cuenca Carbonífera central de Asturias». *Brev. Geol. Astúrica*, año XII, n.º 4, Oviedo.
- KANIS, J. (1956).—«Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain)». *Leidse Geol. Mededelingen*, XXI, pp. 377-445.

- KING, W. B. R. (1930).—«Notes on the Cambrian Fauna of Persia». *Geol. Mag.*, vol. LXVII, v. 2, pp. 316-327.
- (1937).—«Cambrian Trilobites from Iran (Persia)». *Paleontologia indica, New ser.*, vol. XXII, Mem. n.º 5.
- KOBAYASHI, T. (1960).—«The Cambro-ordovician Formations and Faunas of South Korea». Part. VII, *Palaeontology VI. Journ. Fac. Sc. Tokyo Univ.* (2), 12, 2, pp. 329-420, pl. XIX-XXI.
- (1962).—«The Cambro-ordovician Formations and Faunas of South Korea». Part. IX, *Palaeontology VIII*, pp. 1-152. *Journ. Fac. Sc. Tokyo Univ.*
- KOSSOVSKAIA, A. G., et SHUTOV, V. D. (1959).—«Zonality in the structure of terrigene deposits in platform and geosynclinal regions». *Ecol. Geol. Hølv.*, vol. 51, n.º 3, pp. 656-666.
- (1965).—«Facies of regional epi and metagenesis». *Intern. Geol. Rev.*, 7 (7), pp. 1.157-1.167.
- KRUMBEIN, W. C., et SLOSS, L. L. (1965).—«Stratigraphy and Sedimentation». 2e édité, W. H. FREEMAN and Company. San Francisco and London.
- KRYNINE, P. D. (1941).—«Paleogeographic and tectonic significance of sedimentary quartzites (abstract)». *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 52, pp. 1.915-1.916.
- KUBLER, B. (1964).—«Les argiles, indicateurs de métamorphisme». *Rev. Int. Franç. Pé-trole*, XIX (10), pp. 1.093-1.113.
- (1966).—«La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme». *Etudes tectoniques, Neufchatel*, pp. 105-122.
- LAMARE, P. (1952).—«Une modalité propre au Trias moyen et supérieur: la "structure en glaçons"». *C. R. somm. S. G. F.*, n.º 12, pp. 232-234.
- LANTEAUME, M., BEAUDOUIN, B., et CAMPREDON, R. (1967).—«Figures sédimentaires des flyschs "Grès d'Annot". Synclinal de Peira-Cava». *C. N. R. S.*, Paris.
- LAPPARENT, A. F. de (1938).—«Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance». *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XL, n.º 198.
- (1950).—«Types variés de plis de couverture en Basse-Provence orientale». *B. S. G. F.*, (5), t. XX, pp. 323-333.
- LARRAZET, M. (1893).—«Note sur la constitution géologique de la province de Burgos». *Bull. S. G. F.*, *C. R. somm.* Juin.
- (1894).—«Notes stratigraphiques et paléontologiques sur la province de Burgos». *Bull. S. G. F.*, 3e sér., t. XXII, p. 368 et suiv.
- (1896).—«Recherches géologiques sur la région orientale de la province de Burgos et sur quelques points des provinces d'Alava et de Logroño». Thèse. Lille.
- LE CORRE, C. (1968).—«La microlinéation des schistes ardoisiers. Méthode d'étude photométrique». *Bull. S. G. F.*, t. X, n.º 6, pp. 679-683.
- (1969).—«Contribution à l'étude géologique des synclinaux paléozoïques du Sud de Rennes». Thèse. 3e Cycle, Orsay.
- LIENNARD, M. (1961).—«Subsidence et Enallaxie: deux phénomènes qui président aux dépôts stériles et phytogènes du Stéphanien de Lons-le-Saulnier (Jura)». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7e sér., t. III, n.º 1, pp. 101-107.
- LLOPIS LLADO, N. (1952).—«Sur les types de bordure du bassin houiller des Asturies». *3e Congr. Geol. Int. Carbon.*, Heerlen, t. II, pp. 401-406.
- (1954).—«Sobre la tectónica germánica de Asturias». *R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, T. extra-ord. Hom. E. H. Pacheco. Madrid, pp. 415-429.
- (1962).—«Sobre la Paleotectónica hercínica de Asturias». *Breviora geol. astúrica*, t. 6, n.º 1-4, pp. 56-58.

- (1964).—«Cinématique marginale des bassins sédimentaires et sédimentation carbonifère». *C. R. 5e Congr. Int. Strat. Géol. Carbon.*, pp. 553-559, Paris, 9-12, sept. 1963.
- (1964).—«Réflexions sur la systématique et la genèse des bassins de sédimentation». *Developments in Sedimentology*, vol. 1, pp. 236-244, Amsterdam.
- (1965).—«Sur la paléogéographie du Dévonien du Nord de l'Espagne». *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 9, pp. 290-292.
- (1966).—«Sur la structure hercynienne de l'Espagne et ses rapports avec la chaîne hercynienne en Europe occidentale». *C. R. Acad. Sc. Fr.*, t. 262, n.° 25, pp. 2.581-2.584, 2 figs.
- LOCHMAN, C. (1964).—«Upper Cambrian faunas from the subsurface Deadwood formation, Williston Basin, Montana». *J. Paleontol. U. S. A.*, t. 38, n.° 1, pp. 33-60, 1 fig., 7 Pl. h. t.
- LOCHMAN-BALK, C., et LEE WILSON, J. (1958).—«Cambrian biostratigraphy in North America». *Journ. Pal.*, v. 32, n.° 2, pp. 312-350.
- LOMBARD, A. (1956).—«Géologie sédimentaire, les séries marines». Paris, Masson.
- (1958).—«Sédimentologie du flysch». *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 31, n.° 3, pp. 1.022-1.026.
- (1963).—«Stratonomie des séries du Flysch». *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 56, n.° 2, pp. 481-511.
- (1965).—«La stratification. Révision, critique et essai de théorie génétique». *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 58, n.° 1, pp. 135-155.
- (1967).—«Paléosédimentation de bassins de type microgéosynclinal helvétiques-dauphinois». *Rev. Geogr. Phys. Geol. dyn.*, 2e sér., vol. IX, fasc. 3, pp. 199-218.
- (1967).—«Faciès littoraux en fonction du milieu morphotectonique». *C. R. réunion 7-8*, Nov. 1967. Orléans.
- LOTZE, F. (1929).—«Stratigraphie und Tektonik der keltiberischen Grundgebirgen (Spanien)». *Abh. Ges. Wiss., Göttingen, Math. phys. Kl., N., F.*, 14, Beitr. Geol. Westl. Mittelerrangebiete, Nr. 3, Berlin.
- (1942).—«Die Iberische Halbinsel». *Geol. Pb.*, 4 B, pp. 245-257.
- (1945).—«Einige Probleme der Iberischen Meseta». *Geotekt. Forsch. Dtsch.*, n.° 6, pp. 1-12, 1 fig.
- (1945).—«Zur Gliederung der Variszischen der Iberischen Meseta». *Geotekt. Forsch. Dtsch.*, n.° 5, pp. 78-90, A fig.
- (1952).—«Über variszische Gebirgszusammenhänge im Westlichen Mittelerranbiet». *C. R. XIX Congr. Geol. Intern.*, Sect. II, fasc. II, pp. 141-147.
- (1953).—«Probleme der Espanischen Kambrium und Neue Forschungsergebnisse». *Z. Dtsch. Geol. Gessellsch.* (Paru en 1955), 105, n.° 3, 571.
- (1955).—«Forschungen zur Stratigraphie der Westmediterranen Kambriumus». *Jb. Akad. Wiss. Literat.*, 70-92, 1954, und 1955, 68-69. Mainz.
- (1956).—«Über Sardische Berwegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assynitischen Faltung». *Geotekt. Sympos. zu Ehren von H. Stille*.
- (1956).—«Ordogott» Statt. «Silur». Eine Anzeigung. *N. Pb. Geol. n. Paläont.*, Mb., 4-8, 399-400, Stuttgart.
- (1956).—«Das Präkambrium Spanien». *N. Pb. Geol. n. Pal. M.* 8. 375-380. Stuttgart.
- (1957).—«Zur Alten nordwestspanischen Quartzit Sandsteins Folgen. (Kürzere Mitteilungen zur Geologie Spanien I)». *Neues Jahrt. Geol. Paläontol. Monatsch. Dtsch.*, pp. 464-471.
- (1958).—«Zur Stratigraphie der spanischen Kambriums». *Geologie*, 7, 4-3-6, 727-750, versch. Tab., Berlin.
- (1959).—«Zur Tektonik der östlichen Sierra de la Demanda (Kürzere Mitteilungen zur Geologie Spanien II)». *Neues Pb. Geol. Paläontol., Monatsh. Dtsch.*, t. 9, pp. 385-391, 5 figs.
- (1961).—«Das Kambrium Spanien. Teil I: Stratigraphie». *Abh. Ak. Wiss. Lit. Mainz, Math. Nat. Kl.*, n.° 6, pp. 285-498, 4 figs.
- (1966).—«Praekambriums Spaniens (Litteraturbericht 1956-1965)». *Zbl. Geol. Paläontol. Dtsch.*, n.° 5, pp. 989-1.006. Bib. M.
- (1966).—«Kambrium Spaniens (Neue Forschungsergebnisse 1961-1965)». *Zbl. Geol. Paläontol. Dtsch.*, n.° 6, pp. 1.206-1.227.
- (1968).—«Schlusswort: der gesamttektonische Rahmen». *Geotekton. Forsch., Dtsch.*, n.° 27, 147-153, 3 Pl.
- LOTZE, F., et SCHMIDT, K. (1966).—«Präkambrium», 1e Teil: Nördliche Halbkugel. Stuttgart, F. Enke Verl., coll. Handbuch der stratigraphischen Geologie, Bd. XIII, 1e Teil, XIV, 388 p.
- LOZANO SANCHEZ, R. (1884).—«Breve noticia acerca de la Geología de la provincia de Burgos». *Bol. Inst. Geol. Esp.*, t. XI.
- (1918).—«Datos para el estudio de la región hullera de la provincia de Burgos». *Bol. Inst. Geol. Esp.*, tomo XXXIX, p. 145, with map facing, p. 164.
- LU (1960).—«Les dépôts cambriens de Kitaï». *Science Record. New série*, vol. 4, n.° 4, pp. 199-216.
- LUCAS G. (1942).—«Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi el Abad (Frontière Algéro-Marocaine)». Thèse, 2 vol., 538 p., 34 pl. Laval.
- LUCAS, G., BERTRANEU, J. et GLACON, J. (1952).—«A propos de la région de Batna: définition d'un style tectonique lié à la montée verticale des horsts». *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 234, pp. 1.893-1.894.
- LUTAUD, L. (1957).—«La tectogenèse et l'évolution structurale de la Provence». *Rev. Géogr. Phys. Géol. dyn.* (2), vol. 1, fasc. 2, pp. 103-112.
- LYS, M. (1964).—«La microfaune dans ses applications à la stratigraphie du Carbonifère». *Ve Congr. Strat. Géol. Carbon.*, Paris, pp. 189-202.
- LYS, M., et SERRE, B. (1958).—«Contribution à la connaissance des microfaunes du Paléozoïque: Etudes micropaléontologiques dans le Carbonifère marin des Asturies (Espagne)». *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, vol. XIII, n.° 6, pp. 879-916.
- MADARIAGA (1932).—«Notas sobre estratigrafía de la Cuenca Carbonífera central de Asturias». *Revista Industrial*, XVII, n.° 375, pp. 150-179.
- MAJESTE MENJOUAS, Cl. (1968).—«Tectoniques superposées dans le Paléozoïque au N du synclinorium des Eaux Chaudes (Basses Pyrénées)». *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 8, pp. 280-281.
- MANGIN, J. Ph. (1958).—«Le Nummulitique Sud-Pyrénéen à l'Ouest de l'Aragon». Thèse, Dijon.
- (1959).—«Evolution paléogéographique et structurale des Pyrénées». *B. S. G. F.*, (7), t. 1, p. 24, fig. 2.
- (1962).—«L'orientation pyrénéenne, résultante insolite des directions armoricaine et varisque». *C. R. Soc. Géol. Fr.*, n.° 5, pp. 143-145.
- (1962).—«La phase tectogénique pyrénéenne dans les Pyrénées et les conglomérats de Pobra de Segur (Lérida)». *C. R. Soc. Géol. Fr.*, n.° 1, p. 13.
- (1963).—«Turbidites, Laminites, Varves et séquence-unité». *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 4, pp. 112-113.
- MANGIN, J. Ph. y RAT, P. (1962).—«L'évolution post-hercynienne entre Asturies et Aragon». *Livre Mém. P. Fallot*, t. I, pp. 333-350.
- MARCOS, A. (1967).—«Estudio geológico del reborde NW de los picos de Europa

- (Región de Onís-Cabrales, Cordillera Cantábrica)». *Trabajos de Geología*, n.º 1, Facultad Ciencias, Universidad Oviedo; pp. 39-46.
- (1968).—«Sobre la existencia de niveles de tránsito entre el Westphaliense D y el Estefianiense A en el oriente de Asturias». *Acta Geológica Hispánica*, t. III, n.º 1, páginas 15-18.
- (1968).—«Nota sobre el significado de la "León line"». *Brevioria Geológica Astúrica*, año XII, n.º 3, Oviedo.
- MARTINEZ ALVAREZ, J. A. (1959).—«Resumen del estudio geológico del reborde oriental de la cuenca carbonífera de Asturias». *Breviora Geol. Astúrica*, t. 3, n.º 1-2, páginas 71-76.
- (1962).—«Estudio geológico del reborde oriental de la Cuenca carbonífera central de Asturias, Oviedo». *Inst. Estud. asturianos*, 2 vol., 232 p., 19 fig., 21 Pl. h. t.
- (1967).—«Données sur l'extension du Cambrien dans la zone orientale des Asturies». *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 4, pp. 128-129.
- (1967).—«Sobre la existencia de estructuras superpuestas en el Carbonífero de la cuenca central asturiana». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, n.º 95, pp. 45-50.
- MARTINEZ DIAZ, C. (1969).—«Carbonífero marino de la zona de Riosa (Asturias, España)». *Rev. Esp. Micropal.*, vol. 1, n.º 1, pp. 59-78.
- MATTAUER, M. (1964).—«Sur les schistosités d'âge tertiaire de la zone axiale hercynienne des Pyrénées». *C. R. Acad. Sc.*, t. 259, pp. 2.891-2.894.
- (1967).—«Introduction à la microtectonique». *Science Progrès La Nature*. Mars. n.º 3.383, pp. 81-89.
- MATTAUER, M., et SEURET, M. (1966).—«Sur le style des déformations tertiaires de la zone axiale hercynienne des Pyrénées». *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 1, pp. 10-12.
- MATTE, Ph. (1963).—«Sur la structure du Paléozoïque de la Sierra de Caurel (NW de l'Espagne)». *C. R. Soc. Géol. Fr.*, n.º 7, pp. 243-245, 3 figs.
- (1964).—«Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice orientale». *C. R. Acad. Sc.*, t. 259, pp. 1.981-1.984.
- (1966).—«La schistosité primaire dans l'arc hercynien de Galice». *Colloque sur les étages tectoniques*, Neufchatel, Avril.
- (1967).—«Le Précambrien supérieur schisto-gréseux de l'Ouest des Asturies (NW de l'Espagne) et ses relation avec les séries précambriennes plus internes de l'arc galicien». *C. R. Acad. Sc.*, t. 264, sér. D, pp. 1.769-1.772.
- (1968).—«Précisions sur le Précambrien supérieur schisto-gréseux de l'Ouest des Asturies, comparaison avec les autres affleurements précambriens du NW de l'Espagne». *Rev. Géogr. Phys. Géol. dyn.* (2), vol. X, fasc. 3, pp. 205-211.
- (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, t. 44, 127 p.
- MATTE, Ph., et RIBEIRO, A. (1967).—«Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans le NW de la Péninsule Ibérique : grandes nappes ou extrusions?». *C. R. Acad. Sc.*, t. 264, sér. D, pp. 2.268-2.271.
- MELENDEZ, B. (1942).—«Los terrenos cámbricos de la Península Ibérica». *Trab. del Instituto de Ciencias Naturales (José de Acosta)*. *Serie geológica*, t. 1, n.º 1, 179 p., 15 figs., lám. XXXVIII. Madrid.
- MENENDEZ AMOR, J., et JONGMANS, W. J. (1952).—«Contribution à la connaissance de la flore carbonifère des Asturies». *C. R. 3e Congr. Carbonifère*, Heerlen, 1951, pp. 459-462, pl. 21-23.
- MENNESSIER, G. (1960).—«Le style tectonique de la chaîne provençale dans la région de Dragulgnan». *Rev. Géogr. Phys. Géol. dyn.* (2), III, fasc. 1, pp. 3-14.

- (1967).—«Sur l'évolution morphotectonique des régions provençales entre le Bas Verdon et l'Argens (Var)». *Rev. Géogr. Phys. Géol. dyn.* (2), vol. IX, fasc. 1, pp. 35-54.
- MENNIG, J. J., et VITTIMBERGA, P. (1962).—«Application des méthodes pétrographiques à l'étude du Paléozoïque ancien du Fezzan». *Notes et Mem. I. F. P.*, n.º 2, 61 p.
- MILLOT, G. (1964).—«Géologie des argiles». Masson, Paris.
- MIROUZE, R. (1962).—«Recherches géologiques de la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées». *Thèse, Toulouse*.
- (1962).—«Tectonique hercynienne et tectonique alpine dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées». *Actes. 4e Congr. Int. Et. pyr.*, Paris-Lourdes, t. 1, sec. 1, pp. 75-83.
- MORFAUX, M. (1964).—«Etude de l'Ordovicien de l'anse de Pen-Hir (Presqu'île de Crozon)». D. E. S., Paris.
- MULLER, J. (1967).—«Sur la superposition des déformations dans les Pyrénées occidentales». *C. R. Acad. Sc.*, t. 265, sér. D, pp. 400-402.
- NARANJO et GARZA, F. (1841).—«Reseña geognóstica y minera de una parte de la provincia de Burgos». *Anal. Minas*, 2, 93-115, 1 Kt., Madrid.
- NAVARRO, A., TRIGUEROS, E. et VILLALON, C. (1960).—«Explicación de la Hoja de Anguiano (Logroño)». *Inst. Geol. y Min. Esp.*, Madrid.
- NEDERLOF, M. H. (1959).—«Structure and Sedimentology of the Upper Carboniferous of the Upper Pisuerga Valleys, Cantabrian Mountains, Spain». *Leidse Geol. Medelingen*, t. 24 (19 M), n.º 2, pp. 603-703, 31 figs., 1 pl. h. t.
- NEDERLOFF, M. H. et DE SITTER, L. U. (1957).—«La cuenca carbonífera del río Pisuerga (Palencia)». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, LXVIII, pp. 1-44.
- NOLLAU, G. (1966).—«El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el oeste de la provincia de León (España)». *Notas y Com.*, n.º 88, pp. 31-48.
- (1968).—«Stratigraphie, Magmatismus und Tektonik den Montes de León zwischen Astorga und Ponferrada in Nordwest. Spain». *Geotekton. Forsch. Dtsch.*, n.º 27, pp. 71-146.
- NUNGASSER, W. (1963).—«Geologische Untersuchungen im Nordwestern der Sierra de la Demanda. Zum problem der Iberischen Transversal zone in der Provinz Burgos (Spanien)». *Diss. Münster*.
- OELE, E. (1964).—«Sedimentological aspects of four lower-Paleozoic formations in the northern part of the province of León (Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, t. 30, pp. 1-99, 56 figs.; *résumé esp.*, pp. 93-94.
- OLAGUE (1935).—«Notas para el estudio del Jurásico en la Rioja». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXXVI, Madrid.
- OPIK, A. A. (1966).—«Cambrian Depart. Nation. Development». *Bureau Min. Res. Geol. and Geoph. Records*, 25 p. ronéot tabl. Correl.
- ORLOWSKI, S. (1967).—«The stratigraphy of the Upper Cambrian of the Holy Cross Mountains». *Bull. Acad. Polon. Sci., Serv. Geol. Geogr.*, 15, n.º 1, pp. 47-50.
- OVTRACHT, A. (1960).—«Paléogéographie du Massif primaire de Mouthoumet». (Aude, France.)
- PARGA-PONDAL, I. (1960).—«Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia». *Not. y Com. Geol. y Min. de España*, n.º 51, pp. 333-358.
- PASSEGA, R. (1963).—«Analyses granulométriques, outil géologique pratique». *Rev. I. F. P.*, nov., pp. 1489-1499.
- PASTIELS, A. (1964).—«La distribution stratigraphique des Lamellibranches non marins du Namurien et du Westphalien A de la Belgique». *C. R. 5e Congr. Intern. Strat. Géol. Carbon.*, t. II, pp. 619-629.
- PASTOR GOMEZ (1962).—«Probable área precambriana al NO de León». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 67, pp. 71-80.

- PATAC, I. (1920).—«La formación uraliense asturiana. Estudios de cuencas carboníferas». Gijón, *Gráficas Reunidas, S. A.*, pp. 5-50.
- PELHATE, A. (1963).—«Le Culm du Sud de Laval (Mayenne). Etude sédimentologique». *Bull. S. Geol. Min. Bretagne*, nouv. sér., fasc. 1-2, p. 145, 1961 (sortie 1963).
- PETTIJOHN, F. J. (1948-49).—«A preface to the classification of sedimentary rocks». *P. Geol.*, vol. 56, pp. 112-118.
- «Sedimentary rocks». *Harper and Brother, New York*, chap. 6.
- PETTIJOHN, F. J., et POTTER, P. E. (1963).—«Paleocurrents and Basin Analysis». *Springer-Verlag OHG*, Berlin. Göttingen-Heidelberg.
- PITCHER, W. S., et FLINN, C. W. (1965).—«Controls of metamorphism». *Oliver and Boyd*, Edinburgh and London, p. 65.
- POTTER, P. E., et SEWEIDEGGER, A. E. (1966).—«Bed thickness and grain size Graded bed». *Sedimentology*, vol. 7, n.º 3, nov., pp. 233-240.
- POTTER, W., et PETTIJOHN, P. (1963).—«Paleocurrents and basin analysis». Harper Ed.
- PRIEM, H. N. A.; BOELRIKK, N. A. I. M.; VERSCHURE, E. M.; HEBEDA, E. H., and FLOOR, P. (1966).—«Isotopic evidence for upper-cambrian or lower Ordovician granite emplacement in the Vigo area, Northwestern Spain». *Geol. en Mijnbouw*, vol. 45, pp. 36-40.
- PROUST, F. (1962).—«Tectonique de socle par failles inverses, en liaison avec d'anciennes failles normales, dans le Haut-Atlas (Maroc)». *C. R. Somm. S. G. F.*, fasc. 1, pp. 9-11.
- PRUVOST, P. (1930).—«Sédimentation et subsidence. Liv. Jub». *S. G. F.*, t. II, pp. 545-564.
- (1939).—«Quelques observations sur les phénomènes de plissements faites dans le bassin houiller». *B. S. G. F.* (5), IX, n.º 4-5, pp. 307-315.
- (1949).—«Westphalien supérieur et Stéphanien inférieur». *C. R. Ac. Sc.*, t. 229, p. 1.284.
- (1959).—«Le Cambrien du Massif armoricain». *Ann. Hebert et Haug.*, t. IX, pp. 5-10.
- (1962).—«La genèse des gisements houillers envisagée à la lumière de la Bio-rhexistase». *C. R. S. Soc. Biogéographie*, n.º 335-336-337.
- (1963).—«Les jeux propres du socle révélés par l'histoire de certains bassins houillers à la périphérie du domaine alpin». Liv. Mm. P. Fallot (1960-1963), Paris, S. G. F., pp. 11-18, 4 figs.
- (1963).—«Comment varient dans l'espace les structures géologiques». *Géol. en Mijnbouw*, Nederl., t. 42, n.º 4, pp. 102-111, 7 figs.
- RADIG, F. (1962).—«Ordovizium/Silurium und die Frage prävariszischer Faltungen in Nordspanien». *Geol. Rund.*, Bd. 52, pp. 346-357, Stuttgart.
- RAMIREZ, E. (1962).—«El límite cámbrico-silúrico en la región suroccidental española (resumen)». *Breviora Geol. Asturiana*, t. 6, n.º 1-4, p. 68.
- RAMBAUD PEREZ, F. (1960).—«La falla inversa del borde N de la Sierra de la Demanda en Cerro Peñalba (Logroño)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., Secc. Geol.*, pp. 283-298, 3 figs., 1 pl. h. t.
- RAMSAY, J. G. (1967).—«Folding and fracturing of rocks». *Mc Graw-Hill Book Company*, 568 pp.
- RECH-FROLLO, M. (1960).—«Flysch et molasse». *Bull. S. G. F.*, 7e sér., II, pp. 752-757.
- REY JORISSEN, R. (1969).—«Estudio geológico de la provincia de Logroño». *Inst. Geol. y Min. de España*, Madrid.
- RIBA, O. (1954).—«Evolución del borde NE de la meseta española durante el Terciario». *C. R. 19e Congr. Geol. Int.*, sect. 13, fasc. 13, pp. 261-274, 3 figs., Argel.
- (1955).—«Sobre la edad de los conglomerados terciarios del borde norte de las Sierras de la Demanda y de Cameros». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 39, pp. 39-50.
- (1955).—«Sur le type de sédimentation du Tertiaire continental de la partie ouest du bassin de l'Ebre». *Geol. Rundschau. Congr. Sedim. Göttingen*, t. 43, n.º 2, pp. 363-371.
- (1959).—«Estudio geológico de la Sierra de Albarracín». *Monogr. Inst. «Lucas Mallada» Geol.*, 16, Madrid.
- (1964).—«Estructura sedimentaria del Terciario continental de la depresión del Ebro en su parte riojana y navarra». *C. R. XX Congr. Geogr. Int.*, pp. 127-138.
- RIBA, O., et RIOS, J. M. (1962).—«Observation sur la structure SO de la Chaîne ibérique (Espagne)». *Liv. Mém. P. Fallot*, t. 1, pp. 275-290.
- RIBA, O.; VILLENA, J., et DES VALLIERRES, T. (1966).—«Nota sobre la presencia de terrenos de edad carbonífera en la parte oriental del macizo de Montalbán». *Acta Geol. Hispan.*, n.º 2, pp. 5-6.
- RICHTER, G. (1930).—«Die Iberischen Ketten zwischen Jalón und Demanda». *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys.*, Kl. N. F., 16, 3, Berlin.
- RICHTER, G., et TEICHMULLER (1933).—«Die Entwicklung des Keltiberischen Ketten». *Beitr. Z. Geol. D. Westl. Mediterr.*, III F. Heft 7, n.º 9.
- RIEMER, W. (1963).—«Entwicklung der Paläozoikum in der Südlichen Provinz Lugo (Spanien)». *Neues. Jb. Geol. Paläont., Abhdlg., Dtsch.*, t. 117, n.º 1-3, pp. 273-285, Stuttgart.
- (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 81, pp. 7-20, suivi d'une remarque de Parga Pondal.
- RIOS, J. M. (1958).—«Relación de los principales sondeos para investigación de petróleos llevados a cabo desde 1939». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, 50, pp. 47-73, Madrid.
- (1959).—«El valle del Ebro en sus posibilidades petrolíferas». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 53, pp. 107-148.
- (1960).—«Algunas áreas especiales de las zonas subpirenaicas y de la cuenca del Ebro». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 58.
- (1962).—«Relación de las principales actividades para investigación de hidrocarburos llevadas a cabo en España durante 1961». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 66, pp. 143-188, Madrid.
- (1965).—«Relación de las principales actividades para investigación de hidrocarburos llevadas a cabo en España durante 1964». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 79, pp. 89-148.
- RODGERS, J. (1960-62).—«L'emploi pratique de la schistosité». In *Livre à la Mém. Prof. P. Fallot*, t. I, pp. 83-96. *Mém. h. sér. S. G. F.*
- ROSFELDER, A. (1960).—«Contribution à l'analyse texturale du sédiment». Thèse. Alger.
- ROSSEL, J., et RIBA, O. (1966).—«Nota sobre la disposición sedimentaria de los conglomerados de Poble de Segur (provincia de Lérida)». *Congr. Intern. et Pyrén.*, p. 18.
- ROYO GOMEZ (1926).—«Terciario Continental de Burgos». *XIV Congr. Int. Geol.*, Madrid, Exc. A-6, fig. 7, p. 48.
- SACHER, L. (1965).—«Das Jungpaläozoikum der Keltiberischen Ketten (Spanien)». *Unveröffentl. Dissertation*, 106 S., Heidelberg.
- (1966).—«Stratigraphie und Tektonik der nordwestlichen Hesperischen Ketten bei Molina de Aragón (Spanien). Teil I: Stratigraphie (Paläozoikum)». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 124, 2, pp. 151-167, Stuttgart.
- (1966).—«Über Karbonische Sedimente bei Montalbán in den Ostlichen Iberischen Ketten (Spanien)». *Neues Jb. Geol. Paläontol. Monatsh., Dtsch.*, n.º 7, pp. 436-443.
- SAMPAYO (1876).—«Datos geológico-mineros de la provincia de Burgos». *Boletín*, t. III, B. C. M. G., t. III, Madrid.
- SAMPELAYO, P. H. (1936).—«El Cambriano de España». *Intern. Geol. Congr. Rep. XVI, Session USA, Washington*, v. 1, p. 515.

- (1941).—«Sur la Sierra de la Demanda». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, Madrid, p. 13.
- (1942).—«Yacimientos paleontológicos en la Demanda». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 10, p. 13.
- (1946).—«Sobre la tectónica de la Demanda» (Aitken, traducción), n.º 15. *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 25.
- (1949).—«Criaderos de mineral de hierro de la Sierra de la Demanda (Burgos y Logroño)». *Rev. Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, con motivo de su centenario, t. 9, 51 pp.
- (1950).—«Nuevas especies silurianas de la Sierra de la Demanda». Libro Jubileo, t. I, Madrid.
- SAMPELAYO HERNANDEZ (1952).—«Carbonífero de Burgos». *Combustibles*, n.º 55, pp. 21-40, 9 figs., Madrid, 1951.
- Est. Geol.*, Madrid, 1952, n.º 16, p. 340 (résumé).
- (1960).—«Graptolitos españoles». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 57, pp. 3-77, 37 pl. h. t.
- SAVAGE, J. F. (1967).—«Tectonic analysis of Lechada and Curavacas synclines, Yuso, Basin León, NW Spain». *Leidse Geol. Med. Pays-Bas*, vol. 59, pp. 193-247.
- SCHATSKY, N. S. (1958).—«Les relations du Cambrien avec le Proterozoïque et les plissements baikalien, in: Les relations entre Précambrien et Cambrien». *LXXVI Coll. Int. C. N. R. S.*, pp. 91-101.
- SCHRIEL, W. (1930).—«Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes». *Abh. Ges. Wiss. z. Göttingen, Math. Phys.*, Kl. M. F., 16, 2, Berlin.
- SDZUY, KL. (1955).—«Die Fauna der Leimitz Schiefer (Tremadoc)». *Senckenb. Naturf. Gesell.*, 492, pp. 1-74.
- (1958).—«Neue Trilobiten aus dem Mittelkambrium von Spanien». *Senckenberg. Leithacea. Allem.*, t. 39, pp. 235-253.
- (1960).—«Das Alten der Dolerolenus Fauna». *Geol. Rundschau*, n.º 39, t. I, p. 108.
- (1961).—«Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobites». *Akad. Wissench. Lit. Abhdlg. Math. not. Kl., Dtsch.*, n.º 8, pp. 597-693, 36 figs.
- SEGURET, M., et PROUST, F. (1968).—«Tectonique hercynienne des Pyrénées centrales: signification des schistosités redressées, chronologie des déformations». *C. R. Acad. Sc. Paris*, sér. D, t. 266, pp. 984-987.
- SEILACHER, A. (1958).—«Zur Okologischen Charakteristik von Flysch und Molasse». *Eclog. Geol. Helvt.*, vol. 31, n.º 3, pp. 1.062-1.078.
- (1960).—«Lebensspuren als leitfossilien». *Geol. Rundschau*, Bd. 49, pp. 41-50.
- (1964).—«Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils». *Sedimentology*, 3, pp. 253-256.
- (1967).—«Tektonisches, sedimentologisches oder biologisches Flysch?». *Geol. Rund.*, Bd. 56, H. 1, pp. 189-200.
- SHEPARD, F. P. (1960).—«Mississippi delta marginal environments sediments and growth». In *Recent sediments, northwest Gulf of Mexico*, pp. 56-81. Tulsa, Amer. Ass. Petr. Geol.
- SHROCK, R. R. (1948).—«A classification of sedimentary rocks». *J. Geol.*, vol. 56, p. 118.
- SIEVER, R. (1959).—«Petrology and Geochemistry of Silica cementation in some Pennsylvanian sandstones». *Silicia in sediments, symposium, Soc. of Econo. Paleont. and Mineralogists, Special publication*, n.º 7, pp. 55-71, Tulsa, Oklahoma, USA.
- SITTER, L. U. DE (1950).—«Introduction du symposium sur la tectonique d'écoulement par gravité et quelques conclusions». *Géol. en Mijnbouw*, pp. 329-330, 12e Jaargan], n.º 12.



- (1954).—«Gravitational glidding tectonics». *Am. Journ. Sc.*, 252, pp. 321-344.
- (1954).—«Schistosity and shear in Micro and Macrofolds». *Geol. en Mijnb.*, 16, 10, pp. 429-439.
- (1955).—«Nota previa sobre la geología de la cuenca carbonífera del río Pisuerga (Palencia)». *Est. Geol.*, XI, 26 pp. 115-125, lam. XXIII.
- (1956).—«Structural Geology». *Mc Graw-Hill. Publishing Company Limited. New-York, London, Toronto.*
- (1958).—«Historia estructural del ángulo SE del núcleo paleozoico de las montañas de Asturias». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 49, pp. 75-92.
- (1958).—«Plis couchés». *Bull. Soc. Belge Géol. Pal. Hydr.*, LXVII, 3, pp. 352-375.
- (1958).—«Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding». *Geol. Mijnb.*, D. 20, pp. 277-286.
- (1960).—«Crossfolding in non-metamorphic of the Cantabrian mountains and in the Pyrénées». *Geologie in Mijnbouw*, n.º 5, p. 189.
- (1961).—«Establecimiento de las épocas de los movimientos tectónicos durante el Paleozoico en el cinturón meridional del orogeno cantábrico-asturiano». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 61 pp. 51-62.
- (1961).—«Le Précambrien de la Chaîne cantabrique». *C. R. Soc. Geol. Fr.*, fasc. 9, p. 253.
- (1962).—«The hercynian orogenes in northern Spain. In "Some aspects of the Variscan Fold Belt"». *Manchester Univ. Press.*, pp. 1-18, 4 pl., 1 dpl. h. t., 1 carte dpl. h. t.
- (1963).—«The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains». *Bol. Inst. Geol. Min. de España*, t. 74, pp. 395-412.
- (1965).—«The hercynian cantabrian orogene». *Memoria Geolpal. dell'Universita di Ferrara*, vol. 1, fasc. III, n.º 9.
- (1965).—«Hercynian and Alpine orogenies in northern Spain». *Geol. en Mijnbouw, Nederl.*, t. 44, n.º 11, pp. 373-383, 9 figs.
- SITTER, L. U. DE, et BOSCHMA, D. (1966).—«Explanation geological map of the palaeozoic of the southern Cantabrian Mountains: 1/50.000e. Sheet 1 Pisuerga». *Leidse Geol. Mededelingen*, deel 31, Bhz., pp. 191-238.
- SOLE SABARIS, L. (1954).—«Sobre la estratigrafía de las borduras y los límites del Oligoceno y del Mioceno en el sector occidental de la depresión del Ebro». *R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. extraord. Hom. E. H. Pacheco, Madrid, pp. 637-654, 4 figs., 1 carte.
- SOS et OLAGUE (1936).—«Sobre unos moldes de Brachiópodos paleozoicos de la Sierra de Cameros». *Bol. Soc. Española Hist. Nat.*, 36, H. 2, pp. 124-125, Madrid.
- SOUQUET, P. (1965).—«Observations paléogéographiques et tectoniques sur le versant sud des Pyrénées centrales et dans les zones des Sierras marginales (Espagne)». *C. R. Ac. Sc.*, t. 260, pp. 1.450-1.453.
- (1965).—«Plissements de la fin du Crétacé ou du début du Tertiaire sur le versant sud des Pyrénées». *C. R. Somm. S. G. F.*, fasc. 8, pp. 261-262.
- STILLE, H. (1958).—«Die assyntische Tektonik im geologischen Endbild». *Beih. Zum. Geol. Jahr.* Heft 22.
- STÖCKLIN, J.; RUTTNER, A., et NABAVI, M. (1964).—«New data on the lower Paleozoic and Pre-Cambrian of North Iran». *Geol. Survey of Iran*, report n.º 1, 29 p.
- SUN, Y. C. (1935).—«The upper Cambrian Trilobite-faunas of north China. Palaeontologia Sinica, Nat. Geol. Survey of China, Pékin», sér. B, vol. VII, fasc. 2.
- STRAKHOV, N. M. (1957).—«Méthodes d'étude des roches sédimentaires», 2 vol. Masson (Trad. B. R. G. M., 1958).
- (1958).—«Schéma de la diagenèse des dépôts marins». *Eclog. Geol. Helvt.*, vol. 51, n.º 3, pp. 761-767.

- TEIXEIRA, C. (1952).—«La faune cambrienne de Vila Boim». *Bol. Soc. Geol. Port.*, vol. X, pp. 169-188.
- TERCIER, J. (1947).—«Le Flysch dans la sédimentation alpine». *Eclog. Geol. Helv.*, 40, 2, p. 163.
- TERMIER, H. et G. (1964).—«Les temps fossilifères. I, Paléozoïque inférieur». Ed. Masson et Cie.
- THORAL, M. (1933).—«Découverte de nouveaux gisements fossilifères dans le Postdamien et l'Arenig inférieur de la Montagne Noire». *C. R. Acad. Sc.*, 13 Mars.
- (1935).—«Contribution à l'étude paléontologique de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire et révision de la faune cambrienne de la Montagne Noire». 2e Thèse. Paris.
- TIRSO FEBREL MOLINERO (1965).—«Sobre la existencia de dos cruceros representativos de dos distintas deformaciones en el Devoniano-Carbonífero de la Hoja de Calañas, n.º 959». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 77, pp. 187-202.
- TISCHER, G. (1958).—«Zur Geologie der nordwestlichen Keltiberischen Ketten». *Z. Dtsch. Geol. Gesellsch.*, t. 109, n.º 2, pp. 273-276.
- (1965).—«Über Beziehungen zwischen Schichtlagerung Gangbildung und Schieferungen in der Pegado anticline». Münschen.
- (1966).—«El delta wealdico de las montañas ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 81, pp. 53-78.
- TREATISE OF INVERTEBRATE PALEONTOLOGY (1959).—«Geol. Soc. of America and University of Kansas Press».
- TRICALINOS, J. (1928).—«Untersuchungen über den Bau der Keltiberischen Ketten der nordörtlichen Spanien». *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 80, S. 455, Berlin.
- TURNER, F., et WEISS, L. (1963).—«Structural analysis of metamorphism tectonic». *Univ. of California at Berkeley*.
- TWENHOFEL, W. M., et TYLER, S. A. (1949).—«Methode of study of sediments». Cf. vol. New-York and London *Mc Graw-Hill Book Company, Inc.*
- VALDES LEAL, J. (1964).—«La tectónica de Los Oscos (Asturias)». *Est. Geol. Esp.*, t. 20, n.º 3-4, pp. 285-298, 13 figs., 1 dpl. h. t., 1 carte dpl. h. t.
- VALLIERES, Th. des. (1972).—«Recherches géologiques dans la Sierra de Castejón (Province de Logroño et Soria, Espagne)». D. E. S., Paris.
- VAN GINKEL, A. C. (1965).—«Carboniferous Fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, deel 31, 225 p.
- VARDABASSO, S. (1956).—«La fase sarda dell'Orogenesi caledonica in Sardegna». *Geotek, Symp. H. Stille*, Stuttgart, pp. 120-127.
- VATAN, A. (1954).—«Pétrographie sédimentaire». *Int. France du Pétrole. Ec. Nat. du Pétrole*.
- VERNEUIL DE et COLLOMB (1852-53).—«Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces d'Espagne». *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 2ème sér. 10.
- VIALLARD, P., et GRAMBAST, L. (1970).—«Sur l'âge post-stampien moyen du plissement majeur dans les Chaînes ibériques castillanes». *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 1, pp. 9-11.
- VIENNOT, P. (1928).—«Sur les "extrusions", accidents spéciaux très aberrants qui jalonnent le bord des Pyrénées Françaises». *C. R. Ac. Sc.*, t. 186, pp. 1.137-1.139.
- VITTIMBERGA, P., et CARDELLO, R. (1963).—«Sédimentologie et pétrographie du Paléozoïque des bassins de Kufra». *Rev. I. F. P.*, vol. XVIII, n.º 11, pp. 1.546-1.558.
- VIRGILI, C. (1962).—«Le Trias du NE de l'Espagne». *Livre Mém. P. Fallot*, pp. 301-312.
- VOGEL, K. (1962).—«Die ältesten Muscheln mit Schlosszähnen aus dem spanischen Kambriums». *Paläont.*, 2, Dtsch, t. 36, n.º 1-2, p. 6.

- WAGNER, R. H. (1955).—«Rasgos estratigráfico-tectónicos del Paleozoico Superior de Barruelo (Palencia)», n.º 26. *Est. Geol.*, XI, Madrid, 1952.
- (1957).—«Nota sobre la estratigrafía del terreno hullero de Sabero (León)». *Est. Geol.*, vol. XIV, n.º 35-36.
- (1959).—«Flora fósil y estratigráfica del Carbonífero en España NW y Portugal N». *Est. Geol.*, XV (cf. San Miguel de la Camera), pp. 393-420.
- (1959).—«Sur la présence d'une nouvelle phase tectonique léonienne d'âge westphalien D au NE de l'Espagne». *C. R. Ac. Sc.*, 21, XII, pp. 2.804-2.806.
- (1960).—«Middle Westphalien floras from northern Palencia (Spain) (in relation with the Curavacas phase of folding)». *Est. Geol. Esp.*, t. 16, pp. 55-92, 24 figs., 1 carte.
- (1962).—«La signification de la phase léonienne dans le NW de l'Espagne». *C. R. Acad. Sc. Fr.*, t. 254, n.º 19, pp. 3.382-3.384.
- (1962).—«Paleobotanical dating of upper carboniferous folding phases (Rismini)». *Breviora Geol. Asturica*, t. 6, n.º 1-4, pp. 81-83.
- (1962).—«A brief review of the stratigraphy and floor succession of the carboniferous in NW Spain». *4e Congr. Avance Et. Stratigr. Geol. Carbon. Nederl.* (1958), t. 3, pp. 753-762, 2 figs.
- (1962).—«An upper westphalien flora from the mine "Ines" near the Pass of Pajares, on the leonese-asturian boundary (NO Spain)». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 68, 4e trim., pp. 79-102.
- (1962).—«Discordancia bretónica en el NE de Palencia (España)». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 67, 3e trim., pp. 17-24.
- (1963).—«A general account of the paleozoic rocks between the rivers Porma and Bernesga (León, NW Spain)». *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, t. LXXIV.
- (1963).—«Sur le géosynclinal cantabro-asturien». *C. R. Ac. Sc.*, t. 257, n.º 20, pp. 3.008-3.010.
- (1964).—«Ideas sobre el significado tectónico y paleogeográfico del arco astúrico en el noroeste de España». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., Sc. Geol.*, t. 62, n.º 3-4, pp. 343-346.
- (1964).—«Stephanian floras in NW Spain, with special reference to the Westphalien D-Stephanian A boundary». *C. R. 5e Congr. Intern. Stratigr. Geol. Carbon.*, t. II, pp. 835-848.
- (1966).—«Sur l'existence dans la Cordillère cantabrique, de séries de passage entre Westphalien et Stéphanien: la limite inférieure de ces formations "cantabriques"». *C. R. Acad. Sc.*, t. 262, sér. D, pp. 1.337-1.340.
- (1966).—«La succession des séries cantabriques et leur limite supérieure». *C. R. Acad. Sc.*, t. 262, sér. D, pp. 1.419-1.422.
- (1966).—«Notes on the geology of paleozoic rocks in the northeastern part of the province of Palencia, NW Spain». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 86, pp. 31-40.
- WAGNER, R. H., et JONGMANS (1957).—«Apuntes para el estudio geológico de la zona hullera de Rioja (Cuenca Central de Asturias)», n.º 33-36. *Est. Geol.*, Madrid.
- WAGNER, R. H., et WAGNER-GENTIS (1952).—«Aportación al conocimiento de la geología de la zona de Barruelo (Palencia)». *Est. Geol.*, VIII (16), pp. 301-345, lam. LXVI-LXXVII.
- (1963).—«Summary of the stratigraphy of upper paleozoic rocks in NE Palencia (Spain)». *Reprinted from Proceedings*, sér. B, vol. LXVI, n.º 3.
- WALCOTT, C. D. (1912).—«Cambrian Brachiopoda». *U. S. Geol. Survey*, Mon 51.
- (1913).—«The cambrian faunas of China». *Carnegie Inst. (Washington)*. Publ. 54, Research in China, v. 3, pp. 1-276, pls. 1-24.

- WALTER, R. (1963).—«Beitrag zur Stratigraphie der Kambriums in Galicia (Nordwest Spanien)». *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh. Dtsch.*, t. 117, n.º 1-3, pp. 360-371.
- WEGMANN, C. E. (1951).—«L'analyse structurale en géologie». Paris, Hermann, n.º 1.156, pp. 55-84.
- WHITTEN, E. H. T. (1966).—«Structural Geology of folded rocks». Rand Nalley and Company, Chicago.
- WIENANDS, A. (1963).—«Geologische Untersuchungen im Raum der Sierra de la Demanda (Nordspanien)». *Diss. Math. Nat. Fak. Unic. Münster* (Maschinenschr), n.º 33, pp. 30-31, 1965, 137 S., 26 Abb., 21 Anl., Münster, 1963.
- (1964).—«Über das Oberkarbon und das Alten der variszischen Faltung in der Sierra de la Demanda (Nordspanien, prov. Burgos und Logroño)». *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 6, pp. 252-258, Stuttgart.
- (1964).—«Zur begrenzung des Kambriums in der Sierra de la Demanda (Nordspanien)». *Neues Jb. Geol. Paläont., Monatsh, Dtsch.*, n.º 12, pp. 737-743, 2 figs.
- (1966).—«Über der Muschelkalk in der Sierra de la Demanda (Nordspanien)». *Neues Jb. Geol. Paläont., Monatsh, Dtsch.*, n.º 3, pp. 151-160.
- WILSON, G. (1961).—«Signification tectonique des structures à petite échelle et leur importance pour le géologue». *Bull. Soc. Belge Geol.*, t. 84, bull. n.º 9 et 10, S. G. F.
- WINKLER, H. G. F. (1966).—«La genèse des roches métamorphiques». Berlin-Gap.
- ZAMARREÑO, I., et JULIVER, M. (1967).—«Estratigrafía del Cámbrico del oriente de Asturias y estudio petrográfico de las facies carbonatadas». *Trab. Geol. Fac. Cienc. Univ. Oviedo*, pp. 135-163, 7 figs., 8 pls.
- ZEILLER, R. (1882).—«Notes sur la flore houillère des Asturies». *Mem. Soc. Geol. Fr. Nord*, I, III, pp. 1-22.
- ZUAZNAVAR (1876).—«Algunos datos de la cuenca carbonífera de Juarros, en la provincia de Burgos». *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, 3, Madrid.
- ZWART, H. (1960).—«Relations between folding and metamorphism in the central Pyrénées and their chronological succession». *Geol. in Mijnb.*, phg. 39, n.º 5, pp. 163-180.