

MEMORIA
del
INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO
DE ESPAÑA



Contribution a l'étude des
Formations Ante-Ordoviciennes
de la Meseta Meridionale
(Ciudad Real et Badajoz)

Por
EMMANUEL BOUYX

TOMO 73

Depósito Legal: M - 4.282 - 1970

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléfono 259 57 55 - Madrid-16

M A D R I D
1 9 7 0

SOMMAIRE

Section I : Le cadre géologique et géographique	11
Section II : Historique	16
Section III: Les conditions d'affleurement	21

PREMIERE PARTIE

PROBLEMES STRATIGRAPHIQUES

Chapitre I : Description pétrographique et lithologique des terrains anté-ordoviciens	29
Chapitre II : Etude régionale des terrains anté-ordoviciens dans la province de Ciudad Real	71
Chapitre III: La série d'Hinojosas	97
Chapitre IV: A la recherche d'une série lithostratigraphique ...	103
Chapitre V : Ordovicien inférieur et Paléozoïque plus récent ...	123

DEUXIEME PARTIE

PROBLEMES STRUCTURAUX ET INTERPRETATION

Section préliminaire: Quelques interprétations anciennes ou actuelles	157
Chapitre I : La discordance anté-ordovicienne	163
Chapitre II: Interprétation des formations anté-ordoviciennes ...	211
<i>Conclusions</i>	237
<i>Bibliographie</i>	243
<i>Table des matieres</i>	255
<i>Table des figures</i>	261

PROLOGO

Desde hace varios años, el autor de esta memoria ha estudiado los terrenos más antiguos de la Península Ibérica en la provincia de Ciudad Real y regiones vecinas. Estas investigaciones le han facilitado la materia para la tesis de Doctorado de Estado presentada en París el 14 de marzo de 1969 ante un tribunal presidido por M. G. LUCAS, Profesor en la Facultad de Ciencias de París y compuesto por M. M. P. HUPE, profesor de la misma Facultad, J. COGNE, Profesor de la Facultad de Ciencias de Rennes y A. F. de LAPPARENT, Profesor en el Instituto Católico de París.

Quiero agradecer desde aquí a los diferentes organismos que han contribuido a la realización de mis estudios: Centre National de la Recherche Scientifique, Faculté des Sciences de París, Instituto Geológico y Minero de España y Consejo Superior de Investigaciones Científicas, así como a los directores de estos organismos y a todos los Profesores que han conducido mis estudios.

Agradezco muy particularmente al Director del Instituto Geológico y Minero de España, señor don J. A. Gómez Angulo y al Secretario general y Jefe del Departamento de Publicaciones, señor don L. Badillo Díez, que me han concedido el gran honor de publicar esta memoria donde se encuentran los principales resultados de la tesis.

Quiero indicar que la ilustración de esta memoria se debe a M. M. Boeuf, que ha dibujado la mayor parte de las láminas, así como M. J. Brovillet y M. J. Leriche, dibujante y fotógrafo, respectivamente, del Laboratorio de Geología Histórica de la Facultad de Ciencias de París.

Quiero expresar también toda mi gratitud a los numerosos amigos españoles que me han recibido con tanta amabilidad en Almadén, Fuencaiente, Puertollano y Madrid, y a todos los que de una forma u otra me han permitido gracias a su amistad, su ayuda y sus buenos consejos, la realización de este trabajo.

Madrid, diciembre de 1969
E. B.

INTRODUCTION

Dans de nombreux secteurs de la Meseta ibérique, les plus anciens terrains connus à l'affleurement sont constitués par un puissant et monotone ensemble sédimentaire dont l'âge et les rapports avec le Paléozoïque ont fait l'objet d'interprétations variées et contradictoires. Suivant les lieux et les auteurs, il répond à des appellations diverses qui n'ont en commun que leur caractère imprécis: Schistes et grauwackes anté-ordoviens; terrains ou formations anté-ordoviennes; «schistes de l'Alcudia» (du nom d'une des principales vallées de la Sierra Morena où ils affleurent); «Pizarra antigas» (schistes anciens), Cambrien azoïque, etc.

On se propose d'en effectuer l'examen dans une partie de la Meseta méridionale. Avant d'aborder cette étude, on tentera d'en préciser le cadre:

I. *Cadre géologique et géographique*, en envisageant la localisation du secteur étudié, ses grandes lignes structurales et les principaux paysages que l'on y rencontre.

II. *Cadre historique*, en évoquant la personnalité des principaux géologues qui ont visité cette région.

III. *Cadre géomorphologique*, en examinant les types de relief et les conditions d'affleurement.

SECTION I.—LE CADRE GEOLOGIQUE ET GEOGRAPHIQUE

La Sierra Morena correspond à plusieurs unités géologiques: elle comprend en effet une partie de 3 des 6 zones définies par *F. Lotze* (1945) dans les Variscides Ibériques, et qui diffèrent entre elles par de nombreux caractères stratigraphiques et structuraux (Fig. 1). Le secteur étudié dans ce mémoire (moitié sud de la province de Ciudad Real et partie de la province de Badajoz qui lui est contigue) se trouve entièrement situé dans la zone Luso orientale et Alcudienne, zone qui englobe aussi la majeure partie des Monts de Tolède, de la Sierra de Guadalupe et de l'Extremadure et qui se prolonge au Portugal.

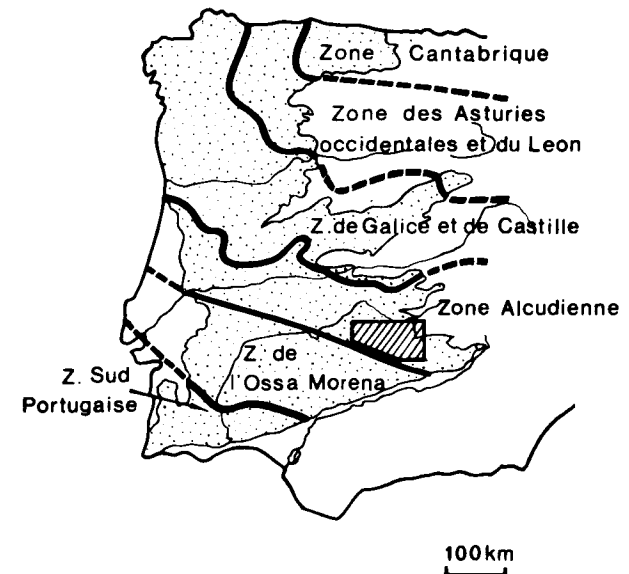


Fig. 1: Les 6 zones des Variscides ibériques, d'après *F. Lotze* (1945).
(Avec la position du secteur dans lequel ont été étudiées les formations anté-ordoviciennes. Les pointillés correspondent aux terrains anciens de la Meseta).

Pour l'essentiel, ce secteur correspond à la portion nord orientale de la Sierra Morena (Sierra et vallée de l'Alcudia, Sierra de Almaden, Sierra de Calatrava, etc...). Vers l'Ouest, il déborde légèrement sur l'Extremadure (plaine de la Serena), et vers le Nord-Est, il atteint les marges du bassin de Nouvelle Castille et de la Manche (Campos de Calatrava).

Ces trois régions géographiques sont caractérisées par trois types de paysages auxquels l'appartenance à une même unité géologique confère certains traits communs:

LE CADRE GEOLOGIQUE

Sur les plus récentes cartes géologiques, la Sierra Morena apparaît constituée par des formations sédimentaires et cristallophylliennes dis-

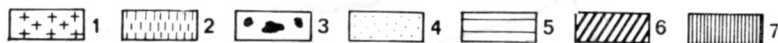
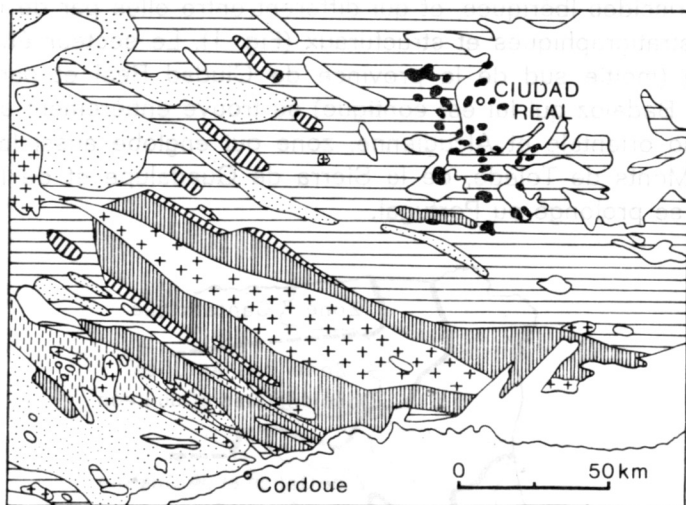


Fig. 2: Extrait de la carte géologique au 1/2.500.000.

(Edition publiée en 1953 par l'Institut Géologique et Minier d'Espagne).

- 1: Granite.
- 2: Roches métamorphiques.
- 3: Roches volcaniques (éruptions récentes de Ciudad Real).
- 4: Cambrien.
- 5: Silurien (Ordovicien et Gothlandien).
- 6: Dévonien.
- 7: Carbonifère.

En blanc: Les formations récentes (Miocène essentiellement).

N. B. Sur cette carte, les formations anté-ordoviciennes sont figurées partie en Cambrien, partie en Silurien.

posées en bandes parallèles suivant une direction NW-SE, et des massifs cristallins. Dans le secteur qui nous intéresse (fig. 2) affleurent plus particulièrement des terrains paléozoïques flanqués au Sud par le grand massif granitique des Pedroches dont la bordure nord représente la limite entre les zones Alcudienne et de l'Ossa-Morena. Dans les environs de Ciudad Real, où cette série paléozoïque est en partie recouverte de Miocène, on note aussi la présence d'un important volcanisme récent (Basalte et limburgite d'âge quaternaire).

En prenant comme horizon repère les quartzites à Cruziana de l'Ordovicien inférieur, on peut définir cette partie de la zone Luso-orientale et Alcudienne comme une succession de vastes structures anticlinales et synclinales dont les axes sont disposés suivant des directions WNW-ESE.

Les synclinaux sont occupés par une série de nature pétrographique variée qui monte à peu près complète jusqu'au Westphalien (avec malgré tout quelques lacunes de sédimentation, au Dévonien notamment) et dont on trouvera plus loin un bref résumé, un bassin Stéphanien discordant sur les schistes ordoviciens de la vallée de Puertollano permettant de situer dans le temps la phase majeure des plissements varisques.

Au cœur des anticlinales, on voit apparaître une série «anté-ordovicienne» constituée en majeure partie de monotones alternances de schistes, grès et grauweekes. A l'étude de cette série, actuellement figurée en Cambrien ou en Silurien sur les cartes géologiques, sera consacré l'essentiel de ce mémoire.

Avec une puissante assise détritique de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, les quartzites à Cruziana construisent les alignements de «sierras» qui séparent des vallées creusées tantôt dans les terrains anté-ordoviciens, tantôt dans l'Ordovicien moyen et supérieur et le Paléozoïque plus récent.

Cette structure, présentée ici de façon volontairement schématique, est souvent compliquée par divers accidents tectoniques: replis de détail affectant les séries synclinales; contacts anormaux le plus souvent parallèles à la direction générale des grands plis et à tendance plus ou moins chevauchante; décrochements transversaux post ou tardi-tectoniques et de rejet parfois important.

LES PAYSAGES (fig. 3)

LES SIERRAS.

Au Nord du massif cristallin des Pedroches, plusieurs chaînons taillés dans les quartzites se dressent parallèlement à lui: la Sierra Madrona dont quelques sommets dépassent les 1.300 m., culmine au Banuela (1323 m.) en dominant la grande pénéplaine granitique située aux altitudes moyennes de 650-700 m. L'étroite vallée de Solana del Pino sépare ce premier ensemble d'une longue cordillère quartzitique qui représente le flanc sud de la vallée de l'Alcudia (Sierra de Alcudia et Sierra Alta, prolongée vers l'Ouest par des sommets moins élevés avec 8 à 900 m. au-dessus de Cabeza del Buey). Le flanc nord de la vallée est également constitué par un alignement de sierras ordoviciennes (Sierra de la Solana de Alcudia, Sierra de Mestanza et Encinas). Vers l'Est, les deux murailles viennent se souder en un massif unique: la Sierra de San Andrés (1220 m.), l'Estrella (1330 m.) et la Desesperada (1146 m.), qu'entaille l'étroit défilé des Despeñaperros, seule voie de communication naturelle entre la Castille et l'Andalousie.

Vers le Nord, les reliefs s'atténuent. La grande vallée synclinale de Puertollano est encore limitée par quelques sommets élevés au Sud et à l'Ouest d'Almodovar del Campo et dans la Sierra de Calatrava (900 à 1100 m.). En franchissant cette dernière barrière par le défilé de Puertollano, on pénètre dans un domaine géographique différent.

b) LES CAMPOS DE CALATRAVA.

Dans les Campos de Calatrava —extrémité sud orientale du plateau de Nouvelle Castille et de la Manche— les terrains anciens sont le plus souvent recouverts par des formations récentes horizontales. Le trait dominant du relief est alors constitué par une vaste surface située à 650 m. d'altitude environ et que les crêtes de quartzite surplombent de 100 à 200 m. Ainsi apparait la plaine d'Argamasilla et d'Almodóvar del Campo, enfermée dans une ceinture de collines ordoviciennes (photo 2). Dans la grande plaine de Ciudad Real, enfin, les reliefs se font de plus en plus rares: collines taillées dans les terrains paléozoïques, et venues volcaniques récentes.

A l'Ouest des Campos de Calatrava, les sierras se prolongent par une zone de topographie complexe: dans le grand synclinal paléozoïque de

Chillon affleurent en effet des barres de grès et de couches plus tendres (Ordovicien moyen et supérieur, Silurien et Dévonien) diversement attaquées par l'érosion. Il en résulte un relief peu élevé mais irrégulièrement tourmenté. Puis on retrouve, sur les deux flancs de la vallée du río Esteras et en bordure de la plaine d'Agudo, des alignements de quartzites ordoviciens avec toutefois des hauteurs plus modestes (700 à 850 m.) que dans les sierras proprement dites, l'altitude générale du socle décroissant régulièrement d'Est en Ouest.

c) L'EXTREMADURE.

Vers l'Ouest en effet, les vallées (de la Alcudia, du río Esteras et d'Agudo) débouchent sur une zone basse (4 à 500 m.) fortement pénéplanisée et que dominent çà et là quelques reliefs résiduels de quartzite. Ainsi débute la grande plaine d'Extremadure (photo 4).

Depuis les crêtes situées au Sud et à l'Est de Cabeza del Buey et qui se prolongent bien au-delà de Castuera, hors des limites de la carte, s'étend la Serena, vaste plaine dont le sol rocheux profondément arasé est presque toujours mis à nu ou drapé d'une mince pellicule de terre arable. Ailleurs, il est masqué par les rañas, surfaces de cailloutis plioquaternaires rigoureusement planes qu'une érosion récente, en relation avec les derniers soulèvements du socle, a découpé en dentelle.

LA VEGETATION

«Abandonnée à la végétation spontanée», la Sierra Morena est «le plus grand maquis et en particulier la plus grande cisteraie de l'Europe» (J. Sermet).

Particulièrement abondant sur les grandes crêtes de quartzite et les pentes d'éboulis qui les encadrent, ce «matorral» est un maquis typique constitué par un mélange inextricable de petits arbustes et de plantes essentielles: plusieurs espèces de chênes, cistes variés et de grande taille, lentisques, arbousiers, genêts, lavandes, romarins, etc. En Extremadure et dans une partie de l'Alcudia, il cède la place aux pâturages, à de maigres cultures et à quelques oliveraies. A partir des Campos de Calatrava, les formations récentes deviennent le support de cultures plus riches (céréales, vignes, oliveraies); mais le matorral reste vivace sur les terrains paléozoïques.

SECTION II.—HISTORIQUE

(Dans ces pages, on se contentera de présenter les hommes. L'exposé de leurs travaux et la critique éventuelle de leurs interprétations fera l'objet de développements ultérieurs, en particulier au début des chapitres consacrés aux problèmes d'interprétation).

Dès la préhistoire, la Sierra Morena était habitée, comme l'attestent les nombreuses peintures rupestres qui dans la montagne recouvrent les dalles de quartzite, au toit de certaines grottes. Les plus célèbres à Peña Escritas, près de Fuencaliente, ont été figurées par l'abbé *Breuil*, et actuellement *G. Tamain* en relève de moins connues, dans la région de La Carolina.

Durant l'antiquité, l'Andalousie fut l'objet de nombreuses convoitises à cause de sa prodigieuse richesse en minéralisations: conquise par Carthage au III^e siècle A. C., puis par Scipion l'Africain (219-201), elle connut une grande activité industrielle et un fort peuplement. Dans la Sierra, les mines de plomb de Diogènes et celles plus importantes du district de Linares-La Carolina ainsi que le gisement de mercure d'Almadén étaient exploités jusqu'à des profondeurs considérables.

Les premiers à examiner le sol de la Sierra Morena furent donc les mineurs antiques. Les traces de leurs exploitations (stériles, déblais, puits et tranchées de surface en partie comblés, fonderies) sont encore réparables de nos jours et peuvent constituer de véritables «guides archéologiques» pour les prospecteurs modernes (*Tamain*, 1966).

Mais c'est au siècle dernier que les études géologiques ont véritablement débuté. Dans l'Histoire de leurs progrès, on distingue plusieurs périodes.

a) LES PRECURSEURS

De tous temps attirés par l'Espagne, les voyageurs visitent cette ré-

gion qui présente pour les géologues de l'époque deux attraits principaux: l'extraordinaire abondance des faunes à certains niveaux (schistes à Calymène de l'Ordovicien moyen et Dévonien à Brachiopodes en particulier) et surtout le gisement de mercure d'Almadén que *Jussieu* lui-même avait tenu à visiter. *Hausmann*, *Le Play*, *Ezquerro de Bayo*, et surtout *Verneuil*, tantôt seul, tantôt accompagné de *Paillette*, *Lorieri* ou *Collomb*, ont laissé plusieurs relations de leurs voyages: carnets de route et articles de synthèse qui abondent d'observations essentielles.

L'œuvre de *Casiano de Prado* domine cette période. Superintendant de la mine d'Almadén en 1840, il est également chargé de dresser la carte géologique de la province de Madrid et de diverses missions de prospection dans l'ensemble du pays. Ces diverses tâches lui donnent la possibilité de parvenir à une connaissance profonde du plateau central, dont il aborde plusieurs aspects dans de remarquables mémoires dont le plus important porte sur la géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des monts de Tolède. Cet ouvrage, publié au Bulletin de la Société Géologique de France est aussi un magnifique exemple de coopération internationale, puisque *Verneuil* et *Barrande* s'y trouvent associés.

b) LES TRAVAUX DE LA COMMISSION DE LA CARTE GEOLOGIQUE

La fin du XIX^e siècle verra se dérouler l'activité de cette commission, créée par un décret du 28 mars 1873 et composée des ingénieurs et professeurs de l'Ecole des Mines de Madrid. Une série de mémoires, des notes plus courtes publiées chaque année au Bulletin seront les manifestations d'un prodigieux travail auquel se consacrent des géologues de grande valeur. Sur la région et les problèmes qui nous occupent, paraissent notamment la description physique et géologique de la province de Ciudad Real (*De Cortazar*, 1880), celle de la province de Badajoz (*Gonzalo y Tarin*, 1879), celle de Córdoba (*L. Mallada*, 1880), les études de *Mac Pherson*, sur le Nord de la Province de Séville (1879) et les terrains archéens d'Espagne (1883), etc.

Ces travaux, en dépit du caractère sommaire et souvent erroné des cartes publiées à une époque où l'on ne possédait même pas de fond topographique, aboutissent à des résultats considérables, dont *L. Mallada* présente la synthèse en 1896 avec son «Explication de la carte géologique d'Espagne». La série stratigraphique est établie dans ses grandes lignes, bien calée par des faunes nombreuses. En outre, d'innombrables descriptions et observations de détail et quelques remarques d'ordre interprétatif gardent toujours leur actualité.

c) J. GROTH

Le début du siècle est marqué par les travaux de cet élève de *Haug*, mort à la grande guerre. Il parcourt la Sierra depuis le Guadalquivir jusqu'aux Monts de Tolède, apportant d'importantes nouveautés sur la stratigraphie et la structure de la chaîne. Il précise la géologie du bassin houillier de Belmez (1911), la stratigraphie du primaire de la Sierra Morena (1911), celle du synclinal de Guadalmez (1914), et il est le premier à mettre en doute l'existence de la faille du Guadalquivir, affirmant, ce qui sera confirmé par la suite, que «la Meseta Ibérique se termine au Sud par un ennoyage accompagné peut-être de fractures secondaires».

Avec deux notes magistrales «La Sierra Morena» (8 juin, 1914) et «la tectonique de la Sierra Morena» (22 juin, 1914) aux Comptes Rendus de l'Académie, il présente son testament scientifique avant de partir au front.

En dépit de certaines erreurs d'interprétation qu'il aurait sans doute corrigé s'il avait eu la possibilité de poursuivre son œuvre, *J. Groth* apporte la première vue synthétique moderne sur la Sierra Morena.

d) LES RECHERCHES DE L'INSTITUT GEOLOGIQUE ET MINIER

Plusieurs membres de cet Institut, qui assume désormais les fonctions de l'ancienne Commission de la Carte et celles de l'Ecole des Mines, poursuivent leurs recherches dans la Meseta méridionale. En 1923, *A. de Alvarado* publie un volumineux travail sur la tectonique et les minéralisations dans la région est de la Sierra Morena. En 1926, à l'occasion du XIV^e Congrès Géologique International dont plusieurs excursions visitent le Sud de la Meseta, *E. Hernández Pacheco*, en résume les grandes lignes géologiques dans les livrets guide des Despeñaperros, et de la Sierra Morena et de la plaine bétique, tandis que *P. Hernández Sampelayo*, dirige la visite des mines d'Almadén et rédige le livret correspondant.

Paraissent ensuite les trois seules cartes géologiques au 1/50.000 de la région, dont les contours restent extrêmement sommaires. Avec leurs mémoires explicatifs correspondant, elles sont consacrées aux feuilles de Almodóvar del Campo (1928), Mestanza (1929) et Ciudad Real (1931).

Ces travaux, et bien d'autres que l'on ne peut mentionner ici faute de place, aboutissent à la publication d'une nouvelle carte géologique d'Espagne au 1/1.000.000, en 1935. *A. de Alvarado* pour les «terrains archéens» et *P. H. Sampelayo* pour le «système cambrien» présentent alors une synthèse générale des connaissances acquises. ~

Parallèlement à ces monographies régionales, quelques géologues étrangers —germaniques pour la plupart— travaillent dans le Sud de la Meseta. On citera les deux principaux: *A. Born* (1916) pour son étude des schistes à Calymène et *W. Henke* (1926) pour son examen de la zone de La Carolina.

e) LES RECHERCHES CONTEMPORAINES

Tandis que *E.* et *R. Richter* (1940, 1941), *Schneider* (1939) et d'autres étudient la Sierra Morena occidentale, *P. H. Sampelayo* (1942) publie son «système silurien», ouvrage dont de nombreuses pages sont consacrées à notre région. A la même époque, *Schmidt-Thome* (1943) décrit les provinces de Salamanque et de Cáceres. A partir de son étude des chaînes celtibériques (1929), *F. Lotze* entreprend un examen systématique de la Meseta dans son ensemble: Deux articles parus en 1945 «sur quelques problèmes de la Meseta Ibérique» et «observations relatives à la division des variscides Ibériques» vont constituer la base doctrinale de recherches qui se poursuivent encore de nos jours. Ses nombreux élèves viennent effectuer leur dissertation doctorale en Espagne et fournissent au Professeur de Munster quantité de matériaux pour ses notes de syntèse... Mais la plupart des dissertations restent malheureusement inédites!

Deux d'entre elles au moins ont été consacrées à certains secteurs de la province de Ciudad Real (*Machens R.*, 1954 et *Redlin K.*, 1954). D'autres concernent les Monts de Tolède (*Merten R.*, 1955 et *Weggen K.*, 1955) et l'Extremadure (*Bochmann H.*, 1956, *Kleeh H. J.*, 1957 et *Schmidt H. J.*, 1957). On ne connaît de ces travaux que les brèves allusions dont ils font l'objet dans les articles de *Fr. Lotze*, ou bien, le court résumé qui en est exceptionnellement publié (*Kleeh*, 1958).

A partir de 1958-1959, les études consacrées à la Sierra Morena prennent un nouvel essor. A travers la masse des documents publiés, on distingue un triple apport.

- I. Sous la direction du Directeur de l'Institut Géologique et Minier, *A. Almela*, une étude complète de la zone d'Almadén est entreprise par un groupe d'ingénieurs de cet Institut. Après une note préliminaire (1959) et un article consacré aux terrains carbonifères de la province (1961), paraît une monographie complète de la région d'Almadén (1962), accompagnée d'une excellente carte géologique au 1/100.000 dressée à partir de levés effectués sur photographies aériennes et qui constitue le seul document cartographique

véritablement utilisable que l'on possède pour cette partie de la Meseta.

Ces mêmes années, *E. M. Triguero* étudie la stratigraphie du Paléozoïque dans la région du río Guadalmez (1961, 1963).

On fera également allusion, dans ce mémoire, à d'importantes publications consacrées soit à divers secteurs de l'Extremadure, avec en particulier celles de *V. Sos Baynat* (1958) et de *L. García de Figuerola* (1965), soit aux Monts de Tolède, avec les notes publiées de 1962 à 1965 par *Llopis Lladó* et *Sánchez de la Torre*.

- II. *R. Maass* publie en 1961 son étude de la zone de Cabeza del Buey, Monterrubio et Castuera. Cette monographie est à la base d'un article de synthèse consacré en grande partie aux formations anté-ordoviciennes depuis Mérida et Don Benito (en Extremadure) jusqu'à la vallée de l'Alcudia (1963).

D'autres géologues allemands s'intéressent par la suite à cette région: *H. Puschmann* (1967) étudie la stratigraphie du Dévonien dans toute la zone alcudienne, et, tout récemment, *P. Butenweg* (1968) et *P. Richter* (1967) viennent de décrire certains secteurs de l'extrémité orientale de la chaîne.

- III. Ces derniers temps, la Meseta méridionale a fait l'objet de divers travaux français: Dans la Sierra Morena occidentale, on citera tout particulièrement ceux de *J. Fabries* (1963) et de *J. P. Bard* (1964, etc...). Dans la zone alcudienne, *F. Saupe* (1967) étudie le gisement d'Almadén et son environnement stratigraphique, tandis que *G. Taimain* (1964, etc...), examine l'extrémité orientale de la chaîne (zone de El Centenillo et ses minéralisations, Despeñaperros).

SECTION III.—LES CONDITIONS D'AFFLEUREMENT

Dans un relief de type appalachien, les terrains anté-ordoviciens affleurent au cœur des grands anticlinaux hercyniens, souvent masqués par des formations diverses (Miocène, rañas, terrasses récentes, éboulis des quartzites).

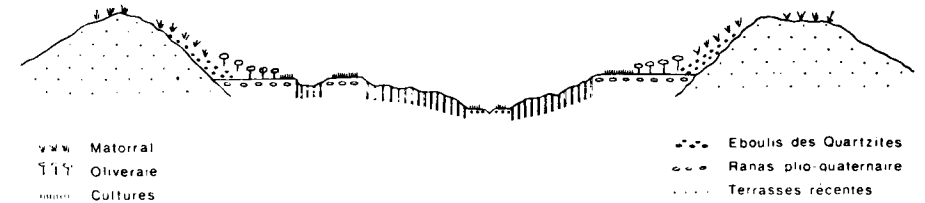


Fig. 4: Type de relief et végétation.

On les a principalement examinés dans les trois grandes vallées de l'Alcudia, du río Tirteafuera et du río Esteras.

1.° VALLEE DE L'ALCUDIA (Photo 1).

Sur plus de 100 km d'Est en Ouest, l'anticlinal de l'Alcudia représente, ainsi que *J. Groth* l'avait reconnu dès 1914, l'une des structures essentielles de la région. C'est dans la partie est de la vallée, drainée par le río Tablillas et le río Montoro que la série anté-ordovicienne s'y observe le mieux. Les arroyos y ont en effet dégagé de bons affleurements, à la suite de mouvements verticaux assez récents qui ont entraîné une forte reprise de l'érosion.

Une preuve de ces soulèvements, qui sont d'ailleurs reconnu comme un fait assez général dans la Meseta, est apportée par l'existence, au Sud du Pentano de Calvo Sotelo, d'une terrasse située à l'altitude de 660 m.,

soit 140 m. au dessus du niveau actuel du río. Cette vieille surface aujourd'hui presque complètement disparue, mais dont un lambeau a été préservé de l'érosion par une coulée volcanique visible au Sud du Cortijo del Alhorín, s'étendait probablement sur une grande partie de la vallée. On en retrouve d'ailleurs un lambeau 2 km à l'Est du cortijo, à la cote 671 (fig. 36).

Vers l'Ouest, les reliefs s'atténuent progressivement et la vallée apparaît bientôt comme une étendue à peu près horizontale à l'altitude de 720-740 m., où les formations anté-ordoviciennes sont presque toujours masquées par un léger placage d'éboulis, d'alluvions ou de terre arable. On franchit bientôt la ligne de partage des eaux entre les bassins du Guadalquivir et du Guadiana: les rios coulent désormais vers l'Ouest, tandis que l'altitude diminue rapidement.

Au Sud-Ouest d'Almadén, les altitudes se situent autour de 400-500 m. C'est à cet endroit que la vallée présente son rétrécissement maximum (environ 4,5 km). Ses flancs sont constitués par de hautes falaises de quartzite à peu près verticales, hachées par un système de failles de décrochement NNW-SSE, remarquablement cartographié par *Almela* (1962), qui les disloquent en «sierras» bien individualisées (photo 1).

Cette disposition est particulièrement marquée sur le flanc nord, où l'on distingue, d'Ouest en Est, 6 ensembles: Le Manzano (669 m.), l'Olivero (688 m.), le Cejalva (718 m.), la Sierra de la Virgen del Castillo (732 m.), la sierra de Castilseras (734 m.), et la sierra de la Cerrata. Cette dernière se trouve déjetée environ 9 km. au Sud du Manzano, situé 16 km. plus à l'Ouest, ce qui donne une idée de l'ampleur des décrochements (une partie de ces accidents sont indiqués sur la carte de la figure 16).

Les quartzites du flanc sud présentent une disposition analogue mais plus compliquée dans le détail car l'orientation des décrochements est variable. Ils délimitent les sierras de Peña Barriga, de la Dehesa (684 m.), de l'Andaron (725 m.) et de l'Aznaron, les quartzites disparaissent ensuite quelques centaines de mètres à l'Est du Valdeazogue, à cause de la grande faille d'Alamillo qui met la série anté-ordovicienne en contact anormal avec l'Ordovicien moyen.

Dans la vallée, les terrains anté-ordoviciens sont toujours observables, mais d'une manière discontinue: sur les collines où la terre cultivable est peu abondante et la végétation assez maigre, ils affleurent parfois en plein champ. La majorité des observations proviendra cependant des talus de route et des lits d'arroyos où les roches sont souvent bien dégagées.

En poursuivant vers l'Ouest, on atteint une région au relief assez monotone où serpente le Zújar, à 340 m. environ. L'érosion récente a cependant dû être considérable, puisqu'une rãña la domine à 540 m., à mi-chemin entre Chillón et Capilla.

Puis la vallée s'élargit progressivement, toujours limitée par les «sierras» ordoviciennes. Elle se raccorde à la grande plaine de Zarzacapilla et Cabeza del Buey, limitée au Sud-Est par des falaises de quartzites (Sierra del Torozo, Sierra de las Cabras, Sierra de las Vacas). On reconnaît alors la morphologie typique de l'Extremadure, dont la limite occidentale coïncide à peu près avec celle des provinces de Ciudad Real et de Badajoz.

2.° VALLEE DU RIO TIRTEAFUERA (Photo 2).

On l'a étudiée dans sa partie orientale (plaine d'Argamasilla de Calatrava et Sud de la vallée à l'Ouest d'Almodóvar).

Large d'une dizaine de kilomètres et située à une altitude moyenne de 675 m., la plaine d'Argamasilla est occupée par des terrains anté-ordoviciens presque entièrement masqués par des formations récentes. Sur les rares cartes consacrées à cette région (feuille d'Almodóvar del Campo au 1/50.000, hoja 810, 1929 et carte d'Espagne au 1/1.000.000) elle est cependant figurée en Silurien. Les auteurs de la feuille 810 considéraient en effet qu'elle correspondait à des schistes à Calymène, un pli faille ayant entraîné l'effondrement de la partie centrale de la vallée. On a montré (*Bouyx*, 1963), que cette conception structurale était erronée, en procédant à l'examen des sierras de quartzite:

- a) Une série de crêtes sépare la plaine d'Argamasilla du bassin synclinal de Puertollano (avec d'Est en Ouest le Cerro Mulaton 965 m., le Vallelargo 974 m. le Fraile 958 m. le cerro de San Sebastián 875 m., et le Olla Grande 926 m.). L'ensemble est constitué par une dalle de quartzites de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur qui, si l'on fait abstraction des très nombreuses variations dues à de multiples complications tectoniques mineures, présente une inclinaison générale de 20 à 30° Sud.
- b) La limite nord de la plaine est également formée par des quartzites à Cruziana, dont le pendage est plus faible et de direction opposée (10 à 20° N).
- c) A l'Est, les quartzites présentent un pendage tantôt Nord, tantôt Sud, généralement faible et parfois même subhorizontal, comme c'est le cas au Rinconcillo (879 m.) juste au Nord de la route d'Argamasilla à Aldea del Rey.

L'ensemble de la plaine apparaît donc coiffé par un vaste anticlinal et les sierras qui la limitent à l'Est constituent la terminaison périclinale de

cette structure. Il devient alors évident que les terrains situés dans la plaine sous la couverture récente ne peuvent être rapportés aux schistes à Calymène, mais doivent appartenir à un ensemble anté-ordovicien. Ceci implique d'importantes corrections des cartes géologiques actuelles.

Dans le reste de la vallée, les terrains anté-ordoviciens sont toujours observables, mais dans des conditions difficiles. Le Miocène horizontal et un ensemble de terrasses quaternaires sont en effet largement développés dans de nombreux secteurs, comme l'illustre une carte de détail de la partie sud de la vallée, à l'Ouest d'Almodóvar del Campo (fig. 22).

3.° VALLEE DU RIO ESTERAS (Photo 3).

Avec la vallée du río Esteras, on retrouve une structure en tous points comparable aux précédentes: les deux flancs d'un vaste anticlinal de quartzites à Cruziana délimitent une dépression large d'environ 7 km. dans laquelle apparaissent les formations anté-ordoviciennes (fig. 45). Entre cet anticlinal et celui de l'Alcudia, les terrains paléozoïques dessinent un synclinal qui a fait l'objet d'une excellente cartographie au 1/100.000 due à *Almela* (1962) et dans lequel on reconnaît une série complète depuis l'Ordovicien inférieur jusqu'au Dévonien. Cette disposition est identique à celle qui apparaissait au Sud de Ciudad Real, où les anticlinaux de l'Alcudia et du río Tirteafuera étaient séparés par la dépression synclinale de Puertollano, à cette nuance près que le Paléozoïque est ici mieux développé (le Dévonien était absent à Puertollano) et que les affleurements de ses différents niveaux traduisent une tectonique assez compliquée dans le détail.

Au centre de la vallée, le río Esteras coule d'Est en Ouest en décrivant de nombreux méandres. A la limite de la province de Badajoz, il infléchit son trajet vers le Sud, franchit les sierras ordoviciennes, traverse le synclinal paléozoïque et pénètre dans la vallée de l'Alcudia à mi-chemin entre Chillon et Garlitos, pour se jeter dans le Zújar.

Les sierras du flanc sud (Sierra de la Osa, 854 m., Sierra del Prior, 804 m., et Sierra del Puerto, 788 m.), ainsi que celles du flanc nord (Hornia, 849 m., Pescadera, 801 m., et Navalatienda, 776 m.), ont des altitudes assez faibles, toujours comprises entre 750 et 850 m. Les failles de décrochement qui les fragmentent ont un rejet beaucoup plus faible que dans la vallée de l'Alcudia et sont peu marquées dans la morphologie.

Les pentes d'éboulis prennent dans cette région une grande ampleur et se raccordent à de vastes surfaces de remblaiement rigoureusement planes qui sont faiblement inclinées vers le centre de la dépression, passant d'une altitude de 600 à 570-580 m. (soit 130 à 160 m., au-dessus du



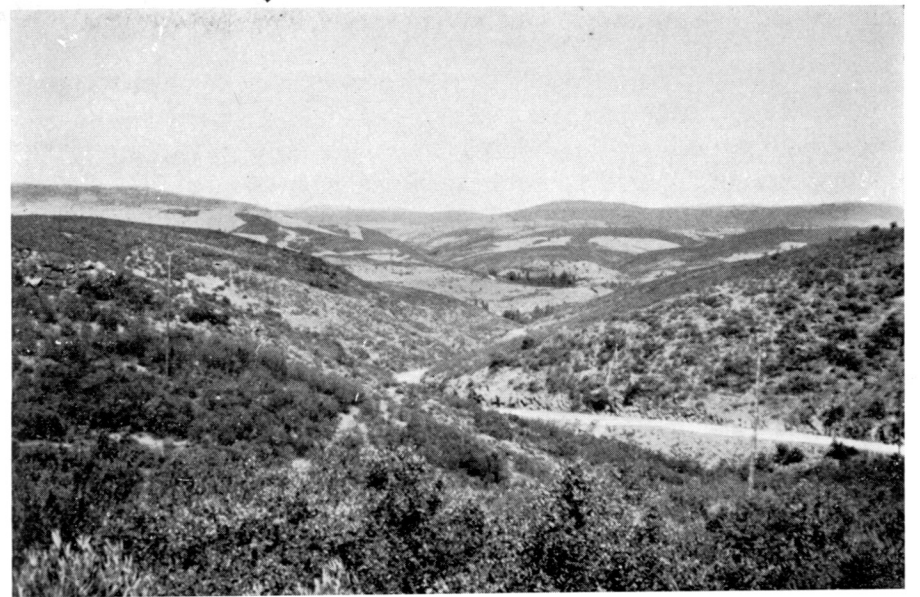
1 La vallée de l'Alcudia au Sud d'Almadén:

Développement considérable des pentes d'éboulis, au pied des quartzites, et fragmentation des sierras ordoviciennes par le jeu des décrochements. Au premier plan, les terrains anté-ordoviciens sont recouverts par une très mince pellicule de terre et une maigre végétation.



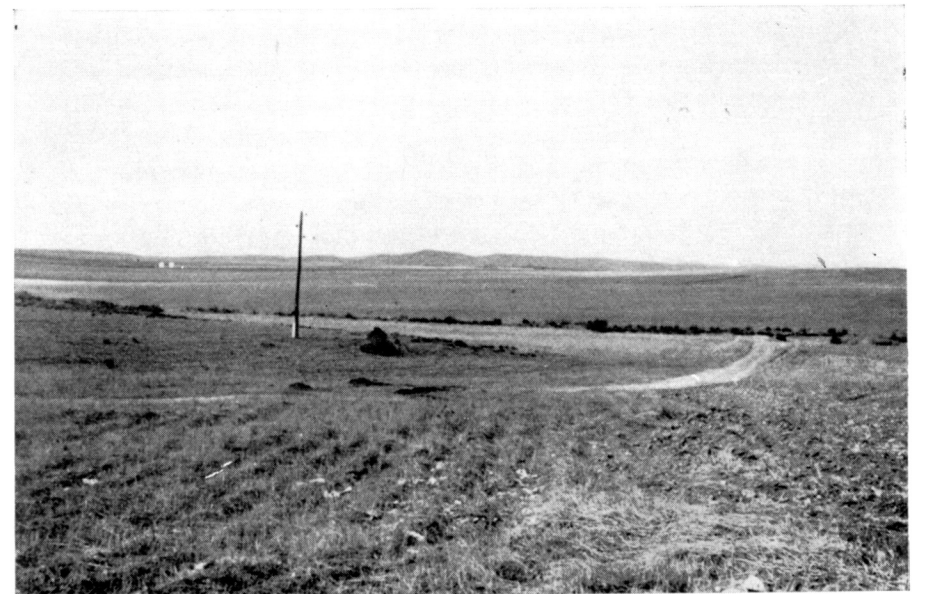
2 La plaine du río Tirteafuera, près d'Almodóvar del Campo:

La photo, prise dans l'axe de la plaine, à l'Ouest d'Almodóvar del Campo illustre bien les deux composantes caractéristiques des paysages des Campos de Calatrava: développement des formations récentes, support de riches cultures, et faible dénivellé entre les plaines et les Sierras. La ligne de crêtes qui ceinture la plaine en la dominant de 200 à 300 m. maximum correspond à la terminaison périclinale de l'anticlinal du río Tirteafuera.



3 *La vallée du río Esteras:*

Au premier plan, la route descend du Puerto del Rayo en se dirigeant vers le Nord. Elle dégage de bons affleurements dans la série anté-orдовicienne. Au Nord de la dépression centrale dans laquelle coule le río Esteras, on distingue plusieurs ravins qui découpent la raña horizontale couverte d'oliviers et de cultures. A l'horizon se dressent les quartzites du flanc Nord de la vallée.



4 *La Serena:*

Avec cette vaste plaine qui s'étend au Nord et à l'Ouest de Cabeza del Buey, parfois interrompue par d'étroites crêtes de quartzites (identique à celle que l'on voit à l'horizon), débute l'Extremadure. Les terrains anté-orдовiciens sont à peine masqués par un peu de terre et une végétation clairsemée.

rio). Le contour dentelé de ces rañas résulte de l'érosion régressive provoquée par des mouvements verticaux dont on a déjà signalé quelques traces, dans la vallée de l'Alcudia notamment.

Il est probable que ces soulèvements se sont poursuivis jusqu'à une époque assez proche, car l'examen du cours actuel du río Esteras révèle parfois dans le tracé de ses méandres certaines anomalies qui impliquent des variations très récentes du niveau de base.

Sur les rives du río Esteras et dans les ravins des multiples arroyos qui s'y jettent, on a pu examiner d'excellents affleurements: la route d'Almadén à Agudo pénètre dans la vallée au Puerto del Rayo (altitude 619 m.) un peu au Nord du km. 15; durant sa descente vers le río Esteras, qu'elle franchit au Sud du km. 20, elle dessine quelques lacets à flanc de ravin, puis elle remonte vers le Nord et atteint la raña 2.500 m. plus loin. Du Puerto del Rayo jusqu'à la raña, ses talus présentent des affleurements suffisants pour dresser une coupe à peu près continue, qu'il est ensuite possible de poursuivre vers le Nord grâce au ravin de l'arroyo de la Ribera de Ríofrío. Ce profil fera plus loin l'objet d'une longue description (Chapitre IV). Il recoupe en effet tous les types de roches présents dans les formations anté-ordoviciennes (schistes, grauwackes, grauwackes rubanées, grès, conglomérats interstratifiés, alternant suivant toutes les modalités possibles et déterminant ainsi plusieurs faciès caractéristiques), et permet d'aboutir à une succession lithostratigraphique précise.

On a aussi examiné les terrains anté-ordoviciens dans la plaine d'Agudo, située au Nord de la vallée du río Esteras, et dans la partie orientale des grandes plaines d'Extremadure. L'essentiel des observations provient cependant des trois vallées que l'on vient de décrire.

Dans toutes les zones où l'on a pu les examiner, les diverses formations récentes qui recouvrent les terrains anté-ordoviciens en rendent particulièrement délicate l'interprétation:

L'établissement d'une série stratigraphique va se heurter à l'absence de coupe continue. A l'exception de la vallée du río Esteras, on ne dispose en effet que d'affleurements parfois bien dégagés et d'extension souvent considérable, mais toujours séparés les uns des autres par de trop larges lacunes d'observation.

Enfin, la nature exacte des relations entre ces terrains et l'Ordovicien inférieur sera très difficile à établir en toute certitude (on en veut pour preuve la diversité des conclusions auxquelles sont parvenus les auteurs), en raison des pentes d'éboulis qui interdisent très régulièrement l'observation directe de leur contact.

PREMIERE PARTIE

PROBLEMES STRATIGRAPHIQUES

CHAPITRE PREMIER

Description petrographique et lithologique des terrains anté-ordoviciens

Des coupes lithologiques effectuées dans différents secteurs de la vallée et principalement dans sa partie orientale, permettront de définir les *principaux faciès des «schistes de l'Alcudia»* (Section I).

A partir de quelques affleurements situés dans l'anticlinal du río Tirteafuera, on décrira ensuite des *niveaux conglomératiques* qui viennent souvent alterner avec ces faciès (Section II).

SECTION I.—LES PRINCIPAUX FACIES DES «SCHISTES DE L'ALCUDIA»

Comme on l'a déjà indiqué, les formations anté-ordoviciennes affleurent largement dans la partie orientale de la vallée de l'Alcudia où une forte érosion, en relation avec d'importants mouvements verticaux les a en grande partie débarassé de leur couverture récente. C'est dans cette région que l'on choisira les premiers affleurements dont la description détaillée va permettre de définir quelques faciès types.

A première vue, les «schistes de l'Alcudia» sont constitués par d'épaisses et monotones successions de bancs détritiques alternant avec des passées plus fines (ceci évoquant un faciès flysch).

Certains affleurements sont littéralement «hachés» par toute une série de structures planaires diversement orientées (Schistosités, failles tardi et post-hercyniennes, diaclases). Enfin, on observe souvent en surface un «fauchage» caractéristique, inclinaison des couches qu'il faut rapporter à des phénomènes de cryoturbation.

L'examen des coupes conduit à distinguer 3 types principaux de faciès:

- 1.° Les alternances de schistes et de grauwackes.
- 2.° Les faciès rubanés.
- 3.° Les faciès essentiellement pélitiques.

1.° LES ALTERNANCES DE SCHISTES ET DE GRAUWACKES

Sur le talus est de la route de Mestanza à Solana del Pino, environ 200 m. au Nord du Pentano Calvo Sotelo, les formations anté-ordoviciennes affleurent avec un pendage très redressé (80° WSW) et une direction N 140° du Nord au Sud, on a levé la succession suivante (fig. 5):

- 1.° Banc grossier (15 cm.).
- 2.° Schiste (3 cm.).
- 3.° Banc grossier (20 cm.).
- 4.° Schiste (2 cm.).
- 5.° Banc grossier (9 cm.). A la base du banc, on distingue de fortes irrégularités. Un léger granoclassement est en outre visible à l'œil nu.
- 6.° Schiste gréseux (2 cm.), avec un léger rubanement vers la base.
- 7.° Banc grossier (14 cm.).
- 8.° Schiste (3 cm.).
- 9.° Banc grossier (16 cm.), un peu plus fin que les bancs précédents.
10. Schiste vert (8 cm.).
11. Enorme banc grossier (environ 7 mètres).
12. Schiste vert (70 cm.), qui présente un rubanement très net, dû à l'existence de lits un peu plus grossiers.
13. Nouveau banc grossier massif (3,50 m. environ), dont la base est marquée par de très nettes irrégularités. Le grain semble un peu moins grossier vers le haut.
14. Schiste (10 cm.).
15. Banc grossier (16 cm.).

Ces alternances se poursuivent sur plusieurs dizaines de mètres.

Cette première succession apporte déjà quelques renseignements sur les modalités d'affleurement des «schistes de l'Alcudia». On retiendra surtout l'alternance répétée de bancs fins et de bancs grossiers, ainsi que les indices de granoclassement et les marques parfois très nettes à la base de certains bancs détritiques grossiers. Comme le confirmera l'examen au microscope, on est ici en présence d'une suite de *séquences rythmiques détritiques*. On peut aussi noter, comme très caractéristique de ces

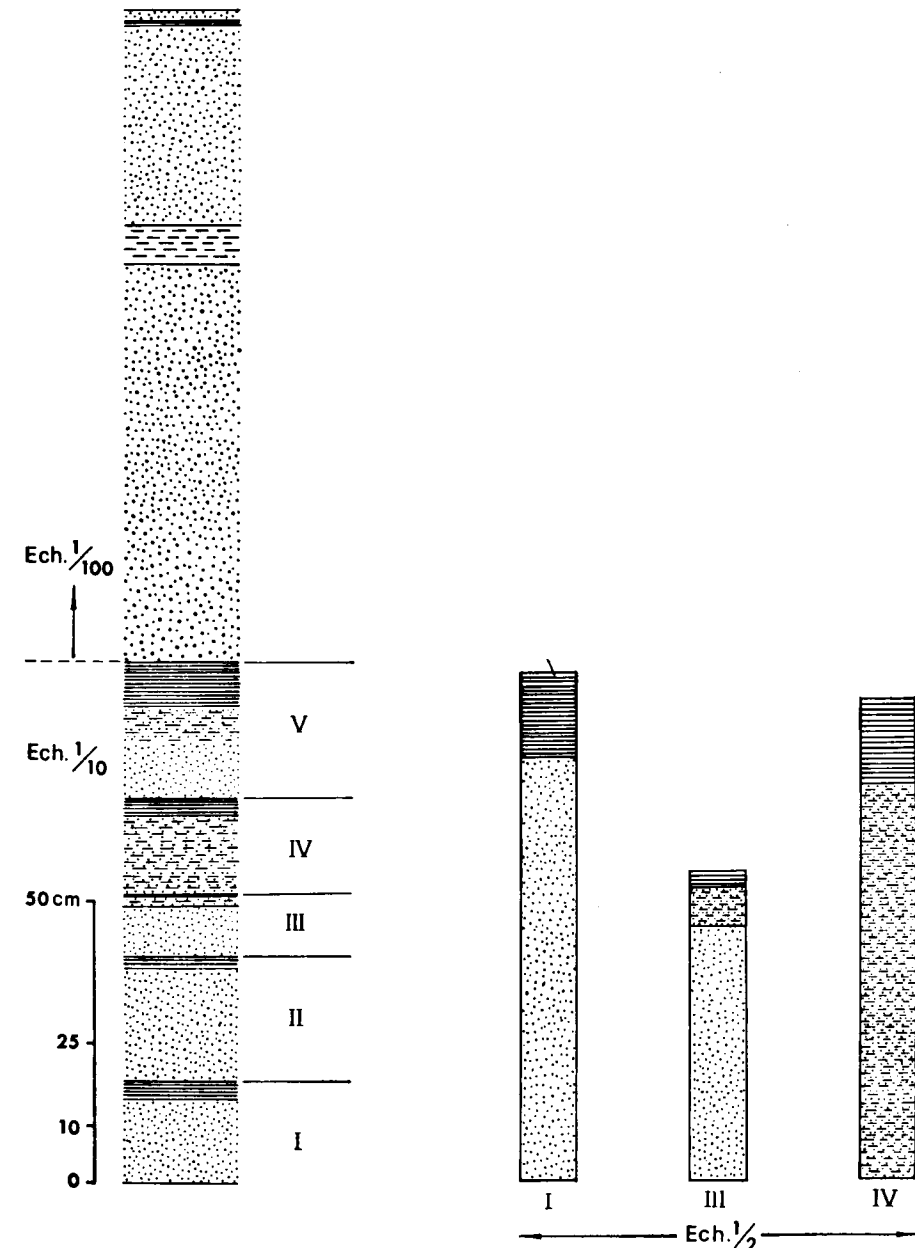


Fig. 5

terrains, le passage brusque d'alternances relativement fines à des bancs énormes ainsi que la disposition lenticulaire que prennent souvent les bancs grossiers (c'était le cas ici pour les premiers bancs de la succession, et l'examen de l'ensemble des affleurements indique que cette disposition est assez fréquente).

a) ETUDE AU MICROSCOPE

On examinera en premier lieu les bancs les plus massifs, puis on décrira la fraction la plus fine de la succession.

1.° Les bancs massifs (bancs II et 13):

Ils apparaissent constitués par des éléments détritiques variés disposés dans une matrice argilo-micacée.

A) Les éléments détritiques:

— Dans toutes les plaques, on reconnaît les éléments suivants:

Quartz:

Anguleux à sub arrondis, souvent craquelés et présentant presque toujours l'extinction ondulante. Ils peuvent constituer jusqu'à la moitié des composants détritiques de la roche.

Feldspath:

Ils sont toujours abondants et souvent très frais, on reconnaît en premier lieu des plagioclases auxquels se joignent des orthoses, quelques orthoses perthitiques et de rares microclines.

Micas détritiques:

— débris de *biotites* à différents stades d'altération, la plupart sont fortement décolorées.

— quelques fines paillettes de *muscovite*.

— A ces minéraux s'ajoutent en proportions plus ou moins importantes des débris de roches diverses:

Grains lithiques: grès ou quartzite à grain fin.

Fragments de filonnets de quartz.

Galets de schiste:

Fines pélites argilo-micacées surchargées en petits grains de quartz avec parfois quelques plagioclases.

Galets de micaschiste (exceptionnels).

Fragments de micropegmatite (très rares).

— Et surtout des éléments volcaniques (photo 5):

— fragments de verre dévitrifié et plus ou moins recristallisé, tendant vers un faciès de microquartzite.

— débris d'une roche constituée par des microlithes de plagioclase dispersés dans une pâte dévitrifiée et recristallisée; en raison de leur forte altération, il n'est pas possible de parvenir à une détermination très précise de ces éléments; on peut cependant affirmer qu'il s'agit de débris provenant d'un volcanisme acide (*Rhyolite* ou *Dacite*).

— On y rencontre enfin, en très faible quantité des minéraux lourds:

Zircon

Tourmaline

Grenat (très rare)

La taille de ces éléments est assez variable, et leur classement mauvais (de 50 à 700 ou 800 microns, avec en général un grain moyen situé aux alentours de 250 à 350 microns). Leur morphoscopie traduit un degré d'usure assez faible confirmé d'ailleurs par la présence de minéraux facilement destructibles (*Biotites* et *feldspaths*).

La proportion relative des grains et du ciment est variable (de 40 à 60% en moyenne).

B) Le Ciment:

Il s'agit d'une matrice argilo-micacée à dominante de chlorite et de séricite, qui proviennent de la décomposition des *feldspaths* et des *micas*. Ce stock essentiellement primaire est parfois complété par un peu de quartz secondaire. Dans une plaque, on a en outre remarqué de la calcite: en grands cristaux ou fines granulations, elle constitue alors l'essentiel du ciment avec la séricite, tandis que la chlorite est peu abondante.

Dans toutes les plaques, on rencontre d'innombrables grains de rutil. On observe aussi dans certaines *biotites* en voie de décoloration, de fines aiguilles de ce minéral, l'exudation du titane s'accompagnant de l'expulsion du fer qui se concentre dans les plans de clivage. On remarque aussi un peu d'ilménite et de l'oligiste plus ou moins limonitisé suivant le degré d'altération superficielle de la roche.

A ces roches, on donnera le nom de *grauwackes*: constituées par des éléments détritiques variés, unis dans une matrice essentiellement pri-

maire à dominante argilo-micacée, elles correspondent en effet aux graywackes des auteurs anglo-saxons (*F. J. Pettijohn*, 1956). A d'autres roches, que l'on rencontre souvent dans les formations anté-ordoviciennes et qui ne diffèrent des précédentes que par la rareté ou l'absence des débris de roches, on réservera celui de *graywackes feldspathiques*. Ces distinctions s'inspirent de celles adoptées par *Pettijohn*, avec la séparation des espèces dans lesquelles les feldspath excèdent les fragments de roches (Feldspathic graywackes) de celles dans lesquelles les fragments de roches sont en proportion dominante (Lithic graywackes). Dans les unes comme les autres, les grains de quartz sont abondants (généralement moins de 75 %, selon *Pettijohn*).

La matrice des roches décrites ici (Grauwackes et graywackes feldspathiques qui ne diffèrent des premières que par leur pauvreté en débris de roches volcaniques) présente tous les caractères que *Pettijohn* reconnaît à celle des «graywackes», tant par sa composition globale que par les différents types de recristallisations qu'il est possible d'y discerner (évolution diagénétique des micas, apparition de petits cubes de pyrite de diagénèse et de «séricite en chevaux de frise»).

Ce dernier type de cristallisations est constitué par l'apparition de fines baguettes de séricite de néogénèse piquées à l'extrémité de certains grains de quartz suivant une direction privilégiée (photo 7). Ces recristallisations sont parfois considérées comme caractéristiques d'une zone de transition entre la diagénèse proprement dite et les zones de métamorphisme général le plus faible (*Kossovskaja et Shutov*, 1959).

En outre, les graywackes et les graywackes feldspathiques des formations anté-ordoviciennes ont toujours à peu près la même composition chimique, identique à celle des graywackes, et caractérisée par $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$, ce qui permet de les distinguer des arkoses, dans lesquelles ces proportions relatives se trouvent inversées.

Les analyses présentées ci dessous concernent 5 échantillons prélevés dans la vallée de l'Alcudia au Sud d'Almadén par *F. Saube*. Elles ont été réalisées au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (C. N. R. S., Nancy).

D'une manière générale, il ne semble pas que la présence ou l'absence de débris de roches volcaniques ait une influence quelconque sur la composition chimique de ces roches. Dans tous les cas, Na_2O (dont la haute teneur résulte très probablement de l'abondance des plagioclases liée au volcanisme) excède K_2O .

Echantillon	a	b	c	d	e
SiO ₂	70,80	70,82	69,00	70,12	67,93
Al ₂ O ₃	12,67	12,97	13,06	12,09	14,62
Fe ₂ O ₃	4,13	2,10	2,39	1,14	1,29
FeO	0,86	2,42	2,57	3,23	3,79
MgO	1,22	1,31	1,80	2,20	1,94
MnO	0,05	0,06	0,06	0,07	0,04
CaO	0,61	0,76	0,92	1,70	0,72
Na ₂ O	2,86	3,72	3,12	2,86	3,54
K ₂ O	1,96	1,75	2,18	1,43	2,52
TiO ₂	0,60	0,74	0,64	0,59	0,83
P ₂ O ₅	0,14	0,18	0,16	0,14	0,19
CO ₂	0,62	2,24	0,63
H ₂ O (+ et -)	3,73	2,50	2,78	2,76	2,52

L'échantillon a correspond à une lithic graywacke typique dans laquelle les débris de roches volcaniques acides semblent très abondants. Dans les échantillons b et c, de tels débris sont beaucoup plus rares. Ils semblent enfin complètement absents des échantillons d et e qui correspondent donc à des feldspathic graywackes.

Dans le tableau suivant, figurent la moyenne des analyses précédentes ainsi que les moyennes indiquées par *F. J. Pettijohn* pour 23 graywackes et pour 7 arkoses.

Les pourcentages de Na_2O et de K_2O correspondent exactement aux chiffres indiqués par *Pettijohn*. De plus, comme dans les graywackes et à l'inverse des arkoses, le pourcentage de MgO est relativement élevé.

Les variations concernant les proportions de fer ou de Calcium sont peu significatifs, car la quantité de ces éléments présents dans les roches peut varier considérablement en fonction de l'altération superficielle. Enfin, la haute teneur en silice indique simplement une forte proportion de grains de quartz parmi les détritiques.

La comparaison de ces trois groupes d'analyse permet donc de rapporter sans hésitations les roches de la vallée de l'Alcudia aux «graywackes», en les distinguant des arkoses vraies.

	5 Grauwackes (vallée de l'Alcudia)	23 graywackes (Pettijohn)	7 arkoses (Pettijohn)
SiO ₂	69,73	64,7	76,37
Al ₂ O ₃	13,08	14,8	10,63
Fe ₂ O ₃	2,21	1,5	2,12
FeO	2,57	3,9	1,22
MgO	1,69	2,2	0,23
MnO	0,06	0,1	0,25
CaO	0,94	3,1	1,3
Na ₂ O	3,22	3,1	1,84
K ₂ O	1,97	1,9	4,99
TiO ₂	0,68	0,5	0,41
P ₂ O ₅	0,16	0,2	0,21
CO ₂	1,19	1,3	0,54
H ₂ O (+ et -)	2,86	3,1	0,83

2.° Les banc schisteux:

Ils correspondent à des *pélites argilo-micacées* constituées par un feu-trage de fines paillettes de chlorite et de séricite. On y distingue aussi de minuscules grains de rutile; on peut également y rencontrer quelques quartz anguleux à sub-arrondis de 10 à 30 microns, de rares plagioclases, de petites lamelles de biotite décolorée ou de muscovite et parfois des zircons. Les débris de roches volcaniques y sont exceptionnels.

Il peut arriver que ces débris divers soient plus nombreux et plus gros: On se trouve alors en présence de *pélites argilo-micacées surchargées en éléments détritiques* dont le banc n.° 7 constitue un exemple typique: Les grains (quartz anguleux, feldspath, biotites, débris de roches volcaniques) représentent plus de 5 à 7% de la roche. Ils sont de faible taille (20 à 300 microns) et se concentrent en certains lits de la roche. Il en résulte un rubanement visible même à l'œil nu (1).

(1) L'accentuation de ce rubanement conduisant aux *grauwackes rubanées* (qui feront l'objet de descriptions ultérieures) ou même de *grauwackes en plaquettes* (lorsque le rubanement concerne un matériel suffisamment grossier pour que persistent les plans de stratification).

b) LES GRANOCLASSEMENTS ET LA SEQUENCE VIRTUELLE

Comme on vient de le voir, cette succession lithologique présente une grande homogénéité pétrographique. Les bancs grossiers et les bancs pélitiques sont constitués par des éléments identiques (grains et matrice), dont seul diffèrent la taille et les proportions relatives. Il faut maintenant rechercher une certaine logique dans ces variations granulométriques (1):

On examinera en premier lieu les bancs 5 et 6: à l'œil nu, on distingue déjà un léger granoclasement dans le banc 5 (9 cm. de grauwaque) dont la base est marquée par des irrégularités qui tranchent nettement les schistes du banc 4 qu'il surmonte. Au-dessus de lui, le banc 6, épais de 2 cm. apparaît comme un schiste légèrement gréseux dont la partie inférieure est marquée par un léger mais très net rubanement.

Une plaque taillée dans la partie inférieure du banc 5 permet d'observer à sa base des grains qui représentent environ 50% de la roche et qui mesurent environ 300 microns (taille d'une grauwaque arénite à grain moyen). Vers le sommet de la plaque, leur taille décroît légèrement, et l'on passe à une grauwaque arénite à grain

(1) On utilisera constamment, dans la suite de ce mémoire, l'échelle granulométrique de Wentworth (1929):

Classe des *Rudites* (la majorité des grains a un diamètre supérieur à 2 millimètres).

- Blocs (diamètre supérieur à 25 cm.)
- Pierre (de 25 à 6,4 cm.)
- Caillou (de 6,4 à 1,6 cm.)
- Gravier (de 1,6 à 0,4 cm.)
- Granule (de 0,4 à 0,2 cm.)

Classe des *Arénites* (Diamètre de la majorité des grains compris entre 2 mm. et 64 microns)

- Grain très grossier (2 à 1 mm.)
- Grain grossier (1 mm. à 500 microns)
- Grain moyen (500 à 250 microns)
- Grain fin (250 à 125 microns)
- Grain très fin (125 à 64 microns)

Classe des *Lutites* (Diamètre inférieur à 64 microns)

- Particules silteuses (de 64 à 4 microns) parmi lesquelles on distingue le silt grossier (64 à 31) du silt moyen (31 à 16) et du silt fin (16 à 4 microns)
- Particules argileuses (de 4 à 0,12 microns)
- Particules colloïdales (moins de 0,12 microns).

Toutefois, on introduira dans cette échelle une classe intermédiaire, définie par *J. J. Menning* et *P. Vittimberga* (1962): celle des *microconglomérats* (roche détritique consolidée constituée par un mélange d'éléments de la classe des arénites et de celle des rudites). Ainsi, un grès microconglomératique verra la taille de la majorité de ses éléments se situer entre 4 et 1 mm.

fin. Une autre plaque, taillée dans le sommet du banc, nous montre la suite de cette évolution: les grains ne représentent plus que 20 à 25% de la roche et mesurent de 30 à 100 microns. On est ici en présence d'une roche située à la limite des grauwackes arénites à grain très fin et des grauwackes lutites grossières.

Dans le banc 6, on distingue 2 zones: une partie basale, constituée à 80% par la matrice argilo-micacée, avec des grains dont la taille correspond à peu près à celle d'un silt grossier, disposés suivant des lits très fins qui alternent avec des zones encore plus fines. Le sommet du banc, enfin, est constitué par une pélite à peu près pure.

Les bancs 5 et 6 correspondent donc à une *séquence granoclassée* dans laquelle on distingue un *terme de base* (banc 5), avec passage graduel d'une grauwacke arénite à grain moyen à une grauwacke arénite à grain très fin, et un *complexe terminal* (banc 6), avec une grauwacke rubanée (qui représente en fait plusieurs *séquences mineures* composées par des alternances de grauwacke lutite à grain grossier et moyen) couronnée par un épisode de pélite fine.

La séquence est donc ici relativement complète (séquence III de la figure 5):

0,5 cm Pélite	}	complexe terminal
1,5 cm Grauwacke rubanée		
9 cm	}	terme de base
Grauwacke très fine		
Grauwacke fine		
Grauwacke moyenne		

Les autres séquences de la succession correspondent souvent à des types différents: ainsi, la séquence I sera plus simple (absence de grauwacke rubanée):

3 cm. pélite
15 cm. grauwacke

La séquence n.º IV va débiter directement par une pélite surchargée en éléments détritiques (banc 7 décrit plus haut):

3 cm. pélite
14 cm. grauwacke rubanée

Tandis que la séquence n.º V est ainsi composée (banc 9 déjà décrit, et 10):

8 cm. pélite (grauwacke pélitique)
16 cm. (grauwacke fine)

Enfin, les bancs les plus massifs, ne présentent pas de granoclasement bien net. Quant à l'épaisseur passée schisteuse qui sépare les deux bancs massifs, elle se caractérise probablement par un très léger granoclasement; mais les éléments détritiques semblent trop fins et trop dispersés pour que l'on puisse y distinguer de véritables séquences.

Abstraction faite des bancs les plus massifs, la succession lithologique que l'on vient d'examiner correspond donc à une série rythmique dans laquelle on distingue une suite de séquences plus ou moins complètes.

L'étude des granoclasements aboutit donc à la *séquence virtuelle* suivante:

6 Pélite
5 Grauwacke pélitique
4 Grauwacke rubanée
3 Grauwacke fine
2 Grauwacke moyenne
1 Grauwacke grossière

Et l'analyse de cette succession lithologique permet de définir un premier faciès:

Bancs de grauwacke arénite à grain grossier ou moyen, d'épaisseur métrique, alternant avec des séquences rythmiques d'épaisseur centimétrique ou décimétrique, également constituées par des grauwackes.

L'examen des couches visibles sur les talus de la route de Puertollano à Mestanza entre le camino de Las Tiñosas et l'arroyo de Pozo Medina, conduit à la définition d'un faciès très voisin. (Cf. carte de la fig. 27).

Dans des alternances de direction NNW et de pendage 75-80° Est, on a levé la succession suivante (fig. 6):

1.º Banc grossier (2 cm.)
2.º Schiste (2 cm.)
3.º Banc grossier (1,5 cm.)
4.º Schiste (2 cm.)
5.º Banc grossier (7 cm.)

- 6.° Schiste gréseux dans lequel on distingue un très léger rubanement (10 cm.)
- 7.° Banc grossier (4,5 cm.). Il présente un grain un peu plus fin que les autres bancs grossiers et l'on y distingue un léger rubanement
- 8.° Schiste (1 cm.)
- 9.° Banc grossier (10 cm.)
- 10.° Schiste (1 cm.)
- 11.° Banc grossier (3 cm.)

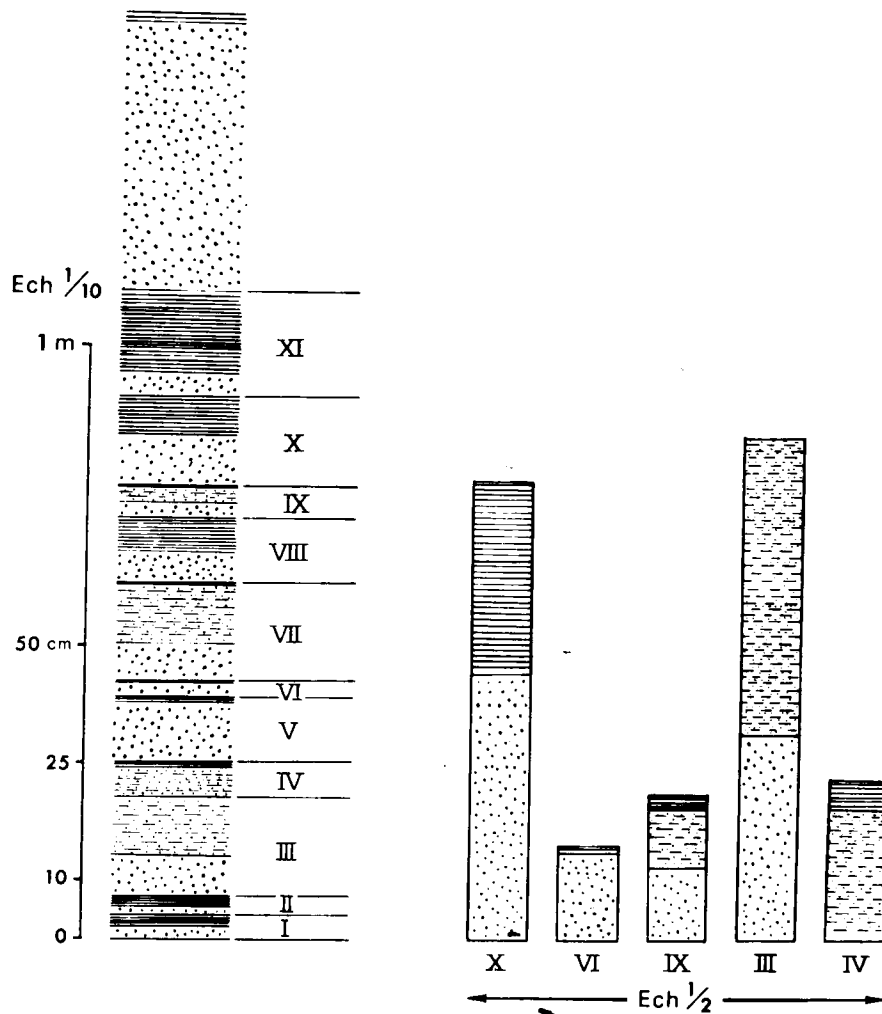


Fig. 6

- 12.° Joint schisteux (2 à 3 millimètres)
- 13.° Banc grossier (6,5 cm.)
- 14.° Schiste gréseux (10 cm.) surmonté par 5 millimètres d'un schiste noir extrêmement fin
- 15.° Banc grossier de forme lenticulaire (2 à 8 cm. de puissance)
- 16.° Schiste (6 cm.)
- 17.° Banc grossier (2,5 cm.)
- 18.° Schiste gréseux, un peu plus fin et plus tendre au sommet (2,5 cm.)
- 19.° Banc grossier (9 cm.)
- 20.° Schiste (6,5 cm.)
- 21.° Banc grossier (3,5 cm.)
- 22.° Schiste (14 cm.)
- 23.° Banc grossier (45 cm.)

Avant de définir ce nouveau faciès, on donnera quelques rapides indications sur la composition pétrographique (a) et les granoclassements (b).

a) Composition pétrographique:

1.° Les bancs grossiers:

Comme précédemment, il s'agit surtout de grauwackes avec accessoirement des pélites argilo-micacées surchargées en éléments détritiques, lorsque les grains ne représentent plus que quelques% de la roche.

Parmi ces grains, le quartz domine nettement, suivi par les feldspath. Les débris de roches diverses sont moins abondants que dans la série précédente. On y reconnaît cependant quelques éléments de volcanisme acide, des galets de schiste, des fragments de filonnets de quartz et de quartzite. Les micas détritiques sont abondants (biotites en voie de décoloration dont la taille peut atteindre 250×30 microns) et souvent disposés en lits. Les minéraux lourds sont rares (Zircon, Tourmaline).

La matrice argilo-micacée est abondante, surchargée en grains de rutile. On note fréquemment la présence de petits cubes de Pyrite oxydés en oligiste.

La taille des éléments détritiques est nettement plus faible que dans la série précédente. Ils dépassent en effet rarement 350 microns, avec un grain moyen qui suivant les cas se situe entre 100 et 250 microns.

2.° Les bancs schisteux:

Rien ne différencie les passées schisteuses de cette succession de celles précédemment étudiées au nord du Pantano de Calvo Sotelo. Il s'agit toujours de pélites argilo-micacées (Chlorite, séricites, rutiles, quelques grains de quartz). Il arrive qu'elles passent insensiblement aux Grauwackes arénites par enrichissement progressif en détritiques de taille plus importante. Lorsque le schiste est surchargé en éléments de la classe des lutites ou des arénites à grain très fin (jusqu'à 100 microns) il prend un faciès de schiste gréseux. Lorsque les détritiques sont accumulés dans certains lits, soulignés par des phyllites détritiques disposées dans le sens de la stratification, il prend un faciès finement rubané.

Enfin, certains niveaux schisteux sont assez riches en Pyrite oxydée en oligiste (Petits cubes de 100 à 300 microns).

b) Les granoclassements et la séquence virtuelle:

Dans cette succession, le grain est trop fin pour que les granoclassements puissent toujours apparaître à l'œil nu. Au microscope, par contre, on les vérifie sans difficulté.

La majorité des séquences sont constituées par des grauwackes arénites à grain fin (parfois à la limite du grain moyen), passant à des grauwackes arénites à grain très fin puis à des grauwackes lutites de plus en plus fines (seq. I, II, V, VIII, X et XI de la fig. 6). La partie pélitique de la séquence pouvant être réduite à quelques millimètres (seq. VI). Parfois, elles sont plus compliquées, avec l'apparition de grauwackes pélitiques et de grauwackes rubanées (Pélite argilo-micacée surchargée en grains dispersés de manière anarchique au sein de la roche, ou disposés en lits bien différenciés, suivant les cas). Ainsi, la séquence VII est constituée par:

- 0,5 cm. Pélite
- 10 cm. Grauwacke pélitique
- 6,5 cm. Grauwacke fine

Tandis que la séquence IX, plus mince, a une constitution identique:

- 0,5 cm. Pélite
- 2 cm. Grauwacke pélitique
- 2,5 cm. Grauwacke fine

Enfin, certaines séquences sont incomplètes, à l'exemple de la séquence III:

- 10 cm. Grauwacke finement rubanée
- 7 cm. Grauwacke moyenne, puis fine

Ou de la séquence IV réduite à:

- 1 cm. Pélite
- 4,5 cm. Grauwacke rubanée

Par contre le banc grossier de 45 cm. (banc n.° 23) ne semble pas présenter de granoclassement. Lui fait suite une nouvelle succession identique à celle qui vient d'être analysée, l'ensemble permettant de définir un second faciès:

Bancs de grauwacke arénite d'épaisseur décimétrique alternant avec des séquences rythmiques d'épaisseur centimétrique également constituées par des grauwackes.

Formés de roches de même nature pétrographique et organisés suivant le même schéma (des bancs épais, sans granoclassement notable, compris dans une série plus mince et granoclassée), les deux faciès que l'on vient de décrire présentent une étroite parenté. Leurs seules différences tiennent à l'épaisseur des bancs et à la granulométrie des roches; le grain est statistiquement plus fin dans la seconde succession (où il dépasse rarement 300 microns) que dans la première (où il peut atteindre 700 à 800 microns). On sait qu'il existe en principe une relation entre la granulométrie des dépôts et l'épaisseur des couches qu'ils forment. Cette règle générale est ici vérifiée.

Les «schistes de l'Alcudia» apparaissent donc comme une épaisse et monotone succession de séquences granoclassées, comportant aussi quelques bancs plus massifs sans granoclassement bien net, dont ces deux coupes viennent de préciser deux modalités extrêmes d'organisation entre lesquelles tous les intermédiaires peuvent exister.

La séquence virtuelle de cet ensemble comporte en principe les termes suivants:

- 8 Pélite
- 7 Grauwacke pélitique
- 6 Grauwacke rubanée
- 5 Grauwacke en plaquettes
- 4 Grauwacke très fine
- 3 Grauwacke fine
- 2 Grauwacke moyenne
- 1 Grauwacke grossière

Dans la pratique, ces différents termes sont plus ou moins développés: les séquences sont très souvent incomplètes, et dans les fines alternances, débutent généralement par des grauwackes fines ou moyennes; enfin, la présence des grauwackes en plaquettes est relativement rare.

Comme on le verra par la suite, ce sont les fines alternances qui semblent le plus largement représentées, surtout dans la vallée de l'Alcudia où leurs affleurements occupent de larges étendues (1).

Mais au sein de cette série monotone, on rencontre d'autres faciès; bien qu'ils présentent une grande analogie pétrographique avec les précédents, ils méritent une rapide description.

2.° LES FACIES RUBANES

La séquence virtuelle des alternances précédemment décrites comportait un épisode rubané. Dans certains cas, cet épisode atteint un développement considérable et la formation, dans son ensemble, prend un faciès rubané; sur le terrain, on distinguera, suivant la granulométrie des couches:

- a) les grauwackes rubanées
- b) les schistes rubanés

a) Les grauwackes rubanées (photo 6):

Un exemple type de ce faciès sera fourni par les terrains qui affleurent au Pentano de Calvo Sotelo, immédiatement après le barrage, sur le bord de la route de Solana del Pino (fig. 15): dans des couches de direction NNE et de pendage W assez fort (entre 55 et 70°), on distingue en effet des bancs de grauwacke massive vert sombre, épais de 30 cm. à 1 m., présentant parfois un léger rubanement au sommet, et des bancs de grauwacke rubanée épais de 50 cm. à 1 m., au sein desquels on observe une succession de lits grossiers et de lits plus fins, d'épaisseur millimétrique avec parfois des nodules ou des lentilles de grauwacke plus grossière, de taille toujours réduite (5 à 10 cm. de long, 1 à 2 cm. de puissance).

De tels faciès sont fréquents au sein des formations anté-ordoviciennes, où ils se présentent suivant différentes modalités: le rubanement peut être plus ou moins intense (suivant le nombre de lits de granulométrie différente présents dans une épaisseur donnée), plus ou moins grossier (suivant la granulométrie des lits les plus grossiers), tantôt à dominante schisteuse (rares lits de grauwacke alignés dans une roche essentiellement

(1) Dans la suite du texte, on désignera ces fines alternances sous le nom de «faciès Alcudia».

pélique), tantôt à dominante grauwackeuse (lits de pélite minces et peu nombreux disposés dans les grauwackes). Enfin, les bancs de grauwackes qui s'intercalent entre les bancs rubanés peuvent être rares ou même absents. Dans la coupe du río Esteras, on rencontrera sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur des couches dont la quasi-totalité présentent ce faciès très caractéristique à la fois par son aspect, sa couleur vert sombre et sa grande dureté. Lorsque la schistosité affecte les couches au point d'en masquer la stratification, les rubanements constituent un excellent critère pour en retrouver le véritable sens (cf. fig. 47).

b) Les schistes rubanés:

Le rubanement que l'on vient de décrire affectait des couches d'une granulométrie assez grossière, toujours située dans la classe des arénites. On l'observe aussi dans des sédiments d'une granulométrie plus fine. Ces «schistes rubanés» qui affleurent en différents points de la vallée de l'Alcudia se présentent en bancs de 10 à 50 cm. qui comportent plusieurs ensembles assimilables à des séquences mineures, constituées par une superposition très serrée de microlits de pélite fine, moyenne ou grossière, et dont la base peut être soulignée par un peu d'arénite très fine. En définitive, on aboutit à un faciès voisin du précédent, mais plus fin, plus tendre et donc facilement altérable. Entre les deux, tous les intermédiaires sont d'ailleurs observables, ainsi que leur passage aux fines alternances du «faciès Alcudia» ou à des alternances plus grossières.

Pour en terminer avec les faciès rubanés, on signalera que les marques basales, dans l'ensemble assez rares au sein des formations anté-ordoviciennes y semblent un peu plus fréquentes que dans les autres faciès: dans les couches rubanées qui affleurent au voisinage de la route de Fuencaliente, on a noté la présence de *Flute casts* et de *Groove casts*.

3.° LES FACIES ESSENTIELLEMENT PELITIQUES

Dans la zone de Diogènes, on connaît un niveau schisteux d'une puissance approximative de 200 à 250 m., désigné sous le nom de «schiste noir» par les mineurs, en raison de la teinte sombre que présentent ses cassures fraîches dans les galeries de mine. A l'affleurement, au contraire, il est toujours d'une couleur café au lait très clair à cause de l'intense altération superficielle qui le désagrège aisément. On peut l'observer sur les talus de la route de Solana del Pino et dans les ravins de l'arroyo de Fuente Agria et de ses affluents (fig. 36).

Ce niveau est constitué par une succession de petits bancs schisteux (2 à 15 cm.) auxquels se mêlent parfois des schistes rubanés. Cà et là, on y rencontre aussi quelques très minces bancs de grauwacke. D'un point de vue pétrographique, les « schistes noirs » sont constitués par des pélites extrêmement fines qui ne semblent pas présenter de différences fondamentales avec les passées schisteuses qui alternent, comme on l'a vu, avec les bancs arkosiques ou grauwackeux dans l'ensemble des formations anté-ordoviciennes (feutrage très serré de chlorite et de séricite avec de très rares et minuscules grains de quartz —25 microns au plus— et des débris de phyllites détritiques entièrement décolorées).

En fait, on pourrait définir ces « schistes noirs » comme un « faciès Alcudia » très fin, dans lequel les bancs de grauwacke auraient presque totalement disparus. De part et d'autre du « schiste noir », on retrouve d'ailleurs le faciès Alcudia typique, dont l'épaississement progressif conduit vers ce que l'on a désigné dans la carte de Diogènes sous le terme de « faciès normal » parce qu'il représente la majorité des affleurements de la zone (alternances de bancs assez épais —50 cm. à 1 m. et plus— de grauwackes avec de minces passées schisteuses et des grauwackes rubanées).

Suivant la proportion relative des bancs grossiers et des bancs fins qui entrent dans la composition des alternances, il existe donc tous les intermédiaires entre le faciès normal et le schiste noir. Sur le terrain, on ne peut donc pas déterminer sa limite précise, et le trait figuré sur la carte correspond en réalité à une limite arbitraire destinée à séparer des faciès alors que le passage de l'un à l'autre est progressif; il convient même de distinguer des zones de transition. En allant du Nord au Sud, par la route de Solana del Pino ou les ravins voisins, on rencontre en effet successivement (Cf. coupe de la fig. 37).

- la série normale.
- une zone de transition (50 m. env.) caractérisée par la diminution progressive des bancs grossiers (faciès intermédiaire).
- une zone de schiste noir (200 à 250 m.) caractérisée par la disparition à peu près complète des bancs grossiers.
- une nouvelle zone de transition, identique à la première mais plus large (200 à 250 m.).
- la série normale, bien visible en contrebas du village de Las Tiñosas.

Cette zone de « schiste noir » fournit un bon exemple des faciès essentiellement schisteux qui abondent au sein des formations anté-ordoviciennes.



Ces passages progressifs entre faciès qui présentent une grande parenté pétrographique font apparaître les schistes de l'Alcudia comme une série profondément homogène. L'examen de la répartition de ces faciès dans différents secteurs de la province de Ciudad Real (Chap. II) et le résultat des études stratonomiques effectuées dans ces secteurs confirmeront cette première impression.

Mais dans cette série monotone, on rencontre aussi des faciès conglomératiques dont le grand développement et l'intérêt litho-stratigraphique justifient une description détaillée (1).

(1) Il faut, pour être complet, signaler, la présence exceptionnelle de faciès particuliers (Phtanites, grès, grès microconglomératiques). Leur examen sera conduit, dans le chapitre II, avec l'étude des zones où ils affleurent.

SECTION II.—LES FACIES CONGLOMERATIQUES

On sait que la plaine d'Argamasilla de Calatrava, Almodóvar del Campo et Abenojar, drainée par le rio Tirteafuera, correspond à une vaste structure anticlinale d'âge hercynien, dont le cœur est occupé par les formations anté-ordoviciennes (Bouyx, 1963). L'essentiel de ces formations est constitué par des alternances schisto-grauwackeuses identiques à celles qui affleurent dans la vallée de l'Alcudia; mais on y rencontre aussi des couches conglomératiques dont quelques coupes vont permettre de préciser les faciès.

1.° COUPE DU KM 1 DE LA ROUTE D'ALMODOVAR À BRAZATORTAS

Le talus nord de la route est taillé dans des couches verticales de direction approximative E-W et de pendage vertical. Partant de la route, on a noté, du Sud vers le Nord, la succession suivante (fig. 7) (1):

- 1.° Environ 1 m. de schiste fin, de couleur claire; les derniers bancs sont légèrement plus gréseux.
- 2.° Schiste tendre avec quelques passées gréseuses irrégulièrement réparties (3 cm.).
- 3 et 4.° Deux petits bancs de conglomérat fin et de grès microconglomératique, épais respectivement de 3 et 4 cm. Leurs galets atteignent parfois 2 à 3 cm., avec une taille moyenne de 0,5 cm.
- 5.° Schiste gréseux (8 cm.).
- 6.° Grauwacke grossière renfermant quelques galets de schiste (24 cm.).
- 7.° Nouveau banc de conglomérat, identique aux précédents (15 cm.).
- 8.° Schiste vert. Il mesure jusqu'à 40 cm. de puissance, mais son épaisseur peut être réduite à quelques cm., le reste du banc étant alors remplacé par une grauwacke grossière ou microconglomératique emballant des fragments de schiste.

(1) Se rapporter à la carte de la figure 22 pour la localisation de cet affleurement.

- 9.° Sur une épaisseur de 4 m.: un mélange complexe de grauwacke et de conglomérat à ciment de grauwacke ou de schiste. Dans cette masse où l'on remarque aussi quelques passées de schiste tendre et où la stratification se distingue assez mal, les galets sont irrégulièrement répartis. La majorité des galets sont de petite taille (1 à 2 cm.). Quelques uns sont plus gros (3 à 4 cm.). L'un d'eux atteint 15 cm. de diamètre.
- 10.° 2 à 3 m. de schiste dans lequel on distingue parfois un léger rubane-

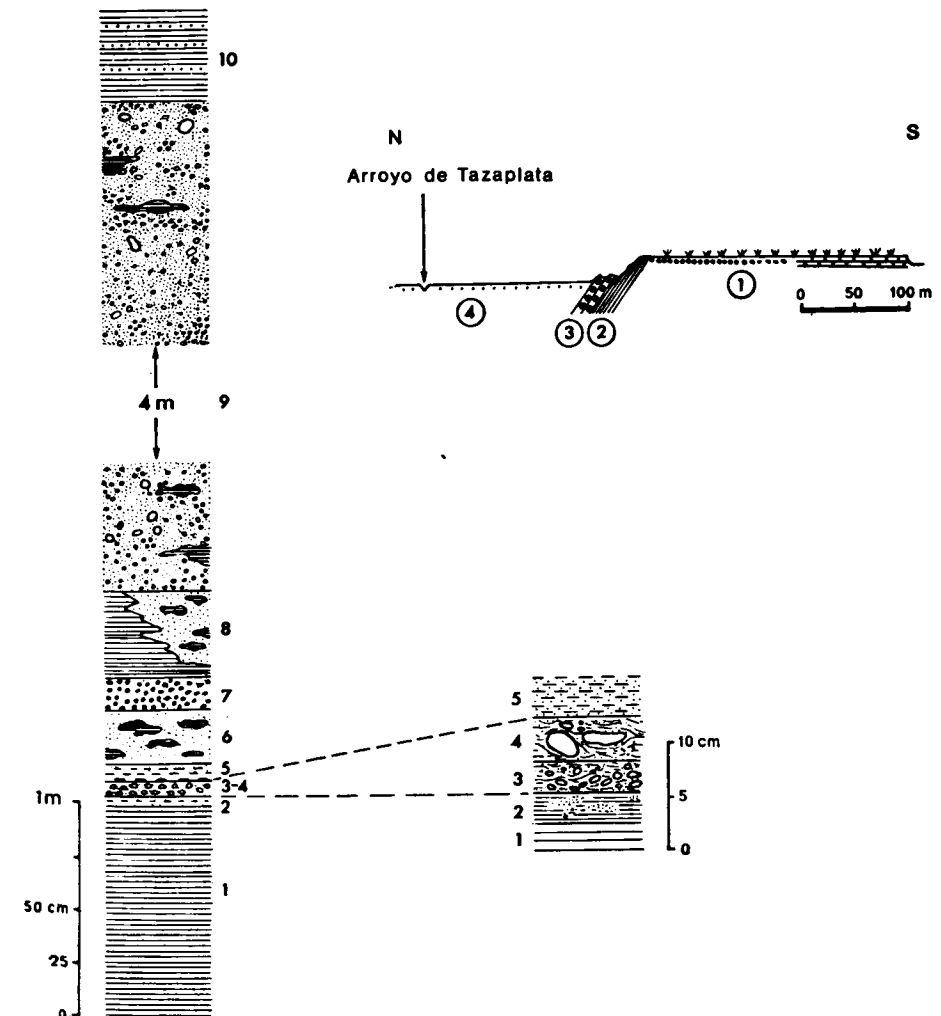


Fig. 7

ment, alternant avec quelques petits bancs de grès grossier ou microconglomératique.

Une lacune d'observation masque la suite de la succession; mais ces formations se poursuivent très certainement vers le nord, car on les retrouve sur le bord de l'arroyo de Tazaplata: une coupe N-S, levée 500 m. à l'Est du km. 1, a permis de rencontrer les couches suivantes entre la route et l'arroyo:

- 1.° Terrasse (les champs masquent le passage du calcaire miocène au cailloutis).
- 2.° Schiste tendre orienté S 60° W et de pendage 30 à 40° NNW.
- 3.° Grès grossier et microconglomératique emballant des paquets du même schiste.
- 4.° Alluvions.

Vers l'Ouest, ces couches affleurent de manière discontinue, avant de disparaître définitivement sous les alluvions. A la limite W de l'affleurement, on observe des alternances de schiste et de conglomérat (direction S, 70 à 80° W, pendage faible vers le Nord).

On ne peut donc déterminer ici quelle est la puissance totale de la formation conglomératique; mais ces affleurements doivent correspondre, compte tenu des variations de pendage, à une épaisseur minimale de 200 mètres au moins.

Dans l'analyse pétrographique de cette succession, on examinera successivement les couches schisto-grauwackeuses qui encadrent les bancs conglomératiques (A), la nature des galets (B), la nature du ciment des conglomérats (C).

A) LES COUCHES SCHISTO-GRESEUSES

Les bancs *schisteux* correspondent à des pélites argilo-micacées surchargées en minuscules grains de quartz. Lorsque ceux-ci deviennent abondants, on passe à des schistes gréseux, dans lesquels on distingue quelques plagioclases. Les détritiques peuvent s'accumuler en lits distincts. Il s'ébauche alors un rubanement constitué par la succession de lits de pélite fine et de pélite moyenne ou grossière. Cette évolution est bien visible dans les bancs schisteux qui surmontent le conglomérat (niveau 10): leur rubanement, bien visible à l'œil nu est dû à la superposition de lits de pélites grossières et de grès très fins ou fins, à matrice argilo-

micacée, dans lesquels les grains de quartz (25 à 30% de la roche) peuvent atteindre 150 à 200 microns et voisinent avec quelques grains lithiques et d'abondants micas détritiques.

Les *bancs grossiers* correspondent à des grauwackes à matrice argilo-micacée. Leur matériel détritique est en grande majorité constitué par des quartz qui semblent avoir été fortement tectonisés (ils ont toujours l'extinction ondulante et sont souvent craquelés ou éclatés). On y remarque aussi quelques grains lithiques, des micas détritiques et de rares feldspath.

Bien que leur classement soit mauvais, on distingue souvent deux classes granulométriques (petits grains de 25 à 100 microns et grains de taille considérable, de 2 à 300 microns à plusieurs millimètres). Les grains sont anguleux, mais les plus gros peuvent être arrondis ou sub-arrondis, comme les petits galets du conglomérat.

Ces grès renferment aussi parfois des galets d'un schiste qui doit provenir d'un démantèlement des couches voisines contemporain de la sédimentation (ces galets ont en effet une composition identique à celle des couches schisteuses décrites plus haut, et l'on observe fréquemment à leur périphérie un enfoncement des grains de quartz; on peut supposer que ces derniers ont pénétré dans le schiste encore non consolidé, lors de la compaction qui a suivi leur dépôt).

A l'œil nu, on note une grande ressemblance entre ces couches et les fines alternances du «faciès Alcudia». La pauvreté en feldspath et l'absence de volcanisme acide que l'on vient d'y constater ne doivent pas faire perdre de vue l'indiscutable parenté qui existe entre l'environnement des couches conglomératiques et les grauwackes des «schistes de l'Alcudia» (même constitution des couches schisteuses, et même matrice argilo-micacée dans les bancs grossiers).

L'absence d'éléments volcaniques ne constitue pas une différence significative, puisque l'on sait que certains niveaux des schistes de l'Alcudia n'en comportent pas. Quant à la pauvreté en feldspath, on pourrait l'expliquer en admettant que les deux formations proviennent d'un même stock détritique qui aurait subi, avant leur dépôt, une désagrégation plus ou moins intense. A l'appui de cette hypothèse, on avancera une autre observation: dans les «schistes de l'Alcudia», les micas détritiques sont souvent de grande taille et à peine altérés (les biotites en voie de décoloration conservent partiellement leur pléochroïsme). Ici, par contre, ils sont le plus souvent fragmentés en débris minuscules et complètement décolorés.

B) LA NATURE DES GALETS

Les galets reconnus dans ces couches conglomératiques peuvent être groupés en deux catégories d'importance inégale :

a) En très grande majorité, il s'agit de petits galets de couleur blanche bien arrondis et dont la taille dépasse rarement deux centimètres.

Au microscope, ils apparaissent constitués par du *quartz* ou des *quartzites* en mosaïque ou à structure indentée. Dans certains cas, les cristaux sont tous allongés suivant la même direction. Cette orientation privilégiée laisse supposer, pour les galets de ce type, une origine métamorphique (c'est là une structure typique de *mylonite fluidale*). On y reconnaît enfin des micro-quartzites extrêmement fins (cristaux de 10 à 30 microns) traversés par des bandes quartzitiques plus grossières (cristaux de 100 à 200 microns), qui pourraient correspondre à des *phtanites* entièrement recristallisés.

La totalité des galets des niveaux 3, 4 et 7, ainsi que la plupart des galets du niveau 9, correspondent à ce type.

b) Dans le niveau 9, on a recueilli en outre quelques galets bien roulés, de taille plus importante (3 à 15 cm. de diamètre) et de nature variée :

Phtanite

Dans tous les cas, le grain est extrêmement fin, donnant à la roche un aspect cryptocristallin, tandis qu'une recristallisation d'intensité variable se traduit par l'individualisation de bandes micro-quartzitiques qui s'entrecroisent, et même de plages de micro-quartzite plus ou moins étendues. La pyrite, en cubes minuscules toujours altérés en oligiste est parfois présente, ainsi que la chlorite en fines paillettes. Le rutile, en granulations minuscules, est toujours abondant et l'ilménite fréquent, tandis que la matière graphiteuse est irrégulièrement distribuée.

Quartzite

La structure est indentée et le grain fin. Ils renferment quelques minuscules fragments de micas détritiques décolorés. Quelques vides sont comblés par de la matière argilo-micacée. On y remarque de la tourmaline et de rares zircons.

Psammites

Grès quartzite à grain fin, avec des lamelles de micas détritiques abondantes et de taille plus forte (100 à 200 microns, parfois plus) irrégulièrement dispersés dans la roche ou disposés suivant des lits distincts.

Grès grossier ou microconglomératique

Grès constitué par du quartz et quelques grains lithiques (Mylonite fluidale, quartzite et microquartzite en mosaïque) unis par une matrice argilo-micacée peu abondante. Il contient aussi quelques fragments de biotite complètement décolorée. Ses éléments détritiques présentent un degré d'usure très variable, et leur taille oscille entre 200 et 1.500 microns.

C) LA NATURE DE CIMENT

Il est toujours à dominante argilo-micacée, avec une plus ou moins grande quantité d'éléments détritiques (Quartz anguleux ou sub-anguleux, rares feldspath et micas détritiques). Suivant la taille et l'abondance de ces éléments, les galets se trouvent enrobés dans une pâte schisteuse gréseuse ou microconglomératique.

En première analyse, on peut donc interpréter cette formation comme résultant de la sédimentation d'un matériel détritique très frais (ainsi que l'atteste la morphologie des quartz), compliquée par des décharges irrégulières d'un matériel d'origine plus lointaine (tous les galets sont bien roulés) et des remaniements sur place (des fragments de schiste étant fréquemment repris dans les couches gréseuses ou conglomératiques).

Dans les zones où les couches conglomératiques sont abondantes, le sol est aujourd'hui couvert de ces petits galets de quartz, que l'érosion a facilement dégagé de leur gangue. On imagine bien qu'à l'occasion de chaque cycle sédimentaire, ils aient pu s'accumuler dans les premiers horizons transgressifs. Ainsi, on les retrouvera nombreux à différents niveaux de la série stratigraphique :

- Dans les conglomérats du Villalonso (formation très particulière qui affleure au SW de Tirteafuera, sous l'Ordovicien inférieur).
- Dans les premiers niveaux ordoviciens (Grès à graviers de la «série détritique de base» et des «grès inférieurs»).

- Dans le conglomérat à ciment calcaréo-détritique par lequel débute le Miocène au NW d'Almodóvar del Campo (on l'observe notamment dans la tranchée du chemin de fer des mines de San Quintin, 200 à 300 m. à l'Est de l'arroyo de Tazaplata).

On terminera la description de cette coupe par une dernière observation: quelques-unes des fentes et des creux des roches précédemment étudiées sont comblés par des accumulations de fines lamelles de phyllites (quelques dizaines à 150 microns de long.) disposées en rosettes ou en éventails (Cf. photo 10).

On y reconnaît principalement des chlorites incolores à vert jaunâtre, tirant parfois sur le brun clair, à très faible pléochroïsme et à birefringence variable. Mêlées à ces chlorites, on distingue aussi des lamelles à birefringence plus forte (teintes de polarisations du 2.^e ordre: bleu, vert et rouge violacé), qui apparaissent en lumière naturelle avec une couleur très claire et un pléochroïsme à peine perceptible, et doivent correspondre à un mica (Phlogopite probable). Il s'y mêle aussi des lamelles plus nettement pleochroïques (brun jaune à brun verdâtre assez clair).

Ces accumulations ne semblent pas avoir été affectées par les efforts tectoniques auxquels les roches qui les contiennent ont été soumises. Elles sont probablement assez récentes, car on en trouve de semblables dans le niveau détritique de base ordovicien et même dans les couches du Miocène.

La formation de ces amas pourrait correspondre à des phénomènes tardifs, d'origine probablement hydrothermale, qu'il faudrait peut être mettre en relation avec les venues de roches éruptives et les minéralisations qui sont nombreuses dans toute la province (1).

2.^o COUPE AU SUD D'ARGAMASILLA DE CALATRAVA

Dans la plaine d'Argamasilla, les terrains anté-ordoviciens, presque toujours masqués par des formations récentes, n'affleurent qu'exceptionnellement. Le schéma au 1/500.000 de la Fig. 20 indique la localisation de ces affleurements. L'un d'eux, situé au Sud d'Argamasilla (Point 6 du schéma), est constitué par un complexe de couches schisto-grauwackeuses et con-

(1) G. Lucas (1952) avance une hypothèse voisine pour des amas identiques associés à des petits filons de quartz décrits par lui à la frontière Algéro-Marocaine dans un secteur également riche en minéralisations plombo-zincifères.

glomératiques. Dans le paysage, l'affleurement se traduit par un mouvement de terrain à peine perceptible, long de 150 à 200 m. d'Est en Ouest et situé au pied de la falaise ordovicienne. L'extrémité Ouest de cette légère, bosse est recoupée par les tranchées du chemin de fer et de la route de C. Real à Puertollano (Le passage à niveau marque la limite Nord Ouest de l'affleurement).

D'Est en Ouest, on a levé une coupe très approximative (les cultures gênant considérablement l'observation) dans des couches de direction N-S, de pendage sub vertical et parfois affectées de replis de détail (fig. 8).

- 1.^o Sur une quarantaine de mètres environ: fines alternances de «faciès Alcudia». (Log. de détail n.^o 1).
- 2.^o Sur 35-40 m.: série identique dans laquelle s'intercalent des passées conglomératiques de plus en plus nombreuses (bancs

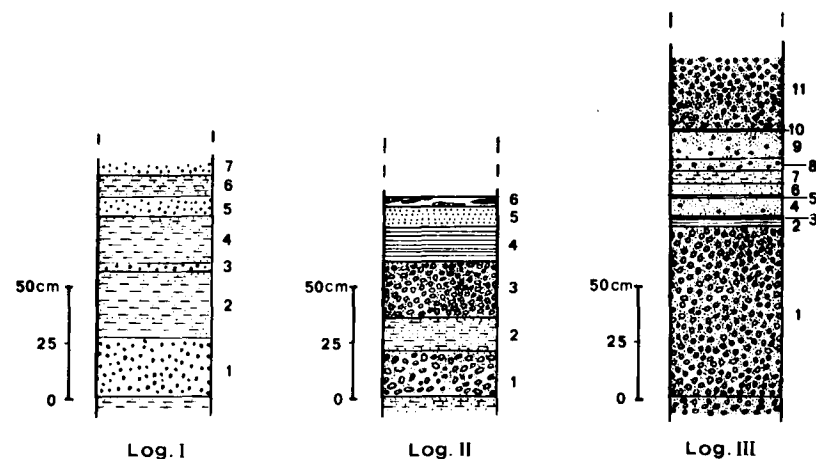
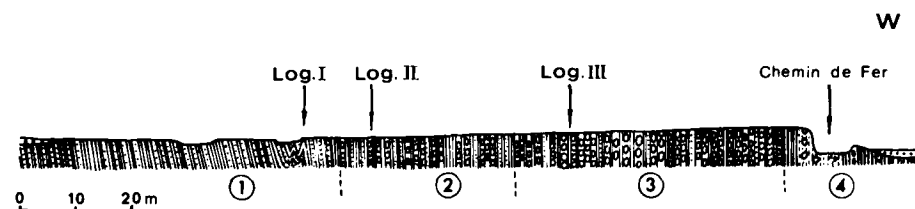


Fig. 8

de 10 à 30 cm. renfermant de petits galets, parfois silicifiés et souvent associés à des grès microconglomératiques). (Log. n.º 2).

3.º Sur 50 m.: les bancs de conglomérat deviennent progressivement plus épais (50 cm. à 1 m.) et affleurent dans les champs, sans doute séparés par des passées plus tendres qui échappent généralement à l'observation. On remarque parfois, dans la masse des conglomérats, des lentilles schisto-grauwackeuses. (Log. n.º 3).

4.º 20 à 25 m. de schiste rubané comportant des intercalations de conglomérat mal stratifié et mal consolidé (galets éparpillés dans une matrice schisto-grauwackeuse tendre). Ces «schistes à galets» sont suivis par environ 20 m. de schiste rubané puis par des alternances de ce même schiste et de petits bancs de grauwacke (affleurements de la tranchée du chemin de fer de Ciudad Real à Puertollano).

L'examen des log. de détail va permettre de préciser la nature de cette formation complexe.

A) LES ALTERNANCES DE «FACIES ALCUDIA»

Elles correspondent à une série rythmique dans laquelle les granoclasements sont particulièrement nets. Le schéma de la Fig. 9 qui résume les observations effectuées sur les bancs du log. n.º 1 montre que cette succession doit être décomposée en quatre séquences majeures (Lames 379 à 390).

Séquence majeure n.º 1 (Bancs 1 et 2)

Le banc grossier 1 (27 cm.) correspond au *terme de base* (grauwacke à grain moyen à la base, à grain très fin au sommet). Le banc 2 (30 cm. de schiste rubané) représente *le complexe terminal*. Dans une pélite argilo micacée à grain alternativement moyen et grossier, on distingue en effet plusieurs *séquences mineures* déterminées par la taille et la concentration des grains de quartz qui surchargent la pélite (jusqu'à 15% dans certains lits).

Séquence majeure n.º 2 (Bancs 3 et 4)

Le terme de base (bancs n.º 3, de 4,5 cm.) correspond à une grauwacke à grain fin et très fin. Sa surface inférieure est marquée

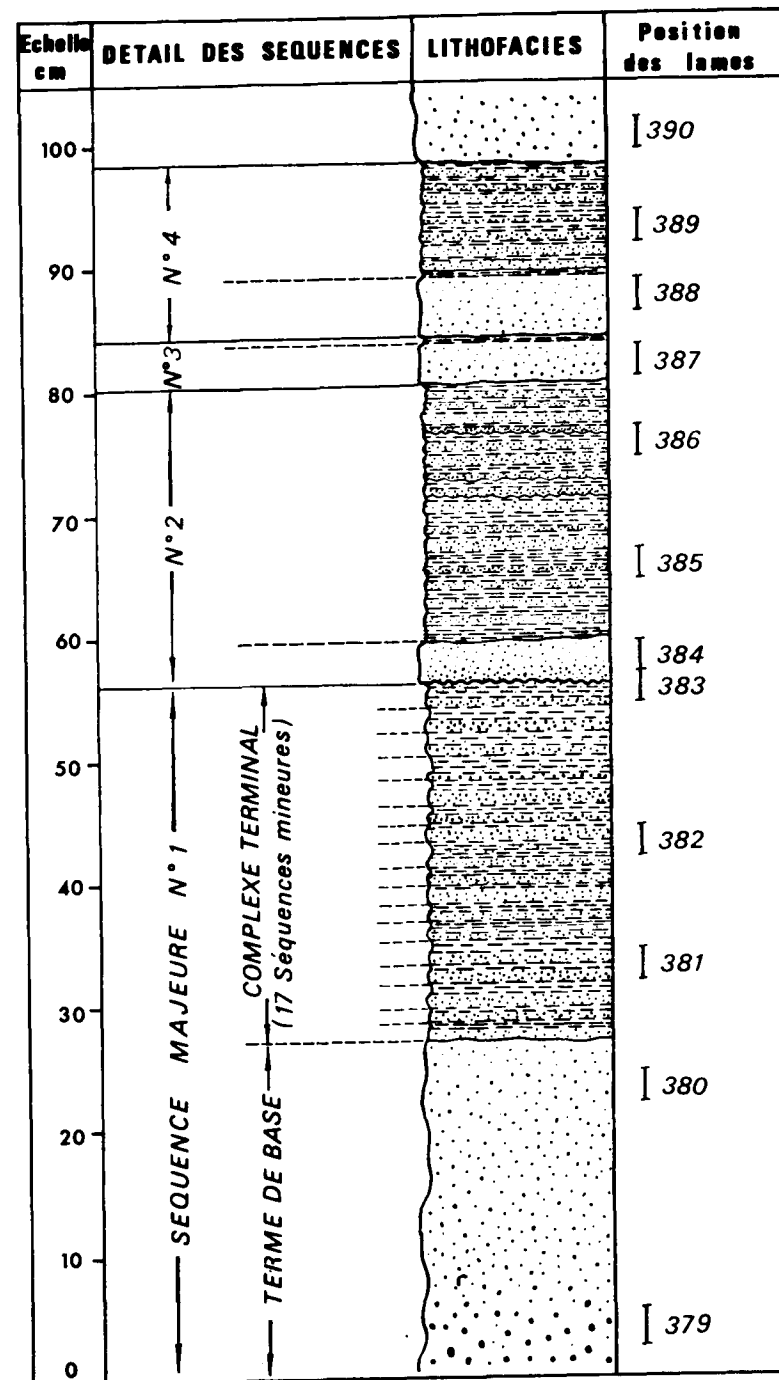


Fig. 9

par de minuscules marques basales. Le banc n.º 4 qui le surmonte (20 cm. de schiste rubané) est formé de plusieurs séquences mineures, avec des marques basales minuscules à la base de certaines d'entre elles (superposition de couches millimétriques de grauwacke très fine et de pélite grossière).

Séquence majeure n.º 3 (partie inférieure du banc 5)

3 cm. de grauwacke représentent le terme de base. Le complexe terminal est ici réduit à 2 ou 3 mm. de pélite grossière.

Séquence majeure n.º 4 (partie supérieure du banc 5 et banc 6)

Le terme de base (5 cm. de grauwacke très fine) est suivi d'un complexe terminal de 9 cm. dans lequel on distingue 7 séquences mineures avec une pélite alternativement fine et grossière.

Avec le banc 7 (16 cm. de grauwacke moyenne puis fine), débute une nouvelle séquence majeure.

La composition minéralogique de cette série est très proche de celle des couches qui encadrent les niveaux conglomératiques d'Almodóvar del Campo (matrice argilo-micacée abondante, quartz anguleux et petits micas détritiques fortement altérés). On y rencontre aussi de petits galets schisteux et des quartz polycristallins (certains pouvant correspondre à des phtanites ou à des débris volcaniques recristallisés).

Comme à Almodóvar, on est frappé par l'extrême rareté des feldspaths dans des couches qui, à ce détail près, évoquent le «faciès Alcudia». D'un point de vue sédimentologique, on note cependant quelques différences entre les deux coupes avec ici une très remarquable accentuation des granoclasses et la présence de marques basales à la face inférieure de certains bancs. Le plus souvent, elles correspondent à l'empreinte de micro-rides d'oscillations moulées par le banc sus-jacent: dans la séquence n.º 2, on remarque des structures de ce type à la face inférieure du terme de base et aussi, quoi que plus discrètes, à la base de plusieurs séquences mineures. On rencontre aussi quelques Load-cast (figures de charge de très petite taille (1 à 3 mm.) à la base du dernier banc de la succession (banc n.º 7).

B) LES INTERCALATIONS CONGLOMERATIQUES DE FAIBLE PUISSANCE

Les alternances que l'on vient d'examiner admettent bientôt des passées conglomératiques de plus en plus nombreuses dont la taille aug-

mente progressivement. Au log. n.º 2, relevé environ 10 m à l'Ouest du précédent, correspondent les couches suivantes:

- 1.º Banc conglomératique (20 cm.). Les galets, bien arrondis et de petite taille, sont unis par une pâte schisto-gréseuse de couleur verte.
- 2.º Schiste gréseux fin (15 cm.). A l'œil, nu, on y distingue parfois un très léger rubanement.
- 3.º Banc conglomératique (25 cm.). Son contact avec les schistes sous-jacents présente certaines irrégularités. Mais il n'est pas suffisamment typé pour en permettre une interprétation indiscutable (on ne sait s'il faut y voir de simples figures de charge dues à l'enfoncement du matériel grossier dans un sédiment hydroplastique, ou bien un léger ravinement du schiste par le conglomérat lors de sa mise en place).
- 4.º Schiste gréseux très fin.
- 5.º Grauwacke (9 cm.).
- 6.º Schiste fin comportant des passées lenticulaires de matériel grossier ou microconglomératique.

Comme toujours, les schistes gréseux sont constitués par des pélites argilo-micacées surchargées en éléments détritiques de la classe des grès très fins (Quartz anguleux à sub-arrondis et quelques micas détritiques) qui peuvent s'accumuler en lits distincts. Il en résulte alors un léger rubanement. Le banc n.º 5 correspond à un grès moyen à quartz mono ou polycristallins anguleux en majorité et unis par une matrice argilo-micacée dont certaines plages sont partiellement silicifiées.

Les conglomérats sont franchement polygéniques (fig. 10):

Parmi leurs galets, de petite taille et souvent bien roulés, on reconnaît les éléments suivants:

Grauwacke (grain moyen. Quartz, feldspath, quelques biotites décolorées, des grains lithiques, unis par une matrice argilo-micacée). Ils sont peu nombreux, mais de taille plus importante que celle des autres galets (jusqu'à 1,5 à 2 cm.).

Quartz

Quartzite et quartzite à structure orientée (Mylonite fluidale).

Phtanite (qui peuvent représenter jusqu'à 25 ou 30% du total des galets).

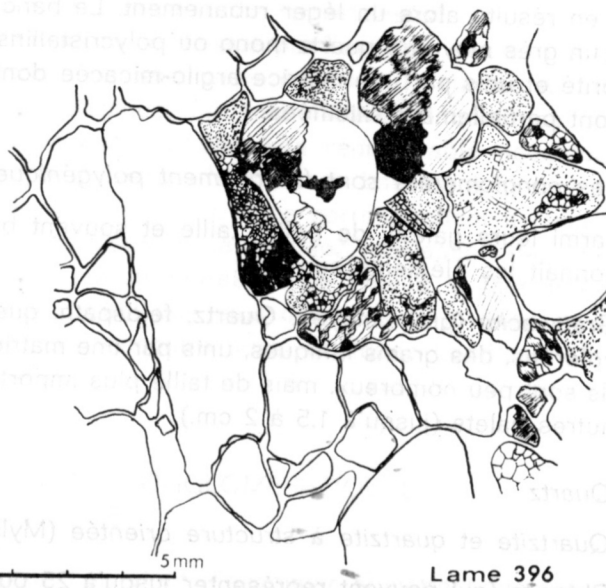
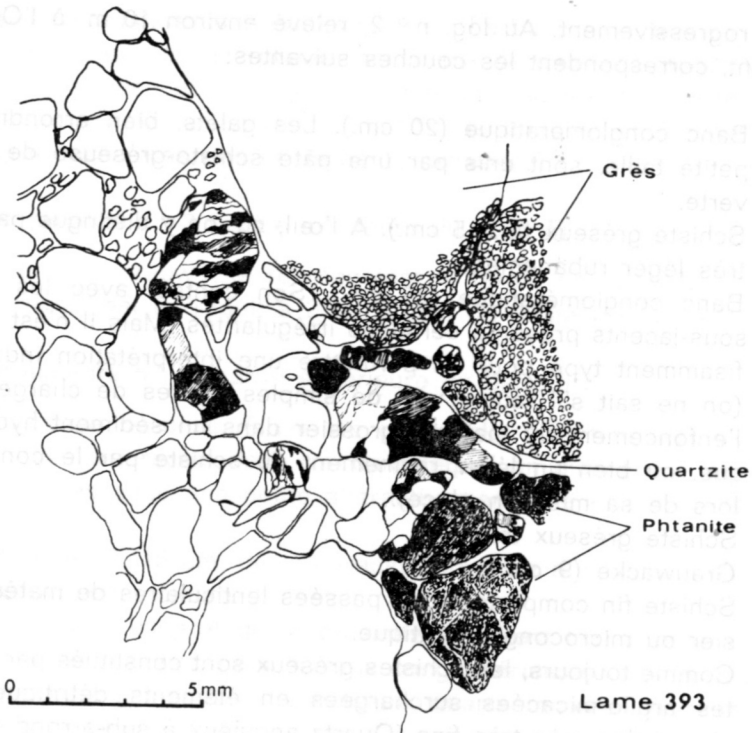


Fig. 10

La constitution du ciment peut varier: dans un cas (banc n.º 1), il s'agit d'une matrice argilo-micacée surchargée en grains de quartz dont la taille, le degré d'usure et la répartition varient assez vite. Dans un autre (banc n.º 3), la matrice est réduite à l'extrême, les galets étant le plus souvent jointifs, et la roche a subi une silicification partielle: on observe en effet des zones d'accroissement sur une partie de la périphérie de quelques galets. Cette silicification donne au conglomérat un aspect massif et une grande dureté (1).

A côté des conglomérats francs, on rencontre des couches mixtes dont le banc n.º 6 peut fournir un bon exemple (Fig. 11). Dans une

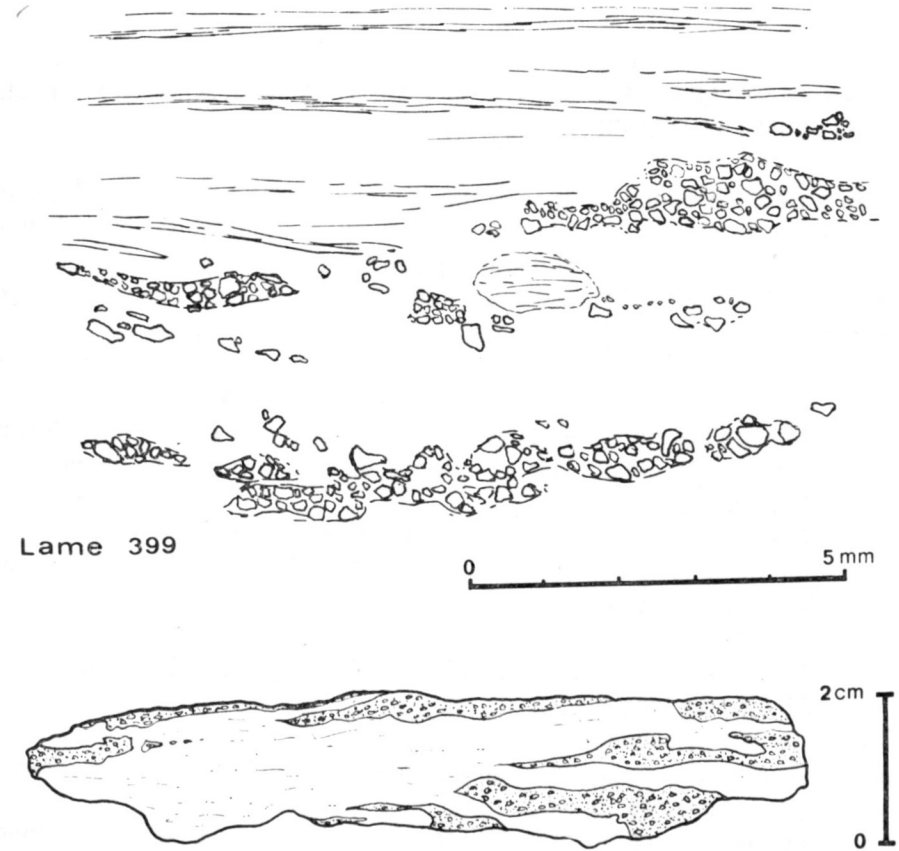


Fig. 11

(1) Dans ce cas précis, cette silicification partielle pourrait correspondre à des circulations récentes, car on retrouve dans un autre secteur de la plaque les accumulations de phyllites en éventail déjà signalées à Almodóvar. Mais on observe dans certains bancs de conglomérat une silicification massive dont l'origine paraît être diagénétique.

matrice argilo-micacée très fine, on observe des passées de matériel détritique grossier très mal classé, tant du point de vue de la taille (de 200 à 1.500 microns, et quelques individus plus gros) que de celui de la forme (des arrondis aux anguleux, avec une nette prédominance de ces derniers, tous les degrés d'usure sont représentés). Ces amas (quartz, quartzites et phtanites) sont irrégulièrement répartis, avec le plus souvent une disposition lenticulaire. Parfois, ils peuvent se réduire à de minces trainées dispersées dans le schiste. Entre les dépôts successifs de bancs schistogréseux ou de bancs franchement conglomératiques, il devait s'instaurer un régime de sédimentation très fine, mais troublé par des arrivées brusques et irrégulières de matériel grossier.

C) LES LENTILLES DE SCHISTES ET DE GRAUWACKES COMPRISES AU SEIN DU CONGLOMERAT (Log. N.° 3):

Peu à peu, les bancs conglomératiques en arrivent à former à eux seuls l'essentiel de la succession. Ils comportent encore quelques intercalations de schistes et de grauwackes disposées en bancs continus ou lenticulaires. Le log. n.° 3 (Lames 400 à 408) va nous fournir un bon exemple de ces derniers:

- 1.° Conglomérat massif. Le dernier banc mesure 70 cm. de puissance. Les galets sont de taille variable (jusqu'à 3 ou 4 cm.). Suivant les cas, le ciment est schistogréseux ou fortement silicifié.
- 2.° Schiste fin (3 cm.).
- 3.° Grès grossier (1 cm.), nettement granoclassé.
- 4.° Grauwacke grossière ou microconglomératique (10 cm.) constituant une lentille de 1,5 m. de long.
- 5.° Schiste (1 cm.).
- 6.° Nouvelle lentille de taille plus modeste (4 cm. de puissance et 22 cm. de long.).
- 7.° Schiste gréseux (5 cm.).
- 8.° Grès microconglomératique comportant quelques galets isolés un peu plus gros (5 cm.).
- 9.° Lentille du même grès (13 cm. de puissance et 60 cm. de long).
- 10.° Schiste (1 cm.).
- 11.° Epaisse série de conglomérat et de grès microconglomératique à ciment quartzeux. Le premier banc mesure 60 cm. de puissance. La silicification, très poussée dans l'ensemble, confère à la roche une extrême dureté.

Au sein des conglomérats, on retrouve les mêmes éléments que dans les couches précédentes (galets de quartz, quartzite, grès et phtanite souvent bien roulés et de taille variable, mais qui n'excède généralement pas 3 ou 4 cm.). Leur ciment comporte parfois des îlots de matière argilo-micacée, mais le plus souvent, sa silicification est complète. Il prend alors une composition de grès quartzeux, avec une mosaïque de grains de quartz pour unir les galets.

Les trois lentilles qui forment cet épisode plus fin individualisé au sein du conglomérat ont à peu près la même composition:

Grauwacke à grain moyen ou grossier (quartz anguleux mono ou polycristallins, quelques phtanites) dont la matrice argilo-micacée représente au moins 50 à 60% de la roche. On y rencontre parfois quelques minuscules galets (1 à 3 mm.) bien arrondis de quartz et de phtanites. Par endroits, la matrice est légèrement silicifiée.

Ces lentilles sont séparées du conglomérat qui les enveloppe par des joints schisteux, et séparées les unes des autres par des passées un peu plus épaisses du même schiste:

Pélite argilo-micacée surchargée en éléments détritiques, dont la taille et le nombre diminuent progressivement (10 à 15% de quartz en grains de 30 à 150 microns à la base, plus rien au sommet). Il en résulte un granoclassement très net, que l'on retrouve encore plus accentué dans une plaquette gréseuse qui marque la base de la première lentille (banc n.° 3): en quelques millimètres, on passe du microconglomérat à un grès moyen ou fin, avec des quartz anguleux et quelques débris de phtanite disposés dans une matrice argilo-micacée.

Comme à Almodóvar, l'interprétation de cet ensemble amène à faire appel à deux catégories d'apports bien distincts:

a) *Un matériel détritique relativement fin* (quelques centaines de microns au maximum) qui donne naissance aux alternances. On peut supposer que ce matériel n'a pas subi un long transport, car les grains sont en majorité peu usés (anguleux à sub-arrondis). Qu'elles constituent la totalité de la formation (partie Est de la coupe) ou qu'elles soient progressivement remplacées par le conglomérat, ces alternances ont toujours le même faciès (épaisseur identique des bancs, même composition pétrographique et même granoclassements). Leur dépôt devait donc s'effectuer à une cadence et suivant des modalités suffisamment régulières pour constituer un *fond continu de sédimentation*.

b) *Des apports grossiers* (quelques cm.) qui entrent dans la composition du conglomérat. Leur origine était sans doute différente et peut être plus lointaine car malgré leur extrême dureté, la majorité des galets sont bien roulés.

Ce matériel grossier venait perturber le fond continu de sédimentation par des décharges irrégulières. On trouve d'ailleurs avec le banc de grès fin à passées microconglomératiques de la fig. 11 une vue en « modèle réduit » de la sédimentation de toute cette série.

Les différents faciès reconnus dans les épisodes conglomératiques correspondent chacun à diverses combinaisons réalisées par ces deux grandes catégories d'apports; combinaisons que l'on peut ramener à deux types, en faisant abstraction des cas intermédiaires:

Si les arrivées du matériel grossier étaient suffisamment discrètes, celui-ci s'unissait aux apports plus fins du fond continu de sédimentation. Ce mélange donnait alors naissance à un conglomérat dont le ciment présente, grosso modo, une composition identique à celle des bancs grossiers des alternances schisto-gréseuses (pélite argilo-micacée surchargée en quartz anguleux). A ce type, correspondent la majorité des conglomérats d'Almodóvar, et certains bancs de la succession d'Argamasilla.

Si, au contraire, les décharges de galets devenaient brusques et massives, les proportions relatives des deux catégories d'apports se trouvaient alors bouleversées, et le dépôt d'un matériel grossier essentiellement siliceux entraînait un changement des conditions physico-chimiques du milieu diagenétique, conduisant à une silicification poussée du sédiment. Il se formait alors le conglomérat à ciment quartzeux qui affleure en bancs épais dans la partie Ouest de cette coupe.

Entre deux arrivées massives du stock conglomératique, le matériel du fond continu de sédimentation se déposait régulièrement pour constituer les alternances qui apparaissent parfois entre deux masses de conglomérats quartzeux. Il pouvait aussi s'accumuler dans des chenaux creusés par des courants à la surface des sédiments, donnant ainsi naissance à des lentilles de schistes et de grauwackes bientôt recouvertes par une nouvelle décharge de conglomérat (on retrouve en effet, dans les lentilles du log n.º 3, les principaux caractères des sédiments issus du fond continu de sédimentation: matériel fin et anguleux, matrice argilo-micacée abondante, ainsi qu'un assez bon granoclassement).

D) LES «SCHISTES A GALETS»

Pour en terminer avec les formations conglomératiques d'Argamasilla, il reste à examiner les niveaux qui affleurent à l'extrémité Ouest de la

coupe, sur les talus de la tranchée de chemin de fer de Ciudad Real à Puertollano et sur ceux de la route de Puertollano:

D'Est en Ouest, on a relevé les couches suivantes, avec des pendages à peu près verticaux et des orientations N 150 à 170º (fig. 12):

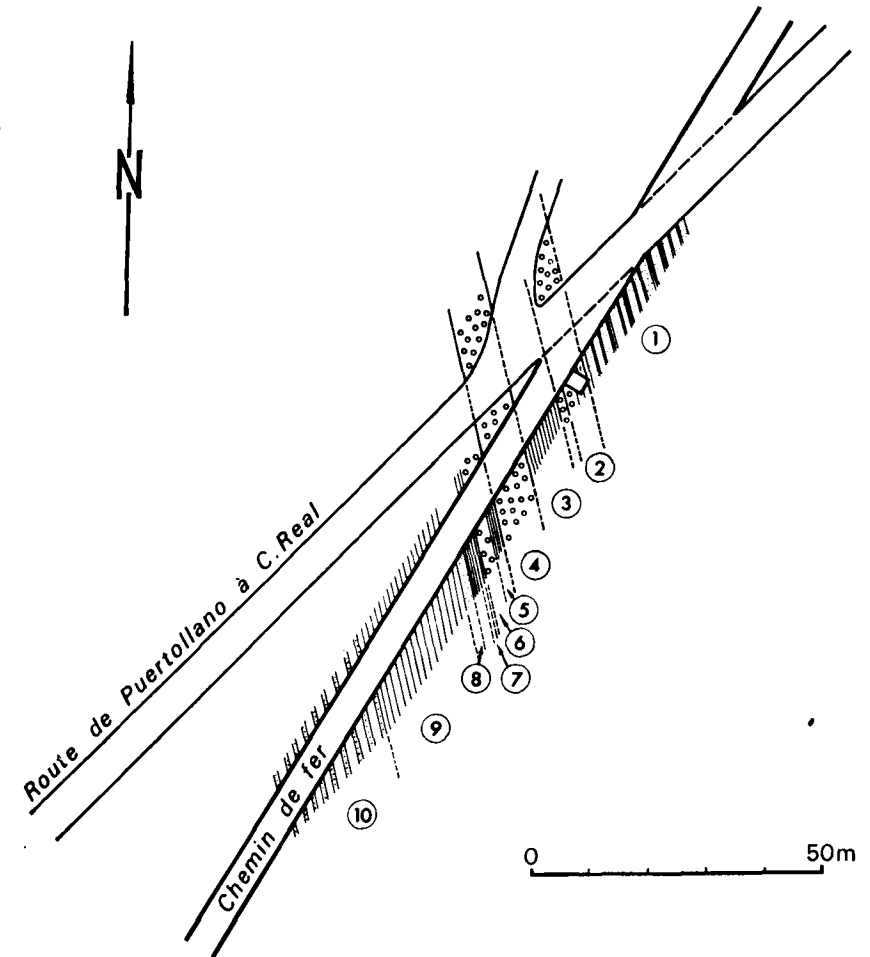


Fig. 12

- 1.º 10 à 15 m.: alternances de schistes finement rubanés et de petits bancs de grauwacke (couches très altérées). Dans les champs qui séparent la tranchée du chemin de fer du Log n.º 3, vers l'Est, on voit parfois affleurer des alternances de ce type ainsi que des conglomérats fortement silicifiés.

- 2.° 5 m. env.: formation mal consolidée, parfois intercalée de schistes tendres (visibles en particulier sous la cabine d'aiguillage) et qui renferme de très nombreux galets bien roulés de taille variable (2 à 3 cm. en moyenne, les plus-gros atteignant 10 cm.) et de nature pétrographique variée (Quartz, quartzites, grau-wackes, schiste, schiste gréseux et phanite). Ces galets sont unis par une matrice tendre, extrêmement friable, constituée par une pélite argilo-micacée surchargée en éléments détritiques de taille variée (de quelques dizaines de microns à 3 ou 4 mm.) parmi lesquels les quartz anguleux dominent. La fig. 13 reproduit deux exemples typiques de ces schistes, grau-wackes ou microconglomérats mal consolidés qui emballent les gros galets.
- 3.° 6-7 m. env.: Schistes tendres très altérés (les granoclassesments sont pratiquement invisibles du fait de l'altération).
- 4.° 7-8 m. env.: conglomérat en gros bancs comportant quelques bancs de grau-wacke. Dans cette formation, un peu mieux consolidée que la précédente, les galets sont toujours de taille variable (de 0,5 à 10 cm.).
- 5.° 1,5 m.: schiste rubané.
- 6.° 2 m. env.: conglomérat à matrice tendre.
- 7.° 65 cm. de schiste rubané, suivis par 1 m. de conglomérat à petits galets (1 à 3 cm.) et à matrice schisto-grau-wackeuse tendre.
- 8.° 1,5 m. de schiste rubané suivis par 1 m. de grau-wacke micro-conglomératique renfermant des paquets de schiste (de 10 cm. max.).
- 9.° 20 m. au moins: schistes rubanés en bancs de 10 à 75 cm.; leur puissance exacte est difficile à évaluer à cause de la tectonique (charnière verticale).
- 10.° 20 à 25 m. visibles: alternances de ce même schiste et de petits bancs de grau-wacke.

L'analyse de ces niveaux conglomératiques et de leur environnement a permis de dégager un ensemble de caractères qui conduisent à les rapprocher de certaines formations pour lesquelles de nombreux auteurs ont proposé une origine glaciaire. Le faciès des couches d'Argamasilla semble en particulier très proche de celui de certains affleurements des niveaux conglomératiques par lesquels débute le Brioverien supérieur en Normandie: Tillite de Saint Germain d'Ectot (L. Dangeard et M. J. Graindor, 1953) et surtout complexe de Granville (E. Wegmann, L. Dangeard et M. J. Graindor, 1950).

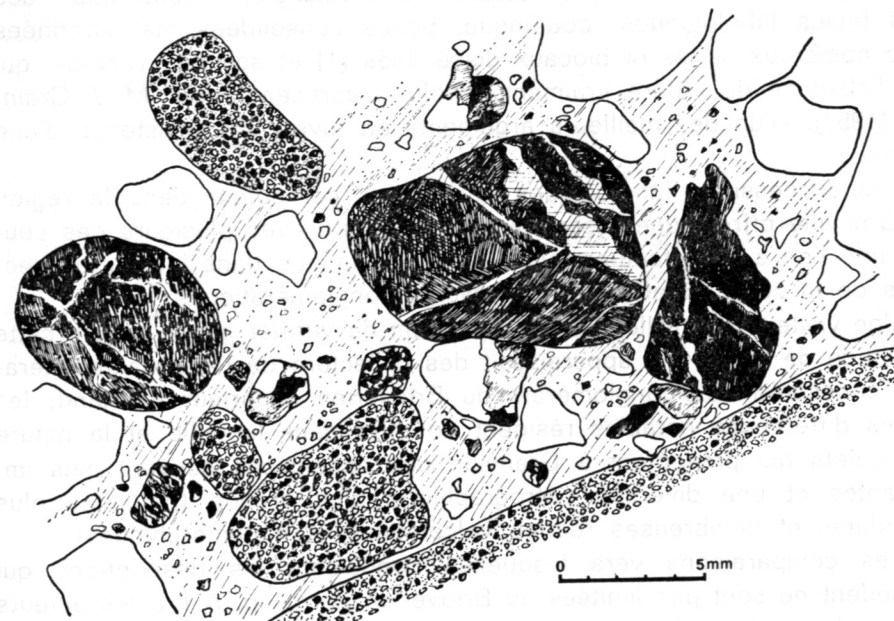
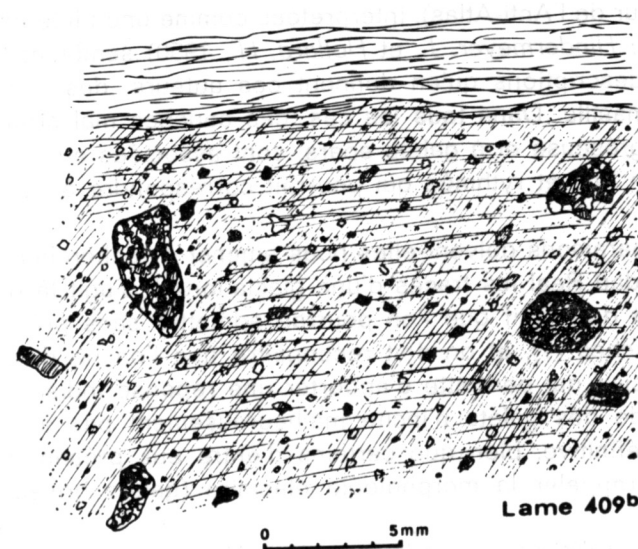
Lame 409^cLame 409^b

Fig. 13

On y rencontre en effet, comme en Normandie, «l'association des trois faciès lithologiques: poudingue, boues consolidées mal stratifiées avec nombreux galets et blocs disséminés (1) et schistes varvés», qui «en l'absence de critère vraiment absolu», représente pour *M. J. Graindor* (1957), «l'un des meilleurs arguments en faveur de l'existence d'une tillite».

Les successions lithologiques levées par cet auteur dans la région de Granville offrent une ressemblance frappante avec plusieurs des coupes que l'on a pu effectuer tant à Argamasilla que dans les autres secteurs de la zone où affleurent les faciès conglomératiques.

Une visite à Granville a d'ailleurs permis de vérifier sur le terrain cette similitude de faciès qui apparaissait dès la lecture de l'abondante littérature consacrée aux conglomérats du Brioverien supérieur normand; les seules différences notables résident en effet dans la taille et la nature des galets qui présentent à Granville des dimensions souvent plus importantes et une diversité pétrographique plus grande (phtanites plus abondants et nombreuses roches volcaniques et métamorphiques).

Les comparaisons vers lesquelles conduisent les descriptions qui précèdent ne sont pas limitées au Brioverien normand. A lire les auteurs on conclut toujours à une grande similitude entre ces formations conglomératiques et les tillites et sédiments voisins partout où ils ont été signalés.

Par exemple, les «couches à galets» de la série de Tidiline (Précambrien supérieur de l'Anti-Atlas), interprétées comme une tillite par *Cahen, L.; Choubert, G.; Hindermeyer, J., et Hollard, H.,* (1950) semblent très proches d'après les descriptions qu'en donnent ces auteurs, des «schistes à galets» d'Argamasilla. Dans tous les cas, ces couches mal stratifiées à matrice argilo-gréseuse et à galets épars, sont associées aux produits d'une sédimentation fine et rythmée qui pourrait correspondre à des varves glaciaires.

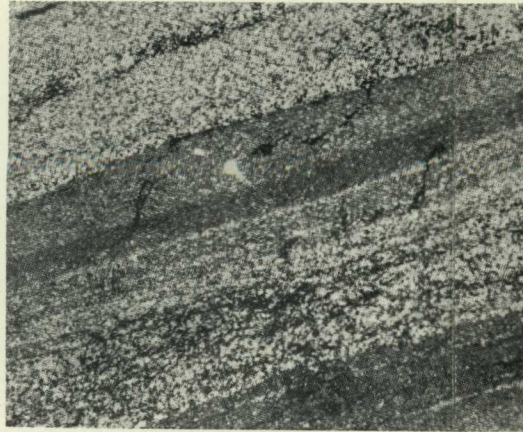
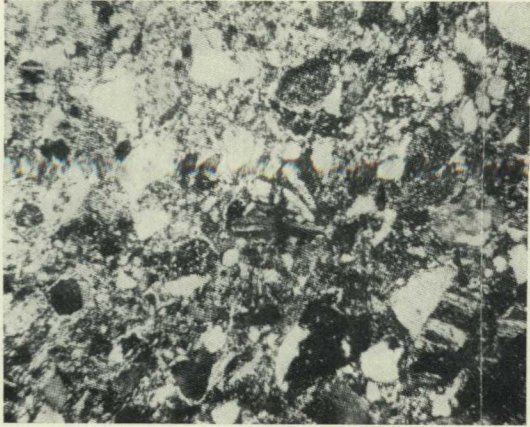
Ces comparaisons doivent-elles nous amener à rechercher dans la province de Ciudad Real les traces d'une glaciation? Il s'agit là d'un fait d'ordre purement descriptif que l'on pourrait admettre sans préjuger de l'origine des couches (1), et on doit reconnaître que l'on ne dispose d'aucun argument décisif qui permette d'apporter une réponse indiscutable au problème. L'étude des galets n'incite malheureusement pas à proposer une conclusion définitive, bien que certains d'entre eux présentent un aspect qui pourrait rappeler la morphologie glaciaire (galets brisés ou burinés,

(1) Que l'on a désigné ici sous le terme de «schistes à galets».

(1) Les colonnes lithologiques levées à Granville par *E. L. Winterer* (1963) pour qui l'origine glaciaire des conglomérats n'est pas évidente aboutissent à un faciès rigoureusement identique à celui des couches d'Argamasilla.

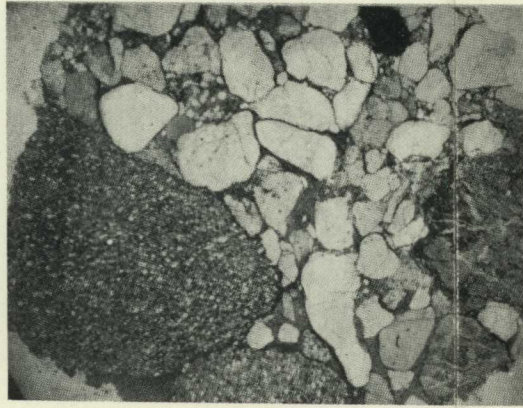
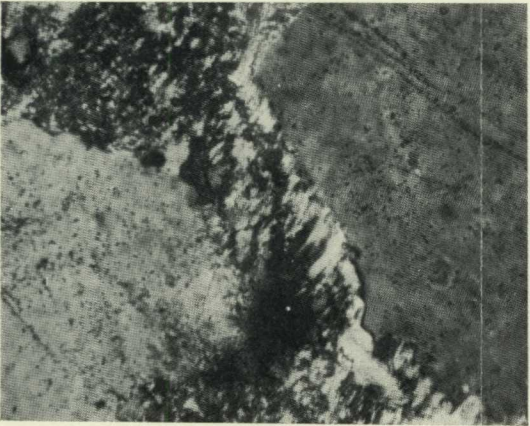
cupules, etc.): si l'on se réfère aux tables de *A. Cailleux* (1963), leurs indices d'aplatissement (1,7 en moyenne) et d'émoissé (250 à 650) suggèrent en effet aussi bien une origine fluvio-glaciaire qu'une origine fluviale normale.

Au terme de cette évocation, il faut signaler qu'une telle interprétation a déjà été proposée (*Lotze, 1956*) puis mise en doute (*Llopis Llado et Sánchez de la Torre, 1963*) pour des conglomérats interstratifiés dans la série de Valdelacasa. On verra plus loin (2^e part., chap. II) que cette série qui affleure dans les Monts de Tolède et la Sierra de Guadalupe doit être mise en corrélation, de par ses faciès et sa position stratigraphique, avec les formations anté-ordoviciennes de la province de Ciudad Real.



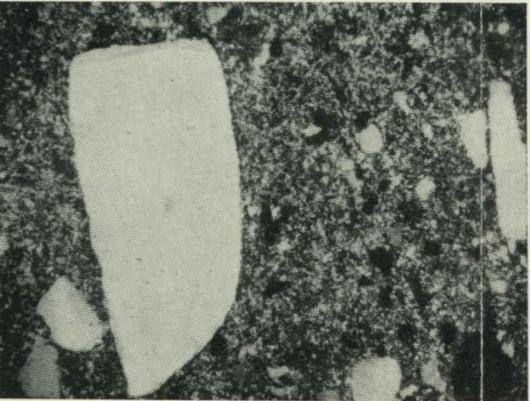
5 *Lame 667 L. P. (X 40).*
Vallée de l'Alcudia (route d'Almadén à Cordoue, au Sud du Km. 5).
Grauwacke à grain grossier (avec débris de roche volcanique).

6 *Lame 544 L. N. (X 4).*
Vallée du río Tirteafuera (arroyo de la Calera, fig. 44).
Grauwacke rubanée.



7 *Lame 406 L. P. (X 150).*
Vallée du río Tirteafuera (au Sud d'Argamasilla de Calatrava, Log. 3 de la fig. 8).
Séricite «en chevaux de frise» dans une grauwacke microconglomératique.

8 *Lame 393 L. N. (X 4).*
Vallée du río Tirteafuera (au Sud d'Argamasilla de Calatrava, Log. n.º 2 de la fig. 8 et fig. 10).
Conglomérat fin à petits galets de quartz, quartzite orienté, grauwacke et phtanite unis par une matrice argilo-micacée surchargée en quartz à grain moyen ou grossier.



9 *Lame 409b L. N. (X 10).*
Vallée du río Tirteafuera (au Sud d'Argamasilla de Calatrava, tranchée du chemin de fer de Puertollano, fig. 12 et 13).
Matrice des «schistes à galets».

10 *Lame 358 L. N. (X 40).*
Vallée du río Tirteafuera (à l'Ouest d'Almodóvar del Campo, niveau 3 de la coupe de la fig. 7).
Accumulation de phyllites en rosette dans les creux d'un conglomérat fin.

CHAPITRE DEUX

Etude régionale des terrains anté-ordoviciens dans la province de Ciudad Real

On vient d'analyser un certain nombre de faciès. Il s'agit maintenant de présenter une vue globale des formations anté-ordoviciennes. Faute de place, on ne donnera pas ici une description complète des vallées où elles affleurent. Une telle analyse manquerait d'ailleurs d'intérêt en raison de l'extrême monotonie de ces formations. On pourra donc se contenter de rapides indications concernant l'ensemble de la province de Ciudad Real et les marges orientales de celles de Badajoz, aux confins de l'Extremadure.

Qu'il s'agisse de zones cartographiées en détail ou de régions pour lesquelles on s'est limité à de brèves explorations, on insistera uniquement sur les particularités qu'il a été possible de déceler dans des affleurements essentiellement constitués par des faciès identiques à ceux qui viennent d'être décrits, ainsi que sur la répartition géographique de ces faciès.

On ne parlera pas de la vallée du río Esteras où tous ces faciès affleurent largement, la description détaillée de ces affleurements devant permettre de dresser une succession lithostratigraphique dont l'étude fera l'objet d'un prochain chapitre.

Enfin, on ne citera que pour mémoire la plaine d'Agudo, où l'on s'est borné à de rapides courses, à l'exception du secteur figuré sur la carte de la Fig. 45 que l'on a exploré en détail: malgré les formations récentes, on y rencontre de bons affleurements (indiqués sur la carte) aux environs immédiats du village, près du camino de Saceruela et de celui del Torilejo et dans les ravins de quelques arroyos. Il s'agit de séries identiques aux

«schistes de l'Alcudia» (alternances de schistes et grauwackes et grauwackes rubanées).

Dans ce chapitre on décrira successivement:

- 1.° La vallée de l'Alcudia (Section I).
- 2.° La vallée du río Tirteafuera (Section II).

SECTION I.—LA VALLEE DE L'ALCUDIA

De la Sierra de San Andrés jusqu'à la Serena, elle s'étend, d'Est en Ouest, sur plus de 120 km., avec une largeur qui varie de 15 à 5 km. C'est dire l'étendue de la zone à présenter. On se limitera à la description globale de 3 secteurs:

- a) *Un secteur oriental* correspondant aux cartes de détail de la limite Nord entre la Laguna de la Alberquilla et Cabezarrubias et à celle de la zone de Diogènes, ainsi qu'aux environs du village de Mestanza.
- b) *Un secteur central*, avec les affleurements visibles aux alentours de la route de Brazatortas à Fuencaliente.
- c) *Un secteur occidental*, avec la région située au Sud d'Almadén.

1.° LE SECTEUR ORIENTAL

Au pied des sierras qui forment la limite Nord de la vallée, on a examiné les formations anté-ordoviciennes, dans une zone limitée à l'Est par l'arroyo de la Gitana, à l'Ouest par le village de Cabezarrubias (cf. fig. 24 et 27). Vers le centre de la vallée, on a suivi les «schistes de l'Alcudia» en explorant les multiples arroyos qui se jettent dans les ríos Tablillas et Montoro.

Dans ce secteur qui mesure 20 km. d'Est en Ouest, les «schistes de l'Alcudia» affleurent constamment avec des pendages très redressés et des directions voisines de Nord-Sud. Le plus souvent, ils sont constitués par les fines alternances du «faciès Alcudia». La succession lithologique qui a permis de définir ce faciès a d'ailleurs été prise dans cette zone.

Parfois, il s'y intercale des bancs de grauwacke plus épais, et l'on passe insensiblement à un faciès plus grossier, identique aux formations qui affleurent au Nord du pantano de Calvo Sotelo (cf. succession lithologique de la fig. 5).

A) STRUCTURES SEDIMENTAIRES

Souvent, les bancs de grauwacke prennent une disposition lenticulaire, comme l'illustrent les deux schémas a et b de la figure 14, levés sur le talus de la route environ 500 m. à l'Est du ravin de la Posadilla.

Si les granoclassements sont aisément discernables, les marques basales semblent par contre rares. Mais c'est là un fait très général dans la vallée de l'Alcudia, et qui tient peut-être aux mauvaises conditions d'observations, les faces inférieures des bancs étant très difficiles à examiner. Quoiqu'il en soit, on a pu reconnaître quelques empreintes de charges (Load Casts) et des traces en rainures (Groove casts). Ces dernières sont généralement interprétées comme des empreintes de trainage dues à l'action de matériaux divers en suspension dans un courant qui glisse sur un fond hydroplastique.

On remarque aussi de curieuses figures en forme de crosse à la terminaison de bancs très minces: l'extrémité du banc se recourbe pour donner des figures du type de celles qui sont reproduites ci-dessus (Fig. 14, c). Bien que les bancs concernés soient parfois affectés de boudinage, il semble que ces structures aient une origine sédimentaire: l'extrémité d'un

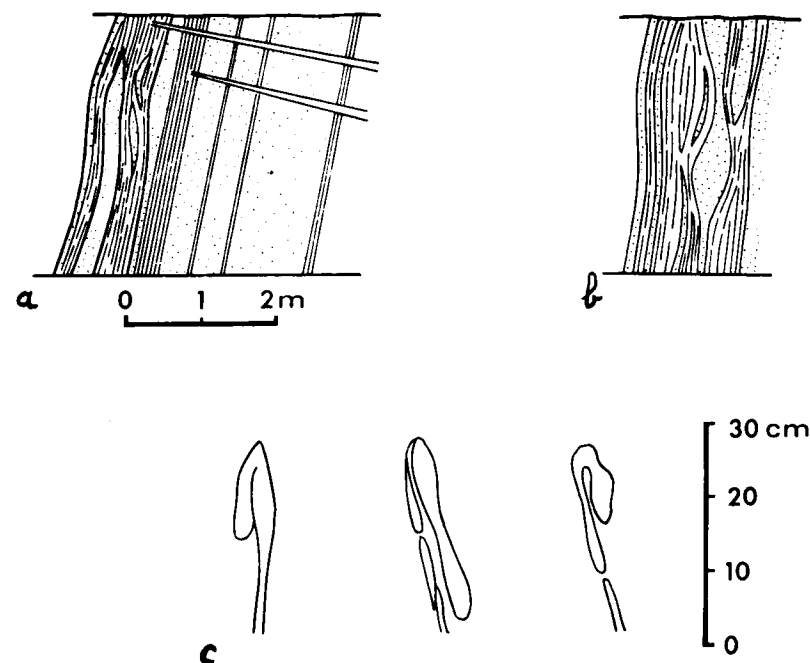


Fig. 14

banc lenticulaire déposé sur un fond incliné pourrait se recourber ainsi, l'ensemble du matériel hydroplastique glissant vers le bas peu après son dépôt.

B) STRUCTURES TECTONIQUES

Dans les zones fortement tectonisées, les petits bancs ont parfois subi un boudinage intense; enfin de multiples structures planaires recoupent certains affleurements: diaclases et failles satellites des grands décrochements post-hercyniens, diaclases sub-horizontales ou faiblement inclinées parfois injectées de quartz (Cf. 14 a) et plans de schistosité.

C) FACIES LITHOLOGIQUES

Au sein de cette série monotone, on note la présence de deux faciès particuliers:

1.° Des phtanites:

Sur la route de Mestanza (cf. position exacte sur la carte), on observe une zone d'alternances très fines dans laquelle se trouvent quelques bancs extrêmement minces de phtanite (1 à 5 cm.). Comme il s'agit d'une zone tectonisée à l'extrême, les bancs ont subi un boudinage intense et parfois se trouvent entièrement fragmentés et réduits à des alignements de pseudo-nodules disposés dans un schiste écrasé et altéré. Cependant, la zone renfermant les phtanites, épaisses de 15 à 20 m. au maximum, se suit en contrebas de la route jusqu'au ravin d'un arroyo affluent de l'arroyo de Pozo Medina.

Au microscope, les phtanites apparaissent fortement recristallisées et sont souvent réduites à de minces lits parfois lenticulaires disposés dans les pélites argilo-micacées ou des grauwackes à grain fin.

Cet affleurement —le seul qu'il ait été possible de relever dans les formations anté-ordoviciennes— présente un intérêt capital: on peut en effet se demander si les galets présents dans les conglomérats de la plaine du río Tirteafuera ne proviennent pas de ces phtanites interstratifiées dans les «schistes de l'Alcudia». On a déjà noté une certaine parenté entre les grauwackes de l'Alcudia et les couches qui encadrent les conglomérats à Almodóvar del Campo, en remarquant que ces dernières semblaient

constituées par un matériel identique mais ayant subi une désagrégation plus grande (rareté des feldspath, fragmentation plus intense des Phyllites). Dans un prochain chapitre, on reviendra sur cette question.

2.° Des faciès conglomératiques:

Les conglomérats polygéniques interstratifiés dont les affleurements types ont été décrits dans la plaine d'Argamasilla de Calatrava, se retrouvent dans la partie orientale de la vallée de l'Alcudia. On les a notamment observés:

Sur les pentes de El Venero:

On remarque quelques bancs d'un conglomérant à galets de quartz de petite taille (3-4 cm. max.). Bien que les éboulis ne permettent pas de voir leur passage aux alternances schisto-grauwackeuses, il est évident qu'ils sont interstratifiés dans la série anté-ordovicienne: avec une direction N 170° à 180° et un pendage 80° Est, ils sont en effet disposés suivant l'orientation générale des «schistes de l'Alcudia» dans ce secteur.

Au Sud de la Laguna de la Alberquilla:

A l'Est du sentier qui descend de la lagune, on retrouve un conglomérat analogue qui voisine avec des grès microconglomératiques renfermant quelques fragments de schiste vert. Encore plus au Sud (arroyo de la Gitana, près de la mina Vilalba), on voit des couches polygéniques (galets de quartz, quelques galets de grès, paquets de schiste). Dans tous les cas, ils apparaissent en parfaite concordance avec les schistes et les grauwackes qui les encadrent.

Entre Hinojosas et Cabezarrubias:

Dans tout ce secteur où les affleurements sont très discontinus en raison des éboulis, des cultures et des oliveraies, les formations anté-ordoviciennes dessinent une succession de synclinaux et d'anticlinaux à faibles pendages, dont les axes sont orientés N 45° (Cf. carte de détail de la fig. 24).

Des conglomérats et des grès microconglomératiques s'observent dans de bonnes conditions sur le senda de la Calera, 150 m. environ à l'Ouest de la route de Cabezarrubias, sur le flanc Est de l'arroyo de Coronas, au Nord de la route, et dans le ravin de l'arroyo del Barranco.

En raison des lacunes d'observations, il n'est malheureusement pas possible déterminer ici la nature des rapports qui peuvent exister entre ces conglomérats et les couches à phanites précédemment décrites. Ces différents affleurements sont d'ailleurs situés à 4 ou 5 km. les uns des autres.

D) VARIATIONS DU FACIÈS GÉNÉRAL DE LA SÉRIE VERS LE SUD

Dans la zone de Diogènes, située 7 à 8 km. au Sud des affleurements qui viennent d'être décrits, les formations anté-ordoviciennes sont surtout constituées par des grauwackes rubanées et des alternances de grauwackes en gros bancs et de schistes en passées très minces (carte de la fig. 36).

Au Sud de la mine, on note aussi la présence d'une puissante assise schisteuse (le «schiste noir») qui passe graduellement aux faciès grossiers par des alternances de plus en plus riches en grauwackes (le « faciès intermédiaire»). Dans toute la zone, on retrouve de telles variations: par exemple, on voit apparaître sur le talus de la route de Solana del Pino, de part et d'autre de l'arroyo qui descend du puit n.º 1 vers l'arroyo de Fuente Agria, deux épisodes schisteux (30 et 70 m. de puissance environ), au sein des grauwackes rubanées. Ils doivent correspondre aux passées de «schiste noir» visibles dans les galeries de la mine, au Nord du puit n.º 1.

Sur la rive Sud du pantano de Calvo Sotelo—où l'on a décrit la succession type qui a permis de définir le faciès des grauwackes rubanées—affleure une série continue, sans replis visibles. A lui seul, le lever de la figure 15 qui ne concerne qu'une faible partie de ces affleurements, correspond à plus de 1.000 m. de sédiments. Ce fait donne une idée de l'épaisseur considérable que doivent atteindre les «schistes de l'Alcudia»; épaisseur qu'il est d'ailleurs impossible d'évaluer avec précision.

Ce lever permet aussi de déceler des passages latéraux entre les grauwackes rubanées et les faciès fins: partant du barrage, on rencontre en effet (Fig. 15):

- 1.º Avec un pendage de 55° N 110 à 120°, des bancs puissants de grauwacke grossière alternant avec des couches rubanées, suivant les modalités exposés dans le précédent chapitre. Ces couches qui atteignent au moins 400 à 500 m. de puissance, comportent aussi quelques épisodes de schiste rubané.
- 2.º Un ravin semble correspondre à une zone plus tendre (60-70 m.) mais des éboulis et la végétation masquent le substratum.

- 3.º Retour à un faciès comparable à 1.º durant 200 m. au moins.
- 4.º Zone plus tendre (70 m. de «schiste noir» et de faciès Alcudia fin).
- 5.º Au-delà de la route, quelques bancs massifs, visibles en plein champ marquent le retour à des formations plus grossières.

Le tracé de la route permettant de recouper cette série un peu plus au Sud, on observe en amont du ravin des alternances très fines avec des

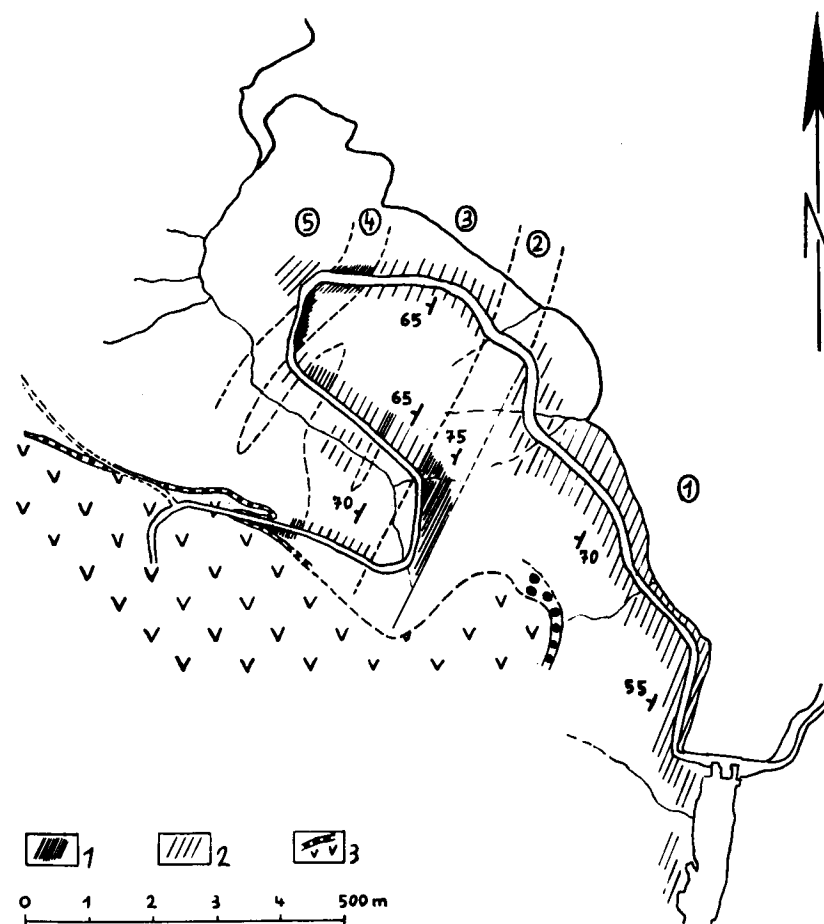


Fig. 15: Exemple de variations de faciès dans les «schistes de l'Alcudia»: passage latéral des «schistes noirs» aux grauwackes rubanées sur les rives du pantano Calvo Sotelo.

- 1: Faciès grossiers (grauwackes en gros bancs et grauwackes rubanées).
- 2: Faciès fins («faciès Alcudia» et «schiste noir»).
- 3: Raña plio-quadernaire et coulée basique du Cortijo del Alhorín.

passées de schiste pur. On est ici en présence d'un mélange de «schiste noir» et d'Alcudia fin. A l'Ouest de cette zone, on retrouve les grauwackes rubanées de la zone 3.°; mais il s'y intercale deux passées peu épaisses (15 à 25 m.) d'Alcudia fin et de «schiste noir».

Le flanc Sud du ravin permet de recouper, à partir de la zone 2.° les faciès plus grossiers de la zone 3.° puis les faciès fins (Zone 4.°, nettement plus développée) sur lesquels repose la raña plioquaternaire et la coulée basique du Cortijo de Alhorín.

Abstraction faite des «schistes noirs», il existe une différence certaine entre la zone de Diogènes où les grauwackes en gros bancs et les grauwackes rubanées dominent, et la partie Nord de la vallée où les fines alternances étaient beaucoup plus développées.

La description détaillée des affleurements situés entre le barrage et le village de Mestanza permettrait d'ailleurs de voir les faciès fins prendre de plus en plus d'importance vers le Nord. Faute de place, on ne présentera pas cette description.

Ces variations suffisent à conférer une morphologie distincte aux deux parties de la vallée, d'autant que l'érosion récente s'est exercée avec plus de vigueur à Diogènes que vers le Nord. Elles sont peut-être à l'origine d'anciennes interprétations: pour les auteurs de la feuille de Mestanza (1929), les «schistes de l'Alcudia» devaient être rapportés à deux formations différentes séparées par une ligne de failles située dans l'axe de la vallée à environ 1 km. du río Tablillas. Cependant, on l'a déjà indiqué (Bouyx, 1961), l'unité des «schistes de l'Alcudia» ne peut être mise en doute: sur le terrain, on ne relève aucune trace de cette prétendue ligne de failles, et l'on rencontre partout des successions lithologiques identiques constituées par des sédiments qui ont la même composition pétrographique. Ceci n'exclut pas une distribution variable de ces faciès dans les différents secteurs de la vallée.

E) TERMINAISON ORIENTALE DE LA VALLEE

A l'Est de Mestanza, ce sont les fines alternances du «faciès Alcudia» qui dominent, avec des pendages toujours très redressés. On les a étudiés sur plusieurs km. en suivant vers l'Est la route de El Hoyo qui recoupe les «schistes de l'Alcudia» dont la direction est encore ici voisine de N-S. Les fines alternances affleurent en particulier à l'Est du cimetière de Mestanza (talus de la route, ravin et pentes de l'arroyo de Los Nudos). Il s'y mêle parfois des bancs plus épais, visibles même en plein champs. Leur faciès, ainsi que leur composition pétrographique (grauwackes et grauwackes

feldspathiques) correspondent exactement à ceux des couches déjà étudiées.

Au Nord de la route, on remarque des alignements de collines qui correspondent à des niveaux plus massifs intercallés dans cette série fine. Le ravin de l'arroyo del Venero offre une bonne coupe de ces niveaux qui y affleurent sans discontinuité ni replis sur plus de 1 km. de puissance.

Dans cette zone, les formations anté-ordoviciennes comportent aussi des conglomérats interstratifiés: la ligne de crêtes qui sépare les arroyos de Los Nogues et del Venero est armée de bancs peu épais (10 à 50 cm.) de grès microconglomératiques et de conglomérats à galets de quartz ou plus franchement polygéniques (Quartz, grès, quartzites orientés, schistes et phanites) dont le ciment est tantôt grauwackeux, tantôt pélitique.

Jusqu'à la terminaison orientale de la vallée, au pied de la sierra de San Andrés, les formations anté-ordoviciennes comprennent des intercalations conglomératiques. Dans cette région, P. Richter (1967) en a récemment décrit, aux environs de San Lorenzo de Calatrava.

2.° LE SECTEUR CENTRAL

En traversant la vallée de l'Alcudia, la route de Brazatortas à Fuenca-liente recoupe une série dont l'orientation générale est N 150°.

Dans l'ensemble des affleurements visibles (talus de la route et ravins du río Tablillas et de ses affluents), les deux faciès les plus largement représentés sont les suivants:

1.° **Faciès Alcudia fin:**

Il présente souvent des replis de détail et admet fréquemment des intercalations de grauwackes massives, dont les bancs peuvent atteindre 1 m. de puissance.

2.° **Grauwackes finement rubanées, passant à des schistes verts:**

Ce faciès affleure dans d'excellentes conditions d'observations sur les talus de la route situés au Sud du río Tablillas. On y distingue des séquences épaisses de 3 à 7 ou 8 cm. (lits alternés d'arénite très fine et de lutite moyenne ou grossière, avec du schiste fin au sommet).

La formation se présente généralement en bancs de 15 à 25 cm. de puissance; chacun d'eux étant constitué par quelques séquences incomplètes avec une séquence supérieure qui seule comporte

un épisode de schiste vert, souvent affecté par une schistosité oblique.

A la base de certains bancs, on note la présence de marques basales (Groove casts et Flute casts); les ripple marks sont également fréquents dans ces faciès.

3.° LE SECTEUR OCCIDENTAL

Attirés les uns par la mine de mercure, les autres par l'extraordinaire richesse des faunes ordoviciennes et dévoniennes, de nombreux géologues ont, de tous temps, visité la région d'Almadén (1). La littérature nous en livre donc plusieurs descriptions, mais jusqu'ici, la vallée de l'Alcudia n'avait jamais été examinée en détail. On se contentait d'y noter la présence d'une série azoïque épaisse et très monotone, faite d'alternances de schistes et de bancs plus grossiers (Grès, arkoses, phyllades ou grau-wackes suivant les auteurs) dont l'âge donnait lieu à des interprétations contradictoires (Cambrien ou Ordovicien moyen suivant les conceptions tectoniques des auteurs qui les voyaient au-dessus ou bien au-dessous des quartzites à *Cruziana*).

Les résultats exposés ici correspondent au relevé systématique de la quasi-totalité des affleurements suivant une vingtaine de km. de routes et chemins, et une distance à peu près équivalente de lits d'arroyos: on a principalement examiné (fig. 16):

- Route d'Almadén à Cordoue : de la fontaine du Chorillo (limite Nord de la vallée) au Puente de Hierro (limite Sud).
- Camino de la Estación de Chillon (sur tout son trajet dans la vallée).
- Camino de la Solana Vieja (au Sud de la Virgen del Castillo).
- Calzada Romana (aujourd'hui complètement abandonnée et dont le tracé correspondait à l'ancienne route de Cordoue).
- Arroyo Tamujar.
- Arroyo de las Tiesas.
- Arroyo de la Villa, et la plupart de ses affluents (au Sud de la Virgen del Castillo).

En général, les bonnes coupes sont rares, à cause des pâturages, des cultures, des éboulis et des alluvions, ainsi que de l'intense altération superficielle subie par les roches.

(1) En particulier *Ezquerria de Bayo* (1839), *Casiano de Prado* (1855) qui dirigea l'exploitation de la mine de mercure et intéressa Verneuil et Barrande à cette partie de la Sierra Morena, *J. Groth* (1914), *Hernández Sampelayo* (1926), *G. Ciry* (1936) et plus près de nous, *A. Almela* et ses collaborateurs (1959, 1962).

On se contentera de décrire ici l'une de ces coupes.

Au Nord du pont qui franchit l'arroyo de Las Tiesas entre les Km. 6 et 7 de la route d'Almadén à Cordoue, on voit apparaître, sur le talus Ouest de la route, durant 150 m. environ, des couches en position très redressée,

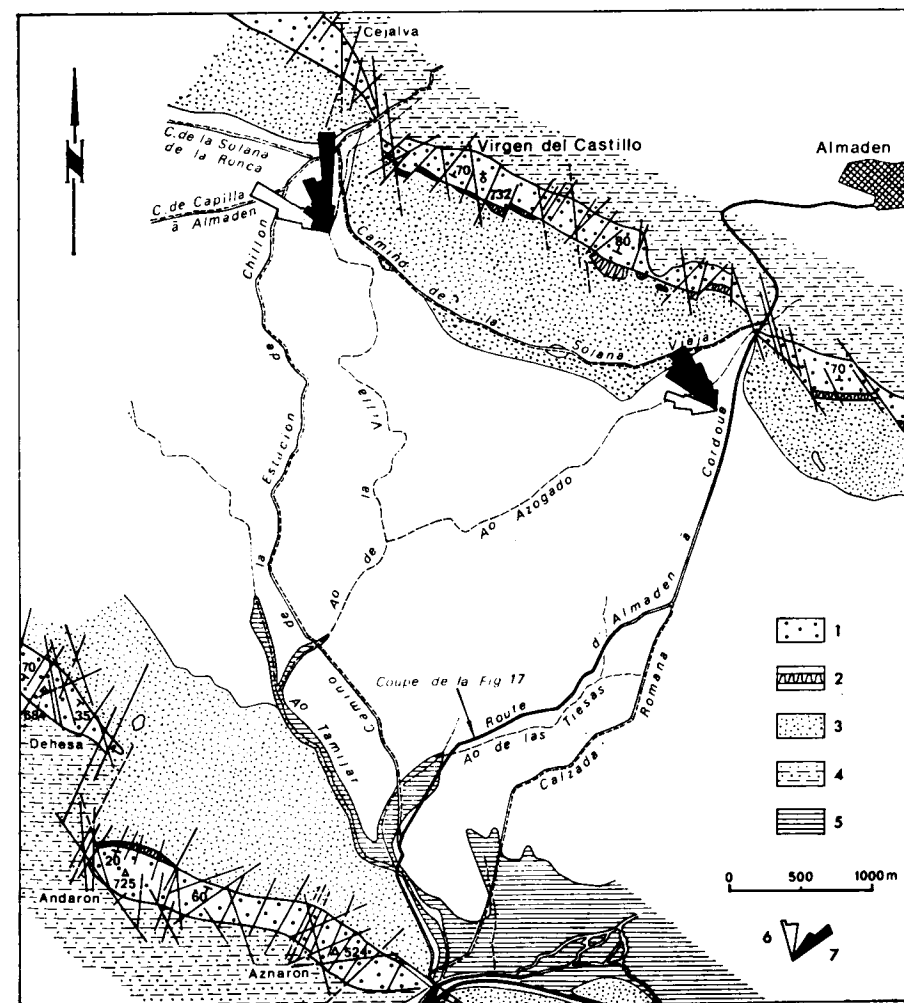


Fig. 16: La vallée de l'Alcudia au Sud d'Almadén.

- 1: «Grès supérieurs»; 2: Niveau à pistes bilobées (subdivisions de l'Arenig étudiées au Chapitre V); 3 et 4: éboulis masquant les «schistes de l'Alcudia» ou l'Ordovicien moyen; 5: Alluvions; 6: statistique des directions de schistosité; 7: statistique des directions de bancs (dans les «schistes de l'Alcudia»).

avec des directions oscillant entre N 140° et N 155°. Aucune charnière n'est visible, mais quelques replis se déduisent des faibles variations de pendage. Du NE au SW, on rencontre successivement:

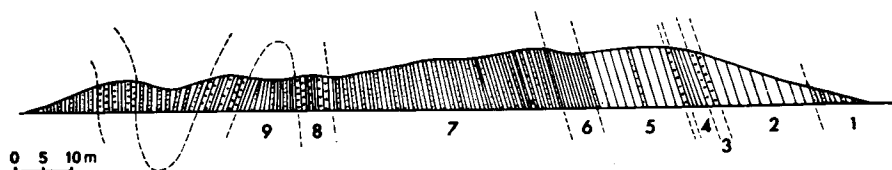


Figure 17

- 1.° Grauwacke en petits bancs, alternant avec des schistes tendres. Il s'agit du «faciès Alcudia» typique tel qu'il a précédemment été décrit.
- 2.° 20 m. de schistes verts et de grauwackes rubanées, en bancs généralement minces (5 à 20 cm.).
- 3.° 2 m. de grauwackes vert sombre, très dures et parfois altérées, en bancs de 40 à 50 cm.
- 4.° 3 m. de schiste vert, parfois rubané, en bancs de 15 à 20 cm. puis en bancs plus fins, auxquels succèdent 75 cm. de grauwacke.
- 5.° 15 m. de schiste vert en bancs d'épaisseur variable avec de place en place quelques bancs plus grossiers. On y observe assez souvent un granoclassement même à l'œil nu. Il s'agit de pélites fines ou moyennes ou bien de pélites surchargées en éléments divers (Quartz, feldspath, rares éléments de quartzites orientés). On y remarque aussi quelques lits d'arénite très fine.
(Ces deux niveaux —4° et 5°— évoquent assez par leur faciès les grauwackes finement rubanées passant à des schistes verts que l'on a rencontré dans le secteur central, sur les talus de la route de Fuencaliente).
- 6.° 6 à 7 m. de schiste vert en petits bancs (épaisseur moyenne 2 à 3 cm.).
- 7.° 40 m.: des bancs plus grossiers, épais de 15 à 20 cm., s'intercalent dans les schistes. On revient progressivement aux fines alternances du faciès Alcudia.
- 8.° 7 m.: des bancs grauwackeux de couleur vert sombre alternent avec des passées du faciès Alcudia. Les couches qui depuis le début de la coupe présentaient un pendage Nord Est d'environ 75° deviennent verticales.
- 9.° 8-10 m.: les fines alternances du faciès Alcudia prédominent nettement avec de temps en temps un banc vert sombre plus épais et très dur.

Puis on retrouve le niveau 8 avec cette fois un pendage 80° Sud-Sud W suivi d'une dizaine de mètres de couches tendres correspondant au niveau 7, le niveau 8 réapparaissant une nouvelle fois en position verticale. Enfin, la coupe se termine dans les alternances du niveau 9: Les terrains anté-ordoviciens sont bientôt masqués par les formations récentes.

On a déjà évoqué la grande uniformité des terrains anté-ordoviciens. Ces brèves descriptions pétrographiques nous les montrent exactement semblables, au Sud d'Almadén, à ceux que l'on a examiné plus à l'Est, dans la région de Mestanza et de Diogènes.

Cette uniformité, établie par l'étude d'une coupe type est confirmée par l'examen général des affleurements de ce secteur et par ceux de la

terminaison occidentale de la vallée et de la plaine de Cabeza del Buey.

Tous les faciès qui affleurent ici (Alcudia fin, alternances plus grossières, grauwackes en gros bancs, grauwackes et schistes rubanés) se suivent vers l'Ouest jusqu'en Extremadure: entre les formations étudiées par R. Maass (1961) dans la Serena et les «schistes de l'Alcudia», on ne remarque aucune différence pétrographique ou lithologique. On se trouve donc en présence d'une série uniforme et les descriptions déjà faites ne doivent être ni modifiées, ni complétées.

CONCLUSIONS SUR LA VALLEE DE L'ALCUDIA

A partir de ces observations, on peut maintenant présenter quelques considérations générales sur les formations anté-ordoviciennes de la vallée de l'Alcudia.

On observera en premier lieu la *distribution géographique tout à fait remarquable des conglomérats interstratifiés*:

Repérés entre Cabezarrubias et Hinojosas, au Sud de la Laguna de la Alberquilla et à l'Est de Mestanza, ils n'ont pas été retrouvés ailleurs. Entre les zones examinées en détail (Diogènes, environs de la route de Fuencaliente, Almadén), où l'on est certain de leur absence, il ne faut pas oublier les vastes étendues que —faute de temps— on n'a pu étudier avec le même soin, sans parler des surfaces considérables masquées par les éboulis ou des formations horizontales. Mais les rapides explorations de ces zones, où les conglomérats pourraient théoriquement être représentés, n'ont jamais permis de les y retrouver (alors que leurs affleurements sont aisément repérables dans la morphologie). Il est donc à peu près certain qu'ils sont localisés à la partie orientale de la vallée.

Exception faite de cette zone orientale, le cœur de l'anticlinal est donc occupé uniquement par les «schistes de l'Alcudia», série détritique dont on va tenter de préciser les caractères en l'envisageant d'un triple point de vue:

- a) son unité.
- b) ses caractères sédimentologiques
- c) son épaisseur.

A) L'UNITÉ DES «SCHISTES DE L'ALCUDIA»

Leurs caractères pétrographiques et lithologiques gardent une homogénéité remarquable. Sur plus de cent kilomètres d'Est en Ouest, les seules

variations constatées concernent la répartition parfois changeante de faciès qui demeurent inchangés. Selon les secteurs, l'un ou l'autre d'entre eux se trouve plus largement représenté. Statistiquement, ce sont les fines alternances du « faciès Alcudia » qui semblent dominer.

L'analyse stratonomique de la série permet d'ailleurs de confirmer ces observations:

Sur le terrain, on constatait déjà une relation entre la plus ou moins grande finesse des alternances et les proportions relatives des bancs grossiers et des schistes; souvent réduits à de minces passées lorsqu'ils alternent avec des grauwackes en bancs épais, les schistes prennent une épaisseur égale ou supérieure à la leur dans les fines alternances du faciès «Alcudia». Ceci peut être considéré comme une simple conséquence sur le plan stratonomique, des relations qui existent entre l'épaisseur et la granulométrie d'un dépôt donné.

A partir de mesures effectuées sur des affleurements choisis au hasard au sein des «schistes de l'Alcudia», on peut obtenir l'expression graphique de cette variation:

Les quatre graphiques présentés ici correspondent à une série d'affleurements situés dans quatre secteurs distincts de la vallée de l'Alcudia (figure 18):

- 1.° Route de Mestanza entre le puerto de Mestanza et le village (Km. 9 à 14 de la route).
- 2.° Route de Mestanza au Sud du village (entre les Km. 17 et 20, en direction de Solana del Pino).
- 3.° Route de Fuencaliente, au centre de la vallée.
- 4.° Vallée de l'Alcudia au Sud d'Almadén (affleurements pris sur les talus de la route de Cordoue ou de la Calzada Romana).

A chaque affleurement correspond un point défini par ses coordonnées: en abscisse, on a porté le *pourcentage total de schiste* (Cumul de la puissance de chaque banc schisteux par rapport à la longueur totale de l'affleurement étudié); en ordonnée *le nombre de successions Grauwacke/Schiste par mètre* (qui exprime la plus ou moins grande finesse des alternances).

Ces courbes nous montrent que la proportion de schiste augmente progressivement à mesure que les alternances deviennent plus fines, ce que, dans une certaine mesure, on savait déjà; elles nous montrent surtout que cette progression est à peu près identique dans les quatre groupes d'affleurements considérés, ce qui illustre bien leur appartenance à une même et unique formation.

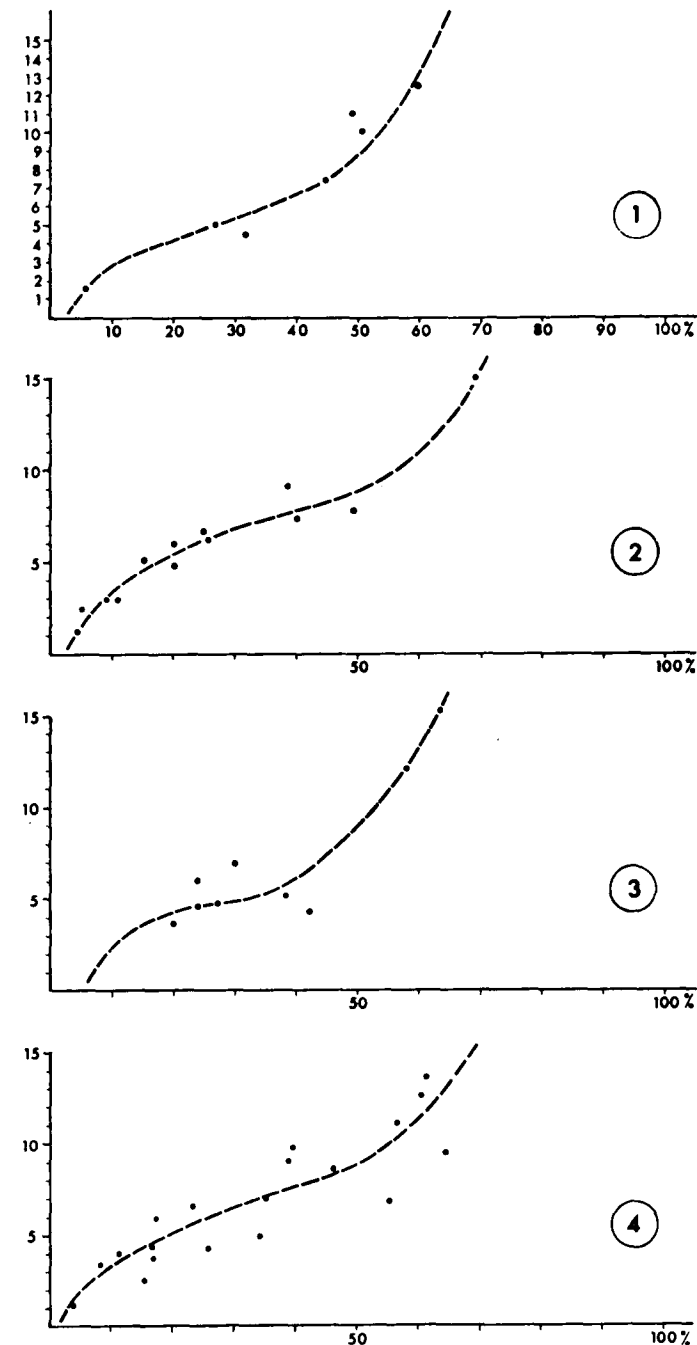


Figure 18

Ces courbes permettent aussi de mettre en évidence, sur le plan théorique, un enchaînement entre les différents faciès que l'on a pu distinguer dans les «schistes de l'Alcudia»: un très faible pourcentage de schiste correspond à des faciès grossiers du type de celui de la coupe du pantano de Calvo Sotelo (Fig. 5). La proportion de schiste augmentant, on passe au «faciès Alcudia» (Fig. 6) par l'intermédiaire d'alternances de plus en plus fines (faciès intermédiaire).

On entre ensuite dans les faciès rubanés qui peuvent s'analyser comme une suite d'alternances très fines dans lesquelles le % de schiste est généralement très élevé, avant de parvenir à des faciès presque entièrement schisteux dans lesquels les couples Grauwacke/Schiste seraient remplacés par des successions de laminae de pélite grossière et de pélite fine en nombre théoriquement infini.

Le graphique de la figure 19, synthèse des quatre précédents, illustre cet enchaînement. On remarquera que le faciès Alcudia, le plus largement représenté sur le terrain est justement celui qui s'étale le plus largement sur la courbe.

B) CARACTERES SEDIMENTOLOGIQUES

D'un point de vue sédimentologique, on retrouve toujours les caractères suivants dans les «schistes de l'Alcudia»:

- La succession monotone de bancs grossiers et de bancs fins constitue un système d'alternances rythmiques dont l'analyse permet de dégager une séquence type répétée à l'infini. Très souvent, les séquences réelles sont incomplètes (disparition du terme de base ou de certains éléments du complexe terminal).
- Les séquences sont le plus souvent granoclassées, ce qui n'exclue pas une certaine anisométrie des sédiments grossiers.
- Les limites entre les différentes séquences sont généralement bien marquées. A l'intérieur d'une même séquence, la délimitation entre les épisodes grossiers et fins est bien tranchée, tandis que le passage entre les termes d'une granulométrie plus fine (grauwacke à grain très fin ou à pélite grossière, par exemple) peut s'effectuer graduellement.
- Les épisodes finement détritiques sont caractérisés très souvent par des laminations (auxquelles correspondent les faciès finement rubanés).
- La face inférieure des bancs grossiers comporte diverses marques basales (Load cast, Groove cast, Flute cast, etc...).

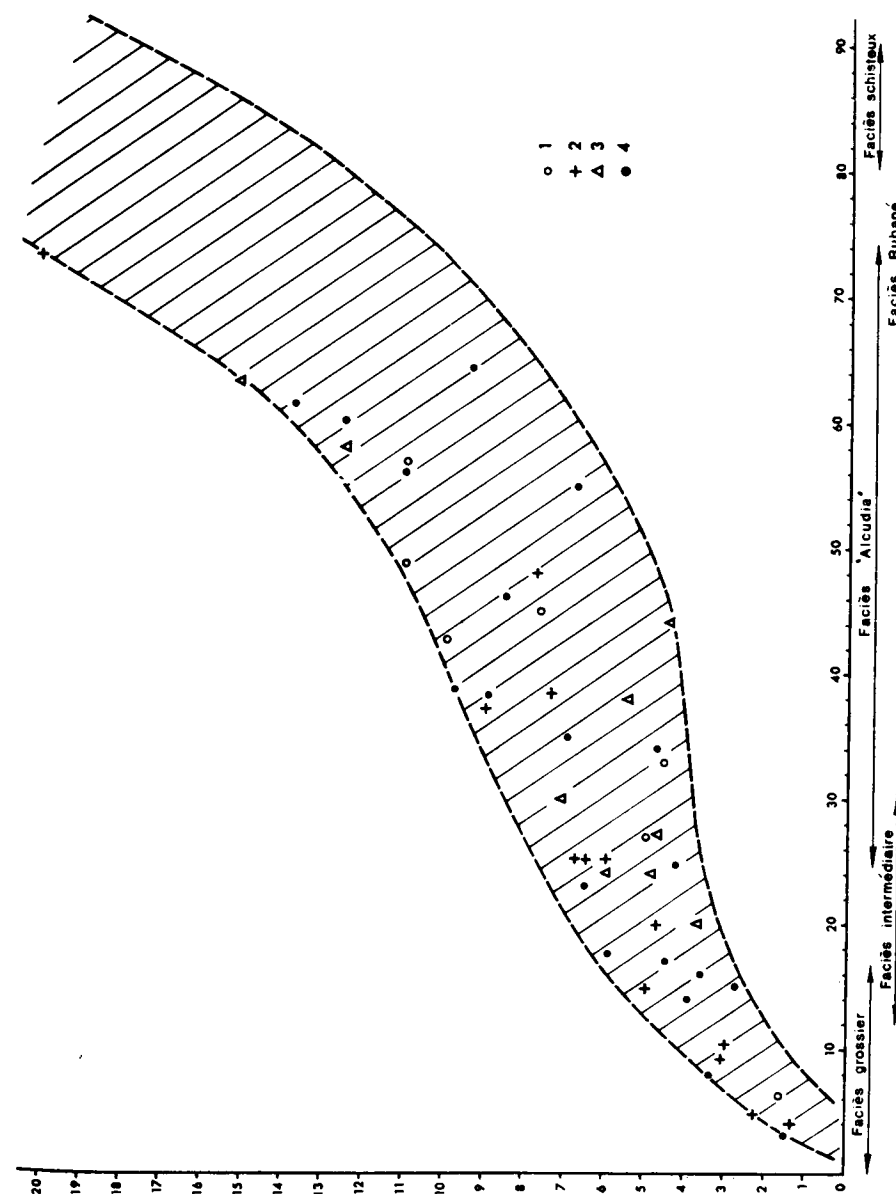


Figure 19

— Les stratifications obliques et les ripple marks paraissent au contraire assez rares.

Cet ensemble de caractères conduit à assimiler les «schistes de l'Alcudia» à une série de type *flysch* comparable aux différents *flysch* schisto-gréseux connus dans la plupart des séries anciennes. A titre de simple comparaison (1) on peut les rapprocher du *Flysch* du Briovérien supérieur du massif armoricain, tel que l'ont décrit L. Dangeard, F. Dore et P. Juignet (1961) dans la vallée de la Laize.

C) LA PUISSANCE DES «SCHISTES DE L'ALCUDIA»

Tous les auteurs ont abordé cette question avec une extrême prudence; car, en réalité, la puissance de cette série, à première vue considérable, est impossible à évaluer:

Maass (1961) indique une épaisseur de «plusieurs milliers de mètres» pour la «Praordovizische série» de la plaine de Cabeza del Buey. A Almadén, suivant ce même auteur (1963), «sa puissance est inconnue» et doit au minimum être supérieure à 1.000 m. Almela (1962) parle lui aussi d'épaisseur inconnue, tandis que E. M. Triguero se contente d'indiquer la présence, dans la vallée de l'Alcudia, d'une «puissante série».

Sans prétendre indiquer l'épaisseur exacte de ces formations, on peut néanmoins évaluer leur puissance minimale: il suffit de cumuler les épaisseurs visibles des affleurements qui présentent entre eux des différences suffisantes pour qu'il soit permis de penser qu'ils se situent à des niveaux distincts de la série stratigraphique.

A Diogènes, on observe une coupe sans replis apparents d'au moins 1.500 m. (depuis le village de Las Tiñosas, en allant vers la mine) qui traverse la zone de «schiste noir». Les *grauwackes* en gros bancs et les *grauwackes* rubanées de la rive du pantano de Calvo Sotelo affleurent sur plus de 1.000 m. d'épaisseur. On peut en conclure que dans la zone de Diogènes, on est en présence de 2.500 m. au moins de sédiments.

Au Puerto de Mestanza, la puissance des fines alternances dans lesquelles apparaissent les *phtanites* est plus délicate à évaluer en raison des plissements de détail (500 m. au minimum, sans doute beaucoup plus).

La route de Fuencaiente recoupe une série assez différente (fines alternances et *grauwackes* finement rubanées passant à des schistes verts) dont l'épaisseur dépasse très certainement 1.000 m.

(1) Sans que cela entraîne aucune attribution stratigraphique.

Enfin, au Sud d'Almadén, où les «schistes de l'Alcudia» se caractérisent par des passages assez rapides entre les différents faciès et une nette prédominance du faciès fin, la puissance de la série doit atteindre 1.500 à 2.000 m. au minimum, même en tenant compte des replis de détail.

Ces évaluations fragmentaires conduisent donc à attribuer une puissance minimale de 6.000 à 7.000 m. aux «schistes de l'Alcudia». Mais il s'agit là simplement d'un ordre de grandeur, et leur épaisseur réelle pourrait être encore plus considérable.

et de grauwackes. Les affleurements du point 6 ont d'ailleurs été décrits en détail dans le chapitre précédent.

SECTION II.—LA VALLEE DU RIO TIRTEAFUERA

On a uniquement examiné la partie sud de la vallée, correspondant aux feuilles 809 (Tirteafuera) et 810 (Almodóvar del Campo) de la carte au 1/50.000. Il s'agit d'une zone particulièrement intéressante en raison de la diversité des faciès qui s'y rencontrent, mais dont l'étude est rendue très délicate par le grand développement des formations récentes. On décrira ici:

- 1.° La plaine d'Argamasilla de Calatrava.
- 2.° La partie sud de la vallée, à l'Ouest d'Almodovar.

1.° PLAINE D'ARGAMASILLA DE CALATRAVA

Le schéma structural au 1/500.000 de la fig. 20 indique la localisation des seuls affleurements rencontrés dans cette zone recouverte en quasi-totalité par le Miocène et des alluvions.

a) Les points 1, 2 et 4 correspondent à des faciès comparables à ceux de la vallée de l'Alcudia (fines alternances et quelques bancs de grauwacke plus épais). Les affleurements du point 1, aujourd'hui invisibles ont été examinés dans les tranchées de fondations d'un groupe d'immeubles en construction aux portes de Puertollano.

b) Au point 3 (talus de la route de Villamayor à Almodóvar, au Sud du Km. 2), on distingue, dans des alternances identiques aux précédentes, quelques bancs à tendance conglomératique: Grauwackes grossières surchargées en petits galets (0,1 à 1 cm.) de quartz polycristallin et de phtanite. L'un des échantillons de ce microconglomérat présente l'intérêt particulier de contenir un galet dont la composition correspond très exactement à celle des grauwackes reconnues dans les «schistes de l'Alcudia».

Les points 5 et 6 correspondent à une série plus variée, comprenant de véritables conglomérats interstratifiés dans les alternances de schistes

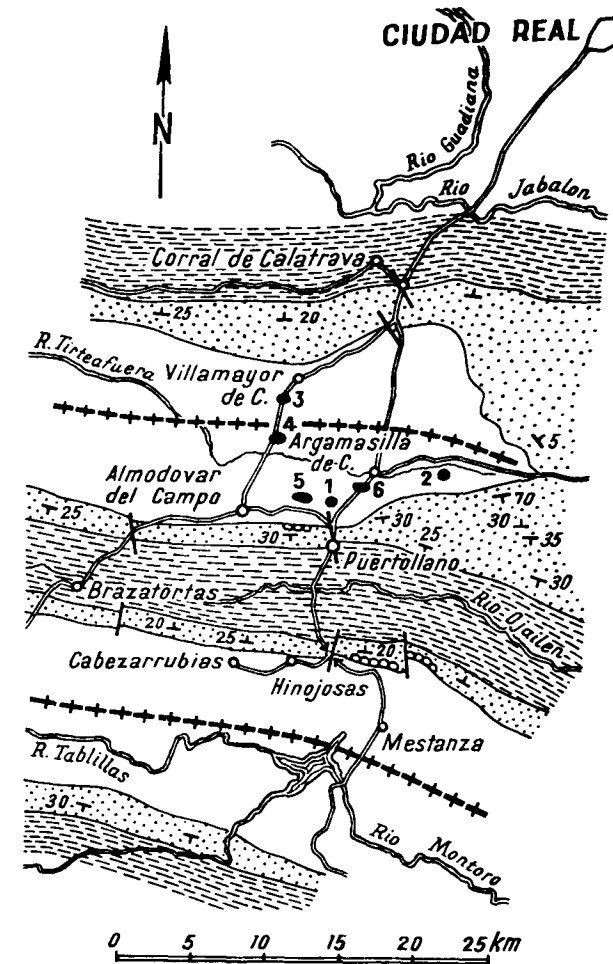


Fig. 20: Schéma au 1/500.000 figurant les grandes unités tectoniques au Sud de Ciudad Real, ainsi que la localisation des rares affleurements de terrains ante-ordoviciens visibles dans la plaine d'Argamasilla de Calatrava.
 En blanc: les terrains ante-ordoviciens recouverts de formations récentes.
 En pointillé: l'Ordovicien inférieur.
 En tireté: le Paléozoïque plus récent.
 --- Axes anticlinaux (vallées de l'Alcudia et du río Argamasilla).
 ooo Le conglomérat de base ordovicien.

2.° PARTIE SUD DE LA VALLEE A L'OUEST D'ALMODOVAR

On a dressé deux cartes sur photographies aériennes (Fig. 21 et 22)

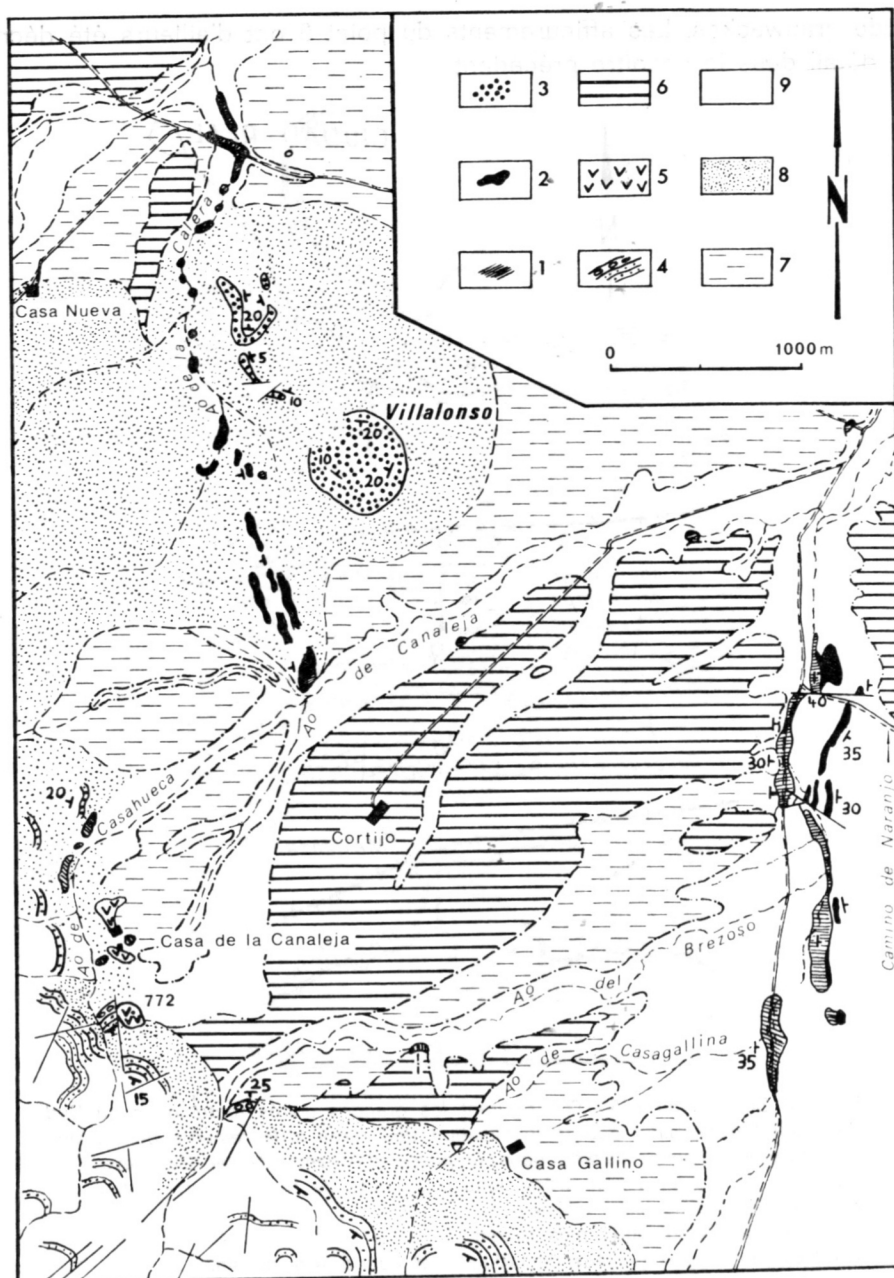


Fig. 21: 1: Terrains anté-ordoviciens (alternances, grauwaques rubanées; faciès conglomératiques); 2: Grès grossiers et microconglomératiques interstratifiés dans les terrains anté-ordoviciens; 3: Conglomérats du Villalonso; 4: Ordovicien inférieur (avec son conglomérat de base); 5: Volcanisme récent; 6: Terrasse haute; 7: Terrasse basse; 8: Eboulis des quartzites; 9: Alluvions.

dans cette zone où le substratum est presque toujours masqué par des formations récentes et n'affleure qu'en pointements d'extension fort réduite, souvent trop éloignés les uns des autres pour qu'il soit possible d'établir des corrélations entre eux.

Dans cette région, on a distingué les faciès suivants:

A) ALTERNANCES ET FACIES RUBANEES

On ne peut citer tous les affleurements; on indiquera simplement que les alternances de schistes et de grauwaques et les couches rubanées sont présents dans toute cette zone avec des faciès très comparables à ceux qui ont été décrits dans la vallée de l'Alcudia:

B) LES FACIES CONGLOMERATIQUES

Ils sont fréquents dans cette zone qui a d'ailleurs fourni une des coupes de référence de ces faciès (à l'Ouest d'Almodóvar, Km. 1 de la route de Brazatortas, Fig. 7):

Sur le flanc Ouest de l'arroyo de la Tejera, au Sud de la casa Huerta de Pio, on rencontre des grès grossiers ou microconglomératiques, en bancs de 20 à 70 cm., parfois plus, qui contiennent aussi quelques fragments de schistes verts. Ils sont accompagnés de niveaux conglomératiques (galets quartzeux de 1 à 5 cm., bien roulés, unis par une matrice argilo-micacée). Attaquées par l'érosion, les couches se désagrègent, si bien que le sol est couvert de galets. La cote 682, située quelques centaines de mètres au Nord de la Casa, correspond elle-aussi à un conglomérat à galets de quartz.

Dans les ravins de l'arroyo de Pajares et de ses affluents, on peut observer de nombreux pointements constitués par des bancs de grès grossiers, de grès microconglomératiques et de conglomérats. Tous ces bancs peuvent renfermer des éléments de schiste. Leur faciès est donc très proche des conglomérats cités plus haut. Au Sud de ces affleurements, sur le talus du camino de la Vinuela, on observe, au sein des alternances schisto-grauwaqueuses, quelques passées de grès microconglomératique à éléments de schistes.

Les côtes 679 et 685, au Sud du camino de Almadén correspondent à des conglomérats et à des grès grossiers.

Sur la rive Est de l'arroyo de la Matanza, 100 m. au Nord du camino

de la Viñuela, on note un petit affleurement de grès grossier et de conglomérat. Il est situé juste au niveau et au bord de la terrasse, 300 m. plus au Nord, des couches identiques affleurent à mi-pente.

Dans le lit de l'arroyo de la Calera, au Nord du camino de Navacerrada, des couches conglomératiques (petits galets de quartz et fragments de schiste emballés dans une matrice schisteuse) apparaissent intercalées dans les schistes et les grauwackes (Fig. 44).

L'extension de ces faciès conglomératiques dépasse largement les zones cartographiées au 1/30.000. Ils affleurent en particulier aux environs de Tirteafuera (bancs énormes de conglomérat à galets de quartz et gros paquets de schiste) et dans la tranchée du chemin de fer de San Quintin (notamment près du Km. 12). Dans tous les cas, ces conglomérats interstratifiés rappellent par leurs faciès et leur composition pétrographique les affleurements types décrits près d'Almodóvar del Campo.

La partie sud de l'anticlinal du río Tirteafuera présente donc des analogies certaines avec l'extrémité orientale de l'anticlinal de l'Alcudia (coexistence des alternances de « faciès Alcudia » et des faciès conglomératiques).

Mais il existe aussi dans cette zone des couches dont l'appartenance aux formations anté-ordoviciennes n'apparaît pas toujours clairement et dont la position stratigraphique se trouve de ce fait assez délicate à définir:

C) GRES GROSSIERS ET MICROCONGLOMERATIQUES

Certains affleurements, situés assez près des quartzites à *Cruziana*, à l'Est de la casa de la Romera (Fig. 22) émergent de pentes d'éboulis couvertes de matorral. Leurs rapports avec les quartzites armoricains et les terrains anté-ordoviciens sont impossibles à définir; on ne sait donc à quel ensemble les rattacher.

Ailleurs, ils semblent interstratifiés dans les formations anté-ordoviciennes, bien que les éboulis ou les formations horizontales masquent leur contact avec elles (en brun sur les cartes):

Au Nord Est du Navalromo (Fig. 22), les côtes 747, 738 et 743 sont taillées dans un niveau puissant de 40-50 m., constitué par des grès et des microconglomérats en bancs de 25 cm. à 1 m., qui dessinent un synclinal dont l'axe N 45° paraît coïncider avec les directions tectoniques des formations anté-ordoviciennes (cf. schéma tectonique de la Fig. 74). Vers le Nord Est, on retrouve dans le ravín de l'arroyo de Villalba, quelques pointements d'un faciès

identique et qui semblent situés dans leur prolongement. Les bancs gréseux, microconglomératiques et les grès à graviers des côtes 773, 767, 756 et 742, au Nord de l'arroyo de la Fuente Modiano, pourraient correspondre à des niveaux analogues.

Enfin, les grès et microconglomérats de la cote 723, au SW du Villalonso et ceux qui affleurent sur le flanc Est de l'arroyo del Brezoso sont indiscutablement interstratifiés dans la série anté-ordovicienne: on observe parfois leur passage concordant aux schistes et aux grauwackes (à l'Est de l'arroyo, de part et d'autre du camino de Naranjo, fig. 21).

Ces grès, constitués par des grains de quartz de taille variable (200 à 1.500 microns en moyenne), quelques grains lithiques et de rares tourmalines, sont en partie silicifiés (le nourrissage secondaire des grains aboutit localement à une structure quartzitique). Dans les parties de la roche qui n'ont pas été atteintes par cette silicification, on retrouve en faible quantité, une matrice argilo-micacée identique à celle des grauwackes. Il s'agit donc de protoquartzites ou de « subgrauwackes » qui gardent une certaine parenté avec le reste des formations anté-ordoviciennes.

D) LES CONGLOMERATS DU VILLALONSO

Pour en terminer avec cette vallée, il reste à décrire une formation particulière qui affleure avec une puissance minimale de 20 à 30 m. sur les sommets du Villalonso et de la côte 735 (fig. 21), à l'Ouest de Tirteafuera, et qui dessine des synclinaux à faible pendage dont les axes plongent légèrement vers le Nord ou le Nord Ouest.

Ce niveau dont la base est toujours masquée par des éboulis est entièrement constitué par un conglomérat quartzeux en bancs de 50 cm. à 2 m. Les galets sont dans l'ensemble bien roulés et peuvent atteindre 7 à 8 cm. Ils sont identiques aux amendes de quartz et de quartzite des conglomérats polygéniques interstratifiés précédemment décrits. Le ciment siliceux présente une structure quartzitique ou microquartzitique, mais cette silicification laisse par endroits subsister de rares îlots d'une matière argilo-micacée tout à fait comparable à la matrice des grauwackes.

Ces couches, manifestement situées sous l'Ordovicien, posent une énigme, car leurs rapports avec les formations anté-ordoviciennes sont invisibles.

Sont-elles concordantes aux schistes et aux grauwackes et représentent-elles alors un habitus particulier des conglomérats interstratifiés?

Ou bien, hypothèse plus vraisemblable, reposent-elles dessus en discordance et doivent-elles s'interpréter comme le résultat de l'accumulation

dans une zone basse des galets de quartz en provenance des conglomérats lessivés durant une période d'émersion qui aurait précédé le dépôt de l'Ordovicien?

Ils occuperaient alors une place dans la série stratigraphique, et leur dépôt serait peut être contemporain de celui des formations que l'on va maintenant examiner.

CHAPITRE TROIS

La série d'Hinojosas

Les auteurs de la feuille de Mestanza (Hoja 836, 1929), ont signalé l'existence, sur le flanc Nord de la vallée de l'Alcudia, d'un niveau calcaire rapporté à l'Acadien, et dont les affleurements se situent entre Hinojosas et Cabezarrubias. Dans leurs coupes, ce niveau apparaît en structure anticlinale, surmonté par des quartzites postdamien puis par les «schistes de l'Alcudia» qui toujours sur ces coupes passent en concordance aux quartzites à *Cruziana*.

On observe effectivement, au voisinage immédiat de ces calcaires, quelques affleurements schisto-gréseux qui semblent à première vue être en étroit rapport avec eux. Groupant l'ensemble sous le nom de «série d'Hinojosas», on a envisagé de manière différente ses rapports avec les «schistes de l'Alcudia», tout en admettant, sans preuve paléontologique il est vrai, son âge Cambrien (Bouyx, 1961).

L'analyse de cette série, figurée sur la carte de la figure 24, est d'ailleurs rendue très aléatoire par la taille extrêmement réduite des affleurements, le grand développement des éboulis et des cultures, et surtout le fait que l'on n'a retrouvé aucune formation analogue dans le reste de la vallée de l'Alcudia. Il nous faut donc raisonner sur un cas d'espèce, avec des observations fragmentaires.

On envisagera successivement:

La description de la série carbonatée (1.^o), sa position par rapport aux «schistes de l'Alcudia» (2.^o), les schistes, grès et conglomérats voisins (3.^o).

1.^o DESCRIPTION DE LA SERIE CARBONATEE

A l'Ouest d'Hinojosas, un petit sentier —le Senda de la Calera— monte

vers des hauteurs sur lesquelles se dressent les ruines d'un ancien four à chaux. C'est là qu'affleure la série carbonatée, sur une surface très réduite (environ 150×75 m.) presque toujours recouverte de terre arable ou de champs. Outre quelques pointements de bancs isolés, on l'étudie surtout grâce à une dizaine de tranchées et de cavités circulaires correspondant aux anciennes exploitations.

La synthèse de ces affleurements a permis de dresser la coupe suivante (fig. 23) dans des couches dont le pendage est de 25 à 35° SSW:

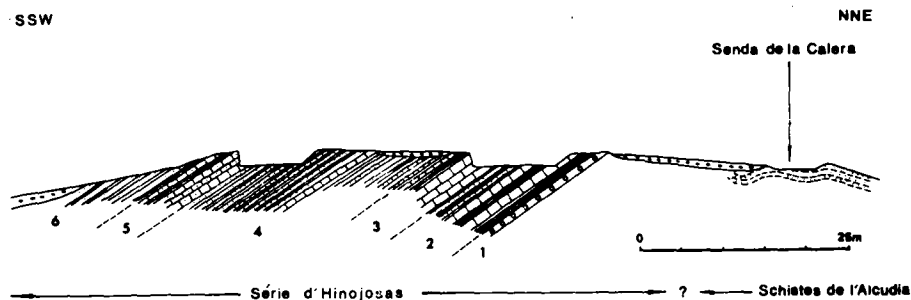


Figure 23

1.° Conglomérat très fin à ciment calcaire (50 cm. env.)

Il s'agit d'un grès grossier (grains de quartz arrondis ou sub-arrondis de 100 à 1.000 microns) comportant de nombreux galets de taille généralement modeste (2 à 3 mm. à 1 cm.) qui sont identiques aux galets lithiques des conglomérats interstratifiés dans les formations anté-ordoviciennes (quartz, quartzite, et mylonite fluïdale). Le ciment est composé de calcite plus ou moins cristallisée. On remarque aussi un peu de chlorite et de la séricite disposée en «chevaux de frise» autour de certains grains, et quelques tourmalines.

2.° Fines alternances de schistes et de grès dans lesquelles apparaissent deux bancs calcaires (5 m. env.)

Ces bancs qui mesurent chacun 1 m. de puissance environ correspondent à un calcaire cristallisé très légèrement détritique (1 à 2% de quartz et calcite en grands cristaux ou en passées microcristallines). Les oxydes de fer (oligiste plus ou moins limonitisée) sont irrégulièrement disposés en accumulations qui donnent un aspect tacheté à l'échantillon (granules surimposé aux grands cristaux et bordure extérieure des petits cristaux dans les passées microcristallines).

Dans les alternances qui encadrent ces calcaires, les grès, en bancs de 5 à 15 cm., sont fins et à ciment pélitique.

3.° Calcaire (3 m.) suivi par des schistes (1 m.) et un nouveau banc de calcaire (75 cm. env.)

Il s'agit d'un calcaire dolomitique cristallisé. On y observe de grands cristaux de calcite peocolithique englobant des rhomboèdres de dolomite, et quelques grains de quartz détritique, les oxydes de fer disposés en grains ou moulant les cristaux confèrent toujours un aspect tacheté à ces roches. Dans le banc supérieur, on distingue quelques fantômes d'oolithes soulignés par des impuretés ferrugineuses.

4.° Fines alternances schisto-gréseuses (10 m. env.)

Elles sont presque toujours masquées par les cultures et comportent des petits bancs gréseux (grès fins à grains de quartz anguleux ou sub-anguleux, biotites en voie de décoloration et tourmaline abondante, unis par une matrice argilo-micacée peu abondante). On voit apparaître dans ces alternances un banc de calcaire tacheté de 50 cm. env.

5.° Calcaire très fortement détritique (2 m.)

Suivant les endroits, les grains représentent 10 à 25% de la roche (quartz mal classés de 50 à 800 microns, quelques grains lithiques, un galet de schiste, un galet de quartz bien arrondi de 2 mm.). Le ciment est constitué par de la calcite en fins cristaux : les phylites sont abondantes; on remarque aussi un peu de tourmaline. Ce banc est surmonté par 30 cm de *schistes calcaires* (Pélites argilo-micacées grossières à ciment en partie calcaire. Dans certains niveaux, la calcite se dispose en lits, ce qui leur donne un faciès de calcschiste), suivis par 35 cm. de *calcaire détritique* recristallisé.

Dans tout ce niveau, comme dans le suivant, les oxydes de fer sont abondants.

6.° Série schisto-gréseuse de puissance indéterminable.

Dans cette série, qui disparaît très vite sous les éboulis ou les cultures des pentes de la colline, les bancs gréseux, épais de 5 à 20 cm. correspondent à des grès à ciment calcaréo-pélitique, surchargés par des microgalets de quartz ou de quartzite (1 à 4 mm.).

Quelques remarques doivent compléter la description pétrographique de cette série:

Dans les formations détritiques associées aux calcaires, les feldspath sont très rares, souvent même absents. C'est là un caractère qui les différencie à coup sûr des « schistes de l'Alcudia » dont les bancs grossiers sont toujours feldspathiques.

Les grains de quartz, toujours présents en plus ou moins grande quantité dans les calcaires, présentent souvent une altération caractéristique déjà signalée par *Bourcart, Auzel et Michel (1933)* dans certains calcaires. Une forte corrosion a transformé le pourtour de certains grains en « fine dentelle avec des caps de forme très compliquée ». Certains fragments peuvent même être totalement isolés du reste du grain par la calcite. Comme dans les calcaires étudiés par ces auteurs, on remarquera que ce type d'altération s'accompagne toujours d'une recristallisation avancée de la roche.

On suppose (*Bourcart, Auzel et Michel, 1933, Carozzi, 1953*), que le quartz aurait été attaqué par des eaux bicarbonatées probablement thermales. Il se formerait alors un silicate de calcium instable à partir duquel se déposerait de la silice secondaire.

Les dépôts de silice secondaire, qui ont été observés par *Bourcart, Auzel et Michel* dans les calcaires ayant subi cette altération, semblent probable dans la série d'Hinojosas: les grands cristaux de calcite présentent parfois des teintes de polarisation grisâtres qui pourraient résulter de leur envahissement partiel par de la silice de néoformation, tandis que certains grains ont subi, parallèlement à leur corrosion, un nourrissage très net.

2.° POSITION DE LA SERIE CARBONATEE PAR RAPPORT AUX «SCHISTES DE L'ALCUDIA»

Contrairement à ce qui est indiqué dans le mémoire explicatif de la feuille de Mestanza, ces niveaux carbonatés ne sont pas situés sous les «schistes de l'Alcudia» et concordants avec eux, mais reposent dessus en discordance, ainsi que le prouvent trois types d'observations:

a) L'orientation générale des séries est différente:

La série carbonatée est approximativement orientée N 60° W, avec pendage SSW de 25 à 35°. Dans tous les secteurs compris entre Hinojosas et Cabezarrubias et figuré sur la carte, les schistes de

l'Alcudia présentent des directions NNE et NE. Les deux séries sont donc disposées suivant des directions à peu près orthogonales.

b) Leur comportement tectonique est différent:

L'observation directe du contact entre les deux séries n'est jamais possible. Mais sur le Senda de la Calera, à quelques mètres des premiers bancs calcaires, les «schistes de l'Alcudia» (petits bancs de grauwackes, grauwackes rubanées, schistes tendres et quelques bancs de grès grossiers) présentent de multiples changements de direction et des plissements de détail avec des pendages généralement faibles. En suivant le sentier un peu au-delà de l'extrémité NW de l'affleurement calcaire, on observe en particulier un anticlinal dont l'axe est perpendiculaire à la série carbonatée. Cette dernière en position rigoureusement isoclinale comporte de nombreux niveaux de schistes tendres. Elle ne semble donc pas présenter une différence de compétence suffisante pour rendre compte à elle seule de toutes les anomalies tectoniques constatées entre les deux formations.

c) Le matériel déritique de la série carbonatée semble provenir du remaniement des formations anté-ordoviciennes:

Ceci est très net pour les petits galets des bancs à tendance conglomératique par lesquels débute la série, et semble probable pour les quartz des autres bancs gréseux qui dans l'ensemble, paraissent mieux roulés que ceux des «schistes de l'Alcudia». De plus, les éléments facilement destructibles qui entraînent dans la composition des grauwackes ont disparu (en particulier les plagioclases) ou sont fortement dilacérés (abondance des petits fragments de phyllites provenant de la désagrégation des biotites).

3.° SCHISTES, GRES ET CONGLOMERATS VOISINS

Au voisinage immédiat de cette série carbonatée, quelques affleurements schisto-gréseux ou conglomératiques apparaissent en plein champ. Leurs rapports avec les «schistes de l'Alcudia» sont difficiles à élucider, et l'on ne sait pas s'ils doivent être rapportés à la série d'Hinojosas, correspondant alors aux niveaux de quartzite signalés par les auteurs de la feuille 836:

Immédiatement à l'Est de la série carbonatée, la côte 802 est armée

par un niveau de grès grossier renfermant quelques dragées de quartz et surmonté par des schistes tendres. Il doit correspondre à une structure synclinale affectée de replis de détail et fragmentée par des failles. En contrebas, les schistes de l'Alcudia ont des pendages plus forts et des directions variables. Il n'est pas impossible que ce niveau, ainsi que les grès grossiers à pendage très faible qui forment l'extrémité est de la colline, reposent sur eux en discordance. Mais ces oppositions structurales sont incertaines, car les «schistes de l'Alcudia» sont difficiles à observer près des contacts. Le meilleur argument qui permettrait de rattacher ces niveaux à la série d'Hinojosa semble être leur orientation qui, très voisine de celle de la série carbonatée est par contre nettement distincte de la direction générale des formations anté-ordoviciennes dans ce secteur.

Enfin, ces grès à grain moyen ou grossier se caractérisent par l'absence à peu près complète des feldspath et une silicification poussée (nourrisage de certains grains, abondance du ciment quartzique secondaire), ce qui les différencie nettement des grauwackes.

Les affleurements de la côte 802 pourraient donc correspondre à des formations détritiques grossières associées à la série d'Hinojosa qui aurait été fragmentée en panneaux plus ou moins enfoncés dans les «schistes de l'Alcudia» par le jeu de failles verticales. Cette interprétation doit cependant être accueillie avec réserves : les formations anté-ordoviciennes comportent aussi des niveaux de grès grossiers dont le faciès n'est pas très éloigné de celui de ces affleurements.

Quant aux conglomérats à dragées de quartz qui affleurent près du Senda de la Calera, au NE de la côte 802, ils sont indiscutablement inclus dans les «schistes de l'Alcudia» : leur faciès et leur constitution pétrographique sont identiques à ceux de certaines couches des conglomérats intraformationnels de la vallée du río Tirteafuera.

En dépit de son extension géographique réduite à l'extrême, la série d'Hinojosa présente un intérêt considérable : occupant une place à part, au-dessus des «schistes de l'Alcudia», elle est appelée à jouer un rôle de premier plan dans toute tentative d'interprétation des terrains anté-ordoviciens.

Avant d'aborder ces problèmes, encore faut-il discerner dans ces formations une succession lithostratigraphique.

CHAPITRE QUATRE

A la recherche d'une série lithostratigraphique

L'examen d'une coupe continue ayant permis de dresser une succession lithologique des formations anté-ordoviciennes dans la vallée du río Esteras (Section I), on tentera de définir une série type en raccordant à cette succession les observations fragmentaires effectuées dans les autres vallées (Section II).

SECTION I.—LA SUCCESSION LITHOLOGIQUE DANS LA VALLÉE DU RIO ESTERAS

Des conditions d'observation particulièrement favorables ont rendu possible un examen continu des formations anté-ordoviciennes sur plus de 7 km. de distance, avec les affleurements des talus de la route d'Agudo puis, en remontant vers le Nord, avec ceux du ravin de l'arroyo de la Ribera de Riofrío. On a ainsi pu mettre en évidence un certain nombre de faits d'ordre tectonique qui seront exposés plus loin (chapitre I de la deuxième partie).

Cette coupe apporte aussi de nombreux renseignements d'ordre stratigraphique : la découverte d'une discordance au sein des formations anté-ordoviciennes conduit à y distinguer deux séries différentes, tandis que le relevé systématique des affleurements permet de préciser la stratigraphie de la série supérieure. On considérera successivement ces deux points.

1.° DISTINCTION DE DEUX SÉRIES DANS LES FORMATIONS ANTE-ORDOVICIENNES

Dans le ravin de l'arroyo de la Ribera de Riofrío, on observe, entre le molino Caído et le molino de la Higuera, une belle voûte anticlinale dessi-

née par un niveau de grauwackes en gros banc épais de 25-30 m. env. (Cf. fig. 46, coupe III). Le cœur de cette structure qui mesure 200 m. du Nord au Sud, est occupé par une série très fine de faciès identique aux alternances décrites au Puerto de Mestanza (« Faciès Alcudia »).

En effectuant la coupe sur la rive Est de l'arroyo, au niveau de l'ancien canal d'alimentation du molino Caído, on rencontre les formations suivantes (fig. 25):

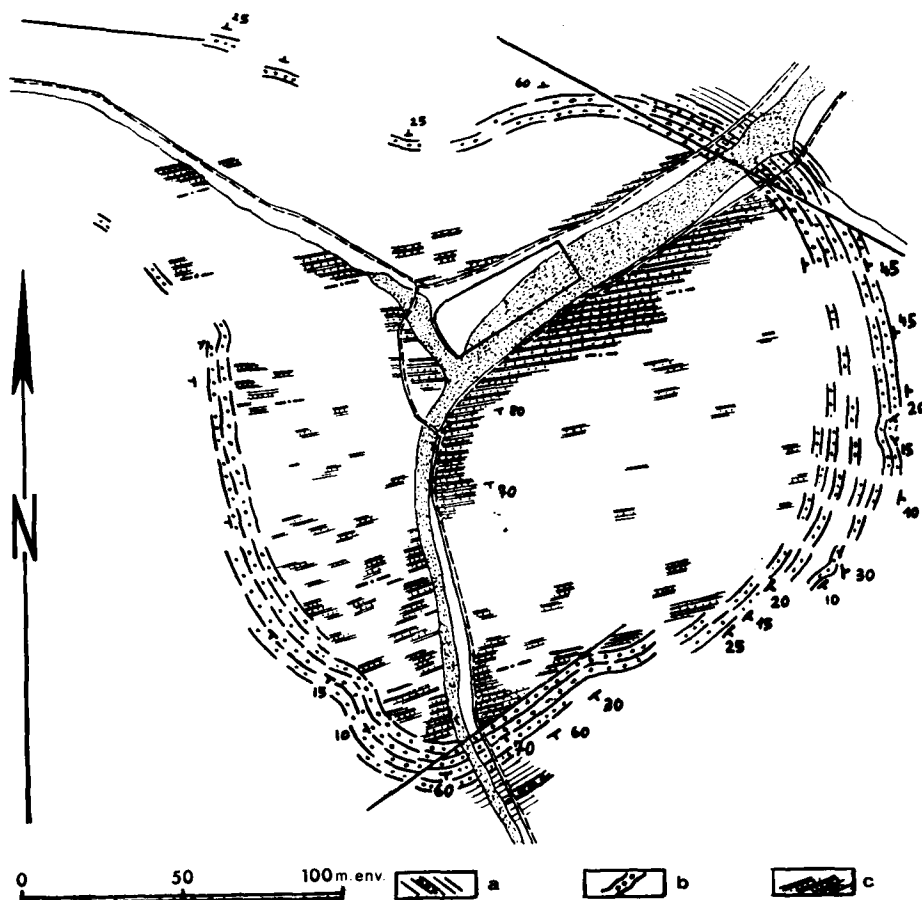


Figure 25

- Alternances de grauwackes et de schistes en petits bancs, avec un pendage de 80° Sud. Elles renferment un niveau de roche à faciès de Dolérite, interstratifiée ou bien en filon couche.
- Sur 15 m. environ: niveau plus grossier constitué par des bancs massifs, de grande dureté et de couleur vert sombre, épais de

15 à 75 cm. Leur pendage est de 65 à 70° Sud, et leur direction Nord 65 à 70° Est.

- Sur près de 200 m.: les fines alternances du « faciès Alcudia » qui affleurent avec des pendages verticaux ou sub verticaux et une direction Nord 75 à 80° Est. (Ces mesures très délicates à effectuer en raison de l'intense schistosité qui masque le plus souvent la stratification ont été vérifiées grâce à la présence fréquente de rubanements et de granoclassements au sein des alternances).
- Puis on retrouve les couches du niveau b, avec cette fois un pendage de 80° Nord.

On note déjà dans cette coupe, une très légère différence entre la direction des alternances et celle des couches plus grossières qui les recouvrent.

De plus, les observations effectuées sur les deux flancs du ravin mettent en évidence une discordance indiscutable entre les niveaux b et c: les couches épaisses du niveau b prennent en effet rapidement des pendages beaucoup plus faibles, puis sub-horizontaux avant de s'incliner progressivement vers le Nord, pour redevenir sub-verticales. Elles dessinent donc une belle voûte anticlinale qui se distingue aisément dans le paysage, malgré les éboulis et la végétation, et vient recouvrir les fines alternances qui gardent toujours des pendages à peu près verticaux (Photo 18).

L'existence de cette discordance, est confirmée par l'étude pétrographique des deux ensembles:

LA SERIE INFERIEURE

Elle est constituée par de petits bancs de grauwacke à grain généralement fin ou très fin, alternant avec des schistes verts (pélites argilo-micacées) et des schistes rubanés (pélites argilo-micacées dont certains lits sont surchargés en éléments détritiques: quartz de 30 à 100 microns disposés en microlits souvent granoclassés et phyllites détritiques alignées suivant la stratification). C'est là une constitution tout à fait comparable à celle des faciès les plus fins des « schistes de l'Alcudia ».

LE NIVEAU SUPERIEUR

Sur les pentes du ravin, où il mesure au moins une trentaine de mètres d'épaisseur, il se présente en position sub-horizontale et apparaît constitué par des bancs grossiers épais de 25 cm. à 1 m., séparés par des passées beaucoup plus minces de schiste ou de schiste gréseux rubané.

Les éléments détritiques des bancs grossiers sont unis par une matrice argilo-micacée peu abondante complétée par de la silice secondaire. Suivant les proportions relatives de leurs éléments, ces roches correspondent donc à des *subgrauwackes* ou à des *protoquartzites*. Leur silicification est très poussée, surtout vers la base.

Parmi les détritiques, on reconnaît du quartz, des grains lithiques, quelques feldspaths potassiques et des biotites en voie d'altération. Le grain est toujours moyen ou grossier.

Les schistes gréseux ont une granulométrie de silt moyen ou fin, avec une matrice de séricite et de chlorite qui unit de nombreux grains de quartz; leur rubanement est surtout provoqué par les phyllites détritiques qui s'accumulent en laminae très minces.

A mesure que l'on monte dans la série, les bancs deviennent plus minces, tandis que la composition du ciment se rapproche de celle d'une matrice de grauwacke, par diminution progressive de la silice secondaire. On retrouve des roches très proches des grauwackes de la vallée de l'Alcudia. Elles en diffèrent malgré tout en raison de leur extrême pauvreté en feldspath et en éléments de roches volcaniques.

Dans les bancs les plus inférieurs, dont le grain est grossier ou microconglomératique et qui présentent souvent des stratifications obliques, on rencontre de nombreux fragments de phanite et quelques débris de schiste, ainsi que des petits galets de quartz ou de grauwacke à grain fin (leur taille varie de 0,2 à 0,5 cm.).

Ces faciès, toujours présents sur les flancs du ravin ne se retrouvent pas dans la coupe effectuée au bord de l'arroyo: sur les flancs verticaux de l'anticlinal, on assiste en effet à une réduction d'épaisseur du niveau grossier, sans doute due à l'élimination par failles de l'extrême base de la série (10 à 15 m. au lieu des 30 m. observés au sommet de la voute).

Sur le flanc nord, le niveau grossier est souvent injecté de quartz: on observe en particulier une zone de mylonite et de quartz sur le flanc nord d'un petit arroyo, à l'Ouest du ravin principal. Ceci pourrait confirmer l'existence de ces failles qui semblent d'ailleurs apparaître sur la photographie aérienne.

Indépendamment de ces complications d'ordre tectonique, la présence de faciès nettement transgressifs à la base de la série supérieure (grès microconglomératiques, petits galets bien arrondis et stratifications obliques) permet d'interpréter les oppositions structurales constatées entre les deux ensembles comme résultant d'une véritable discordance stratigraphique.

Une intense schistosité, qu'il faudra rapporter à la phase hercynienne (Cf. 2^e partie) recoupe les affleurements indépendamment de cette structure: parallèle aux rubanements de la série inférieure verticale, elle appa-

rait perpendiculaire à ceux des intercalations schisto-gréseuses du niveau supérieur, lorsqu'au sommet du pli les pendages sont sub-horizontaux. Dans les zones où il prend des pendages plus forts, la schistosité recoupe en oblique les rubanements.

Avec ce niveau transgressif, débute une série supérieure qui va constituer la quasi-totalité des formations anté-ordoviciennes de la vallée du río Esteras. Dans cette série, où l'on retrouve les principaux faciès précédemment définis, les conglomérats interstratifiés prennent un développement considérable, ainsi que le démontre l'examen des couches qui affleurent dans les ravins et sur les talus de la route d'Almadén à Agudo.

2.° ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE LA SERIE SUPERIEURE

Le relevé systématique des affleurements a permis de dresser une succession lithostratigraphique dont on ne peut, faute de place, présenter tous les détails. En tenant compte des nombreuses répétitions tectoniques, on peut évaluer à 1.600 m. environ, la puissance de la partie visible de cette succession.

De bas en haut, on a reconnu les niveaux suivants (fig. 26):

Niveau I (env. 25 à 30 m):

Le niveau détritique grossier précédemment décrit, transgressif sur la série inférieure.

Niveau II (env. 140 m.):

Alternances de petits bancs de grauwackes et de schistes parfois rubanés et très minces (faciès Alcudia). Cette série affleure dans les environs du molino Caído.

A une vingtaine de mètres au-dessus du niveau I, on remarque 10 à 15 m. d'alternances en bancs plus épais, qui se traduisent dans la morphologie par une barre plus escarpée et de fort pendage sud. Quelques mètres plus bas (à 8 ou 10 m. du niveau I) on note la présence d'une roche volcanique à faciès de dolérite. Il s'agit probablement d'un filon couche, dont l'âge pourrait être très ancien, car elle semble recoupée par la schistosité hercynienne.

Niveau III (environ 40 m.):

Alternances de grauwackes en bancs plus épais (10 à 50 cm.), de grauwackes rubanées et de schistes.

Niveau IV (50 à 60 m.):

Grauwackes rubanées avec quelques rares intercalations de grauwackes plus grossières. Ce niveau, relativement mince affleure sur plus de 600 m. de part et d'autre du molino de la Higuera, en raison de nombreuses répétitions tectoniques. (Cf. coupe II, fig. 46). La schistosité hercynienne l'affecte avec une grande intensité. Les niveaux suivants ont été relevés sur les talus de la route d'Agudo à Almadén :

Niveau V (50 à 60 m.):

Grauwackes rubanées alternant avec des schistes et des petits bancs de grauwackes. Ces couches dessinent plusieurs replis visibles sur les bords de la route, au Sud du Km. 22. Elles prennent parfois des teintes rouges ou violacées (impregnation d'oxydes de fer « per descensum », en provenance de la raña voisine). Elles sont en outre fortement altérées.

Niveau VI (30 m.):

Grauwackes rubanées.

Niveau VII (env. 20 m.):

Alternances de schistes verts et de grauwackes en bancs de 30 à 40 cm., avec quelques minces intercalations de *schistes à galets* : (Fines pélites argilo-micacées plus ou moins surchargées en éléments détritiques: quartz, feldspath et rares grains lithiques de taille variable, avec en outre quelques galets de quartz atteignant 0,5 à 1 ou 2 cm.).

Ces niveaux, très minces, affleurent plusieurs fois à la faveur de répétitions tectoniques. Situés environ 350 m. au-dessus de la discordance, ces premiers galets annoncent les conglomérats interstratifiés appelés à prendre plus haut un développement considérable.

Niveau VIII (30 m.):

Grauwackes rubanées alternant avec des grauwackes en bancs plus épais (20 à 50 cm.).

Niveau IX (environ 100 m.):

Grauwackes rubanées fortement affectés par la schistosité hercynienne (ainsi que le montre la coupe effectuée au pied de la Casa

de Peón Caminero (fig. 47). Elles affleurent durant 700 m. environ, jusqu'à la rive Sud du rio Esteras. Elles peuvent comporter des petits bancs de grauwackes grossières, parfois surchargés en cubes de Pyrite (en particulier au Sud de la Casa de P. C., sur la rive Nord du rio Esteras).

Niveau X (environ 110 m.):

Sur le talus Est de la route, qui longe alors l'arroyo del Palancar, on observe des grauwackes rubanées de pendage Sud variable, qui parfois dessinent même de légères ondulations anticlinales (en particulier dans le coude de la route situé 100 m. au Nord du Km. 19). Certains bancs présentent de beaux ripplemarks. Les lits d'arénite fine qui constituent les rubanements sont fréquemment disposés suivant des stratifications obliques ; leur base présente parfois de micro load-casts. Au microscope, les granoclasses sont très nets, et les micas détritiques abondants. Mais si l'on effectue une coupe parallèle à celle du talus de la route, environ 400 m. à l'Est de celle-ci, on rencontre des formations assez différentes: en remontant la Senda del Prado, à partir du rio Esteras, on note en effet la succession suivante :

- 1.° 8 à 10 m.: grauwackes rubanées.
- 2.° 10 m.: grauwackes rubanées alternant avec des grauwackes grossières en bancs de 40 cm. au maximum, et de petits bancs de conglomérats à galets de quartz.
- 3.° 6 à 7 m. : deux bancs de conglomérat à petits galets de quartz unis par un ciment de grauwackes (30 à 40 cm. de puissance, séparés par un mince niveau de grauwackes rubanées et surmontés par 5 m. de schiste à galets (galets de quartz de 0,5 à 2 ou 3 cm. irrégulièrement dispersés dans une matrice argilomicacée surchargée en éléments détritiques).
- 4.° 20 m. env. : grauwackes rubanées alternant avec quelques bancs plus grossiers.
- 5.° 3 m. 50: schistes à galets en bancs de 50 à 80 cm. alternant avec des schistes suivis par 50 cm. de grauwacke grossière à graviers.
- 6.° 10 m. env.: grauwackes rubanées.
- 7.° 1 m. 50: trois bancs de grauwacke microconglomératique renfermant des lentilles de schistes, séparés par des joints schisteux.
- 8.° 6 m. : alternances de grauwacke et de grauwacke rubanée.

9.° 8 à 10 m. : grauwackes rubanées alternant avec des bancs microconglomératiques.

Les couches du talus de la route et celles du Senda del Prado succèdent les unes et les autres au niveau IX. Sur la rive sud du río et le talus de la section de la route qui lui est parallèle, les grauwackes rubanées de la base du niveau X s'observent d'ailleurs sans discontinuité apparente. On est donc conduit à exclure ici l'hypothèse d'un accident tectonique entre les deux coupes, et à envisager l'existence de variations de faciès: suivant les cas, les conglomérats peuvent descendre plus ou moins bas dans la série, leur distribution étant sujette à des variations latérales extrêmement rapides.

Niveau XI (100 m. env.):

Conglomérats interstratifiés dans des schistes, des grauwackes et des grauwackes rubanées; ces couches affleurent sur le talus de la route, de part et d'autre du Km. 19, sur 150 m. environ, avec un pendage sud assez fort.

Niveau XII (60 m.):

Alternance de grauwacke rubanée et de grauwacke.

Niveau XIII (50 à 60 m.):

Grauwackes rubanées en gros bancs. Le pendage, toujours Sud, a fortement diminué (45, puis 30, 35°). Vers le haut, on note des intercalations de grauwackes grossières en bancs de 50 à 80 cm. et quelques niveaux à galets de quartz (pélites argilo-micacées fortement surchargées en éléments détritiques: 20 à 25% de quartz auxquels viennent se joindre quelques galets de quartzites plus gros: 1 à 5 mm).

Niveau XIV (env. 100 m.):

Nouvelle zone conglomératique. Un examen détaillé permet d'y distinguer (fig. 26) en alternance avec des schistes, des grauwackes rubanées et de grauwackes grossières, plusieurs niveaux conglomératiques (galets de quartz, quartzite et phtanite) et quelques passées de schistes à galets.

Niveau XV (env. 100 m.):

Grauwacke rubanée alternant avec des bancs plus grossiers (25

à 40 cm., ripple marks fréquents). Vers le haut, on passe à une série plus fine, très comparable au « faciès Alcludia » (bancs de schistes verts alternant avec des petits bancs de grauwacke). Cette série s'observe surtout au Sud du pont qui franchit l'arroyo del Palancar. Grâce aux lacets de la route sur les flancs de ce ravin, on la recoupe trois fois. Les pendages sont toujours Sud, mais d'intensité assez variable; Environ 100 m. avant le Km. 18 (soit dans la coupe située la plus à l'Ouest), on observe de très minces intercalations microconglomératiques (3 à 4 cm.), prélude aux variations de faciès plus importantes constatées dans le niveau suivant:

Niveau XVI (environ 70 m.):

A partir du Km. 18, on observe des conglomérats à galets de quartz en bancs de 15 à 30 cm., alternant avec des schistes micacés tendres, des schistes gréseux, des grauwackes rubanées et des grauwackes à tendance microconglomératique. Au-dessus de cette zone, épaisse de 40 m. environ, viennent 2 m. de conglomérat quartzeux. On rencontre ensuite une quinzaine de mètres des alternances précédentes puis quelques mètres de schiste tendre. A partir de ce niveau, et jusqu'au sommet de la coupe, schistes et grauwackes prennent souvent des colorations rouges ou violacées. Ces teintes semblent résulter d'un triple phénomène:

- Imprégnation «per descensum» d'oxydes de fer en provenance des pentes d'éboulis de quartzites ordoviciens.
- Altération générale de la formation (en particulier des niveaux volcaniques).
- Existence au sein de la série de couches minéralisées en Pyrite qui subissent une forte altération (transformation en oligiste, puis en limonite): on rencontre ainsi des bancs colorés uniquement sur une zone périphérique de 1 à 2 cm. et dont le cœur, qui ne présente pas cette coloration, renferme d'innombrables cubes de pyrite moins altérée.

On note, au sein du niveau XVI, d'importantes variations latérales de faciès: 200 m. à l'est de la route, dans le ravin de l'arroyo del Palancar, ces couches conglomératiques sont en effet remplacées par de fines alternances identiques à celles du niveau XV.

Niveau XVII (40 cm.):

Roche très altérée: dans une pâte probablement argilo-micacée

à peu près complètement masquée par les minéraux opaques (Ilménite et Oligiste), on distingue des formes cristallographiques qui pourraient correspondre à d'anciennes amphiboles. Une analyse par diffraction de rayons X (effectuée par les soins du Laboratoire de Minéralogie de l'Institut Catholique de Paris) a montré que la roche avait une composition à peu près homogène : Oxydes de fer, quartz et chlorite plus abondante dans la pâte que dans les «cristaux».

Il s'agit probablement d'un tuf fortement altéré, et indéterminable.

Niveau XVIII (environ 100 m.):

Fines alternances du «faciès Alcudia». On les observe tant sur les bords de la route que sur le petit sentier qui rejoint l'arroyo du Palancar. Il s'y intercale parfois des passées de schistes tendres rouges, verts ou café au lait. Les pendages restent Sud ou verticaux.

Niveau XIX (env. 70 m.):

15 à 18 m. de schiste tendre suivis par 1 m. de schiste gréseux et de grès ferrugineux. Au-dessus on rencontre 25 m. de fines alternances (faciès Alcudia parfois coloré en rouge par les oxydes de fer), puis trois petits bancs de grès minéralisé, épais chacun de 13 cm. : grès grossier constitué surtout par des quartz et des grains lithiques, avec une matrice argilo-micacée très réduite et un peu de silice secondaire; il renferme d'innombrables petits cubes de pyrite.

Au-dessus viennent 10 m. de schiste gréseux puis 15 à 20 m. de ce même schiste alternant avec des bancs grauwaqueux de 40 à 50 cm. de puissance.

Niveau XX (env. 15 m.) :

Ensemble complexe débutant par 75 cm. de schiste à galets, suivis de schiste tendre intercallé de tuf volcanique, de grauwaques rubanées et de schistes verts. Comme le pendage de ces couches, toujours inclinées vers le Sud, est devenu très modeste, elles affleurent sur 75 m. environ, malgré leur faible épaisseur.

Niveau XXI (40 à 45 m.):

Alternances de schistes tendres, de schistes gréseux et de bancs grossiers plus ou moins ferrugineux et parfois microcongloméra-

tiques. Le pendage reste faible dans des couches légèrement plissées et hachées de failles à très faible rejet.

Niveau XXII (5 m.):

Zone très complexe (conglomérats et schistes à galets alternant avec les faciès schisto-grauwaqueux habituels) traduisant une sédimentation troublée. Certaines lentilles correspondent sans doute à des remplissages de chenaux (détail de cette zone fig. 26).

Niveau XXIII (env. 100 m.):

Schistes tendres alternant avec des bancs de grauwaques d'épaisseur variable (5 à 30 cm.). Dans ces couches, très proches du «faciès Alcudia», on rencontre parfois des bancs de grauwaque microconglomératique et des bancs de grès ou de grauwaque ferrugineux (avec des petits cubes de pyrite altérée en oligiste). Ce niveau affleure de part et d'autre du Km. 17.

Niveau XXIV (30 m.):

Après une zone broyée, correspondant sans doute à une faille, on observe 20 m. de schistes tendres renfermant de nombreuses lentilles de conglomérat à galets de quartz et à ciment siliceux; au-dessus, viennent 10 m. du même schiste intercalé de grès ferrugineux parfois microconglomératiques et renfermant encore quelques lentilles de conglomérat.

Niveau XXV (100 à 200 m.):

La partie visible de cette succession se termine dans des schistes tendres comportant quelques fines intercalations de grès ferrugineux, et des zones riches en conglomérats à galets de quartz. L'épaisseur de ce niveau est difficile à évaluer en raison de répétitions tectoniques; elle doit se situer entre 100 et 200 m.

Au-dessus, viennent les couches à *Tigillites* et à *pistes bilobées* de l'ordovicien inférieur dont la partie basale est éliminée par faille (1).

Cette coupe générale de la vallée du río Esteras nous donne une première vision de la succession stratigraphique: sur une *série inférieure* dont on sait peu de choses puisque ses affleurements en sont très réduits,

(1) On trouvera plus loin la description de ce contact tectonique, dans les pages consacrées aux relations entre les terrains anté-ordoviciens et l'Ordovicien inférieur (2.^e partie, chap. I, coupe de détail n.° 1 de la fig. 46).

vient en transgression une *série supérieure*. Elle débute par des faciès grossiers et microconglomératiques (Niveau I) suivis par 450 m. au moins de grauwackes alternant avec des schistes et des grauwackes rubanées (Niveaux II à IX). Dans ces alternances, quelques minces passées de schistes à galets (dans le niveau VII) annoncent les conglomérats interstratifiés en couches d'épaisseur variable dans des grauwackes rubanées, des schistes tendres ou de fines alternances comparables au « faciès Alcudia » et quelques minces bancs de grès minéralisés en Pyrite. Dans cette zone dont la puissance dépasse 1.000 m., on relève de nombreuses traces de courants (Ripple marks, stratifications obliques, disposition lenticulaire de bancs conglomératiques correspondant à des remplissages de chenaux) ainsi que de fréquentes variations latérales de faciès.

SECTION II.—LA SERIE TYPE

Cette vision très sommaire de la série stratigraphique peut être complétée par des observations réalisées dans le reste de la province: en raccordant les données fragmentaires obtenues à partir d'affleurements discontinus examinés dans les autres vallées, à la succession lithostratigraphique de la vallée du río Esteras, on va maintenant tenter de préciser la stratigraphie des formations anté-ordoviciennes dans cette partie de la Meseta.

Admettre une grande coupure stratigraphique à partir d'un seul affleurement a pu sembler téméraire. En réalité, de multiples indices relatifs à l'existence de deux séries bien distinctes ont été reconnus dans le reste de la province.

Après avoir passé ces indices en revue (I), on cherchera à dégager une série type (II).

1.° ARGUMENTS RELATIFS A L'EXISTENCE DE DEUX SERIES DISTINCTES DANS LES FORMATIONS ANTE-ORDOVICIENNES

Ces arguments qui font appel à des considérations très diverses peuvent se grouper en deux grandes catégories: arguments d'ordre pétrographique (A); arguments d'ordre structural (B).

A) ARGUMENTS D'ORDRE PETROGRAPHIQUE

1.° En décrivant les formations conglomératiques qui affleurent près d'Almodóvar del Campo, on a signalé une grande ressemblance entre les couches schisto-gréseuses qui encadrent les conglomérats, et les alternances de schistes et de grauwackes de la vallée de l'Alcudia. Cependant,

les roches associées aux conglomérats se caractérisaient par l'absence à peu près complète des plagioclases, la rareté des feldspath potassiques et une grande intensité dans la désagrégation des biotites.

Cet appauvrissement en feldspath de la série comportant des intercalations conglomératiques semble à peu près général : on l'a également signalée dans le complexe conglomératique d'Argamasilla; on l'a retrouvé, moins nettement peut-être, dans les autres secteurs de la vallée du río Tirteafuera où affleurent des conglomérats (les plagioclases sont absents de certains niveaux, présents ailleurs, mais toujours en faible quantité). Enfin dans tous les niveaux de la série supérieure décrite avec la coupe du río Esteras, les plagioclases sont exceptionnels et les feldspath potassiques très rares.

Corrélativement, les biotites sont presque toujours détruites et fragmentées en minuscules débris de phyllites disposées dans certaines laminae de la roche (à l'exception du niveau I de la coupe du río Esteras, où l'on rencontre encore quelques belles biotites peu altérées).

Il semble donc que le matériel détritique de l'environnement conglomératique de la série supérieure, très voisin de celui des «schistes de l'Alcudia», provienne en partie du remaniement de ces derniers, puisque les éléments facilement destructibles y présentent un degré d'altération plus intense, ou peuvent même en disparaître plus ou moins complètement.

2.° Les indices de remaniement d'une série antérieure sont encore plus nets lorsque l'on considère la nature pétrographique des galets présents dans les conglomérats:

On peut, grosso modo, classer ces galets en deux groupes:

- a) Les premiers, nettement majoritaires correspondent à des quartz ou à des mylonites fluidales (quartzite d'origine métamorphique). Ils sont bien roulés, et pourraient avoir une origine assez lointaine.
- b) Les autres, moins nombreux, dérivent d'une série sédimentaire (schistes, grauwackes, grès, psammites, phtanites, etc...).

La plupart de ces galets d'origine sédimentaire présentent une parenté étroite avec les formations anté-ordoviciennes qui affleurent dans la vallée de l'Alcudia. Certains d'entre eux (les fragments de schistes surtout) pourraient résulter de simples accidents de la sédimentation (remaniements intraformationnels, glissements, galets mous, etc.). Les autres impliquent nécessairement une reprise par l'érosion de la roche originelle:

Par exemple, on a signalé dans un banc à tendance conglomératique du talus de la route de Villamayor de Calatrava, un galet bien arrondi de grauwacke qui semblait provenir, de par sa composi-

tion, des «schistes de l'Alcudia». Des falets identiques ont été reconnus dans différents niveaux des formations conglomératiques. Les galets de *Phtanite*, toujours présents dans les conglomérats et particulièrement abondants à Argamasilla, sont pour la grande majorité bien roulés (avec un indice d'aplatissement moyen de 1,7 et un indice d'émoûssé variant de 250 à 650, ils pourraient correspondre à des galets de plage marine ou lacustre, à des galets fluviaux, voir même à des galets fluvio-glaciaires).

La découverte de phtanites interstratifiées dans les «schistes de l'Alcudia» permet de considérer comme très vraisemblable la distinction vers laquelle conduisait l'examen de la coupe du río Esteras : une série inférieure comportant des intercalations de phtanites, surmontée par une série supérieure remaniant des galets de phtanites en provenance de la première.

Ces niveaux conglomératiques semblent présenter des liens assez étroits avec les conglomérats interstratifiés dans le complexe des «schistes et grauwackes anté-siluriens», au NW du Portugal. On a d'ailleurs établi un parallélisme entre les formations anté-ordoviciennes de la province de Ciudad Real et le complexe portugais qui affleure dans la Beira, la vallée du Douro et les provinces de Minho et de Traz os Montes (Bouyx, 1965).

Selon Teixeira (1954), «ces conglomérats sont constitués surtout par des éléments quartzeux et quartzitiques bien roulés... on y observe aussi des galets de grauwacke et de schiste, l'ensemble étant lié par un ciment schisto-micacé habituellement verdâtre».

Pour cet auteur, «les galets de quartzite, de grauwacke, etc..., inclus dans le conglomérat démontrent l'existence de formations d'origine sédimentaire plus anciennes», tandis que les galets de quartz, «dérivés sans doute de filons quartzeux, peuvent provenir d'un massif métamorphique, comme celui qui forme le socle cristallin qui affleure en quelques provinces du Portugal et sur lequel semblent reposer, en discordance, dans la région de Coimbra, les assises du complexe». Pour Teixeira qui n'envisage cependant pas la possibilité d'existence de deux séries distinctes au sein du complexe, «les conglomérats indiquent une phase de sédimentation grossière, peut-être comme résultat d'un mouvement de transgression».

On reviendra sur ces problèmes de comparaisons et de corrélations à distance. L'essentiel était ici de montrer comment la nature des conglomérats implique le remaniement d'une série sédimentaire plus ancienne, hypothèse qui donne une signification particulière aux observations effectuées dans la vallée du río Esteras.

B) ARGUMENTS D'ORDRE STRUCTURAL

Les rapports structuraux mis en évidence dans la vallée du río Esteras entre la série inférieure et le niveau grossier par lequel débute la série supérieure permettent de penser que ce remaniement est lié à un mouvement important traduit sur le terrain par une véritable discordance angulaire.

L'examen des directions structurales de certains affleurements de la plaine d'Argamasilla aboutissent à la même conclusion:

A la Cabezuela (Point 2 de la fig. 20) on observe des alternances de schistes et de grauwackes identiques aux «schistes de l'Alcudia» et violemment replissées. Les axes de leurs replis, très redressés dans l'ensemble, présentent une direction moyenne de N 45°.

Au Sud d'Argamasilla (Point 6), les couches conglomératiques dessinent un ensemble de replis de détail dont les axes ont un fort pendage et une direction moyenne de N 170°.

Si les couches de la Cabezuela correspondent à la série inférieure, comme leur faciès et l'absence de conglomérats permettent de le penser, on pourrait admettre ici une nette opposition structurale entre les deux formations: comme cela apparaît sur le diagramme de la figure 42, les directions générales de leurs replis divergent d'environ 50 à 55°.

Cette grande coupure stratigraphique, découverte dans la vallée du río Esteras, a également été reconnue par P. Richter (1967), dans la région de San Lorenzo de Calatrava: d'après cet auteur, les «schistes de San Lorenzo» (équivalent des «schistes de l'Alcudia») sont recouverts en discordance par une «série conglomératique», elle-même située sous l'Ordovicien inférieur.

2.° LA SERIE TYPE

L'établissement d'une série type se heurte à de nombreuses difficultés: l'absence de coupes continues et l'extrême monotonie des faciès introduisent fatalement un grand degré d'incertitude dans les corrélations de vallée à vallée. L'absence de niveau repère voue à l'échec toute tentative de

stratigraphie fine (1). Enfin, l'évaluation de la puissance réelle des séries reste impossible puisque la base et le sommet en demeurent inconnus.

Dans les très grandes lignes, on aboutit cependant aux propositions suivantes:

1.° LA SERIE INFÉRIEURE (6 à 7.000 m. de puissance au minimum)

On doit en rechercher le type dans les «schistes de l'Alcudia». Selon toute vraisemblance, la totalité des couches d'écrites dans les régions centrale et occidentale de la vallée de l'Alcudia, ainsi qu'une grande partie de celles qui affleurent dans son secteur oriental et dans la vallée du río Tirteafuera doivent lui être rapportées: elles renferment en effet des phtanites, et les faciès conglomératiques en sont absents.

Pour l'essentiel, cette série inférieure correspond à des formations détritiques très monotones qui présentent tous les caractères d'un flysch.

Mais les «schistes de l'Alcudia» comportent aussi des faciès différents dont il est d'ailleurs impossible de préciser la position dans la série inférieure:

a) *des faciès schisteux*: on sait que les alternances schisto-grauwackeuses sont fréquemment interrompues par des niveaux très fins dont la puissance est souvent peu importante. Mais sur la rive Sud du pantano Calvo Sotelo, les passées schisteuses atteignent 50 à 70 m. d'épaisseur. Au Sud de Diogènes, le niveau de «schiste noir» est encore plus développé (200 à 250 m.).

b) *des phtanites*: une zone comportant de minces intercalations de phtanites a été découverte au SE du Puerto de Mestanza. Malgré le caractère exceptionnel de cette observation, on peut supposer que de tels niveaux ne sont pas très rares dans la série inférieure en raison de la présence constante des galets de phtanite dans les conglomérats. Ils y atteignent parfois une taille assez considérable qui suggère l'existence de niveaux phtanites d'une puissance plus considérable que ceux du Puerto de Mestanza.

c) Il n'est pas impossible que la série inférieure comporte d'autres formations qui n'ont pas été encore découvertes mais dont les constituants se retrouvent à l'état de galets dans la série supérieure. On pourrait ainsi

(1) Les conglomérats ne peuvent constituer un niveau repère en raison des variations latérales de faciès et de leur trop vaste répartition verticale. Leur présence caractérise cependant la série supérieure. A l'inverse, il est possible, après avoir vérifié leur absence continue, de se situer dans la série inférieure. Mais ce critère est insuffisant à l'échelle de l'affleurement, puisque sur le terrain, les faciès schisto-grauwackeux des deux séries sont identiques.

envisager la présence de: *Psammites* (on en a découvert quelques galets) et peut être de quelques intercalations de grès à *oolithes ferrugineuses*: à la base d'un petit banc gréseux de la série supérieure (niveau XXIII de la coupe du río Esteras), on observe de nombreux cubes de pyrite surimposés à des fragments détritiques comportant de nombreuses cavités circulaires de 50 à 300 microns de diamètre. Ces cavités pourraient correspondre à d'anciennes oolithes ferrugineuses. Le fer réduit lors de la diagenèse aurait cristallisé sur place.

2.° LA SERIE SUPERIEURE (2.000 m. de puissance minimum)

Elle affleure dans la partie orientale de la vallée de l'Alcudia, ainsi que dans une grande partie des vallées du río Tirteafuera et du río Esteras. La stratigraphie a pu en être abordée avec le maximum de détails grâce à la coupe décrite plus haut et qu'il est possible de compléter avec quelques observations effectuées dans l'anticlinal du río Tirteafuera:

A l'Ouest d'Almodóvar, on a décrit des niveaux de *grès grossiers* et *microconglomératiques* interstratifiés dans les formations anté-ordoviciennes. Certains arguments permettent de les rattacher à la série supérieure:

Ils s'alignent sur les directions tectoniques des formations conglomératiques qui affleurent çà et là dans la plaine: les grès de la cote 743 en particulier, semblent rigoureusement concordants avec les conglomérats et les schistes à galets situés quelques centaines de mètres plus à l'Est, au Sud de la casa Huerta del Pio (fig. 22 et 43).

Ils sont parfois associés aux faciès conglomératiques: ceux des cotes 742 et 756, au Nord de l'arroyo de Fuente Modiano, par exemple, comportent quelques intercalations de grès à graviers et de poudingue.

Ces grès et ces microconglomérats doivent correspondre à un niveau assez élevé de la série, car ils n'apparaissent pas dans la coupe de la vallée du río Esteras.

La puissance minimale de la série supérieure dépasse sans doute les 2.000 m. (Plus de 1.500 m. pour les formations du río Esteras, suivis d'une zone de schistes, grauwackes et conglomérats qui comportent ces quelques niveaux gréseux et microconglomératiques qui affleurent à l'Ouest d'Almodóvar).

3.° Au-dessus de la série supérieure, prennent place la *série carbonatée d'Hinojosas*, et très probablement, *les conglomérats du Villalonso*.

Dans ses très grandes lignes, la stratigraphie des formations anté-ordoviciennes apparaît donc conforme au tableau suivant:

<u>Série d'Hinojosas</u> (25 m. visibles)	<u>Conglomérats du Villalonso</u> (30 m. visibles)
d) <hr style="border-top: 1px dashed black;"/>	
<i>Série supérieure</i> (2.000 m. minimum)	Formation conglomératique avec quelques niveaux de grès grossiers ou microconglomératiques (500 m.) Formation conglomératique avec quelques niveaux tuffacés (1.000 m.) Alternances de schistes, grauwackes et grauwackes rubanées (450 m. env.) Grauwacke à tendance microconglomératique (20-30 m.)
d) <hr style="border-top: 1px dashed black;"/>	
<i>Série inférieure</i> (6 à 7.000 m. minimum)	Flysch schisto-grauwackeux, niveaux schisteux, minces intercalations de phtanites.

CHAPITRE CINQ

Ordovicien inférieur et paléozoïque plus récent

Ce dernier chapitre de stratigraphie est essentiellement consacré à la description de l'Ordovicien inférieur qui recouvre les formations que l'on vient d'étudier.

La présence de niveaux conglomératiques dans les quartzites à *Cruziana* laissait entrevoir depuis fort longtemps leur caractère transgressif: les livrets guides des excursions du XIVe congrès géologique international (1926) indiquent l'existence de «poudingues d'éléments quartzeux» (Excursion à Almadén, P. 14) ou «d'intercalations de bancs de conglomérat à ciment siliceux» (Excursion dans la Sierra Morena et la plaine Bétique, P. 75) dans les grès armoricains. Enfin, les Mémoires explicatifs de la feuille d'Almodóvar del Campo (Hoja 810, 1928) et de celle de Mestanza (Hoja 836, 1929) signalent 10 à 15 m. de conglomérats à la base du Silurien.

Des coupes effectuées sur le flanc nord de l'anticlinal de l'Alcudia, dans la Sierra de Mestanza, permettront de définir les différents niveaux de la transgression ordovicienne, en détaillant les premiers d'entre eux (Section 1).

Dans la région d'Almadén, on pourra préciser, sur les deux flancs de ce même anticlinal, les zones de passage entre les quartzites à *Cruziana* et les schistes à *Calymène* (Section II).

On présentera ensuite une *synthèse* de la stratigraphie de l'Ordovicien inférieur, en complétant les deux successions précédemment établies par quelques observations effectuées dans le reste de la province. On insistera sur le rôle stratigraphique que semblent devoir jouer les pistes bilobées, très abondantes dans certains niveaux repères. On évoquera aussi le problème du Trémadoc (Section III).

On ne citera que pour mémoire le reste de la série stratigraphique (Section IV).

SECTION I.—LA TRANSGRESSION ORDOVICIENNE DANS LA SIERRA DE MESTANZA

Avec une ligne de crête qui culmine à une altitude voisine de 1.000 m., parfois un peu plus (1096 au Fuente), la Sierra de Mestanza sépare la vallée de l'Alcudia de la dépression synclinale de Puertollano. Elle constitue le flanc Nord de l'anticlinal taillé dans des quartzites dont les dalles plongent vers le Nord avec un pendage variable. Des failles de décrochement la fragmentent en panneaux légèrement décalés les uns par rapport aux autres, cette disposition étant particulièrement visible au Puerto de Mestanza (871 m.) emprunté par la route de Puertollano à Solana del Pino.

Les villages —Hinojas de Calatrava et Cabezarrubias— sont installés à la limite nord de la vallée, au pied d'une pente d'éboulis qui recouvre presque toujours les premiers termes de la série ordovicienne, et leur contact avec les schistes de l'Alcudia (Cf. Carte de la fig. 27).

Entre Hinojas et la laguna de la Alberquilla, les éboulis sont parfois moins abondants, et l'on a pu reconnaître la présence d'un conglomérat à la base de l'Ordovicien:

- Au Sud de la laguna, il affleure avec un pendage très redressé.
- Sur les pentes de El Venero, on le suit pendant environ 1 Km., avec toujours un fort pendage.
- Sur les pentes du Morro de la Fuente, les éboulis laissent parfois affleurer une barre de grès grossier dont le faciès est identique à celui des bancs qui surmontent le conglomérat au Sud de la lagune.
- Au ravin de la Posadilla, on retrouve le conglomérat assez bien développé, avec un pendage moins fort (30-40°). Cet affleurement est mentionné dans le mémoire explicatif de la carte (Hoja de Mestanza, 1929).
- Enfin, entre les ravins de la Posadilla et de Pozo Medina, les éboulis recouvrent presque complètement des grès grossiers parsemés de galets isolés, à la base desquels on observe parfois quelques bancs du véritable conglomérat.

Aux lacunes d'observations près, sa présence a donc été vérifiée sur une distance voisine de 8 km. d'Est en Ouest.

Au ravin de la Posadilla où le poudingue apparaît à la base d'une barre de grès qui émerge des éboulis, il mesure 5 à 6 m. de puissance. Les galets, très nombreux et bien arrondis sont de grande taille (3 à 32 cm. avec une taille moyenne de 8 cm.). Ils possèdent une constitution pétrographique qui évoque celle des niveaux de grès grossiers et microconglomératiques présents dans les terrains anté-ordoviciens de la vallée du río Tirtaefuera (grains de quartz de 200 à 1.000 microns et quelques grains lithiques unis par un ciment en grande partie silicifié avec encore quelques traces de la matrice argilo-micacée primitive).

Au-dessus du poudingue viennent 20 à 25 mètres de grès grossiers ou microconglomératiques et de grès à graviers (grès surchargés en petits galets blancs de 0,5 à 2 cm., identiques aux galets de quartz, de quartzite et de quartzite orienté que l'on a rencontré dans les conglomérats interstratifiés dans les terrains anté-ordoviciens).

Tous ces grès se présentent en bancs d'épaisseur variable (15 cm. à 1 m.), avec de fréquentes stratifications obliques. Ils renferment parfois —surtout vers le bas— quelques gros galets dispersés ou bien alignés suivant des lits de quelques cm. d'épaisseur.

Au-dessus de ce premier niveau grésoconglomératique, on observe, en remontant le sentier de la Posadilla vers le Nord, quelques affleurements d'un schiste gréseux rouge violacé, légèrement psammitique et comportant parfois des bancs de grès intercalés. Il y a là un niveau plus tendre qui se traduit dans la morphologie par un replat que l'on distingue assez bien dans la morphologie entre la première barre gréseuse et la masse des quartzites à *Cruziana* située 2 à 300 m. plus au Nord.

Ces observations conduisent à distinguer, de bas en haut:

- 1.° Une barre gréseuse (ici 30 m. env.) dont la base est soulignée par un conglomérat transgressif, et à laquelle on a donné le nom de «série détritique de base».
- 2.° Un niveau de schiste gréseux rouge violacé.
- 3.° La masse des quartzites.

L'examen des premiers niveaux ordoviciens qui affleurent sur les pentes de la sierra entre Hinojas et le Morro de la Fuente permet de mettre en évidence:

1.° La nature complexe de la série détritique de base:

Le conglomérat à gros galets qui en marque la base est irrégulièrement développée; il semble en particulier absent dans tout le secteur situé à l'Ouest du ravin de Pozo Medina. Dans tous les cas, le caractère forte-

ment détritique de la base de l'Ordovicien est marqué par les grès à graviers, les faciès microconglomératiques et les stratifications obliques.

2.° La présence constante du niveau de schistes rouges entre la série détritique de base et les grès à Cruziana:

Le replat qu'il forme se perçoit aisément dans la morphologie, et même dans les cas les moins favorables, on en découvre toujours de petits affleurements au-dessus de la barre inférieure. Il débute généralement par des schistes.

3.° Des variations d'épaisseur dans les deux premiers niveaux:

Le niveau rouge mesure 30 à 40 m. de puissance près d'Hinojosas, au ravin de la Galapaguera et à celui de la Posadilla. Vers l'Est, les replats d'éboulis qui lui correspondent représentent une épaisseur de plus de 60 m.

Le niveau détritique de base présente une évolution comparable: souvent très réduit près d'Hinojosas, il prend une puissance plus grande vers l'Est (35 à 40 m. entre le ravin de la Posadilla et le Morro de la Fuente). Dans le même temps, ses faciès se font de plus en plus grossiers: près d'Hinojosas, on ne voit que des grès avec de rares intercalations de grès à graviers, tandis que les stratifications obliques sont peu nombreuses. A l'Est de l'arroyo de Pozo Medina, grès à graviers et stratifications obliques plus abondants tandis que le conglomérat à gros galets souligne presque toujours la base de la série.

4.° Le caractère fortement détritique de la partie inférieure des «grès à Cruziana»:

On a toujours noté la présence de passées de grès à graviers dans les premières couches visibles au-dessus du niveau rouge. Ces intercalations semblent se poursuivre au moins dans la première centaine de mètres, et parfois plus haut encore.

Ailleurs, les premiers niveaux ordoviciens sont également visibles, mais dans des conditions d'observation assez difficiles:

1.° A L'OUEST D'HINOJOSAS

Dans une région où les éboulis sont particulièrement abondants, on a noté les affleurements suivants (Carte de la fig. 24):

a) Mont Hinojar:

Le mont Hinojar (971 m.) correspond à un compartiment de la dalle ordovicienne avancé vers le Sud par décrochement. A la base de la falaise sub-horizontale et légèrement ondulée (10° NNE puis 5° NNW), le niveau rouge passe en concordance sous les grès à Cruziana. Mais rapidement, il dessine une sorte de tête anticlinale, avec un pendage de 70 à 80° SE, avant de retrouver sa position normale, avec une inclinaison de 30° NNW. Il repose alors sur une barre gréseuse d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, de même pendage, qui représente le niveau détritique de base.

Cette anomalie tectonique est très probablement une conséquence du jeu des décrochements: compris entre deux niveaux très rigides, les couches schisto-gréseuses du niveau rouge ont du réagir de manière plus ou moins anarchique lors des déplacements latéraux.

b) Ravin de l'arroyo del Barranco:

Vers l'Ouest, les rapports des trois niveaux se normalisent rapidement: sur le flanc Ouest du ravin, on observe une barre de grès qui repose, avec un pendage de 30° N, sur les schistes de l'Alcudia, à cet endroit sub-horizontaux. Au-dessus de cette barre (niveau détritique de base), on voit quelques affleurements du niveau rouge, avec un pendage identique. Plus haut, les falaises gréseuses ont la même inclinaison. Les trois termes de la série se succèdent donc en concordance parfaite.

Au fond du ravin, on retrouve quelques affleurements tant du niveau gréseux basal que du schiste rouge, avec de forts pendages NNE ou NNW.

c) Au-dessus de Cabezarrubias:

L'affleurement le plus occidental du niveau rouge se situe à la limite supérieure des pentes d'éboulis qui dominent le village: au pied des falaises gréseuses, on observe une trentaine de mètres de schiste gréseux rouge intercallé de petits bancs de grès. Au-dessous de ces alternances qui affleurent sur une centaine de mètres d'Est en Ouest, la «série détritique de base» n'est malheureusement pas visible.

2.° AU MORRO DE LA FUENTE

Les pentes du Morro de la Fuente sont couvertes d'éboulis, mais il en émerge parfois, vers la base, des pointements gréseux isolés qui sont autant d'affleurements de la «série détritique de base». Ces pointements dessinent un mouvement tournant calqué sur les variations de direction constatées dans les grès à *Cruziana* qui les dominent. Entre les deux, on rencontre quelques affleurements du niveau rouge, ainsi que l'illustrent les 3 coupes de détail de la figure 28:

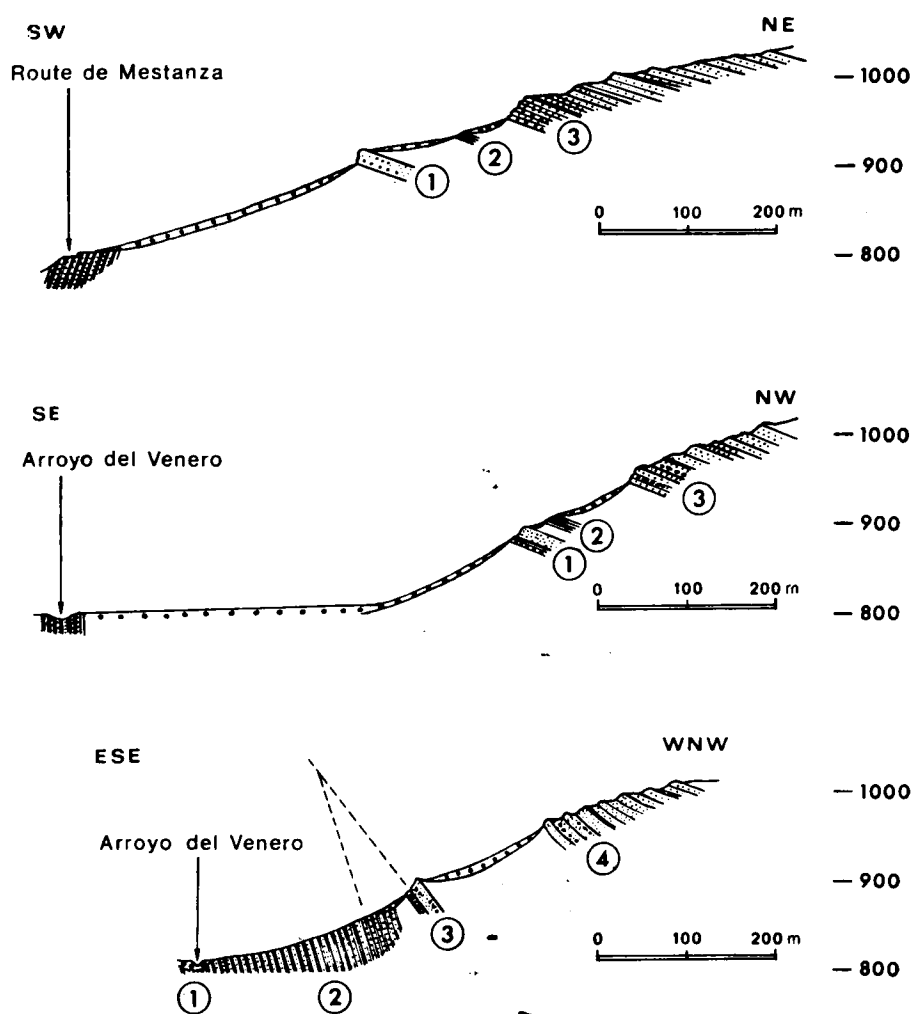


Figure 28

La première de ces coupes a été levée à partir de la route de Mestanza, sur le flanc Ouest de la cote 1.073:

- 1.° «Série détritique de base»: au moins 25 m. visibles de grès à stratification oblique et de grès à graviers.
- 2.° Niveau rouge: quelques mètres affleurent dans un sentier. La puissance de ce niveau, difficile à évaluer à cause des éboulis serait de l'ordre de 60 à 75 m.
- 3.° «Grès à *Cruziana*»: la première falaise, haute de 30 m., est taillée dans des grès grossiers comportant quelques passées schisteuses et des grès à graviers.

La deuxième coupe, levée sur le flanc Est, part du ravin de l'arroyo del Venero qui creuse son lit dans les schistes de l'Alcudia. Après une grande zone de champs et d'éboulis, on rencontre successivement:

- 1.° La «série détritique de base», dont on ne voit que le sommet, avec 1 m. de grès, suivis de 1,5 m. d'alternances de petits bancs de grès et de schistes gréseux puis de 10 m. environ de grès en bancs de 50 cm.
- 2.° Le niveau rouge, dont on voit affleurer 10 m. de schiste avec quelques petits bancs de grès intercalés. Comme précédemment, sa puissance totale doit être de 60 à 75 m.
- 3.° Les «grès à *Cruziana*», avec toujours quelques passées de grès à graviers.

Le dernier profil, situé environ 300 m. au Nord Est du précédent, recoupe uniquement la «série détritique de base». De bas en haut, on reconnaît:

- 1.° Cailloutis de l'arroyo.
- 2.° Schistes de l'Alcudia, avec un fort pendage Sud Est.
- 3.° Quelques mètres du conglomérat de base, ainsi que des passées de grès à graviers contenant encore quelques gros galets du conglomérat précédent (le pendage, 35 à 40° W, est nettement plus faible que celui des formations anté-ordoviciennes).
- 4.° Une dizaine de mètres de grès grossiers et de grès à graviers avec des stratifications obliques.

3.° SUR LES PENTES DE EL VENERO ET AU SUD DE LA LAGUNA DE LA ALBERQUILLA

Comme cela apparaît sur la carte de la figure 27, le conglomérat de base affleure régulièrement sur les pentes de El Venero, avec un pendage

de 50° N 20°, partout suivi des faciès grossiers qui constituent avec lui la «série détritique de base». On le retrouve en tronçons plus ou moins décalés vers le Nord par les décrochements post-hercyniens, au fond du ravin suivant. Enfin, au Sud de la lagune, il se dresse avec un pendage subvertical. C'est là qu'il semble avoir sa puissance maximum (6 à 7 m.). Vers l'Est, il se perd dans les éboulis.

Le niveau rouge s'observe dans d'excellentes conditions sur les pentes de El Vénéro. Mais plus à l'Est, il n'apparaît qu'exceptionnellement à cause des éboulis qui sont très abondants aux environs de la lagune.

PRINCIPALES SUBDIVISIONS DES QUARTZITES A CRUZIANA

Au-dessus des premiers niveaux que l'on vient de décrire, la masse des quartzites à *Cruziana* constituent l'essentiel des hauts reliefs qui séparent la vallée de l'Alcudia de la plaine de Puertollano. Deux traversées de la sierra vont nous en indiquer les principales subdivisions (la localisation de ces traversées est indiquée par les doubles traits A et B dans la figure 27).

A) *La première traversée* recoupe la sierra suivant une direction SW-NE, environ 1 km. à l'Ouest du Puerto de Mestanza. Abstraction faite d'inévitables complications de détail, le pendage général des couches est dans ce secteur de l'ordre de 20 à 40° Nord légèrement Est.

Partant de la vallée de l'Alcudia, où affleurent les formations anté-ordoviciennes, très redressées et de direction NNW, on gravit une zone d'éboulis. Après avoir traversé la route d'Hinojosas, on rencontre quelques affleurements de la «série détritique de base» puis du niveau rouge.

Au-dessus, les reliefs de la cote 1.015 sont taillés dans une puissante série de grès en bancs d'épaisseur moyenne, comportant de fréquentes passées de grès à graviers, surtout vers la base, et des passées schistogréseuses. En raison du faible pendage des couches, ces dernières peuvent entraîner — lorsqu'elles sont bien développées — la formation de zones de replat, couvertes d'éboulis, qui donnent une morphologie «en marches d'escalier» très caractéristique de la moitié inférieure des grès à *Cruziana*. Au Nord de la cote 1.015, on redescend dans une dépression occupée par des éboulis qui correspond à l'extrémité supérieure de l'arroyo de la Galapaguera.

Juste au Nord de cette dépression, à la base des grandes falaises de la cote 1.035, on rencontre une formation très particu-

lière, épaisse de quarante mètres environ, constituée par des bancs de grès plus minces (10 à 50 cm.) souvent rubanés ou à stratification oblique, alternant avec des schistes gréseux très durs et souvent lenticulaires ou des fines passées de schiste plus tendre et de grès micacés en plaquettes. On a pu suivre ce niveau sur près de 1 km. 1/2: vers le Nord, il disparaît sous les éboulis, mais réapparaît au pied de la cote 1.026, au-dessus d'Hinojosas. Vers le Sud Est, il affleure sur le flanc Nord de l'arroyo de la Galapaguera presque jusqu'à la route d'Hinojosas. La base de certains bancs est couverte de pistes bilobées de grande taille (jusqu'à 10 à 12 cm. de large) parmi lesquelles on reconnaît *Cruziana furcifera* et accessoirement *Cruziana Goldfussi*. A ces pistes, il faut ajouter de nombreuses *Tigillites*.

Au-dessus de ces couches, les grandes crêtes sont formées par des grès en gros bancs dans lesquels les intercalations schisteuses sont le plus souvent réduites à de simples joints. Ces grès, massifs et de couleur claire peuvent former des bancs qui dépassent 3 ou 4 m. de puissance.

Au nord de la cote 1.035, on redescend vers la plaine de Puertollano, et les grès disparaissent sous d'immenses nappes d'éboulis. Les derniers affleurements visibles sont situés sur le talus de la route de Puertollano, au Nord du ravin qui précède le Km. 8, et un peu au-dessous de la route, au pied du col. Ils consistent en des alternances de schistes et de grès en bancs assez minces (de 5 à 75 cm.), avec de très beaux ripple marks. La face inférieure des bancs gréseux est souvent occupée par de nouvelles pistes bilobées, plus étroites que les précédentes: il s'agit de *Cruziana* dont la largeur dépasse rarement 4 à 5 cm., et de pistes encore plus grèles (1 à 2 cm.) qu'il faut rapporter au genre *Rouaultia*.

Ces alternances marquent le passage aux schistes fins du Llan-deilo moyen; leur épaisseur, indéterminable, excède certainement la cinquantaine de mètres.

La puissance des niveaux gréseux est elle-aussi difficile à apprécier; en se basant sur les coupes correspondant à des levés effectués sur photographies aériennes, on peut avancer les valeurs suivantes: pour la première masse gréseuse (comprise entre les schistes rouges et la première zone de pistes) que l'on conviendra d'appeler «Grès inférieurs»: 300 ou 400 m. Pour la seconde masse gréseuse («Grès supérieurs» situés au-dessus de la première zone de pistes), 250 à 300 m.

B) *L'itinéraire de la seconde traversée* effectué depuis l'arroyo del Venero jusqu'à la casa huerta del Roble, se situe environ 7 km. à l'Est de la précédente; sans entrer dans les détails de cette coupe, on insistera sur la permanence des différents niveaux rencontrés jusqu'ici; on notera en particulier la présence du niveau à pistes bilobées qui sépare les «grès inférieurs» des «grès supérieurs».

Au Nord du col, les bancs massifs des grès supérieurs plongent dans la plaine avec un fort pendage. La grande dépression couverte d'éboulis qui leur fait suite correspond aux alternances à pistes bilobées de la zone de passage aux schistes à *Calymène*, puis au Llandeilo lui-même. Un alignement de colline marque la limite Nord de cette dépression, la séparant de la plaine proprement dite. Ces hauteurs qui culminent au Buenavista, avec 859 m. sont constituées par une barre de grès de 50 à 60 m. de puissance affectée de quelques replis. Bien que la couverture récente interdise ici toute recherche de faune, ces couches gréseuses peuvent être rapportées au Caradoc: situées au-dessus du Llandeilo, elles présentent en effet un faciès identique à celui des «Cuarцитas de Cantera» par lesquelles débute cet étage à Almadén.

Les observations effectuées dans la sierra de Mestanza ont donc permis de subdiviser l'énorme masse des «quartzites à *Cruziana*» en une succession de niveaux nettement différenciés (Bouyx, 1964). Elles n'apportent par contre aucun renseignement précis sur la manière dont s'effectue le passage des quartzites aux schistes à *Calymène*.

L'examen d'une région plus favorable va maintenant contribuer à combler cette lacune.

SECTION II.—LE SOMMET DE L'ARENIG ET SON PASSAGE AU LLANDEILO, AU SUD D'ALMADEN

Dans la région d'Almadén (cf. carte de la fig. 16), la base de la série ordovicienne est toujours masquée par les éboulis. Sur les deux flancs de l'anticlinal, les niveaux les plus bas qui affleurent correspondent en effet aux alternances schisto-gréseuses à grandes pistes bilobées situées en-dessous des «grès supérieurs». En se référant aux épaisseurs mesurées précédemment, plus de 400 m. d'Ordovicien doivent ainsi échapper à l'observation. A partir des «grès supérieurs», par contre, on observe tous les termes de la série paléozoïque jusqu'au Dévonien présent dans les deux grands synclinaux de Chillón et Guadalmez situés de part et d'autre de l'anticlinal de l'Alcudia.

Le passage Arenig-Llandeilo s'effectue par une zone de transition située à flanc de hauteurs, entre les falaises verticales des «grès supérieurs» et les dépressions correspondant aux schistes à *Calymène*. Deux coupes permettent d'étudier cette zone: une coupe naturelle, sur le flanc nord de l'anticlinal (dans le défilé qui met en communication la vallée de l'Alcudia avec celle d'Almadén, et correspond à une importante faille de décrochement post-hercynienne); une coupe artificielle sur le flanc sud (tranchée du chemin de fer de Madrid à Badajoz).

On examinera successivement: le niveau à grandes pistes bilobées (A), les «grès supérieurs» (B), le passage aux schistes à *Calymène* (C) et la zone à *Didymograptus* (D).

A) LE NIVEAU A GRANDES PISTES BILOBEES

Dans le flanc nord de l'anticlinal, il apparaît au pied des falaises de «grès supérieurs», où ses affleurements sont très discontinus en raison des éboulis: Dans la sierra de la Virgen del Castillo, on a pu le suivre durant 3 km. environ, entre le camino de la estación de Chillón et la route d'Almadén à Cordoue (fig. 16).

A l'Est de la fontaine du Chorillo (fig. 30), il affleure au Sud de la cote 688. Enfin, on l'a retrouvé au pied des cotes 677 et 688, à l'extrémité orientale de la sierra de Castilseras (au dessus du pont de la route d'Almadén à Ciudad Real, Km. 7, sur la rive ouest du río Valdeazogues).

Ce niveau, que l'on a donc suivi sur une dizaine de Km. dans le flanc nord de l'anticlinal, affleure aussi dans le flanc sud: on l'a en effet retrouvé au pied des falaises de l'Andaron (fig. 16).

Il présente ici les mêmes faciès, la même constitution lithologique et la même association de pistes (*Cruziana furcifera* de grande taille et *Cruziana goldfussi*) que dans la Sierra de Mestanza.

A plus de 60 km. de distance, on retrouve donc ce niveau qui va ainsi constituer un excellent repère dans l'Ordovicien inférieur.

B) LES «GRES SUPERIEURS»

Ils constituent les principaux sommets de la région: les falaises qui dominant Almadén sont taillées dans des bancs de quartzite très épais (de 0,5 à 4 m.) parfois jointifs et réunis en énormes barres de 10 à 15 m. de puissance. Il s'agit de quartzite en mosaïque à grain moyen ou grossier, entièrement silicifiés. Vers la base, on rencontre quelques bancs de grès à ciment partiellement ferrugineux et à stratifications obliques. Vers le sommet, les bancs deviennent moins épais; et admettent des intercalations schisteuses de plus en plus importantes.

L'ensemble du niveau atteint 200 à 250 m. de puissance.

C) LES ALTERNANCES DE PASSAGE AUX SCHISTES A CALYMENE

Le río Valdeazogue quitte la vallée de l'Alcudia par un étroit défilé qu'empruntent également la route d'Almadén à Cordoue, et, grâce à une tranchée taillée à l'Est du río, le chemin de fer de Madrid à Badajoz. Cette tranchée offre une bonne coupe du sommet de l'Arenig, dont la quasi-totalité est éliminée par une faille légèrement déversée vers le Sud (cet accident, cartographié par *Almela*, met en contact les «schistes de l'Alcudia» avec différents termes de la série paléozoïque, ici d'Arenig terminal, plus à l'Est vers Alamillo, les schistes à *Calymène*).

Dans la partie nord de la coupe, les quartzites dessinent une structure de détail qui a donné lieu à des interprétations erronées (on y voyait une preuve de la structure anticlinale de chaque cordillère de quartzites, ce qui permettait d'interpréter la vallée de l'Alcudia comme un grand synclino-

rium de schistes à *Calymène*, compris entre deux anticlinaux de quartzites à *Cruziana*).

Il s'agit en fait d'un simple mouvement de détail, comme il en existe fréquemment dans l'Arenig. La coupe se poursuit vers le Sud dans des couches verticales ou à fort pendage sud. Un relevé systématique de ces affleurements permet de préciser les modalités du passage au Llandeilo: depuis le coeur du repli, on a noté les couches suivantes (fig. 29).

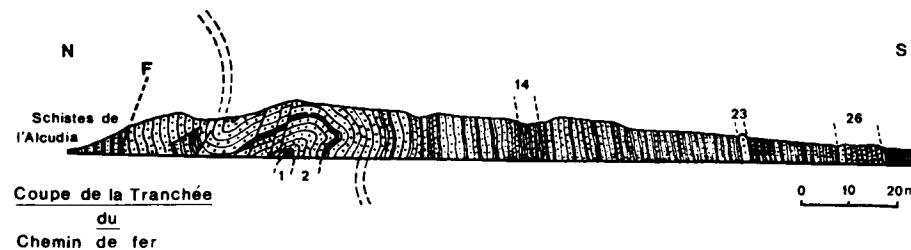


Figure 29

1.° Petits bancs (2 à 10 cm.) de quartzite blanc, alternant avec de très fines passées de schiste gréseux.

2.° 5 m. Trois bancs de quartzite blanc massif (2; 5; 1,5 et 1 m.).

3.° 4 m. Quartzites en bancs de 20 à 40 cm., souvent lenticulaires, séparés par de fines couches de schiste gréseux. Vers 7 à 8 m. de hauteur, on distingue à la face inférieure d'un de ces bancs verticaux, des *pistes bilobées* d'assez grande taille.

4.° 1 m. Une lentille de quartzite de 80 cm. surmontée par du schiste gréseux et un petit banc de quartzite.

5.° 6 m. Quartzites en bancs de 1,50 m. à 30 cm., avec quelques passées de schiste.

6.° 8 m. Quartzites en bancs très fins, souvent lenticulaires, avec d'abondantes marques basales, et une *piste* apparemment lisse mais située trop haut pour qu'il soit possible de l'identifier. Puis les bancs deviennent plus épais (jusqu'à 1,30 m.).

7.° 3 m. Bancs de quartzite très minces (1 à 10 cm.) souvent lenticulaires emballés dans du schiste noir ou du schiste gréseux en plaquettes. Marques basales et pistes de petite taille sont particulièrement abondantes à ce niveau (*Cruziana goldfussi*, et *Rouaultia*).

8.° 4 m. Les bancs de quartzite, plus épais et souvent séparés par un simple joint atteignent 10 à 20 cm. Les *pistes* sont toujours abondantes.

9.° 4 m. Bancs encore plus épais (jusqu'à 1 m.) parfois lenticulaires. Schiste gréseux très réduit. *Pistes* rares.

10.° 6 m. Lentilles de quartzite de 10 à 15 cm. plissées dans du schiste noir passant latéralement à un banc de 1 m. Pistes très abondantes (*Cruziana goldfussi*, *Rouaultia* et *Rhysophycus*). Viennent ensuite des bancs de quartzite séparés par des joints schisteux très minces, et des alternances de schiste et de quartzite.

11.° 5 m. Zone schisteuse à lentilles de quartzite de 10 à 50 cm. puis alternances de schiste et quartzite. Les pistes sont encore abondantes.

12.° 2,5 m. Quartzites en bancs de 10 à 30 cm. séparés par des joints schisteux. Vers le sommet, lentilles de quartzite.

13.° 1,5 m. Schiste noir dominant. Rares et fines intercalations de quartzite.

14.° 5,5 m. Alternance de quartzite en bancs de 5 à 35 cm. et schiste noir. Pistes abondantes (*Cruziana goldfussi* et *Rouaultia*).

15.° 3 m. Bancs de quartzite de 40 à 90 cm. séparés par des joints schisteux. Vers le milieu, une passée schisteuse de 20 cm. renferme de petites lentilles de quartzite.

16.° 5 m. Après une zone de 40 cm. à dominante schisteuse, alternances de bancs de quartzite (20 à 60 cm.) et de schiste (1 à 9 cm.).

17.° 2,5 m. Quartzites, grès micacés et schistes gréseux en plaquettes alternant avec des passées de schiste noir.

18.° 6 m. Zone plus tendre: les quartzites sont progressivement remplacés par des grès et des grès micacés. Ces bancs, assez fins, alternent avec des schistes et des schistes gréseux en plaquettes.

19.° 5,5 m. Même formation, en bancs encore plus minces (5 à 30 cm.).

20.° 6 m. Grès et grès micacés en bancs de 20 à 40 cm. alternant avec des schistes.

21.° 7 m. Grès et quartzites en bancs de 20 à 50 cm.; quelques joints schisteux.

22.° 3,5 m. Grès en plaquettes très minces (2 à 10 cm.).

23.° 1,5 m. Grès plus massifs, à tendance quartzitique: bancs de 25, 35, 6 et 7 cm. surmontés par un banc de 1 m. Ce niveau est très important à cause de sa grande richesse en minéraux lourds (Zircon, monazite, tourmaline et rutile).

24.° 14 m. Grès, grès micacés et schistes gréseux en plaquettes. Les bancs sont généralement fins (quelques cm.).

25.° 4,5 m. Un banc de quartzite plus épais (50 cm.) puis fines alternances de grès et grès micacés en plaquettes.

26.° 10 m. Grès fortement silicifiés, à tendance quartzitique, en bancs de 50 cm., plus épais vers le haut (jusqu'à 90 cm.).

27.° (Épaisseur indéterminable): fines plaquettes micacées, avec des pistes minuscules (1 à 2 millimètres de large).

Le reste de la succession disparaît sous les éboulis; mais 30 m. plus au Sud, on voit affleurer des schistes noirs ampélitiques, de petits bancs de grès et des nodules qui atteignent jusqu'à 50 cm. de diamètre. Ces couches n'ont livré ici aucune faune. Elles correspondent sans doute à la base du Llandeilo.

Seuls ces critères lithologiques permettent ici de séparer l'Arenig du Llandeilo en distinguant une zone de transition caractérisée par la diminution progressive de la puissance des bancs, par l'augmentation de la fraction schisteuse, par l'abondance des micas détritiques et des minéraux lourds, et par la présence de pistes bilobées de petite taille à certains niveaux.

Pour localiser la limite précise entre les deux étages, il faut examiner le flanc nord de l'anticlinal, dans le défilé qui met en communication Almadén avec la vallée de l'Alcudia: immédiatement au Nord de la fontaine du Chorillo (fig. 30), affleurent en effet les couches qui font normalement suite

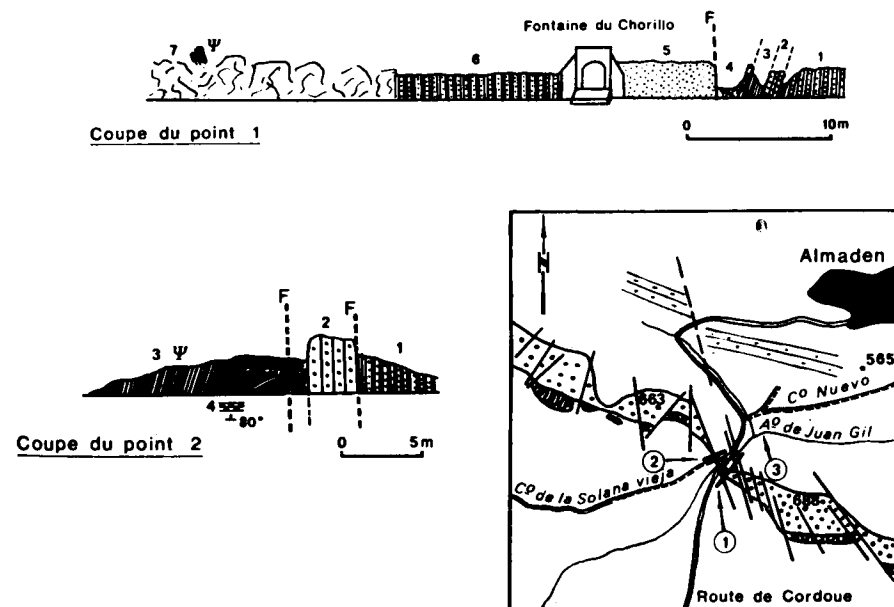


Figure 30

au niveau 27, mais qui échappaient à l'observation au Sud de la tranchée du chemin de fer.

COUPE DE LA FONTAINE DU CHORILLO (POINT 1 DU CROQUIS). DU SUD AU NORD, ON NOTE LES FORMATIONS SUIVANTES

- 1.° Schistes tendres très finement rubanés et grauweekes en petits bancs.
- 2.° Trois bancs de grauwacke plus massifs et injectés de quartz.
- 3.° Schiste tendre (1,5 m. environ).
- 4.° Zone d'éboulis avec quelques affleurements de roches broyées et de petits filons de quartz (2 m. env.).
Toutes ces couches, orientées N 15° W doivent être rapportées aux «schistes de l'Alcudia» qui sont très altérés. La zone broyée et les filons de quartz matérialisent la trace du grand accident qui les amène au contact de l'extrême sommet des quartzites, réduits ici à quelques mètres.
- 5.° Environ 7 m. de quartzite.
- 6.° Sur une quinzaine de mètres, fines alternances de grès micacés et de schistes gréseux micacés en plaquettes. Ces couches sont identiques à celles du niveau 27 de la coupe précédente (même faciès lithologique, même composition pétrographique, mêmes pistes bilobées larges de 1 à 2 millimètres. Photo 15).
- 7.° Environ 20 m. au Nord de ces alternances qui se perdent sous les éboulis, on voit affleurer vers la base des pentes de la cote 688, des schistes noirs ampélitiques qui ont livré la faune suivante: *Didymograptus murchisoni*, *Neușeretus tristani* et quelques lamelibranches.

COUPE DU CAMINO DE LA SOLANA VIEJA (POINT 2 DU CROQUIS)

Cette coupe, levée sur le flanc Ouest du ravin, illustre l'importance des décrochements post-hercyniens, et la réduction d'épaisseur des quartzites qu'ils entraînent:

- 1.° «Schistes de l'Alcudia», verticaux et plein Nord, toujours très altérés.
- 2.° Quartzites, réduits ici à 3 m. d'épaisseur; plus haut, sur les pentes de la cote 663, ils retrouvent leur puissance normale avec notamment, quelques affleurements du niveau à grandes pistes bilobées sous les «grès supérieurs».
- 3.° Après 5 ou 6 m. d'éboulis, schistes à *Calymène*, avec une petite faune (*Colpocoryphe aragoi* et *Redŏnia sp.*).
Les alternances de schistes gréseux et de grès micacés, ainsi que

les ampélites à *Didymograptus* ont donc disparu. Au pied du talus, sur le chemin, on observe cependant un petit lambeau tectonique de grès micacé (4.°) orienté Est-Ouest.

Au Nord des quartzites, les schistes à *Calymène* n'apparaissent pratiquement pas, car ils correspondent à la dépression recouverte d'éboulis en provenance de l'Arenig et du niveau grés-micacé et quartzitique du Caradoc («Cuarcita de Canteras») qui arme la cote 565. Dans le lit de l'arroyo de Juan Gil, on note parfois de rares pointements schisteux. L'un d'eux (Point 3 du croquis) a livré une faune typique du Llandeilo (*Neușeretus tristani*, *lamelibranches*, *Gastéropodes* et *Orthis*).

La découverte du gisement de la fontaine du Chorillo (Bouyx et Saupe, 1966) dont Mr. *Philippot* a bien voulu déterminer les graptolites nous a permis d'éclaircir certains problèmes de la stratigraphie locale.

a) L'attribution à l'Arenig des alternances grés-micacées situées au-dessus des quartzites à *Cruziana* avait été admise «avec certaines réserves» par *Almela* (1962). La découverte du Llanvirn daté à leur toit confirme cette interprétation.

b) Sur le flanc Sud de l'arroyo de Juan Gil, on avait recueilli des fragments de graptolites qui furent tous rapportés à des *Monoprionides*, certaines formes étant interprétées comme des «rhabdosomes pliés». Ces déterminations avaient amené les auteurs du livret guide de l'excursion du XIV congrès (1926) à envisager la possibilité d'un mélange de faunes ordoviciennes et gothlandiennes et à figurer sur leur coupe un petit synclinal de gothlandien juste au Nord des quartzites. La découverte de *didymograptus* dans cette zone permet d'expliquer leurs hésitations.

Le niveau 6 de la coupe de la fontaine du Chorillo correspondant au niveau 27 de celle de la tranchée du chemin de fer, l'examen des deux flancs de l'anticlinal aboutit aux conclusions suivantes:

1.° Les zones de pistes bilobées que l'on avait rencontré une soixantaine de kilomètres plus à l'Est, dans la sierra de Mestanza, sont toujours présentes à Almadén. Situées dans les deux cas au mur et au toit des «grès supérieurs», elles semblent occuper une place bien définie dans la série stratigraphique.

2.° Le passage Arenig-Llandeilo s'effectue par une zone de transition de 150 m. de puissance environ, dont les caractères pétrographiques et lithologiques traduisent un changement progressif de la sédimentation: on assiste à l'augmentation de la fraction argilo-micacée des roches et à l'apparition d'une quantité notable de grandes phyllites détritiques. On

passé ainsi des quartzites en mosaïque aux psammites. Les bancs puissants des «grès supérieurs» diminuent d'épaisseur et sont peu à peu remplacés par les produits d'une sédimentation plus fine (alternance de schistes gréseux et de grès micacés), suivis des faciès pélagiques des schistes à graptolites. Cette zone de transition est aussi caractérisée par sa richesse en minéraux lourds.

En raccordant aux successions d'Almadén et de la Sierra de Mestanza les nombreuses observations effectuées dans le reste de la province, on va maintenant rechercher la portée des distinctions auxquelles a conduit l'examen de ces coupes types.

SECTION III.—SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE DE L'ORDOVICIEN INFÉRIEUR

Les grès à *Cruziana* comportent donc plusieurs niveaux distincts qu'il n'est jamais possible d'observer tous réunis dans une même coupe: la série détritique de base est généralement recouverte par les éboulis; ailleurs, elle est éliminée par failles (les accidents longitudinaux du type de celui de la tranchée du chemin de fer sont assez fréquents, surtout sur le flanc sud de l'anticlinal de l'Alcudia). Les autres niveaux repères (schiste rouge, zones à pistes bilobées), qui offrent moins de résistance à l'érosion que les quartzites, correspondent en général à des dépressions comblées par des blocs éboulés des crêtes.

Des observations fragmentaires permettent cependant de vérifier la permanence de ces niveaux, et de leur attribuer une certaine valeur lithostratigraphique.

1.° LA SÉRIE DÉTRITIQUE DE BASE

La carte au 1/1.250.000 de la figure 31 indique la localisation des principaux affleurements rencontrés:

Anticlinal de l'Alcudia:

Point 1: Sierra de Mestanza (cf. section I).

Point 2: Au Sud de Las Tiñosas (cf. fig. 36 et 37), on observe une falaise haute de 20 m. env. constituée par des grès grossiers et microconglomératiques dont les bancs inférieurs renferment quelques galets de grès (3 à 5 cm. de diamètre).

Anticlinal du río Tirteafuera:

Point 3: On a noté quelques affleurements du poudingue de base

sur les flancs Est des arroyos de Brezoso et de Casahuesca (cf. fig. 21).

Point 4: Au Nord Est des mines de San Quintin, sur le flanc Ouest du ravin de l'arroyo de la Mina, le poudingue de base affleure avec un pendage très faible (5° N).

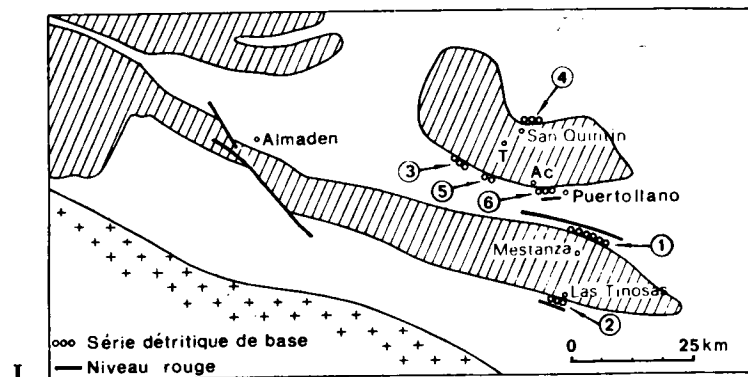


Figure 31

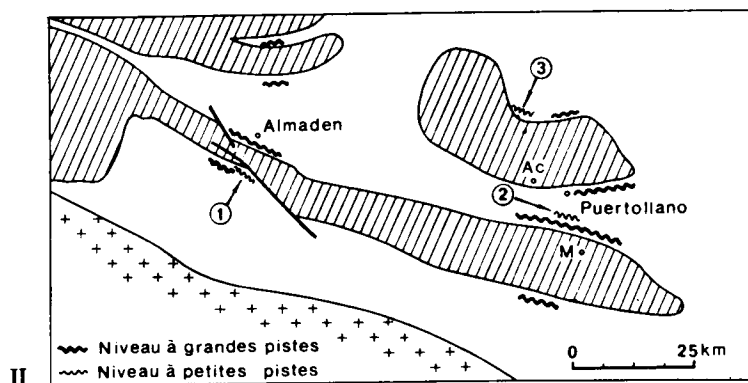


Figure 32

1) Légende des fig. 31 et 32: 1: Formations anté-ordoviciennes; 2: Terrains paléozoïques et formations récentes; 3: Massif des Pedroches.

Point 5: La cote 778, au Nord de la casa de la Romera (fig. 22), est formée par des grès grossiers, des grès microconglomératiques et des grès à graviers dont les bancs les plus inférieurs renferment quelques galets gréseux de 3 à 5 cm. de diamètre.

Point 6: Entre Puertollano et Almodovar del Campo, le niveau détritique de base forme une falaise de 30 m. env. au pied du

cerro de San Sebastián, qui émerge des éboulis, juste au Sud de la Carrascosa.

A la base de cette falaise, taillée dans des grès grossiers et microconglomératiques, on observe 5 à 6 m. du poudingue de base (Galets gréseux de 30 cm. maximum et quelques fragments de schiste vert unis par un ciment gréseux ou microconglomératique).

A l'extrémité Est du Cerro, juste au-dessus des dernières maisons de l'entrée de Puertollano, on a relevé la coupe suivante (fig. 33).

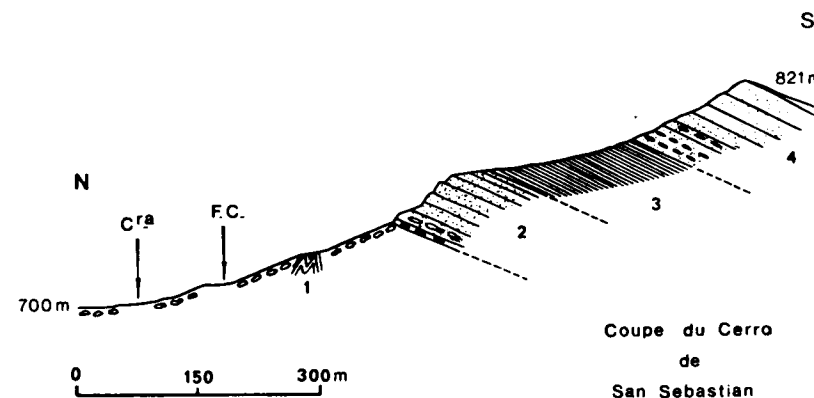


Figure 33

- 1.° Schiste tendre affleurant dans une oliveraie. Il s'agit de «schiste de l'Alcudia» très altéré.
- 2.° Grès grossiers englobant des paquets de schiste vert, surmontés par une dizaine de mètres de grès grossiers en gros bancs, et de grès à petits galets de quartz. Ces affleurements doivent correspondre à la série détritique de base.
- 3.° Un replat très net dans la morphologie correspond à des schistes gréseux alternant avec des grès en bancs de 50 cm. et des grès en plaquettes de 10 à 20 cm. parfois micacés. Ce faciès est identique à celui de certaines intercalations grés-micacées que l'on a déjà rencontré au-dessus de la série détritique de base, dans la sierra de Mestanza (où par endroits, le niveau rouge est remplacé par une vingtaine de mètres de schiste gréseux et psammitique de couleur variable —gris, brun violacé, rouge ou vert— parfois intercalé de petits bancs de grès).

De part sa position et son faciès, on peut considérer que ce replat correspond à une variation de faciès du niveau rouge de la Sierra de Mestanza.

- 4.° Grès en gros bancs formant le sommet de la première crête. Les premiers mètres renferment des alignements de galets de quartz mesurant jusqu'à 5 cm.; il s'agit là des «grès inférieurs».

Aux variations de faciès près, cette coupe effectuée à une dizaine de Km. à vol d'oiseau de la Sierra de Mestanza aboutit à une lithostratigraphie analogue.

2.° LE NIVEAU ROUGE

Aux lacunes d'observation près, on l'a suivi sur environ 15 km. d'Est en Ouest dans la Sierra de Mestanza. Il y présentait les caractères suivants:

- Grande variation d'épaisseur (30 à 40 m. à Hinojosas, plus de 80 m. au Morro de la Fuente).
- Grandes variations de faciès (dans la partie visible de la coupe 5, par exemple, le schiste rouge est remplacé par des schistes gréseux et des grès micacés en plaquettes).

S'il n'a pas été possible de retrouver ce niveau ailleurs, on a par contre rencontré en deux endroits des formations voisines (fig. 31):

a) Extrémité Est du cerro de San Sebastián:

(Le niveau 3 de la coupe de la fig. 33).

b) Sud de Diogènes (fig. 36):

Dans le ravin de l'arroyo de la Fuente Agría, environ 500 m. au Sud de Las Tiñosas, on voit affleurer des schistes gréseux alternant avec des petits bancs de grès et de psammite (2 à 5 cm.). On les suit sur le flanc Ouest du ravin jusqu'au contact du niveau détritique de base (faille probable). Parfois ils prennent des colorations brunâtres, rougeâtres et violacées.

Un Km. plus à l'Ouest, on les retrouve dans le ravin de l'arroyo de la Mina de Santiago, où ils admettent des intercalations plus grossières (grès grossiers ou microconglomératiques). À cet endroit, la série détritique de base semble absente (élimination par faille, comme cela est assez fréquent au contact des formations anté-ordoviciennes).

Ces alternances correspondent probablement au niveau rouge de la

sierra de Mestanza, car elles occupent une position analogue dans la série lithostratigraphique et présentent le même faciès et la même constitution pétrographique que certains épisodes schisto-gréseux inclus dans le véritable schiste rouge à l'Est du Puerto de Mestanza.

La répartition géographique des affleurements visibles de ce niveau semble donc assez restreinte, mais sans doute l'aurait-on rencontré ailleurs s'il n'était masqué par les éboulis ou bien éliminé par failles. De toutes façons, il pose un intéressant problème stratigraphique:

Dans la Sierra Morena, on attribue toujours un âge Arenig aux quartzites à *Cruziana* mais, comme le fait remarquer R. Maass (1963), sans préciser s'ils englobent des équivalents du Tremadoc. En raison de l'analogie de position et de faciès des schistes rouges de la Sierra de Mestanza avec certains niveaux subordonnés aux quartzites Arenig dans le Massif Armoricain, on a proposé de les rapporter à cet étage (Bouyx, 1964).

Dans le Massif Armoricain, en effet, P. Pruvost (1959), lui rapporte la vaste série des «schistes pourprés», «génétiquement liée à l'Ordovicien», dans laquelle il note d'importantes variations de faciès.

En réalité, une grande partie de cette série qui marque la base de la transgression paléozoïque et qui se trouve séparée de l'Ordovicien par une régression et l'établissement d'un volcanisme acide, doit correspondre au Cambrien inférieur et moyen (J. Cogne, 1966), comme de récentes découvertes viennent de le confirmer localement (P. Cavet, M. Gruet et J. Pillet, 1966) (1). Dans le Maine cependant, d'autres formations pourprés terminent le Cambrien, au-dessus des séries volcaniques. En ce qui les concerne, des arguments paléontologiques viennent appuyer l'interprétation de P. Pruvost, avec en particulier la présence de *Tomasina Criei* D. et surtout de *Lingulella nicholsoni* Call., espèce caractéristique du Trémadoc britannique.

Il est assez frappant de retrouver dans la province de Ciudad Real des variations identiques à celles décrites dans le Trémadoc armoricain: présent sous son faciès le plus typé dans la Sierra de Mestanza où son épaisseur est sujette à de grandes variations, le schiste rouge est remplacé tant vers le Nord (Cerro de San Sebastián) que vers le Sud (zone de Diogènes) par des alternances plus ou moins épaisses de schistes gréseux, de grès micacés et de grès plus grossiers dans lesquels la couleur rouge réapparaît parfois. Ailleurs, il semble absent, et comme dans certains secteurs du Massif Armoricain, les grès à *Cruziana* doivent surmonter directement la série détritique de base.

1) Les faunes découvertes par ces auteurs leur permettent de rapporter au Cambrien moyen la formation volcano-détritique du Choletais et, par analogie, le poudingue et les schistes pourprés du Sigournais.

Dans ces affleurements, on a découvert quelques traces de vie. La plupart sont malheureusement peu significatives (pistes de vers, traces énigmatiques qui doivent correspondre à des *Harlania* de petite taille). Par

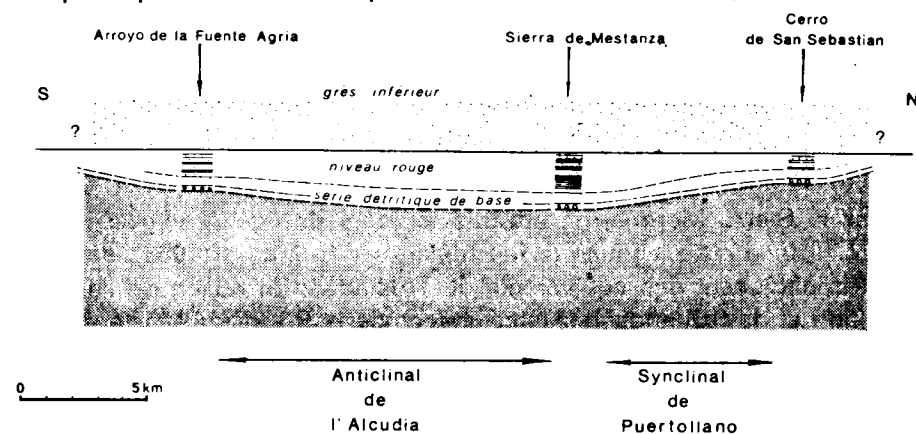


Fig. 34: Variations latérales du niveau rouge.

contre, un spécimen de *Lingulella Sp.* (1) recueilli dans les couches rouges situées immédiatement à l'Est d'Hinojosas, semble permettre de rapporter au Trémadoc ce niveau dont les faciès présentent des ressemblances surprenantes avec ceux des formations trémadociennes incontestables:

On connaît par exemple des niveaux rouges à trilobites du Trémadoc inférieur en divers points de la Montagne Noire (Thoral, 1935; Szuy, 1958; P. Hupe, communication orale 1964, et Boyer et Guiraud, 1964). Ces derniers auteurs, qui insistent sur le caractère transgressif du Trémadoc après une lacune du Cambrien supérieur rapprochent d'ailleurs ces niveaux des «schistes pourprés» de Bretagne.

Il faut bien souligner qu'il n'a pas été possible jusqu'ici d'acquiescer une certitude absolue de la présence du Trémadoc dans la Péninsule Ibérique, bien que son existence y ait été maintes fois envisagée par divers auteurs.

Ainsi récemment, M. Colchen (1968) rapporte au Trémadoc probable les niveaux les plus élevés de la série paléozoïque anté-carbonifère de la Sierra de la Demanda, après la découverte à la base de ces niveaux de brachiopodes articulés d'affinités Trémadoc.

Dans les Asturies, selon F. Radig (1962), les couches de transition cambro-ordoviciennes (Couches de Los Cabos, Lotze, 1957) situées entre le Cambrien moyen fossilifère et les schistes de Luarca à *Neuseretus tristani*,

(1) L'attribution au genre *Lingulella* de cet unique spécimen est faite d'après la forme générale et la longueur très réduite (7 mm.) de la coquille. Il faut noter que le genre *Lingulella* ne dépasse pas le Trémadoc. (Photo 16.)

et dont la partie supérieure est généralement rattachée à l'Arenig pourraient aussi comprendre du Trémadoc, comme Lotze en avait envisagé la possibilité. Dans la partie Nord des chaînes celtibériques, où des niveaux rouges viennent d'être signalés au-dessus d'une série à dominante gréseuse correspondant sans doute au Cambrien supérieur (A. et R. Desparmet, 1967), le problème est également posé.

Enfin on connaît au Portugal, au-dessus des conglomérats et arkoses de base ordoviciens, des grauwackes lie de vin (dans la région de Bucaço). Selon Teixeira (1960), ils représentent «probablement» le Trémadoc.

En divers points de l'Europe occidentale hercynienne, on connaît donc des couches schisto-gréseuses immédiatement situées sous l'Arenig et concordantes avec lui qui comportent fréquemment des niveaux rouges ayant parfois livré une faune trémadoc.

Malgré la pauvreté des faunes qu'ils ont livré, et en raison des similitudes de faciès exposées plus haut, on rapprochera de ces niveaux les schistes rouges de la Sierra de Mestanza, en y voyant le jalon très suggestif d'un Trémadoc probable dans la Méséta.

3.° LES NIVEAUX DE PISTES BILOBEES

Les pistes bilobées sont depuis longtemps signalées dans la Meseta Ibérique au sein de la puissante assise grésosquartzitique qui constitue l'essentiel de l'Ordovicien inférieur. Dès 1864, Casiano de Prado mentionnait leur présence dans les provinces de Ciudad Real, Tolède, Cáceres, Badajoz, Salamanque, Zamora et León. En 1886, l'important mémoire de Delgado sur les fossiles des quartzites du Portugal fournissait d'excellentes figurations d'une quinzaine de formes distinctes, et depuis lors, la littérature contient de fréquentes allusions à la présence de ces pistes, partout où cette formation affleure largement. En l'absence de fossiles vraiment caractéristiques, elles ont longtemps constitué le seul argument qui permette de rapporter à l'Arenig les terrains qui les renferment. Argument d'ailleurs dangereux, car l'on sait que les bilobites peuvent aussi exister dans des formations plus anciennes (comme l'a montré Seilacher, 1960, la forme *Cruziana semiplicata* Salt est caractéristique du Cambrien).

On a vu que ces traces étaient inégalement réparties au sein des «Quartzites à *Cruziana*»: rares dans les assises purement gréseuses ou quartzitiques, elles se trouvent en abondance dans les zones où des schistes alternent avec des bancs gréseux de faible épaisseur. Au siècle dernier, Delgado avait déjà observé un mode de gisement identique pour les bilobites du Portugal «incorporés moitié dans le grès, moitié dans le schiste sous-jacent».

Il semble en outre que dans ce secteur de la Sierra Morena, les différents niveaux d'alternances schisto-gréseuses que l'on a pu distinguer dans l'Arenig soient caractérisés par différentes associations de pistes:

Sans entrer dans les détails, on peut rapporter les bilobites que l'on a rencontré à 4 types principaux:

- a) Pistes de type *Cruziana furcifera*, d'Orb.
Grandes pistes bilobées (jusqu'à 12 ou 15 cm. de large) possédant une forte striation oblique par rapport au sillon médian (Photo 11).
- b) Pistes de type *Cruziana goldfussi*, Rou.
Pistes bilobées généralement plus étroites, également striées et possédant deux sillons latéraux très rapprochés des bords (Photos 11 et 12).
- c) Pistes de type *Rouaultia rouaulti*, Leb (Photo 13).
Pistes grêles (0,5 à 2 cm. de large en moyenne), bilobées, apparemment lisses et possédant deux sillons latéraux très rapprochés du bord.
- d) Pistes de type *Rhysophycus*, Hall (Photo 14).
Traces à peine plus longues que larges, bilobées, et généralement interprétées comme correspondant à des traces de repos.

1.° En décrivant les subdivisions qu'il est possible de distinguer dans l'Ordovicien inférieur de la Sierra de Mestanza, on a mentionné l'existence d'un niveau particulier, situé vers le milieu de la série entre les «grès inférieurs» et les «grès supérieurs» dans lequel se trouvent en abondance, à la base de certains bancs, de grandes pistes du type *Cruziana furcifera* et du type *Cruziana goldfussi*, ainsi que des *tigillites*.

On a retrouvé ce niveau à Diogènes et dans la région d'Almadén, sur les deux flancs du grand pli hercynien. On l'a également rencontré sur les deux flancs de l'anticlinal du río Esteras: à la limite sud de la vallée, il affleure sur les talus de la route d'Agudo, au Nord du Puerto del Rayo, tandis qu'on peut l'observer sur le flanc nord, dans le ravin de l'arroyo de la Ribera de Riofrío, juste après son confluent avec l'arroyo de Valdemasiaga. Enfin, on l'a suivi sur près de 12 km. dans la Sierra de Calatrava, depuis les pentes nord de la cote 862, à l'Est de Puertollano, jusqu'aux cotes 785 et 805, près de la casa de Valderranco, au Sud de la route d'Aldea del Rey. Au NE de Villamayor, on le retrouve dans la Sierra de Perabad.

L'ensemble de ces localisations (fig. 32) illustre bien la grande extension géographique de ce niveau qui occupe toujours la même position stratigraphique dans la série.

2.° Au-dessus des «grès supérieurs», on a pu définir dans la zone de passage aux schistes à Calymène, un second niveau caractérisé cette fois par une association différente: *Cruziana goldfussi* de petite taille, *Rouaultia rouaulti* et de rares *Rhysophycus*. On a vu que dans la coupe de la tranchée du chemin de fer, au Sud d'Almadén (point 1 de la fig. 32), ces pistes étaient distribuées sur une cinquantaine de mètres environ dans la partie inférieure de la zone de passage au Llandeilo. Il semble en être de même dans la Sierra de Mestanza (où on peut les observer sur la route de Puertollano quelques centaines de mètres au Nord du col ainsi que dans le ravin situé à l'Est de la route (point 2) et au Nord de la laguna de la Carrizosa, près de Cabezarados, où l'on a recueilli ce même mélange de pistes (point 3).

La situation de ces trois gisements, éloignés de plusieurs dizaines de Km. les uns des autres, permet d'assigner à ce niveau une extension géographique comparable à celle du niveau précédent.

Les «grès supérieurs» apparaissent donc encadrés par deux niveaux nettement définis par un mélange de pistes. L'association de certains types de pistes liés à certains faciès semble alors constituer un moyen commode pour se repérer au sein d'une série monotone où les fossiles caractéristiques font défaut.

Les pistes bilobées gardent-elles cette même répartition verticale dans le reste de la Meseta? Les renseignements dont on dispose sont trop fragmentaires pour permettre de l'affirmer:

Vers l'Est (El Centenillo, défilé de Despeñaperros, Aldequemada) ces distinctions semblent encore valables (Tamain, 1967). Dans les Monts de Tolède, on a rencontré dans l'Arenig, au Nord de los Yébenes, une zone d'alternance de grès, schistes, schistes gréseux et grès en plaquettes dont le faciès est identique à celui du niveau inférieur et qui renferme comme lui des pistes de grande taille (il affleure avec un pendage Nord 30°, sur les bords de la route de Ciudad Real à Tolède, un peu avant le Km. 111, au Nord de Los Yébenes). Dans la sierra de Guadalupe, les alternances situées au-dessus des grès armoricains ont livré en un point (au Sud du Puerto de San Vicente) de petites *Cruziana goldfussi*. Enfin, dans l'Ouest de la province de León, G. Nollau (1966), décrit au-dessus des grès à *Cruziana*, plus de 200 m. de couches de transition qui renferment des *Cruziana goldfussi*.

Seules des recherches systématiques dans l'ensemble de la Meseta permettront de dire si les zones repères mises en évidence dans cette partie de la Sierra Morena existent ailleurs, comme ces observations isolées permettent de le penser.

4.° LA ZONE A DIDYMOGRAPTUS

Bien que les gisements connus en soient assez rares, le Llanvirn semble exister dans toute la région: signalés par *Flenke* (1926) à Venta de Cardénas, les *Didymograptus* ont été repérés par *Tamain* (1967) dans les «schistes du río» de la zone de El Centenillo. *R. Maass* (1963) cite *Didymograptus bifidus* dans la région d'Almadén, sans indiquer de localisations précises. Enfin, *E. M. Triguero* (1961, 1963) en décrit deux gisements: dans la vallée du Robladillo, au Nord de El Horcajo, et près de Santa Eufémia, 25 km. au Sud d'Almadén.

Avec le Llanvirn à *Didymograptus* prend fin cette description stratigraphique de l'Ordovicien inférieur. Les subdivisions qu'il convient de souligner dans l'Arenig sont figurées, en guise de conclusion, dans la succession type de la figure 35.

1. «Série détritique de base».
(Poudingue de base, grès à graviers, microconglomérats, grès grossiers à stratification oblique).
- 2 et 3. «Niveau rouge»
(Schiste grés-micacé d'abord seul, puis alternant avec des grès).
4. «Grès inférieurs».
5. «Niveau à grandes pistes bilobées».
6. «Grès supérieurs».
7. 8 et 9. Zone de passage aux schistes à *Calymène* (alternances de schistes, grès et quartzites avec petites pistes bilobées, puis schistes et grès micacés, surmontés par une dernière zone de quartzites elle-même suivie par des grès micacés en plaquettes).
10. Llanvirn.

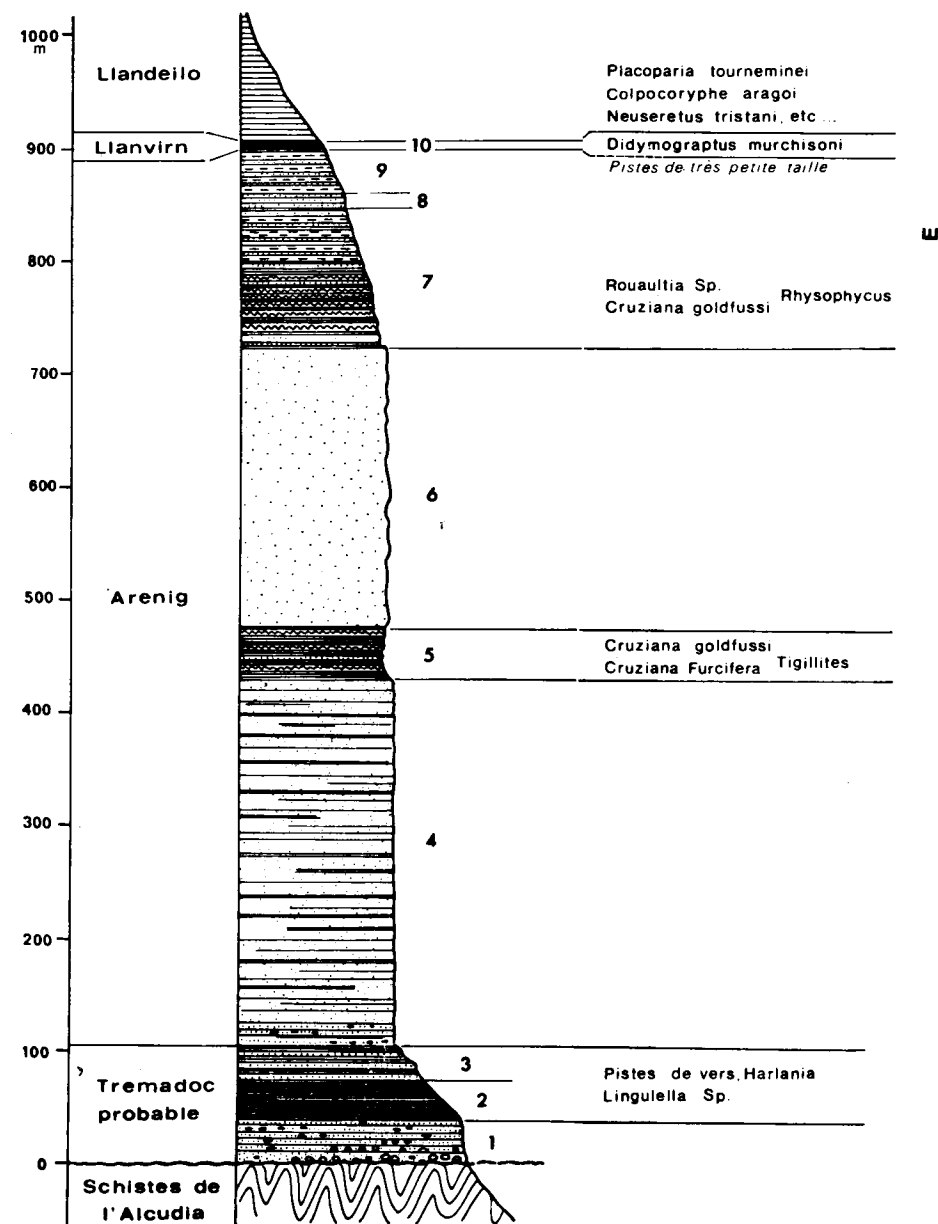
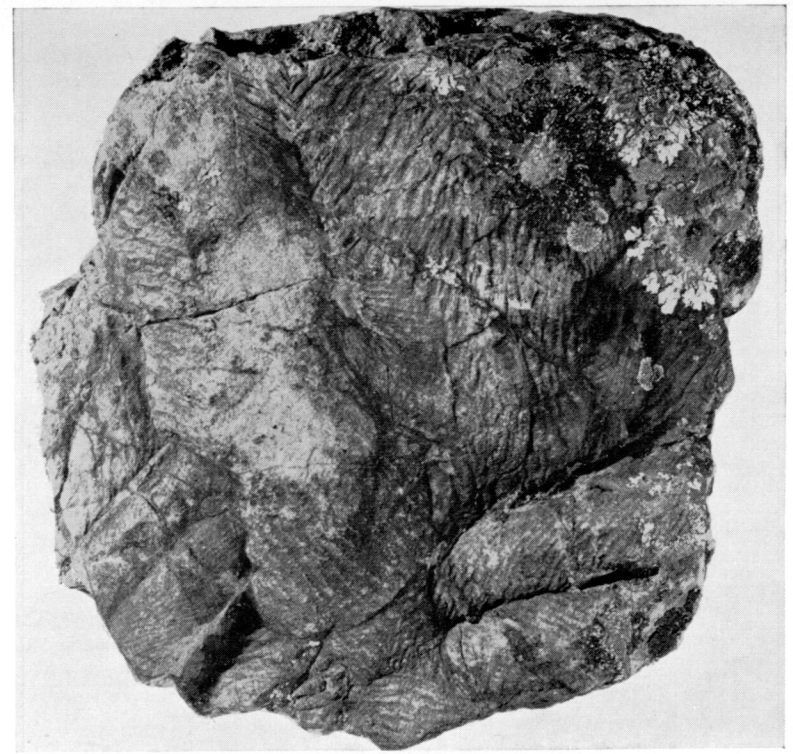


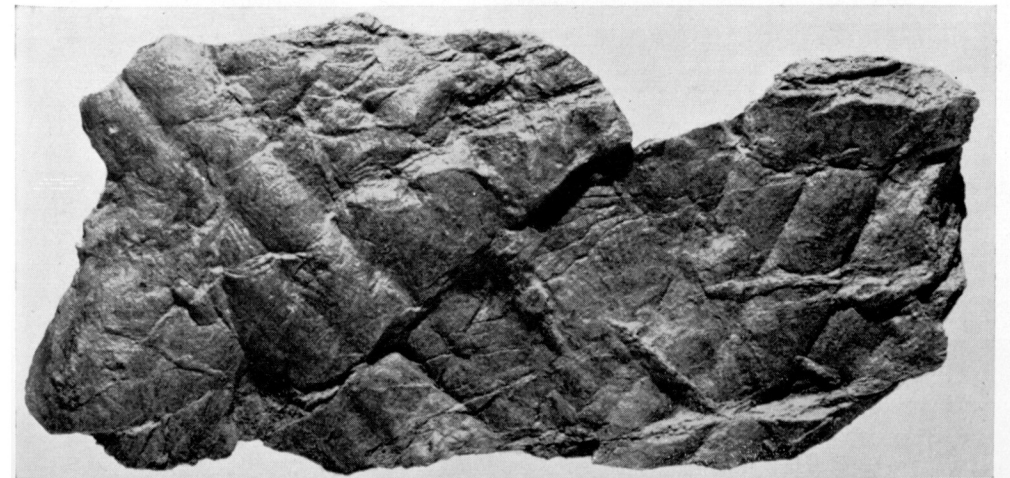
Figure 35



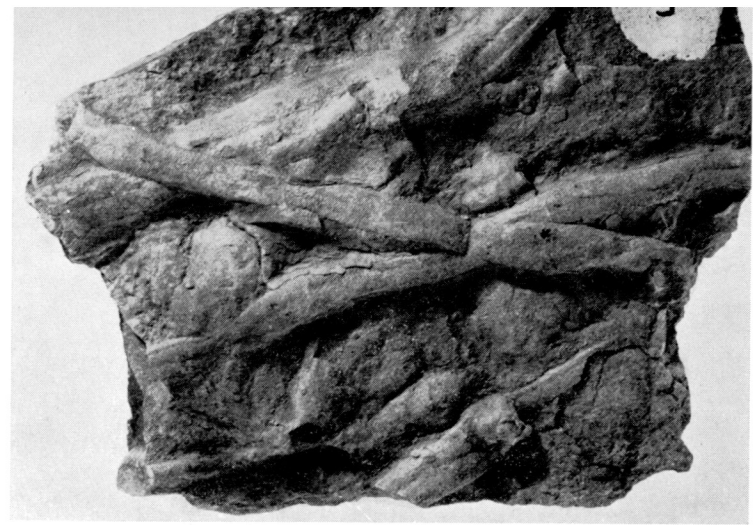
Repères paléontologiques dans l'Ordovicien inférieur.

11. Niveau à grandes pistes bilobées (5):
(Sierra de Mestanza).
Cruziana furcifera et *Cruziana goldfussi* (avec ses sillons latéraux) de grande taille.
Grandeur naturelle.

12. Zone de passage au Llandeilo (7):
(Tranchée du chemin de fer de Madrid à Badajoz).
Cruziana goldfussi de petite taille.
Grandeur naturelle.



13



13. Zone de passage au Llandeilo (7) (Puerto de Mestanza).
Roualtia rouaulti (sillons latéraux très nets).
Grandeur naturelle.
14. Zone de passage au Llandeilo (7): (Laguna de la Carrizosa).
Rhysophycus.
Grandeur naturelle.
15. Zone de passage au Llandeilo (9): (Fontaine du Chorillo).
Pistes minuscules (1 à mm.) dans les alternances de grès micacés et de schistes gréseux en plaquettes immédiatement situées sous la zone à *Didymograptus*.
Grandeur naturelle.
16. Niveau rouge (2): (Sierra de Mestanza).
Unique exemplaire rapporté au genre *Lingulella* (X 3).
(Les chiffres entre parenthèses correspondent aux différents niveaux du log. de la fig. 35.)

14



16



15



SECTION IV.—LE RESTE DE LA SERIE PALEOZOIQUE

Le reste de la série paléozoïque qui a déjà fait l'objet de nombreuses descriptions (*Casiano de Prado, Verneuil, J. Groth, A. Born, A. Almela, etc.*) est actuellement étudié par plusieurs auteurs (*H. Puschmann, F. Saupe et G. Tamain* notamment).

On se contentera donc ici de citer très brièvement les différents termes de la série: il s'agit là d'une matière tout à fait marginale par rapport à cette étude consacrée aux formations anté-ordoviciennes.

Au dessus de la zone à *Didymograptus*, le *Llandeilo* est représenté par un ensemble de schistes argileux et de petits bancs de grès (300 à 400 m.) qui a livré une faune abondante dont les affinités avec les formes classiques des «schistes à *Calymène*» du massif armoricain sont suprenantes.

Le *Caradoc* lui fait suite avec un niveau quartzitique (50-60 m.) bien marqué dans le paysage (les *Cuarcitas de canteras*) suivi par environ 300 m. de schistes et de grès micacés avec quelques lentilles calcaires.

Une nouvelle barre grés-quartzitique de 30 à 40 m. (les *Cuarcitas del criadero*), minéralisée en cinabre à Almadén précède les ampélites à *Monograptus* du *Gothlandien*.

Le Dévonien apparemment concordant au Silurien affleure dans les deux synclinaux de Chillon et de Guadalmez, situés de part et d'autre de l'anticlinal de l'Alcudia. Il débute par une barre de quartzites épaisse de 30 à 40 m. et se poursuit par une puissante formation (4 à 500 m.) de schistes tendres, de schistes gréseux, de bancs de grès complétée dans la partie supérieure de la série (Frasnien-Faménien) par quelques intercalations calcaires. La stratigraphie de cet étage qui a livré une faune abondante dans le synclinal de Guadalmez (*C. de Prado, J. Groth, A. Almela*) vient d'être précisée par *H. Puschmann* (1966) qui a pu établir l'existence d'une lacune de sédimentation (au cours du Dévonien moyen) dont l'importance est variable suivant les localités.

Depuis les *Cuarcitas del Criadero* jusqu'au Dévonien, la zone d'Almadén est caractérisée par un important volcanisme basique de type éffusif (*F. Saupe, 1967*).

Dans le synclinal de Guadalmez, on rencontre au dessus du Dévonien supérieur et concordant avec lui, un ensemble de schistes tendres et de petits bancs de grès qui renferment une faune Viséen supérieur et Namurien (A. Almela, 1961).

Dans cette formation, dont la puissance serait de l'ordre de 200 m. A. Almela signale la présence de *Stigmaria ficoides* Brong. Ce Carbonifère de faciès Culm monterait donc, selon lui, jusqu'au Westphalien.

Au dessus de l'Arenig, la série paléozoïque apparait donc bien développée (au moins 2.000 m. de sédiments), très fossilifère et à peu près complète, si l'on excepte une lacune durant le Dévonien moyen.

Les derniers dépôts primaires sont représentés par les couches discordantes du bassin de Puertollano (Stéphanien C ou B très supérieur) qui reposent sur l'Ordovicien plissé lors des mouvements hercyniens.

DEUXIEME PARTIE

PROBLEMES STRUCTURAUX

ET INTERPRETATION

DEUXIEME PARTIE

Problèmes structuraux et interprétation

Pour les anciens auteurs et la plupart des auteurs classiques, les «schistes de l'Alcudia» représentaient tantôt le Cambrien, tantôt le Silurien, voir même un mélange des deux. Dans une section préliminaire, on rappellera ces interprétations.

On envisagera ensuite les problèmes structuraux (Chapitre I): l'étude des directions de plissement décelable dans les formations anté-ordoviciennes et l'examen du contact entre ces formations et les quartzites à *Cruziana* permettront de conclure à l'existence absolument générale d'une discordance anté-ordovicienne d'ailleurs reconnue par différents auteurs dans d'autres secteurs de la Meseta.

Puis on abordera les problèmes d'interprétation (Chapitre II): après une comparaison avec certaines formations qui affleurent dans le reste de la Meseta sous l'Ordovicien ou sous le Cambrien paléontologiquement daté, on proposera de rapporter au Précambrien supérieur l'essentiel des terrains anté-ordoviciens étudiés dans ce mémoire.

SECTION PRELIMINAIRE

QUELQUES INTERPRETATIONS ANCIENNES OU ACTUELLES

Les premières interprétations que nous livre la littérature concernent évidemment les «schistes de l'Alcudia» au Sud d'Almadén, là où les premiers géologues qui venaient visiter la mine avaient eu l'occasion de les observer:

De passage à Almadén lors de son voyage en Espagne, Mr. Le Play (1834) ne mentionne aucune subdivision dans les *terrains de transition*, «schistes talqueux, phyllades, quartzites, grauwackes et calcaires qui forment la base de la Sierra Morena et d'une partie du sol de l'Extrémadure» (1). En 1839, première précision: *Ezquerra de Bayo* se basant sur la découverte de *Stringocephalus burtini*, rapporte au Dévonien l'ensemble des affleurements concernés: «le sol d'Almadén appartient à la grauwacke, comme toute la partie orientale de la Sierra Morena».

Un an plus tard, débutait une période durant laquelle la géologie d'Almadén devait faire des progrès considérables sous l'impulsion de *Casiano de Prado*. Nommé superintendant de la mine en 1840, il entreprend un examen minutieux de son contexte géologique, explorant une grande partie de la province et des monts de Tolède et découvrant de nombreux gisements fossilifères. En 1855, il publie l'essentiel de ses observations dans un «mémoire sur la géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des montagnes de Tolède», et confiant la description de ses faunes à *Verneuil* et *Barrande*. Dès 1852, de *Verneuil* et *Collomb*, qu'il avait associé à ses recherches, avaient indiqué la présence de trois étages dans les terrains paléozoïques de la Sierra Morena: le *Dévonien* («au Nord et au Sud d'Almadén, qui par suite de plissements nombreux paraît alterner avec les couches siluriennes»), le *Silurien supérieur* («faiblement représenté», et repéré par des schistes bitumineux à graptolites et des nodules calcaires à *Cardiola interrupta*), et le *Silurien inférieur* (très riche en fossiles).

En fait, tous les gisements fossilifères découverts par *Casiano de Prado* sont localisés au Nord de la grande muraille de quartzites qui sépare la vallée des couches sur lesquelles est situé Almadén. Il figure cependant en Silurien la vallée de l'Alcudia dans sa «carte géologique des environs d'Almadén» se basant sans doute sur une certaine similitude de faciès entre les terrains anté-ordoviciens et les schistes à *Calymène*.

A cette époque, donc, toutes les formations anté-ordoviciennes sont rapportées au Silurien, et, en 1868, *Barrande* pourra proposer une comparaison entre le Silurien de Bohême, du NW de la France et de l'Espagne, basée sur le parallélisme des trois grandes colonies de faunes: *faune primordiale*, *faune seconde* et *faune troisième*, en notant que «malgré les dislocations du sol, les trois grandes faunes siluriennes se retrouvent dans des localités relativement rapprochées dans la région de la Sierra Morena» (*Casiano de Prado* avait en effet découvert aux Cortijos de Magalon, loca-

(1) Durant ses itinéraires (Madrid, Almadén, Espiel, Cordoue, Cáceres...) Mr. Le Play avait toutefois distingué les grandes catégories de terrains visibles dans la Sierra Morena et l'Extrémadure: le granite, les terrains métamorphiques, les terrains de transition, le terrain houillier (en lambeaux discordants disséminés à la surface des terrains de transition), le tertiaire, et le terrain de transport ancien.

lité située à la limite des monts de Tolède, un trilobite du genre *Ellipsocephalus*). Quelques années plus tard, dans son «mémoire sur les mines et usines d'Almadén», l'ingénieur *H. Kuss* (1878) donne une coupe géologique du gisement inspirée de l'interprétation de *Casiano de Prado*.

Avec les Tavaux de la Commission de la Carte Géologique, la géologie de la Meseta entrain dans une nouvelle étape: désormais, les terrains anté-ordoviciens ne seront plus examinés dans un secteur réduit ou bien à la faveur de grandes explorations comme celles de *Verneuil*, *Collomb* ou *Casiano de Prado*, mais à l'échelle régionale, dans le cadre d'études d'ensemble de la province de Ciudad Real et des provinces voisines.

En 1874, *F. Gascue* et *R. de Ingunza*, résumant les recherches effectuées par *D. J. Caminero* rapportent toujours au Silurien les vallées du río Tirta-fuera et de l'Alcudia. Mais dès 1878, les auteurs anonymes d'un article de synthèse publié au Bulletin de la Commission de la Carte annoncent une interprétation nouvelle: traitant du Cambrien, ils écrivent en effet: «il est possible qu'à cette même époque correspondent une partie des roches considérées jusqu'ici comme siluriennes dans les provinces de Badajoz, Ciudad Real, Tolède, etc...».

En 1880, *De Cortazar* publie sa «description physique et géologique de la province de Ciudad Real». Pour la première fois, il donne une vue d'ensemble des formations anté-ordoviciennes en établissant leur antériorité aux quartzites à *Cruziana*: les roches les plus anciennes qui affleurent dans la province se rencontrent en position toujours identique, formant le substratum des principales vallées. Elles sont toujours fortement inclinées, avec des plis et des changements de pendages fréquents. Leur faciès est très uniforme, mais on y distingue cependant des schistes argileux, des schistes phylladiformes et des grauwackes compactes ou schisteuses: ce sont là, remarquons-le, les trois variétés pétrographiques (schistes, grauwackes rubanées et grauwackes) dont les diverses combinaisons ont permis de distinguer les faciès analysés plus haut. Se référant à la présence d'un élément de la faune primordiale aux Cortijos de Magalon, il propose de rapporter au *Silurien primordial*, c'est-à-dire en fait au Cambrien (1) toutes ces couches «qui apparaissent toujours comme les plus inférieures de la série paléozoïque de Ciudad Real».

Il signale en outre deux faits d'une extrême importance, sans toutefois leur attribuer leur véritable signification: il existe parfois une «différence de stratification entre les phyllades et grauwackes et les quartzites qui

(1) *De Cortazar* utilise la classification de *Murchison*. Le Silurien primordial correspondant en fait au Cambrien. En 1878, il avait signalé dans la province de Tolède la présence de roches correspondant indubitablement aux périodes géologiques les plus anciennes, dont «l'âge pourrait être Cambrien». (Il adoptait dans cet article la classification de *Sedwick*).

les surmontent», notamment au puerto de Mestanza. Voyant là un argument pour séparer le Silurien primordial du Silurien inférieur, il considère sans doute cette discontinuité comme une simple anomalie tectonique, puisque toutes ses coupes figurent les deux étages en parfaite concordance. Enfin, il indique la présence dans les grauwackes de «fragments de phyllade de couleur obscure ce qui indique la préexistence de cette roche complètement formée avant la sédimentation des matériaux». De Cortazar avait donc entrevu l'existence d'un matériel remanié d'une série sédimentaire plus ancienne, au sein des «schistes de l'Alcudia».

Pour J. Macpherson (1883) qui avait observé les mêmes faits dans les schistes et grauwackes inférieurs à la quartzite à Cruziana dans les environs de Cabeza del Buey, ces éléments pourraient provenir de l'Archéen supérieur d'Andalousie.

Parallèlement aux travaux de De Cortazar, d'autres auteurs étudient les régions voisines, pour arriver à des résultats comparables. Dans la province de Badajoz, Gonzalo y Tarín (1879) reconnaît parfois entre l'horizon des schistes et grauwackes et les quartzites du sommet des sierras, une discordance «due à la fracturation des quartzites», ce qui lui permet de séparer les couches correspondant à la faune primordiale de celles correspondant à la faune seconde. Macpherson (1880) figure en Paléozoïque sans plus de précision les formations d'Almadén, dans sa «coupe à travers la Péninsule Ibérique»; mais à Cabeza del Buey, ses observations rejoignent celles de Gonzalo y Tarín (dans son article de 1883, il place en effet les schistes et grauwackes sous les quartzites). Dans la province de Cordoue, enfin, L. Mallada rapporte au Cambrien des formations analogues (1880).

Dans son Explication de la Carte Géologique d'Espagne, L. Mallada (1896) donne une brève synthèse de tous ces travaux. Les terrains anté-ordoviciens sont désormais rapportés au Cambrien. J. Groth (1914) en écrivant que les schistes et les grès de l'Alcudia sont Cambriens et que l'Ordovicien présente à sa base un grès armoricain qui repose sur eux «généralement en concordance», se ralliera à une interprétation qui sera fréquemment reprise par la suite (notamment par G. Ciry, 1936).

Cependant, l'observation d'une petite charnière anticlinale (1) dans les quartzites du flanc méridional de la vallée de l'Alcudia, au Sud d'Almadén, devait tout remettre en question: les deux falaises de quartzite étant interprétées comme deux anticlinaux très redressés, les «schistes de l'Alcudia», en position synclinoriale entre ces deux structures doivent alors correspondre aux schistes à Calymène (P. H. Sempelayo, 1926).

Pour rapporter à l'Ordovicien moyen l'ensemble des formations anté-

(1) Cette charnière, visible dans la coupe de la tranchée du chemin de fer de Madrid à Badajoz, au Sud du km. 287, correspond à un simple repli de détail du flanc sud de l'anticlinal hercynien (fig. 29).

ordoviciennes de la province, on invoque des arguments tectoniques variés: Selon E. H. Pacheco (1926), qui reconnaît la structure anticlinale de l'Alcudia, la vallée correspond «à la zone de la charnière enfoncée par suite de deux longues failles longitudinales. Une explication identique est avancée par A. de la Rosa et F. H. Pacheco (1928) pour l'anticlinal du río Tirteafuera. Au cours des études réalisées en vue de la carte au 1/50.000 de Mestanza, A. de la Rosa et A. de Alvarado reviennent à la conception de De Cortazar et de L. Mallada (les schistes qui apparaissent dans le cœur érodé de l'anticlinal de l'Alcudia correspondent au Cambrien), tandis que F. H. Pacheco y voit des schistes à Calymène disposés dans un grand synclorium faillé sur ses deux flancs. Dans la moitié nord de la vallée, les «schistes de l'Alcudia seront finalement rapportés au Cambrien (Mem. Expl. Hoja Mestanza, 1929), car ils apparaissent sous les quartzites à Cruziana. Dans la moitié sud de la vallée, par contre, ils resteront datés en Ordovicien moyen. Un système de failles situé vers le centre de la vallée est invoqué pour séparer les deux ensembles.

En 1935, P. H. Sempelayo évalue à 6% du territoire national la superficie occupée par le «Cambrien azoïque». Dans la région qui fait l'objet de cette étude, il lui rapporte la plaine d'Agudo, la reliant ainsi aux grands affleurements cambriens de la province de Badajoz, et un secteur limité de la vallée de l'Alcudia, au Nord de Mestanza. Le reste des formations anté-ordoviciennes (vallée du río Tirteafuera, du río Esteras et majeure partie de la vallée de l'Alcudia) restent donc datées en Silurien.

En abordant l'étude géologique de la région d'Almadén, A. Almela admet cette interprétation. Mais très rapidement, ses observations l'amènent à émettre certaines objections, qu'il formule en 1959, dans son «esquema geológico de la zona de Almadén»: Exception faite de l'unique charnière visible dans les quartzites du flanc sud, on ne décèle aucun indice d'une véritable disposition anticlinale dans les deux cordillères ordoviciennes; de plus, les niveaux typiques de l'Ordovicien paléontologiquement daté, qui s'observent au Nord de la Sierra de Castilseras (flanc Nord) ne se retrouvent pas dans la vallée de l'Alcudia, comme il serait normal de les y rencontrer, si cette structure anticlinale existait. Pour Almela, «les quartzites de la Sierra de Castilseras ne forment pas un anticlinal, et les schistes qui apparaissent au Sud sont anté-siluriens, sans qu'il soit possible pour le moment de préciser leur âge».

La rédaction de ce texte, il faut le remarquer, incite à penser qu'à ce stade de ses travaux, Almela n'exclue pas obligatoirement un âge antérieur au Cambrien pour les «schistes de l'Alcudia», hypothèse que l'on avançait pour leurs équivalents dans la région de Mestanza (Bouyx, 1959).

A la même époque, F. M. Martín (1959), s'en tient aux conceptions antérieures et rapporte à l'Ordovicien moyen les formations anté-ordovi-

ciennes de la vallée du río Tirteafuera. A l'inverse, *E. M. Triguero* (1961) estime que les «schistes de l'Alcudia» correspondent au «Cambrien dans ses niveaux les plus élevés».

En 1962, *Almela* et ses collaborateurs ne pensent pas posséder suffisamment d'arguments pour admettre dans la région d'Almadén la discordance infra-ordovicienne reconnue par *Lotze* dans une grande partie de la Meseta et mise en évidence dans d'autres secteurs de la vallée (*Bouyx*, 1959 et 1961 pour la région de Mestanza, *R. Maass*, 1961 pour celle de Cabeza del Buey). Estimant que les «schistes de l'Alcudia» sont en général concordants sous l'Ordovicien inférieur, ils leur attribuent un âge cambrien.

Toutes les interprétations qui viennent d'être rappelées dérivent d'un postulat commun: en dépit des divergences qu'ils avaient parfois remarqué entre les deux formations, leurs auteurs croyaient tous à un passage concordant entre les terrains anté-ordoviciens et les quartzites. Suivant leurs conceptions tectoniques, une datation en Cambrien ou en Silurien s'imposait donc.

E. H. Pacheco (1912) avait cependant envisagé une autre possibilité: reconnaissant que dans la province de Cáceres, une partie des «schistes lustrés devait être incluse dans la partie supérieure de l'Agnostozoïque», il écrivait, à propos de la série schisto-gréseuse de la vallée du río Algodor (Monts de Tolède): «en Espagne, il faudra résoudre la question de la distinction entre Cambrien et Précambrien».

Il estime cependant que dans les régions où l'on ne peut faire cette distinction, les schistes inférieurs à la quartzite ordovicienne doivent correspondre à la base du Paléozoïque.

Dans l'hypothèse où il existerait une discontinuité majeure sous les quartzites à *Cruziana*, les données du problème se trouveraient radicalement changées. Avant d'interpréter les formations anté-ordoviciennes, il importe donc de définir la nature des rapports qui, dans la province de Ciudad Real, existent entre ces formations et l'Ordovicien inférieur.

Des divergences locales furent parfois observées entre les deux séries dès la fin du siècle dernier; mais les auteurs ne leur attribuèrent qu'une signification tectonique. En 1959, au contraire, j'affirmais l'existence d'une discordance stratigraphique à la base de l'Ordovicien dans la vallée de l'Alcudia, mettant ainsi en doute, par voie de conséquence, l'attribution automatique d'un âge cambrien aux formations recouvertes par les quartzites à *Cruziana*. Par la suite, je retrouvais cette discordance dans l'ensemble de la province, tandis que divers auteurs étudiaient les mêmes formations, pour aboutir à des conclusions diverses et souvent opposées.

CHAPITRE PREMIER

La discordance anté-ordovicienne

Après avoir mentionné les travaux antérieurs et contemporains (Section I) on exposera les observations effectuées dans la province de Ciudad Real (Section II). On indiquera enfin la signification qu'il convient de leur attribuer, en replaçant cette grande coupure stratigraphique dans le cadre très général de la Meseta ibérique (Section III).

SECTION I.—HISTORIQUE

Pour l'ensemble des auteurs qui travaillèrent dans cette région durant la fin du XIX et la première moitié du XX siècle, la question ne se posait même pas: que la série anté-ordovicienne soit rapportée au Cambrien ou au Silurien, son passage concordant aux quartzites n'était jamais mis en doute; quant aux anomalies directionnelles parfois observées entre les deux formations, la tectonique suffisait à en rendre compte. Ainsi, *P. H. Sempelayo* (1935) écrivait à propos du «Cambrien azoïque» des provinces de Ciudad Real et de Tolède: «on doit admettre la concordance entre les deux premiers systèmes paléozoïques, bien que les changements de pendage soient beaucoup plus fréquents dans le Cambrien que dans le Silurien, ce qui entraîne en certains points une discordance angulaire appréciable».

On admettait parfois, pour expliquer la présence de conglomérats à la base de l'Ordovicien «diverses viscissitudes et variations dans le régime sédimentaire en rapport avec les oscillations du fond et les émergences ou sub-émergences temporaires» (*E. H. Pacheco*, 1926).

Mais jamais l'essentiel n'était remis en question. Toutes les coupes, tous les textes indiquent une concordance entre les deux séries, qu'il s'agisse d'études locales, d'ouvrages généraux ou même de recherches effectuées par divers géologues étrangers, *J. Groth* notamment.

En 1943, *Schmidt-Thome* envisage plus à l'Ouest, dans les provinces de Salamanque et de Cáceres, la possibilité d'une discordance à la base des quartzites à *Cruziana*: l'Ordovicien débute «sans discordance angulaire appréciable» par un conglomérat transgressif. Au cas où la puissante série de schistes et de grauwackes sur lesquels reposent les quartzites serait antérieure au Cambrien —mais il ne se prononce pas sur ce point— il y aurait même eu «une grande période d'émergence et d'abrasion continentale».

En 1945, évoquant la discordance cartographique qu'il avait mis en évidence dans les chaînes celtibériques, les idées de *Schmidt-Thome*, les résultats des études de *Fricke*, *Schneider*, *Simon* et de ses propres recherches au Nord de Séville, *Lotze* attire l'attention sur l'intérêt que présenterait l'examen de ce problème dans la Sierra de Alcudia, les Monts de Tolède, l'Extremadure et le Portugal. Il envisage en effet la possibilité d'un hiatus et d'une légère discordance à la base de l'Ordovicien dans l'Ostluisitanisch-Alcudisch zone.

En 1952, faisant le point de cette question devant le XIX congrès géologique International (Alger), il indique qu'une discordance, rapportée à la phase sarde, existe dans les Monts de Tolède et la Sierra Morena (prise ici dans le sens restrictif d'Ossa Morena zone, c'est-à-dire des affleurements situés au Sud du massif granitique des Pedroches).

Ayant identifié le Cambrien moyen et supérieur en Espagne centrale (Monts de Guadalupe), *Lotze* réaffirme en 1956 l'existence d'une phase sarde, traduite par une discordance à la base de l'Ordovicien. De plus il indique l'existence, dans les Monts de Tolède, d'un mouvement plus ancien qu'il situe entre le Cambrien moyen et le Cambrien supérieur et désigne sous le nom de phase tolédane. Ainsi, pour *Lotze*, les plissements sardes se sont réalisés en deux temps: une phase ancienne localement visible durant le Cambrien supérieur (Phase tolédane) et une plus récente et très générale (Phase ibérique) à la limite du Cambrien et de l'Ordovicien.

De nombreux géologues, cependant, considéraient toujours que les deux systèmes étaient concordants. La discussion était donc engagée lorsqu'en 1959, j'effectuais mes premières recherches dans la province de Ciudad Real. L'examen du contact entre l'Ordovicien inférieur et les «schistes de l'Alcudia» devait rapidement m'amener à décrire une discordance stratigraphique dans la partie est de l'Anticlinal de l'Alcudia (*Bouyx*, 1959, 1961) puis à considérer son existence comme un fait très général dans toute la province (*Bouyx*, 1963). Cependant, d'autres auteurs examinaient les

mêmes terrains ou des régions voisines. Les uns retrouvaient la discordance, d'autres en niaient l'existence:

En 1961, *R. Maass* publie le résultat de ses travaux dans un secteur de la province de Badajoz, immédiatement situé à l'Ouest de la terminaison occidentale de la vallée de l'Alcudia.

De Cabeza del Buey à Monterrubio, soit sur une trentaine de km. d'Est en Ouest, il étudie, entre autres problèmes, le contact de la série infra-ordovicienne avec l'Ordovicien inférieur, pour aboutir à des conclusions en accord avec celles auxquelles j'étais parvenu plus à l'Est: à la base des quartzites, il observe localement des couches grésos-arkosiques à galets de quartz et bien que le contact entre les deux ensembles ne soit pas visible, il admet, pour des raisons d'ordre tectonique, une discordance à la base de l'Ordovicien en remarquant que ses résultats concordent bien avec les travaux de *Lotze*.

La même année, *E. M. Triguero* estime au contraire que «les quartzites armoricains du Silurien inférieur qui forment la sierra de Alcudia reposent en concordance sur les schistes gréseux qui constituent la vallée».

Dans un volumineux ouvrage consacré à la stratigraphie du Cambrien d'Espagne, *Lotze* passe en revue toutes les régions de la Meseta dans lesquelles lui-même ou son équipe ont eu l'occasion d'aborder ces problèmes, et réaffirme toutes ses idées antérieures.

En 1962, un groupe de géologues de l'Instituto Geológico y Minero de España publie, sous la direction de *A. Almela* une très importante étude de la zone d'Almadén, illustrée d'une excellente carte au 1/100.000. Pour *Almela* et ses collaborateurs, les quartzites à *Cruziana* reposent en concordance sur le Cambrien.

En 1963, *R. Maass* étend à un secteur plus vaste ses observations antérieures, en considérant vers l'Ouest la région de Don Benito et de Mérida, vers l'Est l'anticlinal de l'Alcudia jusqu'à Almadenejos. On reparlera de cet important travail de *Maass* en examinant les données qu'il apporte aux problèmes posés par l'interprétation de la série anté-ordovicienne. Il suffit de noter ici qu'il considère la discordance anté-ordovicienne comme un fait absolument général dans la vaste région qui fait l'objet de son étude. Très récemment enfin, *P. Richter* (1967), dans son étude de la Sierra de San Andrés reconnaît lui aussi cette discordance dans l'extrémité orientale de la vallée de l'Alcudia.

Ce rapide survol des travaux modernes les plus essentiels consacrés à cette partie de la Meseta traduit bien les différences de conception qui ont opposé de nombreux auteurs sur ce problème: les uns brossent à grands traits l'histoire de la Meseta, définissent des phases orogéniques, établissent des corrélations à distance. Peut-être les autres auraient-ils été plus tentés de suivre leurs idées, si les publications qui les expriment,

au lieu de s'en tenir le plus souvent à l'exposé synthétique et doctrinal de leurs résultats, présentaient une documentation détaillée (cartes de détail et localisations précises), utilisable sur le terrain.

Dans les pages qui suivent, on s'attachera surtout à réunir cette documentation, en présentant des cartes levées sur photographies aériennes, accompagnées d'un commentaire insistant sur les observations de détail les plus significatives.

SECTION II.—LA DISCORDANCE ANTE-ORDOVICIENNE DANS LA PROVINCE DE CIUDAD REAL

C'est dans le secteur oriental de la vallée de l'Alcudia que la discordance s'observe avec une particulière netteté. Deux cartes de détail (zone de contact depuis la laguna de la Alberquilla jusqu'à Cabezarrubias et zone de Diogènes) en apporteront la preuve. On mentionnera aussi quelques brèves observations concernant le centre de la vallée (environs de Mestanza et de la route de El Hoyo).

Dans le secteur central, l'examen des affleurements au voisinage de la route de Fuencaliente aboutira aux mêmes conclusions.

Dans le secteur occidental, on a surtout examiné la partie de la vallée située au Sud d'Almadén. Dans cette zone très controversée, seules des observations indirectes (mesures des directions de bancs et de schistosités) permettent d'arriver à une certitude, d'ailleurs confirmée par un rapide examen de la limite orientale de la province de Badajoz (route de Chillon à Capilla et environs de Zarza Capilla).

Dans la vallée du río Tirteafuera l'examen des affleurements isolés de la plaine d'Argamasilla et la cartographie de la zone de contact à l'Ouest d'Almodóvar et au Sud Ouest de Tirteafuera ont permis de retrouver la discordance mise en évidence dans la vallée de l'Alcudia.

Dans la vallée du rio Esteras, l'examen du comportement tectonique de la série anté-orдовicienne permet aussi de conclure à sa position discordante sous les quartzites à *Cruziana*.

Dans la plaine d'Agudo, enfin, on retrouve des directions divergentes entre les deux formations.

LA VALLEE DE L'ALCUDIA

1.° LE SECTEUR ORIENTAL

A) La limite Nord de la vallée entre la Laguna de la Alberquilla et Cabezarrubias:

Au Sud du Puerto de Mestanza, où l'Orдовicien inférieur présente un

pendage de 20° à 30° NNE, on observe en descendant vers le centre de la vallée, tant sur le chemin de Las Tinosas que sur les bords de la route de Mestanza ou les flancs de l'arroyo de Chaparral, les fines alternances du «faciès Alcudia», avec des directions comprises entre plein Nord et Nord 160°, et des pendages à peu près verticaux.

Un examen détaillé des affleurements, sur le talus de la route de Mestanza entre l'embranchement du chemin de Las Tiñosas et l'endroit où elle recoupe les éboulis 3 à 400 m. avant l'arroyo de Pozo Medina, permet en outre de déceler dans ces alternances quelques petits replis anticlinaux dont les axes plongent de 30 à 40° vers le Nord.

On a constamment retrouvé cette disposition depuis Hinojosas jusqu'à la laguna de la Alberquilla, soit sur 12 km. d'W en E, tandis que la base de l'Ordovicien y est soulignée localement par un conglomérat transgressif:

a) *Observation directe du contact entre les «schistes de l'Alcudia et l'Ordovicien inférieur»:*

En deux endroits; le contact est à peu près visible encore que ces affleurements soient très limités et plus ou moins masqués par les éboulis et la végétation:

- Sur le flanc ouest du ravin de la Posadilla, une cinquantaine de mètres au-dessus de la route, le poudingue ordovicien, repose sur les alternances très redressées.
- Sur les pentes de El Venero, où le conglomérat (50-60° N) recouvre quelques bancs d'un conglomérat à petits galets de quartz, interstratifiés dans les «schistes de l'Alcudia», avec un pendage de 80° E.

b) *Orientation générale de la série anté-ordovicienne:*

Indépendamment de l'observation directe —toujours exceptionnelle— de ce contact, c'est l'examen des directions générales des «schistes de l'Alcudia» dans cette partie de la vallée, qui permet de conclure à leur position discordante sous l'Ordovicien inférieur: on l'a déjà noté au Sud du Puerto de Mestanza, là même où *De Cortazar* avait observé à la fin du siècle dernier quelques divergences entre les deux séries sans toutefois en tirer les conséquences qui s'imposaient. On l'observe dans tout le secteur décrit ici:

Au Sud d'Hinojosas, les alternances schisto-grauwackeuses sont subverticales et constamment orientées N 160 à 180°. Elles ont la même disposition au voisinage des arroyos de la Galapaguerra et del Romero. Dans le tronçon de la route de Mestanza qui longe la sierra d'W en E, les affleurements des talus indiquent des direc-

tions à peu près identiques avec parfois des replis de détail. Après une lacune d'observation de près de 2 km. due aux énormes pentes d'éboulis du Morro de la Fuente, on retrouve à peu de choses près les mêmes orientations dans des formations qui affleurent sur les flancs de l'arroyo de El Venero. Enfin, au Sud de la lagune, les alternances de schistes et grauwackes auxquelles s'adjoignent quelques niveaux de conglomérats polygéniques interstratifiés présentent une direction N 45° avec des pendages proches de la verticale. Cette disposition générale de la série anté-ordovicienne persiste au Sud de la zone décrite ici, comme l'ont montré quelques rapides courses vers le centre de la vallée.

c) *Orientation générale des quartzites à Cruziana:*

Sur le schéma structural, elle apparaît en complète opposition avec celle de la série anté-ordovicienne: les quartzites du flanc Nord de l'anticlinal hercynien recouvrent en effet les «schistes de l'Alcudia» avec des directions et des pendages absolument différents.

Certaines de ces oppositions directionnelles n'avaient d'ailleurs pas échappé aux auteurs de la carte géologique de Mestanza (1929) qui pour en rendre compte envisageaient des poussées orogéniques postérieures au Carbonifère (p. 37 du *Memoire Explicatif de la feuille 836*).

d) *Interprétation des oppositions directionnelles entre les deux séries:*

En réalité, si l'on peut, à la rigueur, envisager l'existence d'une phase tardi-hercynienne, l'examen du bassin carbonifère de Puertollano montre qu'elle fut très peu accentuée (les niveaux productifs reposent avec des pendages très faibles, sur l'Ordovicien fortement plissé, et dessinent deux synclinaux à faible pendage séparés par un léger bombement anticlinal).

Le bassin est maintenant bien daté: *Alvarado* et *F. H. Pacheco* (1929) avaient indiqué une flore correspondant à l'Autunien pour la partie supérieure de la formation, tandis que *W. J. Jongmans* (1951) admettait un âge Stéphanien A supérieur pour certaines couches. Récemment, *Wagner* et *Utting* (1967) ont montré que l'association végétale traduisait un âge stéphanien C ou stéphanien B très supérieur.

Après les principaux plissements, on peut donc admettre de légers mouvements tardifs, post-stéphanien C.

En aucun cas, ces mouvements post-stéphanien dont l'axe, remarquons-le, coïncide avec la direction hercynienne, ne peuvent rendre compte des divergences structurales constatées entre la série anté-ordovicienne et les quartzites à *Cruziana*. Si une phase orogénique distincte de celle qui a plissé l'Ordovicien doit être invoquée pour expliquer ces divergences,

il devient alors évident qu'elle n'a pu se produire qu'avant le dépôt de l'Ordovicien inférieur.

La mise en évidence, dans la vallée de l'Alcudia, de structures indépendantes des plissements hercyniens, implique donc obligatoirement l'existence d'une discordance anté-ordovicienne.

De telles structures indépendantes se retrouvent vers l'Ouest, entre les villages d'Hinojosas et de Cabezarrubias notamment (cf. carte de la fig. 24). Elle se retrouvent aussi dans la partie sud de la vallée:

B) La zone de Diogenes:

Dans cette zone qui a subi un rajeunissement du relief consécutif à une importante reprise de l'érosion depuis le Plio-quatenaire, les affleurements de la série anté-ordoviciennes sont suffisamment nombreux pour permettre de tracer dans les «schistes de l'Alcudia» certaines limites correspondant aux variations de faciès.

A côté du faciès le plus habituellement représenté ici («faciès normal»: alternances de grauwackes en gros bancs et de minces passées schisteuses et bancs puissants de grauwacke rubanée), on distingue un faciès essentiellement schisteux (le «schiste noir» des mineurs), ainsi qu'un «faciès intermédiaire» (passage graduel du premier au second par diminution progressive des bancs de grauwacke).

Comme dans le reste de la vallée, les formations anté-ordoviciennes sont en général fortement redressées, avec des pendages verticaux ou sub-verticaux. Leurs directions sont au contraire sujettes à de grandes variations qui permettent de distinguer grosso modo deux zones: au Sud et au Sud Est du village d'une part; au Nord et au Nord-Ouest du village d'autre part (fig. 36):

a) *Au Sud et au Sud Est de Diogènes, les «schistes de l'Alcudia» présentent des directions à peu près identiques à celles de l'Ordovicien:*

Ceci est très net à Las Tiñosas: sur le talus de la route de Solana del Pino et sur celui de la petite route du village, les alternances voient leurs directions osciller entre N 105 et 115°. Dans le village, où les bancs affleurent entre les maisons, ainsi que dans le sentier qui remonte vers le Sud le ravin de l'arroyo de Fuente Agria, on relève des orientations identiques.

Environ 1 km. plus à l'Est, un ruisseau a dégagé quelques affleurements près de la route. A cet endroit, les bancs sont orientés N 115°. En descendant cet arroyo, on recoupe le «faciès intermédiaire» (250 m. env.) puis le «schiste noir» d'une puissance à peu près identique, auquel font suite 50 m. de «faciès intermédiaire» puis le «faciès normal», toujours disposés suivant cette même orientation. En descendant l'arroyo de Fuente Agria

depuis Las Tiñosas, on recoupe ces faciès, en mesurant des directions identiques.

Vers l'Ouest, on observe les mêmes phénomènes: en premier lieu sur le talus de la route, où les différences de faciès apparaissent avec une particulière netteté (à ce détail près que le «schiste noir» est en réalité «café au lait» par suite de l'altération superficielle). Durant plus de 1.000 m. au Nord des «schistes noirs», la série garde cette orientation: au pied du terril du puit I, les bancs sont dirigés N 110 à 120°; dans le lit du ruisseau qui coule de la mine vers l'arroyo de Fuente Agria également.

Au Sud Ouest du village, l'orientation générale demeure N 110 à 120°, bien que certaines mesures traduisent parfois une très légère inflexion vers le Nord (entre le Puit I et le Puit IV et aux alentours de ce dernier, on note parfois des directions N 130°). Mais au Sud du Puit IV, la direction N 110-120° redevient générale, ainsi qu'on peut le vérifier dans le lit de l'arroyo de la mine de Santiago et dans ceux de tous ses affluents.

Sur la carte, ces observations se traduisent par un parallélisme frappant entre les bandes correspondant au «schiste noir» flanqué de ses deux épisodes de «faciès intermédiaire», et les quartzites ordoviciens. De plus, les quartzites à *Cruziana* sont presque autant redressés que les terrains anté-ordoviciens, le flanc sud de l'anticlinal hercynien plongeant vers la vallée de Solana del Pino avec un pendage de 60 à 85°.

Dans cette région où elles possèdent des pendages comparables et des directions parallèles, les deux formations semblent donc à première vue concordantes.

Cependant, l'examen des niveaux les plus inférieurs de l'Ordovicien visibles à l'affleurement met en évidence l'esquisse du mouvement anticlinal hercynien (fig. 37):

Environ 500 m. au Sud de Las Tiñosas, une falaise gréseuse, haute de trente mètres environ émerge des éboulis. Les bancs de grès grossiers ou microconglomératiques qui la composent montrent une très nette inflexion de leur pendage qui passe rapidement d'une faible inclinaison au pendage général de la cordillère de quartzite (au moins 50-60° SSW). Au pied de cette falaise, on remarque dans les bancs les plus inférieurs quelques galets de grès isolés (1 à 4 cm.) identiques à ceux qui existent dans les bancs gréseux qui surmontent le conglomérat de base ordovicien au ravin de la Posadilla. La falaise correspond donc selon toute vraisemblance au «niveau détritique de base» de l'Ordovicien (Point 5 de la coupe), dont le pendage, très près de son contact —malheureusement invisible— avec la série infra-ordovicienne, est de l'ordre de 20 à 30°.

Malgré les apparences, on peut admettre, au Sud de Las Tiñosas, des différences importantes entre les pendages des deux formations; mais elles sont malheureusement difficiles à observer, car le contact s'effectue

le plus souvent par failles; ainsi, dans l'arroyo de la Fuente Agria, au Sud de Las Tiñosas, on passe directement aux lacunes d'observation près, des «schistes de l'Alcudia» à des couches schisto-gréseuses micacées situées stratigraphiquement au-dessus du niveau détritique de base ordovicienne

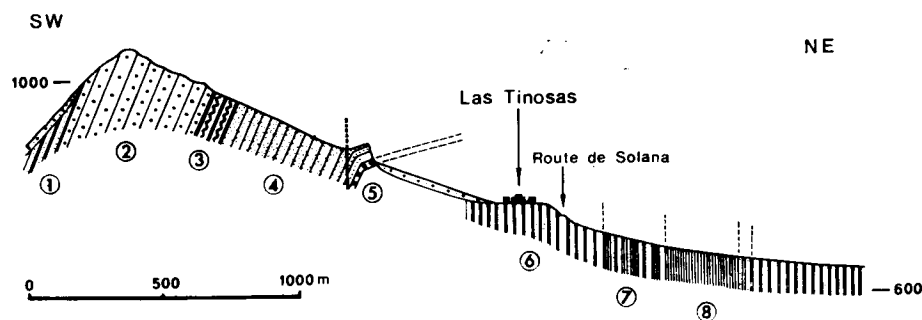


Fig. 37: Le flanc sud de l'anticlinal de l'Alcudia, au Sud de Diogènes.

(En poursuivant la coupe vers le Sud, on observe la suite normale de la série, telle qu'elle a été définie dans la sierra de Mestanza (Bouyx, 1964): Grès inférieurs (4), niveau schisto-gréseux à pistes bilobées (3), grès supérieurs (2), alternances de passage aux schistes à *Calymene* (1), à l'exception d'un niveau de schistes, schistes gréseux et grès micacés qui fait normalement suite au niveau détritique de base, mais ici disparaît par faille (F).

Sous l'Ordovicien, les «schistes de l'Alcudia» gardent par contre un pendage toujours très redressé: faciès normal (6), faciès intermédiaire (7), schiste noir (8).

(celles-là même qui étaient éliminées par failles dans la coupe précédente située 200 m. à l'Est). Seule l'existence d'une faille importante (mais qui n'apparaît ni sur le terrain, ni sur les photographies aériennes à cause des éboulis), peut expliquer la disparition du conglomérat de base ordovicien et des 20 à 30 m. de grès grossier qui le surmontent. Une coupe effectuée dans le ravin de l'arroyo de la Mina de Santiago confirme ces observations: partant du «schiste noir», on retrouve le «faciès intermédiaire» puis le «faciès normal» qui affleure jusqu'à l'entrée d'une galerie. On passe ensuite aux schistes gréseux et aux grès micacés déjà rencontrés au Sud de Las Tiñosas. Peu à peu, ils admettent des intercalations de grès micro-conglomératique à petits galets de quartz, et l'on entre dans les «grès inférieurs». Leur font suite le niveau à pistes bilobées, puis les «grès supérieurs» en gros bancs qui forment les crêtes. Le passage des «schistes de l'Alcudia» à l'Ordovicien s'effectuant une fois de plus dans une zone d'éboulis, on ne peut en préciser les modalités, mais là encore, l'absence du niveau détritique de base conduit à admettre l'existence d'une faille. On rencontre d'ailleurs assez souvent ce type de contact entre les deux séries.

b) Au Nord et au Nord Ouest de Diogènes, les «schistes de l'Alcudia» ont changé de direction et sont orientés Nord-Sud:

Au pantano de Salvo Sotelo, les couches qui affleurent sur le talus sud de la route ont une direction N 20 à 30° E et un pendage uniforme 65-75 WNW. Dans tout le tronçon de route qui longe le lac, on retrouve des directions à peu près identiques (entre N et N 30°), ainsi que dans le petit vallon situé entre la cote 641 et la coulée de limburgite. Ici, les affleurements (talus de la route et lit de l'arroyo) permettent de distinguer au sein des alternances du «faciès normal», quelques passées plus fines identiques au «faciès intermédiaire», parfois même au «schiste noir». Vers l'Ouest (environs de l'ancienne route, aujourd'hui coupée par le lac artificiel), la série est orientée soit plein Nord, soit N 10-15°, abstraction faite de multiples inflexions de détail. Au Cortijo del Alhorín, les couches sont disposées N 165°. Dans le ravin du petit arroyo qui coule vers l'Ouest et rejoint l'arroyo de Canitos peu avant son embouchure, les directions traduisent une légère inflexion vers l'Ouest (de N 140 à N 165°) et les pendages sont tantôt verticaux, tantôt 70 à 80° WSW. Dans le lit de l'arroyo Canitos, les bancs reprennent une orientation plein N à 165° avec toujours un très fort pendage vers l'Ouest. En remontant le río Montoro, on rencontre une disposition identique, en particulier aux alentours de la cote 671.

c) Ce changement traduit une inflexion générale de la série, bien visible sur la carte.

Partant des «schistes noirs», on constate, en descendant les arroyos Canitos et de la Mina de Santiago, que les couches s'infléchissent très progressivement vers le Nord: des «schistes noirs» où elles sont orientées N 110-120°, elles passent à N 130-135° puis N 145° à la cote 766, pour devenir N 145-150° un peu plus au Nord, dans le ravin et aux alentours de la Casa de Cerro Abil, où l'on relève aussi quelques directions N 160 à 170°, et prendre enfin, à partir de la Casa Canitos, la direction plein N à N 10-20°, qu'elles garderont jusqu'aux rives du río Montoro.

Dans les environs immédiats de Diogènes, on assiste à un comportement identique de la série: les couches sont dans l'ensemble dirigées N 120° à l'Est del a Casa de Manzano, tandis qu'à l'Ouest et au Nord-Ouest de la Casa, elles sont orientées N 130° puis N 140-150°.

A l'Est de Diogènes, on effectue des mesures identiques en particulier dans le ravin de l'arroyo de Valdeafuente et sur les talus de la route de Solana del Pino.

d) On établit ainsi l'existence d'une tectonique propre à la série anté-ordovicienne et complètement indépendante du plissement hercynien, tectonique dont on retrouve par ailleurs de multiples indices:

1) Il faut mentionner en premier lieu quelques *plissements de détail*, replis synclinaux ou anticlinaux de très faible ampleur, mais dont les axes sont parfois fortement inclinés: ainsi, sur la rive Ouest de l'arroyo de la Mina de Santiago, une centaine de mètres au Sud du chemin de la Casa Canitos, on observe, dans une série plein N à N 160° de petits replis anticlinaux dont les axes plongent de 50° en direction N 160°. Au niveau du chemin, on remarque aussi dans l'arroyo et sur ses flancs, des différences de pendage (70, 80° E et 60, 80° W) qui indique un mouvement synclinal d'ampleur un peu plus grande (100 à 200 m.). De tels replis, au sein d'une série toujours très redressée sont rarement observables.

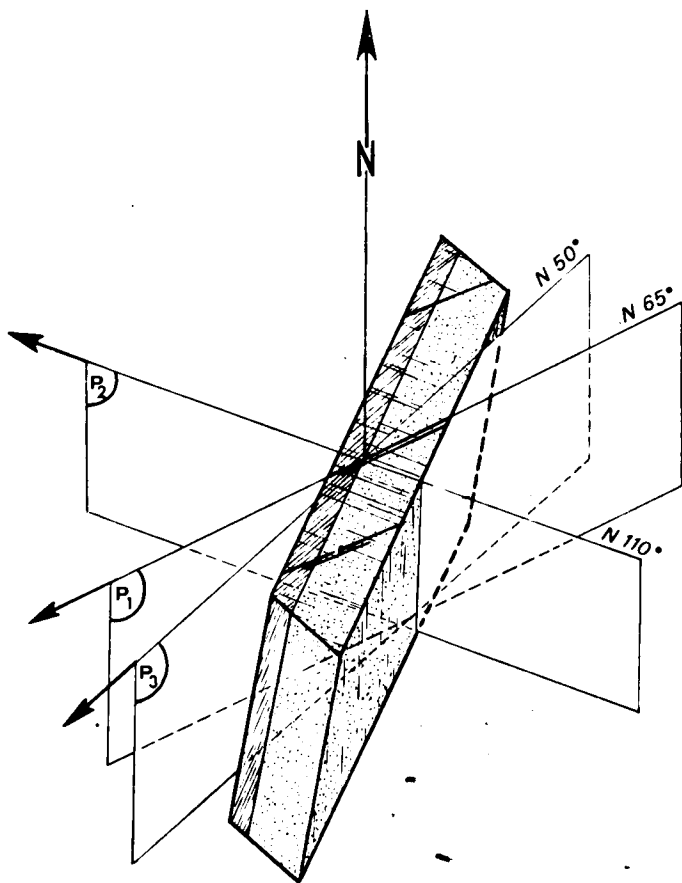


Fig. 38

2) On retiendra surtout les données fournies par l'examen des diverses structures planaires discernables dans les «schistes de l'Alcudia».

Le bloc diagramme de la figure 38 correspond à un exemple pris dans les couches qui affleurent sur les flancs d'un ravin situé entre les cotes 671 et 708, avec une direction N à N 25° et un pendage vertical ou sub vertical. Le banc figuré ici (une séquence faite de 6 cm. de grauwacke suivis par 2 cm. de schiste) provient du lit d'un petit arroyo qui descend de la cote 671 à environ 200 m. à l'Est du lambeau de raña. (Direction et pendage du banc: N 25° et 80° N 115°).

On y distingue, comme dans tous les affleurements voisins, trois types de structures planaires, schématisées sur le diagramme par trois plans:

- P₁: Plan orienté N 50°, de fort pendage NW et visible uniquement dans la partie schisteuse.
- P₂: Plan visible dans la totalité du banc, orienté N 110° et vertical.
- P₃: Cassures verticales assez grossières intéressant la totalité du banc et orientées N 65°.

En s'inspirant d'autres observations réalisées dans l'ensemble de la zone, il est possible de rapporter ces structures aux divers événements qui ont affecté la région, et d'établir une chronologie entre eux:

Interprétation de P₁

On remarque parfois, mais uniquement dans les parties schisteuses, des structures de ce type, assez mal exprimées et disposées suivant des orientations variables et toujours obliques par rapport au plan de stratification.

Elles correspondent sans doute à une *schistosité particulière* à la série anté-ordovicienne, en relation avec la tectonique propre à cette série.

Bien entendu, cette schistosité est toujours disposée d'une manière anarchique par rapport aux grandes structures hercyniennes.

Interprétation de P₂

On rencontre très souvent, dans la zone de Diogènes, un plan vertical ou subvertical qui recoupe les «schistes de l'Alcudia» suivant des directions toujours voisines de N 105 à 120°. Il apparaît donc:

- a) Que ce plan est disposé suivant la direction hercynienne (direction général de l'anticlinal de quartzites).

b) Que son orientation n'est en rien modifiée par l'inflexion générale vers le Nord de la série anté-ordovicienne.

Les études de surface sont confirmées sur ce point par les observations effectuées en galeries: dans le secteur sud de la mine, aux alentours du puit IV, par exemple, où les «schistes de l'Alcudia» ont une orientation voisine de celle de l'Ordovicien (N 110-120°), on observe un plan de schistosité à peu de choses près parallèle au plan de stratification.

Dans le secteur nord, au contraire (Puits I, II et III), où la direction des «schistes de l'Alcudia» s'écarte de la direction hercynienne, les deux plans sont obliques l'un par rapport à l'autre, l'orientation du plan de schistosité ne s'étant pas modifiée.

On en déduit que P₂ correspond à une schistosité mise en place lors de la phase hercynienne et qui s'est alors surimposée à une série déjà plissée.

Interprétation de P₃

Dans toute la zone, on rencontre des discontinuités assez grossières de ce type et qui sont disposées dans leur grande majorité suivant des directions NE-SW. Il s'agit de cassures qu'il faut sans doute mettre en rapport avec le système de fracturation tardi-hercynien:

Une statistique portant sur 573 failles visibles sur la photographie aérienne révèle en effet que plus de la moitié d'entre elles sont orientées NE-SW, avec un maximum à N 50° (10,5%), N 40° (13%) et N 30° (11,5%).

Ces failles qui intéressent à la fois les quartzites à *Cruziana* et les «schistes de l'Alcudia», sont d'importance très variable, depuis la simple cassure sans rejet apparent comme c'est le cas ici jusqu'aux grands décrochements dont on a rencontré un exemple au Puerto de Mestanza.

Dans la zone de Diogènes, elles sont fréquemment soulignées par des filons de quartz: gros filons comme ceux qui arment la cote 766 où ils atteignent 2 m. de puissance et ceux qui affleurent au SW du Cortijo del Alhorín, et multitude de filonnets très minces (0,5 à 10 cm.) qui injectent la série en empruntant les cassures verticales ou sub-verticales et des plans de diaclases faiblement inclinés (ils sont très abondants dans l'arroyo de la mina de Santiago, au NE de la cote 766). Le filon minéralisé et quelques filons de roches éruptives sont disposés suivant cette même direction (Cf. le diagramme figurant sur la carte de la fig. 36).

Compte-tenu de ce qui précède, on peut donc envisager la chronologie suivante:

- 1.° Plissement de la série anté-ordovicienne avec apparition d'une schistosité P₁.
- 2.° Transgression ordovicienne (se traduisant sur le terrain par une discordance stratigraphique à la base des grès à *Cruziana*).
- 3.° Superposition de la tectonique hercynienne au premier plissement, avec apparition d'une nouvelle schistosité (P₂) qui affecte la série anté-ordovicienne indépendamment de sa tectonique propre.
- 4.° Fracturation de l'ensemble suivant P₃.
- 5.° Mise en place dans ce système de fractures d'éléments filoniens divers (Quartz, minéralisations, roches éruptives).
- 6.° Enfin, à une époque récente, mouvements verticaux, rajeunissement du relief et mise en place des coulées basiques.

La phase de fracturation est probablement tardi-hercynienne: manifestement post-tectonique, elle a permis la mise en place des minéralisations dont l'âge hercynien est généralement admis par les auteurs (A. de Alvarado, 1923; G. Tamain, 1968).

C) Centre de la vallée:

Aux alentours de Mestanza et sur les talus de la route du village au pantano de Calvo Sotelo, les «schistes de l'Alcudia» affleurent avec des directions voisines de Nord-Sud et de nombreux plissements de détail.

À l'Est de Mestanza, on retrouve des directions comparables (talus de la route de El Hoyo et différents ravins) dans les fines alternances du «faciès Alcudia», dans les niveaux conglomératiques interstratifiés et dans les niveaux massifs qui se traduisent dans le paysage par des alignements de collines.

L'orientation de ces alignements, en particulier celui des cotes 714, 766 et 747 et celui des cotes 688 et 782 (5 km. environ à l'Est de Mestanza) reste en complète opposition directionnelle avec l'axe de l'anticlinal hercynien.

Dans toute la partie orientale de la vallée de l'Alcudia, voilà donc établie l'existence de la discordance anté-ordovicienne, dont l'observation directe ou semi-directe sur les flancs de la Sierra de Mestanza est partout confirmée par la mise en évidence de deux tectoniques superposées.

2.° LE SECTEUR CENTRAL

La route de Fuencaliente franchit les sierras ordoviciennes au Puerto Pulido (850 m. --flanc nord de l'anticlinal où les quartzites présentent un

pendage nord assez fort) et au Puerto de Niefla (908 m. —flanc sud, pendage sud). Dans la vallée, les «schistes de l'Alcudia» forment une plaine à peu près horizontale, située à l'altitude moyenne de 700 à 730 m., couverte d'une maigre végétation, et que la route traverse suivant un axe N 10° pratiquement rectiligne.

Le paysage offre donc un contraste marqué avec la région de Mestanza où l'on a vu les arroyos découper vigoureusement les formations anté-ordoviciennes en modelant un relief plus mouvementé et en mettant à jour de bons affleurements.

L'on est ici à une trentaine de km. à l'Ouest de Mestanza et à 45 km. à l'Est d'Almadén. Entre ces deux zones étudiées en détail, les observations effectuées ici, bien que très fragmentaires, constituent une sorte de jalon, et à ce titre méritent d'être brièvement exposées:

Au coeur de l'anticlinal hercynien, dont la direction est toujours voisine de N 115°, les «schistes de l'Alcudia» affleurent surtout dans trois secteurs: au Nord de la vallée, au centre, sur les bords du río Tablillas et à l'extrême limite sud, dans la tranchée du chemin de fer de Puertollano à Peñarroya.

Nord de la vallée:

Sur le talus de la route, au km. 134, affleure une série verticale suivant des directions N 165 à 170°. A l'Ouest de la route, dans toute la zone où s'élèvent les bâtiments abandonnés d'anciennes mines de plomb (Mina de la Emperatriz, Mina Santa María, Mina Encarnación), les «schistes de l'Alcudia» s'infléchissent légèrement vers l'Ouest, mais leur orientation, voisine de N. 135 à 155° reste en nette opposition avec la direction hercynienne, et leurs pendages sont toujours très forts. Ils présentent parfois une schistosité verticale ou subverticale orientée N 110 à 120 ° (s. hercynienne) et sont intensément fracturés, certaines cassures étant soulignées, comme à Diogènes, par des filons de quartz, des mylonites ou des roches intrusives.

Centre de la vallée:

Sur les bords de la route, dans les champs et sur les rives du río Tablillas, les pendages sont toujours très forts et les directions oscillent entre N 140 et 165°. On remarque quelques replis dont les axes plongent généralement vers le Sud Est. Les roches sont affectées par une intense fracturation et une schistosité sub-verticale N 110° à N 120°.

Tranchée du chemin de fer de Puertollano à Peñarroya:

Il recoupe les «schistes de l'Alcudia» puis les quartzites. Les dispositions relatives des deux formations semblent être les suivantes (fig. 39):

- les «schistes de l'Alcudia» sont disposés suivant une direction N 140 à 150° avec un fort pendage NE (1).
- les quartzites ont une direction N 115° et un fort pendage SW (2).

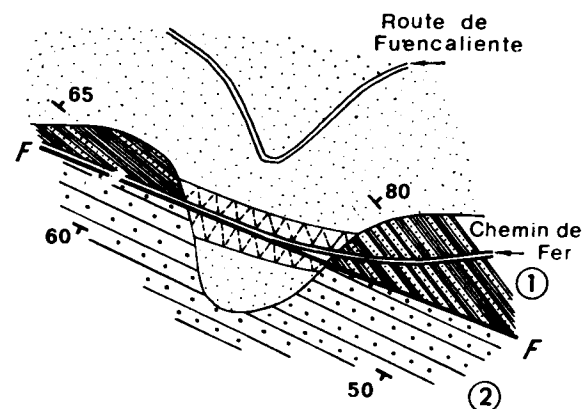


Fig. 39: La faille du Puerto de Niefla, dans la tranchée du chemin de fer de Puertollano à Peñarroya.

A une légère divergence des orientations, on voit donc s'ajouter une opposition très nette des pendages. En outre pour expliquer la disparition de la base de l'Ordovicien (conglomérat de base... etc...) il faut admettre l'existence d'une faille passant approximativement à l'emplacement de la tranchée du chemin de fer. De tels accidents sont fréquents à la limite des quartzites.

3.° LE SECTEUR OCCIDENTAL

A) La vallée au Sud d'Almadén:

Les auteurs qui étudièrent Almadén ne pouvaient déduire aucun enseignement d'un examen limité à ce secteur de la vallée: contacts invisibles, directions souvent voisines et pendages à première vue équivalents, tout les incitait à conclure à un passage concordant des «schistes de l'Alcudia» à l'Arenig. Le seul problème consistait à savoir s'il fallait les placer au-dessus ou bien au-dessous des quartzites; s'ils représentaient le Cambrien ou les schistes à Calymène. On sait que tour à tour, ces deux interprétations furent adoptées.

Au Sud d'Almadén, les directions et pendages des deux séries sont effectivement assez voisins; là où les directions de la série anté-ordovicienne s'opposent nettement à celles des quartzites (au Sud de Chillón en particulier), l'existence de grandes failles de décrochement interdit de déduire des conclusions quelconques de ces divergences car elles pourraient toujours s'expliquer par des phénomènes de rebroussement dans la série inférieure. Cependant des arguments d'ordre structural permettent

de préciser les relations entre les deux séries, telles qu'elles apparaissent dans ce secteur controversé de la vallée de l'Alcudia (Bouyx, 1963 et 1966):

1.° Une étude statistique des directions de bancs fait apparaître un système de plis dont l'orientation diffère de la direction hercynienne:

Les directions moyennes mesurées dans l'anté-ordovicien sont les suivantes:

- | | |
|--|--------|
| 1) Environs de la fontaine du Chorillo | N 148° |
| 2) Centre de la vallée au voisinage de la route d'Almadén à Cordoue | N 147° |
| 3) Ancienne route de Cordoue, toujours au centre de la vallée | N 149° |
| 4) Camino de la estación de Chillón, au centre de la vallée. | N 145° |
| 5) Même chemin, à la limite nord de la vallée | N 168° |

Soit, pour environ 250 mesures, une direction générale voisine de N 150°, alors que celle du grand anticlinal hercynien est de N 115-120°. Les deux séries présentent donc des directions tectoniques qui divergent de 30 à 35°. Cette seule constatation suffit à établir une discordance angulaire entre elles, même si elle n'apparaît pas toujours sur le terrain.

2.° La série anté-ordovicienne est affectée par une intense schistosité verticale ou sub-verticale dont l'examen révèle les faits suivants:

a) La schistosité principale des «schistes de l'Alcudia» est indépendante de la direction de leurs plis:

Sur les flancs des petits ravins qui se raccordent à l'arroyo de la Villa, les bancs, très redressés ont une direction plein Nord à N 165°. La schistosité verticale présente à cet endroit une direction oscillant entre N 120 et N 130°. Sur les bords du camino de la estación, aux environs du km. 3, elle conserve toujours une direction voisine de N 120°, bien que les bancs changent fréquemment de direction. Dans le lit de l'arroyo de la Villa, les bancs, plein Nord, sont hachés par une schistosité N 115-120°. Au début du camino de Capilla à Almadén, dans une série de directions variables, la schistosité garde toujours cette même orientation et présente parfois de beaux phénomènes de réfraction (N 120° dans les schistes, elle devient N 105° dans les grauwaques).

Enfin, au début du camino de la Solana de la Ronca, dans une série plein Nord, la schistosité est encore N 110-120°, avec les mêmes phénomènes de réfraction. Des observations identiques

ont été effectuées en de nombreux points de la vallée, et notamment au Sud de la fontaine du Chorillo, de part et d'autre de la route de Cordoue.

b) Cette schistosité a très vraisemblablement un âge hercynien:

On constate en effet que son orientation, indépendante des plissements propres à la série anté-ordovicienne coïncide avec celle du grand anticlinal hercynien de l'Alcudia. Les deux diagrammes inclus dans la carte de la figure 16 font apparaître cette coïncidence. Dans cette partie de la vallée de l'Alcudia, le plan de schistosité, voisin de la verticale est toujours disposé parallèlement au plan axial du pli hercynien.

L'examen des directions de bancs et celui des directions de schistosité font donc apparaître l'existence de deux tectoniques superposées (figure 40).

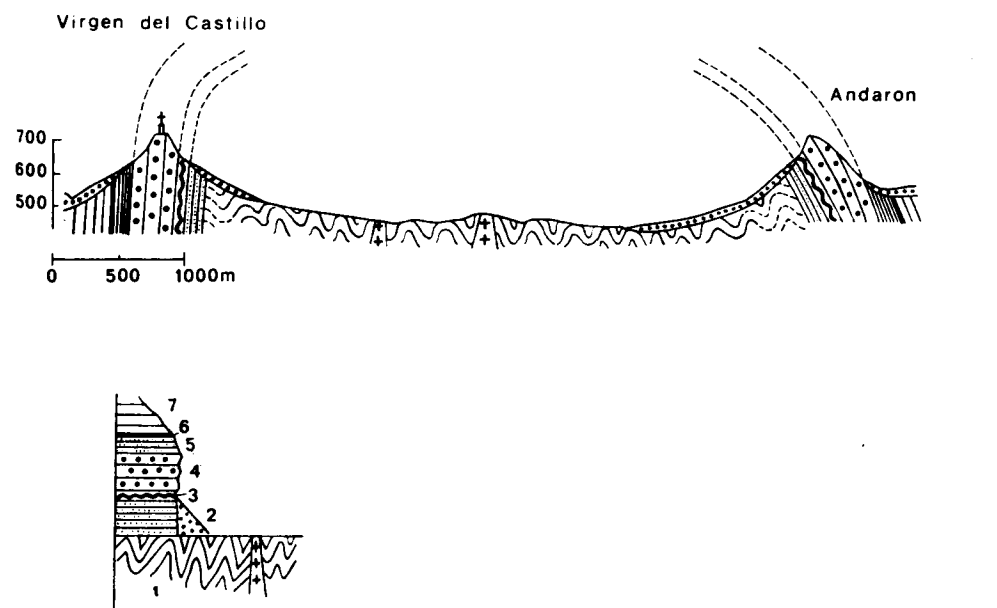


Fig. 40: Coupe générale semi-schématique de la vallée de l'Alcudia au Sud d'Almadén.

- 1: Schistes de l'Alcudia plissés et recoupés par des roches intrusives.
- 2: Eboulis des quartzites; 3: niveau à grandes pistes bilobées;
- 4: Grès supérieurs.
- 5: Alternances de passage aux schistes à Calymène.
- 6: Zone à *Didymograptus*; 7: schistes à Calymène.

La plus récente, due au plissement hercynien, a imprimé une schistosité régionale sur des formations déjà plissées avant la transgression ordovicienne.

On met ainsi en évidence, par le biais d'observations indirectes, la discordance anté-ordovicienne déjà décrite dans toute la partie est de la vallée.

Il faut noter que cette schistosité régionale, toujours disposée dans l'axe des grandes structures hercyniennes, affecte les formations anté-ordoviciennes dans l'ensemble de la province, mais avec une intensité variable: on l'a déjà rencontrée dans la zone de Diogènes et aux environs de la route de Fuencaliente. Près de Mestanza, elle était moins développée, mais on observait parfois dans les passées les plus schisteuses, ou même dans des bancs plus grossiers, un clivage oblique qui semblait disposé parallèlement à l'axe de l'anticlinal de quartzites.

On la retrouvera avec une grande intensité dans la vallée du río Esteras, et avec une intensité moindre, dans celle du río Tirteafuera.

La schistosité étant fonction, entre autres facteurs, de l'intensité des plis, il n'est pas étonnant de la rencontrer surtout dans les secteurs fortement tectonisés. Ainsi, dans les zones de compression maximum, comme c'est le cas à Almadén, il peut arriver qu'elle oblitère complètement la stratification. Les «schistes de l'Alcudia» semblent alors disposés suivant la même direction que les quartzites, ce qui accentue l'impression de concordance entre les deux séries produite par l'uniformité de leurs pendages. Dans ce cas, des critères sédimentologiques (granoclassements en particulier) permettent de retrouver le véritable sens des couches.

L. C. García de Figuerola (1965) a récemment attiré l'attention sur des phénomènes analogues observés en Extremadure, dans la région de Aliseda, entre Cáceres et la frontière portugaise: la série des «pizarras pelíticas» semble y présenter des directions comparables à celles de l'Ordovicien qui les surmontent: «elles sont dues en réalité à la schistosité et non à la stratification».

Toujours dans la province de Cáceres, au Puerto de las Camellas, V. Sos Baynat (1958) avait déjà remarqué combien «la stratification des pizarras antiguas était difficile à observer à cause d'une schistosité d'origine mécanique».

Allant jusqu'à masquer la stratification, la schistosité hercynienne oblitère à plus forte raison d'autres structures plus fines. Ainsi, la schistosité propre à la série anté-ordovicienne, dont on avait signalé l'existence dans la zone de Diogènes, est presque toujours invisible. On la rencontre parfois, toujours limitée aux passées schisteuses. Mais son observation est trop exceptionnelle pour en permettre l'étude systématique.

B) Terminaison Ouest de la vallée et plaine de Cabeza del Buey:

Vers l'Ouest, on s'est contenté de quelques observations fragmentaires visant à raccorder les «schistes de l'Alcudia» aux formations anté-ordoviciennes examinées par R. Maass dans la province de Badajoz (1). La terminaison orientale de la carte dressée par cet auteur se situe en effet immédiatement à l'Est de Cabeza del Buey, là où la vallée de l'Alcudia débouche sur les grandes plaines d'Extremadure.

Vallée de l'Alcudia à l'Ouest de Chillón:

La route de Chillón à Capilla traverse en oblique la vallée dont une large surface est occupée par une raña plioquaternaire (pour cette zone, on peut se rapporter à l'excellente carte au 1/100.000 d'Almela).

Partant de Chillón, on rencontre différents termes de la série paléozoïque, depuis le Dévonien jusqu'aux schistes à Calymène. On pénètre ensuite dans la vallée sans traverser les quartzites à Cruziana, une faille de décrochement amenant en contact direct les «schistes de l'Alcudia» avec le Llandeilo. Tout d'abord masqués par un léger placage d'éboulis, ils affleurent d'une manière très discontinue peu après le km. 5. Leurs pendages sont alors verticaux et leurs directions plein N à N 165°. Dans le lit de l'arroyo de Las Viñas, on les observe durant 200 m. au Sud de la route, avec une orientation moyenne de N 155° et quelques replis de détail. D'autres affleurements se rencontrent encore jusqu'au km. 7, avec des directions oscillant entre N 145° et N 170°. Puis la route s'élève pour atteindre la surface de la raña. Quelques centaines de mètres plus loin, on entre dans la province de Badajoz.

Avec une cinquantaine de mesures effectuées entre les km. 5 et 7 de la route de Chillón à Capilla, on obtient une orientation moyenne de N 165° pour la série anté-ordovicienne, qui là encore apparaît nettement discordante sous les quartzites dont la direction est toujours voisine de N 120°.

Vallée de l'Alcudia entre la raña et le río Zújar:

En descendant vers le río Zújar, on observe les formations anté-ordoviciennes dans les ravins de l'arroyo Tamujoso et de ses affluents, ainsi que sur les talus de la route de Chillón à Capilla.

Dans les premiers lacets de la route, en contrebas de la raña, elles apparaissent en pointements très discontinus (fines alternances du «faciès

(1) Pour R. Maass (1961) les quartzites ordoviciens reposent en discordance sur la «Praeordovizische serie» qui affleure dans la Serena, au Nord de Castuera, Helechal, Almorachón et Cabeza del Buey. Les observations de cet auteur s'accordent donc avec les faits qui viennent d'être exposés ici. Traitant de la région d'Almadén en 1963, dans un article de synthèse consacré à la partie Est de l'Extremadure, R. Maass y mentionne la discordance déjà reconnue dans l'ensemble de la vallée (Bouyx, 1959, 1961 et 1963).

Alcudia» visibles à l'Ouest du km. 11 et dont l'orientation semble assez variable: N 50° à 70°, puis N à N 10°, puis N 50°).

Quelques centaines de mètres plus loin, la série prend une orientation générale N-S:

Dans les ravins, en contrebas de la route face au km. 10, les couches sont disposées plein N à N 10°; puis N 335° à N 25°. En poursuivant vers l'Ouest, on mesure des directions N 335° à N 5°. Aux alentours du Km. 9, on observe toujours cette même orientation (en empruntant un chemin de terre en direction du río Esteras, on peut d'ailleurs vérifier que la série garde cette disposition durant plusieurs kms. vers le Nord). Enfin, entre les km. 9 et 8, on relève des directions identiques. Vers l'Ouest, les schistes de l'Alcudia disparaissent ensuite sous les éboulis et les alluvions du río Zújar.

Le plus souvent, les alternances de schistes et de grauwackes sont disposées suivant des pendages verticaux ou très redressés. Elles sont affectées de quelques plissements de détail et intensément fracturées. La schistosité hercynienne est souvent visible, parfois déformée par des plans sub-horizontaux qu'il faut sans doute mettre en relation avec le système de fracturation tardihercynien (les Knickens sont particulièrement abondants dans les affleurements des talus de la route, de part et d'autre de km. 10, et dans ceux des ravins voisins).

Dans cette partie de la vallée, on retrouve donc une opposition très nette entre la direction hercynienne et l'orientation générale de la série anté-ordovicienne.

Plaine de Cabeza del Buey.

Au pied des falaises de grès armoricain qui limitent la plaine de Zarza Capilla et Cabeza del Buey, cette disposition apparaîtrait avec une plus grande netteté, si les formations anté-ordoviciennes n'étaient le plus souvent invisibles. L'alluvionnement et l'altération superficielle ont en effet recouvert la plaine étudiée par R. Maass d'une mince pellicule de terre arable qui se raccorde à de grandes pentes d'éboulis au voisinage des quartzites. Dans cette immense pénéplaine, occupée en majeure partie par des cultures et des pâturages, les «schistes de l'Alcudia» n'affleurent pratiquement pas à l'exception de zones ravinées par quelques arroyos qui se jettent dans le río Zújar.

Dans le secteur limité que l'on a examiné, à l'Ouest et au Nord-Ouest de Zarza Capilla, l'arroyo Tamujoso et ses affluents ont creusé la plaine sur une profondeur de 50 m. environ. Les affleurements ainsi dégagés

permettent de relever des directions oscillant entre Plein Nord et N 120° (Direction moyenne: N 145°, pour une cinquantaine de mesures).

Au Sud de village, les affleurements sont encore plus rares, mais les lits des arroyos permettent de vérifier cette orientation de part et d'autre de la route, tandis que les couches prennent parfois un pendage plus faible (25 à 45°).

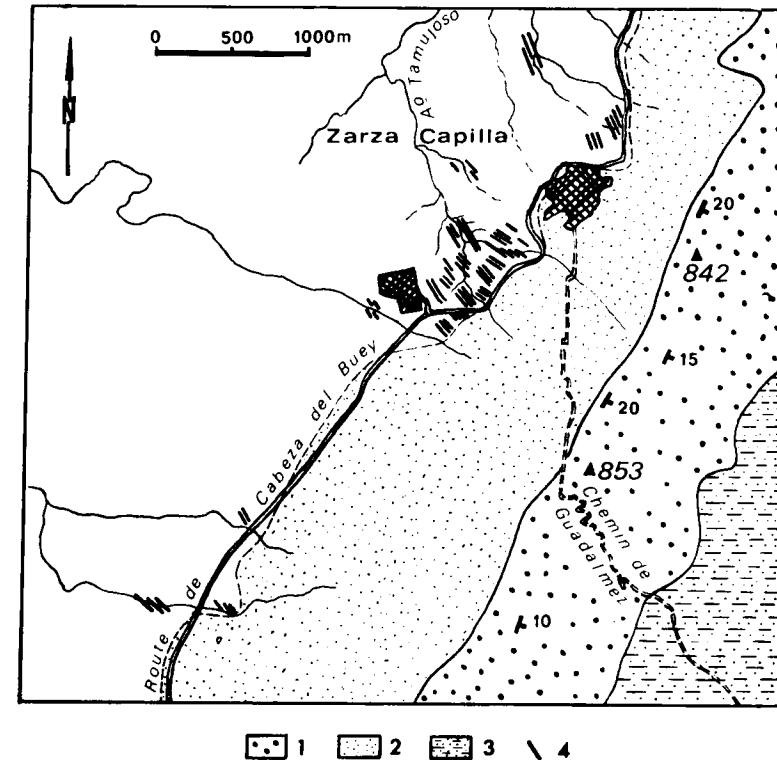


Fig. 41: La discordance anté-ordovicienne à Zarza Capilla.

- 1: Arenig.
- 2: Eboulis masquant le contact entre les formations anté-ordoviciennes et les quartzites à Cruziana.
- 3: Sommet de l'Arenig plus ou moins recouvert par des éboulis.
- 4: Quelques directions dans les «schistes de l'Alcudia».

La position discordante des alternances anté-ordoviciennes apparaît indiscutablement: l'Ordovicien repose en effet sur elles avec un pendage et une direction absolument opposés (fig. 41).

Les falaises qui dominent Zarza Capilla représentent la terminaison périclinale du grand synclinal paléozoïque de Guadalmez allongé suivant

la direction hercynienne au Sud de l'anticlinal de l'Alcudia. L'Arenig a pris ici, remarquons-le, une orientation différente de celle qu'il avait sur les flancs de la vallée de l'Alcudia (de N 120°, il passe à N 25-30°).

On assiste donc à un phénomène déjà rencontré à Diogènes: l'une des deux séries change d'orientation, tandis que l'autre garde des directions structurales inchangées.

A Diogènes, les «schistes de l'Alcudia» s'infléchissaient vers le Nord, tandis que les quartzites à *Cruziana* restaient disposés suivant une direction hercynienne uniforme. Ici, au contraire, ce sont les quartzites qui voient leurs directions se modifier, tandis que les formations sur lesquelles ils reposent restent disposées suivant une orientation générale invariable.

A l'échelle régionale, on constate donc l'indépendance des deux séries; la tectonique hercynienne ayant intéressé des terrains déjà plissés avant la transgression ordovicienne.

LA VALLEE DU RIO TIRTEAFUERA

1.° LA PLAINE D'ARGAMASILLA DE CALATRAVA

A l'extrémité orientale de l'anticlinal, les formations anté-ordoviciennes sont presque toujours masquées par le Miocène et les alluvions de la plaine d'Argamasilla (Photo 2). Dans ce vaste territoire qui correspond à la majeure partie de la feuille d'Almodóvar del Campo (Hoja 810), elles n'affleurent pratiquement pas, à l'exception de quelques pointements discontinus dont on a déjà indiqué la localisation et la lithologie.

L'analyse structurale de ces affleurements a permis de préciser les relations de la série anté-ordovicienne avec les quartzites à *Cruziana* et de conclure là encore, à l'existence d'une discordance entre les deux formations (Bouyx, 1963).

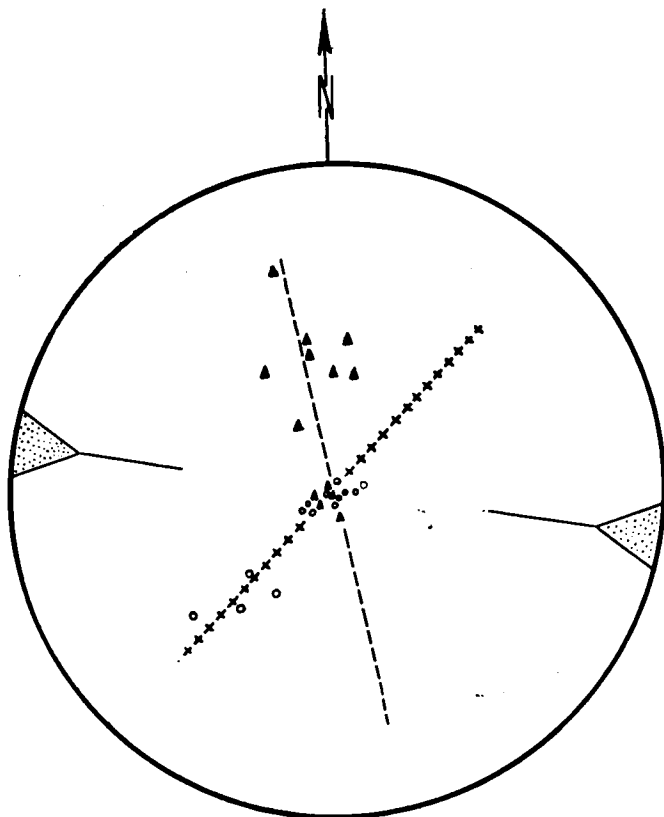
Point 1 (du schéma de la fig. 20)

Lors de la construction d'un ensemble d'habitations à l'entrée de Puertollano, le substratum apparaissait dans les tranchées des fondations, avec un pendage très fort (70° WNW) et une direction uniforme N 150°. Cet affleurement, aujourd'hui invisible, était situé à environ 250 à 300 m. des quartzites (dirigés E-W et très faiblement inclinés vers le Sud). Il y a donc à cet endroit une très nette opposition entre les directions et pendages des deux séries. Il est intéressant de noter que l'orientation de la série inférieure est identique à celle des «schistes de l'Alcudia», 10 km. plus au Sud, au Puerto de Mestanza: la direction des formations anté-ordoviciennes est donc ici la même que celle qu'on leur connaît dans l'anticlinal de l'Alcudia.

Point 2

A environ 1 km. au Sud de la route d'Argamasilla à Aldea del Rey, une petite colline —La Cabezuela— se détache de la plaine, à 718 m. d'altitude. Elle est constituée par des alternances schisto-grauwackeuses violemment

plissées dans le détail, en particulier près d'une maison construite au sommet. L'ensemble peut être assimilé à un repli anticlinal N 20 à 30°, légèrement déversé vers l'Est et présente donc des directions opposées à celles des quartzites situés 1.500 m. plus au Sud. L'examen des plis de détail (Charnières synclinales et anticlinales d'échelle métrique) accentue encore cette opposition: alors que les axes de plissement dans les quartzites sont généralement sub-horizontaux, toutes les charnières observées à La Cabezuela ont des axes fortement inclinés (Diagramme de la fig. 42).



(○) et ++++++ Axes et direction générale à La Cabezuela (Point 2 de la figure 20).

(▲) et ----- Axes et direction générale dans les faciès conglomératiques au Sud d'Argamasilla (Point 6 de la fig. 20).

Direction générale de l'anticlinal hercynien.

Fig. 42: Directions structurales dans la plaine d'Argamasilla.

Point 3

Au Sud de Villamayor de Calatrava, le substratum affleure sur les talus de la route d'Almodóvar et dans les champs de part et d'autre de la route. Les directions oscillent entre N 10 et 45°. Certains bancs sont affectés par une schistosité verticale N 110° (s. hercynienne) et de multiples diaclases.

Point 4

Ces affleurements apparaissent au centre de la plaine, juste au Nord du río Argamasilla. Ils présentent des faciès, directions et pendages identiques à ceux du point 3.

Point 5

Juste au Nord de la route de Puertollano à Almodóvar del Campo, la petite colline «La Carrascosa» (altitude 714 m.) domine la plaine d'une quarantaine de mètres. Elle fait face aux grès ordoviciens dont la «série détritique de base» affleure 700 m. plus au Sud, avec une falaise d'une trentaine de mètres qui émerge de la pente d'éboulis, avec au pied de ce surplomb quelques mètres du poudingue de base.

A La Carrascosa, on distingue, dans les formations anté-ordoviciennes des faciès conglomératiques, des schistes tendres et des grauwackes. Les bancs, qui affleurent d'une manière très discontinue sont surtout visibles dans la partie ouest de la colline, où ils apparaissent plissés suivant une direction Nord-Sud, opposée à l'orientation de l'anticlinal hercynien qui les recouvre.

Point 6

Avec des pendages très redressés, des directions Nord-Sud et quelques plis de détail dont les axes sont toujours fortement inclinés, les faciès conglomératiques qui affleurent au Sud-Est d'Argamasilla de Calatrava nous fournissent une dernière occasion de relever les oppositions directionnelles qui existent entre les deux formations.

Le Diagramme présenté ici (fig. 42) traduit les grandes lignes structurales de cette région:

Sous les quartzites à Cruziana qui dessinent un vaste anticlinal de direction N 100° (direction hercynienne), les formations anté-ordoviciennes apparaissent très redressées, plissées dans le détail et avec des orientations structurales toujours voisines de l'axe Nord-Sud.

On retrouve donc ici la discordance anté-ordovicienne déjà reconnue dans la vallée de l'Alcudia.

Mais dans les formations anté-ordoviciennes, deux séries distinctes, discordantes l'une sur l'autre voient leurs directions structurales diverger: les axes des plissements de détail de la série inférieure (La Cabezuela) et de la série supérieure (faciès conglomératiques d'Argamasilla), tous deux en nette opposition par rapport à la direction hércynienne, s'organisent en effet suivant des orientations qui diffèrent entre elles de 50° environ.

2.° LE SUD DE LA VALLEE, A L'OUEST D'ALMODOVAR DEL CAMPO

Sur une carte géologique levée depuis Almodóvar del Campo jusqu'au Sud de la casa de la Romera apparaissent les trois formations déjà rencontrées dans la plaine d'Argamasilla, à savoir (fig. 22 et 43):

- les quartzites à Cruziana, formant les crêtes qui limitent la vallée
- des formations récentes, très développées;
- les terrains anté-ordoviciens, en affleurements discontinus, sous les formations récentes.

La description lithologique des formations anté-ordoviciennes étant déjà faite (Chap. II, 1.° partie), il suffit d'analyser ici les relations structurales qui existent entre l'Arenig et les terrains qu'il recouvre:

a) Les quartzites à Cruziana:

Ils constituent le flanc sud de l'anticlinal et se présentent sur le terrain sous forme d'une crête large de 2 à 3 km. séparant la plaine du río Tirtaefuera du bassin de Puertollano. Les altitudes sont toujours voisines de 850 à 900 m., avec quelques sommets un peu plus élevés (Charcones 931 m., Navalromo 930 m.). Leur pendage est toujours sud, à de rares exceptions près dues à des failles qui basculent quelques dalles vers le Nord. D'Almodóvar au Navalromo, sa valeur moyenne est de l'ordre de 30 à 40°; mais à l'Est du camino de Veredas, la crête s'élargit et le pendage très fort au sud dans la partie supérieure de la série (70° à la cote 841 et au Sud du puerto de la Coja), s'infléchit progressivement pour devenir sub-horizontale plus au Nord.

A la cote 778 (500 m. au N de la Casa de la Romera) on rencontre des grès microconglomératiques et des grès à graviers avec un pendage 10° N. Puis, sur le flanc nord de la colline, des bancs microconglomératiques, avec un pendage de 5° S sont parsemés de galets de grès bien arrondis dont la taille atteint 3 à 4 cm. Ce

faciès rappelle tout à fait le «niveau détritique de base» de la vallée de l'Alcudia.

On retrouve un faciès très voisin 300 m. au SE de la casa de la Romera où l'on observe des grès grossiers et des grès microconglomératiques avec un pendage de 5° sud.

Ces deux affleurements pourraient donc fort bien correspondre aux bancs les plus inférieures de l'Ordovicien disposés ici en position sub-horizontale.

La direction générale des quartzites (N 100°) est la même que celle qu'ils présentaient à la limite sud de la plaine d'Argamasilla, abstraction faite de quelques variations dues à leur fragmentation en compartiments plus ou moins décalés les uns par rapport aux autres, par le jeu de décrochements NE-SW.

b) Les terrains anté-ordoviciens:

En pointements discontinus sous une couverture récente (Miocène et terrasses déjà décrits), une centaine d'affleurements ont été reconnus; mais la moitié d'entre eux seulement ont des dimensions suffisantes pour pouvoir figurer sur la carte. D'un point de vue lithologique, on peut les rapporter à trois types de faciès:

- Alternances de schistes, *grauwackes* et *grauwackes rubanées* (ce sont les différents faciès des «schistes de l'Alcudia»).
- *Conglomérats interstratifiés*.
- *Grès grossiers et grès microconglomératiques* (en bancs de 25 cm. à 1 m., ils semblent former un niveau bien déterminé qui affleure en particulier au Nord du Navalromo, aux cotes 747 et 743).

On a tenté de reconstituer les mouvements tectoniques de la série anté-ordovicienne en relevant les directions et pendages de ces affleurements isolés. Seuls les résultats indiscutables ont été retenus (lorsque les plans de stratification pouvaient s'observer nettement ou se déduire des granoclasses), si bien que sur le schéma tectonique de la figure 43, tous les affleurements ne sont pas indiqués:

Une reconstitution de ce type, qui garde toujours un certain degré d'incertitude permet cependant de définir les grandes orientations structurales. Ici, elle met en lumière une opposition directionnelle indiscutable entre les quartzites et la série inférieure.

Elle conduit aussi à déceler quelques structures dans les schistes et les grès infra-ordoviciens: en particulier, les bancs de grès grossier qui, dans l'arroyo de Villalba présentent un pendage 30° NW

sont disposés dans le prolongement de ceux de la cote 743. Ils se raccordent ensuite très certainement à ceux de la cote 747 de pendage Est (en négligeant quelques pendages W dû à des failles) et sans doute à ceux de la cote 685 dont le pendage est indéterminable. Ainsi, on voit apparaître un mouvement synclinal d'échelle kilométrique dont l'axe NE-SW est parallèle à la direction générale de la série.

A l'Ouest d'Almodóvar, on retrouve donc la discordance anté-ordovicienne, déjà reconnue dans la plaine d'Argamasilla.

3.° LE SUD DE LA VALLEE AU SUD OUEST DE TIRTEAFUERA

A l'Ouest de la zone que l'on vient de décrire, les sierras ordoviciennes s'infléchissent vers le Nord et prennent une orientation N 120 à 125°, tout en conservant un pendage général assez faible. La «série détritique de base» est parfois visible (fig. 21).

Des bancs de grès à graviers et de grès microconglomératique sont relativement fréquents, surtout à l'Ouest des casas de la Canaleja; quant au conglomérat, il affleure sur le flanc est de l'arroyo de Brezoso (Bouyx, 1965) ainsi que dans le ravin de l'arroyo de Casahueca, au pied de la cote 772 (1).

Trois types de faciès se distinguent dans les formations anté-ordoviciennes qui sont encore souvent masquées par les terrasses, les éboulis et les alluvions.

- les schistes, grauwackes et conglomérats interstratifiés.
- les grès grossiers et microconglomératiques.
- les conglomérats du Villalonso.

Dans toute la zone, ces formations sont toujours disposées suivant des orientations absolument indépendantes de celles de l'Arenig. Ces faits apparaissent nettement:

Aux Casas de la Canaleja où affleurent des schistes tendres et des petits bancs de grauwacke avec des directions N 30° et un pendage de 60 à 70° W.

Sur le flanc ouest de l'arroyo de Casahueca où des schistes gréseux très redressés et parfois fortement plissés dans le détail

(1) La cote 772, ainsi que les deux petits monticules situés à proximité immédiate des casas de la Canaleja correspondent à des épanchements récents de volcanisme basique identiques à ceux décrits au Sud de Ciudad Real.

s'opposent, avec une orientation NE-SW, aux grès armoricains dont le pendage est ici très faible, de l'ordre de 15 à 20°.

A l'Ouest et Nord-Ouest du Villalonso, où les schistes tendres, les grauwackes, les grauwackes rubanées et les petits bancs de conglomérat qui affleurent dans le ravin de l'arroyo de la Calera présentent les nombreuses variations de directions et de pendage illustrées par le croquis de la figure 44, tandis que les couches de grès grossier ou microconglomératique forment des collines alignées N 160°.

Sur le flanc sud de l'arroyo de Brezoso au NW de la Casa Gallino, où l'on observe des schistes tendres et des grès microconglomératiques verticaux et de direction plein Nord.

Sur le flanc sud de l'arroyo de Canaleja, environ 100 m. au Sud du camino de Doña Luz, où quelques mètres de schiste tendre apparaissent à la limite de la terrasse et des alluvions récentes avec une orientation N 45° et un fort pendage sud-est.

Sur la rive ouest des arroyos de Casagallina et de Brezoso (dans la partie nord-sud de leurs cours) où, sur une distance d'environ 2 à 3 km., on voit affleurer des schistes, des grauwackes et des grès avec un pendage de 30 à 40° Est et une direction plein Nord.

Les conglomérats du Villalonso semblent occuper une place à part dans les formations anté-ordoviciennes:

Ils dessinent une sorte de synclinal perché dont les flancs sont recouverts d'éboulis et dont l'axe, orienté N 140° au Villalonso, puis plein Nord à la cote 735, plonge de 20 à 30° vers le Nord. Avec des directions nettement distinctes de l'anticlinal hercynien, ils apparaissent bien en discordance sous l'Ordovicien inférieur. Mais leurs rapports avec le reste des formations anté-ordoviciennes sont inconnus. Il est cependant probable qu'ils reposent dessus en discordance, et qu'ils occupent une position comparable à celle de la série d'Hinojosas.

Pour étayer cette supposition, on peut avancer 3 arguments:

- a) Leur faible pendage, qui contraste avec les pendages beaucoup plus redressés des formations anté-ordoviciennes.
- b) Les différences de direction qu'ils présentent avec les schistes, grauwackes et conglomérats interstratifiés les plus voisins:

Dans le lit de l'arroyo de la Calera (fig. 44), ces derniers ont des directions variables qui s'opposent presque toutes à celles de l'axe du synclinal perché (on peut remarquer aussi que

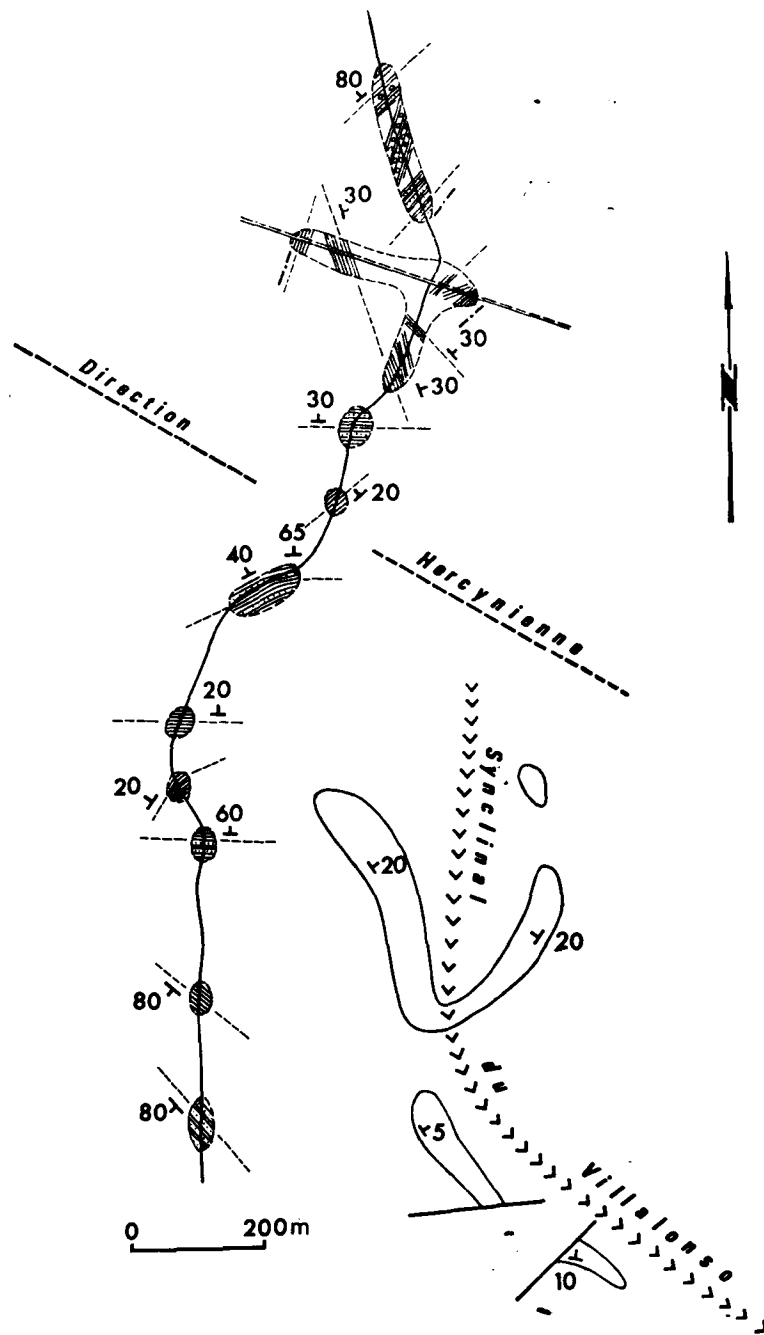


Fig. 44

mis à part quelques mesures de 20 et 30°, ces affleurements ont presque toujours de forts pendages).

- c) Leur composition: formés uniquement de petits galets de quartz et de quartzite, ils semblent résulter du remaniement des conglomérats interstratifiés. Dans certains secteurs de la vallée, on rencontre actuellement de vastes étendues couvertes de galets de ce type, arrachés par l'érosion au substratum. Le transport à grande échelle et l'accumulation de ces galets actuellement dispersés sur le sol, dans des zones déprimées pourrait conduire à la formation de conglomérats identiques à ceux du Villalonso.

Quoi qu'il en soit, les formations anté-ordoviciennes apparaissent ici, comme dans les zones précédemment décrites, en position discordante sous les quartzites à *Cruziana*. D'autres observations, effectuées dans les autres secteurs de l'anticlinal du rio Tirteafuera conduisent à une conclusion identique. On retiendra enfin que les faciès transgressifs de la base de l'Ordovicien se retrouvent assez régulièrement sur les pourtours de la plaine (fig. 31) lorsque les pentes d'éboulis sont peu développées.

LA VALLEE DU RIO ESTERAS

L'examen de la carte de la figure 45 donne la mesure des difficultés auxquelles on se heurte en cherchant à retrouver la discordance dans la vallée du rio Esteras.

Si les formations anté-ordoviciennes affleurent très largement dans le centre de la vallée, leur contact avec des quartzites n'est jamais visible à cause des éboulis et des rañas (aussi étendus dans le reste de la vallée que dans le secteur figuré sur la carte). De plus, elles ont une direction E.W. qui coïncide à peu de choses près avec celle de l'anticlinal hercynien.

On sait qu'il a été possible de distinguer dans cette région deux séries au sein des formations anté-ordoviciennes: une série inférieure qui apparaît uniquement au cœur d'un anticlinal situé dans le ravin de l'arroyo de la Ribera de Riofrío, et une série supérieure, à nombreux épisodes conglomératiques, qui constitue la quasi-totalité des affleurements (Chap. IV de la première partie).

Les structures observées dans la coupe continue qui a permis cette analyse stratigraphique vont nous amener à envisager, ici comme dans les autres vallées, l'existence d'une discordance stratigraphique à la base de l'Ordovicien.

On envisagera cette coupe d'un triple point de vue:

- Le contact entre les quartzites et les formations anté-ordoviciennes.
- Le tectonique des séries anté-ordoviciennes.
- La schistosité qui affecte ces séries.

A) LE CONTACT ENTRE LES QUARTZITES ET LES FORMATIONS ANTE-ORDOVICIENNES

Dans les vallées précédemment décrites, le passage entre les deux formations s'effectuait suivant deux modalités: ou bien contact stratigraphique (comme c'était le cas dans la Sierra de Mestanza où l'on observait la superposition directe du poudingue de base ordovicien sur les «schistes

de l'Alcudia»); ou bien contact tectonique avec élimination par failles d'une partie plus ou moins importante de l'Ordovicien inférieur, pouvant aller jusqu'à la disparition complète des quartzites (comme on le voit dans la région d'Alamillo, où un grand accident entraîne la juxtaposition anormale des «schistes de l'Alcudia» aux schistes à *Calymène*).

Dans la vallée du rio Esteras, l'étude de ce passage est pratiquement impossible, car la base des quartzites disparaît toujours dans les éboulis; s'il n'est jamais visible, du moins peut-on l'approcher tant sur le flanc nord que sur le flanc sud.

1.° Flanc nord: ravin de la Ribera de Riofrío:

L'arroyo prend naissance dans une étroite vallée qui correspond à un synclinal de schistes à *Calymène* séparant l'anticlinal du rio Esteras et celui d'Agudo (Cf. coupe générale de la fig. 46). Il franchit la crête de quartzites en y taillant une gorge étroite pour déboucher dans un vallon couvert de jardins où les terrains anté-ordoviciens affleurent d'une manière discontinue avec de fines alternances de grauwackes et de passées schisteuses.

Partant de cette zone en remontant vers le Nord le senda de los Molinos qui suit l'arroyo jusque dans le synclinal ordovicien, on rencontre successivement:

- Les fines alternances des formations anté-ordoviciennes, avec une direction N 90° et un pendage très redressé (vertical ou 80° Sud).
- Après trois ou quatre cent mètres d'éboulis, les grès à *Cruziana* que l'on suit sur 200 m. environ avec un pendage de 30-40° N.
- Ensuite, viennent des alternances de petits bancs de grès (30 à 40 cm.) et de schistes gréseux, avec des *Cruziana* sur la face inférieure de certains d'entre eux. Il s'agit ici du niveau à pistes bilobées situé au milieu de l'Arenig.
(Localisation exacte: au confluent des arroyos de la Ribera de Riofrío et de Valdemasiaga. Puissance 30-40 m. pendage: 35° N).
- Les grès en gros bancs («grès supérieurs»).
- Les alternances de passage aux schistes à *Calymène*.

Bien que le contact direct entre les deux formations ne soit pas visible, on retrouve donc ici la plus grande partie des quartzites à *Cruziana* (grès inférieurs, niveau à pistes bilobées, grès supérieurs). Un contact par failles n'est cependant pas à écarter: au cas où il affleurerait, il serait peu vraisemblable que le niveau détritique de base de l'Ordovicien (qui représente une barre gréseuse de 30 m. de puissance au minimum), n'ait pas laissé

de traces dans la morphologie de ce ravin où les pentes d'éboulis ne forment qu'un léger placage sur le substratum.

2.° Flanc sud: coupe du Puerto del Rayo (coupe de détail n.° 1):

En descendant du col, on distingue, sur le talus droit de la route, les couches suivantes:

- 1.° Des quartzites en bancs de 20 à 50 cm., avec quelques intercalations schisteuses. Leur pendage est très faible (10 à 15° S) deux à trois mètres de petits bancs de grès leur font suite, avec des schistes argileux. L'affleurement se termine par un banc de grès renfermant des *Tigillites*.
- 2.° Après une lacune d'observation de quelques mètres, on voit des couches verticales ou bien à pendage très redressé vers le Nord, parmi lesquelles on distingue des grauwackes, des schistes et des conglomérats. La direction de ces couches est N 55 à 60°, donc légèrement différente de celle des grès précédents qui était de N 70°.
- 3.° Des éboulis masquent les couches sur 75 m. environ. On observe ensuite des quartzites en bancs de 20 à 75 cm. avec des *Tigillites* et de nombreux Ripple-marks, alternant avec des schistes argileux, des schistes gréseux et des grès micacés en plaquettes. Le pendage de l'ensemble est toujours de 10 à 15° Sud, bien que par suite de légères ondulations, les couches prennent par endroits une disposition horizontale. Sur la face inférieure de certains bancs, on remarque parfois des *Pistes bilobées* de grande taille.
- 4.° Séparés des couches précédentes par une nouvelle lacune d'observation et des suivantes par une zone injectée de quartz (1 m. de puissance), on trouve, sur 15 m. environ, des schistes tendres et quelques petits bancs de grès.
- 5.° Grès, quartzites et grès microconglomératiques en bancs de 20 à 40 cm., parfois un peu plus gros. Ils sont séparés par des joints schisteux ou des passées schisteuses plus importantes. Dans les bancs gréseux, on remarque encore quelques *tigillites*.
- 6.° On passe enfin aux alternances de schistes, grauwackes et bancs conglomératiques interstratifiés qui se suivent jusqu'au centre de la vallée.

De part leur faciès, leur composition pétrographique et surtout la présence des *tigillites*, les couches 1, 3 et 5 doivent être rapportées à l'Ordo-

vicien inférieur. Cela est confirmé par la présence de pistes bilobées (dans les couches 3) qui permettent en outre de les situer dans l'Arenig: ces couches correspondent au niveau de pistes bilobées, situé à environ 250 à 300 m. du conglomérat de base, entre les «grès inférieurs» et les «grès supérieurs».

Les autres couches correspondent à la série anté-ordovicienne (ceci est probable pour les couches 2 et 4 en raison de leur composition pétrographique, et certain pour les couches 6 qui passent en continuité à l'anté-ordovicien du centre de la vallée).

On observe donc dans cette coupe un contact tectonique très net entre les deux ensembles, avec disparition d'une grande partie des quartzites à *Cruziana* et fracturation répétée de l'ensemble, la zone injectée de quartz située entre les couches 4 et 5 correspondant à la trace de l'une de ces fractures.

Les deux formations semblent ici disposées suivant des orientations légèrement différentes (10 à 15° semble-t-il, pour les couches 1 et 2). On ne peut bien entendu tirer aucune conclusion de divergences aussi faibles mesurées dans une zone très faillée. Elles peuvent tout au plus constituer un indice que vient confirmer l'examen des structures relevées dans l'anté-ordovicien.

B) LA TECTONIQUE DES SERIES ANTE-ORDOVICIENNES

Sur la coupe générale, on a schématiquement tracé les principales structures reconnues dans les formations anté-ordoviciennes. Des profils détaillés permettent de préciser leur style:

Les mouvements peu accusés que l'on rencontre dans toute la partie sud de la vallée (du Puerto del Rayo au río Esteras) et dont la coupe n.° 1 fournit un bon exemple, ne seraient à la rigueur pas absolument incompatibles avec un passage concordant à l'Ordovicien (encore que dans certaines zones —Km. 19 de la route d'Agudo, par exemple— les grauwackes, schistes et conglomérats anté-ordoviciens affleurent avec des pendages très redressés): les quartzites à *Cruziana* présentent en effet souvent des ondulations de ce type.

Par contre, les structures violentes du ravin de la Ribera de Riofrío peuvent difficilement s'expliquer sans avoir recours à une phase de plissement antérieure à la transgression ordovicienne:

(Coupe n.° 3, sur 1.500 m.): à l'entrée du ravin, on observe des grauwackes grossières qui dessinent un anticlinal assez accusé. Au Nord du Molino de la Higuera, on distingue un nouvel anticlinal

à peu près vertical suivi d'un étroit synclinal. Puis les couches reprennent une position sub-horizontale avec de légères ondulations, 200 m. plus loin, on retrouve une zone très redressée, avec des pendages verticaux et une belle charnière anticlinale dans des bancs assez puissants. Après une zone faillée (Quartz), on trouve de fines alternances verticales, puis au Nord du Molino Caído, la voute anticlinale au cœur de laquelle apparaît la série inférieure discordante sous les bancs grossiers et microconglomératiques par lesquels débute la série supérieure.

En remontant le ravin au-delà de la section figurée sur la coupe, on retrouve des pendages de l'ordre de 50-60° près du Molino del Tío Macario, puis des structures anticlinales absolument verticales à proximité du molino de Angorrilla. Le ravin s'élargit, et l'on pénètre dans la zone de fines alternances qui précède les éboulis des quartzites.

Peut-on considérer ces structures comme de simples replis mineurs normalement présents dans les zones profondes d'une structure majeure hercynienne? La rigidité de certaines des couches intéressées par cette tectonique et la puissance des niveaux grossiers qu'elles constituent rendent cette hypothèse peu vraisemblable. On rapportera donc ces structures à une phase de plissement antérieure à la transgression anté-ordovicienne.

C) LA SCHISTOSITE

Une schistosité verticale ou sub-verticale (qui n'est pas figurée sur les coupes par soucis de simplification graphique) affecte presque toujours les formations anté-ordoviciennes avec une intensité variable, allant jusqu'à masquer complètement la stratification. On la remarque surtout de part et d'autre du rio Esteras, sur le talus de la route et les flancs des ravins:

Le profil de détail présenté ici (Coupe II) est levé juste au Nord du rio

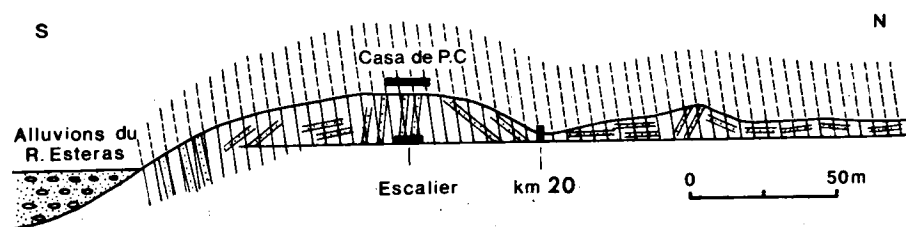


Fig. 47: La schistosité hercynienne sur la rive nord du rio Esteras.

Esteras, sur les talus de la route: à cet endroit le débitage intense des couches en feuillets parallèles complètement indépendants de la stratification donne l'impression qu'elles ont un pendage vertical. Cependant, quelques bancs grannoclassés permettent de retrouver leur véritable disposition. Une tectonique assez complexe apparaît donc: petit mouvement anticlinal au niveau de la casa de peon camineros, retour à une position à peu près horizontale à la borne kilométrique et nouveau repli anticlinal un peu plus loin. Il est visible que ces mouvements ne modifient ni l'orientation, ni le pendage du plan de schistosité.

On l'observe aussi avec une particulière netteté dans les couches du ravin de la Ribera de Riofrio, toujours indépendante de la tectonique des séries anté-ordoviciennes: elle recoupe toutes leurs structures, y compris la discordance entre la série inférieure et la série supérieure conglomératique au Nord du Molino Caído.

Quelles que soient les structures des terrains qu'il intéresse, le plan de schistosité, vertical ou sub-vertical, est toujours disposé parallèlement au plan axial du grand pli hercynien. Comme dans la vallée de l'Alcudia où elle avait ce même comportement, cette schistosité peut donc être mise en relation avec la phase hercynienne.

Dans la vallée du rio Esteras, les arguments d'ordre tectonique sont plus délicats à manier qu'ailleurs: en raison de l'identité des directions des deux formations, l'indépendance de la tectonique anté-ordovicienne est ici moins évidente que dans les autres vallées où les oppositions directionnelles sont mieux appréciables; s'il demeurait un doute, les comparaisons de faciès suffiraient à le balayer: on retrouve ici les terrains anté-ordoviens exactement semblables à ceux qui affleurent à Mestanza ou bien à Almodóvar, là où la discordance s'observe avec une particulière netteté. D'ailleurs, les divergences entre les directions des deux formations reprennent rapidement vers le Nord:

LA PLAINE D'AGUDO

La simple présentation de la carte (fig. 45) suffit à établir une opposition très nette entre les directions dominantes des formations anté-ordoviciennes et celle des plis hercyniens, à l'Est et au Nord-Est d'Agudo.

Dans cette plaine, qui correspond encore au cœur d'un anticlinal de quartzites, les formations anté-ordoviciennes sont donc toujours discordantes sous l'Ordovicien inférieur.

CONCLUSION

Dans l'ensemble des zones examinées ici, les formations anté-ordoviciennes et les quartzites à *Cruziana* manifestent une indépendance tectonique tout à fait remarquable (orientation différente des couches, disposition divergente des axes de plis de détail, schistosités...) dont on peut déduire l'existence d'une phase de plissements antérieure au dépôt de l'Ordovicien, même lorsque la discordance qui en résulte n'est pas directement observable sur le terrain.

Au cours des descriptions qui précèdent, on a souvent constaté que les terrains anté-ordoviens pouvaient se trouver juxtaposés à différents termes de la série ordovicienne. A la *discordance stratigraphique* dont on vient de démontrer l'existence entre les deux formations se substitue alors un *contact tectonique* dont il conviendrait de préciser l'importance et la signification.

Ce type de rapports, qui semble relativement fréquent est malheureusement délicat à déceler en raison des éboulis qui recouvrent presque toujours la zone de contact. On l'a principalement rencontré dans la vallée du río Esteras, et surtout dans le flanc sud de la vallée de l'Alcudia:

Au Nord du Puerto del Rayo, les schistes, grauwackes et conglomérats de la «série supérieure» qui affleure dans la vallée du río Esteras apparaissent au voisinage du niveau à grandes pistes bilobées, ce qui suppose l'élimination par failles d'une partie importante de l'Arenig, tandis que dans le ravin de l'arroyo de la Ribera de Riofrío, au flanc nord de la vallée, seule la série détritique de base, et peut être le niveau rouge, semblaient absents.

Dans le flanc sud de la vallée de l'Alcudia, un phénomène identique s'observe avec une intensité variable: au Sud de Las Tiñosas, seule une partie du niveau détritique de base et des équivalents schisto-psammitiques du niveau rouge est absente. Au Puerto de Niefla (fig. 39), le contact s'effectue encore par failles; mais c'est plus vers l'Ouest, dans la région d'Alamillo et au Sud d'Almadén, que le phénomène prend toute son ampleur: les «schistes de l'Alcudia» se trouvent juxtaposés soit à différents niveaux de l'Arenig, soit même aux schistes à *Calymène*. On observe en

outre, dans la tranchée du chemin de fer de Madrid à Badajoz, une superposition des formations anté-ordoviciennes sur les alternances à petites pistes bilobées situées au-dessus des «grès supérieurs» (fig. 29): si la tectonique tangentielle hercynienne semble d'une manière générale moins accentuée dans la zone Alcudienne que dans les zones plus méridionales, et n'altère pas, dans ses grandes lignes, la succession très régulière des grands plis synclinaux et anticlinaux, elle s'y manifeste cependant par ces déversements vers le Sud dont l'ampleur reste assez modeste, ainsi que par un écaillage nettement visible dans certains secteurs des synclinaux paléozoïques.

En dépit de ces accidents, le contact stratigraphique est très souvent conservé, si l'on en juge par la vaste répartition horizontale des faciès par lesquels débute l'Ordovicien (fig. 31). Dans la Sierra de Mestanza et dans les quelques localités de la vallée du río Tirteafuera où il affleure, le conglomérat de base ordovicien ne présente pas de zones nettement tectonisées. On en déduira que dans les secteurs, où l'on a pu cerner d'assez près la discordance, cette grande discontinuité ne semble pas avoir joué outre mesure lors des plissements hercyniens.

SECTION III.—LA DISCORDANCE ANTE-ORDOVICIENNE DANS LES REGIONS VOISINES ET PLUS ELOIGNEES

Ainsi, dans la province de Ciudad Real, l'Ordovicien inférieur repose en discordance sur une série plissée suivant des directions indépendantes de la tectonique hercynienne. On doit rechercher dès à présent la signification qu'il convient d'attribuer à cette transgression en passant rapidement en revue les régions voisines. S'agit-il d'un événement localisé à un secteur étroit de la Meseta, ou bien d'un phénomène plus général?

A) DANS LA MESETA IBERIQUE

1.° Tant en Espagne qu'au Portugal, on retrouve la discordance infra-ordovicienne dans toute la partie sud de la Meseta:

Assez peu marquée dans les chaînes celtibériques où elle se réduit à une discordance cartographique (Lotze, 1929), elle est par contre beaucoup plus accentuée dans les Monts de Tolède et la Sierra de Guadalupe (Lotze, 1952, 1956). Comme l'avait pressenti Schmidt-Thome dès 1943, elle existe aussi en Extremadure (V. Sos Baynat, 1958; R. Maass, 1961 et 1963; Klech, 1958; Garcia de Figuerola, 1965; etc...). Enfin, plus au Sud, dans la zone de l'Ossa Morena, elle a été décrite par de nombreux auteurs (Lotze, 1956; Schneider, 1939; Fabries, 1963; Bard, 1965 et 1966; etc...).

Au Portugal, où la discordance anté-ordovicienne était connue dès le siècle dernier (Delgado, 1876), «l'Ordovicien débute par une transgression nettement caractérisée» (Teixeira, 1955), ainsi que l'établissent de multiples études régionales et notamment celles de Westerveld (1956) et de Schermerhorn (1955).

Si l'on s'accorde généralement à reconnaître cette transgression, on discute par contre sur l'âge, l'ampleur et la nature des mouvements qui ont pu affecter la série anté-ordovicienne: correspondent-ils à une phase «sarde» ou «ibérique», placée à la limite du Cambrien et de l'Ordovicien,

interprétée comme un mouvement tardif de la grande orogénèse «assyntique» d'âge précambrien supérieur (1) et intéressant l'ensemble des régions citées plus haut (Lotze, 1956 a et b)? Représentent-ils une véritable orogénèse se déroulant durant le Cambrien supérieur, ainsi que le pense Schermerhorn (1955) pour les «schistes de Beira» qui affleurent au Nord et au centre du Portugal? Doivent-ils s'interpréter comme un «plissement à grand rayon de courbure du Cambrien suivi d'une période d'érosion et de la transgression du Silurien», ainsi que le pense J. P. Bard (1965) pour la zone de Cumbres-Mayores et Cañaveral (Domaine méridional de la Sierra Morena occidentale, au NW de Séville)?

2.° Dans la partie nord de la Meseta, au contraire, l'Ordovicien repose généralement en concordance sur les terrains plus anciens:

Au Nord de l'Ostlusitanische-Alcudische Zone, on rencontre successivement les trois zones qui constituent la partie septentrionale des hercynides ibériques: Zone de Galice et de Castille (Galizisch-Kastilische Zone), Zone des Asturies occidentales et du León (Westasturische Leonensische Zone), Zone Cantabrique (Kantabrische Zone) enfin, sans intérêt pour nous puisqu'elle est constituée en quasi-totalité par du Dévonien et du Carbonifère.

(1) Le terme de plissement «assyntique» a été créé par H. Stille (1944, 1946) pour désigner en Europe la dernière phase orogénique du Précambrien, marquée par la discordance du Cambrien inférieur sur l'Algonquien (et plus précisément en Ecosse par celle du Cambrien à *Olenellus* sur le Torridonien).

Par la suite, F. Lotze (1956 a et b) devait adopter cette terminologie pour désigner les plissements du Précambrien supérieur du Nord de l'Espagne, soulignés dans les Asturies par la discordance du Cambrien inférieur sur les schistes de Narcea. A son exemple, tous les auteurs qui ont publié sur la Meseta ibérique ont conservé cette dénomination chaque fois qu'ils ont eu à traiter d'un événement orogénique supposé ou démontré antérieur au Cambrien. On conservera donc ici les termes d'orogénèse, de phase ou de discordance «assyntique», tout en soulignant leur imprécision:

La discordance assyntique a malheureusement été définie dans une région intensément tectonisée, au voisinage du Moine Thrust; et surtout, l'âge du Torridonien n'est pas suffisamment connu: on l'attribue, sans pouvoir dire plus, à l'Algonquien car il repose sur les gneiss lewisiens considérés comme archéens. L'imprécision qui en résulte portant sur plusieurs centaines de M. A., on ne peut donc situer exactement dans le temps les mouvements assyntiques. Pour N. Schatsky (1958), la «discordance dans la tectonique du plissement assyntique près du lac Assynt en Ecosse peut ne pas embrasser qu'une seule époque». J. M. Graindor (1965) propose toutefois de conserver le terme pour désigner une période groupant un certain nombre de phases régionales (phases cadomiennes dans le massif armoricain et phase baikalienne sur la plate-forme russe).

J. Cogne (1956) fait de plus remarquer que l'orogénèse assyntienne a été définie «en dehors du domaine propre aux orogénèses protérozoïques terminaux», et estime que l'orogénèse cadomienne «de mieux en mieux cernée dans le temps et dans ses structures, présente une définition incomparablement meilleure des phénomènes dynamiques immédiatement antérieurs aux grandes transgressions paléozoïques d'Europe moyenne et occidentale».

Dans la zone de Galice et de Castille, l'Ollo de Sapo, formation porphyroïde antérieure au Cambrien (*Parga Pondal, Matte et Capdevila, 1964*) est recouvert par le Cambro-Ordovicien sans discordance visible. Cette région a cependant été le siège de légers mouvements épirogéniques anté-ordoviciens, puisqu'il y existe une ample lacune de sédimentation dont l'importance n'est d'ailleurs pas exactement délimitée: lacune du Cambrien inférieur et de la majeure partie du Cambrien Moyen (*Capdevila, 1965*); lacune «plus ou moins complète du Cambrien» (*Matte et Ribeiro, 1967*).

Dans le domaine interne de la zone des Asturies et du León, la sédimentation est continue de l'Infra-Cambrien à l'Ordovicien (*Capdevila, 1965*); cependant, on estime parfois (*Matte, 1967*) qu'une accordance tectonique n'exclut pas une discordance entre le Cambrien inférieur et le Précambrien supérieur. Dans le domaine interne de cette même zone, en effet, le plissement assynclinal s'exprime avec une particulière netteté, puisque le Cambrien inférieur (Grès de Herreria) repose en discordance sur le Précambrien (Schiste de Narcea) (*Lotze, 1956; L. U. de Sitter, 1961; V. Pastor Gómez, 1962; P. Matte, 1967*), mais là encore, on ne signale pas de discordance à la base de l'Ordovicien.

Une mention particulière doit être faite de la Sierra de la Demanda, où l'on vient de signaler pour la première fois en Espagne une faune d'âge Cambrien supérieur (*Colchen, 1967*).

Dans ce massif, prolongement géographique vers le NW de la chaîne celtibérique, mais qui se rattache à la zone des Asturies et du León, on note une succession continue du Précambrien à l'Ordovicien inférieur. Toutefois, la présence au sommet du Cambrien supérieur de niveaux conglomératiques lenticulaires («conglomérat des crêtes»), marque dans cette région l'existence de mouvements épirogéniques anté-ordoviciens. Après le dépôt de sédiments détritiques à l'Ordovicien inférieur (Trémadocien probable, *Colchen, 1968*), la région est probablement restée émergée jusqu'au Carbonifère moyen (Westphalien B).

On remarque donc, en première analyse, un contraste frappant entre les parties nord et sud de la Meseta: dans la partie sud, la transgression est générale et s'exprime par des discordances angulaires incontestables. Dans la partie nord, au contraire, seules des lacunes de sédimentation permettent de conclure au retour de la mer sur des zones ayant subi de simples mouvements épirogéniques durant le Cambrien, certaines d'entre elles (Sierra de la Demanda), demeurant émergées à partir de l'Ordovicien inférieur ou moyen.

B) EN EUROPE OCCIDENTALE

Il n'est pas question de présenter ici une vue complète de la paléogéographie de l'Ordovicien européen, mais simplement d'évoquer quelques

faits essentiels dont la connaissance permet de replacer les observations effectuées en Espagne dans un cadre plus large.

1.° Dans la Montagne noire:

La série est à peu près complète de l'Infracambrien au Dinantien, avec cependant une lacune du Llandeilo (*Thoral, 1935*). La transgression qui lui fait suite débute au Caradoc dans les monts du Minervo, au Dévonien inférieur («mur quartzeux») dans les monts de Faugères. Elle s'exprime par une discordance angulaire faible (10 à 15°), mais par une discordance cartographique très nette (*Geze, 1949*). Avant cette phase «taconique», un léger mouvement était supposé entre les grès de Barroubio attribués au Potsdamien et le Trémadoc (*Thoral, 1946, Geze, 1959*). Des études récentes viennent d'en apporter la preuve en démontrant l'existence d'une lacune complète du Potsdamien en certains points du massif (*Boyer et Guiraud, 1964*).

De faibles mouvements épirogéniques peuvent donc être admis avant la transgression ordovicienne. Au-dessus des schistes qui ont livré une importante faune trémadoc décrite par *M. Thoral*, les «Grès à Lingules» représentent l'équivalent des Grès armoricains.

2.° Dans le Massif armoricain:

Après les plissements du Briovérien, la mer réoccupe progressivement le territoire cadomien, et la transgression ordovicienne s'analyse comme une extension de la grande transgression paléozoïque déclanchée au Cambrien. On note cependant, dans le synclinal de May (*F. Dore, 1962*) et dans celui de Ranville (*L. Dangeard, F. Dore et P. Juignet, 1962*), un contact direct du minerai de fer ordovicien, d'âge Llanvirn, sur les grès feldspathiques. Ce contact s'effectue par l'intermédiaire d'un conglomérat de base, mais sans discordance angulaire appréciable.

Si l'existence d'une véritable phase de plissement tardicambrienne (Phase Vendéenne de *P. Pruvost, 1959*) est fortement remise en question (*J. Cogne, 1962*), des mouvements épirogéniques localisés, traduits par une lacune de l'Arenig sont donc reconnus en Normandie, entre le Cambrien et l'Ordovicien inférieur.

On notera que dans son analyse de l'évolution cadomienne du Massif Armoricain, c'est vers la fin du Cambrien que *J. Cogne* (1966, 1967) place la phase tardive de l'orogénèse (1), phase caractérisée par «la régression

(1) Après une phase précoce (étape d'intumescence) à la fin du Briovérien moyen et une phase majeure (étape de plissement) «à la limite approximative des temps protérozoïques et primaires, avant la transgression cambrienne».

qui suit les premiers dépôts cambriens, sans plissements actuellement connus, et par le volcanisme tardi-orogénique».

Cette étape d'épirogénèse tardive correspondrait à la phase dite «sarde» entre Cambrien et Ordovicien.

3.° Dans la Chaîne calédonienne:

Dans l'ensemble du géosynclinal calédonien, on note la surrection d'un axe Scando-irlandais durant la phase de Trysil, située entre le Cambrien supérieur et l'Arenig.

Il s'agit d'un mouvement «surtout épirogénique» (H. et G. Termier, 1964) qui affecte l'Irlande occidentale (Phase de Galway), le canal de Saint Georges, le pays de Galles, les Midlands et la région de Trysil en Scandinavie.

Durant le Trémadoc et l'Arenig, la mer réoccupe la plupart de ces zones émergées, en y déposant des sédiments à faciès variés, à dominante souvent schisteuse, toujours différents des grès armoricains.

C) DANS LE RESTE DU MONDE

Le caractère transgressif de l'Ordovicien inférieur apparaît dans les régions les plus diverses, et notamment:

a) *A l'Est de la plate-forme russe*, où il repose en discordance sur les épaisses séries du Riphéen (Infra - Eocambrien) plissées lors des mouvements baïkaliens (Schatsky, 1958), cette transgression fait suite à une importante lacune de sédimentation: au SW de Tcheliabinsk, dans l'Oural, les conglomérats et arkoses de Zilmerdak, suivis par les calcaires à archaocyathus de Katavka, discordants sous l'Ordovicien inférieur, reposent eux-mêmes en discordance sur l'Éocambrien.

Dans le Kazakhtan, par contre, le Riphéen passe sans interruption ou avec une faible lacune au Cambrien inférieur que l'Arenig recouvre en discordance.

b) *Dans le Sud Marocain*: où J. Destombes (1960, 1962) en a précisé les différentes phases, cette transgression débute au Trémadoc moyen, avec le dépôt des schistes de Fezouata inférieurs sur les grès du Tabanit d'âge Cambrien moyen. Elle se poursuit en s'amplifiant durant l'Arenig (Schistes de Fezouata supérieurs, grès du Zini, etc...), tandis qu'en bordure du bouclier saharien, les «grès à tigillites» représentent l'équivalent des quartzites armoricains.

De ce bref tour d'horizon, on doit retenir deux faits: le caractère habituellement transgressif de l'Ordovicien inférieur dans la Meseta, une grande

partie de l'Europe occidentale et même des régions plus lointaines, ainsi que la nature de la «phase» soulignée par cette transgression qui suivant les cas s'exprime par une simple lacune ou une nette discordance.

Ces mouvements, qu'ils soient désignés sous les vocables de «sardes», «ibériques» ou de «Trysil», et qu'ils soient interprétés comme un épisode tardif de l'orogénèse «assyntique» ou une secousse annonciatrice de l'orogénèse calédonienne, correspondent généralement à des soulèvements épirogéniques, et non à une phase de plissement. Pour rencontrer une véritable orogénèse durant le Cambrien supérieur, il faudrait aller beaucoup plus loin, en bordure méridionale du bouclier sibérien (chaîne du Salair) ou en Australie (chaîne Tyennienne).

Il semble donc peu probable que la phase ibérique soit responsable des plissements autonomes décrits dans la série infra-ordovicienne de la province de Ciudad Real. Pour expliquer cette tectonique propre aux «schistes de l'Alcudia», il faudra sans doute invoquer une orogénèse plus lointaine que l'on serait tenté de situer vers la limite inférieure du Cambrien, en songeant aux Asturies (Plissements «assyntiques») ou bien à l'Armorique (orogénèse cadomienne).

Ainsi se trouve posé le problème de l'âge de ces terrains azoïques dont on vient de démontrer la position discordante sous les séries transgressives de l'Ordovicien inférieur.

CHAPITRE II

Interprétation des formations anté-ordoviciennes

Les formations que l'on vient de décrire ont fait l'objet d'interprétations nombreuses et contradictoires. Avant de prendre parti, on indiquera brièvement les faits indiscutables dégagés par les études qui précèdent:

a) Ces formations sont azoïques

Seuls des raisonnements permettront donc de proposer une solution, étayée par des corrélations avec les régions où affleurent des terrains comparables mieux repérés dans la série stratigraphique. En l'absence de datations paléontologiques, cette solution comportera inévitablement une certaine part d'hypothèse, une certaine marge d'incertitude.

b) Ces formations sont discordantes sous l'Ordovicien inférieur

Leur âge est donc obligatoirement anté-ordovicien, ce qui conduit à éliminer celles des interprétations classiques exposées plus haut qui assimilaient tout ou partie des «schistes de l'Alcudia» aux schistes à *Calymène*.

Ceci ne veut pas dire qu'ils correspondent automatiquement au Cambrien, ainsi que l'avaient envisagé de nombreux auteurs partisans d'un passage continu entre les «schistes de l'Alcudia» et les quartzites de l' Arenig (*De Cortazar, L. Mallada, P. H. Sampelayo, J. Groth, E. M. Triguero, A. Almela*, pour ne citer que les principaux). Comme on l'écrivait dès le début de cette étude, «l'existence d'une discordance empêche de considérer à priori comme obligatoirement imputables au Cambrien supérieur des schistes et des grès qui s'étant révélés jusqu'ici azoïques, pourraient avoir un âge bien plus ancien» (*Bouyx, 1959*).

Et si, très rapidement, on a été amené à envisager de les rapporter au

Précambrien supérieur (Bouyx, 1961, 1963, etc...), c'est en raison du troisième caractère que présentent les terrains anté-ordoviciens:

c) Ils ont connu une histoire géologique longue et complexe avant la transgression ordovicienne:

1) Même sans compter, dans un premier temps et pour la commodité du raisonnement, avec la série d'Hinojosas et les conglomérats du Villalonso (dans l'hypothèse très vraisemblable où ces deux ensembles auraient une position analogue et seraient donc contemporains), ils comportent au moins deux séries discordantes l'une sur l'autre.

Bien que l'on ne possède aucun renseignement sur la nature exacte des événements qui ont provoqué la discordance de la série conglomératique sur la série inférieure, tout laisse présumer de leur importance. L'épaisseur et la vaste répartition horizontale des formations conglomératiques qui coiffent la série inférieure impliquent en effet des remaniements trop considérables pour être imputables à un incident mineur et étroitement localisé.

2) Enfin ces deux séries ont été intéressées par une véritable phase de plissement avant la transgression ordovicienne, ainsi que le prouvent toutes les structures autonomes, absolument indépendantes de la tectonique hercynienne, que l'on a mis en évidence dans ces différentes vallées. Le retour de la mer sur une région plissée nécessitant au préalable un temps d'émersion et de pénéplanisation plus ou moins prolongé, on est bien obligé d'admettre l'existence d'une lacune de sédimentation avant l'Ordovicien. On sait de surcroît que les véritables phases de plissement sont à peu près inconnues durant le Cambrien en Europe occidentale.

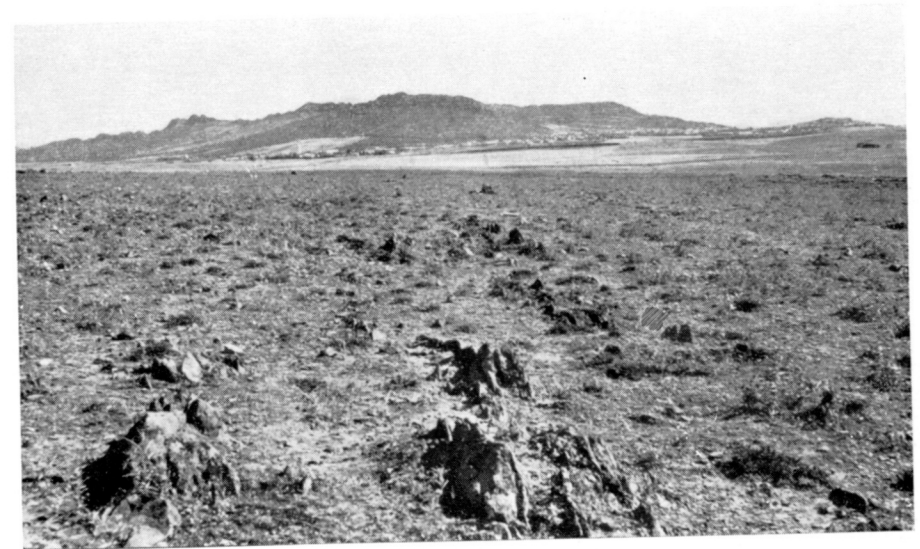
Il semble donc assez peu probable que l'ensemble des formations anté-ordoviciennes puisse être rapporté à cette période.

Il semble par contre logique de lui attribuer un âge précambrien supérieur. On sait que des orogénèses importantes caractérisent la fin du Précambrien: plissements cadomiens dans le Massif Armoricain, et surtout, beaucoup plus près de notre région, plissements «assyntiques» de la partie nord de la Meseta, soulignés en particulier par la discordance du Cambrien inférieur sur les schistes de Narcea.

Les «schistes de l'Alcudia» et la série conglomératique qui les surmontent auraient été plissés à cette époque, et la discordance qui existe entre les deux serait imputable à un événement qui aurait précédé cette grande orogénèse.

Durant la période d'émersion qui aurait suivi, se seraient déposés la série d'Hinojosas et les conglomérats du Villalonso qui apparaissent en position discordante sur le reste des formations anté-ordoviciennes et représenteraient dans cette hypothèse un Cambrien très réduit.

Deux grandes coupures stratigraphiques dans les terrains anciens des provinces de Ciudad Real et de Badajoz.



17. La discordance anté-ordovicienne dans la Serena:

Au Nord des sierras ordoviciennes de Cabeza del Buey et Castuera, les terrains anté-ordoviciens constituent le substratum d'une vaste pénéplaine dans laquelle serpente le Zújar. Les alternances de schistes et de grauwackes sont à peu près verticales et recouvertes en discordance par les quartzites à Cruziana qui plongent légèrement vers le Sud. Les villages (Cabeza del Buey, Almorchón et sur la photo Castuera) se situent à la limite sud de la plaine, au pied des sierras ordoviciennes.



18. *Discordance au sein des formations anté-ordoviciennes dans le ravin de l'arroyo de la Ribera de Riofrío.*

Au cœur d'une belle voûte anticlinale dessinée par les bancs grossiers avec lesquels débute la *série supérieure*, les fines alternances de la *série inférieure* apparaissent très redressées et nettement discordantes (Cf. fig. 25).

Le retour de la mer sur un territoire dont la majeure partie serait demeurée émergée durant le Cambrien (ce qui expliquerait le caractère exceptionnel des affleurements d'Hinojosas et la lacune quasi-totale du Cambrien) aurait été précédé de légers mouvements imputables à la phase ibérique (= sarde), responsable de la faible discordance (marquée par des oppositions directionnelles bien visibles sur les fig. 21 et 24) qui existe entre ce Cambrien et les quartzites à *Cruziana*.

Un tel schéma semble à première vue satisfaisant, car il intègre sans grandes difficultés toutes les données stratigraphiques et structurales dégagées par les études qui précèdent. On a déjà présenté une vue d'ensemble des discordances sarde et «assyntique» dans la Meseta. En recherchant, là où de telles discontinuités ont été observées quelles formations peuvent être comparées à nos séries, et quel est le rapport avec le Cambrien paléontologiquement daté lorsqu'il existe (Section I), il deviendra possible de confirmer —ou bien de nuancer— cette première tentative d'interprétation (Section II).

ticulier pour la série de Valcasa, ensemble de schistes et de grès tendres qui passe en concordance aux calcaires et dolomies du Cambrien inférieur, par l'intermédiaire de «couches de transition» situées à la limite Cambrien-Algonquien (Lotze, 1956). Avant la discordance sarde (Phase Ibérique), il existerait une première discontinuité (Phase Tolédane) contemporaine du début du Cambrien supérieur.

SECTION I.—COMPARAISON AVEC LES REGIONS VOISINES

On examinera en premier lieu d'autres secteurs de l'Ost lusitanische-Alcudische zone (Monts de Tolède, Sierra de Guadalupe, Extremadure). On traitera ensuite de la Sierra Morena occidentale, puis de la branche septentrionale des hercynides ibériques (Galice, Asturies, Léon), pour terminer par le Portugal.

1.° MONTS DE TOLEDE ET SIERRA DE GUADALUPE

Les Monts de Tolède, prolongés vers l'Ouest par la Sierra de Guadalupe, constituent un alignement de hauts reliefs séparés de la cordillère centrale (Sierra de Gredos et chaîne du Guadarrama) par la fosse du Tage. Du Nord au Sud, on y distingue trois types de formations (fig. 48):

- un massif cristallophyllien (les migmatites de Tolède)
- des granites hercyniens, répartis en deux groupes d'affleurements (celui de Navalmoral de la Mata et de El Puente del Arzobispo et celui de Navahermosa et Orgaz).
- des terrains sédimentaires parmi lesquels se détachent les puissantes falaises de quartzite ordovicien qui forment généralement les sommets de la chaîne (1.000 à 1.500 m.).

On se rappelle que dès 1855, Casiano de Prado avait identifié le Cambrien fossilifère aux Cortijos de Magalon. Par la suite, les différents auteurs qui établirent les premières cartes géologiques devaient rapporter au Cambrien la totalité des schistes, grauwackes, phyllades, calcaires et conglomérats qui affleurent dans les principales vallées, au-dessous des quartzites à Cruziana (D. de Cortazar, 1878; L. Mallada, 1896; E. H. Pacheco, 1912; Gómez de Larena, 1923, et P. H. Sampelayo, 1935, etc...).

La découverte d'une discordance à la base de l'Ordovicien dans les monts de Guadalupe, devait amener Fr. Lotze à proposer un âge algonquien pour une partie des couches situées sous les quartzites et en par-

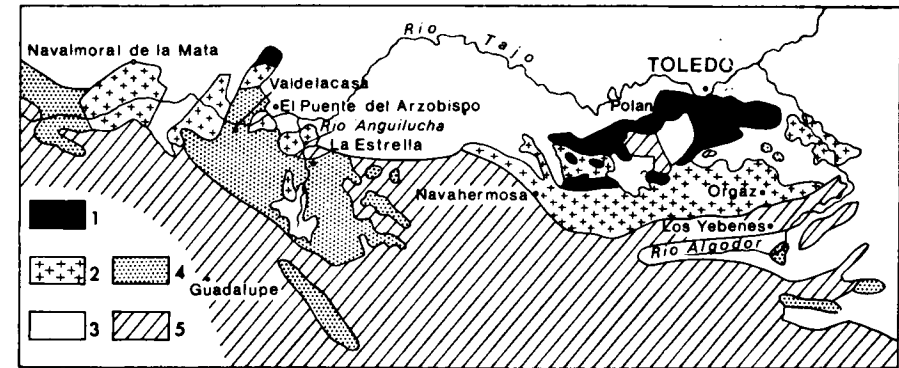


Fig. 48: Les monts de Tolède et la sierra de Guadalupe.

(D'après la carte géologique d'Espagne au 1/1.250.000).

- 1.° Massif cristallophyllien (Migmatites de Tolède).
- 2.° Granite hercynien.
- 3.° Couverture récente (Miocène, terrasses du Tage, alluvions).
- 4.° Terrains anté-ordoviciens (Cambrien pour les auteurs de la carte, mais dans la majeure partie correspond en fait à l'Algonquien (Lotze), à un Précambrien supérieur comparable au Briovérien (Llopis Lladó et Sánchez de la Torre)).
- 5.° Silurien.

Pour Llopis Lladó et Sánchez de la Torre (1962), les migmatites de Tolède représentent les restes d'un socle «archéen», comme le pensaient les vieux auteurs (C. de Prado, de Cortazar, Ezquerro de Bayo, MacPherson, etc...). La série qui affleure dans la vallée de Valdelacasa au SW de El Puente del Arzobispo (plus de 1.600 m. de schistes, grauwackes et conglomérats à galets de quartz et de quartzite), doit être comparée au Briovérien (1963, a) et passe à des schistes et des quartzites «appartenant en toute probabilité» au Cambrien. Enfin, cette série briovérienne repose en discordance sur les migmatites (1963, b). Le contact a été repéré au SW

de Polan, dans les monts de Tolède, où l'on voit des microconglomérats surmontés par des schistes et des calcaires reposer sur le socle, ainsi qu'à l'Ouest de El Puente del Arzobispo, où la série de Valdelacasa transgresse sur le socle («à Millares, on trouve de nouveau les deux séries discordantes, toutefois la granitisation empêche de voir le contact»).

Cette discordance représente «le contact du socle prébriovérien avec la base de la série hercynienne débutant par le Briovérien» et se suit sur près de 200 km. d'Est en Ouest (1965). A l'inverse de Lotze, Llopis Lladó et Sánchez de la Torre ne semblent pas reconnaître dans cette région la discordance infra-ordovicienne, puisqu'ils figurent en concordance, sur leur carte tectonique les directions des plis dans la série de Valdelacasa ou dans le Cambrien, et celles des plis dans les quartzites ordoviciens.

Mais par delà ces divergences, les travaux de Lotze et ceux de Llopis Lladó et Sánchez de la Torre aboutissent à des résultats identiques sur deux points importants:

- a) Sur l'interprétation de la base de la série, qu'il convient de rapporter au Pré-cambrien supérieur.
- b) Sur la nature du passage Précambrien supérieur-Cambrien qui s'effectue progressivement par l'intermédiaire de couches de transition. Il n'y a donc pas, dans cette région, de discordance «assynctique».

Llopis Lladó et Sánchez de la Torre semblent situer la limite entre le Précambrien supérieur et le Cambrien plus haut que Lotze: ils incluent en effet dans leur Briovérien les alternances de grauwackes et de conglomérats rapportés par Lotze aux couches de transition entre les deux systèmes. En l'absence de critère paléontologique ou structural, ce dernier invoquait un argument climatique pour placer à ce niveau la limite du Cambrien inférieur: en raison de l'origine fluvio-glaciaire qu'il reconnaissait à ces conglomérats, il proposait de paralléliser leur dépôt avec les grandes glaciations éocambriennes signalées dans plusieurs régions du globe. A l'inverse, Llopis Lladó et Sánchez de la Torre (1962) considèrent que les indices des galets révèlent simplement une usure fluviale retouchée par l'abrasion marine.

On a rapidement examiné les formations anté-ordoviciennes des monts de Tolède et de la Sierra de Guadalupe, afin de rechercher une éventuelle possibilité de comparaison entre elles et les couches décrites dans la province de Ciudad Real.

Dans la vallée du río Algodor, au Sud de Los Yébenes, le substratum est le plus souvent masqué par des formations récentes. On a cependant retrouvé, sur les talus de la route de Ciudad Real à Tolède, des couches

redressées dont le faciès semble très proche de celui des «schistes de l'Alcudia». De même, au Sud de El Puente del Arzobispo, on a examiné les formations de la vallée du río Anguilucha entre La Estrella et le Puerto de San Vicente.

On y a retrouvé des grauwackes en gros bancs alternant avec des grauwackes rubanés ou des alternances plus fines rigoureusement identiques aux faciès analysés dans la Vallée de l'Alcudia. L'examen au microscope confirme la simple observation de terrain: comme dans la province de Ciudad Real, les bancs grossiers correspondent à des grauwackes à matrice argilo micacée et éléments détritiques variés, tandis que les bancs fins sont constitués par des pélites argilo-micacées dans lesquelles des détritiques disposés en laminae granoclassées déterminent des rubanement suivant les modalités déjà décrites.

Dans la vallée de Valdelacasa, on voit affleurer une puissante série de grauwackes, grauwackes rubanées, schistes et conglomérats en couches très redressées, dont la stratigraphie a été étudiée par Llopis Lladó et Sánchez de la Torre (1963).

Une coupe effectuée dans les premiers affleurements conglomératiques visibles sur le talus de la route de Valdelacasa (quelques centaines de mètres avant l'embranchement du chemin de Navatrasierra, en venant de El Puente del Arzobispo) a permis d'en préciser la lithologie: d'Est en Ouest, on observe, dans une succession à peu près verticale (fig. 49):

- 1.º (Plusieurs mètres): Schistes et grauwackes finement rubanées.
- 2.º (1 m.): De petits bancs gréseux (2 à 20 cm.) viennent s'intercaler dans ces couches fines.
- 3.º (3 m.): Alternances identiques avec quelques lentilles de conglomérat fin ou de grès microconglomératiques à ciment quartzeux.
- 4.º (40 cm.): Schiste fin puis conglomérat fin à galets de quartz ou de quartzite et ciment siliceux.
- 5.º (40 cm.): Schiste rubané comportant quelques petites lentilles de grès ou de microconglomérat.
- 6.º (20 cm.): Grès.
- 7.º (70 cm.): Conglomérat à galets de quartz et de quartzite unis par une matrice schisteuse. Ce niveau renferme quelques petites lentilles de grès.
- 8.º (2,5 m.): Conglomérat à matrice schisteuse avec quelques lentilles de grès ou de microconglomérat (25 cm. de puissance au maximum) dont la silicification est encore très poussée.
- 9.º (10-20 cm.): Schiste fin dont la puissance varie suivant les endroits.
- 10.º (6 m.): Conglomérat polygénique (galets de quartz et de quartzite

et paquets de schiste dispersés dans une matrice tendre) renfermant quelques lentilles de conglomérat fin complètement silicifié.

11.° (30 cm.): Schistes en petits bancs et lentilles de grès et de quartzite.

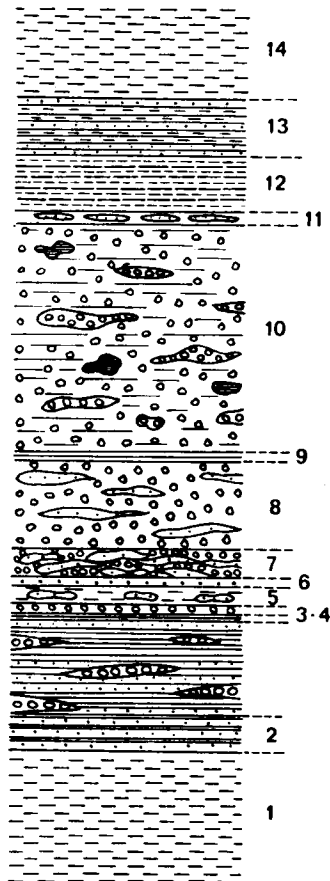


Fig. 49: Détail d'une zone conglomératique de la série de Valdelacasa (Couches de transitions)

12.° (1,5 m.): Schiste et grauwaque rubanée.

13.° (1,5 m.): Alternances de ces mêmes roches avec de petits bancs de grès.

14.° (plusieurs mètres): Schistes et grauwaques rubanées.

Qu'il s'agisse des conglomérats proprement dit ou de leur environnement, on est ici en présence d'une succession dont le faciès est absolument identique à celui de certains épisodes de la série supérieure qui af-

fleure dans la vallée du río Esteras et dans la plaine du río Tirteafuera (disposition lenticulaire des bancs gréseux ou micro-conglomératiques, passage brusque de zones où les galets sont disposés dans une matrice tendre à des bancs conglomératiques fortement silicifiés, schistes finement rubanés entre les différents épisodes conglomératiques, etc...).

Ainsi, dans les Monts de Tolède et la Sierra de Guadalupe, on a toujours retrouvé des faciès comparables à ceux de la province de Ciudad Real. Les vieux auteurs ne s'y étaient pas trompés, qui ne voyaient aucune différence entre le «Cambrien azoïque» de Tolède et celui de Ciudad Real. Si l'on admet cette corrélation, qui semble évidente, on peut situer la position stratigraphique de nos «terrains anté-ordoviciens» nettement en dessous des Calcaires et dolomies du Cambrien inférieur, et les mettre en parallèle avec des formations rapportées soit au Briovérien (Llopis Lladó et Sánchez de la Torre), soit à l'Algonquien et aux couches de transition au Cambrien inférieur (Lotze).

2.° EXTREMADURE (PROVINCES DE BADAJOZ ET DE CACERES).

Le paysage caractéristique de cette région est dû en grande partie au développement considérable des formations anté-ordoviciennes. On y rencontre à perte de vue les immenses surfaces d'érosion pénéplanisant les schistes et les grauwaques souvent masqués par des rañas ou une mince pellicule de terre arable, et parfois interrompues par des reliefs résiduels de quartzite allongés suivant la direction hercynienne.

Pour les anciens auteurs la plus grande partie de ces formations azoïques correspondait au Cambrien, le reste devant se rapporter aux schistes siluriens (Gonzalo y Tarin, 1879; L. Mallada, 1896; Sampelayo, 1935).

En 1943, Schmidt-Thome qui étudie les provinces de Salamanque et de Cáceres note le caractère transgressif de l'Ordovicien inférieur dont la base est localement soulignée par un conglomérat, mais qui succède à la série azoïque «sans discordance angulaire appréciable».

A titre d'hypothèse, il signale que le «Cambrien» de l'Espagne occidentale pourrait correspondre à des roches plus anciennes (Précambrien et plus précisément Algonquien) sur lesquelles le Silurien viendrait en transgression, après une lacune du Cambrien.

Plusieurs études régionales consacrées à différents secteurs de l'Extremadure ont abouti ces dernières années à la reconnaissance de la discordance infra-ordovicienne et à l'attribution au Précambrien supérieur du «Cambrien azoïque» des vieux auteurs:

V. Sos Baynat (1958) rapporte à l'Algonquien les «pizarras antiguas»

(schistes anciens) de la vallée du río Salor, au Sud de Cáceres. *García de Figuerola* (1965) date en Précambrien une série identique qui occupe de vastes étendues au Nord et à l'Ouest de Cáceres (région de Aliseda, Brozas, Coria, Cañaveral, Mirabel, etc...), tandis que *R. Maass* (1961 et 1963) propose un âge algonquien pour les terrains qui forment le substratum des larges plaines situées aux confins orientaux de la province de Badajoz, au Nord de Cabeza del Buey, Castuera et Don Benito; il estime cependant qu'une partie de la série pourrait monter jusque dans le Cambrien inférieur. Tous ces auteurs s'appuient sur trois catégories d'arguments: la présence constante d'une discordance à la base de l'Ordovicien; l'absence dans les formations anté-ordoviciennes des niveaux caractéristiques de la série cambrienne définis par *Lotze* et son équipe, et une grande similitude de faciès entre ces alternances schisto-grauwackeuses avec intercalations conglomératiques, et les formations situées sous les niveaux carbonatés du Cambrien inférieur dans d'autres secteurs de la péninsule, formations que *Lotze* (1956, 1958) rapporte très généralement à l'Algonquien.

A l'occasion de brèves reconnaissances dans ces différents secteurs on a pu constater l'identité absolue des faciès analysés dans la province de Ciudad Real, avec ceux que présentent les formations anté-ordoviciennes de Badajoz et de Cáceres. Cette identité est entièrement confirmée par l'examen au microscope des grauwackes et grauwackes rubanées prélevés dans la plaine de Cabeza del Buey, dans les «pizarras antiguas» et dans les vastes plaines situées entre Plasencia et Cáceres. On peut donc conclure à un parallélisme rigoureux des «schistes de l'Alcudia» avec les formations azoïques attribuées au Précambrien supérieur en Extremadure.

3.° SIERRA MORENA OCCIDENTALE

De nombreuses études ont été consacrées à la Sierra Morena occidentale, c'est-à-dire à toute la partie de la chaîne située au Sud de la bande granitique des Pedroches (Ossa Morena Zone et Sudportugiesche Zone de *Lotze*, 1945).

Il y aurait dans cette région un passage continu de l'Algonquien au Cambrien inférieur, par l'intermédiaire de couches de transition: par exemple, dans la région de Guadalcanal et Azuaga (*Fricke*, 1941), on observe au-dessus de la série algonquienne de Malcocinado (qui comporte des intercalations de porphyroïde d'origine volcanique souvent comparées à certains niveaux de l'Ollo de Sapo (1), 200 m. de conglomérats (les con-

glomérats de Sotillo) passant aux schistes, grauwackes et quartzites du Cambrien inférieur, eux-mêmes surmontés par la série calcarifère.

Dans la Sierra Morena occidentale, le passage Précambrien -Cambrien s'effectuera donc suivant les mêmes modalités que dans les Monts de Tolède (niveaux conglomératiques de transition analogues à ceux de la vallée de Valdelacasa).

L'éventualité de mouvements «assyntiques» doit cependant être envisagée, car le développement des conglomérats à la base (ou sous) le Cambrien implique au moins des mouvements épirogéniques; on connaît d'autre part une discordance dans le Cambrien inférieur de la sierra de Aracena (*Bard*, 1965) où les calcaires d'Aracena reposent en discordance sur les couches d'Almonaster et de Fuente de Oro. Très récemment, *Bard* (1967) vient d'envisager la possibilité d'un métamorphisme lié à une orogénèse de type «assyntique», pour les couches porphyroïdes de la bande Badajoz-Azuaga, attribuées à l'Infracambrien ou à l'Algonquien récent: il pourrait donc y avoir dans cette région un socle briovérien repris par l'orogénèse hercynienne (2). Enfin, le massif de microgranite qui apparaît sous les porphyroïdes dans la région de Arroyomolinos, pourrait correspondre à un vieux socle anté-cambrien situé sous les porphyroïdes (*Bard*, 1965).

Au-dessus de la base du Cambrien, essentiellement schisto-gréseuse, on rencontre une puissante assise carbonatée (250 à 1.000) surmontée par les couches fossilifères d'Alanis qui ont livré une riche faune de trilobites et d'*Archaeocyathus* permettant de les situer dans un Cambrien inférieur assez élevé (couches à *Saukienda*) (3). La série se poursuit par une série schisto-gréseuse et des niveaux volcaniques.

Après une lacune correspondant au moins à une partie du Cambrien supérieur, la transgression de l'Ordovicien (dont la base est fréquemment conglomératique), se traduit par une nette discordance (Phase «sarde» ou «ibérique» de *Lotze*).

(1) Formation porphyroïde rapportée à l'Infracambrien ou au Pré-Cambrien supérieur dans la zone de Galice et de Castille.

(2) A rapprocher de certaines observations effectuées dans le Douro (Nord du Portugal), par *Vesterveld* (1956): selon cet auteur, le premier plissement qui affecta, avant le Silurien, la série des schistes et grauwackes infracambriens ou algonquiens, se serait accompagnée de la création de zones de métamorphisme régional.

(3) Schistes à trilobites (400 à 600 m.). Ce niveau a fourni des faunes du Géorgien supérieur dans les provinces de Séville et de Córdoba.

— Faune de Guadalcanal (*Lotze* et *Sdzuy*, 1961).

— Faune de Cala (couches à *Eodiscus* (*Schneider*, 1939; *R.* et *E. Richter*, 1941).

— Faune d'Alanis: couches à *Saukienda* (*R.* et *E. Richter*, 1940) et à *Archaeocyathus* (*Simon*, 1939; *Debrenne*, 1958).

— Faune de Las Ermitas à *Archaeocyathus* (*E. H. Pacheco*, 1918; *Simon*, 1939) et à *Crustacés* (*R.* et *E. Richter*, 1927).

4.° BRANCHE SEPTENTRIONALE DES HERCYNIDES IBERIQUES

(Asturies, Léon, Galice, Sierra de la Demanda)

Fr. Lotze (1945) a défini trois zones dans cette partie de la Meseta, en distinguant d'Est en Ouest (c'est-à-dire des zones externes aux zones internes) la zone cantabrique, la zone des Asturies et du Léon, la zone de Galice et de Castille).

On a déjà indiqué l'absence de véritable phase sarde dans cette partie de la Meseta où l'Ordovicien succède en concordance au Cambrien, avec cependant, dans la zone de Galice et de Castille, une importante lacune de sédimentation (Capdevila, 1965; Matte et Ribeiro, 1967).

Dans la zone cantabrique (avant fosse des Asturies), affleurent principalement le Dévonien et le Carbonifère, complétés par un peu d'Ordovicien et de Silurien. Les deux autres zones sont caractérisées au contraire par la prédominance de terrains plus anciens parmi lesquels on note un certain nombre de formations qui, de part leur position et leurs faciès peuvent être considérés comme à peu près contemporaines des «schistes de l'Alcudia»:

a) Dans le domaine externe de la zone des Asturies et du Léon, on voit affleurer une série algonquienne recouverte en discordance par le cambrien inférieur:

Ce contact stratigraphique, qui correspond à la phase «assyntique» a d'abord été signalé par Lotze (1956) entre Tineo et Cangas de Narcea. Dans la vallée du río Narcea, le Cambrien inférieur qui débute par des quartzites repose en nette discordance sur un ensemble de schistes argileux dont la puissance est estimée à plusieurs milliers de mètres (1).

Cette discordance «assyntique» a été retrouvée plus au Sud par L. U. de Sitter (1961): dans les environs de la Magdalena, les grès de Herreria qui renferment des trilobites du Géorgien et dont la base est soulignée par un microconglomérat quartzifère, surmontent une série d'ardoises et de schistes équivalents des schistes de Narcea. La discordance angulaire peut atteindre ici jusqu'à 90°.

Dans la même région, V. Pastor Gómez (1962) rapporte aussi à la phase «assyntique» la discordance qu'il observe entre le Cambrien inférieur et une série schisto-gréseuse qu'on date en Précambrien.

(1) Au NE de Cangas de Narcea, Lotze (1956) signale un ensemble de brèches et de conglomérats qui reposent sur les schistes de Narcea. Cette formation, puissante de 100 m. env. que Lotze interprète comme une tillite intercalé entre l'Algonquien et le Cambrien inférieur correspond en fait à un conglomérat de base du Stéphanien (Matte, 1967).

Récemment, P. Matte (1967) a suivi le contact entre les deux formations sur 90 km.

b) Dans le domaine interne de la zone des Asturies et du Léon:

Les quartzites de Candana inférieur (base du Cambrien) reposent sur la série de Lugo-Villalba, qui est comparable aux schistes de Narcea (Walker, 1963). Mais la nature du passage entre les deux systèmes n'est pas complètement élucidée: passage concordant de l'Infracambrien au Cambrien (Capdevila, 1965) ou bien plissement antérieur au Cambrien et simple accordance tectonique (Matte, 1967).

c) Dans la sierra de la Demanda (qui se rattache à la zone des Asturies et du Léon):

Les phyllites d'Anguiano, auxquelles font suite des conglomérats cambriens correspondent à l'Algonquien. Contrairement à ce que pensait Lotze (1956), il ne doit pas y avoir de discordance décelable entre les deux systèmes (Colchen, 1968).

d) Dans le domaine externe de la zone de Galice et de Castille:

Une puissante série flyschoidé, comportant des quartzites à Cruziana fait suite, sans discordance visible, mais par l'intermédiaire d'un microconglomérat quartzeux, à une formation porphyroïde —l'Ollo de Sapo— décrite par Parga-Pondal, Matte et Capdevila (1964) et rapportée par eux à l'Infracambrien.

L'Ollo de Sapo affleure suivant une bande étroite moulée sur le genou asturien que l'on peut suivre durant 300 km. environ depuis la cote atlantique (à l'Est de Vivero) jusqu'à la province de Zamora (Sierra de Culebra, à l'Est de Puebla de Sanabria). On en retrouve ensuite quelques affleurements au Nord de Madrid, dans le Guadarrama et l'anticlinal de Hiendelaeciana, au Nord de Guadalajara.

L'attribution à l'Infracambrien de cette formation qui procède d'une double origine volcanique et sédimentaire est essentiellement basée sur l'absence des niveaux calcaires du Cambrien inférieur (1) et la comparaison avec des séries de faciès voisin situées sous le Cambrien et datées en

(1) Il existe donc une importante lacune de sédimentation entre l'Ollo de Sapo et la série flyschoidé; cette dernière est rapportée pour sa base au Cambrien supérieur, par comparaison avec la série de Los Cabos (Lotze, 1961) et pour sa partie supérieure à l'Arénig. Mais les seules faunes du Cambrien supérieur connues actuellement en Espagne proviennent de la Sierra de la Demanda (Colchen, 1967). L'importance exacte de cette lacune ne peut donc être appréciée avec certitude en l'absence de fossiles.

Algonquien supérieur (formation de Azuaga et de Huelva, Lotze, 1945, en particulier).

Encore plus à l'Ouest, on connaît en Galice occidentale et dans la région de Tras os Montes (Nord-Est du Portugal), des massifs cristallins qui correspondent à un Précambrien ancien, antérieur à l'Olló de Sapo (Matte et Ribeiro, 1967).

Selon P. Matte (1967), l'Olló de Sapo représenterait les produits du remaniement de ce vieux socle «Pentevrien» et serait situé à la base du Précambrien schisto-gréseux connu jusque dans la zone des Asturies et du León (Schistes de Narcea) qui serait analogue au Briovérien du massif armoricain.

La description pétrographique indiquée par V. Pastor Gómez pour le Précambrien schisto-gréseux des Asturies et du León («grès feldspathiques» constitués par du quartz, de l'albite, du microcline et des fragments de roches avec une matrice de chlorite, séricite, argiles, quartz microgranulaire et calcite) évoque d'assez près celle des grauwackes des «schistes de l'Alcudia». L'analogie entre certains faciès de l'Olló de Sapo et les conglomérats de la série supérieure observés dans les vallées du río Tirteafuera et du río Esteras pourrait aussi s'envisager (1): Parga Pongal, Matte et Capdevila y décrivent en effet des conglomérats polygéniques à matrices schisteuse surchargée en éléments détritiques, des «arkoses schisteuses» à séricite et chlorite et des niveaux granoclassés.

En première analyse, une corrélation entre le Précambrien schisto-gréseux de la branche méridionale des hercynides ibériques et les formations anté-ordoviciennes de la province de Ciudad Real semble assez vraisemblable.

5.° PORTUGAL

Une grande partie du Portugal est occupée par une formation azoïque à dominante schisto-grauwackeuse désignée sous le nom de «complexe des schistes et grauwackes anté-ordoviciens (Teixeira, 1954) ou de «schistes de Beira» (Schermerhorn, 1955). Elle affleure depuis le Nord du pays (Minho et surtout Tras os Montes) jusque dans le Baixo Alentejo, au Sud de Beja, et se trouve donc représentée sur la majeure partie du territoire,

(1) On notera malgré tout que dans la province de Ciudad Real, les formations conglomératiques se placent au-dessus des «schistes de l'Alcudia», alors que selon P. Matte (1968), l'Olló de Sapo se situerait à la base du Précambrien schisto-gréseux. Il faut cependant remarquer qu'en Espagne méridionale, différents auteurs (R. Vegas, 1968, pour le Sud de la province de Badajoz notamment), placent les prophyroïdes (souvent comparés à l'Olló de Sapo) au-dessus des séries schisto-gréseuses du Précambrien supérieur.

exception faite de l'extrême Sud (Algrave) et de la zone côtière et occidentale où affleure la couverture secondaire et tertiaire. Elle a subi parfois un métamorphisme régional plus ou moins intense (Westerveld, 1956).

Dans la région d'Elvas, où il est possible d'établir une série stratigraphique relativement complète grâce à la présence de Cambrien inférieur paléontologiquement daté (Couches de Vila Boim), la succession suivante a été indiquée par Teixeira (1955):

- 1.° Complexe des schistes et grauwackes.
- 2.° Puissante série rapportée au Cambrien inférieur: schistes, grauwackes et quartzites. Vers le sommet se place la faune géorgienne de Vila Boim (C. Teixeira, 1952).
- 3.° Série calcaire, très épaisse.
- 4.° Tuf Diabasique.
- 5.° Quartzites armoricains.

On s'accorde généralement à admettre que le Potsdamien est absent; cette lacune de sédimentation devant correspondre à la période d'émerison et d'érosion antérieure à la transgression ordovicienne.

On a déjà indiqué (Bouyx, 1965 et supra) les corrélations qui existent entre une partie du complexe portugais et les formations anté-ordoviciennes de la province de Ciudad Real. Rappelons qu'elles sont basées sur deux catégories d'observations:

- La similitude de faciès qui existe entre certaines zones conglomératiques de la série supérieure et les conglomérats que Teixeira (1954) a décrit dans le complexe.
- La continuité géographique des affleurements: les «schistes de l'Alcudia» se prolongent en Extremadure par des formations azoïques de même faciès (Plaine de Cabeza del Buey, région de Cáceres, etc.) qui se raccordent à leur tour à certains affleurements du complexe dans l'Alentejo et la Beira. Schermerhorn (1955) avait d'ailleurs proposé une corrélation identique entre les «schistes de Beira» et les formations anté-ordoviciennes des provinces de Salamanque et de Cáceres autrefois étudiées par Schmidt-Thome (1943). Enfin, selon A. de Barros e Carvalhosa (1965), le complexe pourrait être l'équivalent géochronologique de la série de Valcasa des Monts de Tolède.

Ces corrélations devraient conférer un grand intérêt aux interprétations dont le complexe a pu faire l'objet. Mais on se heurte là à deux sortes de difficultés:

En premier lieu, la lithostratigraphie du complexe est beaucoup trop

imprécise pour qu'il soit possible de situer les zones conglomératiques (qui pourraient être l'équivalent des conglomérats interstratifiés de la province de Ciudad Real) par rapport au Géorgien indiscutable.

De plus, les attributions stratigraphiques concernant le complexe dans son ensemble sont vagues et en partie divergentes:

Delgado (1907) rapporte à l'Algonquien la formation azoïque qu'il avait primitivement attribuée au Cambrien.

Pour *Westerveld* (1956) qui l'avait étudié entre Porto et Viseu, le complexe correspond à un flysch algonquien ou infracambrien.

Schermerhorn (1955) place l'orogénèse qui a plissé le complexe dans le Cambrien supérieur, en considérant que les «schistes de Beira» sont largement infracambriens, mais comprennent aussi le Géorgien, l'Acadien et peut être une partie du Potsdamien.

Il interprète l'absence des niveaux carbonatés du Cambrien inférieur dans les «schistes de Beira» comme une simple variation de faciès due à des conditions paléogéographiques particulières; mais il reconnaît toutefois qu'il est impossible d'établir des connexions directes entre les «schistes de Beira» et le Cambrien du Sud du Portugal et du Sud Ouest de l'Espagne. (On doit souligner ici qu'à grande échelle, les niveaux carbonatés sont presque toujours représentés dans le Géorgien en Europe occidentale.)

Teixeira (1954, 1959) estime que le complexe, très difficile à dater, pourrait correspondre soit à l'Algonquien, soit à l'Infracambrien, soit même au Cambrien inférieur. Le seul fait certain, c'est «qu'au moment du dépôt des sédiments de l'Ordovicien inférieur, les formations du complexe des schistes et des grauwackes avaient déjà été fortement plissées et érodées».

Ces différents auteurs, il faut le remarquer, s'accordent pour admettre qu'une partie au moins des schistes et des grauwackes correspondent à des formations antérieures au Cambrien, et que le complexe a été plus ou moins plissé avant la transgression ordovicienne (Selon *Westerveld*, 1956, ce plissement se serait accompagné de la création de zones de métamorphisme régional et de la mise en place des granites anté-stéphaniens).

Une telle conception est tout à fait conforme avec la tectonique mise en évidence dans les formations anté-ordoviciennes de la province de Ciudad Real. Mais il serait dangereux de pousser trop loin les comparaisons, en l'absence de données certaines et précises sur l'âge du complexe portugais.

A ce propos, il faut remarquer que la découverte d'une faune de grandes *Lingulellinae* dans des schistes, grauwackes et quartzites que l'*Arenig* recouvre en discordance dans la Sierra de Marao (*A. Ribeiro, C. Cramez,*

L. C. da Silva et J. Macedo, 1962) ne semble pas avoir résolu le problème. Pour les auteurs de cette découverte, qui estiment que le complexe pourrait avoir un âge Cambrien ou Infracambrien-Cambrien, il est difficile de se prononcer tant que l'on connaît pas la stratigraphie fine de ces terrains.

Après une étude de cette faune, *C. Teixeira, A. Ribeiro et L. C. da Silva* (1964) estiment que les brachiopodes qui la composent apportent peu de précision du point de vue stratigraphique et que les roches qui les contiennent appartiennent «à une série assez épaisse pouvant correspondre à l'Infracambrien ou même aux premiers temps du Cambrien».

Enfin, selon *A. Ribeiro et J. A. Rebelo* (1967) qui viennent de l'étudier dans le Tras os Montes oriental, «tout ce qu'on peut dire est que ce complexe peut englober sous le même faciès des terrains allant du Précambrien jusqu'à un Cambrien supérieur».

Quoiqu'il en soit, un Précambrien certain vient d'être signalé dans la région d'Elvas par *C. Teixeira et F. Gonçalves* (1967), qui décrivent à la base du Cambrien un conglomérat transgressif reposant sur une série plus ancienne (Précambrien), dont il remanie divers éléments.

SECTION II.—INTERPRETATION DES FORMATIONS ANTE-ORDOVICIENNES DE LA PROVINCE DE CIUDAD REAL

Ce tour d'horizon devra nous amener à nuancer notre premier schéma interprétatif:

a) Les corrélations à distance apportent indiscutablement une confirmation de la datation du Précambrien supérieur d'une grande partie des formations. On peut en effet les mettre en parallèle avec d'autres séries, toujours situées sous le Cambrien inférieur paléontologiquement daté, et qui sont rapportées suivant les lieux et les auteurs au «Précambrien», à «l'Algonquien», à «l'Infracambrien», au «Briovérien».

b) Il semble par contre qu'en diverses régions, on assiste à un passage continu entre ce Précambrien supérieur et le Cambrien fossilifère, ce qui pose le problème de la limite inférieure du Cambrien et celui de l'âge des plissements qui ont intéressé les formations anté-ordoviciennes.

Au cours de cette discussion, on abordera les trois points suivants:

- 1.° l'âge des «schistes de l'Alcudia» et de la série conglomératique.
- 2.° l'âge de la série d'Hinojosas.
- 3.° le dépôt et le plissement des formations anté-ordoviciennes.

1.° L'AGE DES «SCHISTES DE L'ALCUDIA» ET DE LA SERIE CONGLOMERATIQUE

Vers l'Ouest, les «schistes de l'Alcudia» sont relayés par les schistes et les grauwackes de la plaine de Cabeza del Buey (Praeordovizische serie de *R. Maass*, datée par cet auteur en Algonquien incluant peut-être du Cambrien inférieur), puis par les séries du «Cambrien azoïque» des vieux auteurs (Pizarras antiguas de *V. Sos Baynat*, Précambrien de *García de Figuerola*, Algonquien probable de *Schmidt-Thome*).

Vers l'Est, les «schistes de l'Alcudia» se prolongent jusqu'à la termi-

naison orientale de la vallée, avec les «schistes de San Lorenzo», rapportés par *P. Richter* (1967) au Précambrien. De l'autre côté de la Sierra de San Andrés, on voit réapparaître des formations comparables, avec une série schisto-gréseuse discordante, d'une puissance supérieure à 1.000 m. qui affleure dans le défilé des Despeñaperros, quelques centaines de mètres au Sud de Venta de Cárdenas, et à laquelle *P. Butenweg* (1968) vient d'attribuer un âge précambrien.

Vers le Nord, on passe aux séries anté-ordoviciennes des Monts de Tolède et de la Sierra de Guadalupe, comme a pu le montrer un rapide examen des vallées de Valdelacasa, du río Anguilucha et du río Algodor. Là encore, on retrouve des faciès identiques à ceux des «schistes de l'Alcudia» et à ceux des conglomérats interstratifiés dans la série supérieure.

Toutes ces formations sont très probablement équivalentes, ainsi que semble le prouver la comparaison de leurs faciès, leur position à peu près identique dans la série lithostratigraphique, et surtout la continuité géographique de leurs affleurements.

Enfin, on a déjà envisagé une corrélation entre les conglomérats de la série supérieure et ceux qui existent dans le complexe des schistes et grauwackes anté-ordoviciens du Portugal, dont une partie au moins doit correspondre à des formations antérieures au Cambrien.

En outre, on retrouve, tant dans la Sierra Morena occidentale que dans la branche septentrionale des hercynides ibériques, des séries assez comparables que les auteurs attribuent au Précambrien, à l'Algonquien, à l'Infracambrien, aux couches de transition entre le Précambrien et le Cambrien...

Si toutes ces corrélations paraissent solidement établies, la diversité des termes adoptés par les auteurs traduit bien l'embarras dans lequel on se trouve, lorsqu'il s'agit de dater des séries sédimentaires placées sous un Cambrien dont on n'arrive pas à définir la limite inférieure: les premiers niveaux fossilifères d'âge Géorgien supérieur (couches d'Alanis et de Vila Boim) sont parfois situés plus de 1.000 m. au-dessus des couches de transition.

Dans la province de Ciudad Real, cet embarras est partiellement surmonté par la découverte d'une discordance au sein des formations anté-ordoviciennes si l'on doit encore hésiter pour la série supérieure conglomératique, la présence d'une discontinuité stratigraphique très nette (mais inconnue ailleurs) à la base de ces couches situées vers la limite Précambrien-Cambrien, permet d'assigner en toute certitude un âge exclusivement Précambrien aux séries qu'elles recouvrent. On proposera donc les attributions suivantes:

Série inférieure:

«Schistes de l'Alcudia»: alternances de schistes et de grauwackes, «schiste noir» et niveaux de phanites interstratifiés)

Précambrien supérieur.

Série supérieure conglomératique:

(Alternances de schistes, grauwackes et conglomérats polygéniques + quelques niveaux de grès grossiers et micro-conglomératiques)

Précambrien supérieur ainsi que les couches de transition au Cambrien pouvant même inclure la partie inférieure de cet étage.

Une telle interprétation s'écarte en partie de celle proposée par *P. Richter* (1967) dans son étude de la Sierra de San Andrés. Examinant la terminaison orientale de la vallée de l'Alcudia, cet auteur y a justement distingué deux séries dans les formations anté-ordoviciennes: les «schistes de San Lorenzo» (qui prolongent vers l'Est les «schistes de l'Alcudia» et représentent donc l'équivalent de la série inférieure), recouverts en discordance par une «série conglomératique» (130 à 150 de conglomérats suivis de 700 à 1.300 m. de schistes, et de bancs grossiers comportant encore des intercalations conglomératiques. Aves près de 1.500 m. on arrive à des épaisseurs comparables à celles de la partie visible de la série supérieure dans la vallée du río Esteras).

Aux schistes de San Lorenzo, *P. Richter* attribue bien un âge Précambrien. Mais il considère que la série conglomératique correspond à un Cambrien supérieur qu'il met en parallèle avec une formation décrite par *Lotze* dans les Monts de Tolède, où plus de 1.000 m. de schistes, grès, quartzites et conglomérats attribués au Cambrien supérieur apparaissent discordants et transgressifs sur le reste des formations anté-ordoviciennes (Algonquien, couches de transition, Cambrien inférieur et moyen).

Selon *P. Richter*, la discordance qui sépare les schistes de San Lorenzo de la série conglomératique, correspondrait donc à la phase tolédane, découverte par *Lotze* vers la base du Cambrien supérieur des Monts de Tolède.

Mais en réalité, cette discordance doit se situer à l'intérieur du Précambrien supérieur. Les études qui précèdent ont en effet démontré que les conglomérats interstratifiés de la série supérieure correspondraient à

des formations toujours situées bien en-dessous des calcaires et dolomies du Géorgien, qu'il s'agisse des conglomérats de la série de Valdelacasa des Monts de Tolède ou de ceux situés à la limite du Précambrien et du Cambrien, en Sierra Morena occidentale.

2.° L'AGE DE LA SERIE D'HINOJOSAS

Les affleurements d'Hinojosas ont été décrits par les auteurs de la feuille de Mestanza (Hoja 836, 1929) qui y voyaient l'équivalent des calcaires à *Archaeocyathus* d'Andalousie, rapportés à cette époque à l'Acadien (1). Une telle attribution était basée sur le fait que l'on ne connaissait alors aucune formation carbonatée à d'autres niveaux de la série stratigraphique anté-ordovicienne.

Pour ces auteurs, le problème se posait d'ailleurs en termes simples: l'existence de niveaux carbonatés dans le Précambrien supérieur n'était pas encore soupçonné, et les calcaires d'Hinojosas étaient situés dans un environnement Cambrien (puisque les «schistes de l'Alcudia» étaient rapportés au Cambrien supérieur).

Depuis lors, on a longuement épilogué sur divers épisodes carbonatés qui apparaissent à proximité du Précambrien supérieur et pourraient lui être associés: la taille souvent modeste des affleurements et les mauvaises conditions d'observations interdisent parfois d'acquiescer une certitude sur la nature de leur contact —stratigraphique ou tectonique?— avec le Précambrien, tandis que l'absence de faune indiscutable laisse toujours planer quelques doutes sur l'exactitude des attributions stratigraphiques.

En décrivant la série d'Hinojosas, on garde présent à l'esprit les discussions dont ont fait l'objet certains affleurements de ce type, en particulier dans le massif armoricain (2).

Les considérations basées sur les faciès de ces niveaux carbonatés n'apportent ici aucun élément de solution: il est exact que le caractère

(1) Ces niveaux carbonatés correspondent en réalité au Géorgien moyen et supérieur: dans les Monts de Tolède et en Sierra Morena occidentale, ils sont en effet surmontés par les schistes à trilobites du Géorgien supérieur. Au Portugal, les calcaires correspondent essentiellement au Géorgien supérieur, car ils reposent sur les couches de Vila Boim dont la faune aurait le même âge que celles d'Espagne méridionale (*P. Hupe*, 1960; *F. Lotze* et *K. Szzyz*, 1961).

(2) On évoquera à titre d'exemple le cas des calcaires de la Meauffe considérés tantôt comme Cambrien (*L. Dangeard* et *P. Juignet*, 1961) tantôt comme Briovérien possible (*M. J. Graindor* et *M. M. Roblot*, 1961) ou certain (*M. M. Roblot*, 1968), et surtout celui des calcaires de Saint Thuriau attribués successivement au Carbonifère (*Y. Milon*, 1923), puis au Cambrien (*C. Barrois* et *P. Pruvost*, 1929), mais que l'on s'accorde généralement aujourd'hui à inclure dans le Briovérien supérieur (*J. Cogne*, 1962).

fortement détritique de la série d'Hinojosas (alternance de bancs de calcaire et de dolomie détritiques et de schistes, grès et microconglomérats) n'est pas sans évoquer certaines descriptions de calcaires briovériens, (ceux de Saint Thural en particulier). Mais à l'inverse, son faciès apparaît très proche de celui d'échantillons prélevés dans les couches carbonatées du Cambrien des Monts de Tolède (calcaire détritique surchargé en quartz et feldspath). D'un point de vue génétique, il présenterait même curieusement certaines analogies de faciès avec les premiers niveaux du Miocène qui, dans la plaine d'Almodóvar, débute par un conglomérat à ciment calcaréodétritique remaniant —comme cela semble être le cas ici— divers éléments en provenance des formations anté-ordoviciennes.

Le caractère détritique de la série d'Hinojosas indique simplement qu'elle s'est déposée dans des conditions paléogéographiques particulières (dépôt littoral ou de cordillère, avec remaniement du substratum), sans préjuger de son âge.

Dans un contexte aussi incertain, la position discordante de la série d'Hinojosas sur le reste des formations anté-ordoviciennes incite à adopter l'interprétation des auteurs de la feuille de Mestanza, c'est-à-dire à la mettre en corrélation avec les niveaux carbonatés du Géorgien supérieur d'Andalousie et des monts de Tolède.

3.° LE DEPOT ET LE PLISSEMENT DES FORMATIONS ANTE-ORDOVICIENNES

Si l'on compare la série stratigraphique que l'on vient d'établir dans la province de Ciudad Real, aux successions types des Monts de Tolède, de la Sierra Morena occidentale et du Portugal, on note une profonde différence: dans ces trois secteurs, le Précambrien supérieur (=Algonquien=Infracambrien, suivant les auteurs) passerait en concordance aux niveaux carbonatés du Géorgien supérieur, puis aux schistes et schistes gréseux du Cambrien moyen, par l'intermédiaire de couches de transition souvent conglomératiques, puis d'alternances de schistes, grès et quartzites qui doivent correspondre aux niveaux les plus inférieurs du Cambrien.

Contrairement à ce qui passe dans la province de Ciudad Real, la première discordance se trouverait donc située à la base de l'Ordovicien (phase sarde ou ibérique), à l'exception des Monts de Tolède où l'on connaît déjà un premier mouvement dès le début du Cambrien supérieur (phase tolédane de *Fr. Lotze*).

Dans la partie nord de la Meseta, où la phase assyntique se manifeste

généralement par une discordance à la base du Cambrien la discordance sarde semble au contraire absente.

Cette opposition avait conduit *Lotze* à établir une relation étroite entre les mouvements «sardes» et «assyntiques». Selon lui, les deux mouvements se remplaceraient mutuellement, la phase sarde apparaissant comme une manifestation tardive de l'orogénèse assyntique.

Une telle conception correspond-elle entièrement à la réalité? Outre le caractère très général de la discordance sarde en Europe occidentale où elle semble consécutive à des mouvements de type épirogénique plutôt qu'à de véritables plissements, il est établi que dans la partie nord de la Péninsule, les mouvements sardes et assyntiques ne sont pas nécessairement liés (*Capdevila*, 1965). Enfin, dans la province de Ciudad Real, les formations anté-ordoviciennes semblent avoir été plissées bien plus tôt que le schéma de *Lotze* ne le permettrait.

Dans la partie sud de la Meseta, l'épaisseur des séries et leurs caractères sédimentologiques permettent d'envisager une sédimentation développée, à partir du Précambrien supérieur, dans une fosse située au Sud d'un vieux socle «archéen» que *Teixeira* localise au Nord-Ouest du Portugal, et dont les travaux de *Llopis Lladó* et *Sánchez de la Torre* ont permis de cerner la limite orientale avec la discordance des couches de Polan (=Algonquien=Briovérien) sur les migmatites de Tolède.

De la composition pétrographique des «schistes de l'Alcudia», on peut déduire la nature essentiellement granitique et migmatitique de ce socle tandis que l'épaisseur des alternances schisto-grauwackeuses et la permanence de leur faciès de type flysch implique l'existence d'une forte subsidence dans certaines zones de l'aire de sédimentation. Il est enfin probable que le dépôt s'est effectué sous une faible profondeur, au moins pour la partie de la série comportant des intercalations de phtanites (1).

Quant à l'origine des débris de roches volcaniques présents dans les

(1) Dans le Massif armoricain, selon *M. M. Roblot* (1968), les phtanites briovériens de l'étage de la Lande des Vardes, se seraient déposés «en bordure de rivage marin», dans une zone où les eaux siliceuses venues du continent étaient momentanément isolées des eaux du large. Leur formation serait «liée à une altération continentale de type latéritique», la silice provenant du lessivage d'un socle cristallophyllien et granitique (Pentevrien et Sarnien).

Les phtanites des «schistes de l'Alcudia» se sont probablement déposés dans un contexte assez proche de celui du dépôt des phtanites briovériens. On en veut pour preuve la nature comparable du socle, et une certaine similitude des sédiments qui les encadrent (sédiments grossiers arkosiques ou grauwackeux).

Une dernière observation incite à imaginer leur formation sous des conditions physico-chimiques très voisines: dans certains lits de phtanite et de grauwackes de la vallée de l'Alcudia, on a rencontré des corpuscules de taille, de forme et d'aspect identiques à ceux décrits dans les phtanites briovériens par *M. M. Roblot* (1961, 1968), sous le terme de «Microorganismes pyriteux».

grauwackes, elle pourrait être recherchée dans le déroulement d'une activité volcanique acide en bordure du bassin de sédimentation (1).

Un premier mouvement, marqué par la discordance entre la série inférieure et la série supérieure dans la vallée du río Esteras, et par le développement généralisé des conglomérats s'est très certainement déroulé durant le Précambrien supérieur. On pourrait y voir une première phase de l'orogénèse (2). A partir de cette époque, la vallée de l'Alcudia a probablement joué un rôle de haut fond, sur les flancs duquel s'accumulaient les couches conglomératiques de la série supérieure (la figure 50 illustre les conditions probables de sédimentation à la limite Précambrien-Cambrien).

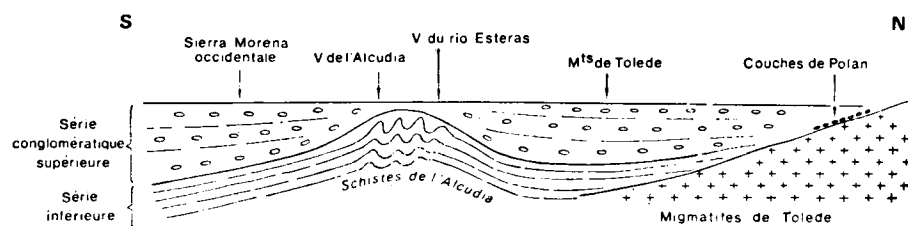


Fig. 50: La sédimentation dans la partie sud de la Meseta, vers la fin du Précambrien.

Par la suite, on peut envisager deux possibilités:

Ou bien la présence de ce haut fond suffit à expliquer la position de la série d'Hinojosa et la grande réduction du Cambrien par rapport aux régions nord (Monts de Tolède et Sierra de Guadalupe) et sud (Sierra Morena occidentale), où il se déposerait effectivement en concordance sur la série supérieure conglomératique. Dans ce cas, la phase majeure du plissement se situerait probablement assez tard, et la série supérieure conglomératique pourrait comporter une part de Cambrien inférieur, sans qu'il soit d'ailleurs possible, en l'absence de critère paléontologique, d'en déterminer l'exacte importance.

Ou bien la période de tectogenèse interviendrait beaucoup plus tôt, à la limite du Précambrien supérieur et du Cambrien.

Une telle conception, qui semble plus logique et parfaitement en accord

(1) Dans ce cas, une partie de la silice entrant dans la composition des phanites pourrait provenir de ce volcanisme.

(2) A comparer avec les mouvements qui, dans le domaine Cadomien, ont provoqué la surrection des cordillères Normandienne et Ligérienne, avec, comme c'est le cas ici, remaniement des phanites du Briovérien moyen que l'on retrouve en galets dans les conglomérats situés à la base du Briovérien supérieur.

avec les observations réalisées dans la province de Ciudad Real, conduirait à généraliser les mouvements «assyntiques» en Espagne du Sud et à restituer à la phase sarde le caractère épirogénique qu'elle manifeste habituellement en Europe occidentale.

Seule une connaissance exacte de ce qui se passe vers la base du Cambrien permettra un choix définitif entre ces deux mécanismes; mais il faut reconnaître que cette connaissance est loin d'être acquise partout. L'examen de ces séries très anciennes se heurte en effet à des difficultés nombreuses (elles ont été reprises par les mouvements hercyniens qui viennent souvent compliquer les observations, surtout lorsqu'ils impriment une schistosité, ou se manifestent, comme c'est le cas en Sierra Morena occidentale, par une vigoureuse tectonique tangentielle et un important métamorphisme).

Malgré tout, la base du Cambrien présente actuellement à la lumière de quelques travaux récents, une complication qui ne laisse pas prévoir les schémas classiques: Ainsi, en Extremadure R. Maass (1963) estime, au terme de son étude du massif de Don Benito, que la phase sarde ne peut tout expliquer, et qu'il faut peut-être envisager la possibilité d'événements plus anciens. En Sierra Morena occidentale, J. P. Bard, après avoir mis en évidence une discordance sous les calcaires d'Aracena d'âge Cambrien inférieur (1965), envisage de rapporter à un socle briovérien métamorphisé lors d'une orogénèse de type «assyntique», une série de gneiss ocellés et de leptynites qui pourrait correspondre à des porphyroïdes d'âge supposé infracambrien (Fricke, 1951) ou algonquien récent (Lotze, 1961). En basse Extremadure (R. Vegas, 1968) et dans la région d'Elvas, au Sud du Portugal (C. Teixeira et F. Gonçalves, 1967), il semble bien aussi que le Cambrien soit transgressif et discordant sur le Précambrien. Dans le Sud de la Péninsule, on peut donc raisonnablement envisager l'éventualité de mouvements «assyntiques».

CONCLUSIONS

A bien des égards, cette étude apporte des éléments nouveaux à notre connaissance des formations les plus anciennes de la Meseta. La monographie des terrains anté-ordoviciens, à laquelle est consacré l'essentiel de ce mémoire, représente la première description détaillée d'un vaste ensemble sédimentaire, au sein duquel on a pu analyser des faciès plus variés que ne le laissait prévoir son apparente monotonie, distinguer plusieurs ensembles, et définir une succession lithostratigraphique.

Dans l'imposante assise des grès à *Cruziana* dont la stratigraphie détaillée était à peu près inconnue, on a localisé plusieurs niveaux repères pour aboutir à une série relativement détaillée. Deux points surtout méritent de retenir l'attention: l'existence d'un Trémadoc hautement probable et le rôle stratigraphique des pistes bilobées; rôle indiscutable, du moins à l'échelle locale.

Les rapports entre les deux ensembles, qui ont donné lieu à bien des polémiques, sont définitivement établis: la description d'une discordance à la base de l'Ordovicien risque aujourd'hui d'apparaître comme la vérification locale d'un phénomène généralement admis; il en était autrement lors des premières observations effectuées dans la Sierra de Mestanza, à une époque (1959) où tous les travaux publiés faisaient état d'un passage concordant des «schistes de l'Alcudia» aux «quartzites à *Cruziana*».

Enfin, la mise en évidence d'une tectonique autonome dans les formations anté-ordoviciennes est un fait capital, qui permet de justifier la datation en Précambrien supérieur d'une part importante de ces terrains.

Il reste que l'on n'a pu lever certaines indéterminations en ce qui concerne l'interprétation de la série supérieure conglomératique.

Plus qu'à un inventaire des résultats obtenus, c'est donc à une réflexion sur le problème de la limite entre le Précambrien supérieur et le Cambrien que l'on consacrerá ces dernières pages:

«Le moment —probablement très long— où s'est accompli la transition entre ce passé mystérieux de la terre et les temps paléozoïques, est bien

un des problèmes les plus passionnants qui se présentent à la méditation des géologues (1).

Bien des années se sont écoulées depuis le jour où *P. Pruvost* prononçait ces paroles à l'ouverture d'un Colloque International consacré aux relations entre le Précambrien et le Cambrien; mais aujourd'hui encore, le problème se pose souvent avec la même acuité: dans la province de Ciudad Real, par exemple, la position exacte de la limite entre le Précambrien supérieur et le Géorgien est impossible à déterminer au sein des formations anté-ordoviciennes.

On ne sait pas comment se termine la série supérieure conglomératique, dont les affleurements apparaissent discontinus dans les vallées de l'Alcudia et du río Tirteafuera, et dont le sommet disparaît sous l'Ordoviciens dans la coupe du río Esteras. La transgression paléozoïque qui est ailleurs susceptible de fournir des éléments de solutions ne se généralise ici qu'à partir de l'Ordovicien, tandis que les rares affleurements rapportés au Cambrien n'ont jusqu'ici livré aucune faune.

On a parfois songé à invoquer un *critère climatique*, la transgression cambrienne ayant été précédée par une période de glaciation dont les traces ont été retrouvées dans de nombreuses parties du monde. Dans une étude de synthèse consacrée à ce phénomène climatique, *W. B. Harland* (1963) a dénombré jusqu'à une soixantaine de groupes d'affleurements, dispersés sur l'ensemble du globe, auxquels on attribue généralement une origine glaciaire: glaciations éocambriennes du Groënland et de Scandinavie, tillites briovériennes du Massif Armoricaïn, tillites africaines, australiennes, sibériennes, chinoises ou d'Amérique du Sud, niveaux conglomératiques présents dans diverses séries azoïques antérieures au Cambrien daté et que certains auteurs proposent de rapporter à des tillites ou à des dépôts fluvio-glaciaires.

En voyant dans la série de Valdelacasa le résultat d'une sédimentation de type fluvio-glaciaire qui se serait déroulée sous un climat froid contemporain de cette grande glaciation, *Lotze* (1956) a pensé étendre à la Péninsule Ibérique l'utilisation de ce critère climatique pour déterminer la limite de son Algonquien. Il retrouvait d'ailleurs un autre jalon de cette glaciation avec la tillite située au-dessus des schistes de Narcea de l'Algonquien des Asturies.

Ne pourrait-on attribuer une même signification à la série supérieure conglomératique de la province de Ciudad Real? Les couches détritiques et les conglomérats qui la constituent devraient alors être mis en parallèle avec l'Eocambrien des pays nordiques (Cape Oswald Formation du Groën-

land oriental et Sparagmite de la Péninsule Scandinave). Elles représenteraient soit des «couches de transition au Cambrien», soit les dépôts initiaux de cette période.

En fait, les caractères fluvio-glaciaires des séries conglomératiques du centre de l'Espagne sont loin d'être prouvés. On sait que pour *Llopis Lladó* et *Sánchez de la Torre* (1963), les galets de la série de Valdelacasa présentent des indices qui «révèlent une usure fluviale retouchée par l'abrasion marine» et que «rien ne permet de corroborer l'hypothèse de *F. Lotze*». Dans les couches d'Argamasilla —dont le faciès, on l'a déjà indiqué, *pourrait* évoquer des dépôts de ce type— les indices de galets permettent de les interpréter soit comme des dépôts fluvio-glaciaires, soit comme des dépôts de plage marine ou lacustre; et si certains d'entre eux ont un aspect qui *pourrait* rappeler celui des galets d'origine glaciaire, aucune preuve absolue de cette origine n'a pu être rapportée.

On a parfois l'impression que le véritable argument qui tendrait vers une telle interprétation serait plutôt d'ordre «psycho-stratigraphique»: si l'on admet qu'une glaciation généralisée a pu intéresser l'ensemble du globe avant le début du Cambrien, on inclinera à en retrouver la trace dans toutes les formations correspondant à cette période des temps géologiques. L'environnement précambrien supérieur ou infracambrien des conglomérats incitera donc à y voir des tillites ou des dépôts fluvio-glaciaires chaque fois que leur faciès rendra plausible une telle éventualité. Dans ce mode de pensée réside la source de certaines inexactitudes: la tillite des Asturies, par exemple, s'est révélée correspondre à un conglomérat de base du Stéphanien (*Matte*, 1967). Après une vague de froid imprudemment généralisée, des réchauffements aussi spectaculaires doivent inciter à la prudence!

D'un point de vue général, assigner une limite climatique à la base du Cambrien semble assez illusoire, car l'attribution d'un caractère glaciaire ou fluvio-glaciaire à certaines formations conglomératiques restera toujours discutable, ou du moins discutée.

Le *critère paléontologique*, de son côté, ne peut aboutir qu'à tracer une frontière éternellement provisoire, la «plus ancienne faune connue» pouvant céder le pas à une faune plus ancienne, qu'il reste à découvrir, mais que l'on découvrira sans doute un jour.

Faire coïncider la base du Cambrien avec une *grande transgression marine* se heurte aussi à de grandes difficultés: «une telle méthode supposerait... qu'elle a commencé partout au même moment, ou que son maximum est partout synchrone» (*P. Hupe*)^o.

On peut enfin désigner une «*série régionale étalon*», en préciser la limite inférieure grâce à des faunes, et considérer arbitrairement qu'elle définira la limite inférieure du Cambrien (*M. Wheeler*)^o. Cette manière d'agir

(1) Les relations entre Précambrien et Cambrien. Problème des séries intermédiaires. LXXVI Colloque International du C. N. R. S., Paris, 1957. Dans la suite du texte, le signe (°) suivant un nom d'auteur signifie qu'il s'agit d'une intervention à ce Colloque.

aurait l'avantage de proposer une limite indiscutable. Mais on reste un peu sceptique sur la valeur des corrélations que l'on pourrait établir à partir de cette série étalon.

En admettant qu'une telle limite soit définie (ce qui n'est pas encore le cas), comment la raccorder, par exemple, avec tels ou tels niveaux de la série conglomératique qui sur plus de 1.500 m. de puissance affleurent dans la vallée du río Esteras? Ou même, comment la raccorder à tels ou tels niveaux des successions connues en Sierra Morena occidentale et dans les Monts de Tolède, où les premiers fossiles se situent dans le Géorgien supérieur?

Adopter une telle solution, «satisfairait bien notre esprit, avide de cloisonnements, quitte à faire un peu violence à la nature qui ne procède que par transitions» (P. Pruvost)^o, mais ne serait d'aucune utilité pour dater des séries dont les faciès s'écarteraient trop de ceux de la série étalon choisie.

Si l'on refuse un tel arbitraire, il faut aborder le problème dans un esprit différent: dans les régions où la fin du Précambrien supérieur est marquée par des événements orogéniques importants (phases cadomienne, baikalienne, assyntique, etc...), on devrait considérer comme Précambrien supérieur tout ce qui est englobé dans le plissement, même si en un «moment» identique de la chronologie absolue, peuvent en théorie s'accumuler déjà en d'autres régions du globe, les premiers dépôts d'un cycle sédimentaire comportant du Cambrien inférieur daté paléontologiquement. Tout ce qui est plissé appartiendrait en effet à un cycle orogénique antérieur au Paléozoïque.

Par contre, dans les régions, où le passage du Précambrien supérieur au Cambrien s'effectue sans discordance visible, il faudrait substituer à la notion trop rigide de «limite», celle de «passage» (A. Opik)^o et se résigner à accepter l'existence de «terrains de transition» au sein desquels la base du Cambrien inférieur sera toujours impossible à situer avec précision.

En Espagne centrale et méridionale, la solution de ce problème général dépasse bien évidemment le cadre étroit d'une étude particulière consacrée aux formations anté-ordoviciennes de la province de Ciudad Real. Ce n'est qu'après avoir déterminé l'exacte importance régionale des mouvements «assyntiques» dans le centre et le Sud de la Meseta que l'on pourra proposer une interprétation globale des terrains qu'ils sont susceptibles d'intéresser.

S'il s'avère que la position discordante de la série d'Hinojosas est l'exception et ne traduit qu'un simple mouvement prémonitoire dans un secteur limité du géosynclinal, et si dans l'ensemble, l'Algonquien passe en concordance aux niveaux carbonatés du Géorgien supérieur, comme on le pense encore généralement pour la Sierra Morena occidentale, le Portugal et les

monts de Tolède, le problème des séries conglomératiques intermédiaires restera entier.

Le véritable plissement englobant à la fois le Précambrien supérieur et le Cambrien inférieur et moyen (*Schermerhorn*) et la phase assyntique étant effectivement relayée par la phase sarde (*Lotze*), aucun critère structural ne permettra plus de situer la limite inférieure du Cambrien dans des séries détritiques pour lesquelles les critères paléontologiques et climatiques demeureront sans doute inopérants.

S'il apparaît au contraire que la «période assyntique» a été marquée par des *mouvements généralisés* (même s'ils sont plus ou moins accentués suivant les endroits) comme plusieurs travaux récents le laissent entrevoir, l'ensemble des terrains repris par ces mouvements devra être rapporté au Précambrien supérieur exclusivement.

BIBLIOGRAPHIE

- Almela, A.* (1959): Esquema geológico de la zona de Almadén (Ciudad Real). Bol. Inst. Geol. y Min. de España, t. 70, pp. 315-330.
- Almela, A.; Alvarado, E.; Coma, C.; Felgueroso, C., et Quintero, I.* (1961): Manchas carboníferas en la provincia de Ciudad Real. Not. y Comm., n.º 64, pp. 197-212.
- (1962): Estudio geológico de la región de Almadén. Bol. Inst. Geol. y Min. Esp., t. LXXIII, pp. 193-327.
- Alvarado, A. de* (1923): Región este de Sierra Morena. Datos referentes a tectónica y formaciones filonianas de plomo. Bol. Inst. Geol. Esp., tomo XLIV, pp. 299-445.
- (1935): Explication del Nuevo Mapa Geológico de España. Terreno arcaico. Mem. Inst. Geol. y Min. de España, t. I, pp. 233-290.
- Alvarado, A. de, et Hernández Pacheco, F.* (1931): Memoria explicativa de la Hoja n.º 784 (Ciudad Real). Inst. Geol. y Min. de España, Madrid.
- Alvarado, A. de, Hernández Pacheco, F., et La Rosa, A. de* (1929): Memoria explicativa de la Hoja n.º 836 (Mestanza). Inst. Geol. y Min. de España, Madrid.
- Anonyme (1878): Breve idea de la constitución geológica de España. Bol. Com. Mapa Geol., t. V, pp. 145-162.
- Bard, J. P.* (1964): Note préliminaire sur l'âge des terrains et l'Estrato cristallino affleurant au Nord-Ouest de la province de Huelva (Espagne). C. R. Ac. Sc., t. CCLVIII, pp. 2129-2130.
- (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. Géographie physique et Géologie dynamique, vol. VII, fasc. 4, pp. 323-337.
- (1966): Quelques précisions sur la lithologie du «Silurien» de la région d'Aracena (Huelva), Espagne. Not. y Comm., n.º 83, pp. 93-98.

- (1967): Granites écrasés et orthogneiss «Ollo de Sapo» à disthène dans la bande métamorphique de Badajoz Azuaga et le problème d'un socle Briovérien dans le Sud de l'Espagne. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCLXV, pp. 1875-1878.
- Barrande, J.* (1863): Représentation des colonies de Bohême dans le bassin silurien du Nord-Ouest de la France et en Espagne. *B. S. G. F.*, 2e ser., t. XX, pp. 489-535.
- Barrois, C.*, et *Pruvost, P.* (1929): Le calcaire de Saint-Thurial. *Ann. Soc. Géol. Nord.*, t. LIV, pp. 142-185.
- Barros, E. Carvalhosa, A. de* (1965): Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). *Mem. Serv. Geol. Port.*, Lisboa. Mem. II, nov. ser.
- Born, A.* (1916): Die Calymene Tristani - Stufe (mittleres Untersilur) bei Almaden, ihre Fauna, Gliederung und Verbreitung. *Abh. Senck. Natur. Gessellschaft*, t. XXXVI, pp. 309-358, Frankfurt a. m.
- Bourcart, J.*, *Auzel, M.*, et *Michel, J.* (1933): Sur l'altération des grains de quartz dans certains calcaires. *C. R. Somm. S. G. F.*, pp. 197-198.
- Bouyx, E.* (1959): Observations géologiques dans la Sierra de Puertollano (Province de Ciudad Real, Espagne). *C. R. Somm. S. G. F.*, pp. 154-155.
- (1961) Au sujet de l'âge des schistes de l'Alcudia. *Ibid.*, pp. 64-66.
- (1963): Extension des terrains anté-ordoviciens au Sud de Ciudad Real (Espagne méridionale). *Ibid.*, pp. 339-341.
- (1964): La transgression ordovicienne dans la Sierra de Mestanza (Espagne méridionale). *C. R. Ac. Sc.*, t. CCLVIII, pp. 2125-2128.
- (1965): Les conglomérats interstratifiés dans la série anté-ordovicienne de la province de Ciudad Real (Espagne méridionale). *Ibid.*, p. 6148.
- (1966): Répartition verticale des pistes bilobées dans l'Ordovicien inférieur de la province de Ciudad Real (Espagne méridionale). *C. R. Som. S. G. F.*, pp. 88-89.
- Discordance infra-ordovicienne et schistosité dans la vallée de l'Alcudia au Sud d'Almadén (Espagne méridionale). *C. R. Ac. Sc.*, t. CCLXII, pp. 1201-1204.
- Bouyx, E.*, et *Saupe, F.* (1966): Précisions sur la limite Arenig-Llandeilo dans l'Ordovicien d'Almadén. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCLXIII, pp. 321-323.
- Boyer, F.*, et *Guiraud, R.* (1964): Observations nouvelles sur le passage du Cambrien à l'Ordovicien dans la Montagne-Noire. *B. S. G. F.*, 7^e ser., t. VI, pp. 515-522.
- Breuil, H.* (1935): Les peintures rupestres schématiques de la Péninsule ibérique, t. III, Lagny.
- Butenweg, P.* (1968): Geologische Untersuchungen im Ostteil der Sierra Morena nordöstlich von La Carolina (Prov. Jaén, Spanien). *Münster Forsch. Geol. Paläont.* H. 6, 126, S., Münster.

- Cahen, L.*; *Choubert, G.*; *Hindermeyer, J.*, et *Hollard, H.* (1953): Sur la présence possible de tillites dans le Précambrien III de l'Anti Atlas central. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXXVII, pp. 1292-1293.
- Cailleux, A.*, et *Tricart, J.* (1963): Initiation à l'étude des sables et des galets. *C. D. U. Paris.*
- Capdevilla, R.* (1965): Sur la géologie du Précambrien et du Paléozoïque dans la région de Lugo et la question des plissements assynclinaux sardes en Espagne. *Not. y Comm.*, n.º 80, pp. 157-174.
- Casiano de Prado* (1855): Mémoire sur la Géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède. *B. S. G. F.*, 2^e ser., t. 12, pp. 489-535.
- (1864): Descripción física y geológica de la provincia de Madrid. *Imprenta Nacional, Madrid, 1864.*
- Cavet, P.*; *Gruet, M.*, et *Pillet, J.* (1966): Sur la présence du Cambrien à Paradoxides à Cléré sur Layon (M. et L.) dans le Nord Est du Bocage Vendéen (massif armoricain). *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXIII, pp. 1685-1688.
- Ciry, G.* (1936): Contribution à l'étude géologique de la région d'Almadén. *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 36, n.º 6, pp. 295-300.
- 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.*, 7^e ser., t. IV, pp. 413-430.
- (1966): Une «nappe» cadomienne de style pennique: la série cristallophyllienne de Champtoceaux en bordure méridionale du synclinal d'Anceis (Bretagne-Anjou). *B. Serv. Carte. Géol. Als. Lorr.*, t. 19, pp. 107-136.
- (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. CCLIV, pp. 552-555.
- Colchen, M.* (1967): Sur la présence du Cambrien supérieur à «Prochuangia» et à «Chuangia» dans la Sierra de la Demanda (Logroño), Espagne. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCLXIV, pp. 1687-1690.
- (1968): Le Cambrien et ses limites dans la Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño), Espagne. *C. R. Somm. S. G. F.*, pp. 180-182.
- Cortazar, D. de* (1878): Expedición geológica por la provincia de Toledo en 1877. *Bol. Com. Mapa Geol.*, t. 5, pp. 139-162.
- (1880): Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real. *Bol. Com. Mapa Geol.*, t. 7, pp. 289-329.
- Dangeard, L.*; *Dore, F.*, et *Juignet, P.* (1961): Le Briovérien supérieur de basse Normandie (étage de la Laize), série à turbidites, à tous les ca-

- ractères d'un flysch. *Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn.*, 2.^e série, vol. IV, fasc. 4, pp. 251-159.
- (1962): Sur la présence de poudingues à la base du minerai de fer ordovicien dans le synclinal de Ranville. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCLV, pp. 737-738.
- Dangeard, L.*, et *Graindor, M. J.* (1953): Découverte d'une tillite antécambrienne près de Caen. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXXVII, pp. 1539-1540.
- Debrenne, F.* (1958): Sur un représentant de la famille des Syringocnematidae de la région d'Alanis (Espagne). *C. R. Somm. S. G. F.*, p. 58.
- Delgado, J. F. N.* (1886): Etudes sur les bilobites et autres fossiles des quartzites de la base du système silurique du Portugal. Impr. de l'Ac. Roy. des Sciences. Lisbonne, 1886.
- (1876): Sobre a existencia do terreno siluriano do baixo Alemtejo. *Mem. Serv. Geol. Port.*, 9, pp. 1-35.
- (1907): Contribuções para o estudio dos terrenos paleozoicos. I Precambrico e Archaico. II Cambrico. *Com. Serv. Geol. Port.*, t. 6, pp. 56-122.
- Desparmet, A.* (1967): Etude géologique détaillée des environs du «Monastério de piedra» (province de Saragosse, Espagne). *D. E. S.*, Dijon.
- Destombes, J.* (1960): Sur l'extension du Trémadoc dans le Sud marocain. *C. R. Soc. Sc. Nat. et Phys. Maroc.*, n.º 5, 3, pp. 45-47.
- (1962): Stratigraphie et paléogéographie de l'Ordovicien de l'Anti-Atlas (Maroc): un essai de synthèse. *B. S. G. F.*, 7.^e ser., t. IV, pp. 453-460.
- Dore, F.* (1962): Passage du Cambrien à l'Ordovicien dans la coupe du synclinal de May (vallée de l'Orne). *C. R. Ac. Sc.*, t. CCLV, pp. 325-326.
- Ezquerria de Bayo, J.* (1839): Détails géologiques sur Almadén. *B. S. G. F.*, 1.^e ser., vol. X, p. 107.
- Fabries, J.* (1963): Les formations cristallines et métamorphiques du Nord Est de la province de Séville (Espagne). Thèse, Nancy 1963 (Impr. Louis-Jean, Gap., 1964).
- Fricke, W.* (1941): Die geologie des Grenzgebietes zwischen nordöstlicher Sierra Morena und Extremadura. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 103, pp. 136-138.
- García de Figuerola, L. C.* (1965): La continuación hacia el SW del dique básico de Plasancia (Cáceres). *Not. y Comm.*, n.º 77, pp. 129-164.
- (1963): El dique diabásico del norte de Extremadura. *Not. y Comm.*, n.º 69, pp. 43-78.
- Gascue, F.*, et *Ingunza, R. de* (1874): Algunas modificaciones que segun los estudios de don José Caminero en la p̄vincia de Ciudad Real, deben

- introducirse en los datos publicados sobre dicha comarca. *Bol. Com. Mapa Geol.*, t. I, pp. 197-203.
- Geze, B.* (1949): Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mem. S. G. F.*, nouv. ser., t. XXIX, n.º 62.
- (1959): L'orogénèse calédonienne dans la Montagne Noire (Sud du Massif Central français) et les régions voisines. *C. R. XXI Congrès Géol. Intern.*, section 19, pp. 120-125.
- Gómez de Llarena, J.* (1923): Guía geológica de los alrededores de Toledo. *Trabajos del Museo de Ciencias Naturales, Ser. Geol.*, n.º 31, pp. 1-59.
- Gonzalo y Tarin, J.* (1879): Reseña física y geológica de la provincia de Badajoz. *Bol. Com. Mapa Geol.*, t. 6, pp. 389-412.
- Graindor, M. J.* (1957): Le Briovérien dans le Nord Est du Massif Armoricain. *Mem. Expl. Carte Géol. dét. France.* Imprimerie Nationale, Paris.
- (1965): Plissements assyntiens, baikaliens, cadomiens. *B. S. G. F.*, 7.^e ser., t. VII, pp. 93-101.
- Graindor, M. J.*, et *Roblot, M. M.* (1961): Incertitude quant à l'âge des calcaires de la Meauffe (Manche). *C. R. Somm. S. G. F.*, pp. 83-84.
- Groth, J.* (1911): Note préliminaire sur le bassin houiller de Belmez. *B. S. G. F.*, 4.^e ser., t. XI, pp. 83-84.
- (1911): Sur le Primaire de la Sierra Morena. *C. R. Ac. Sc.*, t. —
- (1913): Sur la bordure méridionale de la Meseta Ibérique. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLVI, p. 1794.
- (1914): Les schistes à goniatites de Guadalmez. *Ibid.*, t. CLVIII, p. 525.
- (1914): La Sierra Morena. *Ibid.*, t. CLVIII, p. 1722.
- (1914): La tectonique de la Sierra Morena. *Ibid.*, t. CLVIII, p. 1944.
- Harland, W. B.* (1963): Evidence of late Precambrian glaciation and its significance, in *Problems in Palaeoclimatology*, Interscience Publishers, J. Wiley and Sons Ltd., pp. 119-149, London-New York-Sydney (1964).
- Hausmann* (1842): Bennerkungen über das gebirge von Jaen im sudlichen Spanien. *Göttingische gelehrte anzeigen.* 66.^e Stuck, pp. 657-662.
- Henke, W.* (1926): Beitrag zur geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén). *Abh. Senck. Natur. Gesellschaft*, t. XXXIX, n.º 2, Frankfurt a. M.
- Hernández Pacheco, E.* (1912): Itinerario geológico de Toledo a Urda. *Trabajos del Museo de Ciencias Naturales*, n.º 1, Fortanet, Madrid.
- (1918): Le Cambrien de la Sierra de Córdoba (Espagne). *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXVI, pp. 611-613.
- (1926): La Sierra Morena y la llanura bética, *Libro-Guía XIV. Congreso Geológico Internacional*, Madrid.
- Hernández Pacheco, F.*, et *La Rosa, A. de* (1928): Memoria explicativa de

- la Hoja n.º 810 (Almodóvar del Campo). Inst. Geol. y Min. de España, Madrid.
- Hupe, P. (1960): Sur le Cambrien inférieur du Maroc. C. R. XXI^e Congrès Géol. Intern., section 8, pp. 75-85.
- Jongmans, W. J. (1951): Las floras carboníferas de España. Est. Geol., n.º 14, pp. 281-330.
- Jussieu (1719): Histoires et mémoires de l'Académie Royale des Sciences, pp. 349-362.
- Klech, H. J. (1958): Stratigraphie und tektonik der zentralen Estremadura im Bereich der westlichen Sierra de San Pedro (Spanien).
- Kossovskaja, A. G., et Shutov, V. D. (1959): Zonality in the structure of terrigenous deposits in platform and geosynclinal regions. Eclog. Geol. Helv., vol. 51, n.º 3, pp. 656-666.
- Kuss, H. (1878): Mémoire sur les mines et usines d'Almadén. Annales des Mines. 7^e ser., t. XIII, pp. 39-151.
- Le Play, F. (1834 a): Itinéraire d'un voyage en Espagne, précédé d'un aperçu sur l'état actuel et sur l'avenir de l'industrie minérale dans ce pays. Annales des Mines, 3^e ser., t. V, pp. 175-236.
- (1834 b): Observations sur l'Extremadure et le Nord de l'Andalousie et essai d'une carte géologique de cette contrée. Ibid., 3^e ser., t. VI, pp. 297-380.
- Llopis Lladó, N., et Sánchez de la Torre, L. (1962): Sur l'existence d'une tectonique archéenne au centre de l'Espagne. C. R. Somm. S. G. F., pp. 245-246.
- (1963 a): Sur la stratigraphie du Précambrien au Sud Ouest de Puente del Arzobispo (Prov. de Cáceres, Espagne). Ibid., pp. 152-153.
- (1963 b): Sur la présence d'une discordance précambrienne au Sud de Tolède (Espagne). Ibid., pp. 250-251.
- (1965): Sur les caractères morphotectoniques de la discordance précambrienne au Sud de Tolède (Espagne). Ibid., p. 220-221.
- Lotze, Fr. (1929): Stratigraphie und Tektonik des keltiberischen Grundgebirges (Spanien). Abh. d. Ges. d. Göttingen mathphys. Kl. n. F., 14, Beitr. z. Geol. d. Westl. Mediterraengebiet Nr. 5, Berlin, 1929.
- (1945): Einige probleme des Iberischen Meseta. Geotekt. Forsch., 6, pp. 1-12.
- (1945): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geotekt. Forsch., 6, pp. 78-92.
- (1952): Über variszische gebirgszusammen haenge im westlichen mediterrangebiet. C. R. XIX Congrès Géol. Intern. Section I, fasc. 2, pp. 141-147.

- (1956): Das Präkambrium Spaniens. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., H. 8, pp. 373-380, Stuttgart.
- (1956): Über sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung. Geotekt. Sympos. zu Ehren von H. Stille, pp. 128-139, Stuttgart.
- (1957): Zum alter nordwestspanischer Quarzit-Sandstein-Folgen. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., H. 10, pp. 464-471.
- (1958): Zur stratigraphie des spanischen Kambriums. Geol., 7, H. 3-6, pp. 727-750, Berlin.
- Lotze, Fr., et Sdzuy, K. (1961): Das Kambrium Spaniens. Abh. d. Math. Nat. Klasse, 6.
- Lucas, G. (1952): Relations de la structure géologique et de la minéralisation plombo-zincifere dans la région de Rhar Rouban (frontière algéro-marocaine). C. R. XIX Congrès Géol. Intern., fasc. XII, pp. 337-364.
- Maass, R. (1961): Die Geologie, insbesondere das Devon, im Bereich der Orte Castuera-Cabeza del Buey-Monterrubio (Extremadura, Südspanien). Akad. Wiss. Lit., Abh. math. nat. Kl., 1961, 2, 20 S., 2 Abb., Wiesbaden.
- (1963): Geologische Beobachtungen in der östlichen Extremadura (Spanien). N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 117, Festband Lotze, S. 185-207, 2 Abb., Stuttgart.
- Macpherson, J. (1879): Breve noticia acerca de la especial estructura de la península ibérica. Ann. Soc. Esp. Hist. Nat., t. 8, pp. 5-26.
- (1879): Estudio geológico y petrográfico del Norte de la provincia de Sevilla. Bol. Com. Mapa Geol., t. VI.
- (1880): Uniclinal structures of the Iberian Peninsula. Ibid., t. 9, pp. 5-32.
- (1883): Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España. Ibid., t. 12, pp. 3-40.
- Mallada, L. (1880): Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba. Bol. Com. Mapa Geol., t. 7.
- (1896): Sistemas Cambriano y Siluriano. Explicación del Mapa Geol. de España.
- Martin, F. M. (1959): Significado genético del Guadiana entre Cijara y Alarcos. Est. Geol., vol. XV, pp. 291-293.
- Matte, P. (1967): Le Précambrien schisto-gréseux de l'Ouest des Asturies (Nord Ouest de l'Espagne) et ses relations avec les séries précambriennes plus internes de l'arc galicien. C. R. Ac. Sc., t. CCLXIV, pp. 1769-1772.
- (1968): La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). Travaux du Lab. Géol. de Grenoble, t. 44.

- Matte, P., et Ribeiro, A. (1967): Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans le Nord Ouest de la Péninsule Ibérique: grandes nappes ou extrusions? C. R. Ac. Sc., t. CCLXIV, pp. 2268-2271.
- Mennig, J. J., et Vittimberga, P. (1962): Application des méthodes pétrographiques à l'étude du paléozoïque ancien du Fezzan. Notes et Mémoires de la Compagnie Française des Pétroles, n.° 2, Paris.
- Milon, Y. (1923): Sur la microfaune du calcaire briovérien (précambrien?) de Saint-Thurial (Ile et Vilaine). C. R. Somm. S. G. F., pp. 73-74.
- Nollau, G. (1966): El desarrollo estratigráfico del paleozoico en el Oeste de la provincia de León (España). Not. y Comm., n.° 88, pp. 31-48.
- Parga-Pondal, I., Matte, P., et Capdevilla, R. (1964): Introduction à la géologie de l'«Olló de Sapo», formation porphyroïde antésilurienne du Nord Ouest de l'Espagne. Not. y Comm., n.° 76, pp. 119-154.
- Pastor Gómez, V. (1962): Probable área precambriana al NO de León, n.° 67, pp. 71-80.
- Pettijohn, F. J. (1956): Sedimentary rocks. Harper's geoscience series, New York.
- Pruvost, P. (1959): Le Cambrien du Massif Armoricaïn. Annales Hebert et Haug., t. IX, pp. 5-10, Paris.
- Puschmann, H.: Zum problem der Schichtlücken im Devon der Sierra Morena (Spanien). Geol. Rdsch., Bd. 56, pp. 528-542.
- (1967): Das paläozoikum im gebiet zwischen San Benito und Torrecampo (Sierra Morena, Spanien). Geol. en Mijnbouw, 46° Jaar., pp. 383-391.
- Radig, F. (1962): Ordovizium/Silurium und die Frage prävariszischer Faltungen in Nordspanien. Geol. Rund., Bd. 52, pp. 346-357, Stuttgart.
- Ribeiro, A.; Cramez, C.; Da Silva, L. C., et Macedo, J. (1962): Nota sobre a geologia da serra do Marao. Bol. Soc. Geol. Port., vol. XIV, fasc. II-III, pp. 151-170.
- Ribeiro, A., et Rebelo, J. A. (1967): Stratigraphie et structure de Tras os Montes oriental (Portugal). Leid. Geol. Med., d. 36, pp. 293-300.
- Richter, P. (1967): Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena Spanien). Münster Forsch. Geol. Paläont. H. 3, 144 S., Münster.
- Richter, R., et E. (1927): Eine Crustacee (Isoxys carbonelli n. sp.) in den Archaeocyathus. Bildungen der Sierra Morena und ihre stratigraphische Beurteilung. Sencken bergiana 9, pp. 188-195, Frankf. a. M.

- (1940): Die Saukianda-Stufe von Andalusien, eine fremde Fauna im europäischen Ober-Kambrium. Abh. senckenb. naturf. Ges., 450, Frankf. a. M.
- (1941): Die Fauna des Unter-Kambriums von Cala in Andalusien. Abh. senckenb. naturf. Ges., 455, Frankf. a. M.
- Roblot, M. M. (1961): L'étage à niveaux charbonneux du Briovérien normand (X 2a). B. S. G. F., 7° ser., t. III, pp. 27-32.
- (1968): Les roches silico-carbonées du Précambrien Armoricaïn Thèse, Paris.
- Sampelayo, P. H. (1935): Explicación del nuevo Mapa Geológico de España. El sistema cambriano. Mem. Inst. Geol. y Min. de España, t. I, páginas 291-525.
- (1942): Explicación del nuevo Mapa Geológico de España. El sistema siluriano. Mem. Inst. Geol. y Min. de España, t. XLV, fasc. 1 et 2.
- Sampelayo, P. H.; Sierra y Yoldi, A. de; Menéndez Puget, L., et Mata y Martí, C. (1926): Mines d'Almadén. Livret-Guide du XIV Congrès International de Géologie, Madrid.
- Saupe, F. (1967): Note préliminaire concernant la genèse du gisement de mercure d'Almadén. Mineralium Deposita, t. II, n.° 1, pp. 26-33, Heidelberg.
- Schatsky, N. S. (1958): Les relations du Cambrien avec le Protérozoïque et les plissements baikaliens, in les relations entre Précambrien et Cambrien. LXXVI Coll. Int. C. N. R. S., pp. 91-101.
- Schermerhorn, L. J. G. (1955): The age of the Beira Schists (Portugal). Bol. Soc. Geol. Port., vol. XII, pp. 77-100.
- Schmidt-Thome, P. (1943): Paläozoisches Grundgebirge und junges Deckgebirge im westlichen Zentralspanien (Provinz Salamanca und Cáceres). Geotekt. Forsch., 6, pp. 37-77, Berlin.
- Schneider, H. (1939): Altpaläozoikum bei Cala in der westlichen Sierra Morena. Diss., 72 S, 10 Abb., 5 Tab., Berlin.
- Sdzuy, K. (1958): Fossilien aus dem Tremadoc der Montagne Noire. Senck. Lethea., Bd. 39, p. 155.
- Seilacher, A. (1960): Lebensspuren als leitfossilien. Geol. Rundschau, Bd. 49, pp. 41-50.
- Sermet, J. (1948): L'Espagne du Sud. Ed. Arthaud, Paris.
- Simon, W. (1939): Archaeocyathacea. I. Kritische Sichtung der Superfamilie. II. Die fauna im Kambrium der Sierra Morena (Spanien). Abh. senckenb. nat. Ges., n.° 485, Frankfurt a. M.
- Sitter, L. U. de (1961): Le Précambrien dans la chaîne Cantabrique. C. R. Somm. S. G. F., p. 253.

- Sos Baynat, V. (1958): La tectónica del Puerto de las Camellas (Cáceres) y la edad de las pizarras basales. *Not. y Comm.*, n.º 50, fasc. 1, pp. 197-237.
- Stille, H. (1946): Die assyntische Ara und der verrñit- une nachassyntische Magmatismus. *Zeitsch. deutsch. geol. Ges.*, Bd. 98, pp. 152-165.
- Tamain, G. (1963): Les peintures rupestres du Cerro del Guindo, Los Guindos, Espagne. *Bull. Soc. Prehist. Fr.*, t. 60, fasc. 9-10, pp. 623-630.
- (1964): Mise en évidence de mouvements tectoniques dans le Sud Est de la Sierra Morena (Espagne). *C. R. Ac. Sc.*, t. CCLVIII, p. 977-979.
- (1966): Les structures antiques de surface, guides fondamentaux de la prospection minière dans la région du Centenillo (Jaen, Espagne). *C. R. Ac. Sc.*, t. CCLXII, pp. 737-740.
- (1966): Les écailles du Centenillo (Jaén, Espagne). Contribution à l'étude structurale du rebord méridional de la Meseta ibérique. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCLXIII, pp. 1355-1358.
- (1967): El Centenillo, zone de référence pour l'étude de l'Ordovicien de la Sierra Morena orientale (Espagne). *C. R. Ac. Sc.*, t. CCLXV, pp. 389-392.
- (1968): Esquisse métallogénique de la Sierra Morena orientale (Espagne). *C. R. Ac. Sc.*, t. CCLXVI, pp. 1364-1366.
- (1968): Le district minier de Linares-La Carolina et son cadre métallogénique en Sierra Morena orientale (Espagne). *B. S. G. F.* 7^e ser., t. X, n.º 1, pp. 97-102.
- Teixeira, C. (1952): La faune cambrienne de Vila Boim. *Bol. Soc. Géol. Port.*, vol. X, pp. 168-188.
- (1954): Os conglomerados do Complexo xisto-grauvaquico antésilurico. *Com. Serv. Geol. Port.*, t. XXXV, pp. 33-50.
- (1955): O complexo xisto-grauvaquico ante ordoviciano. *Notas sobre geologia de Portugal*, Lisboa, 1955.
- (1960): L'évolution de territoire portugais pendant les temps anté-mésozoïques. *Bol. Soc. Geol. Port.*, vol. XIII, pp. 229-255.
- Teixeira, C., et Concalves, F. (1967): Novos elementos acerca do Cambrico de Alentejo. *Bol. Ac. Cienc.*, Lisboa, 39, pp. 161-163.
- Teixeira, C., Ribeiro, A., et Da Silva, L. C. (1964): La faune de Lingulellinae des formations anté-ordoviciennes de Marao. *Bol. Soc. Geol. Port.*, vol. XV, fasc. II, pp. 117-122.
- Termier, H. et G. (1964): *Les temps fossilifères*. Vol. I, Paléozoïque inférieur. Masson, Paris.
- Thoral, M. (1935): Contribution à l'étude géologique des monts de Lacaune et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire. *Bull. Serv. Carte Géol. France.*, t. 38, n.º 192.

- (1946): Cycles géologiques et formations nodulifères de la Montagne Noire. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat.*, Lyon, fasc. I.
- Triguero, E. M. (1961): Estratigrafía del Paleozoico en la región del río Guadalmez. *Est. Geol.*, vol. 17, pp. 187-201.
- (1963): Nueva división del silúrico en la región de Almadén. *Not. y Comm.*, n.º 72, pp. 199-218.
- Vegas, R. (1968): Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura. *Est. Geol.*, vol. XXIV, pp. 85-89.
- Verneuil, E. de, et Barrande, J. (1855): Description des fossiles trouvés dans les terrains siluriens et dévoniens d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des montagnes de Tolède. *B. S. G. F.*, 2^e ser., t. 12, pp. 964-1025.
- Verneuil, E. de, et Collomb (1852): Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces d'Espagne. *B. S. G. F.*, 2^e ser., vol. X, pp. 61-146.
- Wagner, R. H., et Utting, J. (1967): Sur le terrain houiller de Puertollano (province de Ciudad Real, Espagne). *C. R. Ac. Sc.*, t. CCLXIV, pp. 5-8.
- Walter, R. (1963): Beitrag zur stratigraphie des kambrium in Galicien (Nord West Spanien). *N. Jb. Geol. Pal.*, t. 117, n.º 1-3, pp. 360-371.
- Wegmann, C. E.; Dangeard, L., et Graindor, M. J. (1950): Sur quelques caractères remarquables de la formation précambrienne connue sous le nom de poudingue de Granville. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXX, pp. 979-980.
- Westerveld, J. (1956): Roches éruptives, gites métallifères et métamorphisme entre Mangualde et le Douro dans le Nord du Portugal. *Géol. en Mijnbouw (nw. ser.)* 18e Jaar., pp. 94-105.
- Winterer, E. L. (1963): Late Precambrian Pebbly Múdstone in Normandy, France: Tillite or Tilloid? in *Problèmes in Palaeoclimatology*, Interscience Publishers, J. Willey and Sons Ltd., pp. 159-178, London-New York-Sydney (1964).

TABLE DES MATIERES

<i>Introduction</i>	9
<i>Section I.—Le cadre géologique et géographique</i>	11
Le cadre géologique	12
Les paysages	14
La végétation	15
<i>Section II.—Historique</i>	16
Les précurseurs	16
Les travaux de la Commission de la carte géologique	17
J. GROTH	18
Les recherches de l'Institut Géologique et Minier	18
Les recherches contemporaines	19
<i>Section III.—Les conditions d'affleurement</i>	21
La vallée de l'Alcudia	21
La vallée du río Tirteafuera	23
La vallée du río Esteras	24

PREMIERE PARTIE

Problemes stratigraphiques

CHAPITRE I

DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE ET LITHOLOGIQUE DES TERRAINS ANTE-ORDOVICIENS	29
<i>Section I.—Les principaux facies des «schistes de l'Alcudia»</i> ...	29
1.° Les alternances de schistes et de grauwackes	30

2.° Les faciès rubanés	44
3.° Les faciès essentiellement pélitiques	45
<i>Section II.—Les faciès conglomératiques</i>	48
1.° Coupe du Km 1 de la route d'Almodóvar à Brazatortas	48
2.° Coupe au Sud d'Argamasilla de Calatrava	54
A) Les alternances de «faciès Alcudia»	56
B) Les intercalations conglomératiques de faible puissance.	58
C) Les lentilles de schiste et de grauwackes comprises au sein du conglomérat	62
D) Les «schistes à galets»	64

CHAPITRE II

ETUDE RÉGIONALE DES TERRAINS ANTÉ-ORDOVICIENS DANS LA PROVINCE DE CIUDAD REAL	71
<i>Section I.—La vallée de l'Alcudia</i>	72
1.° Le secteur oriental (de Cabezarrubias à la laguna de la Alberquilla, environs de Mestanza, zone de Diogènes et terminaison orientale de la vallée)	72
2.° Le secteur central (environs de la route de Fuencaliente)	79
3.° Le secteur occidental (au Sud d'Almadén)	80
Conclusions sur la vallée de l'Alcudia (l'Unité des «schistes de l'Alcudia, leurs caractères sédimentologiques et leur puissance)	83
<i>Section II.—La vallée du río Tirteafuera</i>	90
1.° La plaine d'Argamasilla de Calatrava	90
2.° La partie sud de la vallée à l'Ouest d'Almodóvar del Campo.	91

CHAPITRE III

LA SÉRIE D'HINOJOSAS	97
1.° Description de la série carbonatée	97
2.° Position de la série carbonatée par rapport aux «schistes de l'Alcudia»	100
3.° Schistes, grès et conglomérats voisins	101

CHAPITRE IV

A LA RECHERCHE D'UNE SÉRIE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	103
<i>Section I.—La succession lithologique dans la vallée du río Esteras.</i>	103
1.° Distinction de deux séries au sein des formations anté-ordoviciennes	103
2.° Etude lithostratigraphique de la série supérieure	107
<i>Section II.—La série type</i>	115
1.° Arguments (d'ordre pétrographique, et d'ordre structural) relatifs à l'existence de deux séries distinctes dans les formations anté-ordoviciennes	115
2.° La série type	118

CHAPITRE V

ORDOVICIEN INFÉRIEUR ET PALÉOZOÏQUE PLUS RÉCENT	123
<i>Section I.—La transgression ordovicienne dans la sierra de Mestanza</i>	124
A l'ouest d'Hinojosas	126
Les premiers niveaux ordoviciens entre Hinojosas et le Morro de la Fuente	128
Les premiers niveaux ordoviciens au Morro de la Fuente, sur les pentes de El Venero et au Sud de la laguna de la Alberquilla.	129
Les principales subdivisions des «quartzites à Cruziana»	130
<i>Section II.—Le sommet de l'Arenig et son passage au llandeilo au sud d'Almadén</i>	133
A) Le niveau à grandes pistes bilobées	133
B) Les «grès supérieurs»	134
C) Les alternances de passage aux schistes à <i>Calymene</i>	134
Coupe dans la tranchée du chemin de fer de Madrid à Badajoz (flanc sud de la vallée)	138
Coupe de la fontaine du Chorillo (flanc nord): la zone à <i>Didymograptus</i>	138
<i>Section III.—Synthèse stratigraphique de l'ordovicien inférieur</i>	141
1.° La série détritique de base	141
2.° Le niveau rouge: localisation, attribution stratigraphique	144

3.° Les niveaux de pistes bilobées	147
4.° La zone à <i>Didymograptus</i>	150
Section IV.— <i>Le reste de la série paléozoïque (présentation sommaire)</i>	153

DEUXIÈME PARTIE

Problèmes structuraux et interprétation

Section préliminaire.— <i>Quelques interprétations anciennes ou actuelles</i>	157
--	-----

CHAPITRE I

LA DISCORDANCE ANTÉ-ORDOVICIENNE	163
Section I.— <i>Historique</i>	163
Section II.— <i>La discordance anté-ordovicienne dans la province de Ciudad Real</i>	167
La vallée de l'Alcudia	167
1.° Le secteur oriental	167
A) La limite nord de la vallée entre la Laguna de la Alberquilla et Cabezarribias	167
B) La zone de Diogènes	170
C) Centre de la vallée	177
2.° Le secteur central (environs de la route de Fuencaliente)	177
3.° Le secteur occidental	179
A) La vallée au Sud d'Almadén	179
B) Terminaison Ouest de la vallée et plaine de Cabeza del Buey	183
La vallée du río Tirteafuera	187
1.° La plaine d'Argamasilla de Calatrava	187
2.° Le Sud de la vallée à l'Ouest d'Almodóvar	190
3.° Le Sud de la vallée au Sud Ouest de Tirteafuera	192
La vallée du río Esteras	196
A) Le contact entre les quartzites et les formations anté-ordoviciennes	196
B) La tectonique des séries anté-ordoviciennes	199
C) La schistosité	200
La plaine d'Agudo	201
Conclusión	202

Section III.—*La discordance anté-ordovicienne dans les régions*

<i>voisines et plus éloignées</i>	204
A) Dans la meseta Iberique	204
B) En Europe occidentale	206
C) Dans le reste du monde	208

CHAPITRE II

INTERPRÉTATION DES FORMATIONS ANTÉ-ORDOVICIENNES.	211
Section I.— <i>Comparaison avec les régions voisines</i>	214
1.° Monts de Tolède et Sierra de Guadalupe	214
2.° Extremadure	219
3.° Sierra Morena occidentale	220
4.° Branche septentrionale des hercynides ibériques (Asturies, León, Galice, Sierra de la Demanda)	222
5.° Portugal	224
Section II.— <i>Interprétation</i>	228
1.° L'âge des «schistes de l'Alcudia» et de la série conglomératique	228
2.° L'âge de la série d'Hinojosas	231
3.° Le dépôt et le plissement des formations anté-ordoviciennes.	232
CONCLUSIONS	237
<i>Bibliographie</i>	243
<i>Table des matières</i>	255
<i>Table des figures</i>	261

TABLE DES FIGURES

1. Les six zones des Variscides ibériques, d'après F. LOTZE, avec la position du secteur étudié	11
2. Extrait de la carte géologique au 1/2.500.000	12
3. Carte topographique au 1/500.000	14-15.
4. Type de relief et végétation	21
5. Coupe des «schistes de l'Alcudia» au Pentano Calvo Sotelo (coupe générale et détail de séquences)	31
6. Coupe des «schistes de l'Alcudia» au Sud du Puerto de Mestanza	40
7. Les formations conglomératiques à l'Ouest d'Almodóvar ...	49
8. Les formations conglomératiques au Sud d'Argamasilla (coupe générale et trois coupes de détail)	55
9. Détail de séquences dans les alternances de schistes et de grauwackes encadrant les formations conglomératiques au Sud d'Argamasilla	57
10. Détail de deux plaques minces de conglomérat	60
11. Détail d'un banc à tendance conglomératique	61
12. Carte des affleurements de la tranchée du chemin de fer de Ciudad Real à Puertollano	65
13. Dessin de deux plaques minces de «schiste à galets» ...	67
14. Exemples de structures sédimentaires dans les «schistes de l'Alcudia»	73
15. Exemple de variations de faciès dans les «schistes de l'Alcudia»	77
16. Carte de la vallée de l'Alcudia au Sud d'Almadén	81
17. Coupe des «schistes de l'Alcudia» sur les talus de la route de Cordoue	82
18. Stratonomie des «schistes de l'Alcudia» (quatre graphiques).	85
19. Expression graphique des passages progressifs entre les différents faciès des «schistes de l'Alcudia»	87

20. Schéma structural au 1/500.000 figurant les grandes unités tectoniques au Sud de Ciudad Real, ainsi que la localisation des principaux affleurements des terrains anté-ordoviciens dans la plaine d'Argamasilla	91
21. Carte géologique d'un secteur de la vallée au Sud Ouest de Tirteafuera	92
22. Terrains anté-ordoviciens et formations récentes à l'Ouest d'Almodóvar (carte géologique)	92-93
23. Coupe de détail de la série d'Hinojosas	98
24. La série d'Hinojosas (carte géologique de détail)	98-99
25. L'anticlinal du Molino Caído	104
26. Lithostratigraphie de la série supérieure	114-115
27. L'Ordovicien inférieur dans la Sierra de Mestanza (carte géologique)	124-125
28. Trois coupes des premiers niveaux ordoviciens sur les pentes du Morro de la Fuente	128
29. Les alternances de passage aux schistes à <i>Calymene</i> (coupe de la tranchée du chemin de fer de Madrid à Badajoz, au Sud d'Almadén)	135
30. Les environs de la fontaine du Chorillo (croquis de situation et coupes de détail)	137
31. Localisation des principaux affleurements des premiers niveaux ordoviciens dans le secteur étudié	142
32. Localisation des principaux affleurements des zones à pistes bilobées	142
33. Coupe du Cerro de San Sebastián (Puertollano)	143
34. Variations latérales de faciès dans les premiers niveaux ordoviciens au Sud de Puertollano	146
35. Succession type de l'Ordovicien inférieur dans la province de Ciudad Real	151
36. Carte géologique de la zone de Diogènes	170-171
37. Coupe du flanc Sud de l'Anticlinal de l'Alcudia au Sud de Diogènes	172
38. Structures planaires dans les «schistes de l'Alcudia» de la zone de Diogènes	174
39. La faille du Puerto de Niefla	179
40. Coupe générale de l'Anticlinal au Sud d'Almadén	181
41. La discordance anté-ordovicienne à Zarza Capilla	185
42. Directions structurales dans la plaine d'Argamasilla	188
43. Schéma structural de la vallée du río Tirteafuera à l'Ouest d'Almodóvar del Campo	190-191

44. Croquis de détail des affleurements du ravin de l'arroyo de La Calera, à l'Ouest du Villalonso	194
45. Carte géologique d'un secteur de la vallée du río Esteras et de la plaine d'Agudo (ech: 1/40.000)	196-197
46. Coupes géologiques dans la vallée du río Esteras	198-199
47. La schistosité hercynienne sur la rive nord du río Esteras.	200
48. Les Monts de Tolède et la Sierra de Guadalupe (d'après la carte géologique au 1.250.000e de 1967)	215
49. Détail d'une zone conglomératique dans la Série de Valdelacasa	218
50. La sédimentation dans la partie sud de la Meseta, vers la fin du Précambrien	234



Fig. 3

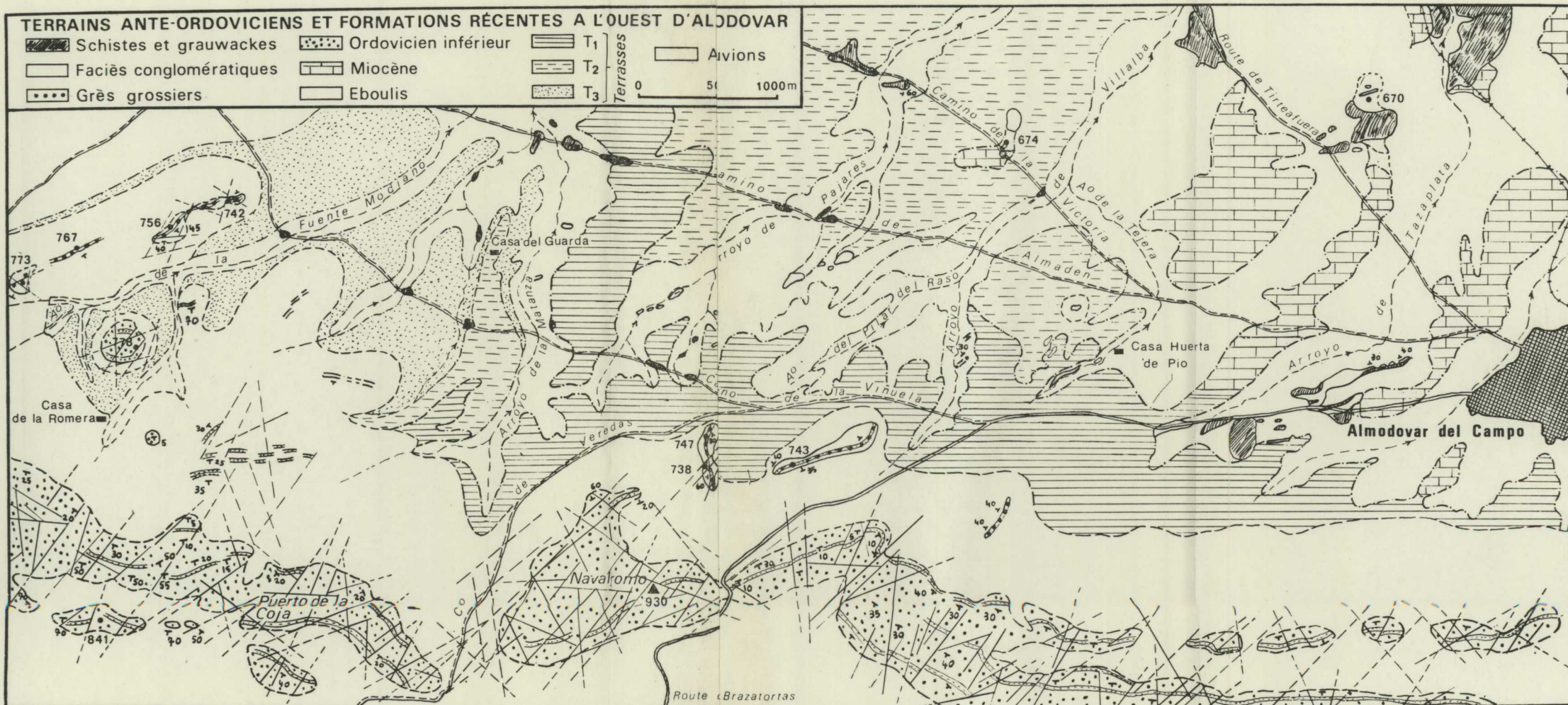


Fig. 22

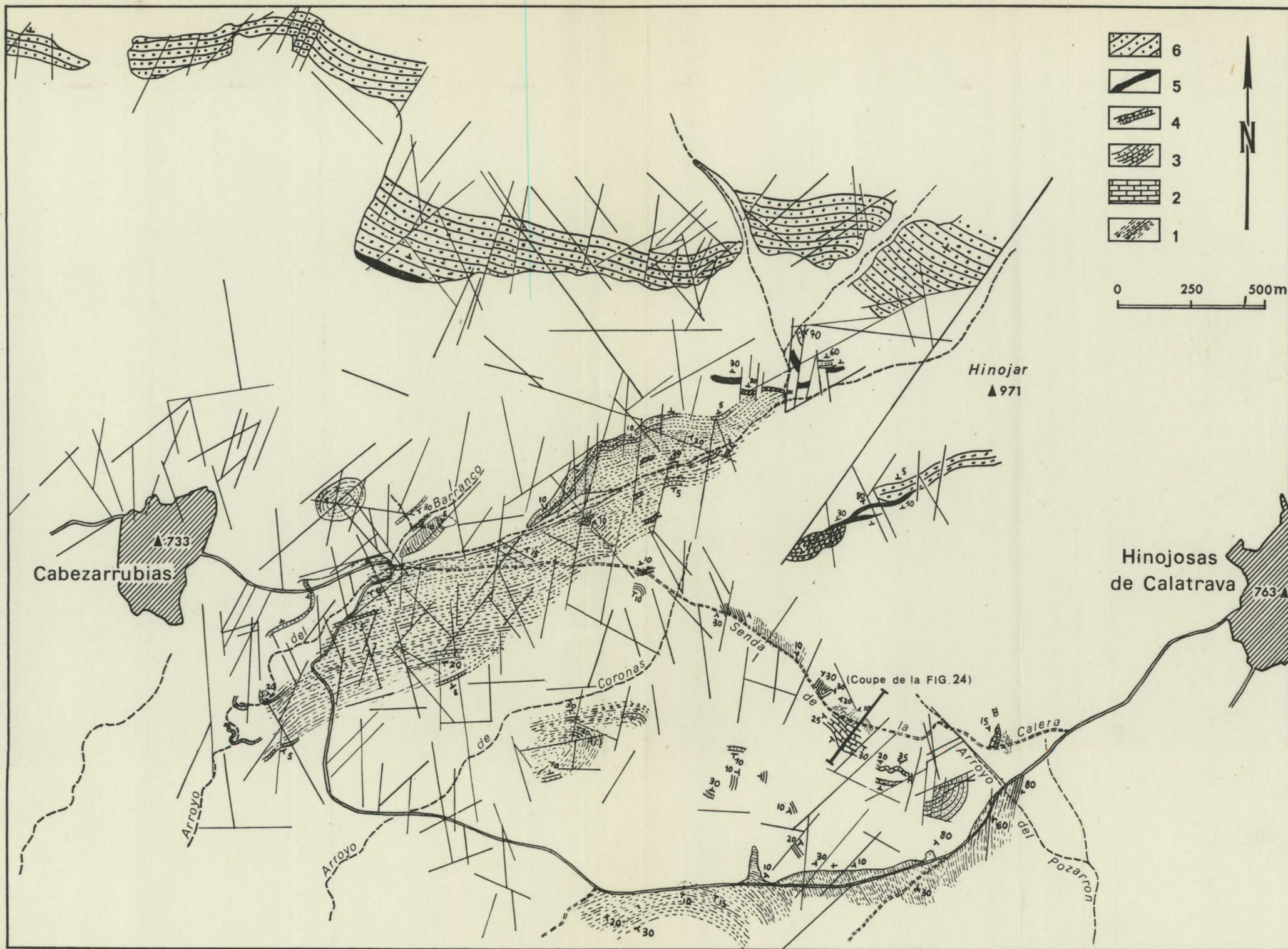


Fig. 24: La série d'Hinojosas.

Carte géologique de détail.

1.° «Schistes de l'Alcudia».

2.° Série carbonatée.

3.° Schistes et grès grossiers éventuellement associés à la série carbonatée.

4.° «Série détritico de base» de l'Ordovicien.

5.° «Niveau rouge».

6.° «Grès inférieurs».

(4.°, 5.° et 6.° représentent les trois premiers niveaux de l'Ordovicien inférieur et seront étudiés dans le chapitre V).

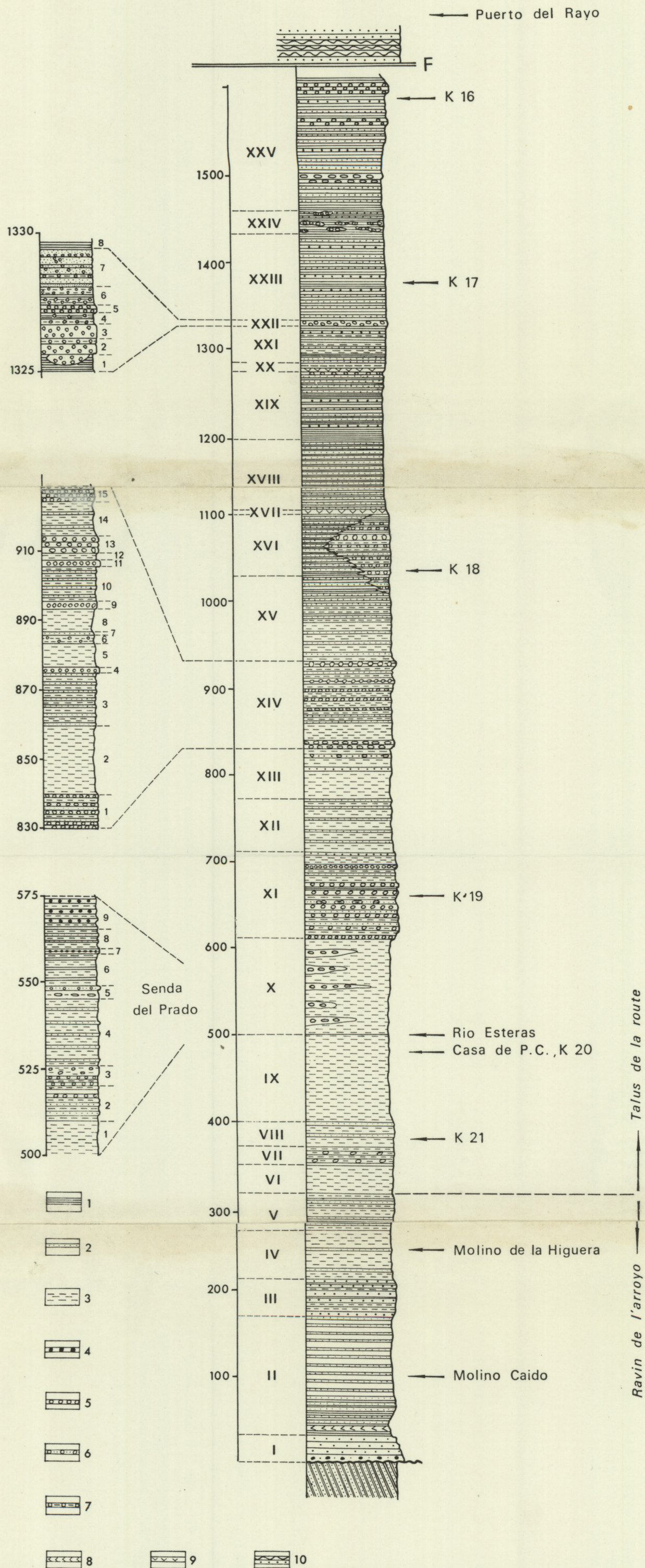


Fig. 26

Légende de la fig. 26: 1: schiste; 2: Grauwacke; 3: Grauwacke rubanée; 4: microconglomérat; 5: conglomérat à ciment siliceux; 6: conglomérat à ciment de grauwacke; 7: schiste à galets; 8: dolérite (vers la base du niv. I); 9: Tuf (niv. XVII et XX); 10: Arenig (grès et niveau à pistes bilobées).

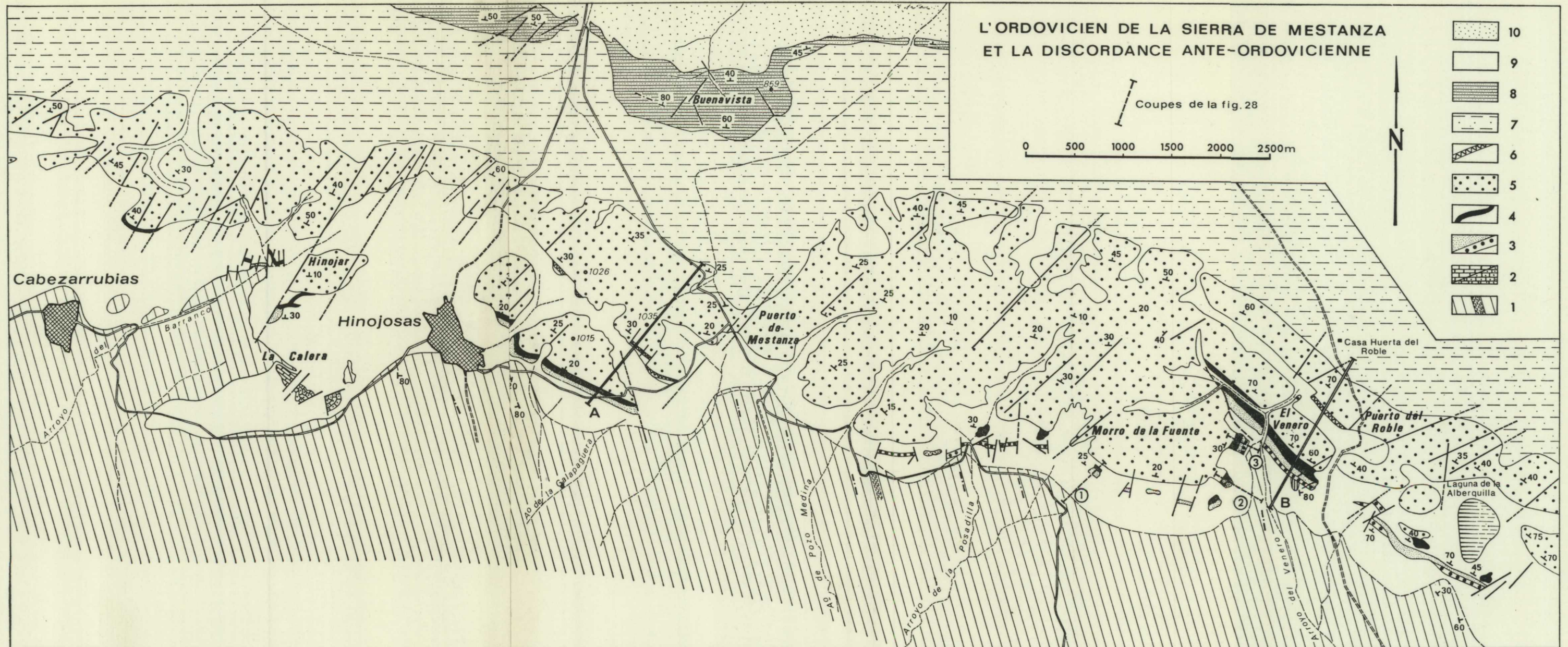


Fig. 27: L'Ordovicien de la Sierra de Mestanza:

- 1.° «Schistes de l'Alcudia» (avec la localisation des phanites).
- 2.° Série d'Hinojosas.
- 3.° Série détritique de base.
- 4.° Niveau rouge.

- 5.° Grès et quartzites de l'Arenig.
- 6.° Niveau à grandes pistes bilobées.
- 7.° Sommet de l'Arenig et schistes à *Calymene*, masqués en quasi-totalité par des éboulis.

- 8.° Grès du Caradoc.
- 9.° Éboulis des quartzites.
- 10.° Formations récentes de la plaine de Puertollano.

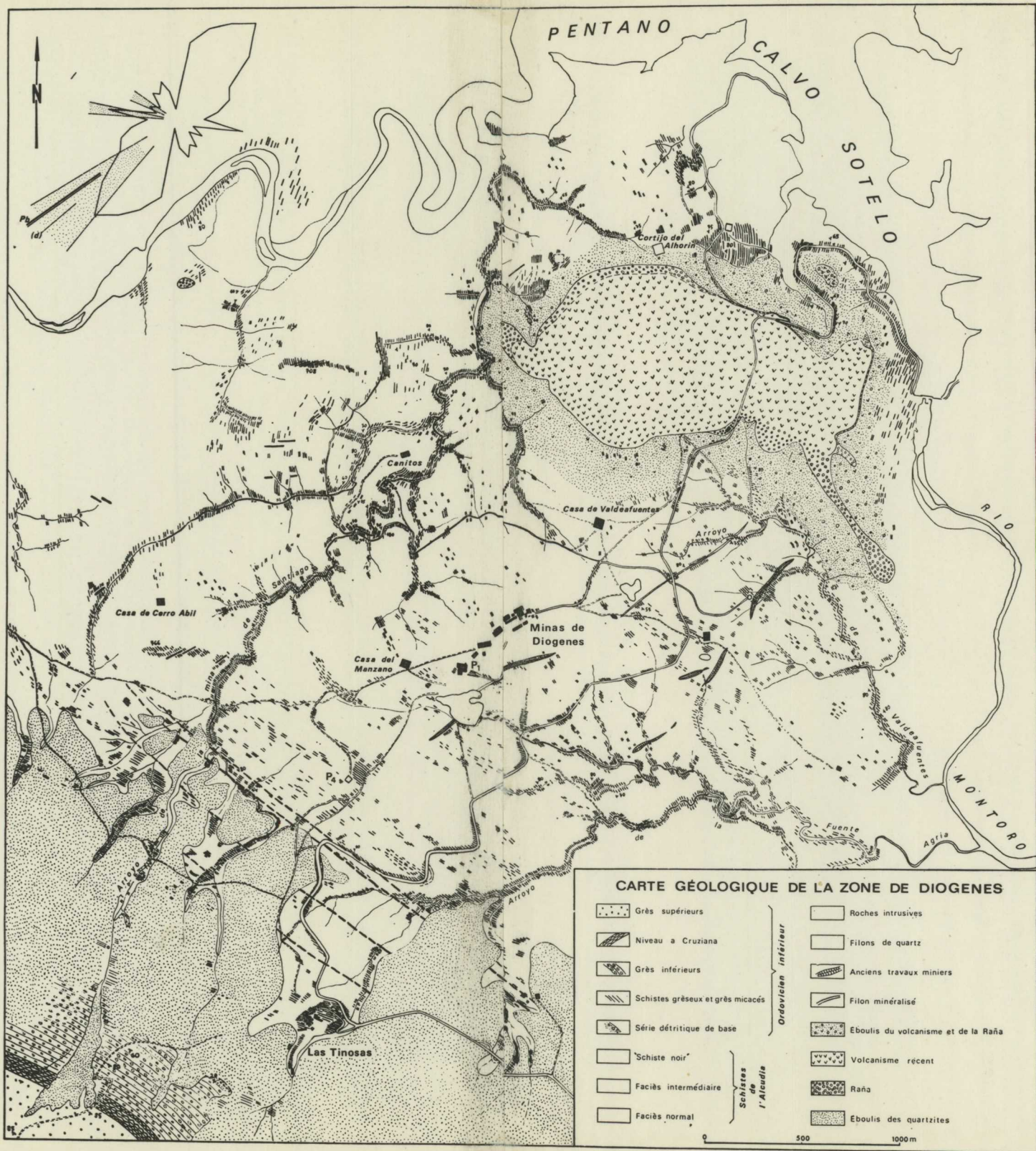


Fig. 36

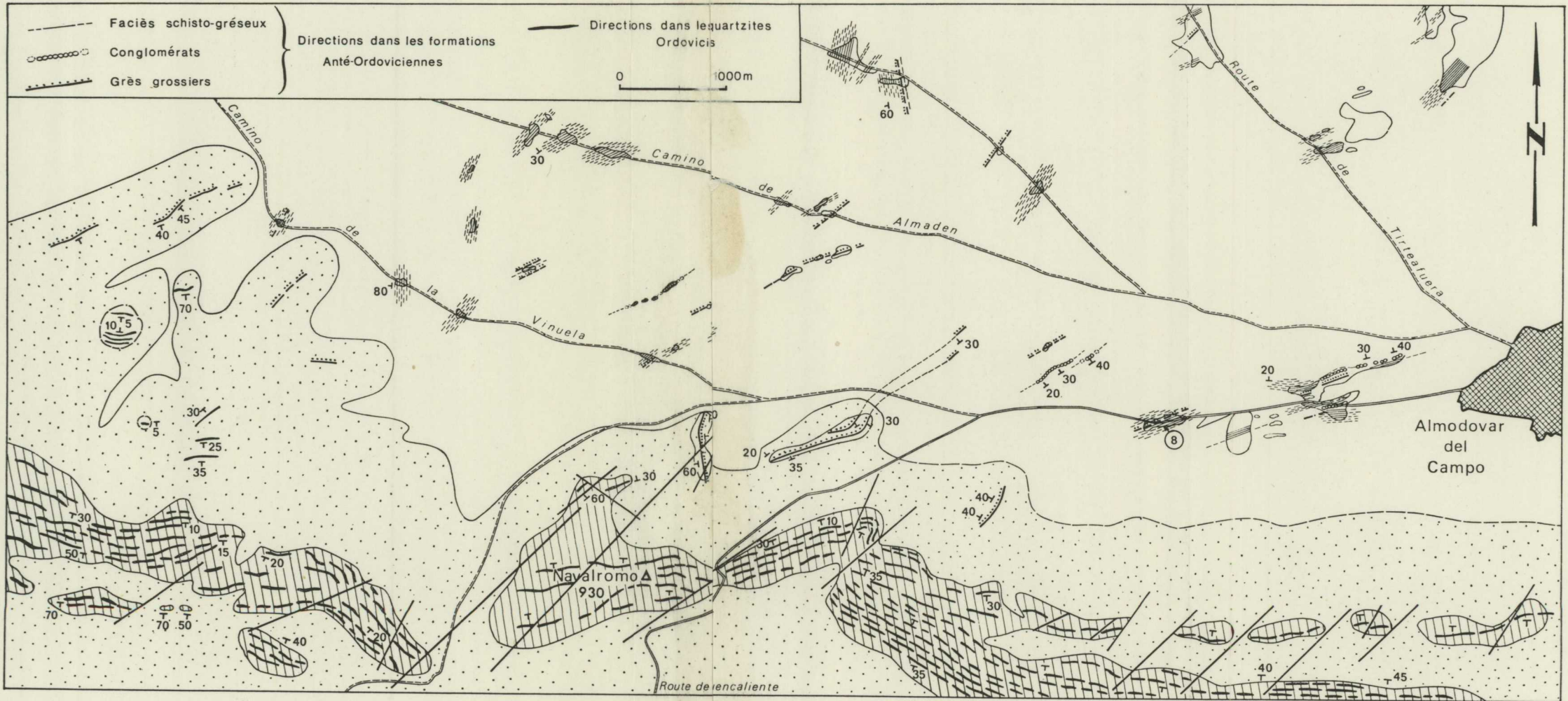


Fig. 43 Schéma structural de la plée du rio Tirteafuera à l'Ouest d'Almodóvar del Campo.

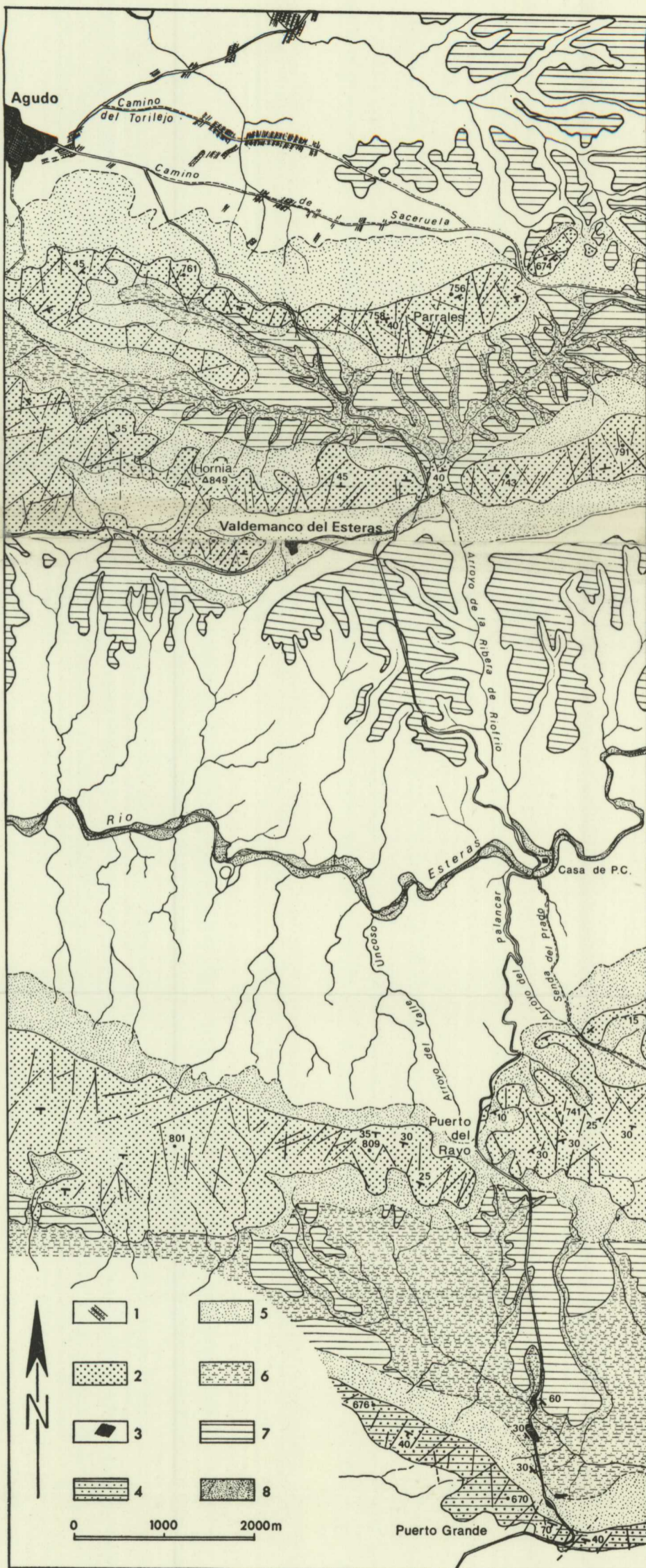
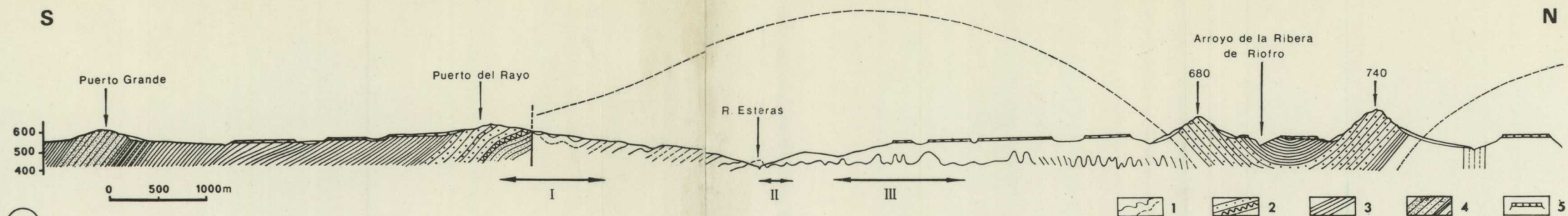
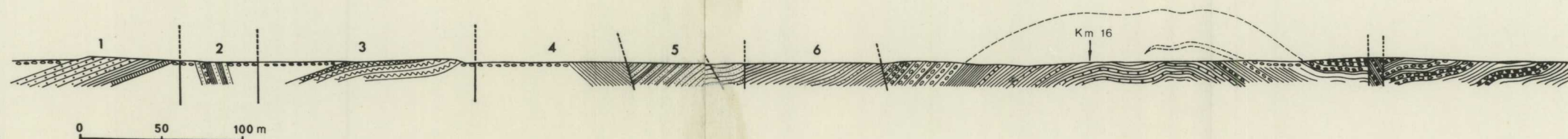


Fig. 45: Carte géologique d'un secteur de la vallée du rio Esteras et de la plaine d'Agudo.

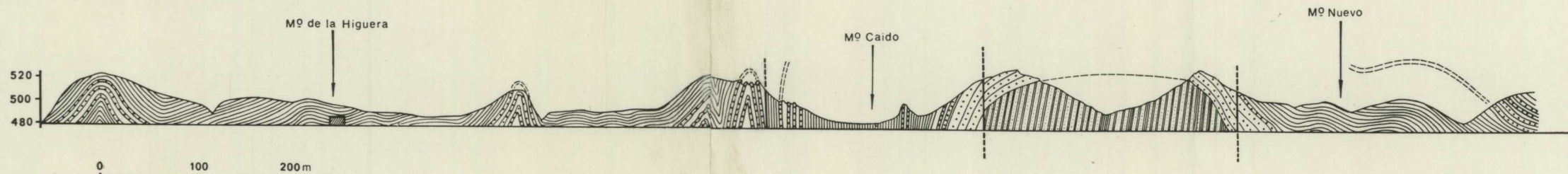
- 1.° Formations anté-ordoviciennes figurées en blanc dans la vallée du rio Esteras, en blanc mais avec des directions de bancs dans la plaine d'Agudo.
- 2.° Ordovicien inférieur.
- 3.° Schistes à *Calymène* (très rares affleurements visibles).
- 4.° «Cuarcita de Canteras» (base du Caradoc).
- 5.° Éboulis des quartzites.
- 6.° Alluvions récents, terrasses, éboulis des rañas, etc...
- 7.° Rañas plio-quaternaires.
- 8.° Alluvions du rio Esteras.



A
Coupe Générale



B
Coupe de détail I



C
Coupe de détail III

Fig. 46: Coupes dans la vallée du rio Esteras.

1) Coupe générale:

Depuis le Puerto Grande jusqu'au rio Esteras, son tracé correspond approximativement à celui de la route d'Almadén à Agudo. Au Nord du rio, il emprunte le ravin de l'arroyo de la ribera de Riofro.

- 1.º Terrains anté-ordoviciens, au cœur des anticlinaux (vallée du rio Esteras et plaine d'Agudo). On a figuré de manière ultraschématique les principales structures qu'il est possible d'y déceler. Les flèches horizontales I, II et III délimitent la position des coupes de détail dont le commentaire est conduit dans le texte.
- 2.º Quartzite à Cruziana (Arenig) dont la partie inférieure n'est pas visible, soit qu'elle disparaisse sous les éboulis, soit que le contact s'effectue par faille. Le liseré correspond au niveau à grandes pistes bilobées.
- 3.º Schistes à Calymène (Llandeilo). Un gisement fossilifère (talus de la route juste au sud du Km. 11, au pied du Puerto Grande) a livré quelques éléments de la faune classique de cet étage:

Placoparia tourneminei,
Neuseretus tristani,
Redonia sp.,
Orthidés,
Dalmanités sp.

- 4.º «Cuarcita de Canteras»: Par enrichissement progressif en bancs gréseux ou grésio-micacés, on passe progressivement des schistes à Calymène au niveau grésio-quartzitique de la base du Caradoc.
- 5.º Rañas plio-quaternaires.

II) Coupes de détail (dont la position est indiquée sur la coupe générale):

I: Coupe au Sud du Puerto del Rayo
Légende dans le texte.

II: Coupe sur la rive Nord du rio Esteras.
(Dans la suite du Texte, fig. 47).

III: Coupe dans le ravin de l'arroyo de la Ribera de Riofro
Explications dans le texte.