

N° 272

THÈSE

présentée à

l'UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE

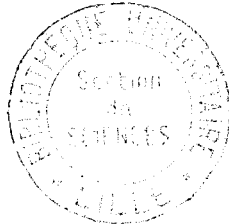
pour l'obtention du grade de
DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

par

Claude HEDDEBAUT

50376
1973
37

Études Géologiques
dans
les Massifs Paléozoïques Basques



Soutenu publiquement le 29 Mars 1973 devant la Commission d'Examen

JURY :

MM. Ch. DELATTRE		<i>Président et Rapporteur</i>
P. CELET	}	<i>Examineurs</i>
M. WATERLOT		
M. CLIN		<i>Membre invité</i>

PROFESSEURS TITULAIRES (suite)

M. HEUBEL Joseph	Chimie Minérale
M. JOLY Robert	Biologie (Amiens)
Me LENOBLE Jacqueline	Physique Expérimentale
M. LOMBARD Jacques	Sociologie
M. MONTARIOL Frédéric	Chimie Appliquée
M. MONTREUIL Jean	Chimie Biologique
M. POUZET Pierre	Informatique
Mme SCHWARTZ Marie-Hélène	Analyse Supérieure
M. TILLIEU Jacques	Physique Théorique
M. TRIDOT Gabriel	Chimie
M. VAILLANT Jean	Mathématiques
M. VIDAL Pierre	Automatique
M. VIVIER Emile	Biologie Animale
M. WERTHEIMER Raymond	Physique
M. ZEYTOUNIAN Radyadour	Mathématiques

PROFESSEURS A TITRE PERSONNEL

M. BOUISSET Simon	Physiologie Animale
M. DELHAYE Michel	Chimie
M. FLATRES Pierre	Géographie
M. LEBRUN André	Electronique
M. LINDER Robert	Botanique
M. LUCQUIN Michel	Chimie Physique
M. PARREAU Michel	Mathématiques Appliquées
M. PRUDHOMME Rémy	Droit et Sciences Economiques
M. SCHILTZ René	Physique

PROFESSEURS SANS CHAIRE

M. BELLET Jean	Physique
M. BILLARD Jean	Physique
M. BODARD Marcel	Botanique
M. BOILLET Pierre	Physique
M. DERCOURT Jean-Michel	Géologie
M. DEVRAINNE Pierre	Chimie Minérale
M. GOUDMAND Pierre	Chimie Physique
M. GRUSON Laurent	Mathématiques
M. GUIBAULT Pierre	Biologie
M. LACOSTE Louis	Biologie
M. LANDAIS Jean	Chimie
M. LEHMANN Daniel	Mathématiques
Mme LEHDMANN Josiane	Mathématiques
M. LOUCHEUX Claude	Chimie
M. MAES Serge	Physique
Mle MARQUET Simone	Mathématiques
M. MONTEL Marc	Physique
M. MONTUELLE Bernard	I.U.T. Lille
M. PANET Marius	I.E.E.A.
M. PROUVOST Jean	Minéralogie

MAITRES DE CONFERENCES (et chargés de fonctions)

M. ADAM Michel	Economie Politique
M. ANDRE Charles	Sciences Economiques

MAITRES DE CONFERENCES(et chargés de fonctions) - suite -

M. AMGRAND Jean-Pierre	Géographie
M. ANTOINE Philippe	Mathématiques
M. AUBIN Thierry	Mathématiques
M. BART André	Biologie
M. BEGUIN Paul	Mécanique des Fluides
M. BKOUCHE Rudolphe	Mathématiques
M. BOILLY Bénoni	Biologie
M. BONNEMAIN Jean-Louis	Biologie Végétale
M. BONNOT Ernest	Biologie Végétale
M. BOSCOQ Denis	Mathématiques
M. BRIDOUX Michel	Chimie
M. BRUYELLE Pierre	Géographie et Aménagement Spatial
M. CAPURON Alfred	Biologie Animale
M. CARREZ Christian	I.E.E.A.
M. CORDONNIER Vincent	Informatique
M. CORTOIS Jean	Physique
M. COULON Jean	I.E.E.A.
M. DEBOURSE Jean-Pierre	Sciences Economiques et Sociales
M. DEBRABANT Pierre	Sciences Appliquées
M. DELAUNAY Jean-Claude	Sciences Economiques et Sociales
M. DEPREZ Gilbert	Physique (I.U.T.)
M. DERIEUX Jean-Claude	Biologie (I.U.T.)
M. DOUKHAN Jean-Claude	Physique
M. DRIEUX Baudouin	I.E.E.A.
M. DYMENT Arthur	Mathématiques
M. ESCAIG Bertrand	Physique
Mme EVRARD Micheline	Chimie (I.U.T.)
M. FONTAINE Jacques André	Génie Electrique
M. FONTAINE Jacques Marie	I.U.T. Lille
M. FOURNET Bernard	I.U.T. Lille
M. FROELICH Daniel	Sciences Appliquées
M. GAMBLIN André	Géographie
M. GOBLOT Remi	Mathématiques
M. GOSSELIN Gabriel	Sociologie
M. GRANELLE Jean-Jacques	Sciences Economiques
M. GUILLAUME Henri	Sciences Economiques et Sociales
M. HERMAN Maurice	Physique
M. JOURNEL Gérard	Sciences Appliquées
Mlle KOSMANN Yvette	Mathématiques
M. KREMBEL Jean	Chimie
M. LABLACHE COMBIER Alain	Chimie
M. LAURENT François	Automatique
M. LAVAGNE Pierre	Sciences Economiques et Sociales
Mlle LEGRAND Denise	Mathématiques
Mlle LEGRAND Solange	Mathématiques
M. LENTACKER Firmin	Géographie et Aménagement Spatial
M. LEROY Jean-Marie	E.N.S.C.L.
M. LEROY Yves	Electronique
M. LHENAFF René	Géographie
M. LOCQUENEUX Robert	Physique
M. LOUAGE Francis	Sciences Appliquées
M. LOUCHET Pierre	C.U.E.E.P.
M. MAHIEU Jean-Marie	Physique (I.U.T.)
Mme MAILLET Monique	Sciences Economiques
M. MAIZIERES Christian	I.E.E.A.
M. MALAUSSENA Jean-Louis	Sciences Economiques et Sociales
M. MERIAUX Emile	Sciences de la Terre
M. MESSELYN Jean	Physique
M. MIGEON Michel	Chimie (Sciences Appliquées)

MAITRES DE CONFERENCES (et chargés de fonctions) - suite -

M. NICOLE Jacques	Chimie (E.N.S.C.L.)
M. PAQUET Jacques	Sciences Appliquées
M. PARSY Fernand	Mathématiques
M. PECQUE Marcel	Chimie
M. PERROT Pierre	Chimie
M. PERTUZON Emile	Biologie
M. PONSOLLE Louis	Chimie (Valenciennes)
M. POVY Jean-Claude	Sciences Appliquées
M. RACZY Ladislas	Physique
Mme RENVERSEZ Françoise	Sciences Economiques et Sociales
M. ROUSSEAU Jean-Paul	Physiologie Animale
M. ROY Jean-Claude	Biologie
M. SALMER Georges	Radio Electricité Electronique
M. SEQUIER Guy	Electronique
M. SIMON Michel	Psychologie
M. SLIWA Henri	Chimie
M. SMET Pierre	Physique
M. SOMME Jean	Géographie
Mlle SPIK Geneviève	Chimie Biologique
M. THERY Pierre	Calais
M. TOULOTTE Jean-Marc	Sciences Appliquées
M. TREANTON Jean-René	Sciences Economiques et Sociales
M. VANDORPE Bernard	Chimie Physique
M. VILLETTE Michel	Génie Mécanique
M. WERNER Georges	Informatique (I.U.T.)
M. WATERLOT Michel	Géologie
Mme ZINN JUSTIN Nicole	Mathématiques

S O M M A I R E

	Pages
Avant - propos	I
INTRODUCTION	V
I Généralités	V
II Historique des études	IX
PREMIERE PARTIE : STRATIGRAPHIE.	
Introduction	1
I La Région du Jarra et de l'Arradoy - Coupe de référence	3
II Le massif de Mendibelza	13
Le Dévonien supérieur	16
Le Carbonifère	22
III Le massif des Aldudes	28
Le synclinal de Château-Pignon	29
Le synclinal de l'Adarza	37
La Partie sud-ouest du massif des Aldudes	45
IV Le massif des Cinco-Villas	62
Le Dévonien de " type Aldudes-Mendibelza"	65
Les formations du Dévonien et du Carbonifère de "type Cinco-Villas "	75
Conclusion générale sur l'étude stratigraphique	90
DEUXIEME PARTIE : SEDIMENTOLOGIE .	
Chapitre premier : Données de la Granulométrie	92
Chapitre deuxième : Données de la Thermoluminescence	106
Note sur les Minéraux lourds et les Feldspaths des quartzites siegeniens	115
TROISIEME PARTIE : PALEO GEOGRAPHIE .	
Chapitre unique : La Paléogéographie des Pyrénées basques au Dévonien et au Carbonifère .	117

	Pages
QUATRIEME PARTIE : TECTONIQUE	
Chapitre premier : Etude analytique	129
I Existence d'un grand chevauchement d'âge hercynien dans la partie occidentale des Pyrénées basques	130
II Tectonique de l'Unité U 2	135
III Les Accidents cassants d'orientation N E - S W	145
Chapitre deuxième : Une hypothèse sur la situa- tion des Pyrénées basques dans l'oro- génèse hercynienne en Europe occidentale	148
 CINQUIEME PARTIE : METAMORPHISME .	
Chapitre unique : l'Anchi-Métamorphisme de l'Unité U 2	153
 SIXIEME PARTIE : PALEONTOLOGIE .	
Introduction	166
Chapitre premier : Les principaux niveaux fossi- lifères dévoniens du Pays basque et leurs associations fauniques	167
Chapitre deuxième : étude monographique .	
Brachiopodes	180
Lamellibranches	226
Trilobites	228
Tentaculites	234
 CONCLUSIONS GENERALES	236
 BIBLIOGRAPHIE	239
 PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	264
 TROIS DEPLIANTS CARTOGRAPHIQUES HORS TEXTE.	
I Région du Jarra et de l'Arradoy	
II Massif des Aldudes	
III Partie orientale du massif des Cinco-Villas	

- - - - -
- - - - -
- - - - -
- - -

AVANT PROPOS

C'est en 1965 que mes Maîtres, Monsieur le Chanoine G. DUBAR et Mademoiselle D. LE MAITRE, tous deux professeurs à la Faculté libre des Sciences de Lille, me conseillèrent de prolonger en une thèse de Doctorat d'Etat, un premier travail que j'avais réalisé dans une zone limitée des massifs basques. Le Paléozoïque de ce segment de la Chaîne pyrénéenne restait, en effet, encore peu connu malgré les travaux antérieurs, parmi lesquels celui de J.W. LAVERDIERE avait fait date. De plus, la richesse en faunes de ces formations présentait beaucoup d'intérêt pour un laboratoire comme celui de la Faculté libre des Sciences de Lille, spécialisé depuis longtemps en Paléontologie stratigraphique.

Je tiens tout d'abord à exprimer ma profonde reconnaissance à mes Maîtres qui m'ont aidé, au long de ces années de recherche, non seulement par leur compétence mais aussi par leurs encouragements constants. Monsieur le Chanoine DUBAR en m'accompagnant plusieurs fois au Pays basque, m'a fait bénéficier de sa riche expérience de géologue de terrain. Il a ensuite largement contribué à me faire préciser mes observations et à les synthétiser. Mademoiselle LE MAITRE, Directeur scientifique au C.N.R.S., m'a initié, pour sa part, à la Paléontologie, n'hésitant pas à consacrer beaucoup de son temps à me former concrètement dans cette discipline où elle avait acquis une autorité incontestée. Que tous deux veuillent bien accepter ici l'expression de ma respectueuse et sincère gratitude pour tout le dévouement dont ils ont fait preuve à mon égard.

Je veux également remercier Monsieur le Professeur Ch. DELATTRE, de l'Université des Sciences et Techniques de Lille,

d'avoir accepté d'être le Président du Jury et le Rapporteur de ma thèse. Ses conseils avisés, ainsi que ceux de Messieurs P. CELET, Professeur, et M. WATERLOT, Maître de Conférences, à la même Université, ont beaucoup facilité la rédaction de ces pages.

Dès le début de mes recherches, Monsieur le Professeur M. CLIN, de l'Université de Bordeaux I, m'a très aimablement accueilli dans son laboratoire, parmi l'équipe de chercheurs qu'il dirige. Grâce à lui j'ai pu bénéficier de la compétence de mon ami J. MULLER dans une discipline qui m'était peu familière. Une collaboration amicale de plusieurs années, un affrontement continu aux mêmes difficultés toujours renouvelées, m'ont convaincu de l'utilité du travail en équipe dans un terrain difficile comme celui du Pays basque.

A la Faculté libre des Sciences de Lille, ma collègue, Mademoiselle D. BRICE m'a apporté un soutien précieux et éclairé dans la détermination de fossiles, certes abondants, mais dont l'état de conservation laissait souvent à désirer. J'ai par ailleurs toujours trouvé auprès d'elle un appui moral clairvoyant et amical.

Grâce à l'accord de la " Comisión Nacional de Geología " j'ai pu prolonger mon champ d'étude en territoire espagnol, dans le Massif des Cinco-Villas en particulier. Je tiens à remercier cet organisme de la largeur de vue dont il a témoigné en m'accueillant, ainsi que de nombreux géologues étrangers, sur son territoire national.

Au Centre de Recherches de la S.N.P.A. de Pau, j'ai pu bénéficier de la collaboration de Monsieur J. LE FEVRE qui a accepté d'étudier toute la microfaune que je lui soumettais. Grâce à ses déterminations plusieurs niveaux stratigraphiques de la série paléozoïque basque ont pu être datés pour la première fois. Au cours de nos échanges, j'ai pu apprécier son dévouement, son ouverture clairvoyante à tous les problèmes de Paléontologie stratigraphique et l'intérêt qu'il porte, pour leur solution, à une collaboration étroite entre micro.et macropaléontologistes.

Sur le plan paléontologique également j'ai contracté une dette de reconnaissance envers Mademoiselle J. DROT du Muséum d'Histoire naturelle de Paris. Elle m'a fait bénéficier de sa connaissance approfondie de plusieurs groupes de Brachiopodes

et m'a aidé dans la détermination de leurs représentants au Pays basque.

Monsieur P. DOLLE, chef du Laboratoire de Pétrographie minière des H.B.N.P.C. a été mon guide dans les études de granulométrie que j'ai effectuées sur les grès et quartzites siegeniens. Ses conseils m'ont été précieux dans la synthèse des résultats acquis et dans la rédaction du chapitre correspondant. Qu'il veuille bien accepter ici mes vifs remerciements.

A la Faculté Polytechnique de Mons (Belgique) j'ai particulièrement apprécié la qualité d'accueil de Monsieur A. BEUGNIES . Il a su m'assurer le concours de solides compétences. Dans ce laboratoire, Monsieur J.M. CHARLET m'a initié avec beaucoup de dévouement aux techniques de la thermoluminescence et à leur utilisation en Sédimentologie. Très aimablement, il a accepté de revoir l'exposé des conclusions qui se sont dégagées de l'étude. Je tiens à lui témoigner ici toute ma reconnaissance. Les résultats acquis en ce domaine m'ont en effet beaucoup aidé pour la reconstitution paléogéographique.

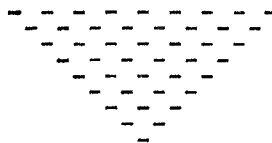
Les méthodes classiques de la Stratigraphie et de la Paléontologie s'étaient avérées inefficaces dans l'analyse de l'épaisse et monotone série schisteuse siluro-gédinnienne du Pays basque. Son étude aux Rayons X a été effectuée au Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la surface de Strasbourg par les soins de Monsieur G. DUNOYER de SEGONZAC . Si cette étude n'a pas apporté tous les résultats escomptés sur le plan stratigraphique, elle a, par contre, mis en évidence l'existence, au Pays basque, d'un type de métamorphisme qui s'accorde bien avec les données tectoniques. Tout le mérite en revient à Monsieur G. DUNOYER que je remercie sincèrement pour sa collaboration très amicale.

Monsieur LIENARD, ingénieur de l'Institut Supérieur d'Agriculture, s'est chargé, sur ma demande, de l'analyse, au spectrophotomètre de flamme, d'échantillons carbonatés du Dévonien inférieur. Le temps lui a manqué pour achever complètement cette étude mais les résultats acquis ont apporté une contribution non négligeable à la paléogéographie des formations dolomitiques emsiennes.

Mes recherches ont nécessité des séjours prolongés et coûteux sur le terrain. En acceptant de me nommer Collaborateur auxiliaire pour la Carte de Saint-Jean-Pied-de-Port le Service de la Carte géologique puis le B.R.G.M. m'ont apporté une aide matérielle fort utile dont je leur suis très reconnaissant.

Je ne pourrai citer ici tous les chercheurs, techniciens et nombreux amis qui, à des titres divers, ont contribué à l'élaboration et à la réalisation technique de ce mémoire, tant à la Faculté libre des Sciences, qu'à l'Institut Supérieur d'Agriculture ou à l'Université des Sciences et techniques de Lille. Je veux pourtant remercier spécialement ma soeur, Madame REVERBERI-HEDDEBAUT pour tout le soin et la patience qu'elle a apportés, malgré ses occupations, à la dactylographie de ce mémoire.

Enfin ma reconnaissance va à tous mes amis du Pays basque, des deux cotés de la frontière. Leur délicatesse et leur aimable hospitalité ont souvent atténué ce qu'a d'aride à certains jours le travail sur le terrain. Qu'ils voient dans ce travail un modeste hommage rendu à leur beau pays !



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

1.- Généralités.

Les massifs paléozoïques basques, qui font l'objet de cette étude, constituent à l'Ouest des Pyrénées, les derniers affleurements du socle de la chaîne (fig. 1). La zone primaire axiale, en effet, au méridien du Pic d'Anie, s'ennoie brutalement sous la couverture sédimentaire post-hercynienne du flanc ouest de cette montagne. La réapparition du matériel primaire et cristallophyllien dans le Pays basque ne se fait pas dans le prolongement de cette zone axiale mais avec un net décalage vers le Nord ; de plus ce matériel ne forme plus alors une bande continue mais se présente en massifs disjoints. Il est d'ailleurs difficile de retrouver également dans la couverture mésozoïque et tertiaire du Pays basque la continuité des deux zones typiques du versant nord des Pyrénées - zone nord-pyrénéenne et zone sous pyrénéenne - ainsi que les accidents qui les individualisent si nettement du Gave d'Oloron à la Méditerranée : front axial et front nord-pyrénéen. Du point de vue morphologique, la distinction de deux versants des Pyrénées tend elle-même à s'estomper : les Pyrénées basques avec leurs sommets ne dépassant guère 1500 m et leurs cols se situant jusqu'à moins de 600 m, ne constituent nullement une barrière continue comme le fait la zone axiale.

Avec P. LAMARE (par ex. 1950, p. 5 - 19 .) on peut distinguer cinq grandes unités paléozoïques formant les terrains anciens du Pays basque, bien que cette subdivision, comme il apparaîtra dans ce travail, ne soit pas la plus naturelle du point de vue stratigraphique et structural. Dans l'ensemble, elles dessinent une sorte de Z surbaissé (fig. 2). A l'Est, les massifs jumeaux d'Igouance et de Mendibelza en dessinent la branche inférieure. L'existence,

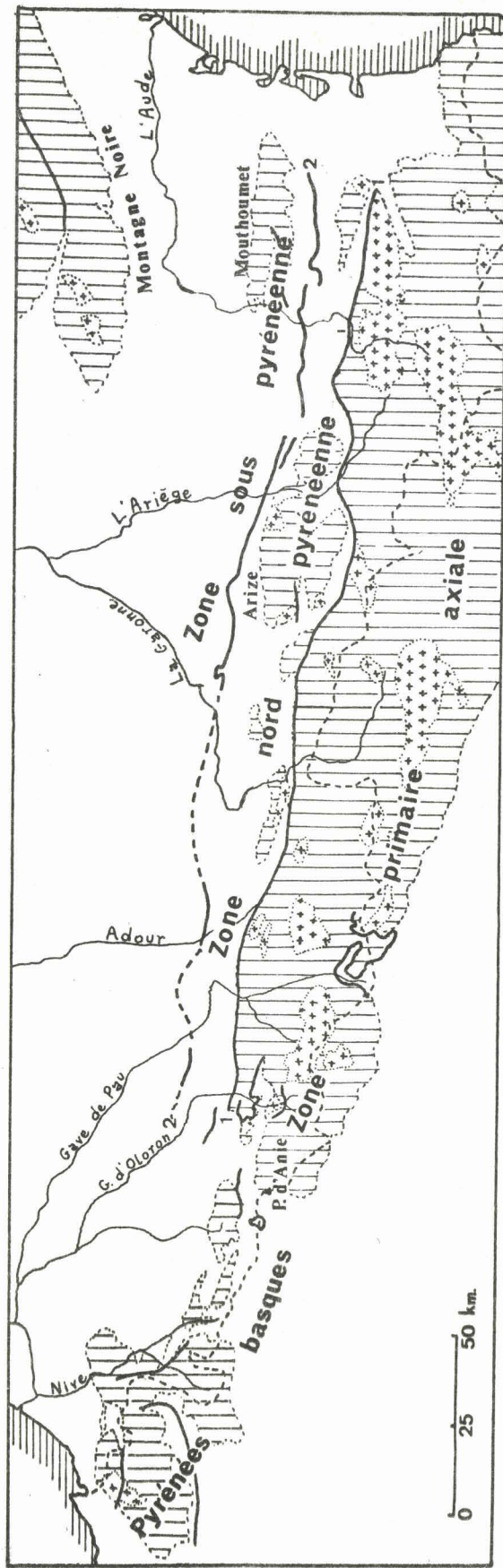


Fig. 1—Situation des Pyrénées basques dans l'ensemble de la Chaîne pyrénéenne

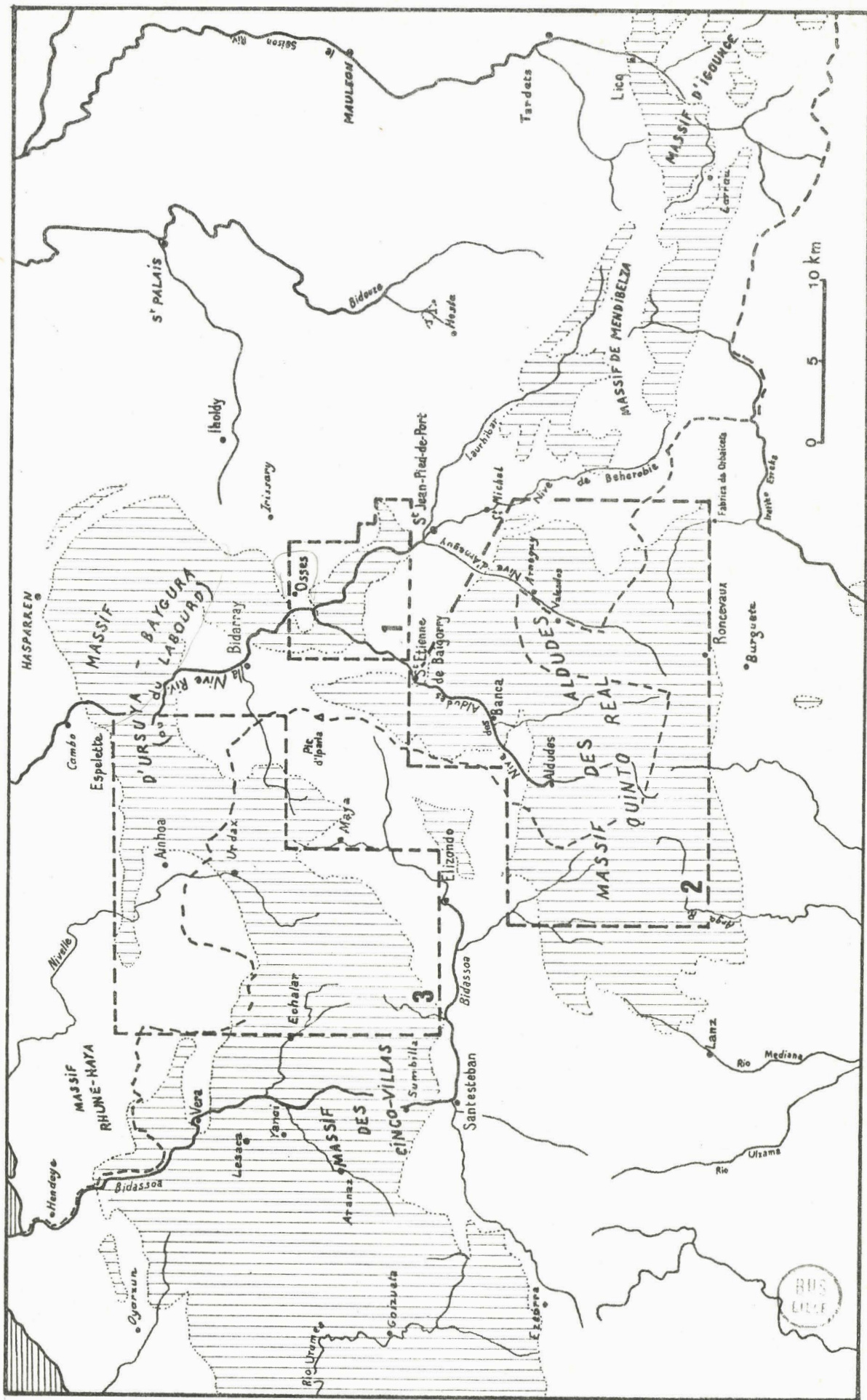


presqu'exclusivement dans ces unités, d'une épaisse couverture de poudingues d'âge crétacé - poudingues de Mendibelza - comme leur stratigraphie paléozoïque, leur donnent une grande homogénéité. Les structures y ont par ailleurs une orientation dominante WNW - ESE qui est la direction générale de la chaîne. Au Nord, le massif de Mendibelza est limité par le synclinal jurassique et crétacé inférieur des Arbailles qu'on peut considérer comme le prolongement le plus occidental du sillon nord-pyrénéen mais sans qu'on y connaisse le métamorphisme caractéristique. Sur la bordure septentrionale de ce synclinal, deux brachyanticlinaux - ceux d'Hosta et de la haute Bidouze - font réapparaître un peu de matériel primaire (Stéphanien à plantes).

La branche inclinée du Z est formée par les massifs des Aldudes-Quinto-Real et celui de l'Ursuya-Baygura. L'orientation subméridienne de ces deux massifs, sur quarante kilomètres d'Hasparren à Roncevaux, l'inflexion de la frontière vers le Sud à leur niveau, correspondent à des directions structurales majeures de leur bordure ouest dont l'importance est capitale dans la géologie du Pays basque. Le massif des Aldudes-Quinto-Real a une forme vaguement triangulaire. Il est séparé, au Sud, par un accident, du Crétacé sud-pyrénéen. Le Paléozoïque réapparaît pourtant en deux petits affleurements au S de Burguete. Le massif de l'Ursuya-Baygura comprend à son extrémité nord la masse des terrains cristallophylliens, pénétrés de granite, du Labourd. De sa partie méridionale se détachent deux apophyses de terrains primaires : l'une partant vers le S E correspond aux quartzites ordoviciens du Baygura et aux affleurements dévoniens de la région du Jarra-Arradoy (Dépliant 1), l'autre dirigée vers le S W constitue, au moins pour sa partie occidentale, un simple prolongement du massif des Cinco-Villas. Les massifs des Aldudes-Quinto-Real et de l'Ursuya-Baygura sont séparés l'un de l'autre par le Permo-Trias particulièrement épais de la région Elizondo-Maya à l'W et de la dépression Saint-Jean-Pied-de-Port-Baygorry à l'E.

La branche supérieure du Z est formée par le grand massif des Cinco-Villas situé presque totalement en territoire espagnol. Essentiellement schisteux, sa stratigraphie est originale par rapport à celle des massifs basques situés plus à l'E. Il est traversé au Nord, comme le petit massif satellite de La Rhune-Haya, par un granite très semblable à celui du Labourd, le granite de Haya-Trois Couronnes.

Pays très arrosé, et de ce fait très couvert, le Pays basque est drainé par de nombreux cours d'eaux. A ce point de vue, les massifs paléozoïques se situent presque entièrement sur



Affleurements paléozoïques Limites des secteurs cartographiés avec Frontière

 Les numéros des dépliant correspondants franco-espagnole

Fig.2 Les Massifs Paléozoïques Basques – Croquis de situation

le versant atlantique des Pyrénées. Seuls quelques lointains tributaires de l'Ebre, l'Iraty, le Rio Arga, prennent leur source dans les terrains primaires. Le système hydrographique le plus important est celui des Nives. La Grande Nive qui rejoint l'Adour à Bayonne, est formée elle-même par la confluence, au N E du massif des Aldudes, de la Nive des Aldudes, de la Nive d'Arneguy, de la Nive de Beherobie et du Laurhibar. Le Massif d'Igouze est traversé par le Saison qui, après avoir arrosé Tardets et Mauléon, se jette dans le Gave d'Oloron. A l'W du système des Nives, la Bidassoa, après avoir coulé dans la dépression de Maya-Elizondo, traverse du S au N le massif des Cinco-Villas pour former la frontière franco-espagnole non loin de l'Océan.

2.- Historique des études.

Les premiers géologues qui ont étudié le Pays basque ont été d'abord des stratigraphes et des paléontologistes. Parmi eux, P.W. STUART-MENTEATH, dont les publications sur le Pays basque s'étagent de 1880 à 1924, occupe une place importante. Si ses nombreuses notes manquent parfois de clarté et sont souvent très polémiques, il faut néanmoins reconnaître qu'il a identifié de nombreux niveaux stratigraphiques du Paléozoïque à partir de faunes, en particulier dans le Dévonien. Parmi les géologues espagnols, L. MALLADA (1882) apporte également une contribution importante à l'établissement d'une base stratigraphique des terrains primaires.

La première décennie du siècle voit l'élaboration du côté français des premières grandes cartes géologiques au 80.000^é. P. TERMIER présente la feuille de Saint-Jean-Pied-de-Port en 1907, L. CAREZ et E. FOURNIER, celle de Mauléon en 1910. Elles sont encore très schématiques en ce qui concerne le Paléozoïque. Sur la feuille de Saint-Jean, par exemple, l'Ordovicien occupe une place énorme par rapport au Dévonien, ceci malgré des contours plus exacts déjà donnés par P.W. STUART-MENTEATH. Sur la carte de Mauléon, presque tout le Paléozoïque est figuré comme carbonifère. Ces travaux cartographiques ont obligé néanmoins leurs auteurs à approfondir la succession stratigraphique. C'est ainsi qu'E. FOURNIER a identifié le Gédinnien au Nord de Saint-Jean et le Dévonien moyen au Pic Adarça. Un premier état très complet des résultats de la recherche géologique au Pays basque est donné par L. CAREZ (1903-1909).

Les travaux de cartographie et de géologie structurale qui suivent sont menés par L. BERTRAND (1911) et son élève

P. VIENNOT (1927), malheureusement trop exclusivement orientés par les théories nappistes. Celles-ci sont violemment critiquées par P.W. STUART-MENTEATH et E. FOURNIER, mais ce n'est pas toujours avec les arguments les plus valables. Il faudra pratiquement attendre les multiples observations de P. LAMARE pour que soit définitivement éliminées des conceptions reposant souvent sur des généralisations hatives.

o Du coté espagnol, les travaux de PALACIOS aboutissent à la publication en 1919 d'une carte géologique au 400000^é du massif des Cinco-Villas et de la partie espagnole du massif des Aldudes.

Vers les années 30, le travail stratigraphique reprend. G. DUBAR dont les recherches portent surtout sur le Mésozoïque, identifie le Dévonien supérieur dans le massif de Mendibelza (1925 et 1928). Il retrouve dans le même massif les Céphalopodes carbonifères du gisement de Mondette (1931). Le travail de J.W. LAVERDIERE (1930) représente une étape importante dans la synthèse stratigraphique du Pays basque. S'appuyant sur de nombreux gisements fossilifères, l'auteur établit une succession allant de l'Ordovicien au Carbonifère inférieur tant dans le massif de Mendibelza que dans ceux des Aldudes, de l'Ursuya-Baygura et de Cinco-Villas. Le Dévonien inférieur retient particulièrement son attention : à l'intérieur du Coblencien, il distingue le Siegenien et l'Emsien. C'est dans ce dernier sous-étage qu'il range de nombreux calcaires attribués par ses devanciers au Dévonien moyen. Il dresse enfin une carte géologique dans le massif des Aldudes où il est amené à réduire considérablement les affleurements attribués à l'Ordovicien sur la première feuille de St Jean-Pied-de-Port au 80.000^é.

Du coté espagnol, il faut citer, à la même époque, les travaux stratigraphiques et paléontologiques du géologue allemand H. SCHMIDT (1931) qui identifie dans le massif des Cinco-Villas une discordance préstéphanienne.

P. LAMARE s'est intéressé surtout aux terrains mésozoïques du Pays basque. On lui doit en particulier la description détaillée du grand accident appelé par lui " Nappe des Marbres " au Sud du massif des Cinco-Villas (1936), la mise en évidence des accidents anté-aptiens (1942), la détermination de l'âge crétacé et non permien, des poudingues de Mendibelza (1945a). Plusieurs de ses

travaux ont porté cependant sur le Paléozoïque (1938, 1939, 1942, 1945a, 1954, 1956) Il a présenté en particulier une bonne coupe du Dévonien inférieur de la région de Banca (1938) y distinguant trois niveaux caractéristiques. Il montre en 1945 la présence au Pays basque de la faune géante de Graptolites de Sardaigne. Il publie en 1963 la seconde édition de la carte de St Jean-Pied-de-Port au 80.000^e, utilisant à la fois les données de ses devanciers et celles recueillies par lui-même sur le terrain. Si ses contours du côté français marquent un progrès considérable par rapport à la 1ère édition, il faut reconnaître que du côté espagnol ils sont assez approximatifs, de l'aveu même de l'auteur, empêché par la guerre civile espagnole et la 2^e guerre mondiale de compléter sa documentation. Reprenant le travail de L. CAREZ, il publie dans ses travaux de 1942 et 1945b une importante bibliographie sur les Pyrénées.

A partir de 1959, de fructueuses recherches sont entreprises dans le Pays basque espagnol par les géologues allemands de l'École de Clausthal. Du Valcarlos à la partie S W du massif des Aldudes et au Massif des Cinco-Villas, de multiples études régionales marquent l'activité de cette équipe de chercheurs, tant au point de vue stratigraphique, pétrographique et paléontologique que structural. Citons, en nous limitant au Paléozoïque, A. PILGER (1959 et 1973), R. ADLER et D. RICHTER (1961), K. MOHR et A. PILGER (1965), H.U. de BOER et K. MOHR (1966), H. REQUADT (1966, 1971, 1972), M. WIRTH (1967), R. ADLER (1968), K. KLARR (1971), H.F. KRAUSSE (1973). Parmi les résultats les plus importants acquis par ce groupe, il faut signaler la mise en évidence d'un chevauchement du Dévonien et du Silurien sur le Carbonifère dans la région de Maya, la vallée de l'Aritzacun, et la partie orientale du Massif des Cinco-Villas, ainsi qu'une analyse stratigraphique et une cartographie détaillées de la partie espagnole du massif des Aldudes.

Parmi les travaux de géologues français, plusieurs études récentes dont le centre d'intérêt est d'abord métallogénique, sont à mettre à l'actif du laboratoire de Géologie appliquée de la Sorbonne. G. DAMESTOY (1961) donne un aperçu, malheureusement peu documenté du point de vue paléontologique, de la stratigraphie du Dévonien inférieur au S W des aldudes. A. CHESTERIKOFF (1963-1964) étudie les petits affleurements paléozoïques situés au S du Massif des Aldudes. Ph. LAGNY (1963) se consacre à l'étude du secteur difficile de la région à l'Est d'Ainhoa et Ph. MAILLARD (1966) à celui du Valcarlos.

Dans les massifs de Mendibelza et d'Igouze, après la découverte dans ce dernier massif du Dévonien supérieur par

M. CASTERAS (1961), plusieurs de ses élèves, J.P. PARIS (1964), M. FREY et J. GALHARAGUE (1967) reprennent l'étude de la stratigraphie du paléozoïque de la partie orientale du Pays basque. Leurs travaux servent à la seconde édition de la feuille de Mauléon (1969) .

Mon propre travail dans le Paléozoïque des Pyrénées basques a d'abord été une étude stratigraphique et paléontologique de la partie du Massif des Aldudes située à l'E. de la Nive des Aldudes. Les résultats en ont été publiés en 1965, 1966 et 1967. Reprenant l'étude du terrain en vue de ce mémoire, j'orientais mes recherches dans les directions principales suivantes :

- établir une stratigraphie d'ensemble du Paléozoïque des massifs basques qui puisse éventuellement dégager des différences de facies sensibles depuis le massif d'Igouze jusqu'à celui des Cinco-Villas, sans se limiter à des secteurs trop rapprochés les uns des autres.
 - tenter d'appliquer à certains niveaux bien datés paléontologiquement des méthodes d'analyse sédimentologique comme la granulométrie et la thermoluminescence non encore utilisées au Pays basque et qui puissent servir, avec la stratigraphie, à établir une paléogéographie de la région au Dévonien et au Carbonifère
 - tenter de résoudre le problème que posait le surgissement selon une direction méridienne du massif des Aldudes et de l'Ursuya-Baygura, problème qui préoccupait déjà P. LAMARE (1942, p. 98).
 - enfin la richesse en macrofaune du Dévonien inférieur du Pays basque justifiait une étude approfondie des fossiles recueillis et une recherche de la microfaune éventuellement associée.
-

PREMIÈRE PARTIE :

STRATIGRAPHIE

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

Cette section du mémoire comportera quatre subdivisions :

- 1° Etude d'une coupe de référence dans la région du Jarra et de l'Arradoy, au N N W de Saint-Jean-Pied-de-Port .
- 2° Stratigraphie du massif de Mendibelza.
- 3° Stratigraphie du massif des Aldudes.
- 4° Stratigraphie du massif des Cinco-Villas et de ses annexes.

Les indications topographiques données dans le texte se réfèrent :

- pour le territoire français : à la carte de France au 25.000^é de " l'Institut Géographique National " .
- pour le territoire espagnol : à la carte au 50.000^é de " l'Instituto Geografico y Cadastral " d'Espagne.

Les gîtes fossilifères auxquels il sera fait référence sont indiqués :

- A) sur les dépliant cartographiques avec les conventions suivantes :
- + pour la région du Jarra et de l'Arradoy : NSJ Dépliant I
 - + pour le massif des Aldudes
 - synclinal de l'Adarça : Ad)
 - synclinal de Château-Pignon : Ay, MB, AH, B) Dépliant II
 - partie S W du massif : Ald)
 - + pour le massif des Cinco-Villas : CV , Ain Dépliant III

B) sur la figure 5, pour les gîtes du Massif de Mendibelza
avec la convention : Beh

Les gîtes fossilifères de J.W. LAVERDIERE sont indiqués par Lav ,
ceux de P. LAMARE par Lam .

Le tableau de la fig. 3 donne les corrélations
utilisées dans le texte entre les zones de Conodontes et les zones
de Céphalopodes dans le Dévonien supérieur et le Carbonifère .

	ZONATION A CEPHALOPODES	ZONATION A CONODONTES
NAMU - RIEN	Zone à <u>Eumorphoceras</u>	E 2 E 1
VISEEN	Zone à <u>Goniatites</u>	Cu III
	Zone à <u>Pericyclus</u>	Cu II S Cu II β/γ Cu II α
TOURVAISIEN	Zone à <u>Gattendorfia</u>	Cu I
STRU- NIEN	Zone à <u>Wocklumeria</u>	do VI
FAMENNIEN SUPERIEUR	Zone à <u>Gonioclymenia</u>	do V
	Zone à <u>Platyclymenia</u>	do IV
		do III β
		" α
FAMENNIEN INFERIEUR	Zone à <u>Cheiloceras</u>	do II β
		do II α
	?	do I / II do I S ?
FRAS - NIEN	Zone à <u>Manticoceras</u>	do I S



A ← ————— → B

Fig. 3 - Correlation des zones de Conodontes et des zones de Cephalopodes dans le Dévonien supérieur et le Carbonifère

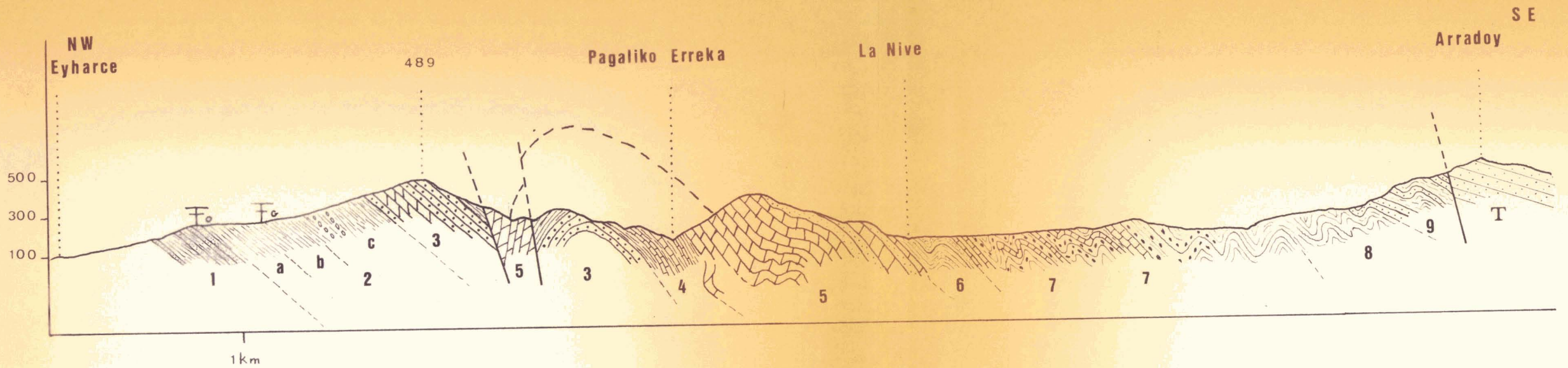
A-B : d'après ZIEGLER, 1962 (do), VOGES, 1959 (Cu I et II), BISCHOFF, 1957 (Cu III) .

I) LA REGION DU JARRA ET DE L'ARRADOY - COUPE DE REFERENCE

Cette région est délimitée, au N, par la dépression triasique d'Ossès, à l'E, par le bassin crétacé d'Irissary, au S, par les sommets triasiques de l'Arradoy et du Jarra, à l'W, par la crête, également triasique, qui domine, dans cette direction, le village de Saint-Martin-d'Arrossa (Dépliant I). Dans la nomenclature des massifs basques établis par P.LAMARE (1950), elle correspond à l'extrémité S E du massif de l'Ursuya (Labourd)-Baygorra . Elle montre l'une des successions les plus complètes, de l'Ordovicien au Frasnien, du Paléozoïque du Pays basque ; c'est pourquoi je l'utiliserai souvent comme coupe de référence dans la suite de ce travail .

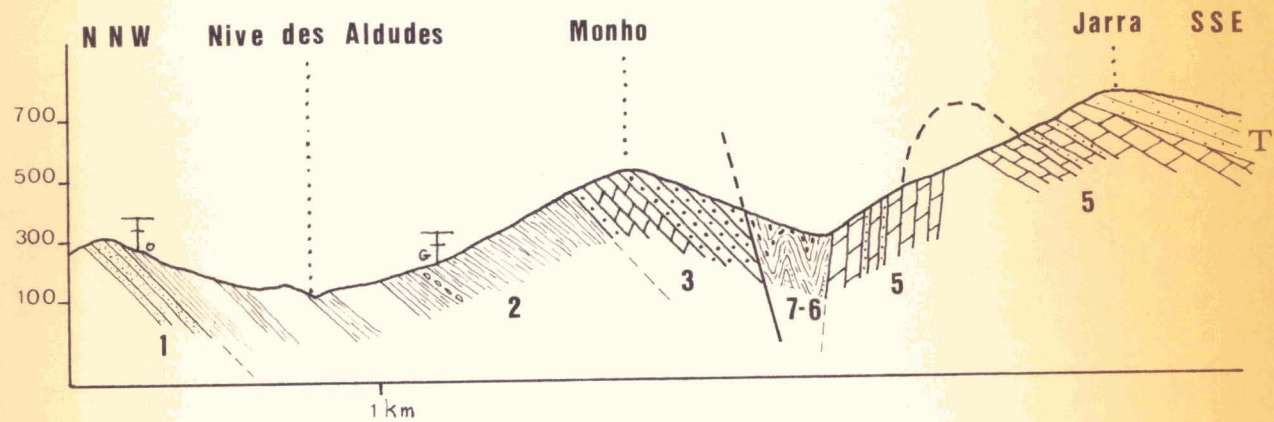
Au point de vue tectonique, le trait marquant de cette région est l'existence d'un grand pli anticlinal de direction N 60 ° E, déversé vers le N W et plongeant vers le S W . Cette structure vient buter au N W contre une faille de même direction . Trois coupes parallèles orientées N W - S E (fig. 4 A-B-C) ont été levées ; la plus longue - Coupe C - va des abords du hameau Eyharce, au confluent de la Nive des Aldudes avec la grande Nive, jusqu'au Pic d'Arradoy (3,5 km au N de Saint-Jean-Pied-de-Port) C'est elle qui sera surtout décrite ici . On observe, de bas en haut stratigraphiquement, les termes suivants :

I - Schistes gris-bleu, ardoisiers, très durs, alternant avec des bancs de quartzite gris à mica blanc détritique . Ces derniers représentent les bancs tout à fait supérieurs de la formation de quartzites et schistes à Bilobites du massif de Baygorra au N d'Ossès . Alors qu'ils ont dans ce massif un pendage général vers l'W, on les voit, près de Saint-Martin-d'Arrossa, effectuer une torsion et prendre la direction N 60 ° qui sera celle de la coupe . Le pendage est en moyenne de 40 ° vers le S E .

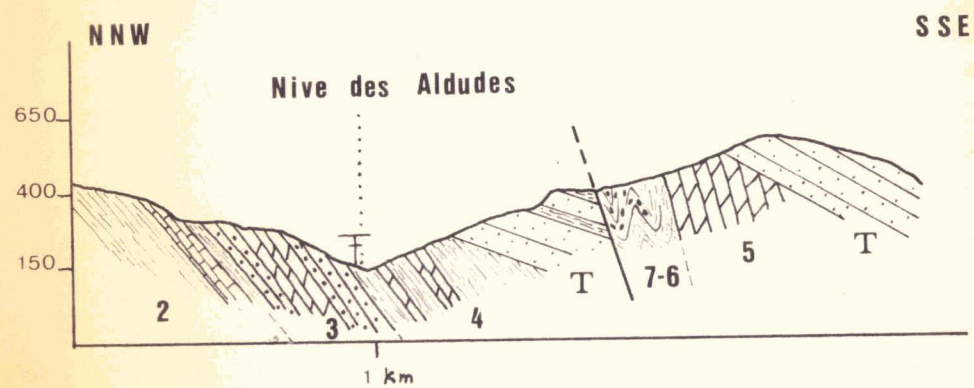


COUPE C (Coupe de référence)

- | | |
|--------------------------|-------------------|
| 5 Emsien | T Trias |
| 4 Sieg. sup. - Ems. inf. | 9 Frasnien |
| 3 Siegenien | 8 } Dévonien moy. |
| 2 Siluro-gédianien | 7 } |
| 1 Ordovicien | 6 Couvinien inf. |



COUPE B



COUPE A

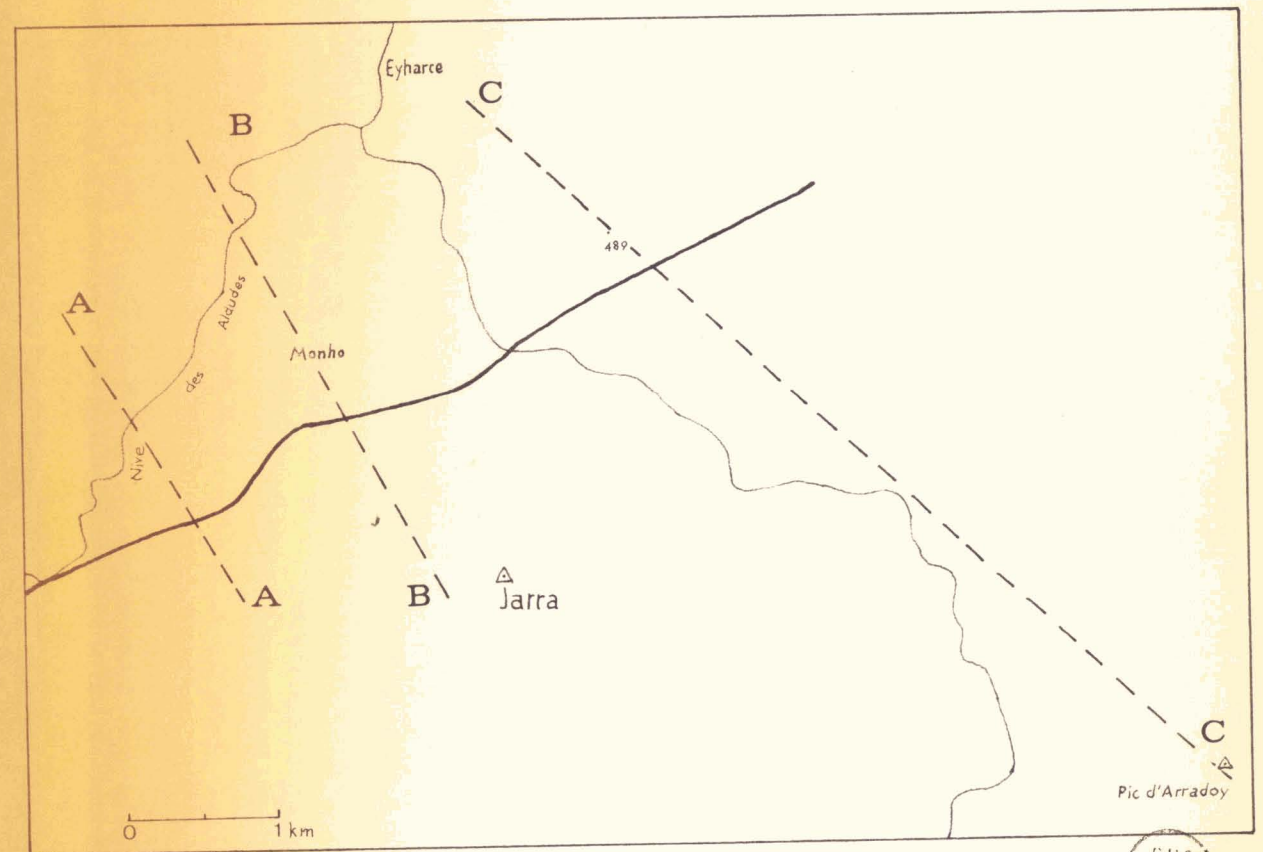


Fig.4 Coupes sériees dans la Région du JARRA & de l'ARRADOY

Ce niveau livre généralement, partout où il affleure, une faune le plus souvent mal conservée . J.W. LAVERDIERE (1930,p.17) y a déterminé :

- Orthis plicata Sow.
- Calymene sp.
- Cuculella sp.

J'ai retrouvé la même faune en de nombreux gîtes indiqués sur la carte (Fo) la présence d'O.plicata daterait ce terme de la coupe de l'Ordovicien supérieur . Le gisement situé près de Ondaya, au N W de Saint-Martin-d'Arrossa, a fourni en outre l'empreinte d'un grand Asaphidé (Pl.5,fig. 1) qui pourrait indiquer plus précisément le Llandeïlien

2 - Série schisteuse épaisse de 600 à 650 mètres qui se décompose de la manière suivante :

- a) Schistes bleu foncé à noir, ardoisiers 200 m.
- b) Schistes noirs, tachant les doigts, très fissiles à concrétions pyriteuses100 à 150 m.

A leur base, un petit niveau de galets est parfois visible, par exemple à la côte 265, le long de la crête d'Eyhance au mont Monho (Coupe B)

Ces schistes renferment partout des Graptolites . J.W.LAVERDIERE (1930 p.17) y cite les espèces suivantes, déterminées par Miss Elles :

- Monograptus bohemicus (Barrande)
- Monograptus nilssoni (Barrande)
- Monograptus orbatus (?) Wood
- Monograptus capillaceus Tullb.
- Cyrtograptus Murchisoni Carr.

Ces formes délimitent un âge allant du Wenlockien au Ludlovien inférieur (Zone 33)

Cette présence de Graptolites constatée uniquement jusqu'à présent dans des niveaux assez élevés du Silurien est un caractère général du Pays basque.

- c) Schistes bleus, de nouveau durs et ardoisiers 300 m.
On y rencontre quelques passées conglomératiques peu épaisses (par ex. au pignon 316 - 1 km au S E d'Eyharce); à la partie supérieure, les schistes deviennent microrhythmiques par intercalation de petites lentilles gréseuses claires; il y a également des passées de grès rougeâtre en plaquettes centimétriques . Ces derniers niveaux seuls, jusqu'à présent, ont fourni de la faune ; plusieurs gîtes fossilifères dont le plus bas est situé à 100 mètres en-dessous du terme 3 de la coupe, livrent l'association suivante :

Howellella mercurii (Gosselet)
Hysterolites hystericus (Schl.)

3 - Grès, Quartzites et dolomies siegeniens 220 m.

Sous cette dénomination, je regroupe les 3 formations suivantes :

- a) A la base, grès roux ou blancs, à nombreux cristaux de pyrite, en bancs de 30 à 40 cm et qui alternent avec des schistes d'un vert très clair, à toucher talqueux, très caractéristique . (10 à 20 m) .
- b) Dolomies de teinte claire comprenant des intercalations de calcaires bleu-noir ; ces roches très altérables sont souvent peu accessibles ; on les observe le mieux dans le lit de la Nive des Aldudes à 2 Km au S E d'Eyharce .
- c) Quartzites d'un blanc très pur ou rosés à la base desquels apparaissent quelques petits niveaux de brèche . Ce sont ces quartzites qui forment la barre descendant du mont Monho vers la Nive sur sa rive gauche, et du sommet 489 sur sa rive droite .

Juste au sommet de cette barre, on trouve sur la route d'Eyharce à Saint-Etienne-de-Baygorry, un gisement (4 N S J) où abonde :

Acrospirifer primaevus (Steininger)

fossile typiquement saëgenien . A la base de l'ensemble des " Grès, quartzites et dolomies siegeniens ", la situation est moins claire . Sur la route nationale entre Saint-Jean-Pied-de-Port et Eyharce, à la borne 43,9 km non loin de la maison Esteberenia (I), E Fournier (1908, p.5) a découvert une faune renfermant :

Tentaculites cf. geinitzianus Richt.

Spirifer cf. micropterus Schl.

Panenka cf. pernoïdes Richt

Posidonomya sp. d'assez grande taille .

Cette faune est attribuée par l'auteur au Gédinnien par analogie avec un gisement de Catalogne décrit par Ch. Barrois (1892 p.63) Or, j'ai pu constater que le gisement d'E.Fournier se situe juste à la limite entre les termes 2 et 3 de la coupe décrite ici .

J.W. LAVERDIERE (1930, P.16) signale non loin du gisement d'E.FOURNIER " et dans le prolongement de la même bande ", les formes suivantes :

Stropheodonta

Spirifer hystericus Schl.

Spirifer subcuspidatus var. bilsteinensis Scopin

Pterinea aff. laevis Gold.

Tentaculites

Il faut remarquer que les deux espèces de Spirifer citées caractérisent le Siegenien et non pas le Gédinnien . Par ailleurs, ayant réexaminé le matériel de ce gisement, j'ai pu me rendre compte que de nombreux Tentaculites rappellent par leur ornementation l'espèce Volynites velaini (Munier Chalmas) qui, elle aussi, commence au Siegenien .

(I) Etchiabehereko de la carte au 25.000^e actuelle .

P.COMTE (1959 p.279). de son côté, cite parmi les fossiles recueillis dans " des schistes verdâtres et bleuâtres (qui ne sont pas autres que les schistes d'Esteberea) : Spirifer hystericus, Spirifer bilsteinensis, Spirifer excavatus, Dalmanella verneuili, Stropheodonta triculta, Spirifer cf mercurii. Il conclut à un âge siegenien pour ces niveaux fossilifères en faisant remarquer " que les fossiles gédinniens derniers cités sont douteux ou peu caractéristiques " .

En fait on constate dans la centaine de mètres de schistes situés sous les " grès quartzites et dolomies siegeniens " , la coexistence de formes habituellement séparées, en Ardenne par exemple, et dont les unes indiquent encore le Gédinnien alors que d'autres sont citées normalement dans le Siegenien . Cette situation pose un problème dépassant d'ailleurs le cadre du Pays basque et qui sera examiné dans la partie paléontologique de ce travail .

De toute façon l'ensemble du terme 3 de la coupe se situe certainement dans le Siegenien.

4 - Schistes, Dolomies et calcaires intermédiaires 150 à 200m

Sur la barre de grès du sommet du terme précédent reposent des schistes calcaireux bleu à bleu-noir contenant :

- des bancs d'une dolomie bleu très foncé, parcourue en tous sens de veines de calcite blanche .
- des bancs de calcaire bleu à encrines, riches en Bryozoaires et Polypiers composés : Favosites goldfussi d'Orb., Pachypora cervicornis (Blainville).

Les dolomies sont surtout abondantes dans le secteur S W de la région étudiée (Route de Eyharce à St-Etienne-de-Baïgorry ; elles sont plus rares dans le secteur Est. La situation est inverse pour les calcaires à Polypiers qui prennent un grand développement sur la rive droite du Pagaliko erreka .

Cette formation est très fossilifère . A la base on trouve encore Acrospirifer primaevus (Stein.) et Stropheodonta gigas Mc COY, fossiles siegeniens mais vers le sommet, tandis que

les espèces précédentes disparaissent, on rencontre Euryspirifer cf. extensus (Solle) associé à Euryspirifer e.g. paradoxus-pellico et Eodevonaria dilatata (Roemer); l'abondance du premier fossile montre qu'on est entré dans l'Emsien. Cette série schisteuse intermédiaire correspond donc au passage Siegenien -> Emsien et à l'Emsien inférieur.

5 - Dolomies et grès emsiens.

Reposant en concordance sur le terme précédent vient un ensemble où dominent les dolomies en gros bancs massifs, de teinte plus claire que celles du terme 4 et donnant par altération une terre rouge. Il s'y intercale des bancs de grès dolomitique et des niveaux schisteux ou calcaireux-schisteux jamais très épais. La puissance totale est de 500 à 600 mètres. Les dolomies deviennent particulièrement cristallines au sommet . Un gisement fossilifère (11 N S J) à 150 m de Churiten borda, dans des dolomies rubanées du tiers supérieur de la formation, a fourni la faune emsienne suivante :

Fenestelles en abondance

Euryspirifer arduennensis (Schnur)

Euryspirifer e.g. paradoxus-pellico

Anathyris phalaena (Phill.)

"Stropheodonta " murchisoni (de Vern.)

Stropheodonta sp.

6 - Schistes avec bancs de grès ferrugineux

Au-dessus de la masse des " Dolomies et grès emsiens ", on retrouve des schistes. Ceux-ci, de teinte bleue, sont très micacés, à lentilles ou lits gréseux pétris d'encrines . Il s'y rencontre des bancs de grès ferrugineux rouge ; ces bancs, par leur position stratigraphique, correspondent à ceux du S W d'Urepel qui ont été exploités comme minerai de fer ; néanmoins, je n'ai pas observé ici les oolithes fréquentes à Urepel . Près de la maison Erramonea, à l'E S E du sommet du Jarra, j'ai recueilli, dans les schistes, la faune suivante : (13 N S J)

^{e g.}
Euryspirifer arduennensis (Schnur)

Alatiformia alatiformis (Drev.)

"Stropheodonta" explanata Sow.

Orthis sp.

La présence au milieu de cette faune de quelques formes annonçant déjà Euryspirifer mosellanus (Solle), comme aussi l'abondance d'Alatiformia alatiformis (Drev.), fait penser que la limite inférieure du Couvinien est déjà atteinte à ce niveau

7 - Schistes à nodules .

Viennent ensuite des schistes noirs, prenant même l'aspect de " schistes carburés ", souvent calcaireux ou dolomitiques et comprenant des intercalations de bancs d'un calcaire noir et fétide . Mais le caractère essentiel de ces schistes est de contenir de nombreux lits de nodules soulignant la stratification. Les nodules sont le plus souvent siliceux, rarement calcaires ; leur taille varie de 2 à 8 cm . J.W. LAVERDIERE (1930, p.12) attribuait l'ensemble de cette formation au Dévonien moyen, à la suite de la découverte d'une faune de petits Lamellibranches dans des roches semblables du massif des Cinco-Villas . Dans la région étudiée ici, j'ai trouvé une faune très riche dans la tranchée du chemin de fer, située près de la maison Aguerrea sur la rive droite de la grande Nive, à 1900 m au N du Pic d'Arradoy .(1 N S J)

Elle renferme :

Encrines

Fenestelles du groupe des Fistuliporides

Pleurodictyum cf. problematicum (Gold.)

Euryspirifer mosellanus(Solle) en très grande abondance

Alatiformia alatiformis (Drev.)

Spinocyrtia subcuspidata (Schnur)

Eoreticularia curvata (Schl.)

"Chonetes" plebeia (Schnur)

"Chonetes" sarcinulata (Schl.)

Stropheodonta toeniolata (Sand.)
Stropheodonta explanata (Sow.)
Stropheodonta sedgwicki (Arch & Vern.)
Stropheodonta cf. interstitialis (Phill.)
Stropheodonta sp.
Athyris concentrica (Von Buch)
L^eptaena rhomboïdalis (Wilckens)
Orthis sp.

Cette faune indique nettement le Couvinien de base . Je n'ai pas découvert de faunes d'un niveau plus élevé dans les schistes à nodules . Mais des recherches faites par M.WIRTH (1967, p 190) au S W d'Urepel ont montré, à l'aide des Conodontes, que le Givétien supérieur est encore, dans ce secteur, à l'état de schistes à nodules .

8 - Schistes à Tentaculites .

Sur les schistes à nodules reposent d'autres schistes de teinte plus claire, gris à gris-verdâtre, à cassure conchoïdale . Les niveaux calcareux ont complètement disparu . On peut les observer, très altérés, sur le chemin qui monte en lacets de la ferme Marroenea au Pic d'Arradoy .

Les seuls fossiles que nous ont livrés ces schistes sont de petits Tentaculites pélagiques, mal conservés appartenant au genre Stylioline dont l'extension verticale va du Siegenien supérieur au Frasnien inclus .

9 - Schistes et Grès verts .

En continuant de monter dans la série, on voit s'intercaler dans les schistes précédents de petits bancs décimétriques de grès psammite, de teinte verte, à cassure luisante . Ces bancs augmentent progressivement en nombre et en épaisseur jusqu'à devenir prédominants sur les schistes juste sous le Pic d'Arradoy . Les interlits schisteux montrent encore des Tentaculites et parfois des débris de plantes flottées indéterminables . Par leur position stratigraphique et leur facies, ces grès verts correspondent à des formations qui affleurent largement plus au S E, dans le massif de Mendibelza . Dans ce massif, leur base est datée comme frasnienne par des Goniatites . Ici, les entrelits

schisteux ont livré (I7 N S J) une microflore déterminée par M. Streel :

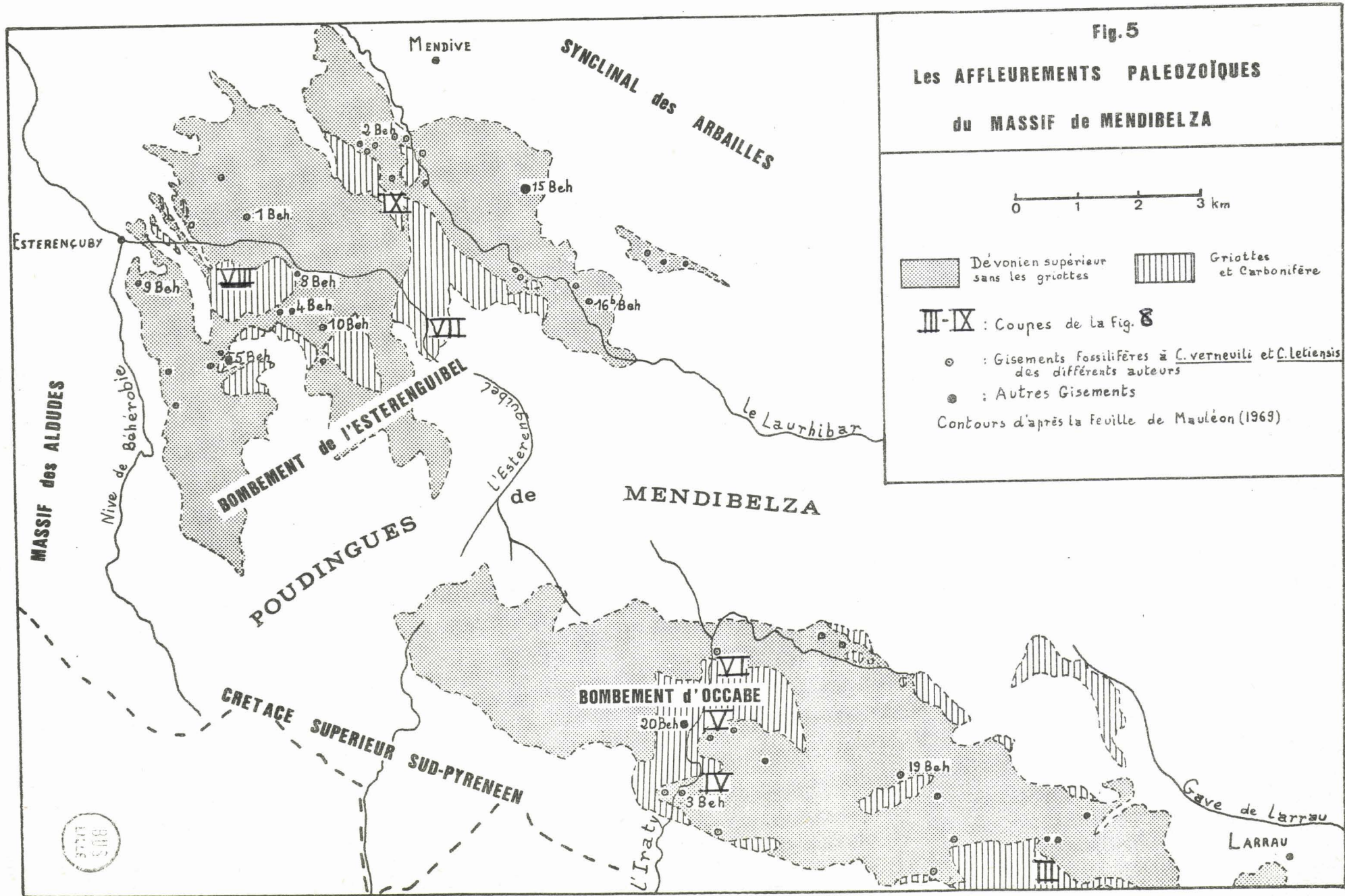
Samarisporites triangulatus

Cette espèce s'étage du Givétien supérieur au sommet du Frasnien moyen, mais elle n'est connue en France et en Belgique qu'à ce dernier niveau .

R E S U M E

:-:-:-:-:-:-:-:-

- + Cette coupe se caractérise par le contraste entre les formations variées du Dévonien inférieur (Grès, dolomies, schistes et calcaires) et les séries schisteuses monotones qui les encadrent :
 - à la base, série schisteuse surtout siluro-gédinnienne .
 - au sommet, schistes à nodules et Tentaculites du Dévonien moyen .
- + Aucune discordance n'a pu être repérée dans cet ensemble .
- + On peut évaluer à 1300 m, l'épaisseur des formations allant du terme I au terme 5 (inclus) de la coupe .
La puissance des termes supérieurs est plus difficile à estimer en raison des multiples déformations tectoniques qui les affectent.
Son ordre de grandeur serait de 1000 m .



II) LE MASSIF DE MENDIBELZA

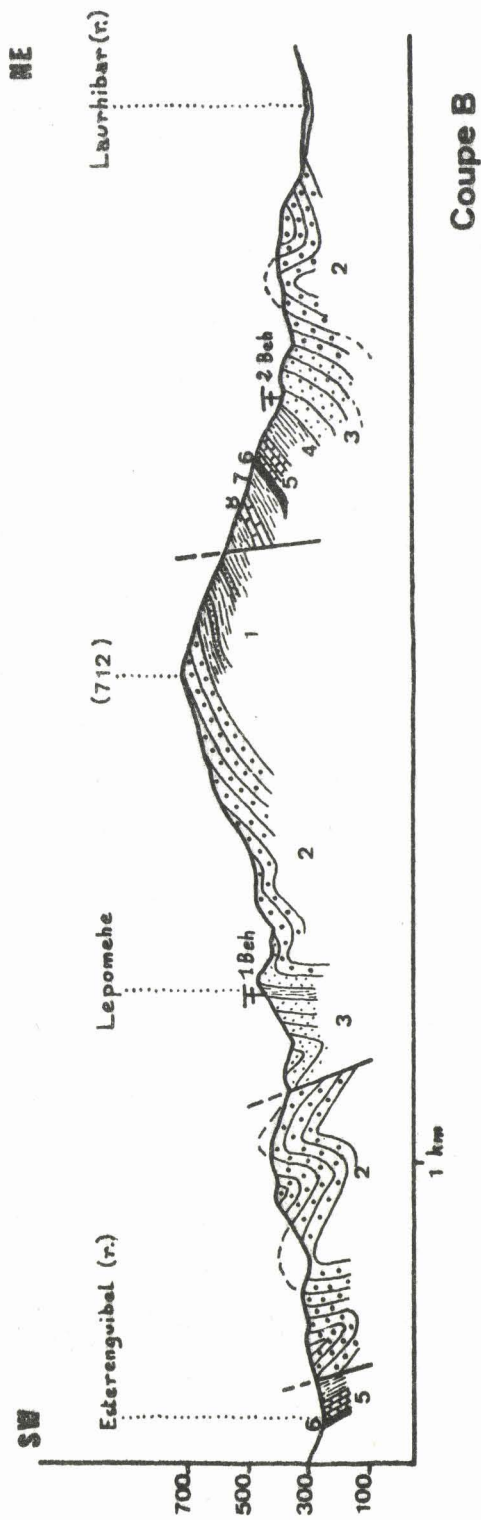
Les massifs de Mendibelza et l'Igouze constituent, dans la partie sud-est du Pays basque, deux unités structurales de forme elliptique, très homogènes dans leur stratigraphie. Ils s'allongent d'E en W sur 45 Km entre le méridien du Pic d'Anie et la Nive de Béhérobie au S S E de Saint-Jean-Pied-de-Port.

Le massif de Mendibelza, le plus occidental, est limité (fig. 5) au N W par la cuvette triasique de Saint-Jean-Pied-de-Port -Baïgorry, et au N E, par le grand synclinal mésozoïque de la forêt des Arbailles; le contact avec ces deux unités est presque partout anormal; au S E, le massif de Mendibelza est séparé de celui d'Igouze par le petit synclinal triasique de Larrau; au Sud, il s'enfonce normalement sous le Crétacé supérieur sud-pyrénéen; enfin à l'W, il chevauche le bord oriental du massif des Aldudes.

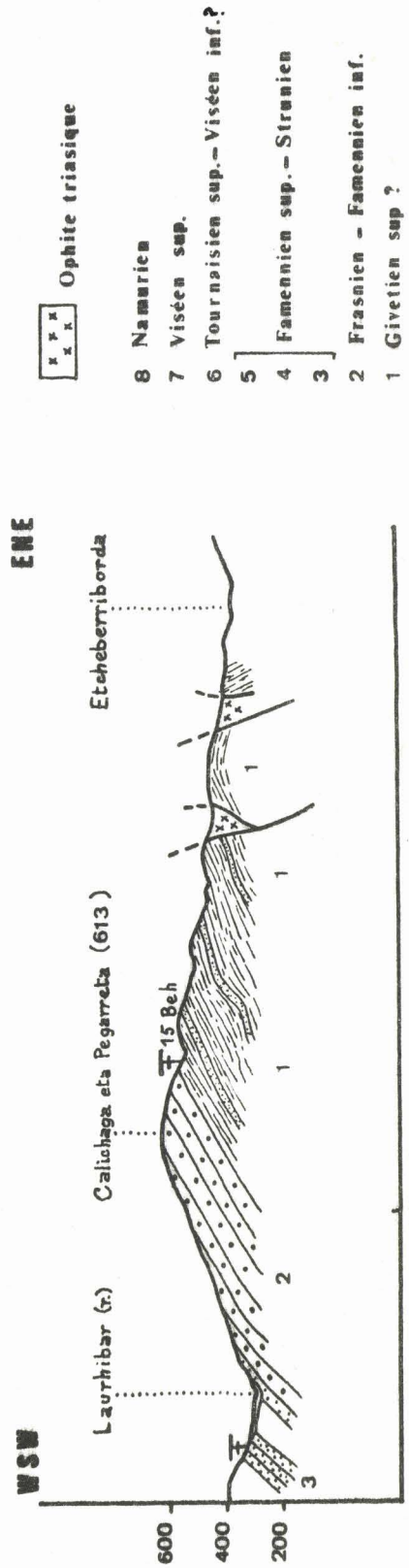
Le trait le plus caractéristique de ce massif, comme d'ailleurs de celui d'Igouze, et qui leur donne une grande homogénéité, c'est l'existence d'une couverture épaisse (1000 m en certains endroits) de poudingues. Il s'agit des " poudingues de Mendibelza ", longtemps considérés comme permien mais dont l'âge crétacé a été démontré pour la première fois par P. LAMARE (1945).

Le Paléozoïque perce cette couverture en deux bombements situés respectivement au N W du massif (" Bombement de l'Esterenguibel ") et au S E (" Bombement de l'Occabé "). Il se compose essentiellement de Dévonien supérieur et de Carbonifère.

Comme formations plus anciennes, on ne connaît qu'un affleurement de Dévonien inférieur au S W de Larrau et un affleurement probablement dévonien moyen au S S E d' Esterenguby. Le massif de Mendibelza constitue donc une zone surbaissée par rapport au massif des Aldudes où les terrains de l'Ordovicien, du Silurien, et du Dévonien inférieur sont très largement représentés.



Coupe B



Coupe A

x	x	x	x
---	---	---	---

 Ophite triasique

- 8 Namurica
- 7 Viséen sup.
- 6 Tournaisien sup. - Viséen inf.?
- 5
- 4 Famennien sup. - Strunien
- 3
- 2 Frasnien - Famennien inf.
- 1 Givetien sup.?

Fig. 6 Coupes dans le Dévonien supérieur du Massif de MENDIBELZA



C'est à G. DUBAR (1925) que revient le mérite d'avoir identifié le premier le Dévonien supérieur dans le massif de Mendibelza par la découverte de Cyrtospirifer verneuili (de VERN.) dans des terrains attribués au Carbonifère , comme d'ailleurs la quasi-totalité des formations paléozoïques, sur la première édition de la carte de Mauléon au 80.000^e . Un peu plus tard, J.W. LAVERDIERE (1930) donne une première description de la série stratigraphique dévono-carbonifère dans la vallée du Laurhibar, au N W du massif . Les études les plus récentes (P. LAMARE, 1948 - M. CASTERAS, M. FREY et J. GALHARAGUE, 1967) mettent en évidence la grande extension du Dévonien supérieur par rapport au Carbonifère . Mais ces derniers auteurs apportent peu de précision sur la constitution du Dévonien supérieur. La seconde édition de la carte de Mauléon au 80.000^e (1969) regroupe presque tous les affleurements de cet étage, mis à part les griottes, sous la dénomination de " Schistes et Grès à Spirifer verneuili." C'est cette stratigraphie que mes études dans le massif de Mendibelza m'amènent à préciser et à comparer avec les formations homologues situées plus à l'Ouest.

I - LE DEVONIEN SUPERIEUR

Il apparaît le plus complet dans la partie nord du bombement de l'Esterenguibel au S W des localités de Lecumberry, Mendive et Behorléguy . Dans ce secteur, deux collines parallèles, allongées selon une direction N W - S E et séparées par le cours supérieur du Laurhibar ont permis de tracer les coupes de la fig. 6 . La crête la plus à l'E porte le nom de Calichaga eta Pegarreta (N W du col Armiaga) ; la plus à l'W, qui ne porte pas de nom précis, va du col Bilgosse, (à l'W du Pic Mocerreta) jusqu'à la colline d'Handiague . Par ailleurs la colonne stratigraphique de la fig. 7 montre également le Dévonien supérieur tel qu'on peut l'observer dans la forêt d'Iraty, au Sud des Chalets d'Iraty, sur la rive droite du ruisseau Iraty. Dans ces trois cas la succession est la suivante de bas en haut :

- I - Schistes bleus ou verdâtres, avec intercalations de petits bancs décimétriques ou centimétriques de grès psammitique ;

ils sont très riches en petits *Tentaculites* pélagiques appartenant aux genres Styliolina et sans doute Uniconus mais indéterminables spécifiquement. A leur partie supérieure, j'ai trouvé sur la colline Calichaga eta Pegarreta, à 360 m. à l'E N E du sommet 6I3, un petit gisement (Beh I5) de *Goniatites* où Madame PETER a reconnu le genre Probeloceras . Ce genre se rencontre dans le **Frasnien**.

- 2 - Grès quartzite, souvent vert foncé, à cassure luisante très caractéristique, en gros bancs de 40 à 50 cm, séparés par des entrelits schisteux bleu-verdâtre. L'épaisseur de la formation est comprise entre 250 et 300 m. Elle n'est guère fossilifère : les lits schisteux renferment seulement quelques débris végétaux indéterminables dont des spores rendues complètement opaques.
- 3 - Grès gris-bleu, généralement **calcaireux**, ou décalcifié en " grau-wacke " brune, et schistes calcaireux (100 m. environ). Cette formation correspond aux " grès à Spirifer verneuili " de J.W. LAVERDIERE (1930 p. 26); elle est fossilifère et a livré à cet auteur, en de nombreux points, une faune abondante et très homogène . Je l'ai moi-même retrouvée dans les gisements : Beh 1 - 2 - 3 - 4 - 8 - 9 - IObis - I8 - I9 ^(Fig. 5) . Dans tous ces gisements, les formes de beaucoup les plus abondantes sont :

Cyrtospirifer verneuili (MURCH.)

Centrorhynchus ^{eg.} letiensis (GÖSS.)

Cette dernière espèce, présente sous ses deux formes, grande et petite, caractérise le Famennien supérieur ou la partie tout à fait élevée du Famennien inférieur.

- 4 - Schistes noirs finement lités où s'intercalent des bancs ou des nodules de calcaire noir, fétide (100 m) . Le gisement C E 980 (fig. 7) situé à la base de la formation a fourni la microfaune suivante, déterminée par J. LE FEVRE :

Palmatolepis quadrantinodosalobata

Palmatolepis crepida

Palmatolepis tenuipunctata

Icriodus cornutus ?

Polygnathus sp. sp.

Age : do II ∞

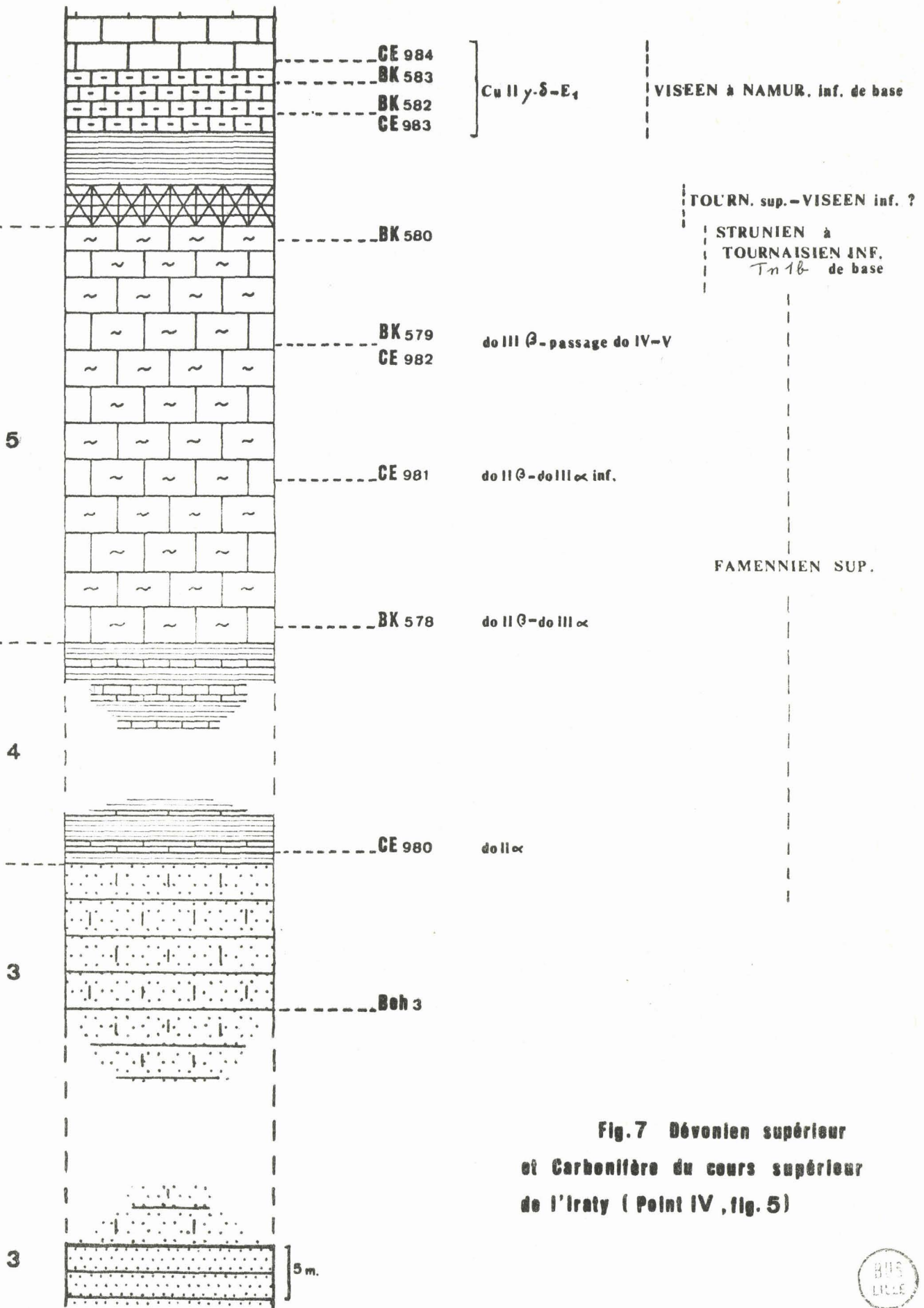


Fig. 7 Dévonien supérieur
 et Carbonifère du cours supérieur
 de l'Iraty (Point IV, fig. 5)



5 - Calcaire griotte : j'entends ici par ce terme, à la suite de J.W. LAVERDIERE, un calcaire formant des amandes de 3 à 4 cm de diamètre, emballées dans une trame schisteuse, indépendamment de la couleur du calcaire et de sa richesse en débris de Céphalopodes. C'est en ce sens que le terme calcaire griotte sera toujours employé dans la suite de ce travail.

La coupe du cours supérieur de l'Iraty (fig. 7) a fourni à cinq niveaux différents de ce calcaire griotte, des faunes de Conodontes, déterminées par J. LE FEVRE :

- Niveau B K 578, à la base de la formation :

Palmatolepis glabra cf. glabra

Palmatolepis glabra pectinata

Palmatolepis glabra cf. elongata

Palmatolepis aff. tenuipunctata

Palmatolepis quadrantinodosa marginifera (?)

Palmatolepis sp.

Polylophodonta linguiformis ou qyratilineata

Polygnathus e.g. nodocostata

(P.n.nodocostata à pennatuloides)

Polygnathus " larve P. diversa "

(sp. inc. b. ZIMMERMANN)

Polygnathus " cf. procera "

Polygnathus sp.

Neoprioniodus sp. sp.

Ozarkodina homoarcuata ?

Hindeodella sp. sp.

Roundya sp.

Spathognathodus sp.

3 spécimens indét.

dent conique de Poisson.

Age : Famennien ; do II³ - do III[×] (do II³ sup. - do III[×] inf?)

- Niveau C E 98I, environ quinze mètres plus haut :

Palmatolepis glabra pectinata

Palmatolepis tenuipunctata

Palmatolepis glabra glabra

Palmatolepis gracilis gracilis

Hindeodella sp.

Ozarkodina sp.

Spathognathodus sp. (stabilis ?)

Palmatolepis minuta n. subsp. ?

Scutula sp.

Clydaqnathus sp.

Conodonts indet.

Falcodus sp.

Apatognathus sp.

Trichonodella sp.

Age : de II β - de III α inf.

- Niveau B K 579 - C E 982, au tiers supérieur de la formation du calcaire griotte :

Palmatolepis gracilis gracilis

Palmatolepis glabra lepta

Polygnathus communis

Spathognathodus stabilis

Spathognathodus bohlenanus

Spathognathodus sp.

Prioniodina smithi

Scaphognathus subserratus ou velifer ? (fragment)

Apatognathus ? sp.

Hindeodella sp.

Age : de III α - passage de IV - V

- Niveau B K 580, tout au sommet de la formation.

Protognathodus e.g. Kockeli / collinsoni
ou Protognathodus sp.

Polygnathus inornatus ?

Pseudopolygnathus sp.

Pseudopolygnathus dentilineata ?

Polygnathus communis

Spathognathodus costatus sensu BRANSON

cf. Prioniodina ZIEGLER, 1969, pl. 2, fig. 18

Roundya sp.

Hibbardella sp.

Hindeodella sp.

3 types de dents de Poissons.

Age : Strunien (Tn 1 a, zone à Cymaclymenia euryomphala)
à Tournaisien basal (base Tn 1b = Cu I, zone à
Gattendorfia subinvoluta)

La faune du niveau B K 580 se retrouve dans le gisement
5 beh (fig. 5), à 1 m en dessous des lydiennes carbonifères,

avec les formes supplémentaires suivantes :

- Spathognathodus bischoffi RHODES, AUSTEN et DRUCE, 1969
(= S. costatus costatus sensu ZIEGLER, 1962).
- Spathognathodus aculeatus (BRANSON et MEHL, 1934).
- Spathognathodus bohlenanus HELMS 1959 ?
- Pseudopolygnathus aff. brevipennata ZIEGLER , 1962 .
- Polygnathus sp.
- Apatognathus sp.
- Neoprioniodus sp.
- Ozarkodina sp.
- Acodina sp.

Age : do V sup. à do VI ; zone à Wocklumeria

En outre, ce dernier gisement a fourni de mauvais restes de Céphalopodes, déterminés par Madame PÉTTER :

- Prionoceras sp.
- Sporadoceras sp.
- Cymaclymenia sp.

De l'ensemble de ces données, on peut conclure, pour la première fois sur preuves paléontologiques, que la formation du calcaire griotte, située sous les lydiennes, dans le massif de Mendibelza est d'âge famennien supérieur et strunien (peut-être même tournaisien basal.)

REMARQUES SUR LES COUPES DES FIG. 6 et 7

Les coupes et les gisements précédents appellent quelques observations :

- I - La succession des trois coupes peut aisément s'interpréter par comparaison avec la coupe de référence (fig. 4 C) : les schistes à Tentaculites avec bancs de grès psammite (terme I) correspondent au terme 9 de la coupe du Jarra et de l'Arradoy et les grès verts à cassure luisante (terme 2), rencontrés ~~ici~~ dans tout leur développement, sont ceux dont la base seule était visible juste sous le Pic d'Arradoy. Le gisement (Beh 15) à Probeloceras situe cette base nettement dans le Frasnien.
- 2 - Les gisements à C. verneuili et C. letiensis ^{eg.} se rencontrent toujours au-dessus du terme 2 des coupes. Il en est de même des gisements signalés par les divers auteurs (fig. 5) .

On ne les a jamais trouvés jusqu'ici dans la formation des grès verts ou plus en dessous encore ; la plupart du temps, ils se situent même à proximité des affleurements de griottes. Il est donc abusif d'appeler indistinctement " Schistes et grès à Sp.verneuili " la presque totalité des affleurements de Dévonien supérieur dans le massif de Mendibelza. Les couches où l'on rencontre C. verneuili se situent seulement à la partie supérieure de cet étage et sous un facies différent du complexe des grès verts sous-jacents. Cette conclusion sera confirmée par l'étude ultérieure de la stratigraphie du massif des Aldudes.

- 3 - J.W. LAVERDIERE (1930 p. 27) admettait que les " grès à Sp. verneuili " pouvaient représenter tout le Famennien (et même une partie du Frasnien). Il s'appuyait sur la présence présumée dans ses divers gisements des 3 Rhynchonelles classiques du Dévonien de l'Ardenne : R. omaliusi, dumonti, letiensis. Une révision de son matériel par Melle BRICE, a révélé qu'en fait, seule, ^{e.g.} C. letiensis était présente, comme dans mes propres gisements. On peut donc dire que les " grès à Sp. verneuili " ^{au dessus des grès verts,} sont intégralement d'âge famennien supérieur ou, tout au plus, de la partie la plus élevée du Famennien inférieur.
- 4 - C'est le terme 2 des coupes ci-dessus qui semble constituer la majeure partie des affleurements dévoniens du bombement de l'Occabé au S E du massif de Mendibelza. Il y acquiert une puissance sensiblement plus grande et comporte fréquemment des niveaux conglomératiques ou bréchiques: la route qui monte des Chalets d'Iraty au Pic d'Occabé montre en plusieurs points ces intercalations dans les grès verts. Dans le bombement de l'Occabé également, les " grès à Sp.verneuili ", qui peuvent être aussi bréchiques, prennent fréquemment des teintes violet-foncé qui se retrouvent dans la partie S W du massif des Aldudes à peu près à la même latitude.

II - LE CARBONIFERE

Conservé dans des synclinaux souvent tectoniquement laminés entre des masses de quartzites verts, le Carbonifère occupe une faible surface par rapport aux affleurements de Dévonien supérieur (fig. 5) J.W. LAVERDIERE (1930) et G. DUBAR (1931) en ont

Massif de Mendibelza

Massif d'Igouze

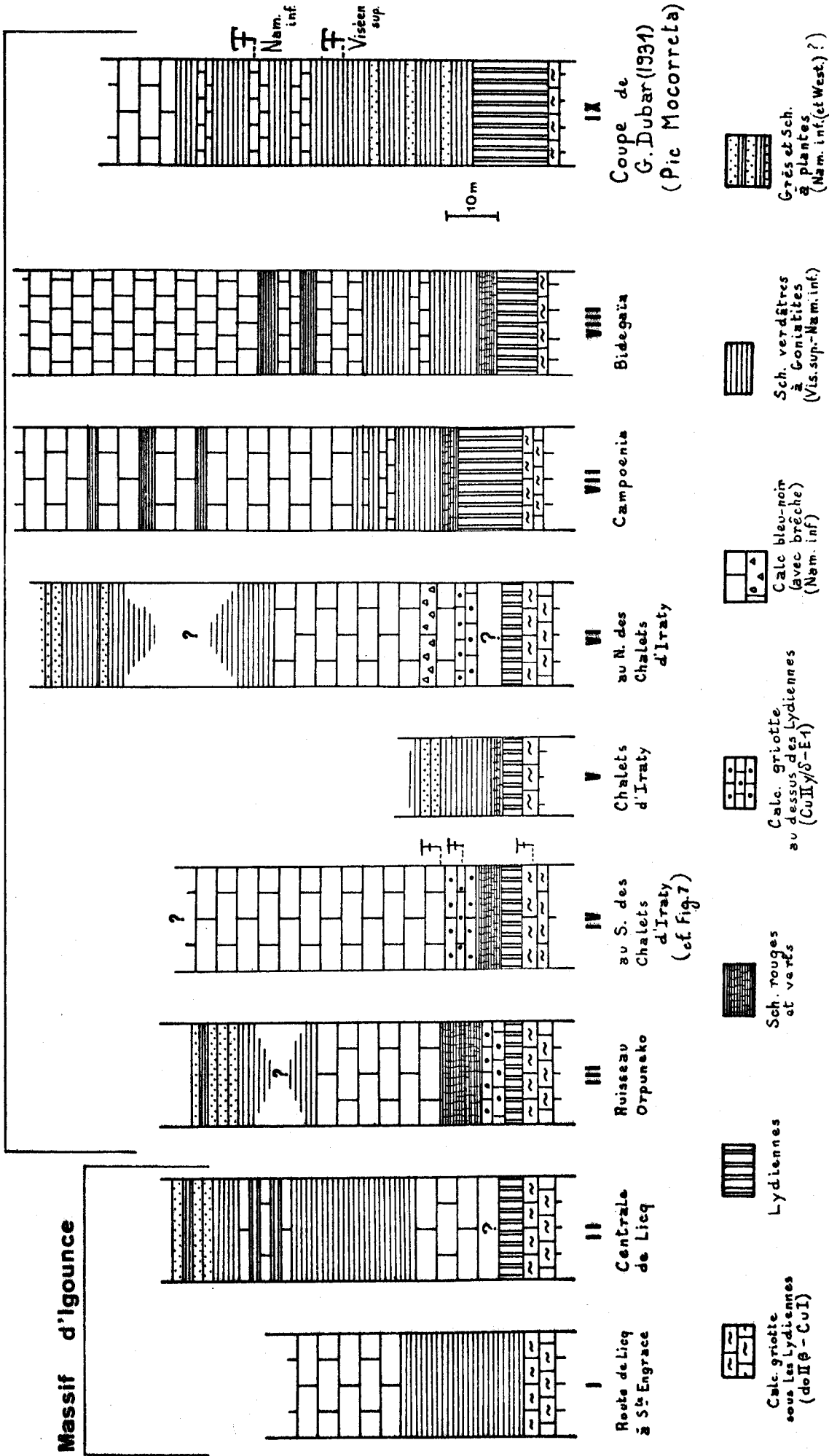


Fig. 8 Variabilité des facies à la base du Carbonifère dans les Massifs de Mendibelza et d'Igouze
(Les numéros des colonnes sont ceux de la carte, fig. 5)



donné une première description dans la partie nord du bombement de l'Esterenguibel. Le dernier auteur cité donne une coupe très fossilifère levée sur le flanc nord du Pic Mocerreta. Elle montre au-dessus d'un niveau de lydiennes attribué au Tournaisien supérieur ou au Viséen inférieur, par comparaison avec la formation semblable de la Montagne noire et de la haute Ariège, une soixantaine de mètres de schistes noirs, bruns ou verdâtres comportant à la base des bancs de grès et au sommet des lentilles ou bancs calcaires. A 25 m. au-dessus des lydiennes une faune de Goniatites indique le Viséen supérieur ; 18 m. plus haut d'autres Goniatites indiquent la base du Namurien. La coupe se termine par un calcaire compact bleu-noir à veines de calcite, très vite recouvert par le Trias.

Le tableau (fig. 8) rassemble à coté de la coupe de G. DUBAR, 6 autres colonnes stratigraphiques (III à VIII) provenant des mêmes niveaux en différents points du massif de Mendibelza ; les colonnes I et II sont prises, elles, dans la partie ouest du massif d'Igounce. Elles montrent la grande variabilité des formations de base du Carbonifère, témoignant de conditions de sédimentation assez troublées :

- Les lydiennes noires en petits bancs centimétriques, séparés par de minces passées de schistes verts, sont presque partout présentes mais avec une épaisseur variable. Elles sont le plus souvent directement superposées aux griottes de la zone à Wocklumeria. Je n'ai pas trouvé d'argument paléontologique nouveau pour déterminer de façon précise l'âge de ces lydiennes, que l'on fixe généralement au Tournaisien supérieur et au Viséen inférieur.
- Les colonnes III - IV - V - VII - VIII montrent au-dessus des lydiennes une formation de schistes à teintes vives, rouges et vertes, très finement lités et parfois associés à une récurrence du facies griotte typique : amandes de calcaire rouge emballées dans les schistes. L'épaisseur est toujours faible, elle varie entre 5 et 20 mètres. Au S des Chalets d'Iraty (fig. 8 , col. IV et fig. 7) le calcaire rouge a fourni :

- Niveau B K 582 - C E 983, fig. 7

Neoprioniodus ? sp.

Gnathodus bilineatus

Gnathodus commutatus

Gnathodus nodosus

Gnathodus e g. nodulus/cruciformis/homopunctatus

Cette faune donne un âge allant du Viséen au Namurien inférieur de base (Cu II y/S à E 1). Un des échantillons analysés a fourni en outre des formes remaniées du groupe Palmatolepis glabra rencontré à son niveau stratigraphique, dans le calcaire griotte situé sous les lydiennes.

- Au-dessus des schistes rouges et verts quand ils existent, vient une formation schisto-calcaire. Les schistes sont tendres, de teinte verdâtre ; ils renferment des débris de plantes et des restes de Goniatites ; le calcaire est toujours bleu-noir, fétide, à grain fin, à texture rubanée, sillonné souvent en tous sens de veines de calcite. Cette formation est celle décrite par G. DUBAR au Pic Mocerreta. Mais la répartition et l'épaisseur respectives des calcaires et des schistes subissent des variations importantes dans les différentes coupes, parfois sur de très petites distances : le calcaire peut passer d'une épaisseur de plus de 100 mètres (VII) à quelques mètres (II) ou même être complètement absent (V) ; il peut reposer directement sur les schistes rouges (IV - III) ou bien en être séparé par une certaine épaisseur de schistes verdâtres (I - VII) ; son apparition peut être brutale (IV) ou bien s'annoncer par des intercalations minces dans les schistes (VII). Il ne semble pas exister de relation nette entre la répartition de ces facies calcaires ou schisteux et la position géographique des coupes. Le gisement C E 984 situé à la base du calcaire bleu-noir dans la coupe du cours supérieur de l'Iraty (fig. 7) a fourni la microfaune suivante :

Magnilaterella sp.

Magnilaterella sp.

Gnathodus nodosus

Gnathodus sp. bilineatus (bilineatus ou schmidti)

Gnathodus (tendance tricarinatus deflectens
nom. nud ?)

Neoprioniodus montanaensis

Spathognathodus sp.

Dents de Poissons.

Age : Viséen à Namurien inférieur de base (Cu II y/S à E 1)

- Toutes les coupes présentées dans le tableau 8 révèlent non seulement la grande variabilité des facies mais aussi l'extrême condensation de la sédimentation entre le sommet des calcaires griottes situés sous les lydiennes et les premières formations

attribuables au Namurien de base. Le Tournaisien et le Viséen apparaissent très réduits en épaisseur. S'il faut se garder d'évoquer trop vite des lacunes possibles (cf. F. BOYER et al. , 1968), on se rappellera que cette faible puissance du Dinantien est néanmoins un caractère assez général du Carbonifère des Pyrénées et de la Montagne Noire.

- La série carbonifère du massif de Mendibelza se termine par un complexe de grès bruns, très riches en mica blanc détritique et contenant en outre de nombreux petits fragments de feldspaths plagioclases altérés. Entre les niveaux de grès, il s'intercale des schistes bleus mais les grès sont nettement prédominants. On peut estimer l'épaisseur visible de l'ensemble à 500 mètres.

La formation est peu fossilifère. A 400 mètres à l'W S W des Chalets d'Iraty, les grès n'ont fourni (Beh 20) des empreintes de pinnules que Mr. CORSIN a bien voulu déterminer comme appartenant à :

Neuropteris gigantea STERNB.

Cette plante peut se rencontrer dans le Namurien et le Westphalien. La 2^{ème} édition de la carte de Mauléon (1969) signale d'autre part, la présence de :

Proshumardites karpinskyi RAUSER-TSCHERNOUSSOWA

près des cabanes de Cingolacce, à 3 Km au N E des Chalets d'Iraty . Cette dernière découverte montre que la formation des grès et schistes commence à un niveau encore assez bas du Namurien. Rien ne permet encore de préciser sa limite supérieure.

Hors du massif de Mendibelza, sur la bordure sud du synclinal des Arbailles, le Stéphanien affleure en deux petits pointements au S S W ("Anticlinal d'Hosta ") et au S E (" Boutonnière de la Haute Bidouze ") de la localité de Saint-Just-Ibarre. On ne voit malheureusement pas le contact de ces terrains avec les formations décrites ci-dessus.

III - LE MASSIF DES ALDUDES

DELIMITATION GEOGRAPHIQUE ET PLAN DE L'ETUDE (Dépliant II)

Le massif paléozoïque des Aldudes, tel que l'a défini P. LABARE (1950, p7), se présente approximativement sous la forme d'un triangle équilatéral. Les trois sommets en sont : au Nord le pic d'Iparla (6,5 Km au NNW de la localité de Saint-Etienne-de-Baigorzy), au S W la commune espagnole de Lanz et au S E l'ancienne fonderie d'Orbaiceta (7 Km à l'E de Roncevaux). La pointe sud-ouest du massif, en territoire espagnol, porte le nom de Quinto-Real d'où l'appellation de massif des Aldudes-Quinto-Real donnée parfois à l'ensemble. La localité française des Aldudes occupe sensiblement le coeur du massif.

Sur le coté nord-ouest du triangle, les terrains paléozoïques s'enfoncent uniformément sous le Permo-Trias ; au Sud, le Primaire vient en contact, souvent tectonique, avec le Flysch crétacé-éocène sud-pyrénéen ; à l'E et au N E les terrains primaires sont limités par divers étages du Crétacé et par le Trias de la dépression de Saint-Jean-Pied-de-Port. Les contacts sont également souvent anormaux (cf coupes A-B fig. 57).

Le massif est traversé du Sud au Nord par la Nive des Aldudes qui arrose successivement les localités d'Urepul, Aldudes, Banca, Saint-Etienne-de-Baigorzy. Plus à l'Est, la Nive d'Arnéguy, partie du col d'Ibaneto non loin de Roncevaux, se dirige vers le N N E en passant par les localités de Valcarlos, Arnéguy, Saint-Jean-Pied-de-Port.

Plusieurs unités structurales peuvent être définies à l'intérieur du massif ainsi délimité :

I - Deux bombements anticlinaux formés d'Ordovicien et de Silurien :

- * Au Sud, le bombement du Valcarlos et de la forêt de Hayra dont les directions structurales majeures passent de N 120° E dans la partie sud-est à N 160° E dans la partie nord-ouest.
- * Au Nord, un bombement en forme de croissant à convexité tournée vers l'W ; c'est le bombement du Pic Beharria du nom de la montagne située dans la pointe sud-est du croissant.

2 - Ces deux masses anticlinales enserrent, au centre et à l'E du massif des Aldudes, deux synclinaux à grand rayon de courbure, d'orientation W N W - E S E et où affleure surtout le Dévonien inférieur :

* synclinal de l'Adarza du nom du sommet qui en occupe le coeur.

* synclinal de Château-Pignon au S E d'Arnéguy.

3 - La partie sud-ouest du massif des Aldudes où domine une structure en plis déversés vers le S W et d'orientation générale N 160° E, laisse voir une succession stratigraphique allant du Dévonien inférieur jusqu'au Namurien au moins .

Dans ce massif des Aldudes, je me suis attaché surtout à la stratigraphie du Dévonien et du Carbonifère. D'où le plan qui sera suivi :

I - Le Synclinal de Château-Pignon .

II - Le Synclinal de l'Adarza

III - La partie sud-ouest du massif .

I - LE SYNCLINAL DE CHATEAU-PIGNON

Au S E d'Arnéguy, les terrains paléozoïques dessinent dans l'ensemble un vaste synclinal, orienté W N W - E S E dont l'axe plonge vers l'E S E . Cette grande structure a été déformée par des accidents multiples, surtout des failles inverses d'orientation générale N 20° E et qui ont donné naissance à une série de petites écailles. Trois coupes illustreront la série stratigraphique étudiée dans ce secteur du massif des Aldudes.

A) COUPE DE LA CRETE D'ARBOSSE AU PIC D'ORISSON (fig. 9 A)

Au N E et à l'E d'Arnéguy, une longue crête montagneuse monte de la Nive d'Arnéguy, à 3 Km en aval d'Arnéguy, jusqu'au Pic d'Orisson en décrivant une courbe à convexité tournée vers le N E . La " Route des Ports de Cize " (ou "Route Napoléon ") rejoint cette crête un peu au S E d'Arbosse par une série de lacets. C'est non loin de ces lacets que la coupe de la fig. 9 A a été levée. Elle montre de bas en haut la succession suivante inclinée de 20 à 30° vers l'E S E :

1 - Schistes vert-foncé, gréseux, à lentilles ou petits bancs de grès de même teinte : ces roches affleurent tout le long de la partie

~~nord-est~~^{NW} de la crête; il est difficile d'évaluer leur épaisseur car il peut s'y trouver des redoublements tectoniques dus aux failles inverses ; leur base, en tout cas, est superposée à des schistes noirs affleurant dans la vallée de la Nive et où J.W. LAVERDIERE a trouvé des Graptolites du Wenlock (F 39, p 31). Par ailleurs, j'ai trouvé deux gisements , I Ay et I^{bis} Ay, au niveau des lacets de la route des " Ports de Cize " , qui ont fourni les fossiles gédinniens suivants :

Howellella mercurii (GOSS.)

Platyorthis cf.verneuili (DE KONINCK) en abondance.

- 2 - Alternance de schistes vert-foncé et de bancs de calcaire bioclastique, très crinoïdique, rougeâtre ou gris ; cette alternance se suit sur 200 m au moins d'épaisseur, les niveaux calcaires se faisant plus nombreux et plus épais au sommet. La formation est très fossilifère ; une série de gisements superposés ont été exploités :

Gisement 2 Ay : Uncinulus sp.

Oligoptycherhynchus cf. daleidensis (F.ROEMER)

Hysterolites e g. hystericus (SCHL.)

" Spirifer " sp. 1 (pl. XI, fig. 5- 8)

Athyris sp.

Gisement 3 Ay : Uncinulus sp.

Douvillina (Mesodouvillina) triculta (FUCHS)

Brachyspirifer (?) cf. rousseaui (ROUAULT)

Howellella mercurii (GOSS.)

" Spirifer " sp. 1

" Spirifer " sp. 2 (pl. XI, fig. 9-10)

Branikia sp.

Mauispirifer gosseleti (BECLARD)

Gisement 4 Ay : Douvillina (Mesodouvillina) triculta (FUCHS)

Howellella mercurii (GOSS.)

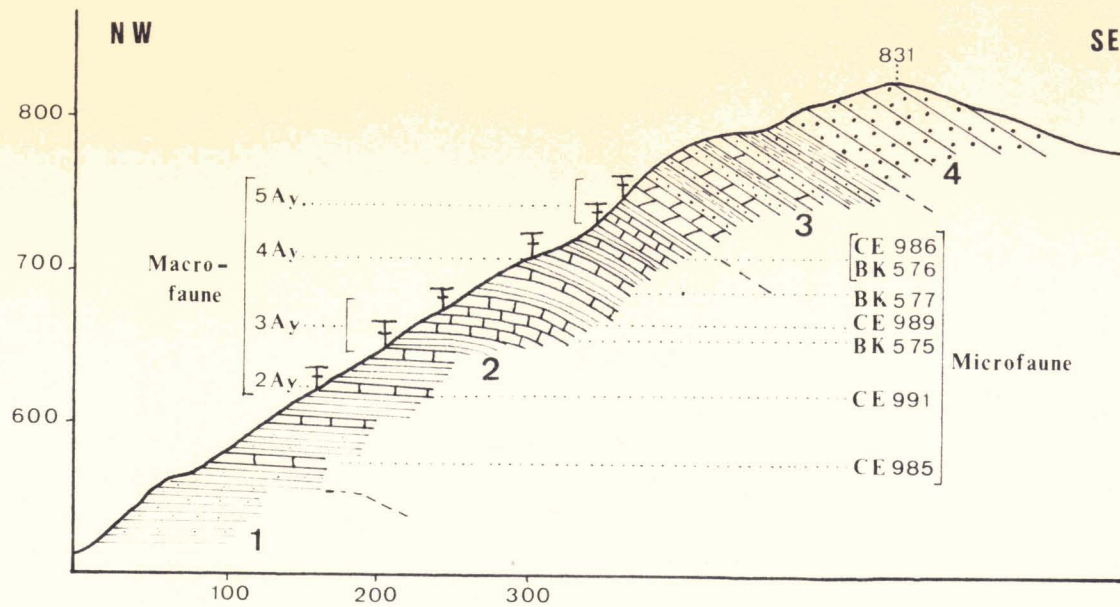
Mauispirifer gosseleti (BECLARD)

Hysterolites hystericus cf. pachypleura SOLLE

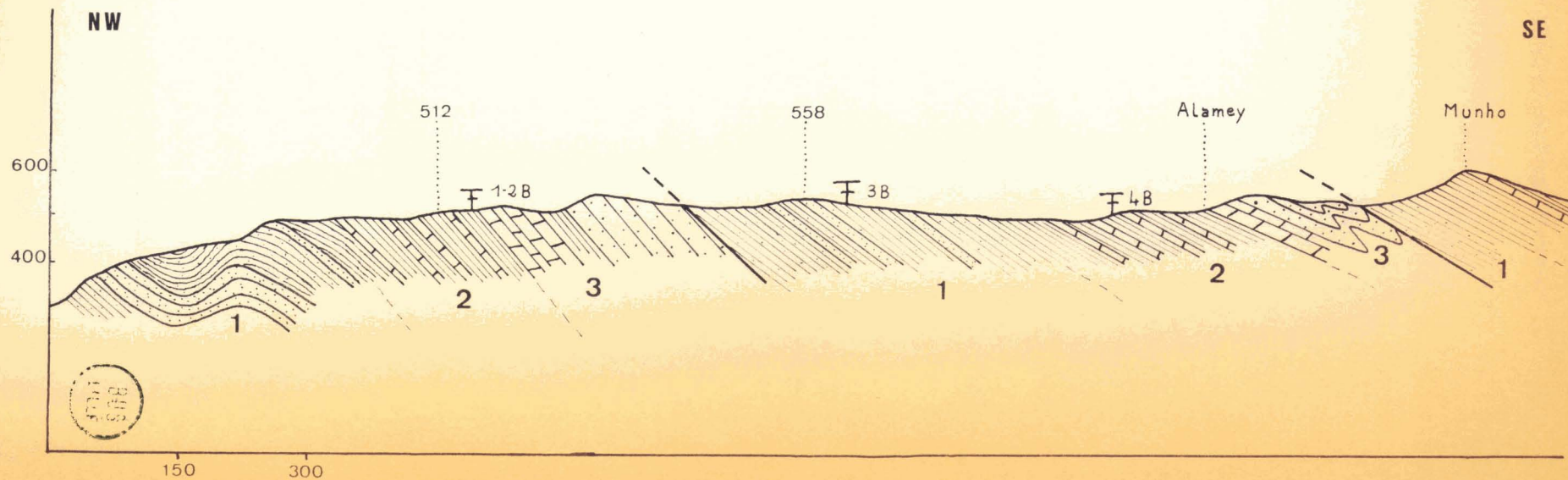
Gisement 5 Ay : Tentaculites e g. straeleni MAILLEUX

" Camarotoechia " cf. nucula (SOW.)

Oligoptycherhynchus cf. daleidensis (F. ROEMER)



Coupe A : crête d'Arbosse à Château-Pignon



Coupe B : crête au SW de la précédente

Mutationella barroisi (ASSELBERGHS)

" sp.

Hysterolites e g. hystericus (SCHK.)

Ces faunes, comme celles des niveaux correspondants de la coupe de référence (fig. 4 C , terme 2 c) , se caractérisent par un mélange de formes gédinniennes et de formes siegeniennes. Par ailleurs la recherche de Conodontes dans les calcaires rougeâtres crinoïdiques a été fructueuse. Les résultats en seront discutés dans la partie paléontologique de ce travail.

- 3 - Série grésodolomitique (75 m) ; ce sont d'abord des dolomies en bancs épais de 40 à 50 cm. riches en pyrite puis des grès tantôt à ciment dolomitique et assez friables tantôt quartzitiques et compacts montrant un engrenement serré des grains de quartz ; la tourmaline est fréquente. Il s'intercale également dans cette série, à différents niveaux, des passées de schistes vert-clair, très compacts, à toucher talqueux ; ils forment un niveau plus important juste sous les quartzites du terme suivant de la coupe. Cette série n'a pas livré de fossiles.
- 4 - Quartzite d'un blanc très pur, très brisé, à grain plus grossier et moins bien classé que ceux de l'ensemble précédent. Cette roche forme le sommet 83I de la crête; son épaisseur visible dépasse 70 mètres.

Les termes 3 et 4 de la coupe ci-dessus, par leur situation stratigraphique et leur facies, correspondent à la base des " Grès, quartzites et dolomies siegeniens " de la coupe de référence, (fig. 4 C, 3) .

REMARQUE : La coupe de la fig. 9 B , levée sur une crête parallèle à la précédente et située au S W de celle-ci, laisse voir deux failles inverses qui font chevaucher la série grésodolomitique (terme 3 de la coupe précédente) par les schistes plus anciens. Le gisement 3 B correspond à I et I^{bis} Ay et livre la même faune gédinnienne. Dans les gisements I - 2 et 4 B de la coupe (fig. 9 B) , ainsi qu'en 5 et 6 B situés plus au Sud sur la crête, mais toujours très près de la base de la série grésodolomitique, on trouve également la macrofaune mixte à affinités à la fois gédinniennes et siegeniennes.

B.) COUPE DU RUISSEAU DE PAGOLA (fig. 10)

La partie amont du Ruisseau de Pagola, affluent de la Nive d'Arnéguy et qui prend sa source au Col d'Elhursaro entre les Pics de Beillurti et d'Hostatéguy, fournit une bonne coupe plus complète

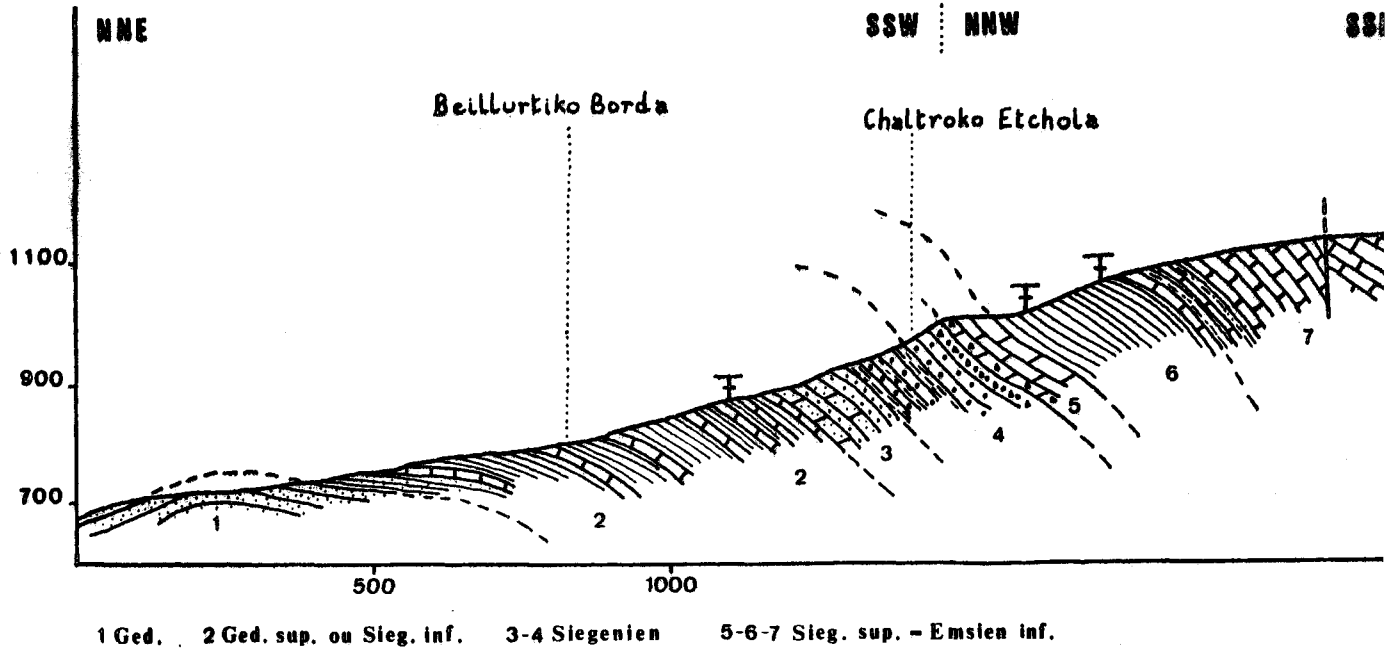


Fig. 10 Coupe le long du Ruisseau de PAGOLA

du flanc nord du synclinal de Château-Pignon. De bas en haut, on rencontre :

I - Grès quartzite en petits bancs de 3 à 5 cm. , clair, parfois verdâtre, parcouru de petits lits schisteux noirs. Ces bancs de grès alternent avec des schistes verdâtres très durs.

Ce premier ensemble repose sur des schistes bleus à lentilles gréseuses mais le contact avec les schistes à Graptolites n'est pas visible ici. Il doit correspondre à un facies particulièrement gréseux du terme I de la coupe de la crête d'Arbosse au Pic d'Orisson. Vers le milieu de la formation, un niveau schisteux renferme (Gis^t 2 MB) :

Proschizophoria torifera (FUCHS)

fossile typiquement gedinnien. Ce dernier se rencontre également dans le gisement I AH près d'Arnéguy dans des roches identiques.

- 2 - Schistes bleus ardoisiers alternant avec des bancs décimétriques de calcaire à encrines de même teinte (200 m)

Ils sont fossilifères à leur partie supérieure où les bancs de calcaire deviennent plus épais.

Dans le lit du ruisseau lui-même ou dans les gisements avoisinants, ils ont livré la même faune à caractère mixte que les calcaires rougeâtres de la crête d'Arbosse au Pic d'Orisson (Gis^{ts} 2 et 3 AH - I, 3, 5, 6, 7 MB)

- 3 - Ensemble de grès dolomitiques et de dolomies très cristallines de teinte claire alternant sur 50 mètres en puissance.

- 4 - Vers l'altitude 890, le long du thalweg, apparaît une nouvelle alternance : schistes vert très clair, à toucher talqueux et grès dolomitiques clairs . L'épaisseur des bancs gréseux augmente régulièrement à mesure que l'on monte dans la série. A son sommet, ils deviennent brèchiques : les éléments de la brèche sont en grès semblables à ceux de la série, le ciment est souvent grésodolomitique de teinte jaune. L'ensemble a une puissance de 130 mètres.

- 5 - Dolomie bleu foncée, très veinée dans toute la masse par de la calcite blanche ; les bancs sont décimétriques. Le banc inférieur est lui-même brèchique (environ 30 m.)

- 6 - Schistes bleus, fossilifères, dont le facies est très semblable à celui du terme 2 de la coupe, mais la faune renferme ici :

Eodevonaria dilatata (F. ROEMER)

e.g.
Euryspirifer arduennensis (SCHNUR)

Euryspirifer e.g. paradoxus-pellico

Leur âge est donc déjà emsien. Epaisseur : 100 m.

A leur partie supérieure, on rencontre un banc de calcaire riche en Polypiers simples.

- 7 - Calcaire récifal de Château-Pignon à riche faune de Polypiers simples et composés, Stromatopores et Bryozaires . La stratification reste pourtant toujours bien visible : il s'agit donc d'un biostrome. Le calcaire est bleu dans la masse, souvent blanc en surface; il admet quelques intercalations gréseuses et schisteuses. Son épaisseur dépasse 150 m. à l'endroit de l'ancienne redoute.

C) COUPE D'ENSEMBLE DU SYNCLINAL DE CHATEAU-PIGNON

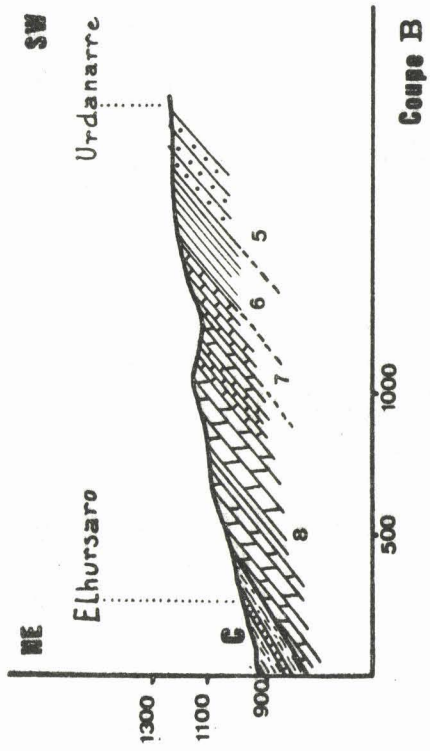
La coupe de la fig.11 A et son annexe de la fig.11 B montrent la structure d'ensemble du synclinal de Château-Pignon et complètent la série stratigraphique à la base et au sommet.

A la base, sous les niveaux grésodolomitiques siegeniens (terme 3 et 4 des coupes précédentes) apparaît la série schisteuse siluro-gédinnienne : elle affleure largement le long du ruisseau Gorritcho qui forme la frontière franco-espagnole. Près de la borne frontière 198, non loin du col de Bentarte, P. LAMARE (1945) a signalé dans des schistes ampéliteux des Graptolites géants déterminés par G.. WATERLOT (1945) comme datant le Wenlock supérieur. Les calcaires à encrines à faune mixte ne sont pas visibles ici soit qu'ils ne se soient pas déposés, soit qu'ils aient été laminés par la tectonique intense qui caractérise le bombement anticlinal du Valcarlos. Sous la série schisteuse, en effet, on voit apparaître les quartzites ordoviciens formant deux plis aigus, déversés vers le S W et venant chevaucher finalement la série schisteuse sous le sommet de Mendi Chipi. (Pl I, fig.1)

Dans le coeur du synclinal de Château-Pignon (fig. 11 B) affleure au-dessus du calcaire récifal de Château-Pignon, un ensemble où dominent les dolomies massives et les calcaires à grain fin, mais où s'intercalent encore quelques bancs de quartzite blanc. Cette formation qui correspond par sa situation stratigraphique aux " Dolomies et grès emsiens " de la coupe de référence (terme 5) s'enfonce sous le Crétacé supérieur transgressif. L'épaisseur visible dépasse 300 mètres. Je n'y ai pas trouvé de fossiles.

En résumé, le synclinal de Château-Pignon montre clairement au-dessus de la série schisteuse et schistogréseuse siluro-gédinnienne, un Dévonien inférieur fossilifère, composé de 3 termes :

- Grès, quartzites et dolomies d'âge siegenien.
- Schistes et calcaires récifaux intermédiaires (passage à l'Emsien)
- Dolomies massives et calcaires emsiens



- 8 Crétacé
- 7 Emsien
- 6 Sieg. sup.-Emsien inf.
- 5
- 4 Siegenien

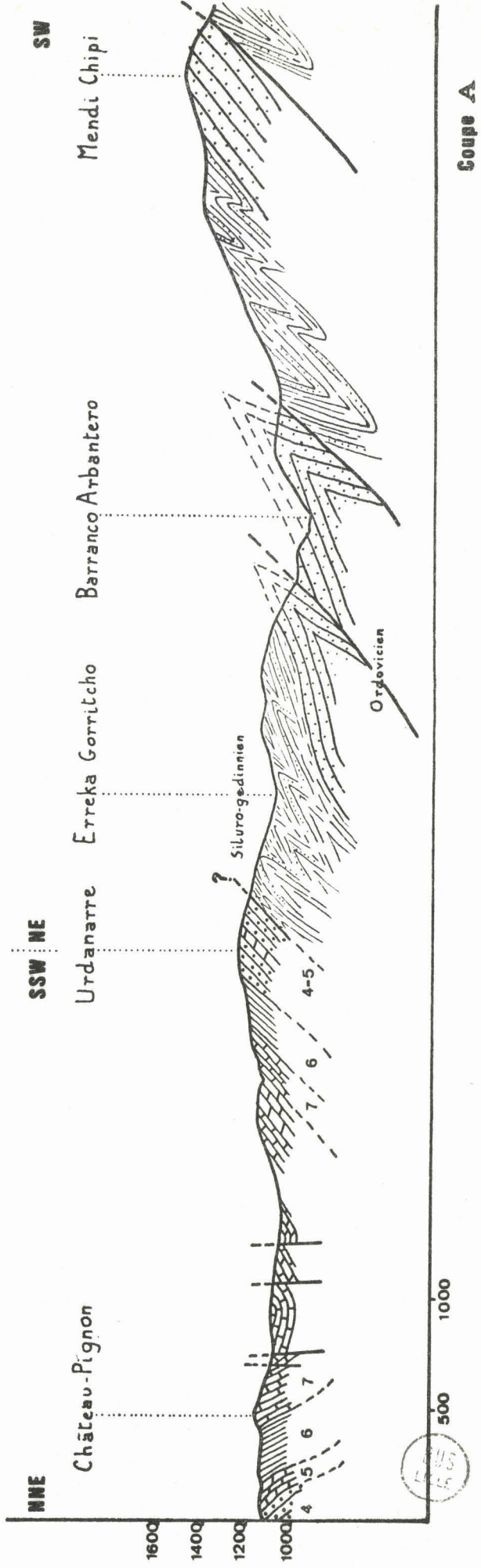


Fig.11 Coupe d'ensemble du Synclinal de CHATEAU-PIGNON

Coupe A

II - LE SYNCLINAL DE L'ADARZA (Dépliant II)

Situé au N W du synclinal de Château-Pignon, il a comme lui, une orientation générale W N W - E S E , encore bien repérable malgré de multiples dislocations affectant en particulier son flanc nord. La série stratigraphique y est plus complète vers le haut : on trouve au sommet du Pic Adarza et sur la pente ouest du Pic Mendimotcha les niveaux de base du Couvinien.

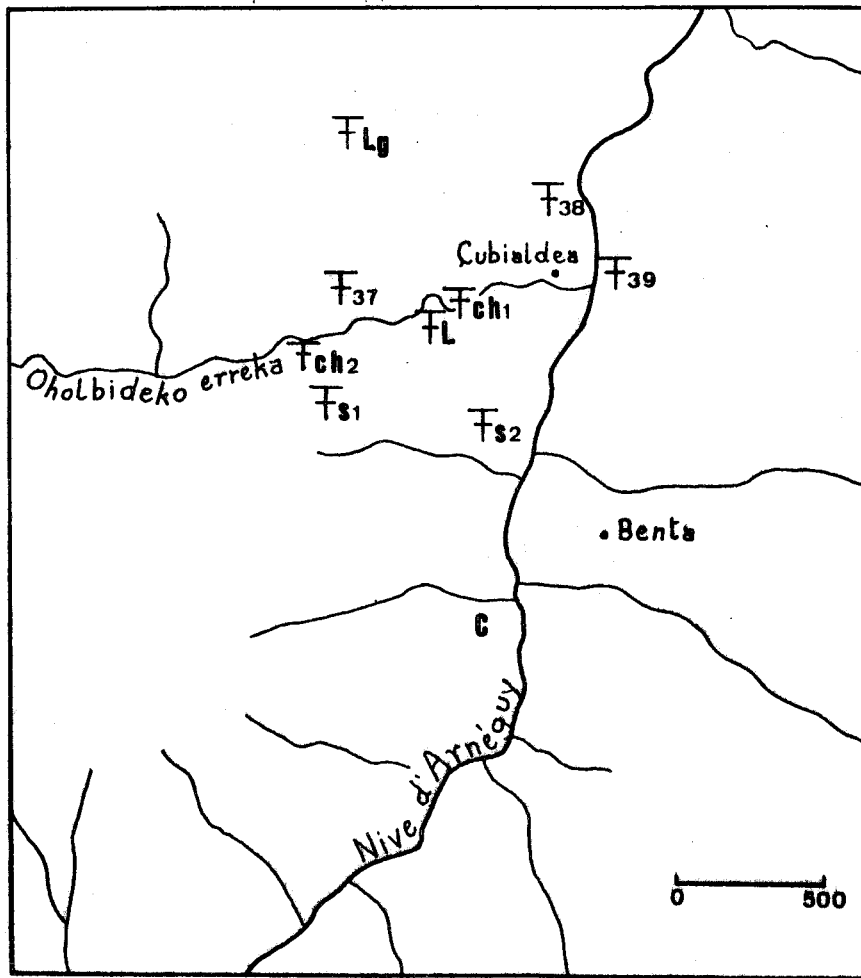
Le flanc nord du synclinal qui s'appuie sur les quartzites ordoviciens montre bien les termes inférieurs de la série stratigraphique dévonienne ; au contraire le flanc sud ne montre ces derniers qu'à l'état de lambeaux écrasés le long d'un grand accident d'orientation N 110° E séparant le synclinal de l'Adarza des formations ordoviciennes et siluriennes du bombement de Valcarlos et de la forêt de Hayra.

A) LE FLANC NORD DU SYNCLINAL DE L'ADARZA .

Une grande masse de quartzites à Bilobites et de schistes ordoviciens sépare le synclinal de l'Adarza de la dépression triasique de Saint-Jean-Pied-de-Port. Se développant sur une épaisseur visible d'au moins 600 m., ils sont dans l'ensemble faiblement inclinés vers le Sud, comme il apparaît sur la crête jalonnée par les sommets du Beharria, Monhoa, Artzaïnharria . A partir du Pic Oylarandoy, leur direction générale devient subméridienne avec pendages vers l'W, allure qu'ils garderont dans toute l'apophyse ordovicienne qui prolonge le massif des Aldudes, vers le Nord jusqu'au Pic d'Iparla. Les formations dévoniennes du flanc nord du synclinal de l'Adarza effectuent une torsion analogue au N W de Banca.

Sur les quartzites ordoviciens à Bilobites repose la série essentiellement schisteuse mais contenant encore des niveaux quartzitiques dont j'ai discuté l'âge précédemment dans la coupe de référence. j'ai retrouvé l'horizon fossilifère à Orthisplicata (SOW.) 2 Km à l'W S W du col d'Adarza sur la pente S E du sommet Mendichaharra. La bande repère des schistes, souvent ampéliteux, à Graptolites affleure sporadiquement au sein de cette série schisteuse en particulier sur les deux rives du ruisseau Oholbideko erreka qui descend du Pic Adarza vers la Nive d'Arnéguy. Le confluent du ruisseau avec la Nive est spécialement riche en gisements (fig. 12) J.W. LAVERDIERE (1930, p.31-32) en signale trois : 37 - 38 - 39 : seul le genre Monograptus

est cité avec deux espèces appartenant au Wenlock.



**Fig.12 Gisements à Graptolites & Crinoides
de la vallée de la Nive d'Arneguy**



P. LAMARE de son côté a retrouvé à l'E S E du Pic Béharria (L G) la faune géante du col de Bentarte du synclinal de Château-Pignon et d'âge Wenlock sup. d'après G. WATERLOT . J'ai moi-même trouvé dans ce secteur deux autres gîtes fossilifères à Graptolites (C H I et 2) dont les formes, déterminées également par G. WATERLOT, indiquent très vraisemblablement le Wenlock inférieur. Juste au-dessus stratigraphiquement de ces gisements, les points S_1 et S_2 m'ont livré de nombreux fragments, dont des lobilites, d'un Crinoïde Scyphocrinites stellatus mutabilis (HALL et SPRINGER) . Ces données encore trop isolées pour permettre le tracé continu de la bande à Graptolites à l'intérieur de la série schisteuse, confirment néanmoins l'âge toujours assez élevé dans le Silurien (Wenlock-Ludlow) des Graptolites découverts jusqu'à présent au Pays basque. Au point de vue facies, il faut signaler

qu'en certains endroits (par ex. C fig 12) la partie supérieure des schistes ampéliteux renferme des lentilles de calcaire bleu riche en Crinoïdes et Orthocères, caractère fréquent dans l'ensemble des formations à Graptolites des Pyrénées.

Partout où la superposition est observable sur le flanc N du synclinal de l'Adarza, viennent ensuite des schistes bleus ou verdâtres caractérisés par le développement très général de microrhythmes gréseux et plus localement de bancs de quartzite gris micacé, la formation est peu fossilifère ; quelques gisements (par ex. UAd, I Km au N N E d'ArnéGuy) ont pourtant fourni une faune nettement gédinnienne ;

Proschizophoria torifera (FUCHS)

Platyorthis cf. verneuili (DE KONINCK)

Douvillina (Mesodouvillina) traculta (FUCHS)

Howellella mercurii (GOSS)

Homalonotus sp.

Grammysia sp.

Les coupes (fig. I3 A - B) levées sur la pente nord des sommets Mataria (812) et Ahismeaka (773) montrent la suite des formations dévoniennes : on y retrouve superposés de bas en haut au-dessus des schistes à microrhythmes à faune gédinnienne la succession du synclinal de Château-Pignon :

- Calcaires schisteux à encrines et schistes ardoisiers fossilifères presque toujours présents sur ce bord nord du synclinal de l'Adarza (terme I sur les coupes) . Leur épaisseur varie entre 150 et 200 m.
- Quartzites blancs souvent dolomitiques, toujours associés à des passées de schistes vert-clair, à toucher talqueux (2 sur les coupes) . Au sommet du Mont Mataria apparaissent les premiers bancs d'une dolomie bleu-noir, veinée de calcite. L'épaisseur des quartzites sous-jacents est ici de 200 mètres.

Comme dans le synclinal de Château-Pignon les schistes et calcaires à encrines à la base des quartzites sont très fossilifères et posent les mêmes problèmes de datation. Le gisement 7 Ad situé au bas de la formation montre, déjà associés :

Howellella mercurii (GOSS)

Hysterolites hystericus (SCHL.)

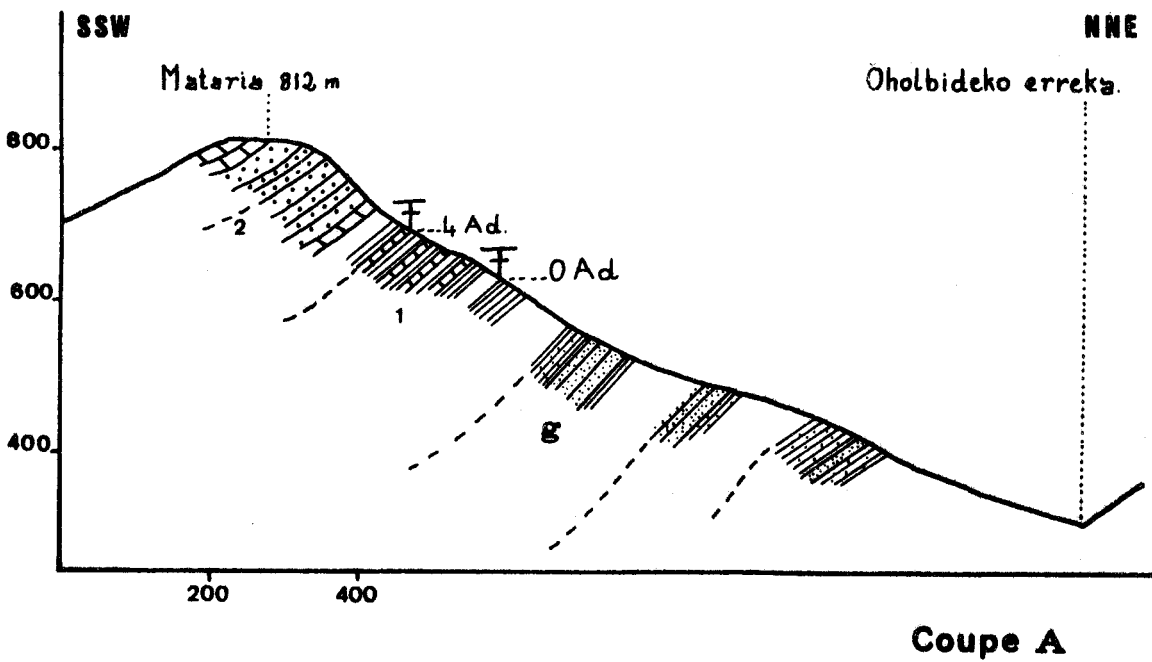
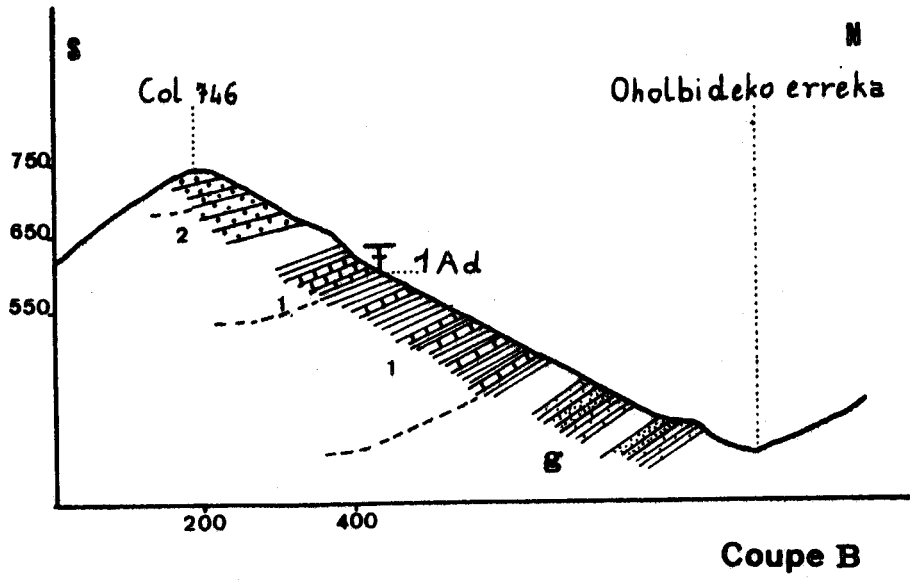


Fig.13 Coupes du flanc nord
du Synclinal de l'ADARZA

g Gédinnien

1 Ged. sup. ou Sieg. inf.

2 Slegentien



Les gisements 0 - I - 2 - 3 - 4-5 Ad situés plus haut juste sous les quartzites blancs renferment des dalles couvertes de fossiles :

- Tentaculites sp.
- Schizophoria cf. provulvaria (MAURER)
- Cryptonella sp.
- Uncinulus sp.
- Douvillina (Mesodouvillina) triculta (FUCHS)
- Hysterolites e g. hystericus (SCHL)
- Mauispirifer cf. gosseleti (BECLARD)
- Mauispirifer sp.
- Hysterolites sp. e g. crassicostatus?
- "Brachyspirifer" cf. rousseaui (ROUAULT)
- "Spirifer" sp. 2 (Pl. XI, fig. 9-10).
- Athyris cf. undata (DEF .)

Une dernière coupe sur le bord ^{nord} du synclinal de l'Adarza montre de bas en haut la succession suivante à partir d'une faille subverticale mettant en contact le Dévonien avec les schistes et quartzites ordoviciens :

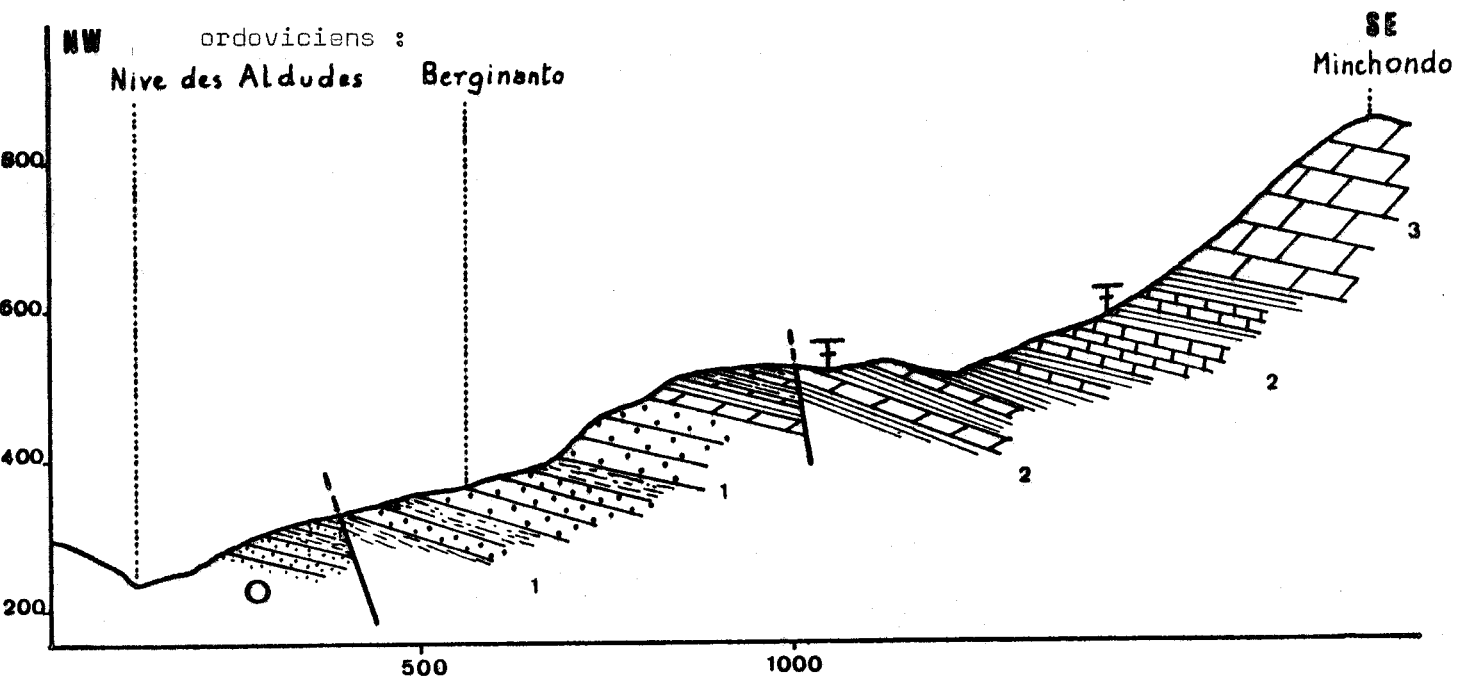


Fig.14 Coupe du bord nord du Synclinal de l'Adarza à l'E de Banca

- O Ordovicien
- 1 Siegenien
- 2 Sieg. sup. - Ems. inf.
- 3 Emsien
- I - Quartzites blancs, à plages dolomitiques irrégulières jaunâtres et les intercalations habituelles de schistes vert-clair.
- 2 - Schistes bleus toujours plus ou moins calcareux ou dolomitiques



admettant à la base des intercalations de dolomie bleu-noir, veinée de calcite et au sommet de calcaire bleu à encrines et Polypiers. A l'endroit de la coupe, cette formation a une épaisseur d'environ 300 mètres mais les calcaires du sommet semblent très variables en puissance, parfois même inexistant. C'est une zone richement fossilifère comme le montrent les nombreux gisements marqués sur la carte. Les plus inférieurs situés juste à l'apparition des premiers bancs de dolomie bleu-noir livrent en particulier :

Schizophoria vulvaria (SCHL.)

Oligoptycherhynchus cf. daleidensis (F. ROEMER)

" Stropheodonta " gigas (Mc COY)

Acrospirifer primaevus (STEININGER)

Euryspirifer e.g. paradoxus-pellico

Fimbrispirifer trigeri (de VERN.)

Athyris undata (DEF.)

Plus haut, au niveau des calcaires à Polypiers, les gisements donnent essentiellement les fossiles suivants :

Uncinulus sp.

Douvillina e.g. interstitialis (PHILLIPS)

Eodevonaria dilatata (F. ROEMER) en abondance

Eury spirifer e.g. paradoxus-pellico

Euryspirifer^e arduennensis (SCHNUR)

Spinocyrtia subcuspidata (SCHNUR)

L'abondance de E. dilatata et de E. arduennensis montre que l'on est déjà nettement dans l'Emsien.

- 3 - Dolomies grises et bleues, massives, en gros bancs formant la base des dolomies emsiennes de la montagne de l'Adarza dont il sera question ci-dessous.

B) LE FLANC SUD DU SYNCLINAL DE L'ADARZA

Il est constitué par les masses imposantes des deux pics de l'Adarza et de Mendimotcha. La pente sud-ouest de ces montagnes livre une coupe excellente, peu tectonisée, des formations situées au-dessus des schistes, dolomies et calcaires du terme 2 de la coupe précédente. La colonne stratigraphique (fig. 15) montre la succession de bas en haut.

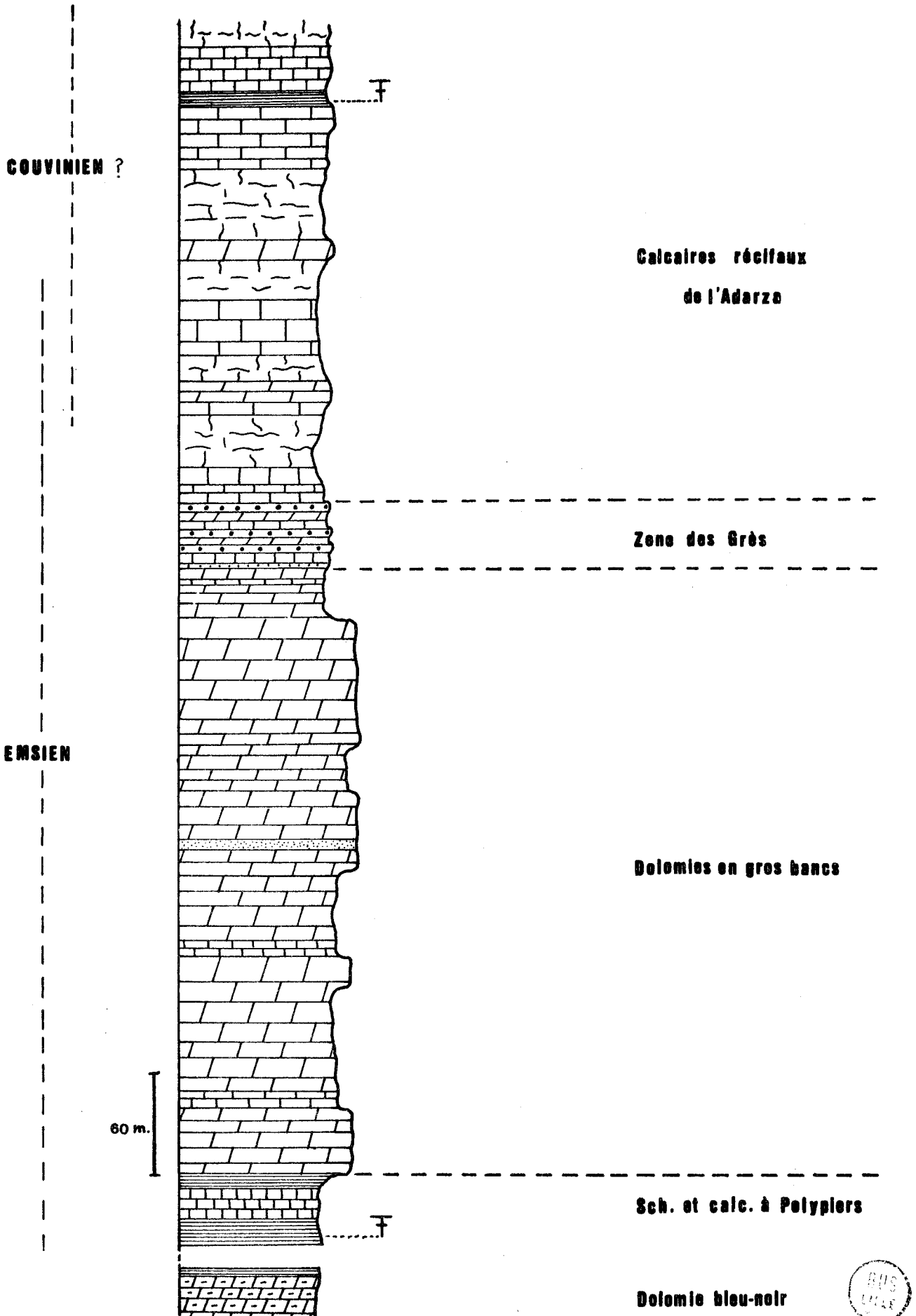


Fig. 15 Stratigraphie de la pente sud-ouest du Pic ADARZA

Trois différences par rapport à la succession du Jarra et de l'Arradoy méritent pourtant d'être signalées :

- 1 - Au sommet de la série schisteuse superposée aux quartzites à Bilobites, le Gédinnien se présente ici sous un faciès plus gréseux : les bancs de quartzite gris-bleu ne manquent pas au milieu des schistes à microrhythmes qui caractérisent cet étage.
- 2 - Les calcaires à encrines situés juste sous les quartzites ~~inferieurs~~ ^{Siegeniens} constituent ici un horizon quasiment constant. De plus leur richesse en fossiles est remarquable .
- 3 - Les dolomies emsiennes sont surmontées à l'Adarza par des calcaires récifaux, absents dans la région du Jarra et de l'Arradoy ; **une partie** de ces calcaires épais pourrait constituer un faciès latéral, dans le synclinal de l'Adarza, de la partie élevée des dolomies emsiennes de la région du Jarra et de l'Arradoy.

III - LA PARTIE SUD-OUEST DU MASSIF DES ALDUDES (Dépliant II)

Ce secteur du massif des Aldudes est limité à l' E et au N E par un grand accident chevauchant d'orientation N 160° E, plus ou moins parallèle au cours de la Nive entre Aldudes et Urepel et qui ramène l'Ordovicien et le Silurien du bombement anticlinal de Valcarlos et de la Forêt de Hayra par dessus le Dévonien inférieur depuis la latitude du village des Aldudes jusqu'aux environs de Roncevaux. Au point de vue stratigraphique cette région présente un double intérêt :

- Le Dévonien inférieur se présente ici avec des différences notables de faciès par rapport à ce qui a été décrit jusqu'à présent.
- la série stratigraphique y est beaucoup plus complète ; elle va du Siegenien au **Namurien** au moins.

A) LE DEVONIEN INFÉRIEUR

Les couches les plus anciennes du Dévonien inférieur ne sont guère visibles dans cette région où elles sont chevauchées par les formations ordoviciennes et siluriennes. Elles n'affleurent, semble-t-il, qu'à l'E et au N E du village des Aldudes. La coupe (fig. 16 A) montre à la cote 553 des schistes bleu foncé à noir, à microrhythmes

gréseux plus ou moins lenticulaires, à la partie supérieure desquels j'ai trouvé en un point (gist. Ibis Ald) :

" Brachyspirifer " e a. rousseau (ROUAULT)

On peut donc assimiler ces affleurements à la partie supérieure de la grande série schisteuse siluro-gédinnienne. Les schistes forment ici une bande orientée N 160° E et chevauchée à l'E par des quartzites plus récents ; au S W, ils passent normalement, mis à part de petits accidents locaux, sous des schistes vert-clair à niveaux carbonatés dont il sera question ci-dessous. Il ne semble donc pas qu'existent ici les calcaires bleus à encrines observés au sommet de la série schisteuse siluro-gédinnienne plus à l'E et au Nord.

La coupe (fig. 16 B) située au sud de la précédente traverse entre les grès d'Urkiluzea et ceux du sommet Zohuta (575), une dépression orientée N S très cultivée. Cette dépression montre de nombreux affleurements de schistes vert-clair le plus souvent, à lits gréseux brunâtres, associés à des bancs de grès, de dolomies gréseuses de teinte claire et de calcaires bleus, crèmes ou rougeâtres. Les niveaux carbonatés sont toujours riches en pyrite. Le fait que ces roches soient très tectonisées par les chevauchements qui affectent toute la région ne permet pas d'apprécier leur épaisseur. Elles ont livré à leur sommet sur la rive gauche du ruisseau Labiarengo (gist. IAld) :

Tentaculites straeleni MAILLEUX

Meganteris sp.

Acrospirifer primaevus (STEININGER)

Fimbrispirifer trigeri (de VERN.)

" Spirifer " sp.

Il s'agit d'une faune siegenienne.

Au-dessus de ces niveaux à schistes vert-clair, viennent les quartzites du Mont Zohuta (575 m). Il s'agit d'une roche d'un blanc très pur, tantôt compacte et montrant au microscope un engrènement étroit des grains de quartz, tantôt pulvérulente et friable. Les stratifications entrecroisées n'y sont pas rares. Ces quartzites, "quartzites des Aldudes" des anciens auteurs, forment la majeure partie des affleurements à l'E de la Nive des Aldudes ; les sommets dénudés qu'ils constituent sont caractéristiques de ce secteur. Jusqu'à Urepel, ils s'alignent en 2 bandes dont la plus à l'E chevauche la dépression schisteuse étudiée ci-dessus ; ils ne sont pas fossilifères. Leur situation

stratigraphique entre des gisements fossilifères siegeniens à la base et au sommet conduit à les assimiler à la partie supérieure des " Grès, quartzites et dolomies siegeniens " (terme 3 de la coupe de référence), mais leur épaisseur est dans ce secteur beaucoup plus grande et semble croître du Nord vers le Sud. La coupe (fig. 55 C) montre qu'elle atteint au moins 500 mètres au S S E d'Urepel.

Au-dessus des " Quartzites des Aldudes " vient une formation caractérisée par la récurrence fréquente de la dolomie bleu-noir à cloisonnement intense de calcite déjà décrite plus haut (terme 4 de la coupe de référence). Les meilleurs affilements de cette formation se situent le long d'une bande orientée N 160° E et allant de l'W d'Urepel jusqu'à la terminaison sud du massif des Aldudes. La dolomie bleu-noir est d'abord associée à des schistes calcareux ou dolomitiques bleus, (plus localement à des niveaux peu épais de calcaires bleus, rosés ou verdâtres riches en pyrite) . Ces schistes sont souvent décalcifiés et transformés en " grauwacke " extrêmement fossilifère. Dès les premiers bancs au-dessus des quartzites, on rencontre en de nombreux points (gists. 2-3-4-5-6-7-11-15 Ald) la faune suivante :

"Stropheodonta " gigas (Mc COY)
Stropheodonta purchisoni (de VERN.)
Stropheodonta sedowicki (ARCH. et VERN.)
Meganteris archiaci (de VERN.)
Meganteris inornata (DEHLERT)
Acrospirifer primaevus (STEININGER)
Eury spirifer e.g. paradoxus-pellico
Fimbrispirifer triggeri (de VERN.)
Athyris undata (DEF.)

Cette faune indique un âge siegenien supérieur - emsien inférieur.

Après une cinquantaine de mètres de cette alternance de dolomie bleu-noir veinée et de schistes calcareux fossilifères, la même dolomie est désormais associée à des quartzites blancs en bancs massifs très semblables aux " quartzites des Aldudes ". La colonne stratigraphique du ruisseau Imiliztegy (fig. 17) montre que cette association se poursuit sur 200 mètres d'épaisseur jusqu'à une nouvelle apparition brève du facies " schistes calcareux " où l'on trouve (gists 9 -12 - 13-13^{bis} Ald) :

Stropheodonta piligera (SAND.)

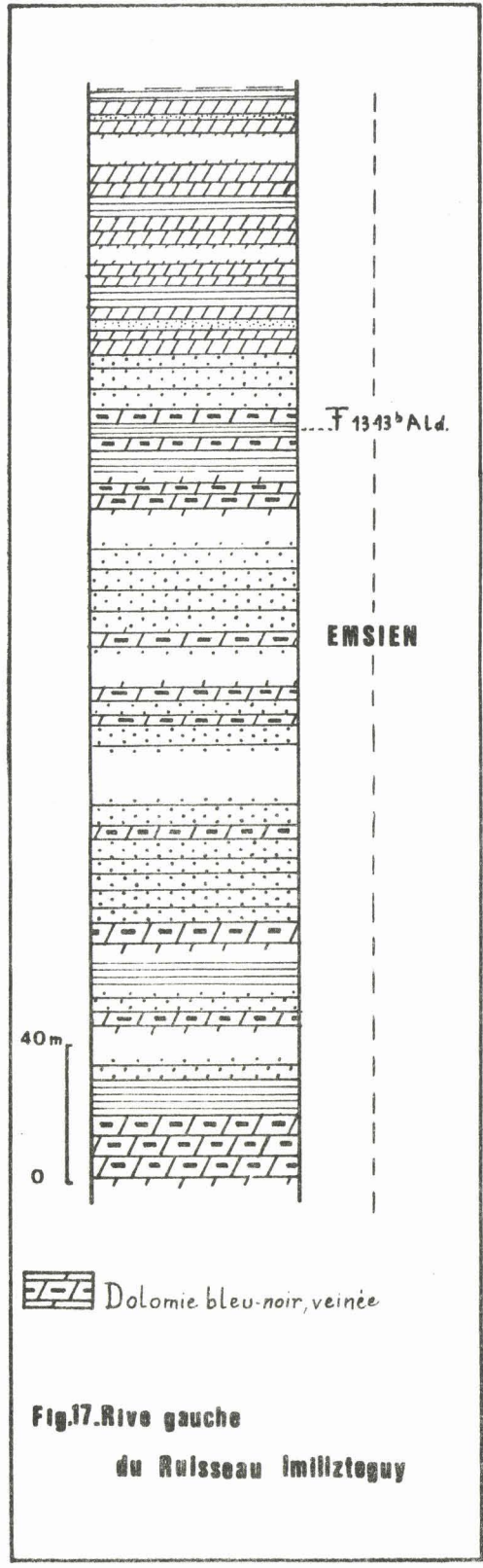


Fig.17. Rive gauche du Ruisseau Imilizteguay

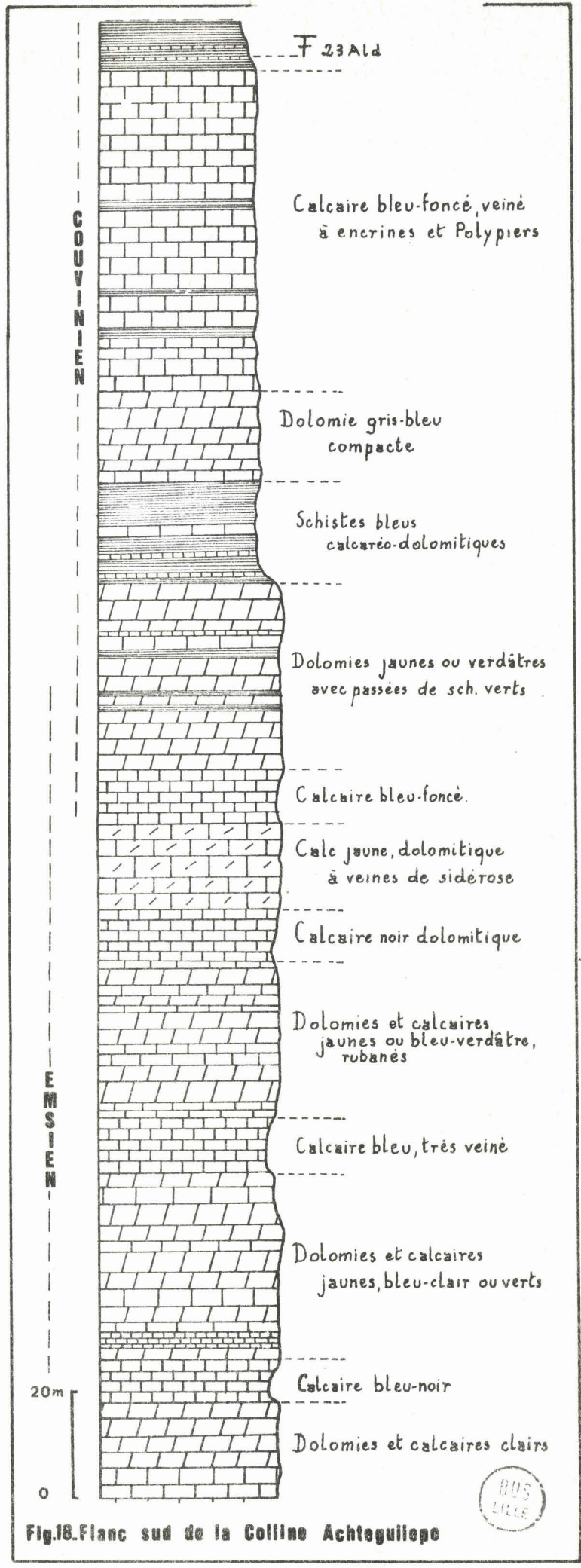


Fig.18. Flanc sud de la Colline Achteguillepe

Eodevonaria dilatata (F. ROEMER)

Eury spirifer e.g. paradoxus-pellico

Euryspirifer^{e.g.} aiduennensis (SCHNUR)

Anathyris phalaena (PHILLIPS)

Anathyris ezquerra (de VERN.)

C'est une faune emsienne.

Cette formation, contenant la dolomie bleu-noir veinée, correspond par ses faunes aux " schistes, dolomies et calcaires intermédiaires " de la coupe de référence (terme 4) et, sans doute, à la base des " dolomies et grès emsiens " de la même coupe (terme 5). Or il est remarquable qu'on ne trouve pas ici de calcaires récifaux et que les grès dominent largement sur les schistes.

Plus haut vient une série faite essentiellement de dolomies schisteuses et de calcaires avec quelques intercalations de grès fins surtout à la base. Cette série affleure le long de la frontière franco-espagnole, du côté français, en une bande continue orientée N W - S E mais les meilleurs affleurements, au moins pour la partie supérieure de la formation, s'observent en territoire espagnol, à la faveur de la nouvelle route de Pampelune, sur le flanc sud de la colline Achteguilepo (fig. I8). Par sa position stratigraphique, cet ensemble de roches correspond à la majeure partie des " Dolomies et grès emsiens " de la coupe de référence (terme 5) ou aux dolomies massives du Pic Adarza et du coeur du synclinal de Château-Pignon. Cependant par rapport à ces secteurs, on constate des différences lithologiques sensibles :

- Existence à la base d'un niveau constant de schistes verts et de grès à lits schisteux verts également
- Teneur en carbonate nettement plus faible; rubanement intense dû à l'abondance de la matière schisteuse ou finement gréseuse ; très souvent, le départ, total ou partiel, des carbonates laisse une roche brunâtre, schisto-gréseuse, très décomposée où se sont établis la plupart des champs cultivés de cette région des Aldudes. Le contraste est frappant entre ces roches et les dolomies massives de la pente S W de l'Adarza (fig. I5)
- Intercalation fréquente d'horizons calcaires à teintes vives : verts, jaunes ou rosés, à pyrite, ou de calcaire bleu ligné, nouveau caractère qui oppose également la série dolomitique

des Aldudes aux roches homogènes correspondantes de la montagne de l'Adarza.

On peut estimer à 300 ou 400 mètres l'épaisseur de cet ensemble dans le secteur S W du massif des Aldudes, mais cette estimation est sujette à révision à cause des multiples accidents tectoniques affectant la série. Elle est peu fossilifère ; néanmoins la partie tout à fait supérieure a livré en deux endroits (Gists. 25 et 37 Ald) :

Alatiformia alatiformis (DREV.) en abondance ce qui serait un indice de l'âge peut-être déjà couvinien de ces niveaux. L'ensemble de la formation doit représenter l'Emsien.

Le tableau (fig. 19) compare la série du Dévonien inférieur de la partie sud-ouest du massif des Aldudes à celle étudiée précédemment dans le synclinal de l'Adarza et à la coupe de référence (fig. 4 C)

B) LE DEVONIEN MOYEN

Au-dessus de la série dolomitique emsienne on trouve, dans le secteur S W du massif des Aldudes, des calcaires, bleu foncé le plus souvent, assez riches en Polypiers (fig. 18). D'épaisseur variable, ils sont particulièrement développés et se présentent en bancs massifs au sommet du Pic Ichterbegui, sur la colline d'Imilistegaña (200 m. d'épaisseur) et sur la pente est du mont Iturrumburu c'est à dire dans la partie sud de leur bande d'affleurement le long de la frontière. Plus au N leur puissance se réduit, les bancs sont moins épais et les intercalations schisteuses plus nombreuses ; on peut les observer sous ce facies sur la route qui longe, au S W d'Urepel, le ruisseau Lohitzeko erreka entre la maison Maltscoenea et la frontière ; ils ont fourni en cet endroit (Gist. 21 Ald)

Favosites eifeliensis NICHOLSON

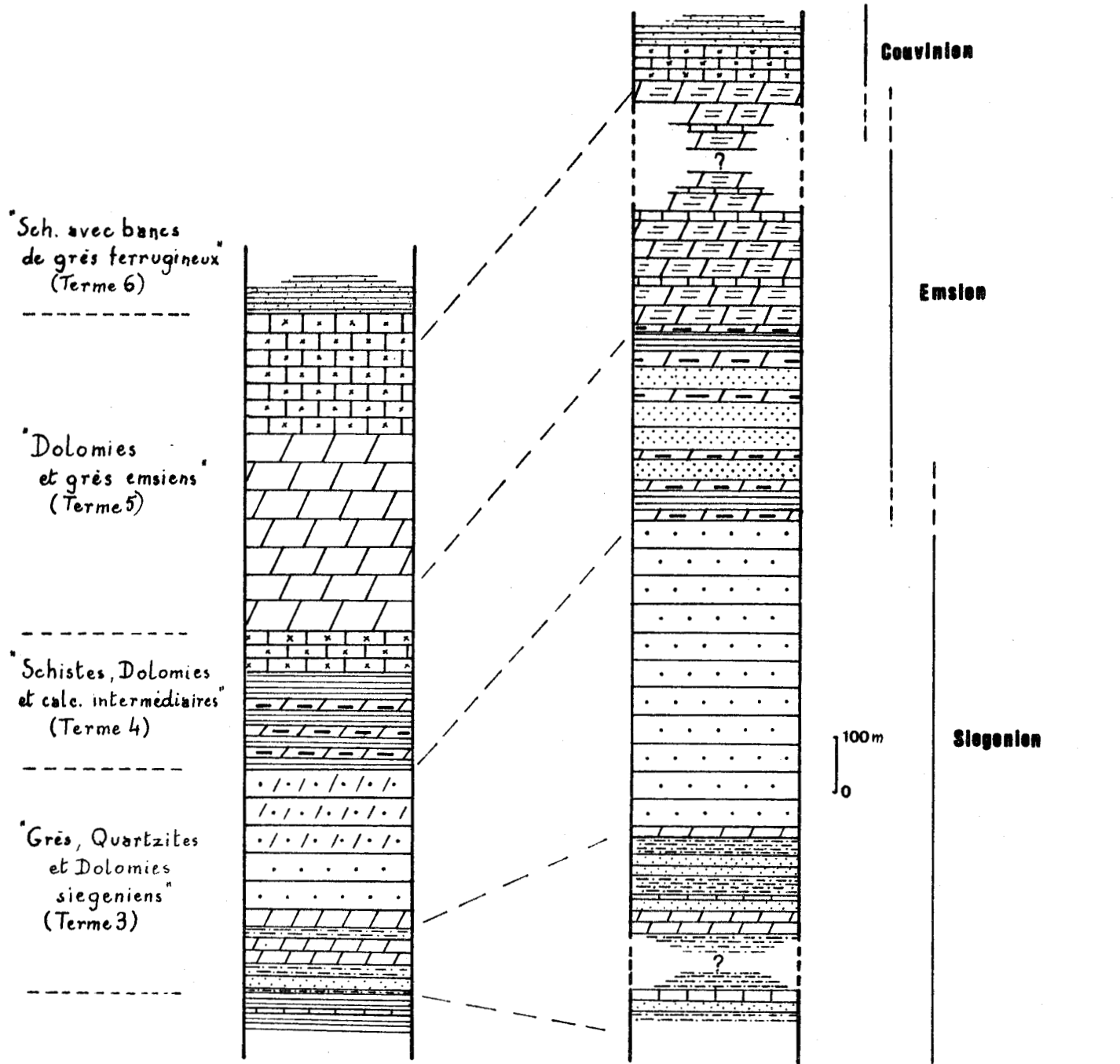
cf. Staphylopora chaetetiformis LE MAITRE

et d'autres Polypiers coloniaux. Une bonne coupe de ces calcaires et schistes est visible également au N W d'Esnazu, le long du chemin qui longe, sur son flanc S W , la crête portant les sommets 597 et 592. Outre les Polypiers, on trouve ici dans une intercalation schisteuse un gisement de Brachiopodes renfermant en abondance (Gist. 42 Ald) :

Alatiformia alatiformis (DREV.)

Paraspirifer cultrijugatus (ROEMER)

ce qui permet d'identifier ces calcaires et schistes à la partie supérieure des calcaires récifaux du Pic Adarza d'âge Couvinien de base. très probable.



oupe de Référence Synclinal de l'Adarza (Fig. C)

Sud-ouest du Massif des Aldudes









- | | | | | | |
|------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------|
|  | Quartzites des Aldudes |  | Dolomies massives |  | Sch. gréseux. |
|  | id. avec passées dolomitiques |  | Calc. à Polypiers |  | Dolomies riches en matière argileuse. |
|  | Sch. vert-clair à toucher "talqueux". |  | Dolomie bleu-noir, veinée | | |

Fig.19 - Stratigraphie comparée du Dévonien inférieur & du Couvinien des régions de l'Adarza & du Sud-ouest des Aldudes



A cette sédimentation calcaire fait suite un régime essentiellement schisteux qui va prédominer, sur l'ensemble du pays basque pendant la plus grande partie du Dévonien moyen et même sans doute la base du Dévonien supérieur. Dans le secteur étudié ici, ces formations tendres correspondent à la dépression qui suit la frontière franco-espagnole du côté ouest. La large vallée du Rio Argus qui descend des hauteurs d'Autringo et d'Irurita vers la Bidassoa fournit de bonnes coupes de ces formations (fig.20 A-B) . Au S.E. des collines citées, le sillon schisteux se dédouble en deux bandes étroites par suite du horst d' Achteguilepo (fig.20 B) qui fait réapparaître la masse des dolomies emsiennes. Plus au S.E. encore, on retrouve en un seul sillon ces couches schisteuses sur le flanc est du Mont Adi .

Au point de vue stratigraphique on peut subdiviser cet ensemble schisteux en trois parties :

- I - A la base, au-dessus des calcaires à Polypiers, schistes gréseux, à minces bancs de grès, très micacés, se clivant mal, à niveaux calcaireux souvent décalcifiés en " grauwacke " ; cette dernière fournit partout l'un des niveaux les plus fossilifères du pays basque. Les gisements 34 Ald - 23 Ald - 24 Ald - 40-41 Ald - 38 Ald, ont livré :

Uncinulus pila (SCHNUR)

Stropheodonta piniqera (SAND.)

Euryspirifer mosellanus (SOLLE)

Spinocyrtia subcuspidata (SCHNUR)

Alatiformia alatiformis (DREV.)

Brachyspirifer carinatus (SCHNUR)

Paraspirifer cultrijugatus (F. ROEMER)

Anathyris alejensis COMTE

Ces nombreux gisements prouvent que l'on est ici encore dans le Couvinien de base, Co 1a . Par rapport au terme correspondant de la coupe de référence (terme 6), le facies est ici nettement plus gréseux et la puissance plus grande.

C'est dans ces schistes qu'on rencontre localement des niveaux de minerai de fer autrefois exploités : P. LAMARE et I. GOAR (1936) les ont étudiés en détail et ont montré qu'il s'agissait de minerai de fer oolithique; les deux bandes qu'ils figurent dans leur texte (fig.1) sont dues à une répétition tectonique

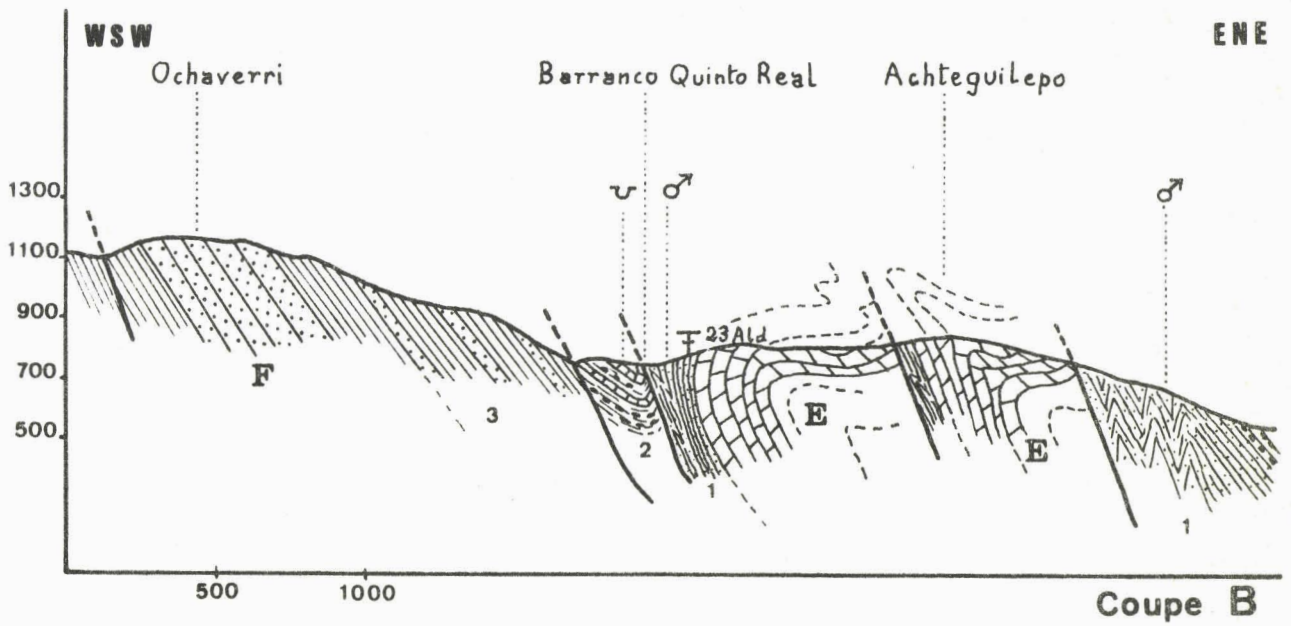
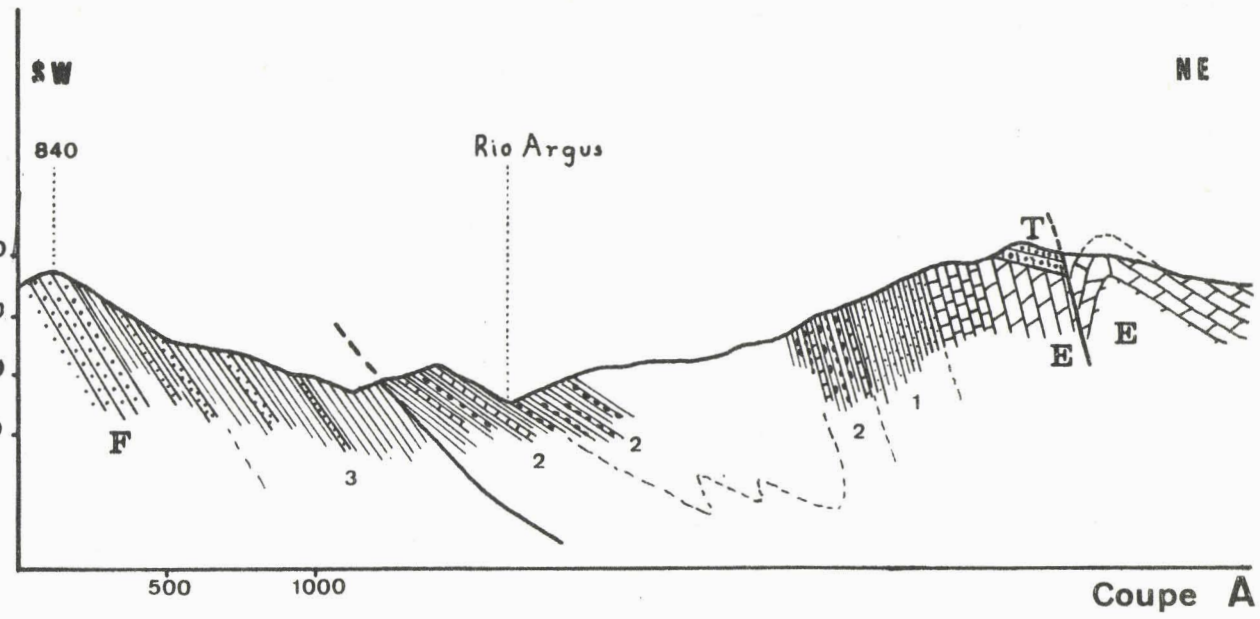


Fig.20 Le Dévonien moyen dans la partie sud-ouest du Massif des ALDUDES

E Emsien 1 Couvinien inf. 2 Dévonien moyen 3 Passage Givétien-Frasnien
F Frasnien **T** Trias



causée par le horst d'Achteguilepo, comme ils le pressentaient. (cf. ma propre coupe, fig. 20 B).

- 2 -Au-dessus viennent des schistes noirs, prenant parfois même l'aspect de schistes " carburés ", calcaireux souvent, contenant des bancs de calcaire dolomitique noir, fétide, très riche en matière organique. Mais le trait le plus caractéristique de ces schistes c'est qu'ils renferment fréquemment des nodules siliceux dont la taille varie de 2 à 10 cm. Quel est l'âge de ces schistes ? Ils sont très peu fossilifères ; je n'y ai rencontré que de petits Tentaculites pélagiques, On peut d'abord constater que par leur situation stratigraphique et leur facies, ils correspondent aux schistes à nodules de la vallée de la Nive, (terme 7 de la coupe de référence) : on sait que là leur partie inférieure est couvinienne. Par ailleurs, dans le secteur étudié ici, des lentilles de calcaires récifal incluses dans ces schistes, au S de leur bande d'affleurement, ont fourni à M. WIRTH (1967, p.197) des Conodontes indiquant le Givétien terminal. Il semble donc que la sédimentation des schistes à nodules ait duré pendant la majeure partie du Dévonien moyen. Ici, pas plus que dans la région du Jarra et de l'Arradoy, l'état très tectonisé des affleurements ne permet de donner une estimation sûre pour l'épaisseur de cette formation.
- 3 -Succédant aux schistes à nodules, viennent des schistes gris-verdâtre à cassure souvent conchoïdale, mais les bancs de calcaire et les nodules ont disparu ; en montant dans la série, ces schistes se chargent peu à peu de bancs de grès quartzite vert. Les seuls fossiles que j'ai pu y recueillir sont encore de petits Tentaculites indéterminables spécifiquement d'après H. LARDEUX . L'âge de ces schistes superposés aux schistes à nodules reste donc indéterminé : c'est sans doute à leur niveau que se fait le passage du Dévonien moyen au Frasnien (cf. terme 8 de la coupe de référence).

C) LE DEVONIEN SUPERIEUR ET LE CARBONIFERE

Ces terrains affleurent largement dans la pointe S W du massif des Aldudes . Comme ce secteur a été étudié avec soin par les géologues allemands de l'Ecole de Clausthal et qu'une cartographie détaillée en a été dressée par eux, je me contenterai ici de donner deux coupes

complémentaires et de poser quelques problèmes qui me semblent subsister encore.

I - LE DEVONIEN SUPERIEUR . COUPE D'ABARTAN (fig.21)

Cette coupe montre à la base les schistes à nodules et bancs calcaires très déformés tectoniquement . Puis, en série inverse, on rencontre successivement :

- des schistes à bancs de grès vert décimétriques ; dans les schistes on trouve les petits Tentaculites habituels.

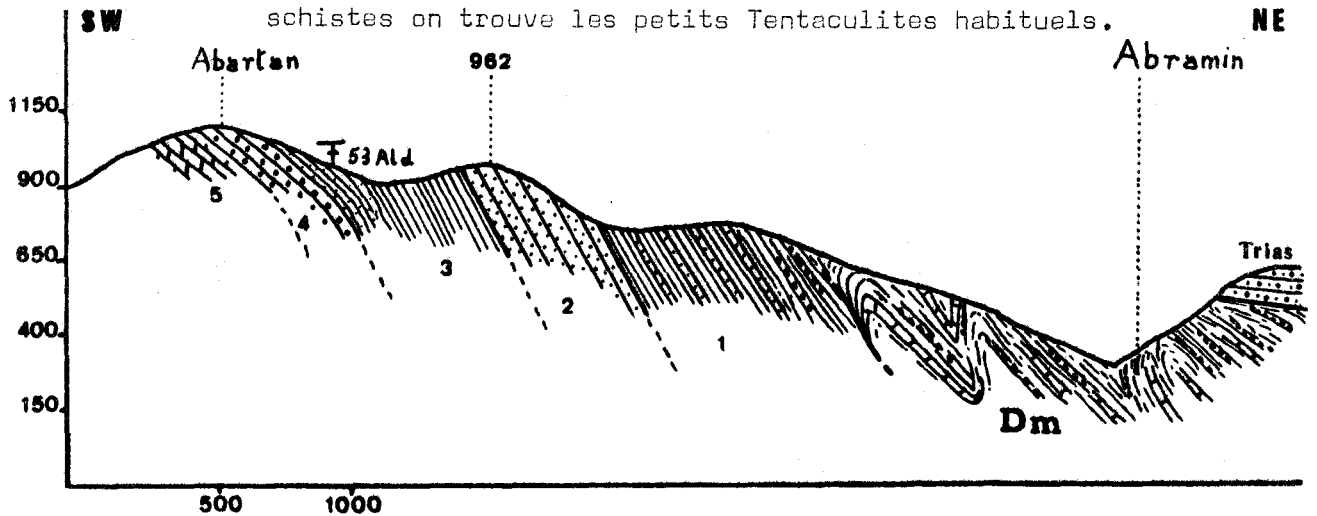


Fig.21 Coupe d'ABARTAN

Dm Dévonien moy. 1 Passage Givettien-Frasnien 2 Frasnien 3 Famennien inf. 4 Fam. sup. 5 Carb.

- Au sommet 962, une barre de grès de 300m d'épaisseur, en bancs massifs, souvent verts, à cassure luisante. Entre les bancs, de minces intercalations de schistes bleus montrent des débris de plantes indéterminables .
 Ces grès, qui constituent vers le S E l'alignement des sommets de Trepas, Ocoro, Ochaverri, Zuregun, Arguinzu et la masse du Mont Adi, correspondent par leur situation stratigraphique et leur facies aux grès situés sous le Pic d'Arradoy dans la coupe de référence (terme 9). On sait qu'ils ont livré là vers leur base une flore indiquant le Frasnien moyen.
- Sur ces grès, viennent de nouveau des schistes brun-verdâtre, à cassure conchoïdale ou se débitant facilement en " crayons ". A leur base, juste au-dessus des grès verts, ils ont fourni une microflore contenant plusieurs espèces du Famennien inférieur belge (Senzeilles, Fa 1a) d'après les déterminations de M. STREEL.



Le sommet des schistes, plus gréseux, a livré par ailleurs une faune de Brachiopodes où l'on trouve en particulier (Gist. 53 Ald) :

Cyrtospirifer verneuili (MURCH.)

Centrorhynchus letiensis (GOSS.)

" Productella " ~~productoides~~ (MURCH.) *sp.*

La même faune a été retrouvée juste au S W du sommet 1129 (Gist. 52 Ald) . Il s'agit de la faune des " Grès à Sp. verneuili " du massif de Mendibelza.

La présence dans ces gisements de ^{eg.} C.letiensis pose un problème de concordance entre micro et macrofaune. En effet, M. WIRTH (1967) a identifié, dans des bancs calcaires situés au même niveau que mes gisements, juste sous les grès violets (voir ci-dessous), des Conodontes indiquant la partie la plus élevée du Frasnien (de I^S). Or ~~on admet généralement que~~ le groupe de C.letiensis débute, au plus tôt, au sommet du Famennien inférieur.

- Le sommet d'Abartan est fait de grès violets, ferrugineux, dont la présence constante à ce niveau dans le massif des Aldudes, constitue un bon repère stratigraphique d'autant plus précieux qu'on le retrouve dans la partie sud du massif de Mendibelza. Jusqu'à leur sommet on trouve la faune à C.^{eg.}letiensis, ce qui signifie qu'ils appartiennent complètement au Famennien.
- Au-dessus viennent des dolomies saccharoides qui marquent le début de la série carbonifère dont il sera question ci-dessous.

2 - LE CARBONIFERE DU MASSIF DES ALDUDES

La coupe de la figure 22 dans sa partie sud-ouest montre bien la succession des terrains appartenant à cette période. Elle figure un premier synclinal de Carbonifère déversé vers l'W, entre les sommets 1129 et 1194, formés de grès verts frasnien ; la barre de ces grès du sommet 1194 chevauche elle-même le flanc est d'un nouveau synclinal carbonifère, celui du Mont Sayoa.

On peut observer la succession suivante par exemple sur le versant est de la vallée de l'Arroyo Artesiaga, non loin du col du même nom :

- 1 - au-dessus des grès violets du Famennien supérieur, calcaire

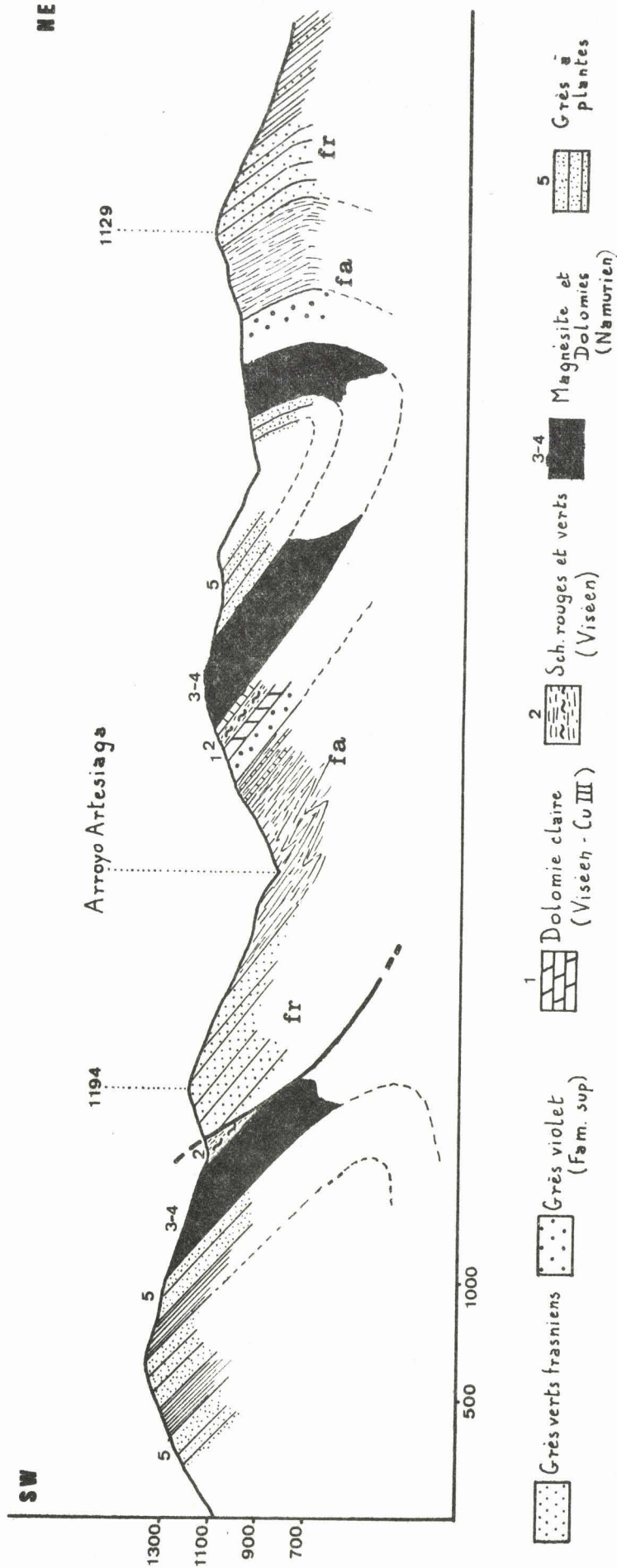


Fig. 22 Coupe du Carbonifère dans la partie sud-ouest du Massif des Aldudes



et dolomie cristalline, clairs, en gros bancs (25 à 30 m.): cette roche est appelée " Marbre Griotte " ⁽¹⁾ par les géologues de Clausthal. M.WIRTH (1967 p. 194 - 196) en cet endroit et en d'autres points du massif a découvert dans cette formation une microfaune de Conodontes indiquant un âge dinan-tien déjà élevé, Cu II - III de la zonéographie à Conodontes, c'est à dire le ^{le *Pericyclus et*} Goniatites-stufe de la zonéographie à Céphalopodes. (Viséen).

- 2 - Schistes rouges et verts où s'intercalent de petits bancs de calcaire rougeâtre en amandes (20 à 30 m). Au col d'Artesiaga, ils ont livré à M. WIRTH des Conodontes du même âge que le terme I .
- 3 - Masse stratifiée de " magnésite " (= giobertite $Mg CO_3$) développée ici sur 50 à 75 mètres d'épaisseur ; c'est cette bande qui est exploitée à Asturreta, au confluent du Rio Olazar et du Rio Arga. J.P. DESTOMBES (1955) et A. PILGER (1959) ont démontré l'origine métasomatique de cette " magnésite " . Sa présence à ce niveau n'est pas constante dans le massif : on trouve souvent à sa place une dolomie cristalline gris-bleuté en petits bancs de 5 à 10 cm qui constitue sans doute la roche originelle ; fréquemment également on trouve à l'intérieur d'une zone transformée en magnésite des bancs ~~intacts~~ de cette dolomie. DE LLARENA (1950) a découvert dans des niveaux schisteux et calcareux intercalés dans la magnésite d'Asturreta une faune de Goniatites déterminée par H. SCHMIDT et datant du Namurien de base (Zone à Eumorphoceras bisulcatum) . On peut donc admettre qu'une partie au moins des zones de magnésite est déjà namurienne.
- 4 - Sur la magnésite ou les dolomies correspondantes, reposent des calcaires bleu-noir dolomitiques alternant avec des schistes bleus (environ 100 m.) .
J'ai trouvé dans une passée de ces schistes à 1 km. 5 au S E du col d'Artesiaga un gisement fossilifère (Gist. 60 Ald) contenant encore Eumorphoceras bisulcatum . GIRTY
- 5 - Au-dessus de cette série carbonatée carbonifère vient une masse de grès brun-foncé à mica blanc et de schistes bleu-noir, les grès dominant nettement sur les schistes. On y rencontre des débris de plantes, mais je n'y ai pas retrouvé la flore à Neuropteris gigantea de la même formation dans le massif de Mendibelza. Ces niveaux détritiques dont on peut

1) Le faciès et l'âge sont nettement différents du Calcaire griotte de Mendibelza.

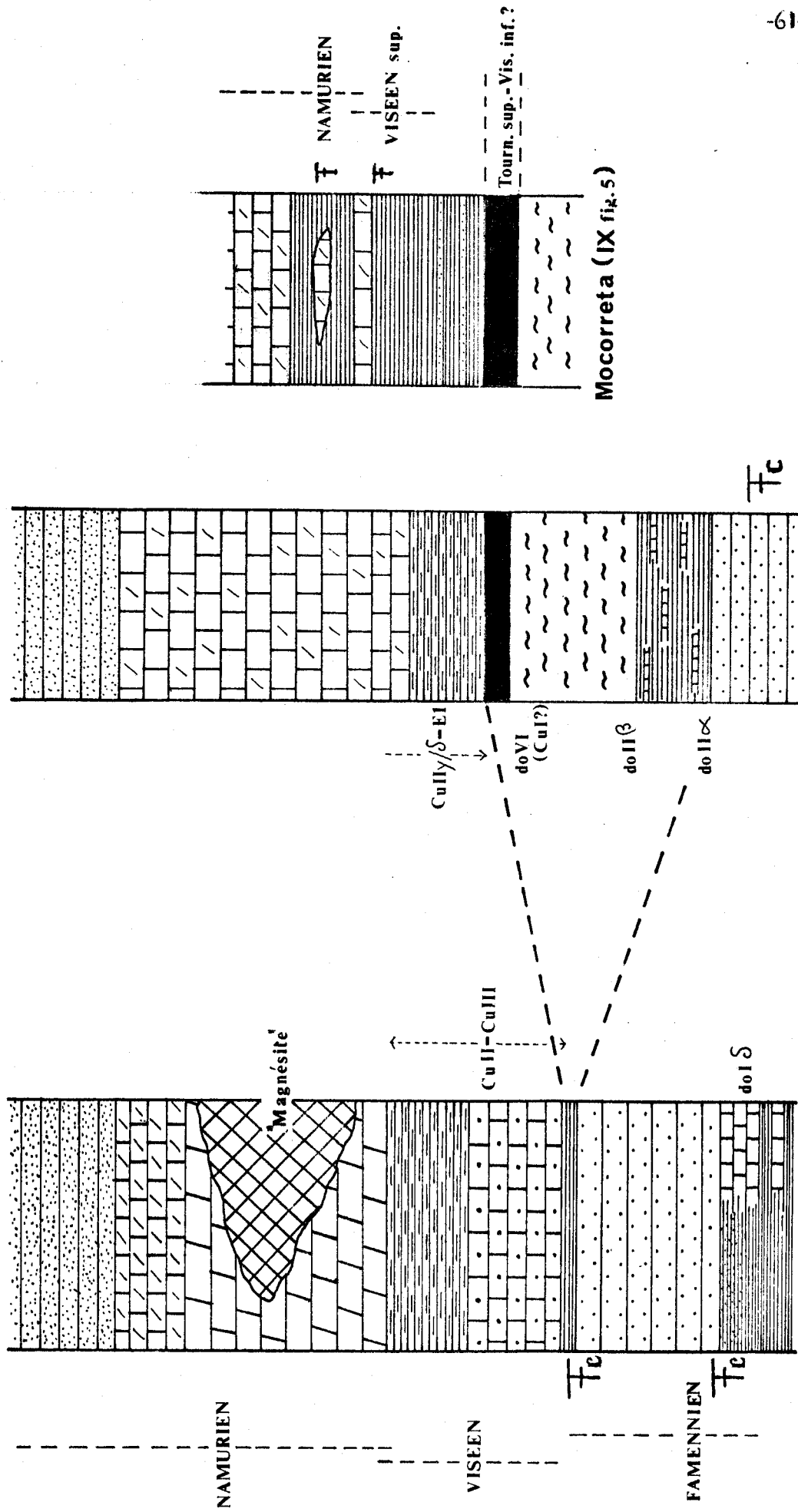
simplement dire qu'ils sont d'un âge plus élevé que le Namurien à Eumorphoceras bisulcatum achèvent la série sédimentaire paléozoïque du massif des Aldudes.

Cette succession comparée à celle du Massif de Mendibelza qui lui ressemble le plus, appelle les remarques suivantes :

- M. WIRTH (1967) n'a pas trouvé dans les nombreuses coupes étudiées par lui dans le Massif des Aldudes les zones de Conodontes du II à du VI , ni Cu I soit une bonne partie du Famennien, le Strunien et le Tournaisien inférieur. Une seule exception remarquable, près d'Asturreta où un calcaire s'est révélé d'âge du II à du IV . Cet affleurement isolé est le ^{seul} point actuellement connu dans le Massif des Aldudes qui correspond, par l'âge, au calcaire griotte situé sous les lydiennes du Massif de Mendibelza (cf. fig. 7) . On peut donc dire que cette formation si caractéristique est presque totalement absente dans la partie S W du Massif des Aldudes. De même les lydiennes qu'on observe le plus souvent au-dessus du calcaire griotte dans le Massif de Mendibelza sont quasiment absentes dans le Massif des Aldudes. Cette double lacune témoigne, une nouvelle fois, de l'instabilité des conditions de sédimentation au Pays basque au Famennien supérieur et à la limite dévono-carbonifère.
- Les schistes rouges et verts et les calcaires rouges en amandes (terme 2) datés ici par Conodontes, doivent correspondre aux schistes et griottes qu'on rencontre souvent dans le massif de Mendibelza au-dessus des lydiennes et qui ont livré là une microfaune à peu près du même âge.
- Les formations suivantes magnésite, dolomies et calcaires bleu-noir (termes 3 - 4) semblent bien être l'équivalent des calcaires bleu-noir du massif de Mendibelza et qui sont eux aussi d'âge namurien.
- enfin la formation des grès à plantes (terme 5 de la coupe) se rencontre sous le même facies dans le massif de Mendibelza. Ces remarques sont illustrées par le tableau de la fig. 23 qui compare la coupe du col d'Artesiaga à 2 coupes du massif de Mendibelza.

Massif des Aldudes

Massif de Mendibelza



Artesiaga

Iraty (IV fig. 5)

Mocorreta (IX fig. 5)

Fig. 23- Stratigraphie comparée du Famennien & du Carbonifère des Aldudes & de Mendibelza

- Grès violets et "Grauwacke" à *Sp. vermouli*
- Grès à plantes
- Calcaire griotte
- Calcaire bleu et Dolomies namuriens
- Sch. rouges et verts
- "Marbre griotte" (sensu M. Wirth)
- Lydiennes
- Magnésite
- Cu II - Cu III
- Cu II / δ - E I
- do VI (Cul?)
- do II β
- do II α
- do I δ

IV - LE MASSIF DES CINCO - VILLAS

INTRODUCTION

A) SITUATION GEOGRAPHIQUE (fig 24)

Le massif des Cinco-Villas (I) constitue le plus occidental des massifs paléozoïques basques. Situé presque totalement en territoire espagnol, dans les provinces de Navarre et du Guipuzcoa, il s'allonge d'E en W sur 40 Km. de longueur entre les méridiens de San-Sebastian à l'W et de Maya-del-Baztan à l'E. Sa plus grande largeur atteint 22 km. entre Oyarsun et Ezcurra. Les parties centrale et orientale du massif sont arrosées par la Bidassoa ; celle-ci, sous le nom de Baztan, en constitue d'abord la limite orientale entre sa source, au N de Maya, et Elizondo ; elle coule alors du N au S dans une dépression triasique. Entre Elizondo et Santesteban, son cours, orienté E - W, borde le massif au S. Enfin, elle le traverse complètement du S au N, entre Santesteban et Vera-de-Bidasoa. La partie occidentale du massif est arrosée principalement par le Rio Urumea, affluent du Rio Oria, lequel rejoint l'Océan à San-Sebastian.

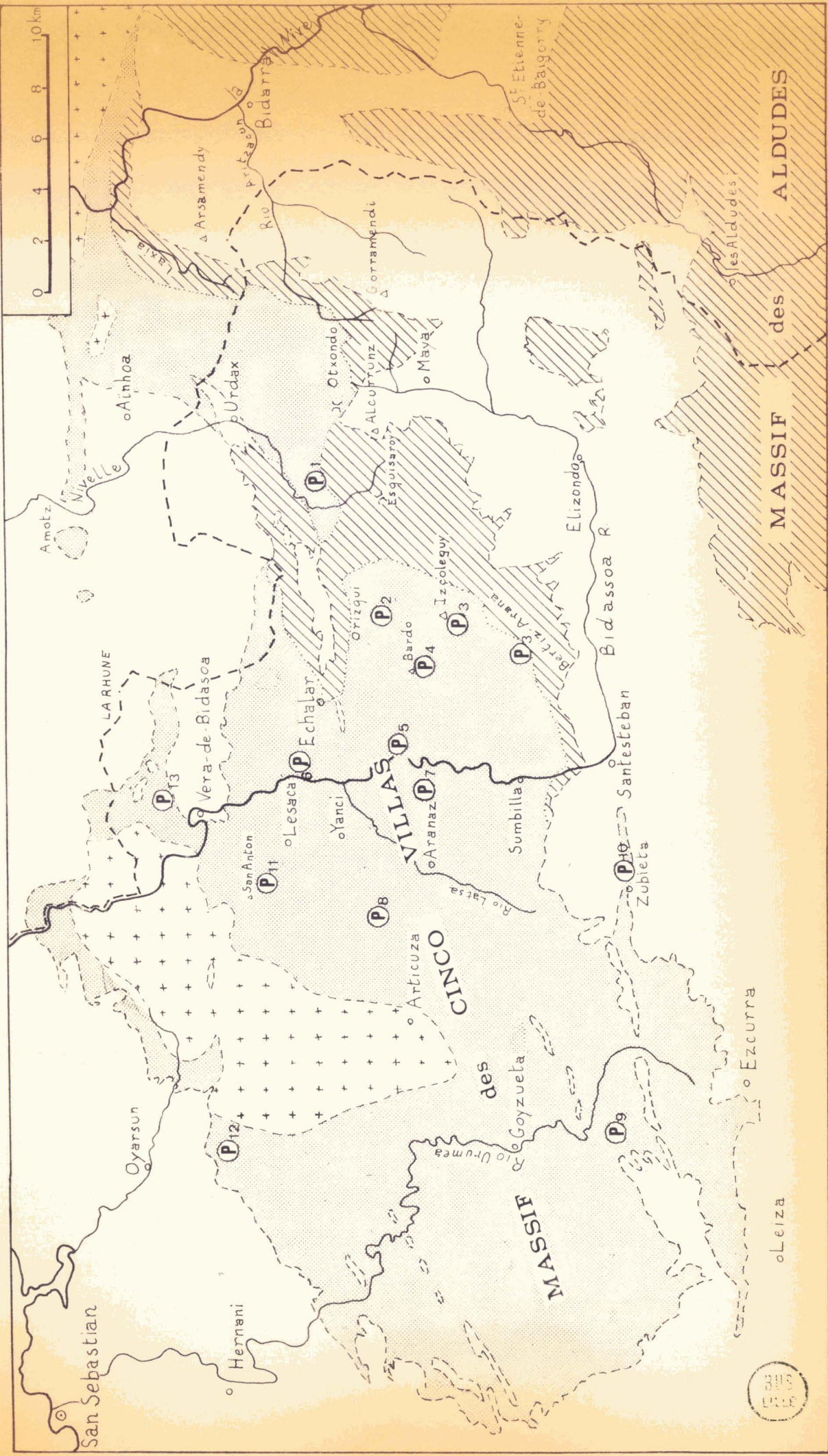
Je joindrai à l'étude de ce massif ainsi défini, la région située entre le méridien des localités d'Aïnhoa et d'Urdax à l'W et les crêtes montagneuses du Gorramendi et de l'Artzamendi à l'E. Ce secteur, qui soude le massif des Cinco-Villas à celui de l'Ursuya-Baygura, possède en effet une stratigraphie très semblable : entre le col d'Otxondo et le village d'Urdax le Paléozoïque se suit sans discontinuité ni changement notable de facies d'un massif à l'autre.

B) INTRODUCTION HISTORIQUE ET PLAN DE L'ETUDE

Au point de vue géologique, ce massif est le moins connu des massifs paléozoïques basques. Sa couverture forestière, la monotonie de ses facies presque uniformément schisteux, expliquent sans doute le

(I) P. LAMARE justifie ainsi l'origine de ce nom qu'il a donné au massif :

" Ce nom m'a été suggéré par Camille JUILLIAN. Les 5 villes de la montagne navarraise, qu'il ne faut pas confondre avec celles de l'Aragon (province de Huesca), sont Aranaz, Echalar, Lesaca, Vera-de-Bidasoa et Yanci " (Notice sur les travaux scientifiques de P. LAMARE " Paris 1950 - p.9 en note)







-  Paleozoique de type "Cinco-Villas"
-  Poudingue carbonifere
-  Paleozoique de type "Aldudes-Mendibelza"
-  Granites et schistes cristallins.

Fig.24 - Les affleurements paleozoiques du Massif des CINCO-VILLAS

peu d'intérêt qu'on lui a porté jusqu'ici. Il n'existe, à ma connaissance, aucune étude d'ensemble consacrée à ce massif mais de multiples données isolées, intégrées dans des travaux portant sur des domaines plus étendus.

L'âge précis des formations paléozoïques du massif a fait l'objet de multiples interprétations comme en témoignent les diverses cartes géologiques, toujours très sommaires, publiées à ce jour.

Dès 1884, Adan de Yarza attribue un âge silurien à la partie guipuzcoane du massif. Dans sa carte de 1912, Stuart-Menteth répartit les affleurements paléozoïques de façon à peu près égale entre Silurien, Dévonien et Carbonifère ; il figure en particulier trois bombements importants de Silurien respectivement à l'W de Goizueta, au N E de Sumbilla et à l'E d'Urdax. PALACIOS (1914), pour sa part, ne figure le Silurien qu'à l'E et au S E de Vera-de-Bidasoa et attribue au Carbonifère la majeure partie du Paléozoïque du massif. C'est l'opinion suivie par P. LAMARE dans la seconde édition de la feuille de St. Jean-Pied-de-Port au 80.000^e (1954) . Il est vrai que cet auteur prend soin d'indiquer comme hypothétiques certains affleurements très étendus de Dinantien et dans ses dernières publications (1943-1956) il remet en question certaines de ses affirmations antérieures. Dans cette même carte, il figure du Dévonien, surtout inférieur, dans une large bande longeant la partie S E du massif, dans un bombement anticlinal important centré sur les localités d'Etchalar, Yanci et Aranaz et dans quelques pointements plus petits au N E de Goyzueta.

De façon générale, on constate que la tendance des auteurs a été de réduire de plus en plus l'extension du Silurien au profit du Dévonien et du Carbonifère.

Je partagerai, pour ma part, l'étude stratigraphique du massif en deux parties :

1 - Le Dévonien du "type Aldudes-Mendibelza "

On rencontre, en effet, mais uniquement dans la partie est et sud-est du massif, des facies assez semblables à ceux qui ont été étudiés dans le Massif des Aldudes et dans celui de Mendibelza. Les faunes y sont également très nombreuses.

2 - Le Dévonien et le Carbonifère du "type Cinco-Villas ".

Ces terrains constituent la plus grande partie des terrains paléozoïques du massif. D'une très grande monotonie de facies, ils sont en outre très peu fossilifères. Leur datation et leur cartographie se sont avérées extrêmement laborieuses.

I - LE DEVONIEN DE " TYPE ALDUDES - MENDIBELZA " (Dépliant III)

Dans la partie E et S E du massif des Cinco-Villas, deux grands accidents, d'orientation S W - N E découpent le Paléozoïque en 3 bandes . Il s'agit , d'une part, de la faille qui va d'Urdax au S E d' Echalar (faille d'Urdax) et, d'autre part, d'un accident plus complexe qui se suit du col d'Otsondo (ou de Maya) jusqu'aux environs d'Izcoleguy. (Faille d'Esquisaroy). Ces deux grands accidents sont d'ailleurs recoupés par des failles plus tardives, subverticales d'orientation N 130 - 140° E .

Le plan que je suivrai est le suivant :

- I - Dévonien de la bande située entre la faille d'Esquisaroy et la cuesta triasique qui limite au S et à l'E. le massif des Cinco-Villas (= bande d'Esquisaroy-Bertiz)
- 2 - Dévonien de la bande située entre les deux grands accidents cités ci-dessus (= bande du col d'Also)
- 3 - Dévonien de la bande d'Orizqui au N de la faille d'Urdax
- 4 - Dévonien de la vallée de l'Aritzacun et de la vallée du Laxia, dans la région à l'E d'Aïnhoa, simple annexe du massif des Cinco-Villas.

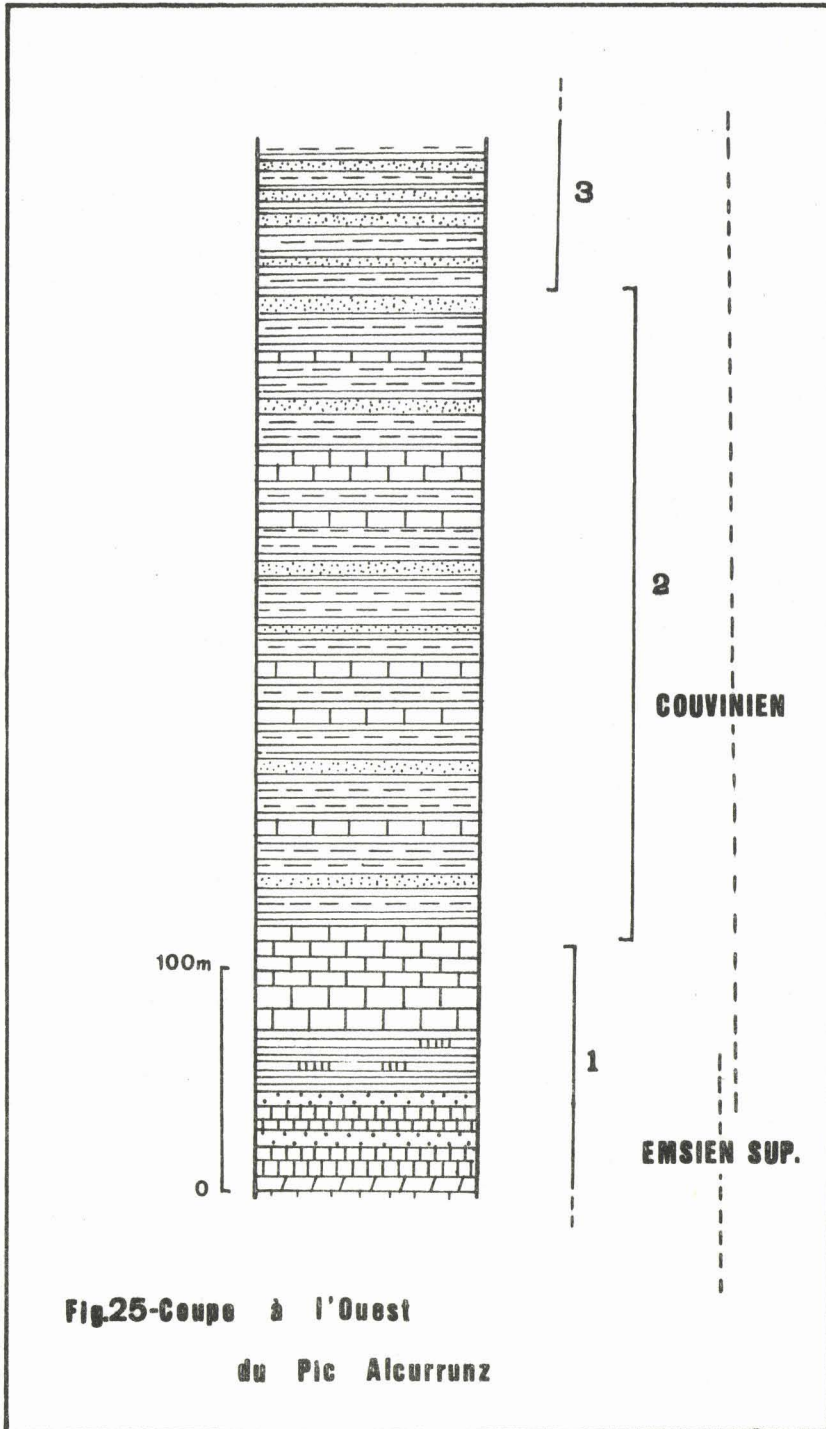
A) LA BANDE DEVONIENNE D'ESQUISAROY - BERTIZ

I° - Coupe à l'W du Pic d'Alcurrunz (Fig. 25)

Une première coupe est levée à l'W du Pic d'Alcurrunz, entre la maison Dareina et le col de Meaxa . De bas en haut on observe les formations suivantes faiblement inclinées vers le Sud :

I - Un premier ensemble de roches variées butant au N, par l'accident d'Esquisaroy, sur des schistes à nodules. Il comprend de bas en haut :

- Calcaire bleu assez clair, finement rubané, à veines blanches de calcite 10 m visibles
- Calcaire argileux bleu clair à vert, sillonné de veines roses, certains lits sont remplis de pyrite 3 m.
- Grès calcaireux de teinte claire, à croûtes vertes, alternant avec des schistes gréseux roux (Direction: N 110° E - Plongement 30° S.. 6 m.



**Fig.25-Coupe à l'Ouest
du Pic Alcurrunz**

BUS
LILLE

- Calcaire bleu foncé, très veiné, dolomitique 3 m.
- Calcaire bleu clair à veines roses et pyrite en petits cubes, dolomitique 3 m.
- Grès et schistes gréseux, roux, à trainées vertes 4 m.
- Schistes calcareux bleu-foncé 30 m.
- Calcaire bleu-foncé, à croûtes argileuses rougeâtres, en bancs décimétriques à la base, centimétriques au sommet 20 m.
- Calcaire bleu à bleu-verdâtre, riche en pyrite ; un banc brunâtre, plus gréseux, montre des ripple-marks 4 m.
- Calcaire bleu foncé, à veines blanches 10 m.

Mis à part quelques Polypiers indéterminables, ce premier ensemble n'a pas fourni de fossiles . Néanmoins, par sa situation sous les niveaux fossilifères décrits ci-dessous, comme par ses facies variés où se rencontrent les calcaires bleu-clair ou verts à veines roses et les grès de teinte claire, cet ensemble rappelle tout à fait la partie supérieure de la coupe de la colline d'Achteguilepo au S W des Aldudes (cf fig. 18) d'âge emsien supérieur.

2 - au-dessus viennent, sur une épaisseur de 300 m, des schistes de teinte bleue, gréseux, souvent calcareux et décomposés en " grauwacke"; ils alternent avec des bancs de grès psammitique et des bancs de calcaire bleu-noir, veiné, à grain fin. Vers le haut, un niveau grauwackeux très fossilifère a fourni (1 km à l'W du sommet Alcurrunz : gist. 8 CV)

Paraspirifer cultrijugatus (ROEMER) en abondance

Alatiformia alatiformis (DREV.)

Euryspirifer e.g. paradoxus-pellico

Spinocyrtia subcuspidata (SCHNUR.)

Schizophoria vulvaria (SCHL.)

Stropheodonta explanata (SOW.)

Stropheodonta sedgwicki (ARCH.& VERN.)

" Orthis " sp.

" Athyris " sp.

Cette faune indique le Couvinien inférieur (Co Ia).

Un autre gisement (Gist. 9 CV — 275 m à l'W du sommet Alcurrunz, près de la bergerie Aldudin), séparé du précédent par une quarantaine de mètres de schistes gréseux, fournit encore Paraspirifer cultrijugatus (ROEMER) associé à une lumachelle d'Uncinulus pila (SCHNUR) dont certains spécimens annoncent déjà Uncinulus orbignyianus (de VERN.).

3 - Au-dessus de ces niveaux fossilifères, les schistes deviennent plus gréseux ; les bancs calcaires disparaissent tandis que les intercalations de grès psammitique se font plus nombreuses.

Ces niveaux très gréseux se suivent depuis le sommet du Pic Alcurrunz sous les grès triasiques jusqu'au col de Meaxa, où la succession régulière est interrompue par un accident.

Les formations dévoniennes décrites ci-dessus continuent d'affleurer vers le S.W. Le terme I, reconnaissable à ses roches calcaires de teintes variées se présente toujours en contact anormal avec les schistes à nodules le long de la faille d'Esquisaroy. A 1 km. au S S W de ce col, près des maisons Archea et Aguerrea, ce terme se complète vers le bas par des calcaires jaunes très argileux, et des schistes vert-clair alternant sur une épaisseur de 40 à 50 m. Le terme 2 se montre partout très fossilifère ; à 500 m. à l'E S E du col d'Esquisaroy un gisement (Gist. IO CV) particulièrement riche donne en plus des espèces citées ci-dessus dans le premier gisement de la coupe :

Brachyspirifer carinatus (SCHNUR)

Anathyris phalaena (PHILL.)

Anathyris alejensis COMTE

Leptostrophia lepis (BRONN)

Tentaculites sp.

En approchant de la cuesta triasique qui borde au S. la bande d'Esquisaroy-Bertiz, c'est surtout le terme 3 qui affleure, par exemple aux cols d'Achuela, de Bagacheta, d'Iñaberri, ou au sommet la Rondo. De petits accidents parallèles à celui d'Esquisaroy donnent lieu à des répétitions. Certains niveaux, très ferrugineux, pourraient correspondre au minerai de fer du S W d' Urepel. Localement, enfin, affleure un terme supérieur à la coupe décrite ci-dessus : ce sont des schistes à nodules siliceux, par exemple sous le pic triasique Omboto. Mais l'état des affleurements ne permet pas, ici, de vérifier leur situation stratigraphique au-dessus des schistes à bancs de grès psammitique.

2° - LE DOMAINE DE BERTIZ-ARANA

La route privée qui monte du village d'Ornoz-Mugaire sur la Bidassoa vers le château d'Izoléguy recoupe les formations de la bande d'Esquisaroy-Bertiz cachées sous la forêt très dense du Domaine de Bertiz. J.W. LAVERDIERE (1930) y a décrit une coupe détaillée à laquelle

j'ajoute simplement, ici, quelques compléments. A la base des formations dévoniennes, cet auteur rapporte l'existence de 800 m de " calcaires où s'intercalent des bancs gréseux et parfois schisteux. Les calcaires sont souvent cristallins, verdâtres avec veines roses de calcite" (p.48)⁽¹⁾. Cet ensemble correspond au terme I de la coupe à l'W du Pic Alcurrunz (fig. 25) mais affleurant, ici, sur une épaisseur bien plus grande. J'ai pu constater qu'au Km 3 de la route, ces roches reposent par contact anormal sur des schistes à nodules. Cette situation est la même que celle constatée tout au long de la faille d'Esquisaroy : on est donc amené à voir là sans doute le prolongement de ce grand accident.

Au-dessus de cette série calcaire et gréseuse, J.W. LAVERDIERE décrit un ensemble de schistes gréseux comprenant des niveaux de grauwackes fossilifères. Les faunes qu'il a découvertes (gisements 73 - 75-77) indiquent un âge emsien supérieur et couvinien inférieur. Ce sont ces facies et ces faunes que j'ai retrouvés dans les termes 2 et 3 de ma coupe (fig. 25)

Plus haut, viennent, d'après J.W. LAVERDIERE, des schistes à nodules qu'il a observés sur le versant est de la vallée du ruisseau de Bertiz. Il y décrit une faune de petits lamellibranches indiquant le Dévonien moyen (Gisement 7I). Non loin de ce gisement, un autre point fossilifère (gist. 3 CV) m'a livré :

Alatiformia alatiformis (DREV.)

Euryspirifer mosellanus (SOLLE)

C'est donc toujours le Couvinien inférieur (Co Ia)

Au-dessus des formations décrites par J.W. LAVERDIERE, j'ai pu observer, en montant vers la " Cuesta Oronoz ", que la coupe se continuait par des schistes sans nodules, verdâtres, se chargeant de plus en plus vers le haut de bancs de grès quartzite, très dur, vert, à cassure luisante ; ces roches forment la " Cuesta Oronoz " à 2 Km.au N du village du même nom. Par leur facies et leur position stratigraphique au-dessus des schistes à nodules, ces grès correspondent à ceux observés sous le Pic d'Arradoy dans la coupe de la vallée de la Nive au N de St. Jean-Pied-de-Port (cf.fig. 4 C) et aussi aux grès verts du Massif de Mendibelza (cf. fig. 6) . On sait qu'en ces deux points leur âge est frasnien. Cet étage est donc représenté, au moins localement, dans le massif des Cinco-Villas. J'ai retrouvé les mêmes grès verts plus à l'W au S de Sumbilla sous les sommets triasiques de Alto de la Cruz.

(1) - L'estimation d'épaisseur de J.W. LAVERDIERE m'est apparue très exagérée.

Mallada (1898, p. 50) signale non loin de là l'observation suivante :
 " En suivant la route d'Irun avant d'arriver à Sumbilla, au Km. 6,⁽¹⁾ on voit s'incliner vers le S W les grauwaques et schistes micacés, décomposés, avec Spirifer bouchardi (MURCHISON), Retepora antiqua (GOLD), une Leptaena apparentée à L. Phillipsi BARR.; des articles de Cyathocrinus pinnatus (GOLD) et d'autres fossiles dévoniens ".

Ce gisement, que je n'ai pas retrouvé, confirmerait par la présence de Sp. bouchardi l'existence du Frasnien dans ce secteur.

B) AU NORD DE LA FAILLE D'ESQUISAROY :

DEVONIEN DE LA BANDE DU COL D'ALSO .

Cette bande est comprise entre les failles d'Esquisaroy au S et celle d'Urdax au N. Des accidents plus tardifs orientés N 130 - 140° E la découpent en panneaux de forme plus ou moins rectangulaire.

Les formations dévoniennes de ce secteur ne montrent plus à l'affleurement les niveaux de calcaire et de grès de l'Emsien supérieur (terme I de la coupe, à l'W du Pic Alcurrunz - fig. 25)

Les schistes à bancs de grès se montrent fossilifères dans toute la bande. Trois gisements particulièrement riches méritent d'être signalés :

I - Gisement à 750 m. à l'W de la maison Gachitona (11 CV)

Euryspirifer e g. paradoxus-pellico

Alatiformia alatiformis (DREV)

Stropheodonta explanata (SOW.)

"Schuchertella"sp.

2 - Gisement entre les maisons Marimot et Arnos (12 CV)

Paraspirifer cultrijugatus (ROEMER)

Alatiformia alatiformis (DREV.)

Euryspirifer e g. paradoxus-pellico

Spinocyrtia subcuspidata (SCHNUR).

Stropheodonta explanata (SOW.)

Stropheodonta Sedgwicki (ARCH & VERN.)

3 - Gisement de la maison Etchatoa (7 CV)

Paraspirifer cultrijugatus (ROEMER)

Alatiformia alatiformis (DREV.)

Euryspirifer e g. paradoxus-pellico

Brachyspirifer carinatus (SCHNUR.)

Schizophoria vulvaria (SCHL.)

(1) Il s'agit d'un ancien balisage de la grand'route Irun-Pamplona

Anathyris alejensis COMTE

Stropheodonta sedgwicki (ARCH.& VERN.)

Il s'agit toujours de l'association remarquablement constante indiquant le Couvinien inférieur (Co Ia)

Les schistes à nodules superposés à ces formations schisto-gréseuses ont livré pour leur part au Col d'Anzola (1 CV) la faune suivante caractérisée par l'abondance des Trilobites :

cf. Phacops menchikoffi LE MAITRE

Asteropyge sp.

Proetus sp.

Cyrtina heteroclita intermedia (DEHLERT)

Aulacella eifeliensis (de VERN .)

Nucleospira lens (SCHNUR)

Ce sont des formes du Couvinien inférieur (Co Ia). Leur présence montre que la formation de schistes à nodules commence très tôt dans le Couvinien.

Un autre gisement fossilifère dans les schistes à nodules situé près de la maison Aramendia (2 CV) fournit en grand nombre des Spirifer apparentés à Fimbrispirifer (?) bischofi (ROEMER).

C) AU NORD DE LA FAILLE D'URDAX :

LA BANDE DEVONIENNE D'ORIZQUI .

Dans cette bande les seuls affleurements paléozoïques rappelant la série du "type Aldudes-Mendibelza " sont des schistes à nodules siliceux semblables à ceux observés dans les deux bandes plus méridionales. A part quelques niveaux à petits Tentaculites, ils n'ont pas livré de fossiles jusqu'à présent.

Les rapports stratigraphiques de ces couches à nodules avec les formations plus récentes du Massif des Cinco-Villas seront discutés plus loin.

D) LE DEVONIEN DE LA VALLEE DE L'ARITZACUN .

A l'Est de la grand'route qui va de Dancharia à Elizondo par le col d'Otxondo (ou de Maya), on retrouve du Dévonien inférieur sur les deux versants de la vallée de l'Aritzacun. Les couches sont affectées par un accident de direction N 20° E incliné vers l'E. et que suit la

rivière du S. au N. avant de couler d'W en E pour rejoindre la vallée de la Nive à Bidarray en territoire français. Une coupe de direction E S E - N N W, partant du petit sommet Ocooca (fig. 26) donne la succession de ce Dévonien.

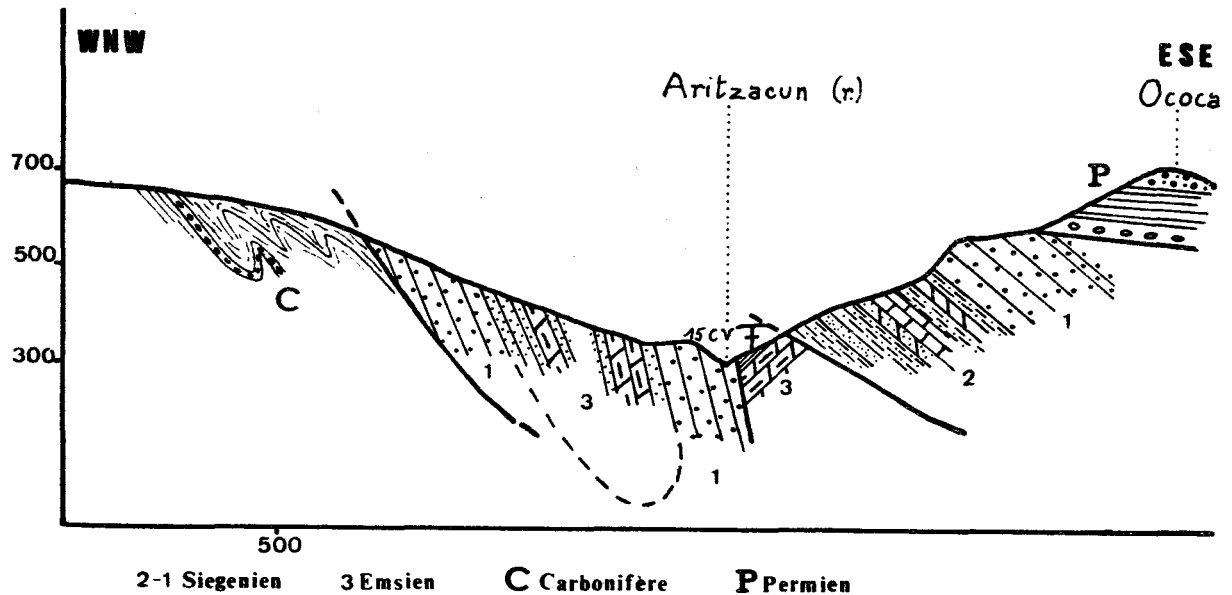


Fig.26-Coupe du Dévonien inférieur de l'Aritzacun

- I - Sous le Permien subhorizontal du sommet Ocooca, à l'état de poudingue et d'argilites rouges, on rencontre d'abord des grès très blancs, inclinés vers l'E S E de 40°, par endroits assez friables mais formant néanmoins une petite falaise que l'on suit depuis le col d'Iguskieguy sur la frontière du côté N jusqu'au col d'Insuleguy au pied du Gorramedi du côté S. L'épaisseur ^{visible} de cette formation ne dépasse pas 175 m. (Terme I).
- 2 - Sous ces grès, et avec le même pendage, viennent des calcaires et des dolomies gréseuses de teinte claire, intercalées de schistes vert clair, très doux au toucher ; à la base on trouve des bancs de grès roux. Cette formation terme 2 de la coupe a livré à 300 m. au S.E. de la maison Iturraldea (Gist. 16 CV) des Tentaculites appartenant au groupe de Tentaculites straeleni Mailleux, espèce caractéristique du Siegenien moyen. Cette indication ainsi que la similitude des facies, permet d'identifier ces roches aux formations étudiées à l'Est de la Nive des Aldudes entre ce village et Urèpel (cf.fig. 16) Les grès du terme I ci-dessous correspondraient alors aux " quartzites des Aldudes ".



3 - Séparées par une faille des termes précédents, on trouve en descendant vers le thalweg de l'Aritzacun des dolomies bleu foncé, traversées de veines de calcite blanche. Faiblement inclinées vers l'W, elles supportent des schistes calcareux bleus qui ont livré à 400 m. au S S E de la maison Colaïcoborda : (gist. 15 CV)

Euryspirifer e g. paradoxus-pellico

Oligoptycherhynchus daleidensis (ROEMER)

Anathyris phalaena (PHILLIPS)

Subcuspidella mediorhenana (FUCHS)

Cette faune indique l'Emsien et doit être parallélisée avec les gisements de la partie supérieure de la coupe du Ruisseau Imiliztegui (fig. 17).

Sur la rive gauche de l'Aritzacun, la coupe montre l'existence d'un synclinal déversé vers l'W . Le coeur en est occupé par les dolomies bleu-foncé et les schistes fossilifères du terme 3 . Sur le flanc W du synclinal les grès blancs du terme 1 reposent par contact anormal sur une formation de schistes à niveau de poudingue qui se prolonge en France dans le territoire de la Forêt d'Aïnhoa. Cette formation sera étudiée au paragraphe suivant.

REMARQUES

A) Cette coupe révèle l'existence d'un Dévonien inférieur, analogue à celui de la région des Aldudes, sur le rebord E du Massif des Cinco-Villas. Mais la partie supérieure de la série des Aldudes (Dolomies emsiennes, fig. 18) n'est pas représentée ici.

B) Dans une communication au VI^e Congrès international d'Etudes Pyrénéennes (Bagnères-de-Bigorre, 1971) D. JUCH et D. SCHÄFER ont révélé l'existence de couches à Graptolites dans la vallée de l'Aritzacun, au Mont Anzabal, au N E de Maya ~~del~~ Baztan . Ce sont, à ma connaissance, les seules couches à Graptolites jamais citées dans le massif des Cinco-Villas. Cette découverte renforce les affinités de cette partie orientale du massif avec les facies du massif des Aldudes.

C) Située en territoire français, la vallée du Laxia d'Itxassou occupe par rapport à la crête triasique de l'Artzamendi la même position que la vallée de l'Aritzacun par rapport à la crête du Gorramendi. La rivière qui l'emprunte descend de la frontière entre les pics de Gorospil et d'Iguzki et coule ensuite du S S W au N N E pour rejoindre la Nive au pittoresque défilé du Pas de Roland, creusé dans une bande de quartzites ordoviciens.

Cette vallée a fait l'objet d'une étude détaillée par Ph. LAGNY (1963). Au point de vue structural, cet auteur décrit la vallée comme constituée par un vaste synclinal couché orienté N 20° E et formé de Dévonien inférieur et moyen ; ce synclinal est chevauché à l'E par du Dévonien inférieur. C'est cette structure que j'ai retrouvée dans la vallée de l'Aritzacun.

Je ne puis par contre suivre l'auteur dans la succession stratigraphique qu'il présente : il situe, en effet, au-dessus de la barre de quartzite blanc (d 2 a), des schistes versicolores, en particulier verts à toucher talqueux, et des formations carbonatées (d 2 b) qui, en fait, se situent en dessous stratigraphiquement. La succession réelle apparaît en particulier clairement à l'aval de la vallée du Laxia, sur la rive droite de la rivière, sous la ferme Marquista. On voit en cet endroit se succédant normalement de bas en haut :

- Schistes noirs (sans doute siluriens)
- Schistes vert-clair et roches carbonatées claires.
- Quartzites blancs du type " Quartzite des Aldudes ".

L'ordre de cette succession, qui est celui observé partout au Sud dans la vallée de l'Aritzacun (Termes 2 et 1 fig. 26) et dans la région des Aldudes, rend d'ailleurs plus cohérents certains contours de la carte tracée par Ph. LAGNY.

D) A l'W des vallées de l'Aritzacun et du Laxia, également en quelques points isolés de la bande du col d'Also dans le massif des Cinco-Villas, on trouve des lambeaux des termes 1 et 2 de la coupe étudiée ci-dessus : grès et quartzites blancs, schistes vert-clair. C'est le cas par exemple des monts Atchouleguy et Ereby en territoire français, du mont 'Anchesteguy en Espagne. Ces lambeaux/souvent très tectonisés reposent sur la formation schisteuse à niveaux de poudingue déjà citée. Il s'agit en fait de petites klippes dont la signification apparaîtra dans la partie tectonique de ce travail.

C O N C L U S I O N

Toute une partie des affleurements dévoniens de la région orientale du Massif des Cinco-Villas présente de très grandes affinités lithologiques et faunistiques avec les Massifs des Aldudes et de Mendibelza :

- Existence à la base du Siegenien et sous les grès blancs d'une importante formation bien individualisée de schistes verts et de roches carbonatées claires.
- Caractère très détritique des formations emsiennes
- Grand développement des schistes grauwackeux à bancs de grès et lits ferrugineux du Couvinien inférieur (Co 1a)
- Présence de grès verts, en affleurements limités il est vrai, dans le Frasnien.

Ces affinités font d'autant mieux ressortir l'originalité de la majeure partie des formations du Massif des Cinco-Villas dont il sera question maintenant.

II - LES FORMATIONS DU DEVONIEN ET DU CARBONIFERE DE TYPE CINCO-VILLAS

(Dépliant III et fig.24)

En dehors des terrains dévoniens, relativement bien datés par leurs fossiles, et que je viens de décrire, on trouve, constituant la majeure partie des formations paléozoïques du massif des Cinco-Villas, un ensemble de roches qui jusqu'à présent s'étaient montrées azoïques. Elles affleurent surtout à l'W de la région cartographiée ici, depuis les hauteurs d'Izcoléguy jusqu'à l'ennoyage occidental du massif sous le Trias et le Crétacé (fig. 24). Le granite de Haya, aux multiples apophyses pénètre cette grande masse au N W du massif. Ces mêmes roches se rencontrent néanmoins dans la partie orientale du massif des Cinco-Villas, dans la bande du col d'Also (dépliant III) depuis Izcoléguy jusqu'à l'E. d'Aïnhua en territoire français; c'est par elles que s'effectue la soudure du massif des Cinco-Villas avec celui de l'Ursuya-Baygura.

Cet ensemble de roches comprend :

- essentiellement des schistes bleus, affectés d'un métamorphisme très léger. Ils présentent très fréquemment des microrhythmes sous forme de petits lits gréseux bruns ou blancs. Ils sont traversés de filons d'une roche éruptive basique de teinte verte.

- des quartzites toujours un peu schisteux, à paillettes de muscovite et petits feldspaths plagioclases. Très peu développés dans la partie orientale du massif et la région à l'Est d'Aïnhua, zones essentiellement schisteuses, leur importance augmente au fur et à mesure qu'on s'avance vers la partie sud-ouest du massif.
- Poudingue très caractéristique affleurant en de multiples points depuis l'E d'Aïnhua jusqu'au delà de Goizueta. Ce sont des lentilles plus ou moins épaisses. Les éléments, contenus dans un ciment gréseux, et dont la taille ne dépasse guère 2 à 3 cm. sont des dragées de quartz blanc laiteux, de quartzite gris-bleu ou blanc, de schistes noirs et de lydiennes noires. Ces dernières roches se rencontrent également en place, en petits bancs intercalés dans les schistes de l'ensemble du massif.
- Lentilles de calcaire de deux types :
 - 1 - Calcaire bleu-noir, en plaquettes ou en amandes emballées dans des schistes. Ce type de calcaire n'est jamais très épais. On le rencontre surtout dans la partie orientale du massif et à l'E d'Aïnhua.
 - 2 - Calcaire gris-bleu ou blanc, marmoréen, très recristallisé parfois en larges lamelles; ces calcaires sont souvent pyriteux et chargés localement de matière organique. De telles lentilles, bien plus épaisses que celles du premier type de calcaire, sont particulièrement développées à l'W de la Bidassoa dans la région d'Aranaz, Articuza et Lezaca. Elles ont été figurées comme dévoniennes sur la carte géologique de St Jean-Pied-de-Port (2^{de} édition, 1954).

En l'absence de fossiles, des âges très divers allant de l'Ordovicien et le Silurien au Carbonifère ont été attribués à cet ensemble. Dans le Massif des Cinco-Villas proprement dit la tendance des auteurs était depuis J.W. LAVERDIERE d'en faire du Carbonifère, mais le seul argument sur lequel s'appuyait cette interprétation était la présence des galets de Lydiennes dans les poudingues. Par contre dans la région à l'E d'Aïnhua et d'Urdax, il semblait plus logique, pour des raisons d'ordre géométrique de les attribuer au Silurien. En effet, dans ce secteur, on voit les formations schisteuses à poudingues et contenant par ailleurs quelques calcaires en plaquettes :

- d'une part s'enfoncer sous les grès du Dévonien inférieur de la vallée de l'Aritzacun et du Laxia. (cf. fig. 26).

- d'autre part s'appuyer à l'E N E d' Aïnhua (Pic d'Ezcondray) sur le prolongement occidental des quartzites à Bilobites du Pas de Roland qui sont ordoviciens.

C'est pourquoi P. LAMARE, dans ses derniers écrits (par ex. 1939, 1954) inclinait à ranger ces formations à poudingues dans le Silurien. Plus récemment PH. LAGNY (1963) adoptait franchement cette opinion dans sa carte de la forêt d'Aïnhua. Je m'y étais moi-même rallié (1970) mais en faisant remarquer que dès lors c'était l'ensemble des formations de même facies dans le massif des Cinco-Villas qu'il fallait ranger dans le Silurien.

Le hasard d'une découverte paléontologique dû à la percée d'une nouvelle route dans ces régions très couvertes, m'oblige à reviser cette position et à revenir à un âge dévonien et surtout carbonifère pour la succession des terrains contenant les poudingues à lydiennes.

Je décrirai d'abord la coupe qui a fourni le gisement fossilifère, puis je montrerai par diverses observations que l'on peut étendre les renseignements qu'elle donne à de nombreuses successions repérées dans le massif des Cinco-Villas proprement dit et dans son prolongement N E à l'E d' Aïnhua et d'Urdax.

A) LA COUPE FOSSILIFERE DE LA ROUTE DU COL D'ESQUISAROY
(fig. 27)

La nouvelle route carrossable qui, partant de la grand'route espagnole N I2I au Km. 70, (= Collado de Lizermeaca) monte vers l' W S W au col d'Esquisaroy, a dégagé la coupe suivante entre les Km. 3 et 4 :

- 1 - Schistes bleus, se clivant mal et contenant de rares nodules siliceux d'un diamètre de 2 à 3 cm.
- 2 - Calcaires bleus, en plaquettes de 2 à 5 cm., séparés par des lits de schistes bleus ou noirs : parfois les bancs calcaires prennent une texture en amandes (30 à 40m). Plusieurs prélèvements réalisés dans cette formation ont fourni de la microfaune déterminée par J. LE FEVRE; ce sont dans l'ordre stratigraphique :

(+) Niveau C E 992 :

Palmatolepis gracilis gracilis

Palmatolepis sp.

Palmatolepis sp.

Palmatodella sp.

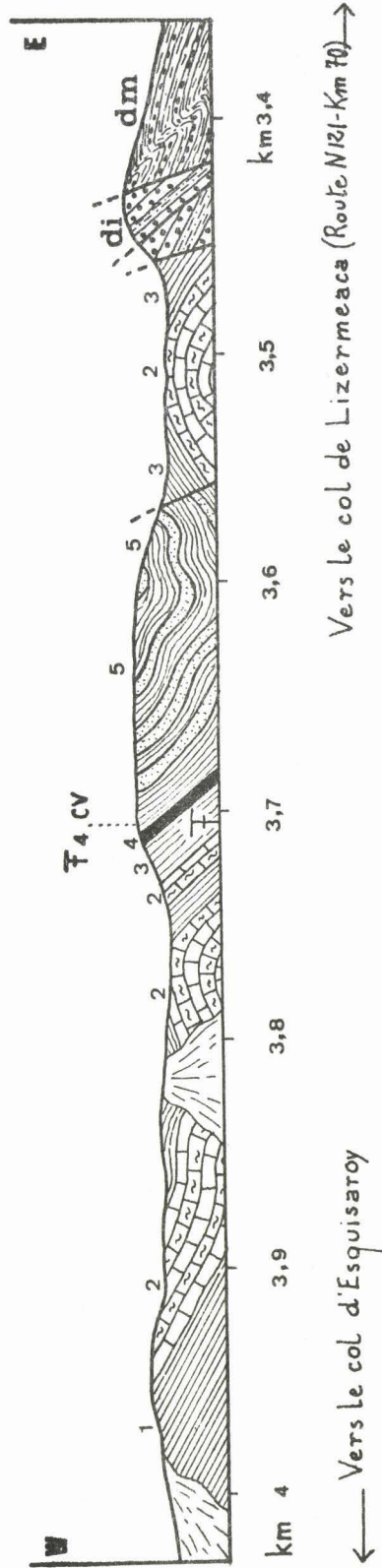


Fig.27 - Coupe fossilifère de la route du col d'Esquisaroy

1-2-3 Famennien sup. 4 Tournaisien sup.-Viséen inf. ? 5 Namurien

 dj Dévonien inf. dm Dévonien moyen



Acodina delata

Age : do II ³ - do VI (do II ³ - do IV ?)

(+) Niveau C E 993 :

Palmatolepis gracilis gracilis

Spathognathodus sp.

Ligonodina sp.

Acodina delata

Age : do II ³ - do VI

(+) Niveau C E 994 :

Palmatolepis gracilis gracilis

Nothognathella ? sp.

Lonchodina ? sp.

Ostracode : Richterina striatula ?

Age : do II ³ - do VI (do II ³ - do V inf ?)

(+) Niveau C E 995 :

Palmatolepis gracilis gracilis

Icriodus sp.

Age : do II ³ - do VI (do II ³ - do V inf ?)

Ces faunes situent les calcaires en petits bancs dans le Famennien supérieur. C'est le même âge que celui reconnu pour les griottes situées sous les lydiennes dans le massif de Mendibelza (fig. 5).

- 3 - Schistes verdâtres, tendres (12 m) comportant encore à leur base quelques nodules calcaires. Ces schistes ont livré de nombreux fragments d'un petit Lamelli-branché et surtout d'un Trilobite aveugle :

Posidonia e g. venusta MUNSTER

Dianops sp.

Cette faunule date le terme 3 de la coupe de la zone à Gonoclymenia : ~~IV et V~~; donc également Famennien supérieur.

- 4 - Trois mètres de lydiennes typiques, en bancs brisés de 2 à 3 cm. d'épaisseur séparés par de minces lits de schistes noirs.
- 5 - Schistes bleus azoïques où s'intercalent, après 5 ou 6 m., des bancs d'un grès, très riche en mica blanc en larges paillettes, à grain grossier : l'étude en lame

mince y révèle la présence de petits feldspaths plagioclases altérés.

Cette coupe présente trois termes en continuité, qui rappellent la succession observée dans les autres massifs basques (par ex. le Massif de Mendibelza) pour le passage du Dévonien au Carbonifère : les calcaires bleus en petits bancs sont l'analogue des calcaires griottes (bien que, ici, le caractère griotte soit peu marqué) : la partie supérieure des griottes a en effet livré dans le massif de Mendibelza des Conodontes allant de la zone de II ³ à de VI et les trilobites découverts ici indiquent aussi un Dévonien élevé. Les lydiennes sont par ailleurs connues dans tout le massif de Mendibelza au-dessus des griottes ; enfin les bancs de grès observés dans la coupe ont la même facies (par l'abondance de mica blanc et la présence de plagioclases) que ceux que l'on voit , par exemple, en forêt d'Iraty et qui ont livré là des plantes d'âge namurien. On note l'absence de calcaire bleu-noir namurien entre ce grès et les lydiennes. De plus sous les calcaires en plaquettes du terme 2, la succession semble uniquement schisteuse : on ne voit pas apparaître les grès " grauwackeux " à Sp. verneuili ni les grès verts toujours présents dans les massifs de Mendibelza et des Aldudes.

B) AFFLEUREMENTS ANALOGUES DANS LE MASSIF DES CINCO-VILLAS

On retrouve dans le massif des Cinco-Villas, noyés dans la grande masse schisteuse, disloqués par la tectonique ou séparés par des zones sans affleurements, des éléments de la coupe précédente .

I° - COUPE DE SAROICO (fig. 28)

Elle part de la route N I2I un peu au N du Km. 70 et va jusqu'à la borde de Saroico.

I - Sur le talus de la grand' route affleurent des calcaires bleus en petits bancs, très semblables à ceux de la coupe fossilifère et présentant même, en certains endroits, une texture de griottes plus prononcée Dir. N 70° E, Pl. 30° S E.

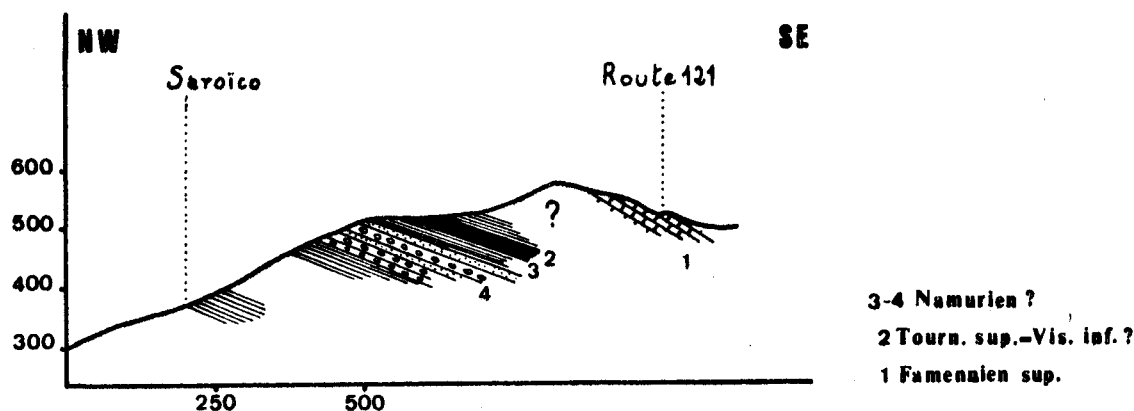


Fig.28 Coupe de Saroico



2 - Lydiennes visibles sur le chemin qui va du K. 70 de la grand'route vers Saroico. Malheureusement, on ne voit pas les relations entre ces lydiennes et les calcaires précédents.

3 - Schistes bleus.

4 - Gros bancs de poudingue, associés ici à des bancs de grès de facies semblable au terme 4 de la coupe fossilifère. Le poudingue comprend des galets de petite taille (2 cm. au maxim.) de quartz laiteux, de quartzite gris ou noir et de lydienne ; la pâte est tantôt gréseuse, tantôt schisteuse. En dehors de ces bancs de poudingue et de grès, on retrouve des schistes jusqu'à la grange de Saroico.

On rencontre dans cette coupe les éléments de la coupe fossilifère, mais la continuité entre les deux premiers termes n'est pas observable. Par contre, il apparaît au-dessus des lydiennes et associé aux grès à mica blanc et plagioclases un terme nouveau : poudingue à quartz laiteux et lydiennes. La série semble renversée.

2° - AFFLEUREMENTS DU MONTE OTXONDO

Les lydiennes affleurent encore sur la pente E du Monte Otxondo au N de la coupe précédente, à la grange située à 375 m au S E du sommet 56I du mont. Elles y ont une direction de N 35° et sont soit verticales, soit inclinées fortement vers l'E. En montant vers le

sommet 56I, on rencontre sous les lydiennes d'abord des schistes bleus assez ardoisiers, puis des grès à mica blanc. (Ici aussi la série semble renversée).

Le chemin qui mène à Borda Elorga sur la pente S W du Monte Otxondo, montre plusieurs affleurements de lydiennes dans un ensemble schisteux. Il s'agit là sans doute de répétitions tectoniques car les affleurements, d'ailleurs discontinus, montrent de nombreux plissements d'axe N 20° E . Je n'ai pas vu de calcaire dans le secteur du Monte Otxondo.

3° - AFFLEUREMENTS DE SAN ANTON (fig. 24)

Beaucoup plus à l'W dans le massif, à environ 2,3 Km. à l'W S W de Vera-de-Bidasoa, sur la route qui va de Lesaca à Oyarsun, à l'endroit où celle-ci contourne le Mont San Anton, on retrouve, en affleurements discontinus il est vrai, mais cependant très proches l'un de l'autre les roches citées précédemment :

- Une petite carrière ouverte au Km. 8,2 de la route montre un calcaire bleu en plaquettes finement gréseux, séparées par des lits de schistes noirs ; le plongement a lieu faiblement vers le Sud.
- Un peu plus au S. à la borne 7,8 on observe un banc de grès bleu foncé, à grain très fin. Au microscope il se révèle microbréchique, les éléments de brèche étant noirs. Ce banc de grès est inclus dans des schistes bleuâtres et verdâtres. On peut se demander s'il ne s'agit pas là d'un facies latéral des lydiennes.
- Vers la borne 7,6 apparaissent dans des schistes bleus des bancs de grès à mica blanc très développé et des bancs de conglomérat à éléments noirs et galets de quartz laiteux.

4° - AFFLEUREMENTS DIVERS DE POUINGUE (fig. 24)

Alors que les niveaux de calcaires et de lydiennes énumérés ci-dessus sont souvent, étant donné leur faible puissance et, sans doute, les écrasements tectoniques qui les ont affectés, peu apparents au milieu de la masse de schistes qui composent le massif des Cinco-Villas, les bandes de poudingue par contre forment dans la topographie des reliefs bien visibles. On en rencontre des affleurements à travers

tout le massif. On ne peut dire avec certitude s'il s'agit d'un seul niveau ou de plusieurs, mais partout il se présente avec des caractères constants énumérés ci-dessus et qui permettent de l'identifier facilement

Certains affleurements montrent une allure lenticulaire très nette. Généralement les bancs de poudingue sont annoncés au milieu des schistes qui les encadrent par des niveaux de grès à mica blanc très développé dont le grain toujours assez grossier, passe facilement à une allure microconglomératique (1).

5° - LA COUPE D'ARANAZ (fig. 29)

Cette coupe orientée d'abord N W - S E puis W N W - E S E traverse la route de Yanci à Aranaz près du Km. 6, à 950 m au N E d'Aranaz. Elle montre de bas en haut, les termes suivants :

- I - Calcaire massif, en gros bancs, très largement cristallisé, tantôt blanc, tantôt gris-bleu et dans ce cas fétide. Ce calcaire forme ici un anticlinal très dissymétrique à flanc N vertical et d'axe N 70° E (Au moins 100 m.)
- 2 - Alternance de petits bancs de calcaire semblable à celui du terme I et de schistes bleus.

(1) Les affleurements suivants ont été notés sur la carte de la fig. 24 :

- + P 1 : Affl. de Dos Puentes
- + P 2 : Affl. de la crête au S E du Collado de Orizqui :
- + P 3 : Affl. de la route privée du château d'Izcolegui, aux lacets du Km 6 :
ces affleurements sont figurés dans la coupe de J.W. LAVERDIERE (1930, p 46-48). Cet auteur signalait déjà la présence de galets de lydienne dans ce poudingue. Au château d'Izcolegui lui-même il semble atteindre une puissance exceptionnelle.
- + P 4 : Affl. du sommet Bardo au N W d'Izcolegui
- + P 5 : Affl. de la grand'route de Sumbilla à Vera au Km 64
- + P 6 : Affl. de la route d'Echalar au Km 1
- + P 7 : Affl. de la crête d'Apaola à l' W N W d' Aranaz (cf coupe ci-dessous)
- + P 8 : Affl. d'Eluchaco - Corralia au N W d' Aranaz
- + P 9 : Affl. de la route de Leiza à Hernani au Km 24
- + P 10: Affl. de Zubieta Km 17 de la route de Santesteban à Leiza.
- + P 11: Affl. de San Anton
- + P 12: Affl. au S. d'Oyarsun
- + P 13: Affl. au N. de Vera-de-Bidasoa

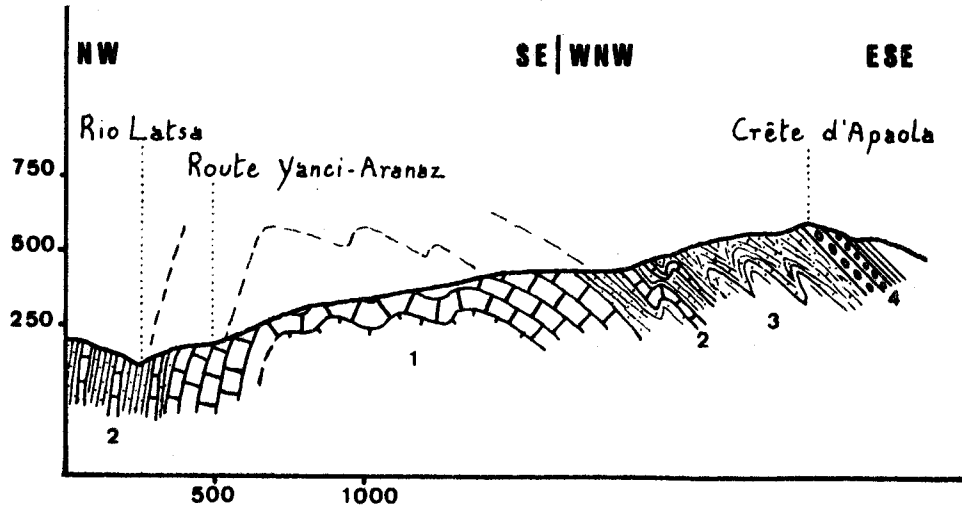


Fig.29 - Coupe du Carbonifère d'Aranaz

- 3 - Schistes de teinte foncée caractérisée par des microrhythmes : alternance de lits gréseux plus clairs et de lits schisteux sombres. L'épaisseur de ce terme doit atteindre 6 à 700 m.
- 4 - Poudingue présentant tous les caractères décrits précédemment. La taille des éléments diminue de bas en haut sur une épaisseur de 20 m. environ.

Les schistes les plus élevés de la coupe au-dessus du poudingue sont plus fins et ardoisiers que ceux du terme 3.

Que représente le calcaire du terme I de la coupe ? Par son caractère massif, sa très grande cristallinité et surtout son épaisseur, (en un endroit il atteint 250 m. d'épaisseur), il semble difficilement assimilable aux calcaires en plaquettes signalés ci-dessus et assimilables, quant à eux, aux griottes. Par ailleurs les alternances du terme 2 de la coupe montrent bien que l'on passe en continuité stratigraphique de ce calcaire aux schistes à microrhythmes et au poudingue. Dans ces conditions, on peut se demander si le calcaire cristallin d'Aranaz ne correspond pas au calcaire bleu-noir d'âge namurien que l'on rencontre dans le massif de Mendibelza au-dessus des lydiennes et sous les grès à plantes : on sait que ce calcaire se présente en lentilles d'épaisseur variable dans le massif de Mendibelza (cf. fig. 8) .

Une observation supplémentaire vient à l'appui de cette hypothèse. A la sortie d'Aranaz, sur le talus de la nouvelle route carrossable qui dessert les fermes isolées sur les deux flancs de la vallée du

Rio Latsa, affleure un ensemble de roches malheureusement très tectonisées : au milieu de schistes à larges paillettes de mica blanc, on voit des bancs de calcaire noir ou bleu-foncé et surtout des lambeaux d'une roche siliceuse noire, compacte, à grain très fin. Or j'ai pu constater en plusieurs points du massif des Cinco-Villas et à l'E d'Aínoha le remplacement local des lydiennes typiques par une roche du même genre (cf ci-dessous la coupe de Gaynekoborda). Comme on se trouve ici au coeur de l'anticlinal de la fig. 29, il se pourrait qu'on soit en présence effectivement du niveau des lydiennes de la base du Carbonifère. L'état des affleurements ne permet pas d'affirmer davantage.

C) AFFLEUREMENTS ANALOGUES DANS LA REGION A L'E. D'AINHOA et D'URDAX

(Dépliant III)

1° - LA COUPE DE GAYNEKOBORDA

Elle est levée sur le flanc E du Mont Atchuleguy, près de la bergerie Gaynekoborda (I, 3 km. à l'W S W du Pic Mondarrain), au début du chemin qui descend de la bergerie vers le quartier Basseboure d'Espelette. Elle montre, à partir de la bergerie, la succession suivante redressée verticalement dans une direction N 20 ° E :

- I - Calcaires en petites plaquettes de 0,5 à 2 cm. d'épaisseur : deux passées de ces calcaires, de 3 à 4 mètres chacune, peuvent être observées dans des schistes bleus; dans la passée la plus éloignée du col de la bergerie les plaquettes se scindent en amandes de teinte rousse, ferrugineuses . Cette bande que l'on suit très bien prend par altération, sur le petit sommet 492 qui domine au N la bergerie, l'allure suivante bien décrite par P. LAMARE : " aspect d'une scorie ferrugineuse, sorte de limonite vacuolaire, creusée d'alvéoles de forme amygdaloïde mesurant jusqu'à 6 ou 7 cm de long " (1954, p. 350). Un essai de recherche de Conodontes dans ces calcaires s'est révélé infructueux.
- 2 - Après quelques mètres de schistes, on rencontre sur 1 mètre d'épaisseur une roche noire, siliceuse, à grain très fin en petits lits de 1 à 2 cm inclus dans les schistes; sur le flanc Sud du sommet 492, à la place de cette roche, on voit des lydiennes typiques.

- 3 - Suivent de nouveau des schistes bleus gréseux sur une dizaine de mètres ; à partir de là s'intercalent de petits bancs de grès à grain assez gros, très riche en mica blanc et contenant des feldspaths plagioclases altérés ; un banc décimétrique de microconglomérat à galets de quartz laiteux et autres éléments noirs termine ces alternances.
- 4 - Enfin à 250 m. du col, affleurent, dans les schistes, de gros bancs de poudingue, à éléments identiques à ceux du microconglomérat ; les éléments noirs s'y révèlent être des lydiennes ; à un endroit ce poudingue ravine nettement un banc de grès à mica blanc.

Cette petite coupe dont la continuité ne peut être mise en doute sur le terrain, ne nous a pas livré de fossiles. Elle montre néanmoins les plus grandes analogies pétrographiques avec les affleurements du massif des Cinco-Villas étudiées ci-dessus, en particulier avec la coupe fossilifère de la route du col d'Esquisaroy (fig. 27) Les grès noirs à grain fin et les lydiennes sont bien à leur place entre les calcaires de type griotte ou en plaquettes et les grès à mica blanc et plagioclases annonçant le poudingue. Ce dernier est, quant à lui, indiscernable de ceux du massif des Cinco-Villas.

2° - A L'W DE LA CRÊTE D'EZCONDRAÏ AU MONTE ANCHESTEGUI

Le poudingue affleure en de multiples endroits dans la Forêt d'Ainhoa. Souvent il est redressé à la verticale suivant une direction N 20° E, qui est la direction structurale dominante de ce secteur.

Les calcaires en plaquettes et parfois à texture de griottes sont plus rares, comme dans le massif des Cinco-Villas : il en existe néanmoins une bande N S presque continue depuis le petit col au S E du Mont Abozé (au S S E de Gaynekoborda) jusqu'à celui qui sépare le Pic de Gorospil du sommet 691 de la frontière : ici aussi le calcaire est très ferrugineux et présente parfois l'altération décrite par P. LAMARE . En territoire espagnol une autre bande s'allonge sur 500 m. et dans une direction N 20° E sur la crête " Borda " située juste au S E de la maison Eneconeá (N E du col d'Otxondo) : ici le calcaire présente nettement la texture en amandes.

Au N E d' Ainhoa, près du quartier Basseboure d'Espelette (Dépliant III), deux accidents plus ou moins parallèles limitent un horst qui fait réapparaître les schistes épimétamorphiques du Massif du Labourd, pénétrés d'un granite à deux micas. Les schistes

qui leur succèdent vers l' W, apparemment sans accident, sont chargés d'andalousite dû au métamorphisme de contact de ce granite. Or, ils contiennent en plusieurs endroits des intercalations du poudingue à lydienne comme les schistes de la Forêt d'Aïnhoa plus au Sud. J'ai pu vérifier sur ce point l'exactitude de la coupe présentée par Ph. LAGNY (1963, coupe I). Comme il s'avère que ces schistes à poudingue sont d'âge carbonifère, on ne voit pas comment interpréter cette situation sinon comme une disposition transgressive du Carbonifère sur les schistes cristallins.

3° - A L'EST DE LA CRÊTE D'EZCONDRAY AU MONTE ANCHESTEGUI

Le poudingue à lydienne est présent sur les flancs E et W du Pic d'Ezcondray fait de quartzites à Bilobites. Sur ce point également la coupe I de Ph. LAGNY est très exacte. Les schistes carbonifères reposent donc ici, apparemment par contact normal, sur de l'Ordovicien.

Juste au S S E du Pic d'Ezcondray, le calcaire bleu-noir en plaquettes affleure, lui aussi, malheureusement au milieu d'éboulis.

En territoire espagnol, plus au S., on observe une longue bande de poudingue, allongée suivant une direction N 20° E entre le versant E du Monte Anchestegui et le Dévonien de la vallée de l'Aritzacun (cf. fig. 26).

4° - SUR LE BORD S DU MASSIF DU LABOURD .

Les coupes des fig. 30 et 52 I montrent que l'on retrouve sur le bord S du Labourd la disposition observée à Basseboure et au Pic d'Ezcondray, compte tenu d'une rotation de 90° des structures : Les schistes à poudingue, chargée d'andalousite, reposent sur les quartzites ordoviciens du Pas de Roland ou sur les terrains cristallophylliens du Labourd. Néanmoins, ici, le contact est souvent perturbé par les intrusions du granite à 2 micas de la bordure sud du Labourd.

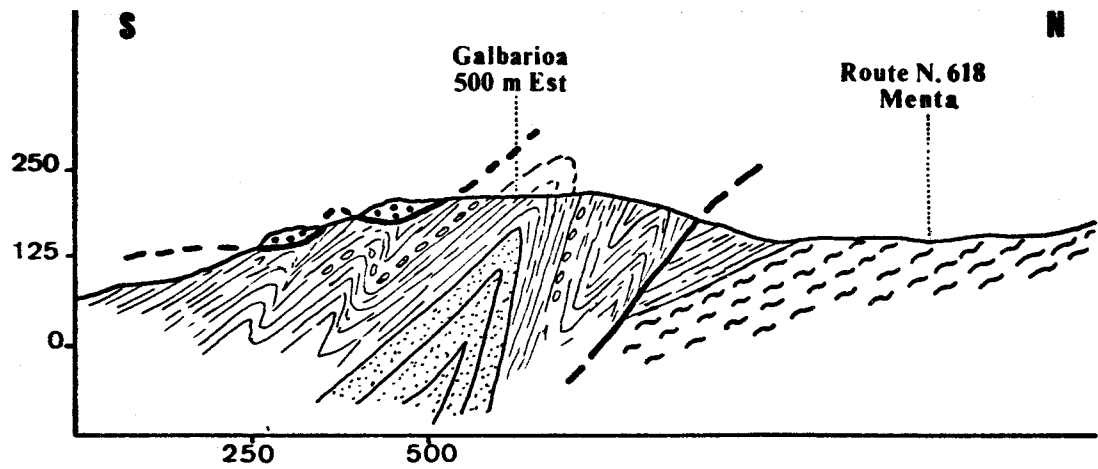
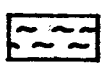
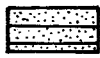


Fig.30 - Coupe du bord S du Labourd à l'W de Louhossoa



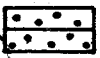
Sch. cristallins du Labourd



Quartzites ordoviciens



Sch. carbonifères à poudingue



Grès siegeniens

CONCLUSION SUR LES FORMATIONS DE "TYPE CINCO-VILLAS"



Des observations précédentes on peut tirer les conclusions suivantes :

1 - La partie supérieure au moins du Dévonien et le Carbonifère antestéphanien sont présents dans le massif des Cinco-Villas. Le Carbonifère antestéphanien y est même très développé si l'on en juge par le nombre des affleurements repérés de poudingue, son élément le plus caractéristique.

2 - Mais les facies sont notablement différents de ceux observés dans les autres massifs basques. Les différences essentielles sont les suivantes :

-) Les " calcaires griottes " sont remplacés par des calcaires en plaquettes ou en petits bancs ne présentant que localement la texture " griotte " typique.
-) Le calcaire bleu-noir namurien semble généralement absent sauf à l'W et au S W du massif, si mon interprétation de la coupe d'Aranaz (fig. 29) est correcte, c'est à dire dans la région de Lesaca, Yanci, Aranaz et Articusa .
-) Les grès à plantes qui constituent la plus grande partie du terme supérieur du Carbonifère antestéphanien dans les massifs de Mendibelza et des Aldudes sont ici très réduits au bénéfice de schistes souvent à microrhythmes et sans guère de plantes fossiles ; par contre, il se développe au sein de cette série schisteuse un poudingue très caractéristique.

) Sous les calcaires en plaquettes, équivalent des griottes, on ne rencontre pas dans le Massif des Cinco-Villas et son prolongement à l'E. d' Ainhoa ni la " grauwacke à Sp. verneuili " pourtant si constante ailleurs ni la grande masse des grès verts d'âge frasnien; sous les calcaires on ne voit que des schistes avec quelques nodules.

3 - Au N E d'Ainhoa et sur la bordure S. du Massif du Labourd, les formations à poudingue du " type Cinco-Villas " accusent une disposition transgressive tantôt sur les quartzites à Bilobites de l'Ordovicien tantôt sur les schistes cristalkins du Labourd.

CONCLUSION GENERALE SUR L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE

Cette étude aboutit à distinguer dans les Pyrénées basques deux domaines où la stratigraphie est très différente :

- Un domaine oriental (U 2) formé par les massifs d'Igounee, de Mendibelza, des Aldudes, le Mont Baygura et la région du Jarra et de l'Arradoy, les vallées du Laxia et de l'Aritzacun, la partie S E du massif des Cinco-Villas . Dans ce domaine, tous les termes du Dévonien sont représentés (mis à part quelques petites lacunes locales), en particulier, le facies " grès vert " du Frasnien. Surtout, partout où le contact est visible, le Dévonien est en continuité stratigraphique d'une part avec le Silurien d'autre part avec le Carbonifère .
- Un domaine occidental (U 1) formé par la majeure partie du Massif des Cinco-Villas, son prolongement nord-est à l'E d'Aïnhoa et d'Urdax et une mince bande sur la bordure S du massif du Labourd. Dans ce domaine, le Carbonifère, essentiellement schisteux et contenant un poudingue à lydienne caractéristique, repose, au moins localement, sur des calcaires en plaquettes, équivalents des calcaires griottes des massifs de Mendibelza et des Aldudes et d'âge Famennien supérieur. On ne rencontre, sous ces calcaires, ni les grès grauwackeux à C. verneuili ni les grès verts du Frasnien si caractéristiques du domaine oriental. Enfin dans la région située au N E d'Aïnhoa et sur la bordure S du Labourd le Carbonifère ou la partie élevée du Dévonien supérieur reposent, apparemment par contact normal, sur l'Ordovicien ou les schistes cristallins, sans qu'on puisse identifier le Silurien ni la majeure partie du Dévonien.

Le tableau de la fig. 3I compare les séries stratigraphiques de ces deux domaines.

La partie tectonique de ce travail montrera que le contact entre ces deux domaines à stratigraphie très différente se fait par un accident majeur.

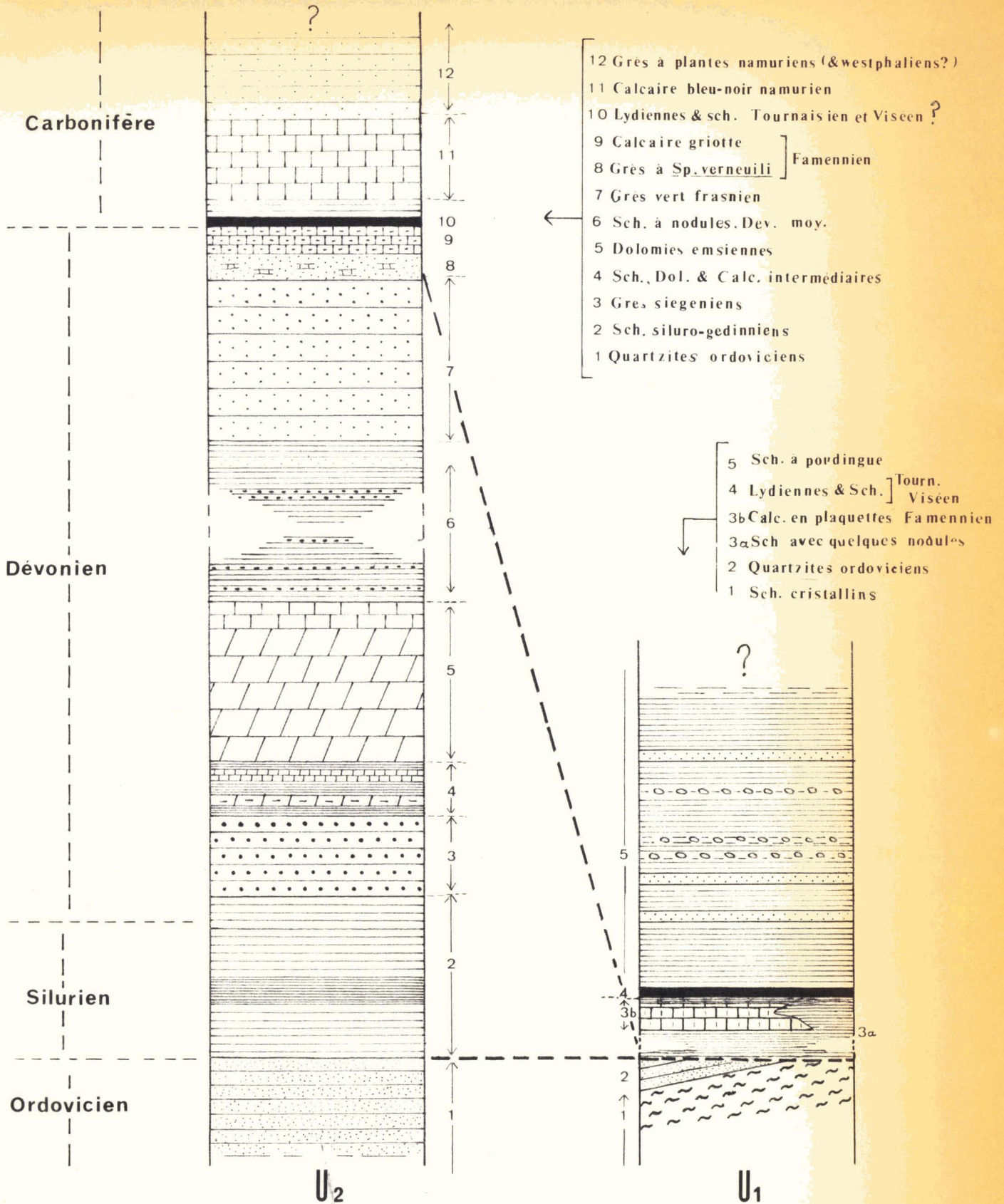


Fig.31- Stratigraphie comparée des massifs des Aldudes & Mendibelza (U₂) & de la région au NE d'Ainhoa (U₁)



DEUXIÈME PARTIE :

SÉDIMENTOLOGIE

CHAPITRE PREMIER

DONNÉES DE LA GRANULOMETRIE

INTRODUCTION

Pour cette étude granulométrique, j'ai choisi comme matériel les grès et quartzites du Siegenien. Cette formation détritique grossière, partout bien individualisée, marque en effet un changement de faciès tranché après la longue période de dépôts surtout schisteux qui va de l'Ordovicien supérieur au Gédinnien inclus. Pour être sûr du synchronisme des dépôts, condition indispensable pour établir des sens d'apports, je me suis attaché particulièrement à deux niveaux bien repérables de ces grès et quartzites :

- à la base, les tout premiers bancs situés juste au-dessus des schistes et calcaires à faune mixte gédinnienne et siégenienne.
- au sommet, les bancs de grès situés immédiatement sous les premiers bancs de la dolomie bleu-noir veinée, partout bien caractéristique.

La granulométrie a été étudiée sur lames minces suivant les techniques maintenant classiques, telles qu'elles sont exposées, par exemple, dans les travaux de B. BOULANGE (1963) et de M. WATERLOT (1967), exécutés sous la direction de P. DOLLE au " Laboratoire de Pétrographie minière des H.B.N.P.C. " . L'utilisation dans ce même laboratoire, pour les comptages, du granulomètre électronique, m'a permis un gain de temps considérable par rapport au fastidieux comptage manuel. Les résultats, pour chaque échantillon, sont traduits par un histogramme où l'on a porté en abscisse les tailles des grains et en ordonnée les pourcentages correspondants, Les tailles sont divisées en intervalles égaux variant de 0,1 en 0,1 mm (ex., fig. 32 , échantillons A₁ à A₄) ou de 0,05 en 0,05 mm (ex., fig. 32 , échantillons A₁₀ à A₁₃). Les lieux de prélèvements sont indiqués sur la fig. 39 .

I - LA REGION DU JARRA ET DE L'ARRADDOY (fig. 32)

Les histogrammes de la partie gauche de la fig. 32 proviennent d'échantillons, prélevés en ordre stratigraphique le long de la route d'Ossès à Saint-Etienne-de-Baïgorry et dans le lit de la Nive des Aldudes que longe cette route, L'épaisseur des grès et quartzites siegeniens dans ce secteur est d'environ 220 m.

Les histogrammes A 1-3 sont ceux des premiers bancs de grès situés juste au-dessus des schistes bleus à microrhythmes terminant ici la grande série schisteuse siluro-gédinnienne. On voit qu'ils correspondent à un épandage brutal de matériel assez grossier et mal trié : A₁ présente en particulier deux maxima pour les tailles 0,2 - 0,3 mm et 0,4 - 0,5 mm. A partir de l'échantillon A₄ et jusqu'à A₉, le grès s'affine nettement. La taille des grains ne dépasse que rarement 0,6 mm. Plusieurs rythmes élémentaires doivent pourtant exister comme celui des échantillons A 9-10-11 ; certains histogrammes restent bimodaux. Avec l'échantillon A₁₄, commence un nouvel épandage grossier correspondant à la base de la barre de quartzite très blanc formant la partie supérieure des grès et quartzites siegeniens.

Les grès et quartzites siegeniens présentent donc, dans la région du Jarra et de l'Arradoy, deux pulsations importantes, à la base et au sommet, séparées par une période à sédimentation plus fine ; cette dernière montre d'ailleurs un ciment dolomitique absent à la base et au sommet.

Les histogrammes de la partie droite de la fig. 32 correspondent à une coupe levée environ 3 Km plus à l'Est le long de la route d'Ossès à Saint-Jean-Pied-de-Port. B 1-2-3, prélevés sur les premiers bancs superposés aux schistes à microrhythmes, correspondent donc aux échantillons A 1-2-3. Or ils montrent une diminution très nette de la taille des grains. De même l'échantillon B₄, prélevé à la base du premier banc de la grande falaise du sommet des grès et quartzites, montre un classement bien meilleur et une taille des grains plus réduite que dans l'échantillon correspondant A₁₄. La série intermédiaire est ici peu accessible.

Il semble donc qu'apparaisse, dans la région du Jarra et de l'Arradoy, un sens des apports d'W en E au Siegenien, le rivage devant se trouver vers l'W et la mer ouverte vers l'E.

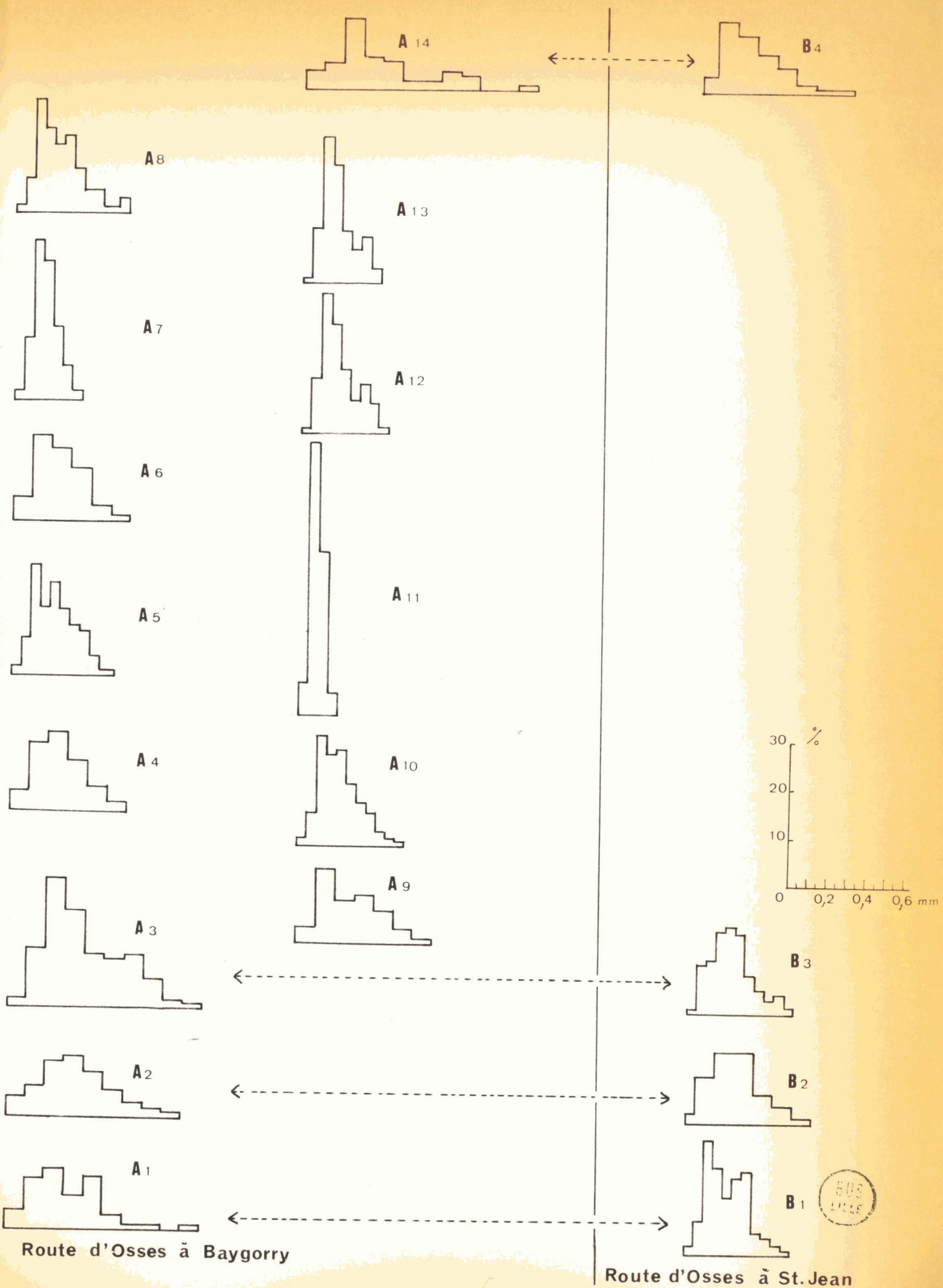


Fig32 Granulométrie dans la Région du JARRA & de l'ARRADOY

Cette donnée concorde avec la stratigraphie observée dans ce secteur immédiatement au-dessus des " grès , quartzites et dolomies siegeniens ". J'ai fait remarquer, dans la partie stratigraphique de ce travail, que, dans la région du Jarra et de l'Arradoy, au passage du Siegenien à l'Emsien, les facies sont schisteux et dolomitiques à l'W alors qu'à l'E il y a nette prédominance des calcaires récifaux à Polypiers. (p.8)

II - LE SYNCLINAL DE L'ADARZA (fig. 33-34)

Je joins à l'étude de ce synclinal les petits affleurements de Dévonien inférieur, situés en territoire espagnol à l'E d'Elizondo. Ils se situent en effet dans le prolongement occidental du synclinal de l'Adarza.

Le caractère le plus évident de ce synclinal, au point de vue de la granulométrie des grès et quartzites siegeniens, c'est l'opposition qui existe entre son bord W et N W et son bord S E.

A) Le bord W et N W du synclinal de l'Adarza (y compris les affleurements espagnols à l'E. d'Elizondo (fig. 33))

Les histogrammes de la fig. 33 sont établis à partir de quatre points d'affleurement de la partie supérieure des grès et quartzites siegeniens. Ils sont pris dans les derniers bancs de grès précédant immédiatement l'apparition de la dolomie bleue veinée.

Ils montrent tous un grain grossier, allant jusqu'à la taille de 1 mm. Les histogrammes sont assez étalés et beaucoup sont bimodaux, ce qui indique plusieurs apports dans ce matériel détritique.

B) La bordure S E du synclinal de l'Adarza (fig. 34)

La figure 34 correspond à une coupe de 210 m. d'épaisseur depuis la base des grès et quartzites jusqu'aux premiers bancs de dolomie bleue.

Le grain est partout relativement fin : la portion la plus grosse ne dépasse que rarement 0,6 mm. En particulier le contraste est frappant entre les échantillons H 10-11-12 au contact de la dolomie bleue et les échantillons correspondants du bord W et N W du synclinal (fig. 33).

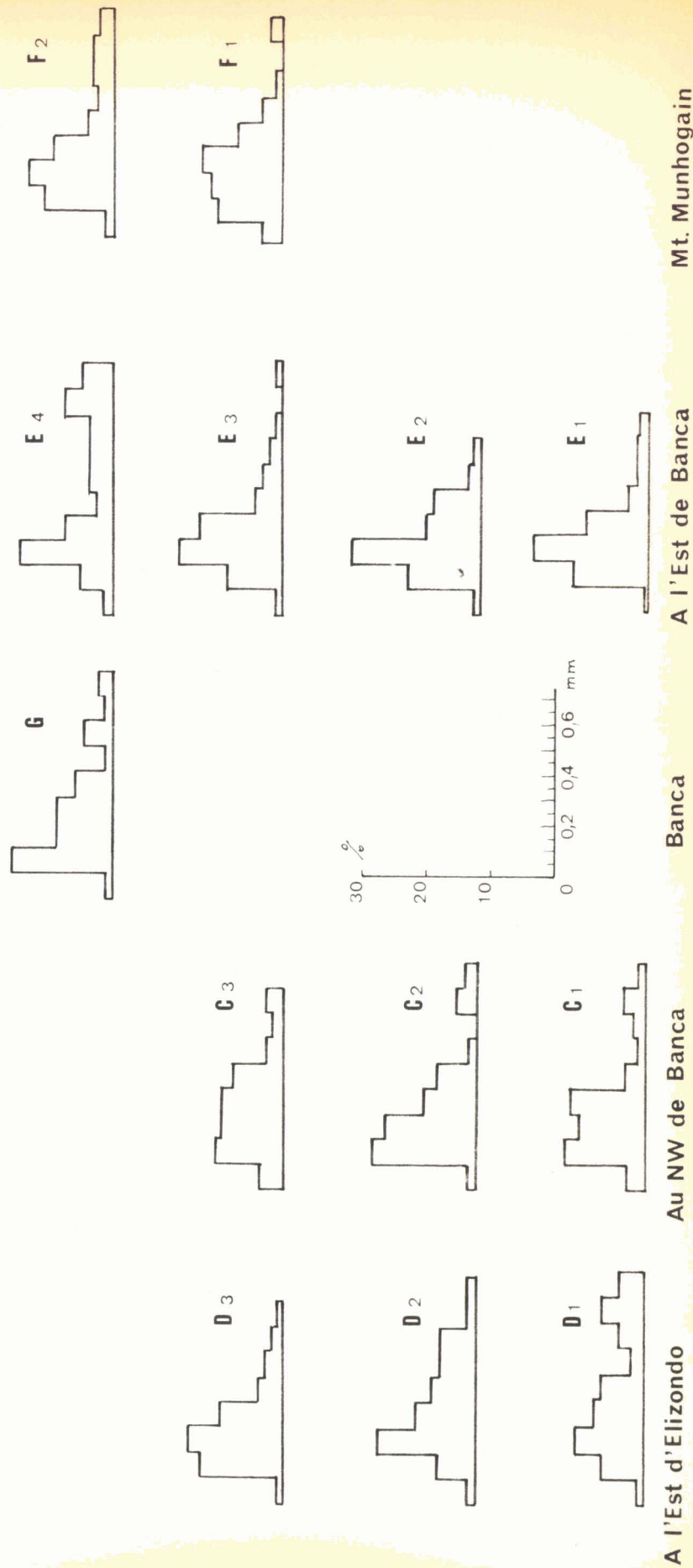


Fig.33 Histogrammes du bord ouest & nord-ouest du synclinal de l'Adarza



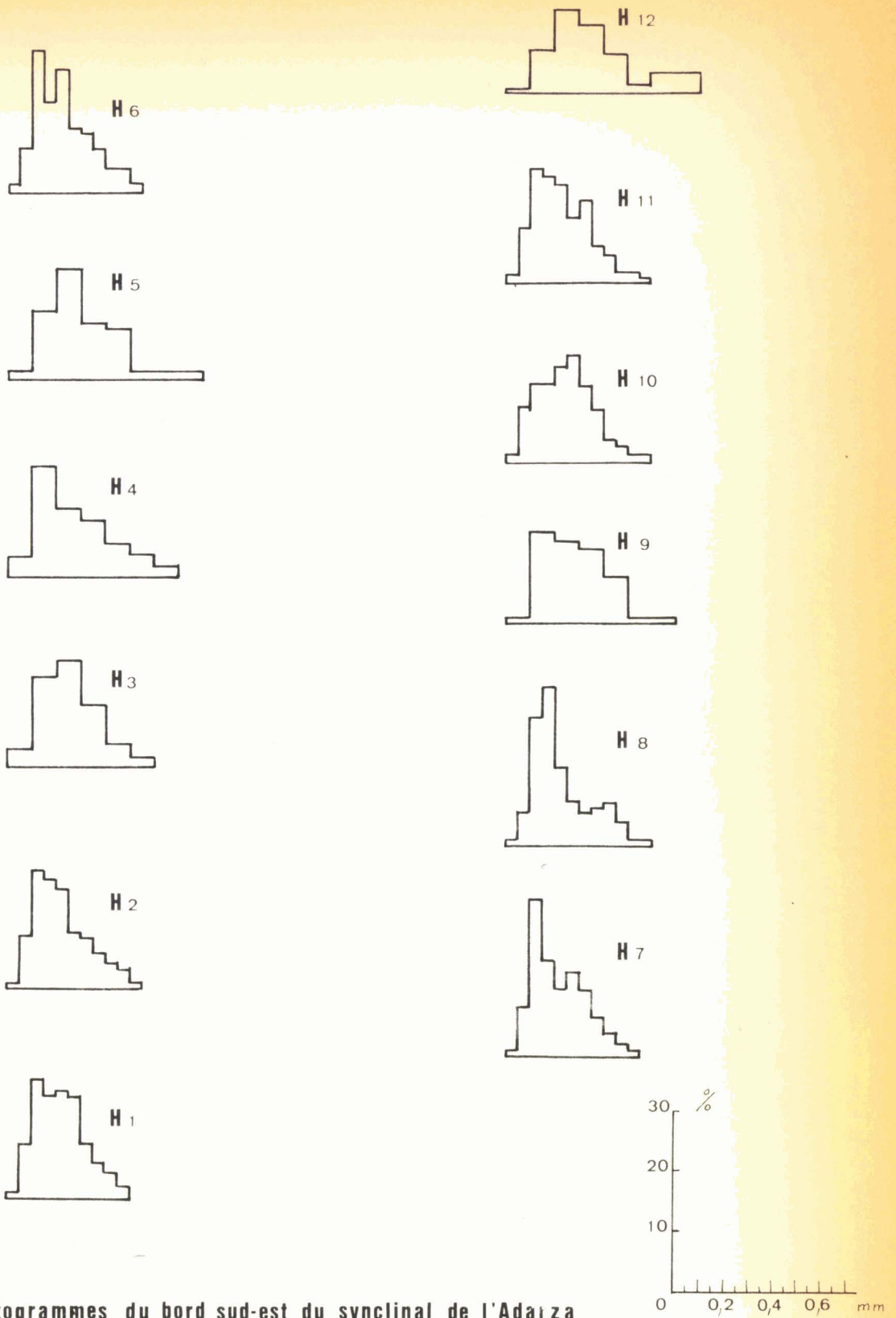


Fig.34 - Histogrammes du bord sud-est du synclinal de l'Adaiza



Il semble donc que la granulométrie mette en évidence dans ce secteur, au moins pour la partie supérieure des grès et quartzites siegeniens, un sens des apports allant du N W vers le S E, ce qui correspond sensiblement au sens déterminé dans la région du Jarra et de l'Arradoy.

Autre caractère remarquable des histogrammes de cette coupe : à partir de l'échantillon H₆, cinq échantillons sur sept présentent des histogrammes bimodaux qu'on peut considérer comme résultant du mélange de deux apports. Or la thermoluminescence (cf carte fig. 40) montre que c'est précisément ici que se fait le mélange des deux types de quartz thermoluminescents.

III - LE SYNCLINAL DE CHATEAU-PIGNON (fig. 35)

Deux séries d'échantillons ont été prélevés ici de bas en haut dans la succession des grès et quartzites siegeniens :

- l'une sur la crête d'Arbosse au Pic d'Orisson (cf coupe A fig. 9) : échantillons S1 à S9
- l'autre dans le ruisseau de Pagola, au pied du Pic de Beillurti (cf coupe fig. 10) : échantillons J 1 à J 8

Les deux successions ont environ 125 m. d'épaisseur. Toutes deux montrent à la base une situation assez confuse où l'on soupçonne néanmoins que plusieurs rythmes doivent exister, par ex. la suite S2-S3-S4 . La grosseur du grain reste dans l'ensemble faible, comme sur la bordure sud-est du synclinal de l'Adarza. Par contre au sommet des deux coupes, au contact des premiers bancs de dolomie bleue, survient une brusque pulsation grossière avec étalement des histogrammes qui ne présentent plus de maximum net. On peut rapprocher sur ce point les échantillons S8 et S9 et les échantillons J 7 et J 8 .

Cette succession peut être comparée à celle qu'on observe dans la région du Jarra et de l'Arradoy. Il manque ici la grande pulsation de base. Les sept premiers échantillons de la crête d'Arbosse à Orisson et les six premiers du ruisseau de Pagola correspondent aux histogrammes A₄ - A₁₃ de la série du Jarra et de l'Arradoy (dans les deux cas les grès sont dolomitiques) tandis que l'on retrouve la pulsation terminale, juste sous les dolomies bleues, dans les deux secteurs.

La généralité de cette dernière pulsation est confirmée par

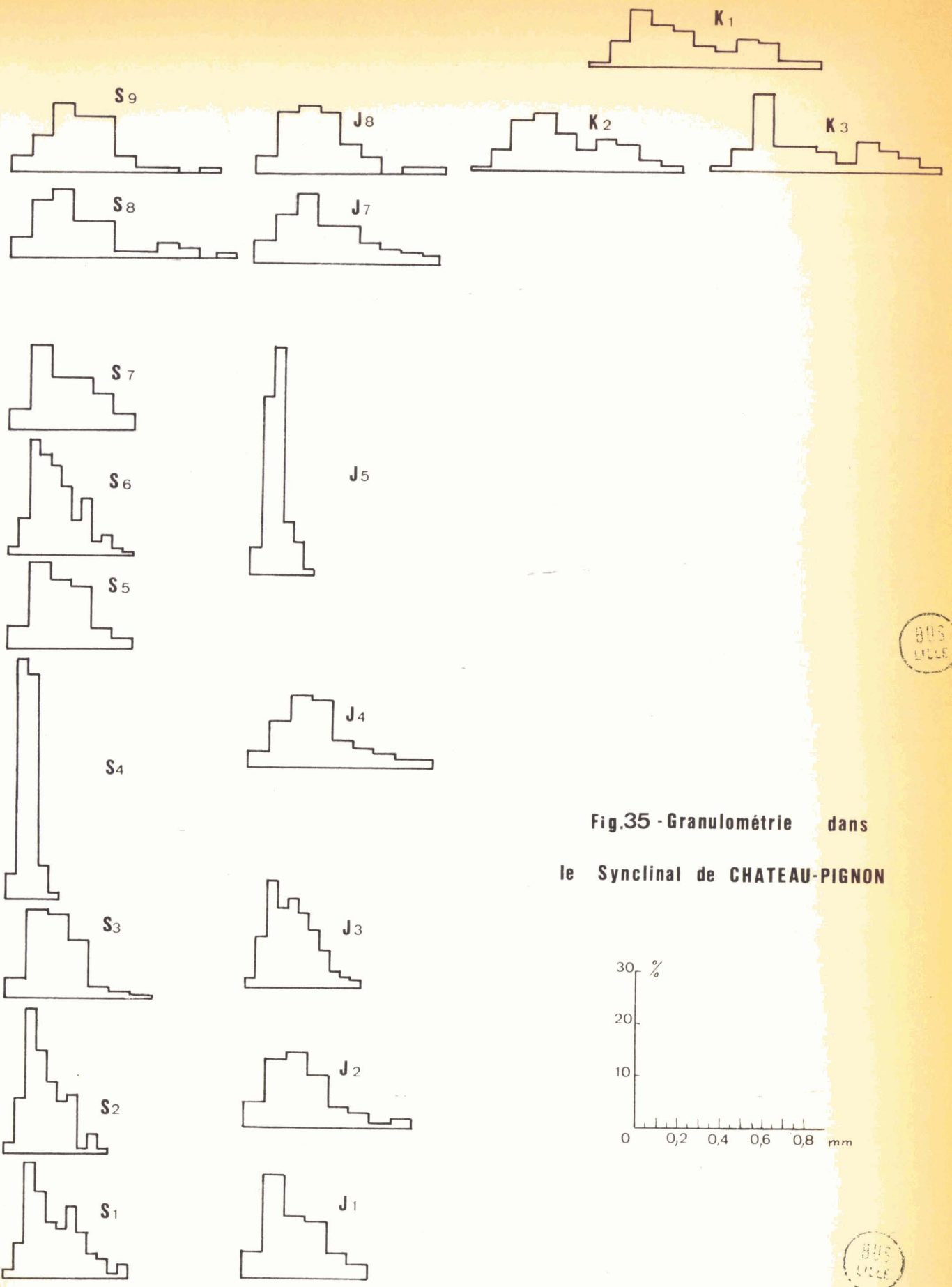
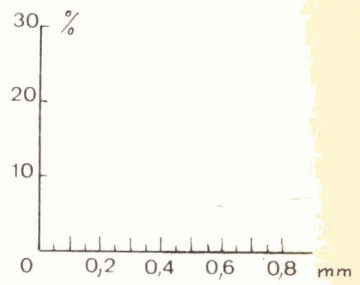


Fig.35 - Granulométrie dans le Synclinal de CHATEAU-PIGNON



les histogrammes K1, K2 et K3, prélevés en d'autres points du synclinal de Château-Pignon mais toujours au sommet des quartzites inférieurs juste sous les premières dolomies bleues.

Par rapport au synclinal de l'Adarza, dans sa bordure S E, les histogrammes du sommet des séries de Château-Pignon laissent soupçonner, par ailleurs, un apport venant du S E. Il pourrait très bien correspondre à l'apport des quartz de type II mis en évidence dans le synclinal de Château-Pignon par la thermoluminescence. (fig. 40)

IV - LA PARTIE S W DU MASSIF DES ALDUDES (fig. 36)

Les résultats sont ici assez décevants ; il est difficile de trouver aux observations une explication logique. Trois faits méritent pourtant d'être signalés :

- 1 - La grosseur générale du grain : une bonne partie des histogrammes de cette région, 18 sur 24, dépassent nettement 0,6 mm pour la taille des grains, alors que c'est l'exception dans la coupe de la partie S E du synclinal de l'Adarza (fig. 34).
- 2 - Une évolution dans l'espace semble se dessiner du S S E vers le N N W, entre la coupe de Bihurrietabuztan et celle d'Antonenea distantes de 5 km. (fig. 36 & 39)
- 3 - Les échantillons de la colline d'Achteguilepo N₁ à N₅ (fig. 36) ont été prélevés, non pas comme tous les autres, dans les grès et quartzites siegeniens mais plus haut dans la série stratigraphique du Dévonien inférieur, vers le sommet de la formation caractérisée par la présence de dolomie bleue veinée. Leur caractère très grossier, non classé, concorde bien avec ce qui a été dit dans la partie stratigraphique : alors que dans les synclinaux de l'Adarza, de Château-Pignon et dans la région de l'Arradoy la dolomie bleue est associée à des schistes et des calcaires, dans la partie S W du massif des Aldudes elle alterne avec des grès quartzites continuant la sédimentation des grès et quartzites siegeniens. (cf. fig. 19)

V - LA REGION DU LAXIA (fig. 37)

Une série de quatre échantillons O₁ à O₄, prélevés sur une

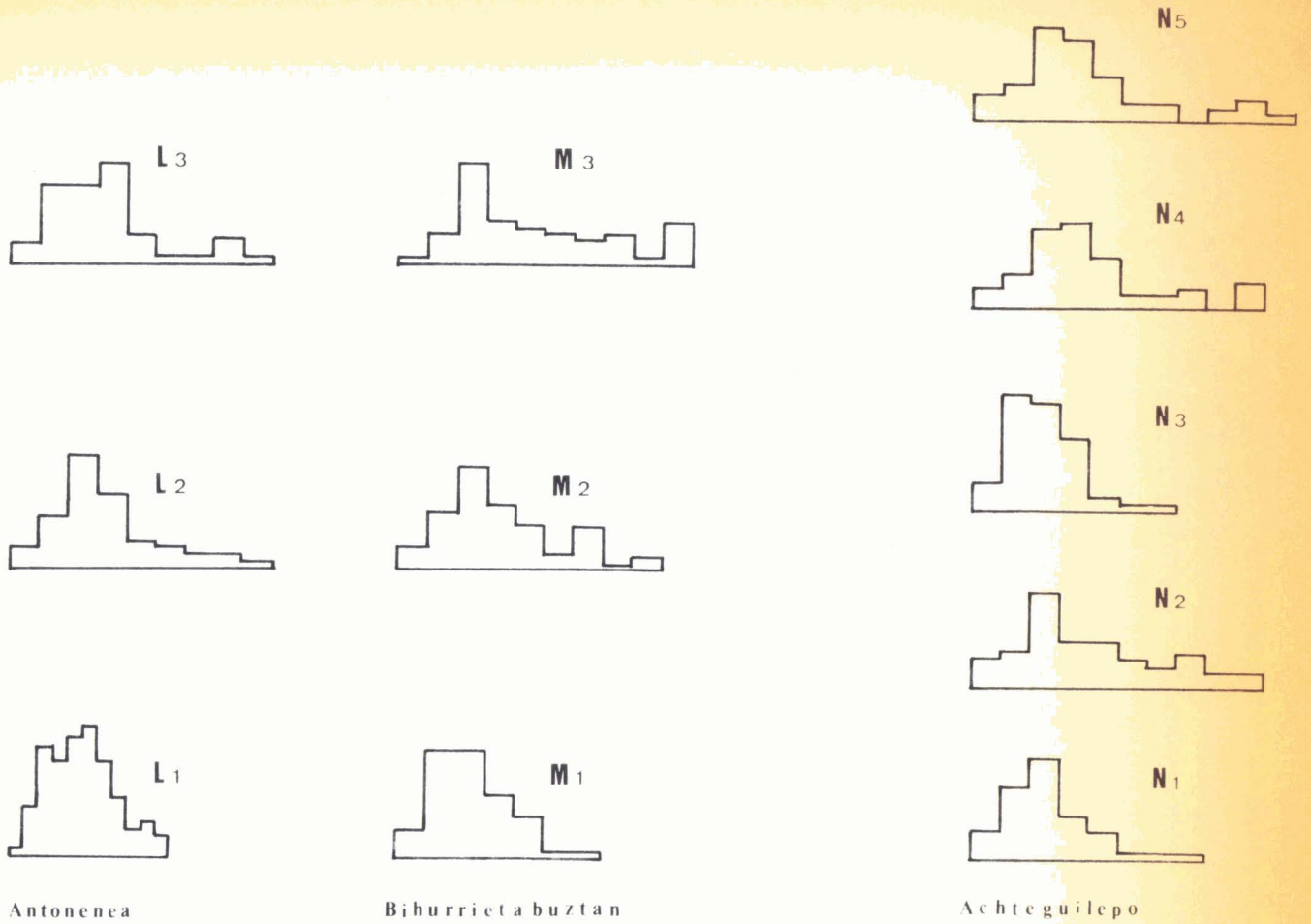


Fig.36 Granulométrie dans la partie sud-ouest du Massif des Aldudes

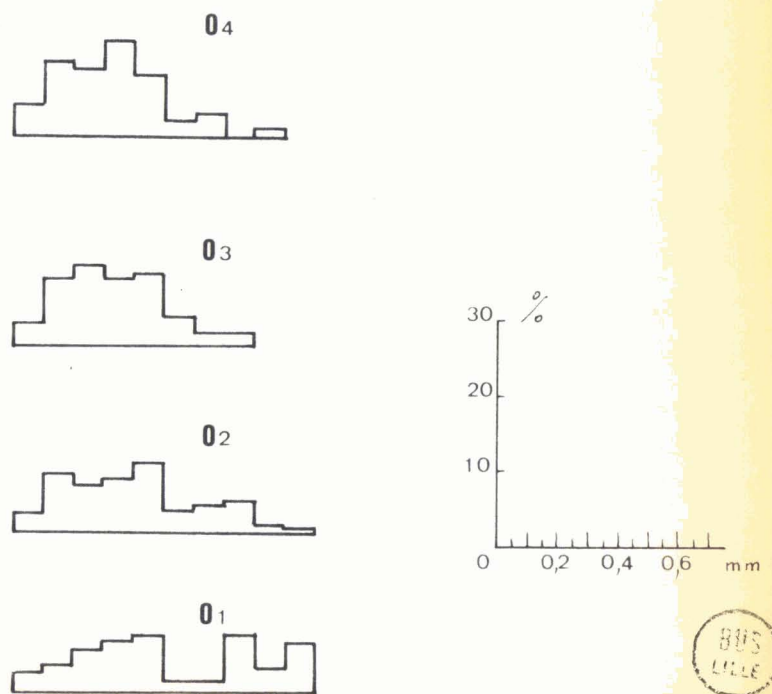


Fig.37. Histogrammes de Louhosoa

coupe de 30 m. dans un lambeau de grès siegeniens, près de la halte de chemin de fer de Louhossoa, constitue le prélèvement le plus septentrional de la région étudiée.

Elle montre une série de base typique, mal classée, à histogrammes très étalés.

On peut néanmoins tirer difficilement des conclusions de cet affleurement car il s'agit d'un lambeau charrié sur le Carbonifère et dont la situation stratigraphique à l'intérieur des grès et quartzites siegeniens ne peut être précisée.

CONCLUSIONS

L'étude granulométrique entreprise sur les grès et quartzites siegeniens du Dévonien inférieur amène aux conclusions suivantes :

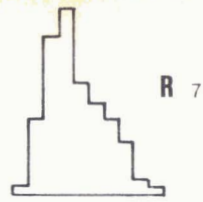
- 1 - Le caractère grossier et souvent mal classé de ces grès témoigne, au Siegenien, d'un apport détritique massif et brutal dans la région étudiée; cet apport contraste avec la longue série schisteuse sous-jacente siluro-gédinnienne. Il est sans doute l'écho de surélèvements ou d'émersions assez proches. Il faut toutefois rappeler qu'aucune discordance n'a pu être décelée dans la région étudiée entre les " grès, quartzites et dolomies siegeniens " et les couches sous-jacentes.

Ce caractère grossier des sédiments gréseux du Siegenien ressort encore si on compare leur granulométrie à celle des quartzites à Bilobites de l'Ordovicien. Je n'ai pas fait l'étude complète de ceux-ci mais, à titre d'exemple, la fig. 38 montre une série d'histogrammes de quartzites ordoviciens prélevés en trois points différents du massif des Aldudes. Dans l'ensemble leur granulométrie est nettement plus fine que celle des grès du Dévonien inférieur.

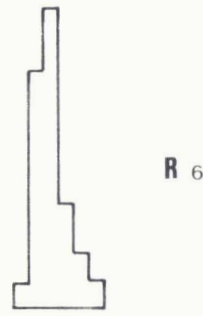
- 2 - Cet apport détritique siegenien s'est fait en plusieurs pulsations qu'une étude plus détaillée pourrait mettre en évidence. L'une de celles-ci, au sommet de la formation, à l'apparition de la dolomie bleue, semble être générale dans toute la région étudiée.
- 3 - La carte (fig. 39) montre les sens des apports qui ont



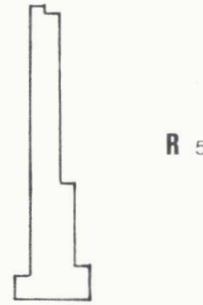
R 8



R 7



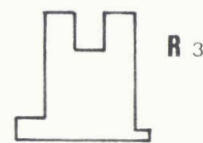
R 6



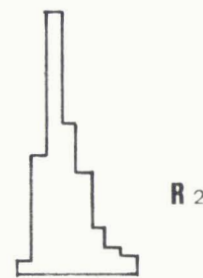
R 5



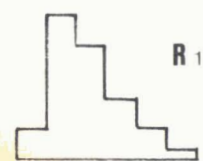
R 4



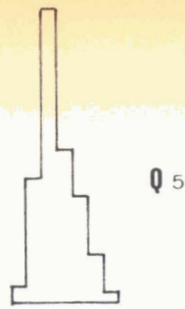
R 3



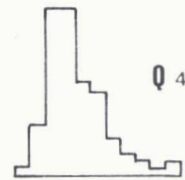
R 2



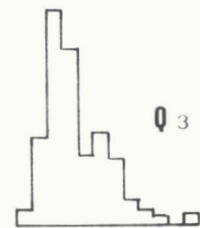
R 1



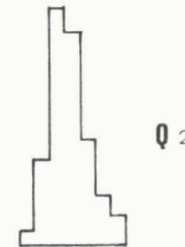
Q 5



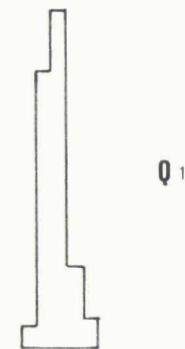
Q 4



Q 3



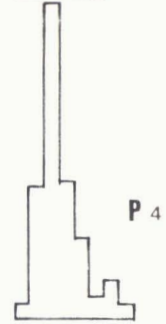
Q 2



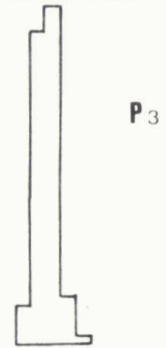
Q 1



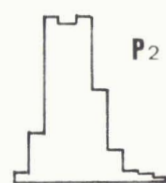
P 5



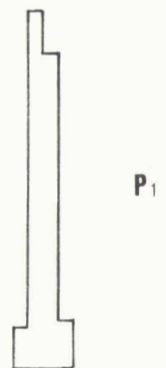
P 4



P 3



P 2

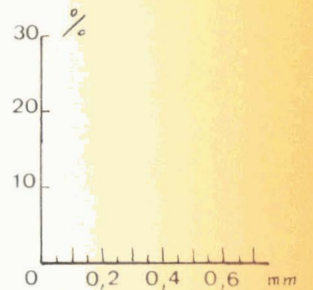


P 1

Valcarlos

Beharria

Fig38 Granulométrie des quartzites ordoviciens



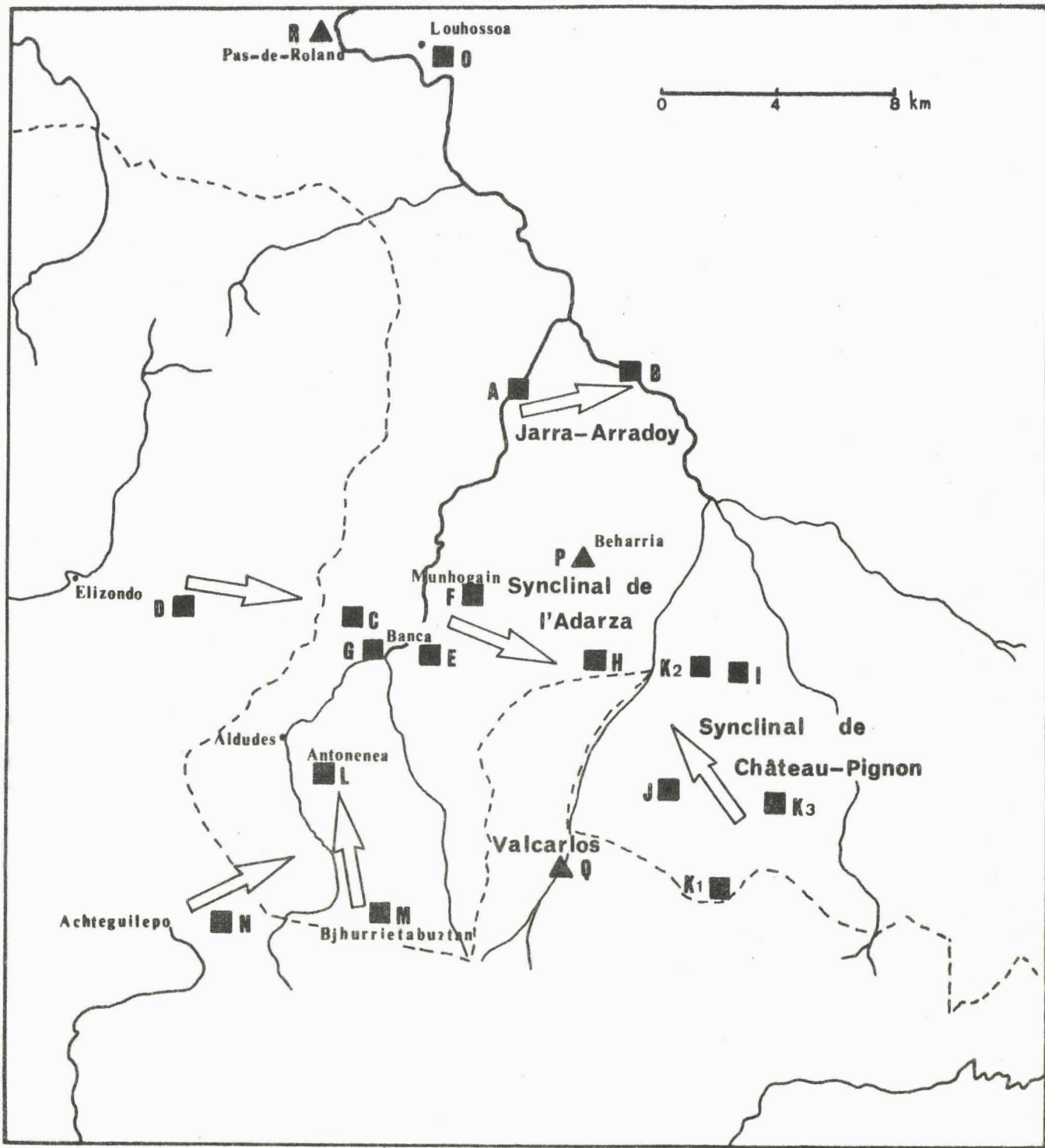
pu être mis en évidence en considérant des niveaux stratigraphiques de même âge.

Aucun apport venant de l'E ou du N E n'a pu être repéré.

Par contre, il existe des apports venant du N W, de l'W, du S W, et du S E, ce qui laisse présager que les lignes de rivages devaient se trouver vers l'W et le Sud de la région étudiée.

- 4 - La partie sud-est de l'actuel synclinal de l'Adarza semble correspondre à une région à granulométrie plus fine où convergeaient plusieurs apports.

Ces résultats sont à rapprocher des données obtenues par l'étude stratigraphique et la thermoluminescence : leur concordance est assez bonne. Ils apportent un élément de poids à la reconstitution paléogéographique.



■ Prélèvements dans le Siegenien
▲ " " l'Ordovicien

Fig.39 Sens des apports d'après la granulométrie des grès siegeniens



CHAPITRE DEUXIEME

DONNEES DE LA THERMOLUMINESCENCE

I - DONNEES UTILISABLES POUR LA PALEOGEODRAPHIE

A) LE DEVONIEN INFERIEUR

Les études ont porté essentiellement sur les " quartzites siegeniens " dont le facies est partout bien repérable et dont l'âge est bien connu. De plus, ces quartzites ne sont que très rarement feldspathiques. 88 échantillons ont été étudiés en thermoluminescence naturelle^(I), certains d'entre eux ayant été au préalable débarrassés de leurs carbonates. La granulométrie des échantillons était comprise entre 198 et 290 μ ; le poids utilisé pour chaque essai était de 0,4 g.; la tension appliquée au tube photomultiplicateur a varié entre 1350 et 1050 v.; la vitesse de chauffe était de 50°C/minute.

Parmi les paramètres habituellement retenus pour ces études, seul le rapport R défini ainsi :

$$R = \frac{H_1}{H_1 + H_2} \times 100$$

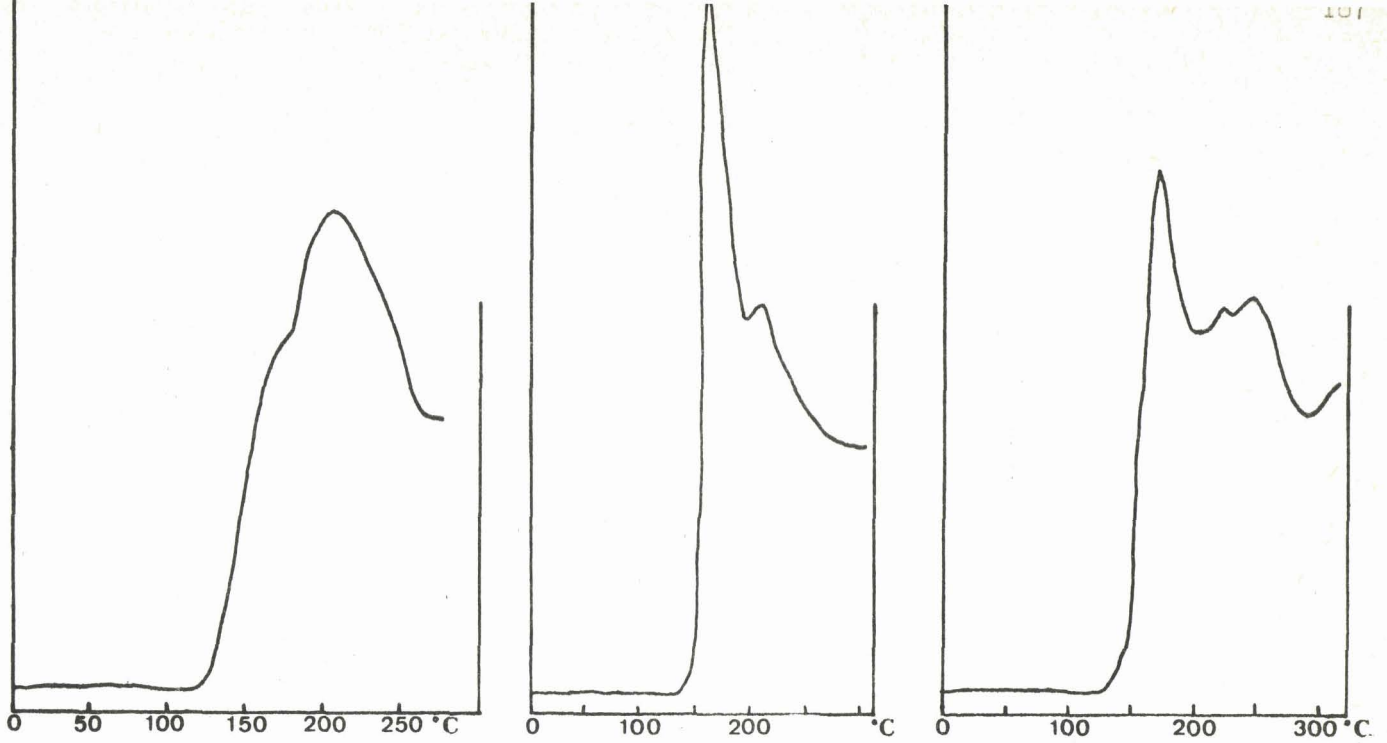
(H_1 et H_2 : hauteurs respectives des pics à basse et haute température,)

s'est avéré utile pour distinguer les quartz. A ce point de vue le paramètre " Δt " s'est montré peu significatif. Néanmoins sa faible valeur est assez remarquable : $20^\circ \text{C} < t < 40^\circ \text{C}$; valeur la plus fréquente : 27°C .

Par rapport au paramètre R, les courbes obtenues se laissent facilement ranger en deux catégories distinctes (fig. 40)

(I)-Ces échantillons ont été étudiés au laboratoire de Mr. J.M. CHARLET de la Faculté Polytechnique de Mons (Belgique) et sous sa direction. Qu'il en soit ici encore remercié.

Les échantillons étudiés sont les mêmes que ceux ayant servi pour la Granulométrie. Les lieux de prélèvement sont indiqués sur la fig. 41.



Type I

Ech. 12-11-69.1E (B1 fig 32)

Type II

Ech. 2-4-70.8

Ech. 1-4-70.7

Fig. 40 - Courbes de thermoluminescence dans les quartzites siegeniens

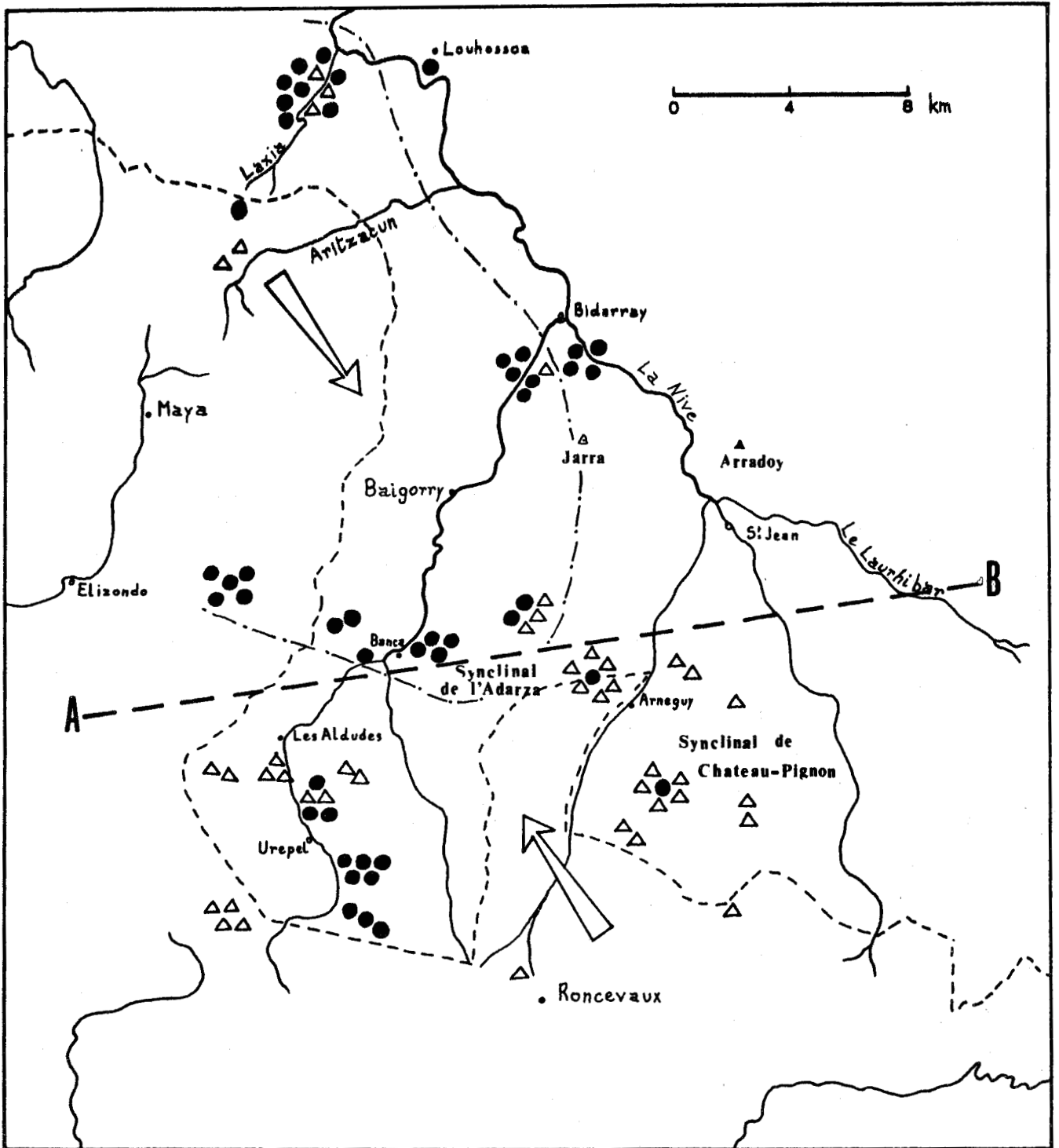
1 - TYPE 1 : le rapport R est inférieur à 50 ; donc le pic de basse température a une intensité plus faible que le pic à haute température. De plus, au point de vue de la forme de la courbe, le pic à haute température est élargi et présente parfois l'ébauche d'un troisième pic à température plus élevée ; le pic à basse température se laisse souvent mal discerner du second. J'ai rangé dans ce type des courbes à 1 seul pic, quand celui-ci correspond par sa température au pic à haute température et présente le même caractère élargi. Très souvent d'ailleurs, même dans ce cas, on peut soupçonner la présence du pic à basse température par une très légère inflexion de la courbe.

2 - TYPE II : le rapport R est supérieur à 50. Le pic à basse température a une intensité souvent très élevée et les 2 pics sont aigus. Comme précédemment, je range dans cette catégorie un certain nombre de courbes à I seul pic quand celui-ci correspond, par sa température et son caractère aigu, au pic à basse température.

La carte (fig.4I) montre la répartition géographique des 2 types de quartz . Au premier abord on voit que le type I est plus abondant au N et le type II au S. de la région étudiée . Pour exprimer quantitativement ce premier aperçu, j'ai tracé une ligne A-B, orientée sensiblement E W et passant juste au S. de la localité de Banca. Dans l'histogramme du rapport R (fig.42) j'ai alors distingué dans chaque colonne le pourcentage des échantillons ^{des échantillons} ~~des échantillons~~ ^{horizontaux} situés au N (en pointillé) et au S (traits) de cette ligne A-B . On voit que les échantillons de $R > 50$ (type II) se situent en majorité au S de la ligne et ceux de $R < 50$ (type I) au N de la ligne .

(Il apparait donc qu'au Siegenien deux apports détritiques principaux alimentaient la région qui deviendrait le massif des Aldudes, l'un venant sensiblement du N et du N W, l'autre du S et du S E

Cette donnée concorde assez bien avec celle de la granulométrie. Cette dernière étude a montré, en particulier, que la zone du synclinal de l'Adarça à l'E de Banca correspondait à une granulométrie plus fine des quartz et que se mélangeaient là vraisemblablement deux apports distincts.(p. 98)



● Type I

△ Type II

--- Limite est des facies rouges

A --- B : cf. Histogramme fig. 42



Fig.41 - Répartition géographique des deux types de quartz

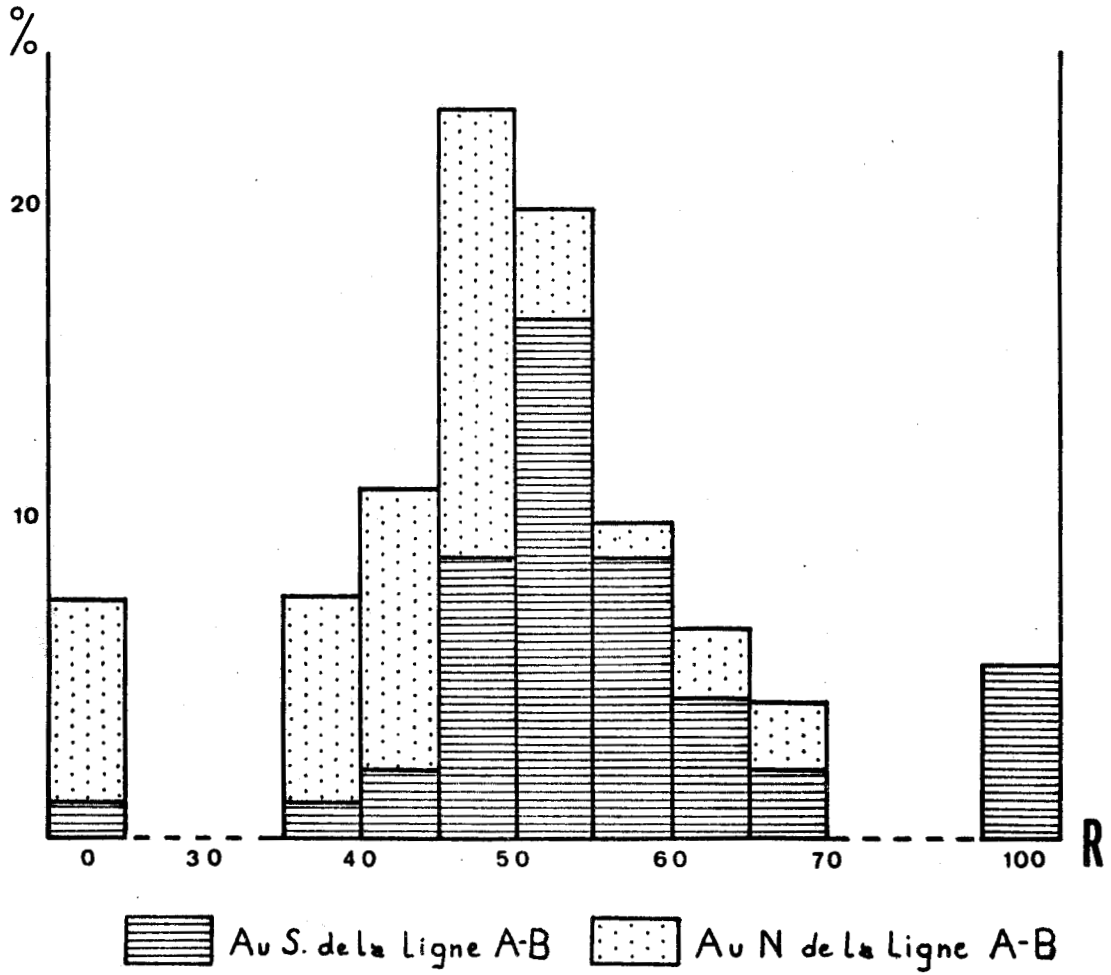


Fig.42 -Histogramme du rapport R



B) L'ORDOVICIEN

Je n'ai étudié en thermoluminescence naturelle qu'une trentaine d'échantillons concernant cette période. Cet échantillonnage est insuffisant pour établir un sens des apports, d'autant plus que le synchronisme des différents niveaux de prélèvements est loin d'être établi avec autant de précision que dans le Siegenien. On peut souligner néanmoins le fait suivant : on retrouve dans le matériel ordovicien les deux types de quartz prédominants du Dév. inférieur : type I à $R < 50$ et type II à $R > 50$ avec la forme des courbes identique. Le type I prédomine nettement : 20 ech. sur 30. Le " Δt " se situe dans les mêmes limites étroites que pour le Dévonien. Il semble donc que, pour une part au moins, Ordovicien et Dévonien inférieur soient formés du même matériel de base.

II - DONNEES CONCERNANT LA TECTONIQUE

J'ai cherché à voir s'il existait une relation entre les données de la thermoluminescence et les accidents tectoniques. Pour une utilisation sédimentologique correcte, il est en effet important de savoir si la tectonique affecte les courbes de thermoluminescence et de quelle manière. J'ai pu détecter, en fait, trois effets dus à la tectonique sur les courbes :

A) CHUTE DE L'INTENSITE SANS DEFORMATION DES COURBES.

Cette chute peut aller jusqu'à la perte de toute thermoluminescence naturelle. Je n'en ai rencontré que deux exemples mais tous deux situés dans des zones tectoniquement très déformées :

- Ech 8 - 7 - 70 n° 8 Cet échantillon est situé à 1 mètre sous le grand chevauchement qui ramène, au S E des Aldudes, le Silurien au-dessus du Dév. inf.

- Ech 25 - 3 - 70 n° 7 prélevé sur un lambeau de Dévonien inférieur charrié sur le Carbonifère à l'W de Louhossoa

Plus généralement la proximité d'accidents tectoniques importants se traduit par une simple chute dans l'intensité de la thermoluminescence . L'intensité a été mesurée de la manière suivante : dans chaque cas, on a comparé la hauteur du pic le plus élevé de l'échantillon à la hauteur du pic le plus élevé d'un témoin toujours le même. Cette méthode n'est évidemment qu'approximative ; en particulier elle néglige l'absorption due à la teinte plus ou moins foncée de l'échantillon. J'ai cru néanmoins pouvoir négliger ici ce facteur étant donné la teinte généralement très claire des quartzites du Siegenien. Les résultats sont figurés sur la carte de la fig. 43 où la longueur des traits représentant les échantillons est proportionnelle à l'intensité de la thermoluminescence mesurée selon la méthode précédente.

Il apparait assez clairement que dans le coeur du massif des Aldudes caractérisé par ses déformations relativement faibles, à grand rayon de courbure ("synclinal " de l'Adarza, coeur du "synclinal " de Château Pignon, région du Jarra-Arradoy), l'intensité est notablement plus forte que dans la région de l'arc tectonique paléozoïque basque, ^(cf. fig 54) qui borde à l'W la région centrale du massif des Aldudes et où domine ~~une~~ tectonique de chevauchements serrés . Les exemples les plus nets de cette coïncidence entre chevauchements et intensité faible sont ceux du S et du S S E des Aldudes, du Bearzun et du Laxia .

Sur la bordure E et N E du synclinal de Château-Pignon, on retrouve des intensités faibles correspondant à des accidents chevauchants du même type que ceux de l'arc basque mais à rejeu tertiaire.

Une exception notable est pourtant à signaler : il s'agit des échantillons de la route de Pampelune au S W des Aldudes prélevés dans une région où les chevauchements ont encore une ampleur sensible. On peut signaler également l'échantillon, malheureusement isolé, des environs de Roncevaux.

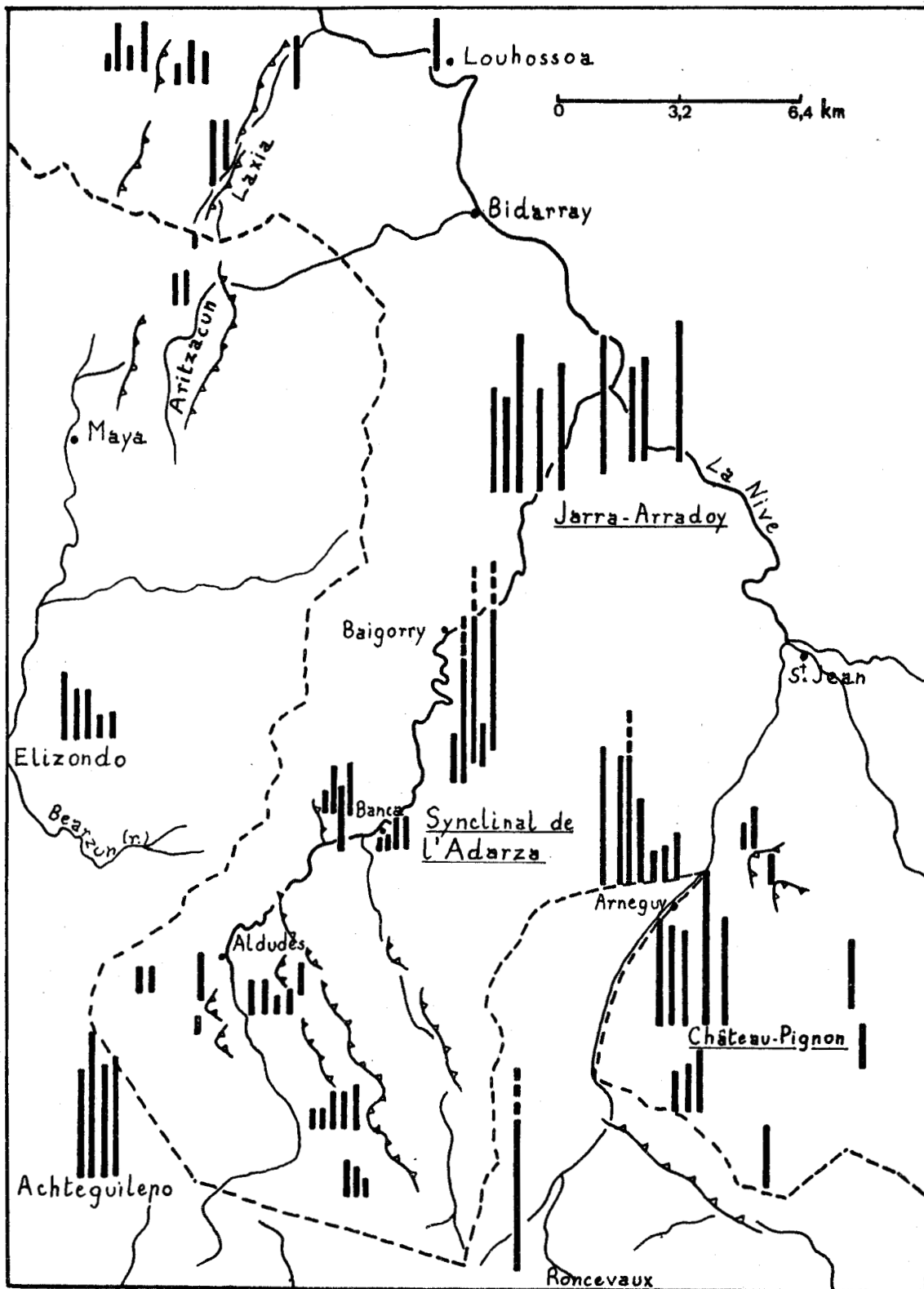



Fig.43 Variations de l'intensité de la thermoluminescence

 Chevauchements de "l'arc paléozoïque basque"



B) APPARITION D'UN 3^o pic à haute température

C'est le cas des échantillons de la crête de Benta (fig. 40, éch. I-4-70.7), du N W de Banca et d'un échantillon au S W des Aldudes. Dans ces trois cas, on est tout proche d'une surface de chevauchement.

C) CHANGEMENTS DANS LE SPECTRE D'EMISSION .

Alors que généralement, j'ai obtenu une même courbe de thermoluminescence (T.L.) en utilisant 2 tubes photomultiplicateurs différents, dans certaines régions tectonisées, j'ai constaté une modification de la forme de la courbe avec le type de Tube photomultiplicateur (P.M.).

On sait qu'un tube photomultiplicateur est caractérisé par une certaine réponse spectrale. On peut donc interpréter les résultats précédents de la manière suivante :

- dans la plupart des cas, les émissions lumineuses liées aux différents pics de la courbe T.L. correspondent à un même domaine $\lambda_1 - \lambda_2$ de la courbe de réponse spectrale des 2 P.M. et par conséquent tous ces échantillons sont homogènes quant à leur spectre de T.L. globale.
- dans quelques cas (échantillons tectonisés) les émissions de T.L. correspondent à un domaine $\lambda_3 - \lambda_4$ de longueur d'onde pour lequel la réponse spectrale varie avec le type de P.M.

Une investigation plus poussée de ce phénomène nécessiterait une analyse spectrale de l'émission de T.L. et le tracé d'une courbe à 3 dimensions (température, intensité, longueur d'onde), courbe qui ne peut être obtenue qu'en utilisant un appareillage très élaboré (voir note : LEVY P.W., MATTERN P.L., LENGWEILER K. Three dimensional thermoluminescent analysis of minerals, Modern Géology, 1971, vol. 2, p. 295-297).

REMARQUE : Une certaine quantité des échantillons étudiés a été testée en thermoluminescence artificielle. Les courbes obtenues, si elles sont bien caractéristiques du quartz, en particulier par l'existence d'un pic intense et typique à 60° C, se sont montrées, néanmoins, peu significatives du point de vue sédimentologique.

NOTE SUR LES MINÉRAUX LOURDS ET LES FELDSPATHS DES QUARTZITES SIEGENIENS

I - LES FELDSPATHS

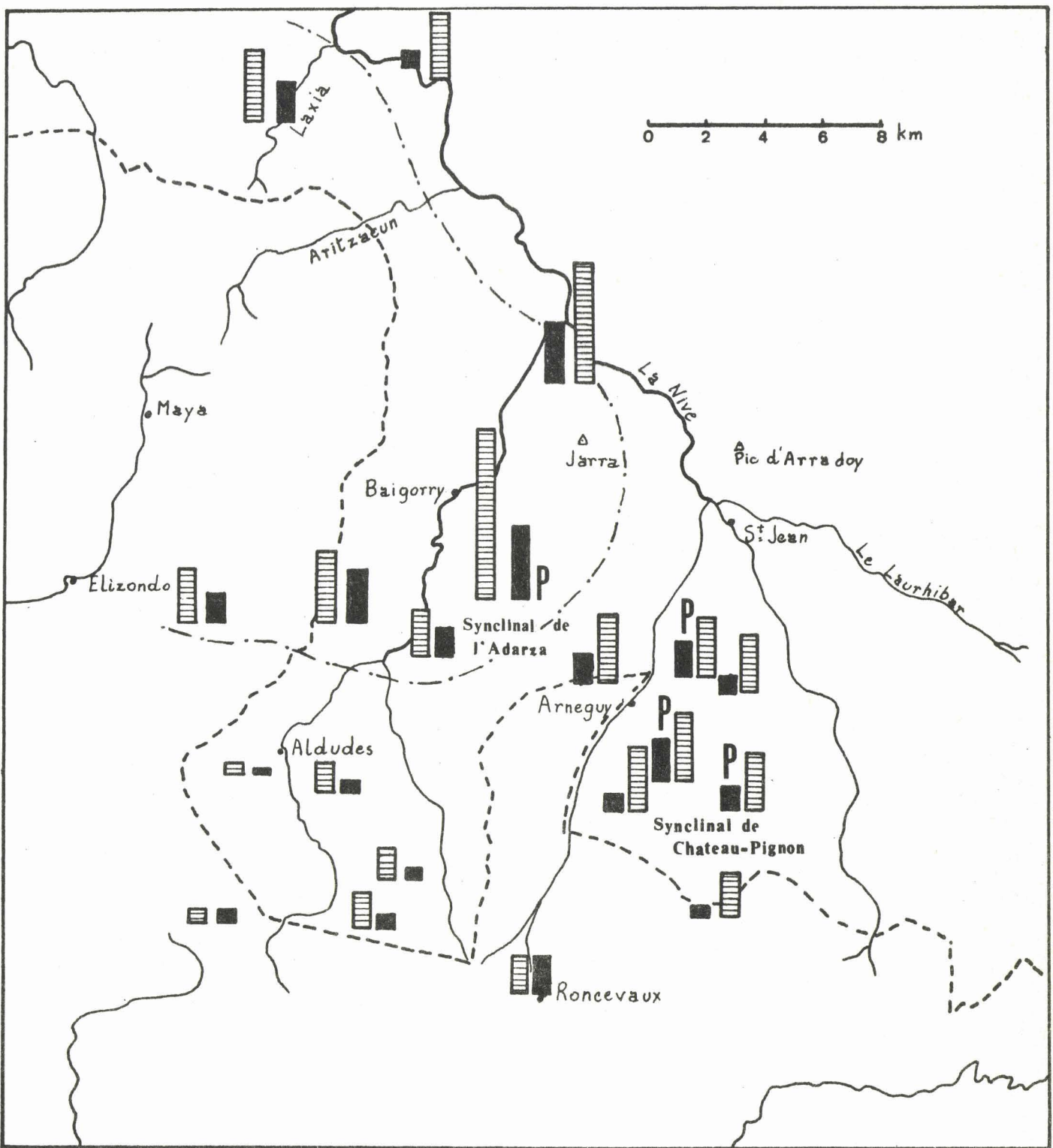
Ils sont très rares dans les quartzites siegeniens. Je ne les ai observés que dans le S E et le centre du Massif des Aldudes : synclinal de Château-Pignon et synclinal de l'Adarza (cf carte de la fig. 44) et seulement tout à la base de la série. Ce sont des plagioclases toujours de petite taille et altérés. On peut remarquer simplement qu'ils se rencontrent dans une zone où prédominent les quartz de type II de la thermoluminescence. (cf. fig. 4I).

II - LES MINÉRAUX LOURDS

Je n'ai observé dans les quartzites siegeniens que de la Tourmaline et du Zircon. J'ai effectué des comptages sur lame mince de ces deux minéraux. Les lames étaient celles utilisées pour la granulométrie. Chaque affleurement important de la série des quartzites siegeniens a été testé sur une dizaine d'échantillons, chacun d'eux à partir de deux lames taillées perpendiculairement à la stratification. La carte (fig. 44) représente les moyennes par échantillon dans les différents points de prélèvement. On remarque que les plus grandes abondances se situent au bord N du synclinal de l'Adarza et dans la région du Jarra-Arradoy. Par contre le minimum est observé dans la région des Aldudes.

Si l'on compare maintenant cette carte à celle de la fig. 4I montrant la répartition des deux types de quartz distingués par la thermoluminescence, on peut dire que l'apport venant du N W (type I) fournissait la plus grande abondance de Tourmaline et de Zircon et que celui venant du S. s'avérait relativement plus pauvre en ces deux minéraux.

La réalité de l'apport venant du N W est encore confirmée par l'observation suivante : les grès et quartzites siegeniens présentent parfois des teintes violettes et rouges assez intenses dues aux sels de fer. Or, ces teintes se rencontrent exclusivement dans les secteurs où prédominent les quartz de type I . Cet apport se caractérise donc non seulement par ce type de quartz et une abondance exceptionnelle de minéraux lourds mais aussi par ses imprégnations ferriques. (cf. fig. 44) .



Tourmaline
 Zircon
 P: Plagioclases

Limite est des facies rouges et violets

g.44 - Abondances relatives des minéraux lourds & présence de feldspaths plagioclases dans les grès siogieniens



TROISIÈME PARTIE :

PALÉOGÉOGRAPHIE

CHAPITRE UNIQUE

LA PALEOGEOGRAPHIE DES PYRENEES BASQUES AU DEVONNIEN ET AU CARBONIFERE

A partir des données de la Stratigraphie, complétées par celles de la Granulométrie et de la Thermoluminescence, il est maintenant possible de tirer des conclusions concernant la Paléogéographie de la région basque au Dévonien et au Carbonifère.

I).- Le Dévonien inférieur et la base du Couvinien (fig.. 45 à 49).

Le Gédinnien (et sans doute la base du Siegenien)- fig. 45 - voit s'instaurer, après le long régime schisteux du Silurien , une sédimentation déjà plus variée. Sous la masse des quartzites siegeniens on rencontre en effet deux types de facies :

- I.- un facies méridional, dans le massif des Aldudes : à la base des grès, et au sommet des calcaires bleus à encrines (p.45)
- 2.- un facies septentrional (région du Jarra et de l'Arradoy, région du Laxia) où les grès et les calcaires à encrines sont rares et où abondent les schistes à microrhythmes gréseux (p.6).

Il s'agit semble-t-il de la première manifestation d'une évolution des facies dans le sens S W - N E, qui persistera durant tout le Dévonien inférieur.

Le Siegenien (au moins dès sa partie moyenne)-fig. 46 - est marqué par une sédimentation très détritique avec dépôt abondant de grès et quartzites. Ceux-ci ont, de beaucoup, leur plus grande épaisseur dans la région sud-ouest du massif des Aldudes (" quartzites des Aldudes", p. 47-48). De plus, dans ce secteur, leur partie

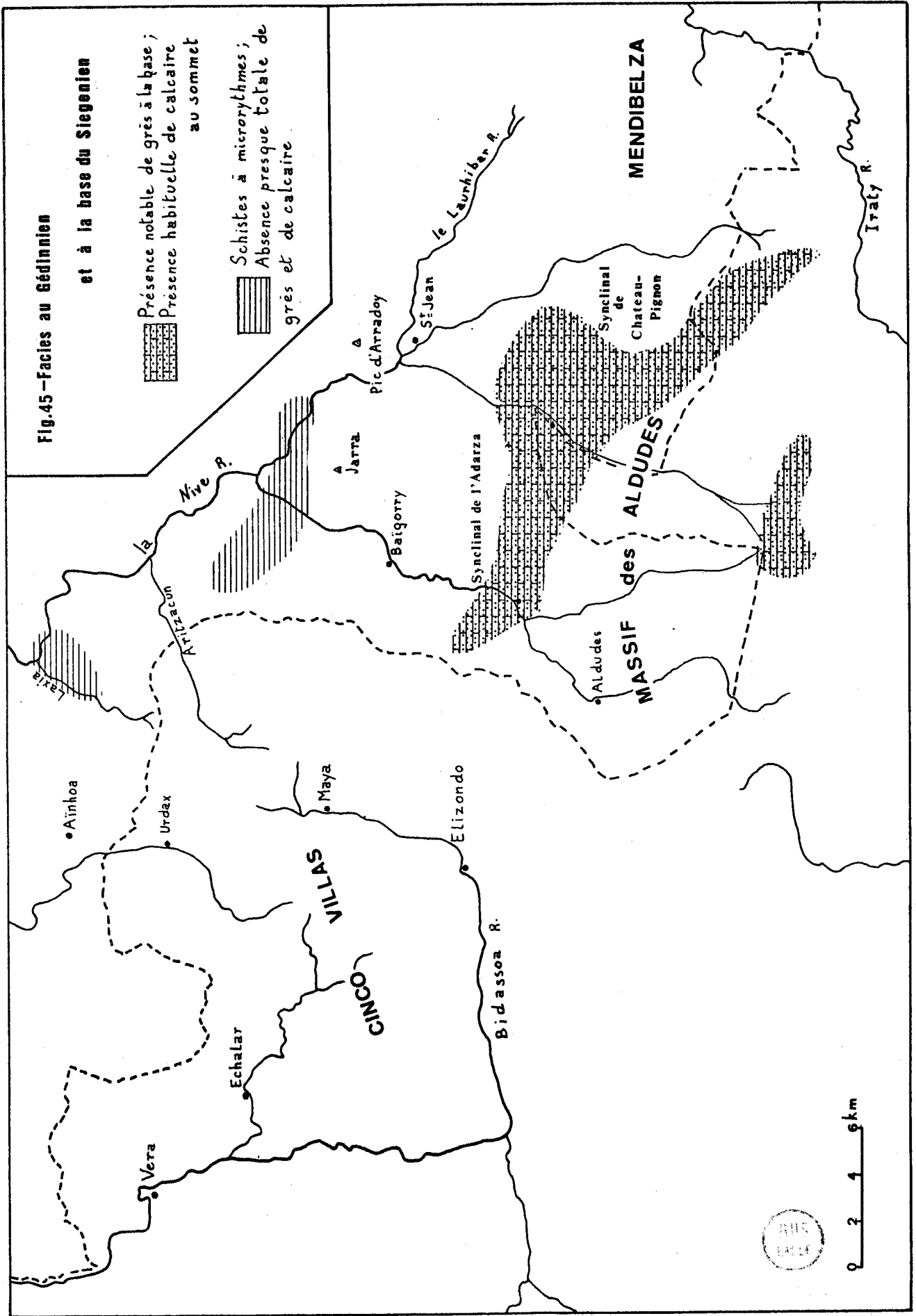
Fig.45—facies au Gédinnien

et à la base du Siegenien

Présence notable de grès à la base ;
Présence habituelle de calcaire
au sommet



Schistes à microrhythmes ;
Absence presque totale de
grès et de calcaire



supérieure ne se montre jamais dolomitique alors qu'elle l'est souvent dans les synclinaux de l'Adarza et de Château-Pignon. La granulométrie (fig. 39) met en évidence des sens de courants allant d'W en E (Jarra-Arradoy, synclinal de l'Adarza) et du S vers le N (SW des Aldudes). Par ailleurs, la thermoluminescence révèle l'existence de 2 types de quartz venant l'un du S et du S E , l'autre du N et du N W (fig. 41). Aucun apport n'a été repéré, par ces 2 méthodes de l'E et du NE . Ces données conduisent à situer la source du matériel détritique au S et à l'W et la mer ouverte vers l'E et le NE d'après la situation actuelle des affleurements. Il faut signaler également que ~~des~~ des brèches sédimentaires intraformationnelles se localisent surtout selon une bande orientée N 120° E dans les synclinaux de l'Adarza et de Château-Pignon.

Le sens des apports se confirme dans la formation suivante des " schistes, dolomies et calcaires intermédiaires " (Siegenien supérieur et Emsien inférieur (fig. 47). Dans la partie sud-ouest du massif des Aldudes, la dolomie bleue veinée, qui caractérise partout cette formation, est associée à des grès et des quartzites prolongeant la sédimentation des " quartzites des Aldudes ". Il n'y a pas, dans ce secteur, de calcaires à Polypiers et peu de schistes. Dans les synclinaux de l'Adarza et de Château-Pignon et la région du Jarra-Arradoy cette même dolomie bleue est associée au contraire à des schistes auxquels succède un développement important des calcaires à polypiers (biostromes) (fig. 19). Une différenciation plus fine a même pu être mise en évidence dans le secteur du Jarra-Arradoy : la dolomie bleue prédomine à l'W et est remplacée vers l'E par des calcaires à polypiers (p. 8). Dans la région du Laxia et de l'Aritzacun, comme, seule, la base de la formation affleure, on ne peut affirmer auquel des 2 types de facies elle se rattache mais l'abondance des grès associés à la dolomie bleue est un indice qu'elle serait plutôt du premier type.

Ainsi, on observe au passage du Siegenien à l'Emsien une transition très nette dans le sens SW-NE de facies grésodolomitiques, à des facies calcaréo-dolomitiques et schisteux.

La formation dolomitique emsienne manifeste une évolution latérale analogue : la teneur en éléments détritiques (ici, surtout argileux) décroît dans le sens ouest-est. Les dolomies les plus pures se rencontrent dans les synclinaux de l'Adarza et de Château-Pignon.

Fig.46 - Facies des Grès et Quartzites
du Siegenien

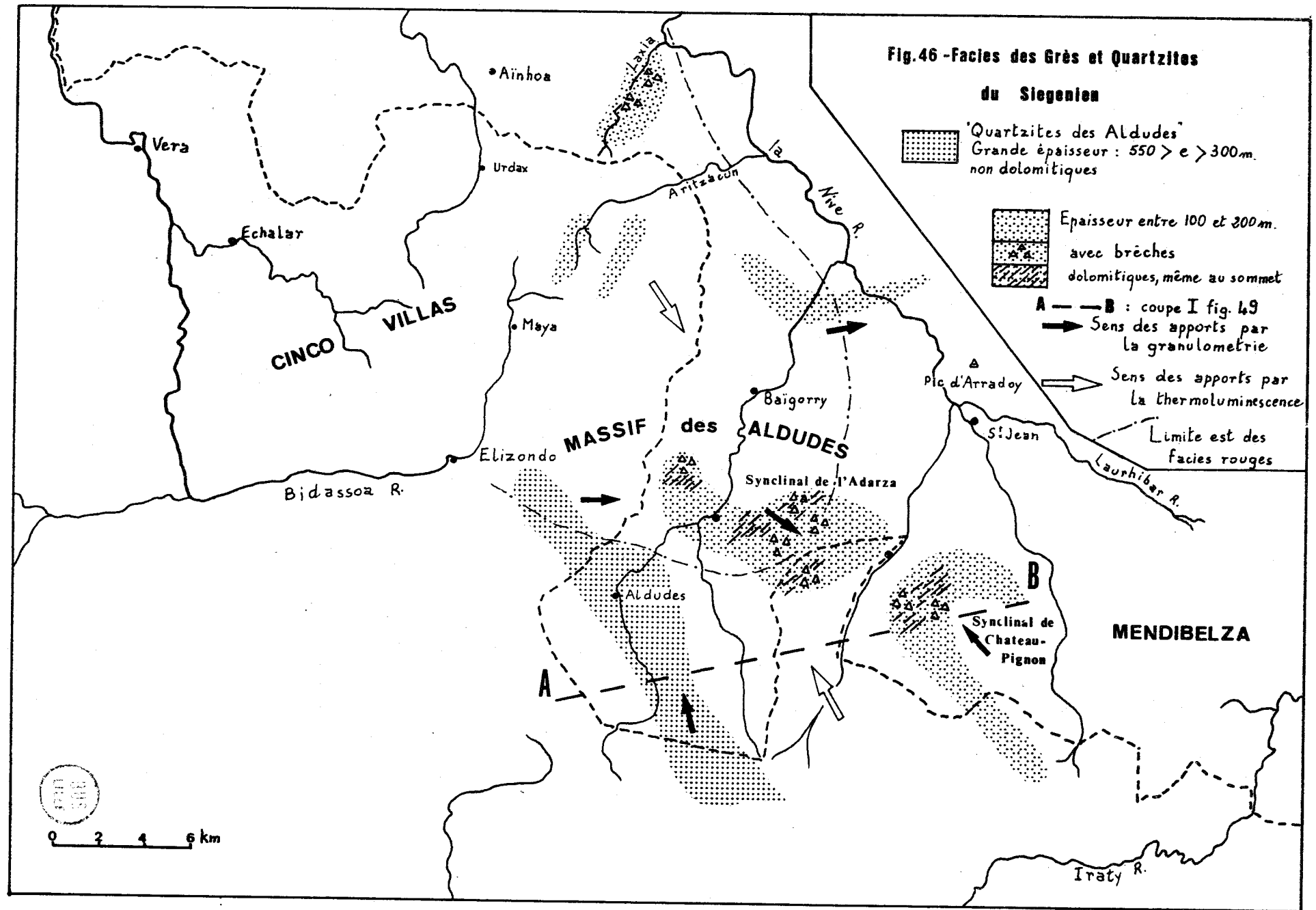



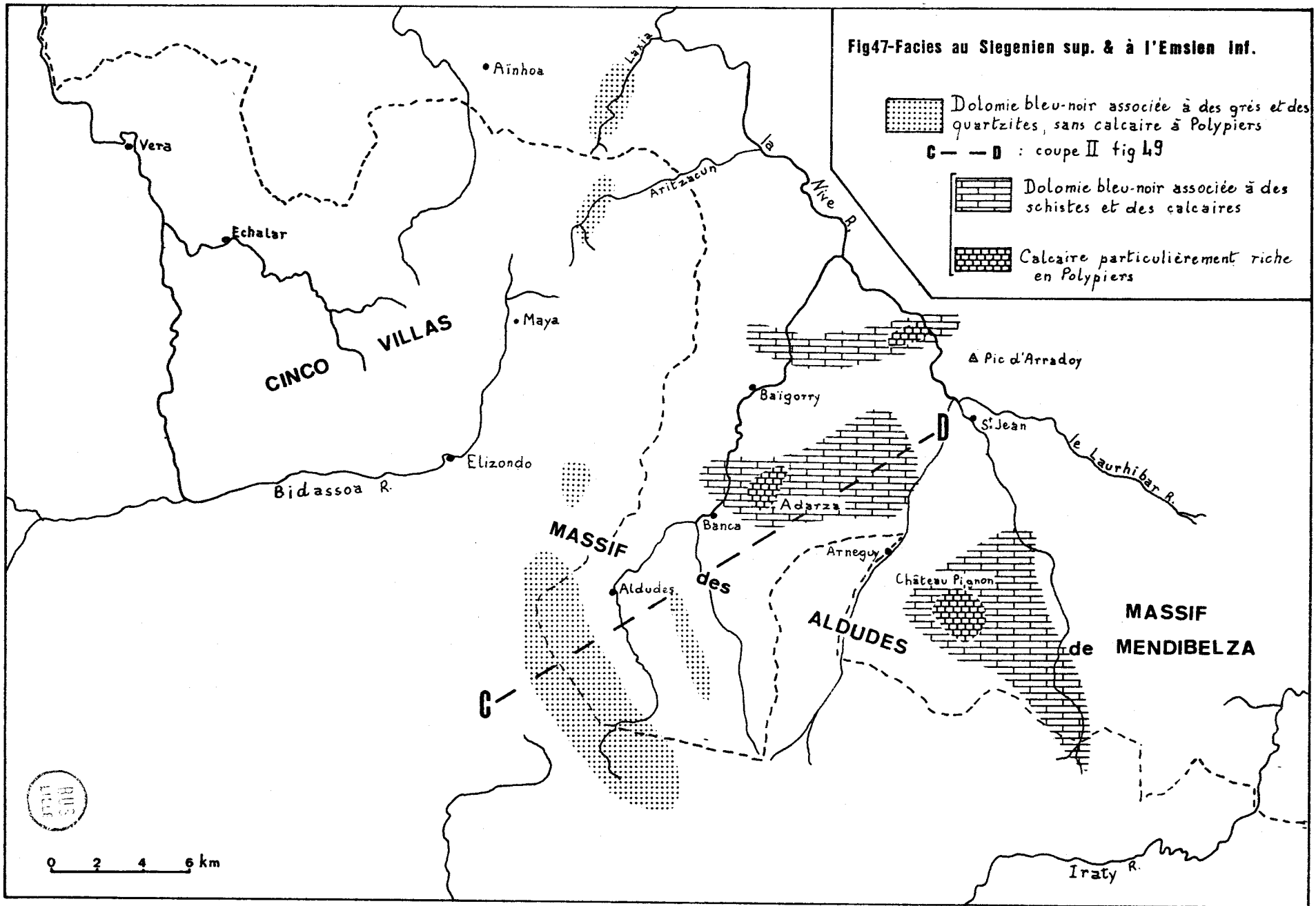


Fig47-Facies au Siegenien sup. & à l'Emslien inf.

-  Dolomie bleu-noir associée à des grès et des quartzites, sans calcaire à Polypiers
- C — D : coupe II fig 49
-  Dolomie bleu-noir associée à des schistes et des calcaires
-  Calcaire particulièrement riche en Polypiers



Dans ce dernier, s'intercalent en outre des bancs de calcaire à polypiers en quantité non négligeable (p. 35). Une série d'échantillons prélevés dans l'ordre stratigraphique dans les dolomies emsiennes ont été testés pour leur teneur en carbonates au ~~micro~~^{spectro}photomètre de flamme. Dans le synclinal de Château-Pignon sur 22 échantillons, 16 ont une teneur en carbonates dépassant 60 % , dans la partie sud-ouest du massif des Aldudes 3 sur 15 seulement atteignent cette teneur.

A la base du Couvinien (fig. 48), on assiste à un retour de la sédimentation schisteuse et schistogréseuse avec une faune extrêmement abondante de Brachiopodes. Il apparaît que l'épaisseur des formations et la teneur en bancs de grès décroissent de l'W vers l'E. Dans la partie est du massif des Cinco-Villas, l'épaisseur atteint au moins 300 m et les bancs de grès psammitique sont nombreux (p. 68). Dans la région du Jarra et de l'Arradoy l'épaisseur de cette formation n'atteint que 150 m et elle est surtout constituée par des schistes à microrhythmes avec quelques bancs de grès seulement (p. 9) .

En résumé, au Dévonien inférieur et à la base du Couvinien, l'ensemble des formations du massif des Aldudes et de la partie orientale du massif des Cinco-Villas manifeste un sens d'apport des sédiments remarquablement constant .

D'après la disposition actuelle des affleurements, le continent nourricier devait se trouver à l'W et au S tandis que la mer s'ouvrait vers l'E et le NE . La fig. 49 illustre l'évolution latérale des facies telle qu'elle vient d'être exposée ici.

II).- Le Dévonien moyen

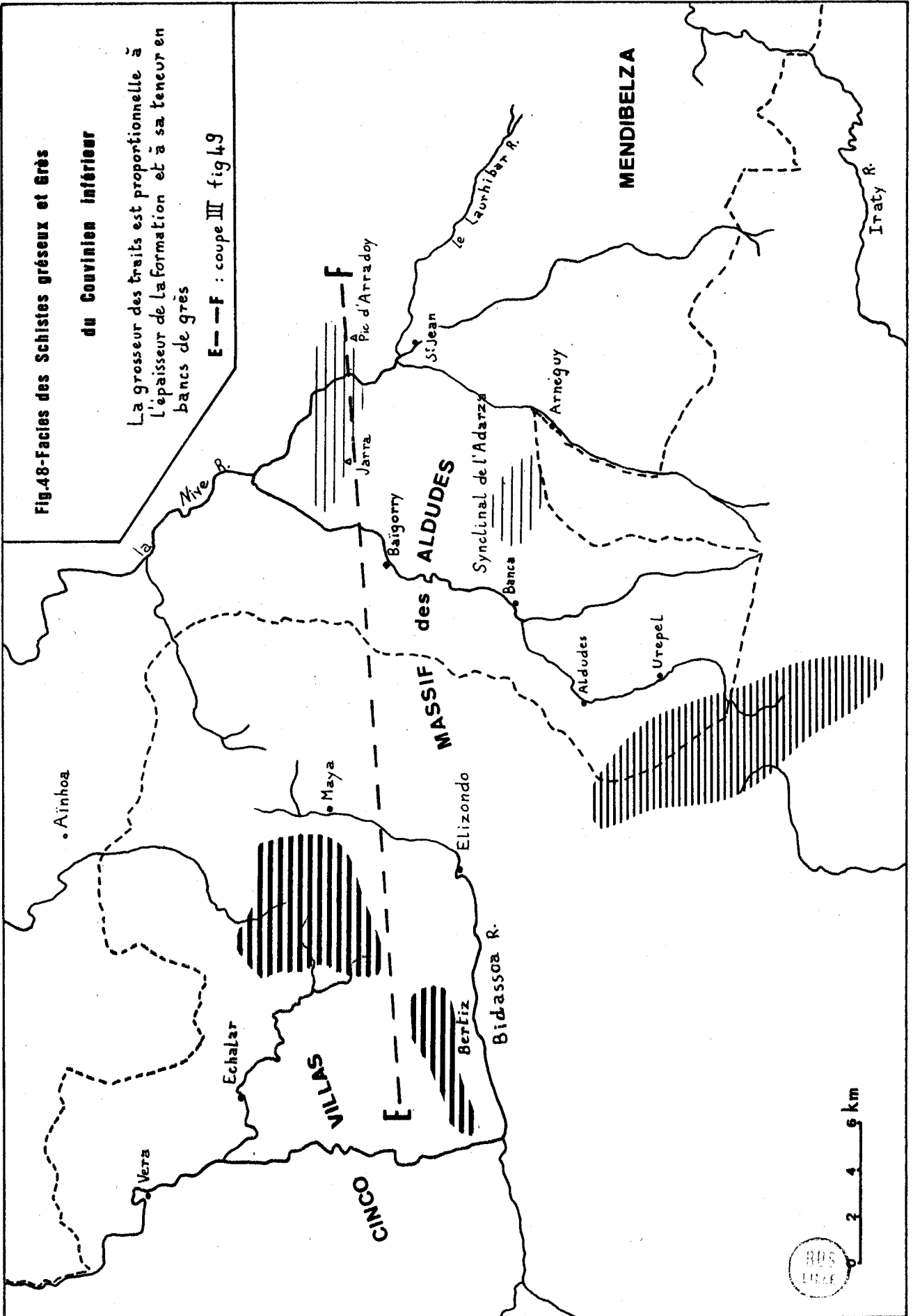
Durant la majeure partie du Dévonien moyen règne dans l'ensemble du Pays basque une sédimentation très uniforme principalement schisteuse caractérisée par les " schistes à nodules " avec petits Tentaculites (p. 10 et 55). Il est difficile de faire apparaître dans cet ensemble monotone une différenciation géographique. Il faut signaler toutefois l'existence au sein de la série de grosses masses de calcaire récifal qui semblent localisées dans la partie sud-ouest du massif des Aldudes (p. 55). L'une d'entre elles a été datée comme givétienne par m. WIRTH (1967) . Dans le massif des Cinco-Villas et

Fig.48-Facies des Schistes gréseux et Grès

du Couvinien inférieur

La grosseur des traits est proportionnelle à l'épaisseur de la formation et à sa teneur en bancs de grès

E—F : coupe III fig 49



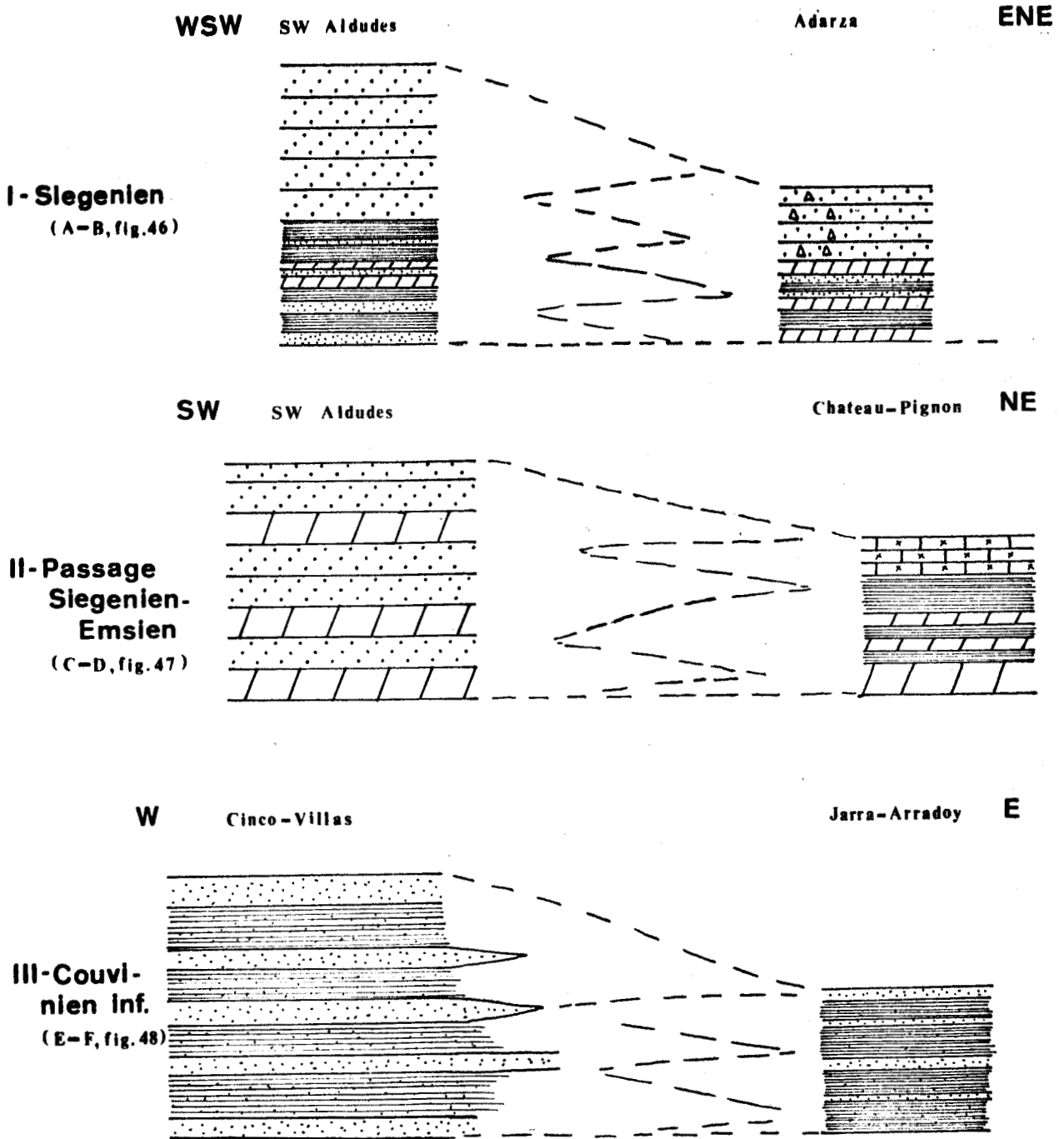
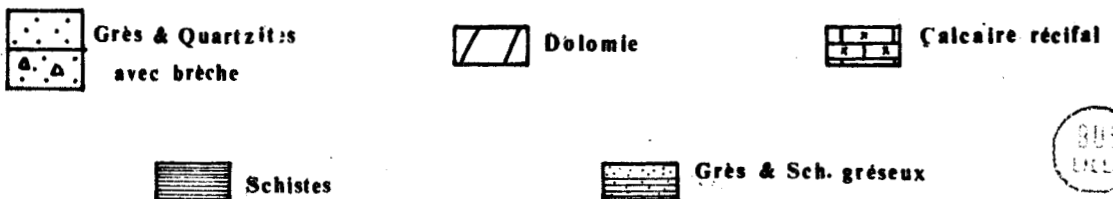


Fig. 49 - Evolution latérale des facies au Dévonien Inf. & au Couvien



dans la région du Jarra et de l'Arradoy, il y a bien dans les schistes à nodules des niveaux de calcaire noir fétide mais rien de comparable aux grosses lentilles récifales de la partie SW du massif des Aldudes.

III).- Le Dévonien supérieur et le Carbonifère

A).- Le Dévonien supérieur (fig. 50).

Il affleure sous deux facies très différents

I). Dans les massifs des Aldudes, Mendibelza, Igouance et dans une très faible partie du massif des Cinco-Villas (Région de Bertiz-Aranaz) on rencontre, au-dessus des schistes à nodules et des schistes à Tentaculites qui leur font suite, une formation épaisse de grès quartzites souvent verts, d'âge frasnien et famennien inférieur remarquablement uniforme dans tout le domaine (fig. 4-6-2I) cité. Cette formation est surmontée par les grès grauwackeux à Cyrtospirifer verneuili également très constants et uniformes par leur facies et leur faune sur tout le secteur étudié. La formation des griottes typiques vient au-dessus, du moins dans le massif de Mendibelza et d'Igouance. Elle manque dans le massif des Aldudes (fig. 23 et 3I, U 2)

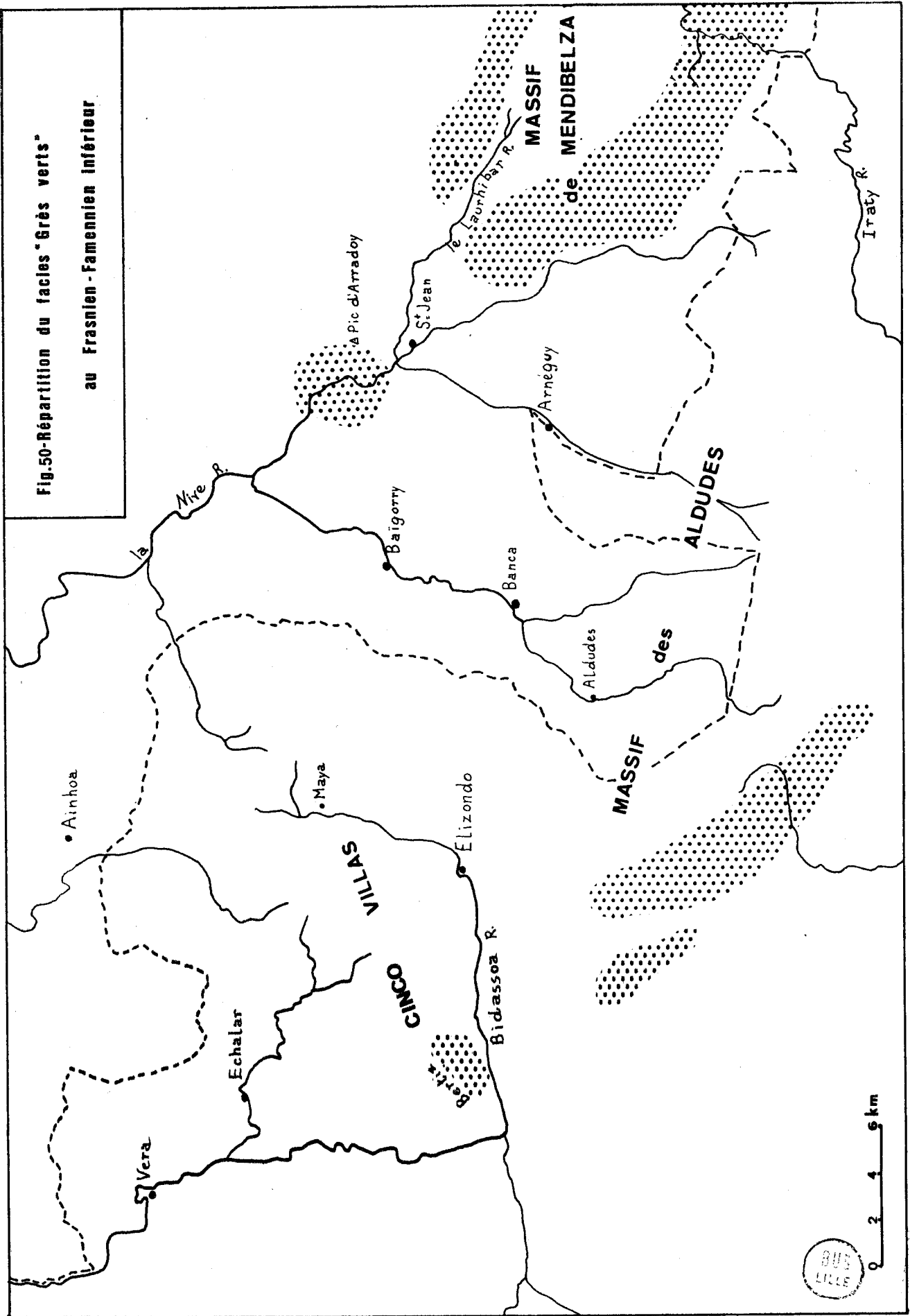
2). Cet ensemble s'oppose à ce qui est rencontré dans la majeure partie du massif des Cinco-Villas, la région à l'E d'Ainhoa et la bordure sud du Massif du Labourd . La formation correspondant pour l'âge aux griottes n'a pas le même facies que dans le type Mendibelza et, surtout, en-dessous on ne rencontre pas les grès grauwackeux à Cyrtospirifer verneuili ni les grès verts. De plus, dans la région à l'E d'Ainhoa (Pic d'Ezcondray et Pas de Roland) ainsi que sur le bord méridional du Massif du Labourd, ce niveau élevé du Dévonien supérieur où le Carbonifère semblent reposer directement sur les quartzites à Bilobites ou les terrains cristallophylliens (cf. dépliant 3, angle N E et fig. 3I, U 1).

B).- Le Carbonifère (fig. 5I).

L'opposition observée entre les deux régions au Dévonien supérieur se prolonge :

I). Dans les massifs des Aldudes, de Mendibelza et d'Igouance,

Fig.50-Répartition du faciès "Grès verts"
au Frasnien-Famennien intérieur



on observe la succession suivante :(fig. 8-22)

- lydiennes : seule, la région sud-ouest du massif des Aldudes semble en être presque totalement dépourvue.
- puis schistes à Goniatites ou récurrence du facies " griottes " associé à des schistes verts et rouges.
- puis calcaire bleu-noir namurien, d'épaisseur très variable mais toujours présent, quoique parfois transformé en " magnésite " (au S.W. des Aldudes, p. 59).
- puis ^{grès} micacés et feldspathiques et schistes, les grès dominant largement sur les schistes et la macroflore n'étant pas rare.




2). Dans le massif des Cinco-Villas, la région à l'Est d'Ainhoa et le bord sud du Massif du Labourd, on rencontre au-dessus des lydiennes, dont la présence est moins constante que dans les massifs de Mendibelza et d'Igouze, une série essentiellement schisteuse. Le calcaire bleu noir namurien fait défaut, au moins à l'E de la Bidassoa. Les grès micacés et feldspathiques sont très peu développés au sein de la série schisteuse et ne contiennent guère de macroflore; ils ne reprennent de l'importance qu'à l'W de la Bidassoa, dans la partie sud-ouest du massif. Par contre le Carbonifère du massif de Cinco-Villas et de la région à l'Est d'Ainhoa est remarquable par ses nombreux affleurements d'un poudingue caractéristique à galets ^{de Quartz} taillés et de lydiennes (p. 75-76)

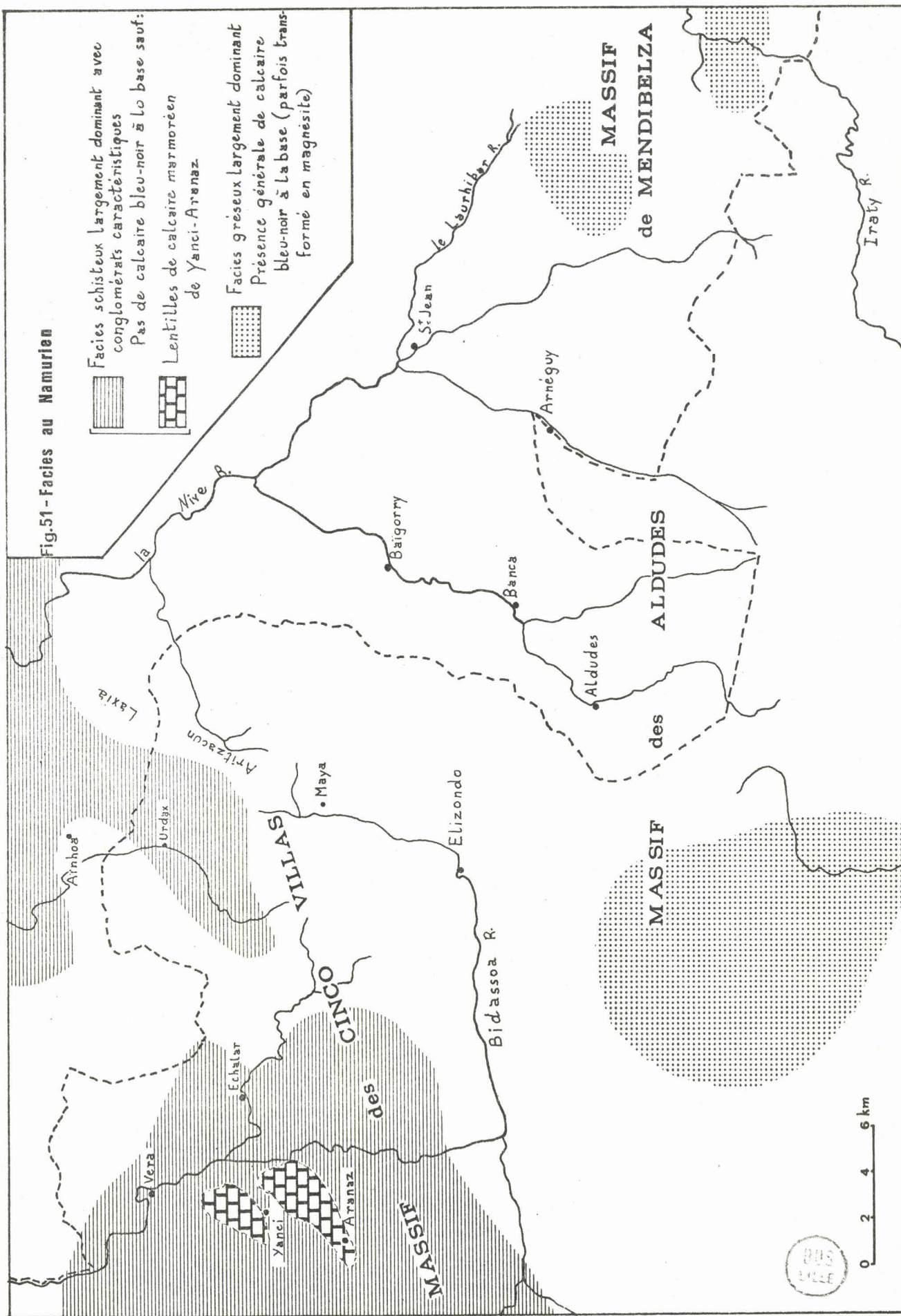
En résumé, au Dévonien supérieur et au Carbonifère, la région des massifs basques présente deux types de facies nettement différenciés.

- Type caractérisé par les grès verts, les grès à Cyrtospirifer verneuili, le calcaire bleu noir typique et les grès westphaliens abondants ; massif des Aldudes, de Mendibelza et d'Igouze. (fig. 3I, U 2)
- Type sans grès vert ni grès grauwackeux à Cyrtospirifer verneuili avec un Carbonifère essentiellement schisteux, à poudingues, et généralement absence de calcaire bleu noir namurien : la plus grande partie du massif des Cinco-Villas et son prolongement à l'E. d'Ainhoa et sur le bord sud du Labourd (fig. 3I, U 1)

Le contact entre ces deux régions de facies différents dans la région du Laxia - Aritzacun et le massif des Cinco-Villas correspond à un accident majeur dont toute la signification apparaît dans le chapitre suivant consacré à la Tectonique.

Fig.51 - Facies au Namurien

 Facies schisteux largement dominant avec conglomérats caractéristiques
 Pas de calcaire bleu-noir à la base sauf:
 Lentilles de calcaire marmoréen de Yanci-Aranaz
 Facies gréseux largement dominant
 Présence générale de calcaire bleu-noir à la base (parfois transformé en magnésite)



QUATRIÈME PARTIE :

TECTONIQUE

CHAPITRE PREMIER

ETUDE ANALYTIQUEINTRODUCTION

Ce chapitre ne prétend pas donner une description exhaustive de la tectonique extrêmement complexe du Pays basque. Bien des éléments manquent encore à notre connaissance pour qu'une synthèse puisse être faite avec quelque chance de succès. Fruit d'une étroite collaboration de plusieurs années entre J. MULLER et moi-même, de sorte qu'il est difficile de distinguer l'apport personnel de chacun, les pages qui suivent veulent simplement attirer l'attention sur quelques faits importants ayant trait plus particulièrement à la tectonique hercynienne. Une publication ultérieure ⁽¹⁾ où seront intégrées les importantes données de l'analyse microtectonique, recueillies par J. MULLER, donnera une vue plus complète de la structure du Pays basque en liaison avec les régions voisines.

(1) " Tectoniques superposées dans les Pyrénées occidentales : reconstitution géométrique et chronologique d'architectures hercyniennes et pyrénéennes en Pays basque, au Béarn et Haut Aragon ". Communication de J. MULLER. Première réunion annuelle des Sciences de la Terre, Paris, Mars 1973 .

I - EXISTENCE D'UN GRAND CHEVAUCHEMENT D'AGE HERCYNIEU DANS LA PARTIE OCCIDENTALE DES PYRENEES BASQUES (Dépliant 3)

On a vu dans la partie stratigraphique et paléogéographique de ce travail qu'il existait, dans les Massifs basques, au Dévonien supérieur et au Carbonifère, deux domaines de facies différents (cf. cartes de facies - fig. 50-51).

A) Le domaine à facies de " Type Aldudes-Mendibelza: Unité U 2

Ce domaine est caractérisé par l'existence au Frasnien et au Famennien inférieur d'une masse puissante de grès verts, surmontés de façon constante de grès violets et de grès " grauwackeux " à C.verneuili et C.^{eg.}letiensis du Famennien supérieur. Puis viennent des griottes d'un âge allant du Famennien supérieur au Strunien, des lydiennes, des schistes et calcaires à Goniatites du Viséen supérieur, des calcaires bleu-noir dolomitiques d'âge namurien et enfin une nouvelle masse de grès, micacés et feldspathiques à plantes, avec des intercalations schisteuses d'importance beaucoup moindre que les grès.

Ces facies sont typiques des massifs de Mendibelza et d'Igouze. Mais on les rencontre aussi dans la partie sud-ouest du massif des Aldudes, compte tenu d'une lacune des griottes et de la transformation en " magnésite " d'une partie du calcaire bleu-noir namurien. Le facies grès verts termine aussi vers le haut la série stratigraphique observable d'une part dans la pointe sud-est du massif de l'Ursuya-Baygura (Région du Jarra et de l'Arradoy, dépliant I et fig. 4), d'autre part dans le massif des Cinco-Villas (Région de Bertiz, dépliant 3, angle S.W.).

Par ailleurs dans les trois dernières régions citées, Massif des Aldudes, Région du Jarra-Arradoy, Cinco-Villas, les grès verts sont superposés normalement à des formations du Dévonien inférieur et moyen assez homogènes ou présentant du moins une polarité sédimentaire non équivoque.

L'ensemble de ces terrains de facies comparables formera l'unité U 2 .

B) Le domaine à facies de " Type Cinco-Villas " : Unité U 1

Il est bien caractérisé, on l'a vu, au Namuro-Westphalien, par des facies essentiellement schisteux, presque azoïques et la présence d'un poudingue caractéristique, l'absence générale de calcaire bleu-noir namurien au-dessus des lydiennes, le remplacement des griottes typiques des massifs de Mendibelza et d'Igounce par des calcaires en plaquettes, souvent ferrugineux. De plus, ces derniers semblent reposer sur des schistes sans qu'apparaissent jamais ni les grès violets, ni les grès " grauwackeux " à C. verneuili et C. letiensis, ni non plus les grès verts du Frasnien-Famennien inférieur.

Géographiquement ces facies se rencontrent dans la majeure partie du massif des Cinco-Villas et dans son annexe, la pointe sud-ouest du massif de l'Ursuya-Baygura (Région à l'E. d'Ainhoa et d'Urdax - fig. 51).

Ces terrains, ainsi définis par leur facies, seront désignés comme l'Unité U 1 .

Or, dans la partie est du massif des Cinco-Villas et à l'Est d'Ainhoa, l'Unité U 1 est largement chevauchée par les formations de l'Unité U 2 (dépliant 3).

Un chevauchement du Dévonien sur le Carbonifère a été mis en évidence, à ma connaissance, dans cette région, d'abord par H. REQUADT dans son travail sur le Paléozoïque de la région d'Oronoz-Mugaire (1966) puis par D. JUCH pour la partie sud de la vallée de l'Aritzacun (1970 - cf également D. JUCH et D. SCHÄFER, 1971 et H.F. KRAUSSE, 1973) . Ces auteurs, néanmoins, n' ont pas apporté de preuve décisive sur l'âge dévonien supérieur et carbonifère des formations chevauchées par l'Unité U 2 . La succession stratigraphique donnée par D. JUCH et D. SCHÄFER pour le Carbonifère semble de plus avoir été interprétée en sens inverse de la réalité : le poudingue à lydiennes se trouvant stratigraphiquement d'après eux sous les lydiennes et celles-ci sous les calcaires en plaquettes du Dévonien supérieur. Enfin, l'étendue trop limitée de leur terrain de recherche ne leur a pas permis de mesurer l'ampleur du chevauchement signalé.

En fait, le chevauchement de l'unité U 2 sur le Dévonien supérieur et le Carbonifère de l'unité U 1 s'étend très au Nord et au N W de la vallée de l'Aritzacun. La structure de celle-ci se continue dans la vallée du Laxia, après une petite interruption à la frontière franco-espagnole qui ne laisse subsister sur les schistes à poudingue de l'unité U 1 que quelques lambeaux de quartzite blanc du Dévonien inférieur. Une indétermination subsiste sur la situation exacte du chevauchement dans la partie Sud de la vallée du Laxia : les schistes luisants de la crête de Biscayluce ne pouvant être attribués avec certitude au Siluro-Gédinnien. C'est en tout cas franchement comme des klippes qu'il faut désormais interpréter les lambeaux de Dévonien inférieur des Monts Atchoulegui et Ereby à l'E. d'Aïnhua. En ces deux points (comme plus au Sud en territoire espagnol, au Monte Anchestegui) les quartzites blancs du type " quartzites des Aldudes " associés aux schistes vert-clair, à toucher talqueux, caractéristique d'âge siegenien, reposent indiscutablement, par contact anormal, sur les schistes à poudingue de la coupe de Gaine-koborda (fig. 52, II).

D'autres lambeaux sont visibles encore plus à l'W et au N W : (Dépliant 3) :

- a) Juste à l'E. d'Aïnhua, les schistes gréseux à niveaux grauwaackeux fossilifères du Couvinien inférieur découverts par Ph. LAGNY (1962) semblent également superposés anormalement au Carbonifère mais la zone de contact - schistes sur schistes - est difficilement repérable.
- b) Sur la Digitation d'Amotz, on observe, deux lambeaux de grès saccharoïde blanc du Dévonien inférieur, au Nord d'Aïnhua. Dans le coude de la Nivelle, des schistes à nodules viennent reposer sur les schistes à poudingue ; un "copeau" de quartzite des Aldudes, avec schistes vert-clair, est même coincé dans la zone de contact entre les deux formations. Ce dernier point se trouve à une dizaine de kilomètres, en direction E S E, du Pic Montdarrain également en grès quartzite blanc du Siegenien.

La structure de la vallée du Laxia se continue encore, après un coude brusque de 90° au Pic d'Ezcondray, le long du bord sud du massif du Labourd. La coupe I de la fig. 52 montre les quartzites ordoviciens de Baygura, appartenant à l'unité U 2, chevauchant les schistes à poudingue ici chargés d'andalousite et eux-mêmes superposés aux schistes cristallins du Labourd. Cette bordure sud du Labourd demanderait néanmoins une étude très détaillée rendue difficile par l'état des affleurements.

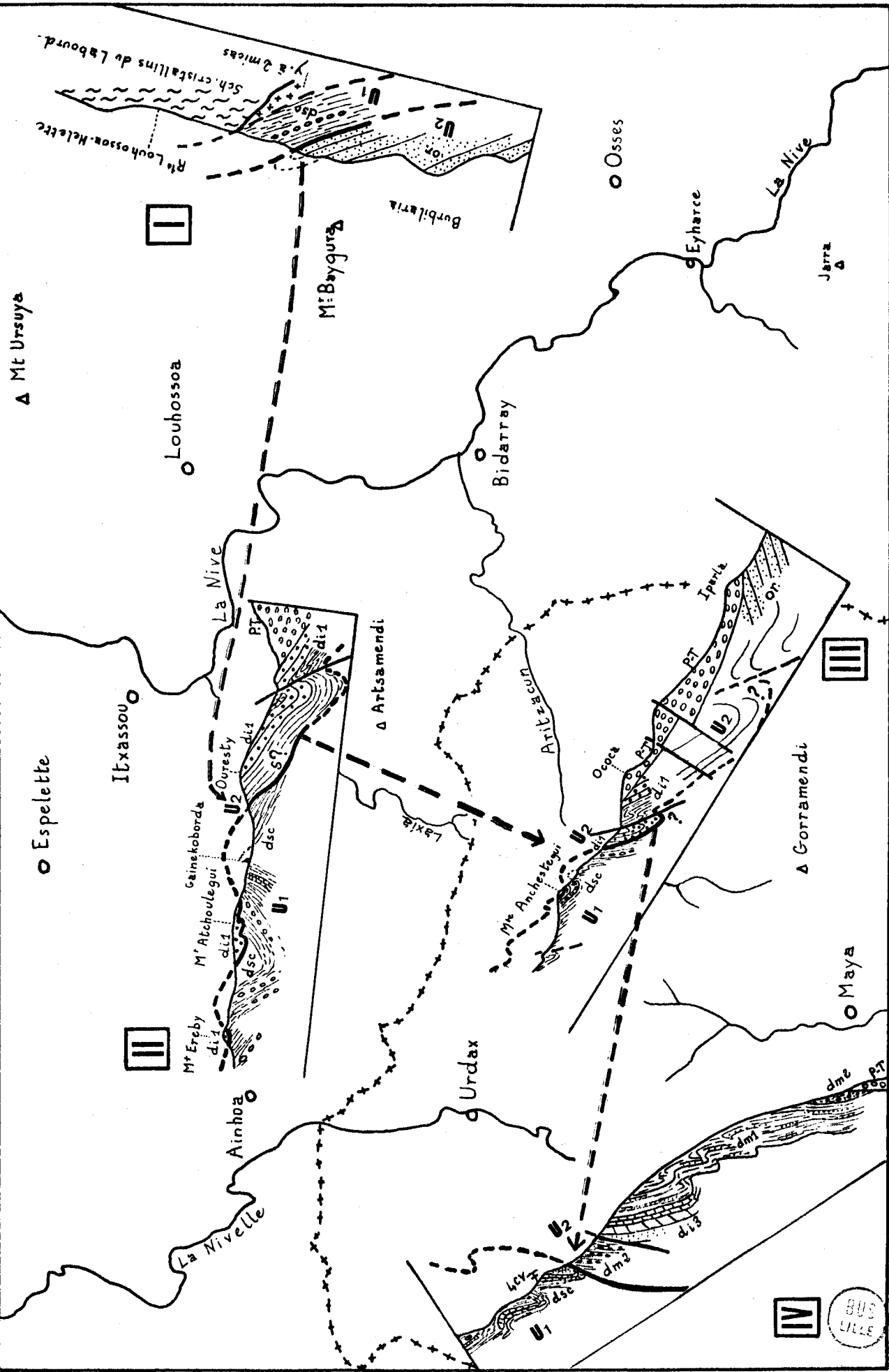


Fig.52-Coupes séries montrant le chevauchement de l'Unité U2 sur l'Unité U1

S : Silurien PT : Permien di1 : Siegenien di2 : Emsien di3 : Couvinien (Sch. gréseux) dm1 : Sch. à nodules dm2 : Dev. sup. & Carb. dm3 : Permo-Trias Dev. moy.

Au sud-ouest des vallées du Laxia et de l'Aritzacun, on suit le contact de chevauchement de l'unité U 2 sur U 1, dans la partie orientale du Massif des Cinco-Villas. La zone accidentée d'Esquisaroy montre que les formations emsiennes viennent chevaucher des schistes à nodules fossilifères d'âge dévonien moyen. A leur tour, ces derniers viennent reposer sur le Dévonien supérieur et le Carbonifère, daté par Conodontes et macrofaune famennienne, de l'unité U 1, sur la route du Col d'Esquisaroy (p. 77 : fig. 27 et 52 IV). Un détail très significatif est à noter : comme sur la digitation d'Amotz, la zone de contact montre en différents points des lambeaux de quartzites blancs siegeniens, accompagnés des schistes vert-clair habituels. Plusieurs d'entre eux sont indiqués sur la carte (dépliant 3) à l'W du Puerto de Otxondo ; plus au S W, un autre lambeau a été repéré au N E d'Izcolegui près du lieu dit Pausochar.

La zone accidentée d'Esquisaroy est ensuite cachée par l'épaisse forêt du domaine de Bertiz-Arana. Mais on retrouve le même double chevauchement (dolomies emsiennes sur schistes à nodules, schistes à nodules sur Carbonifère) dans la région de Bertiz, en particulier le long de la route privée qui mène au Château d'Izcolegui.

Plus au S W encore, sur la rive gauche de la Bidassoa, le contact de chevauchement s'enfonce très vite, au S de Sumbilla, sous la cuesta triasique qui borde au Sud le Massif des Cinco-Villas (cf. fig. 24), ce qui montre bien l'âge hercynien de cette structure majeure.

L'ensemble de ces observations révèle l'existence dans les massifs basques d'une tectonique hercynienne en nappes, d'ampleur non négligeable et que la multitude des accidents postérieurs ne parvient pas à oblitérer complètement. La fig. 52 essaie de montrer, par plusieurs coupes situées à leur place géographique, l'importance de cette tectonique.

REMARQUES

1 - Au N W du col d'Esquisaroy, la faille d'Urdax et deux failles transverses d'orientation N 130° E limitent des compartiments où affleurent des terrains paléozoïques appartenant par leurs facies à l'Unité U 2 : c'est le cas en particulier de la colline d'Orizqui formée en majeure partie de schistes à nodules. L'interprétation du contact de ces terrains avec ceux de l'Unité U 1 reste néanmoins quelque peu problématique étant donné que ce contact est dû à des accidents relativement tardifs.

2 - Que devient le contact de chevauchement de l'accident d'Esquisaroy après sa disparition sous le Trias bordant au Sud le Massif des Cinco-Villas ? Rien ne permet pour l'instant de l'imaginer. On peut simplement dire que l'extrémité sud-ouest du Massif des Aldudes-Quinto-Real ainsi que les petits affleurements de Dévonien inférieur au S de B^Uarguete (fig. 2) appartiennent entièrement par leurs facies à l'Unité U 2 .

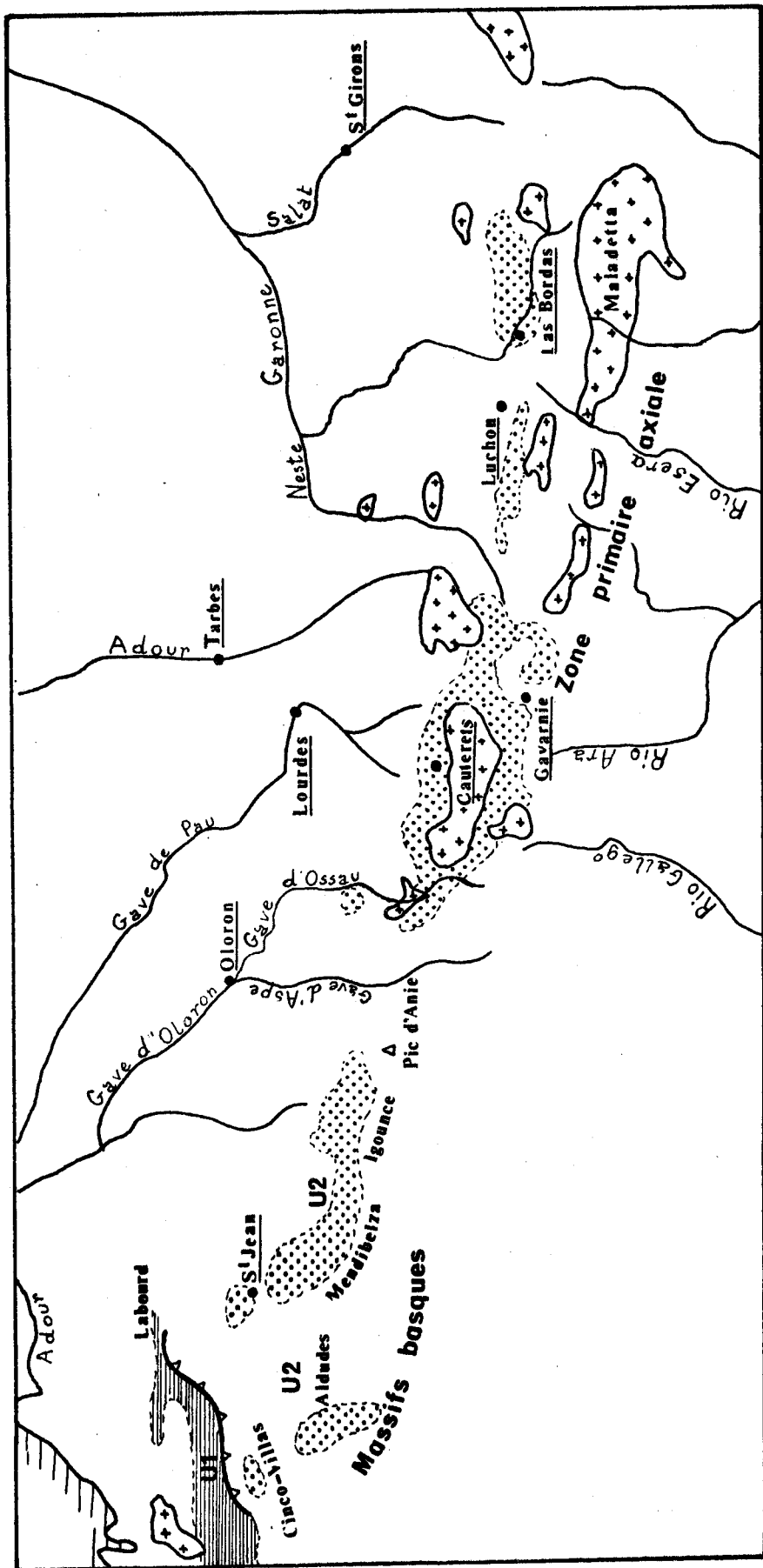
3 - Des découvertes récentes, en particulier des datations par Conodontes (S. KRYLATOV et D. STOPPEL, 1971 - M.F. PERRET, J. JOSEPH, R. MIROUSE 1972) ont révélé que, dans la partie occidentale et centrale de la zone primaire axiale, une partie au moins ⁽¹⁾ des grès verts, attribués antérieurement au Carbonifère, étaient en fait frasniennes. Par leur âge et leur facies ces couches correspondent donc à la masse des grès et quartzites verts du Pays basque, ce qui prolongerait jusqu'au-delà du col de Peyresourde, au moins l'un des facies les plus caractéristiques de l'unité U 2 (fig. 53).




II - TECTONIQUE DE L'UNITE U 2

Quand on observe la zone surélevée correspondant en gros à l'extension la plus occidentale des facies de l'Unité U 2 et qui s'allonge depuis le bord sud du massif du Labourd jusqu'à Roncevaux ⁽²⁾, on est frappé par le fait suivant : il existe du point de vue tectonique, un contraste assez marqué entre le centre de la zone et ses bordures S E, S W et N W .

(1) Ces formations, dans la partie occidentale de la zone axiale, ont été désignées par R. MIROUSE (1962) sous le nom de "Série de Sia ". Or une note récente, parue au cours de la rédaction de ce travail montre, par la découverte d'une flore, que la "présence de Houiller au sein de la Série de Sia est une indiscutable réalité ". Il faut donc être très prudent dans l'interprétation des divers niveaux de cette série. (cf. "Données paléobotaniques sur l'âge de la "Série de Sia" (Zone primaire axiale des Pyrénées occidentales) -P. CORSIN, F. DEBON, R. MIROUSE -1973, C.R. Ac. Sci. t. 276-D, p. 285-287).

(2) Elle correspond dans la terminologie de P. LAMARE au massif des Aldudes et à la majeure partie du massif de l'Ursuya-Baygura. Cet auteur en faisait " une sorte de massif central basque " .



-  Massifs granitiques
-  Présence de grès verts au Frasnien et au Fam. inf.
-  Absence de grès verts




 Cherachement de U2 sur U1 au Pays basque

Fig.53- Répartition du facies "grès vert" au Dévonien supérieur dans les Pyrénées

(Hors du Pays basque, d'après S.KRYLATOV & D.STOPPEL, 1971)

A) Les bordures (Dépliants 2 et 3 et fig. 54)

Les structures témoignent ici d'une tectonique intense ayant donné naissance à des plis serrés et déversés et à de multiples chevauchements (cf. carte fig. 54). De plus ces structures présentent une disposition nettement arquée, passant d'une direction N 120° E dans la partie S E du Massif des Aldudes, à une direction N 160° E dans sa partie S W tandis que dans les vallées de l'Aritzacun et du Laxia, elles ont une direction moyenne N 20° E . Les déversements ont toujours lieu vers l'extérieur de l'arc ainsi constitué. On pourrait appeler celui-ci " l'arc paléozoïque basque ".

La fig. 11 A et la fig. 1 de la Planche I montrent les plis aigus déversés vers le S.S. W. des quartzites ordoviciens dans le Valcarlos. Ces plis ont une direction moyenne N 120° E .

Dans la forêt de Hayra, plis et chevauchements dans ces mêmes quartzites et dans la série schisteuse siluro-gédinnienne passent à une direction N 140-160° E (fig. 55 coupes A-B). La direction N 160° E prédomine dans toute la partie S W du massif des Aldudes. C'est en particulier celle du grand chevauchement qui ramène l'Ordovicien et le Silurien à l'E. d'Aldudes et d'Urepel sur le Dévonien inférieur le long de la ligne de crête séparant la vallée de la Nive de celle du Ruisseau de Hayra. (cf. coupes A & B de la fig. 16 et Pl. IV fig. 2). Au S E d'Urepel, on observe au contact de l'accident de légers phénomènes de dynamométamorphisme : marmorisation des calcaires, apparition de lamelles de muscovite dans les grès siegeniens. Les coupes des fig. 16-20-22, la coupe C -fig. 55 et les Pl. III (fig.2) et IV (fig. 3) montrent enfin le style tectonique des déformations dans le Dévonien et le Carbonifère de la partie S W du massif des Aldudes.

Au N W du village des Aldudes, la couverture post-hercynienne de la dépression permotriasique de Maya-del-Baztan cache la continuité de l'arc paléozoïque basque. Néanmoins dans le petit affleurement paléozoïque du Bearzun à l'E. d'Elizondo les directions structurales dans le Dévonien et le Siluro-gédinnien sont méridiennes, prolongeant ainsi les directions de la partie S W du massif des Aldudes. Il en est de même dans la bordure occidentale de l'apophyse ordovicienne terminant au N le massif des Aldudes.

Enfin dans la vallée de l'Aritzacun et du Laxia on a vu que les structures chevauchantes prenaient une direction N 20 ° E .

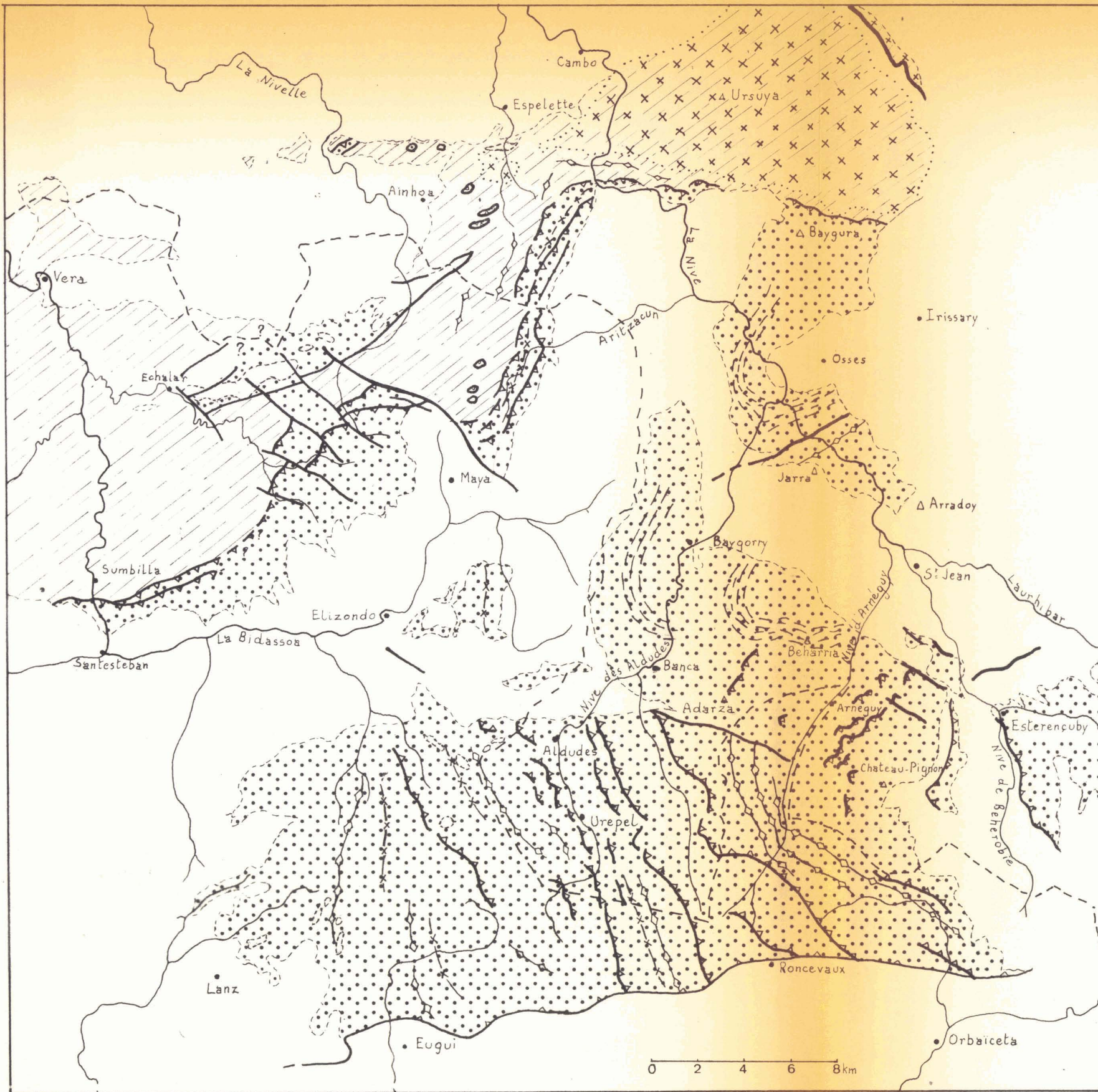












Fig.54-Vue d'ensemble de l'arc paléozoïque basque

x x Cristallin du Labourd
 / / Unité U1
 . . . Unité U2
 Mésozoïque
◇ ◇ Axe anticlinal
x x Axe synclinal
~ ~ Chevauchement



-  Dolomies (base du Carbonifère)
-  Grès violet et "Grauwacke à *C. verneuli* et *C. letiensis*"
-  Grès verts frasnien (et Fam. inf)
-  Schistes à nodules et calc. récifaux } Devonien moyen
-  Calcaires récifaux couviniens
-  Dolomies emsiennes
-  Dolomie bleu-noir et grès
-  "Quartzites des Aldudes" siegeniens.
-  Série schisteuse siluro-gédinnienne
-  Quartzites ordoviciens

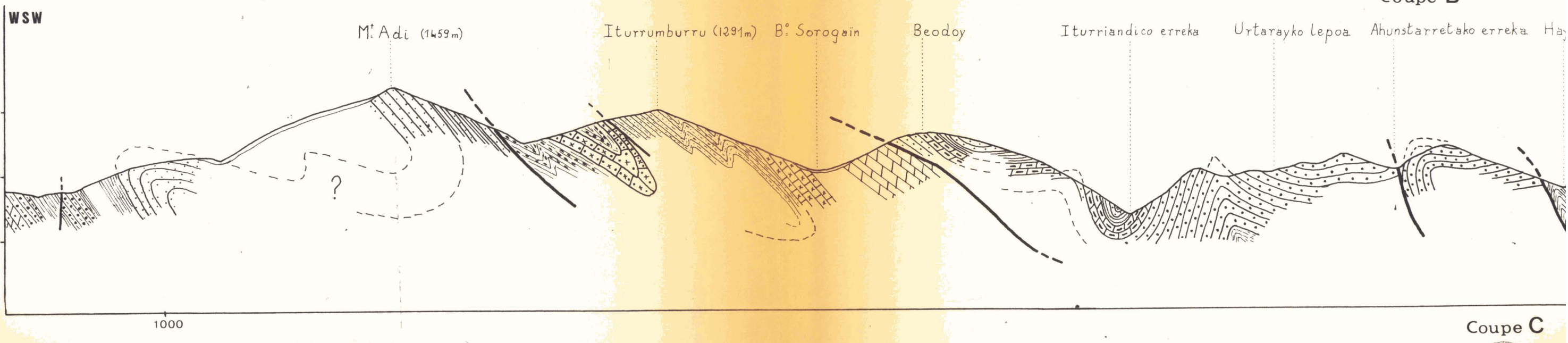
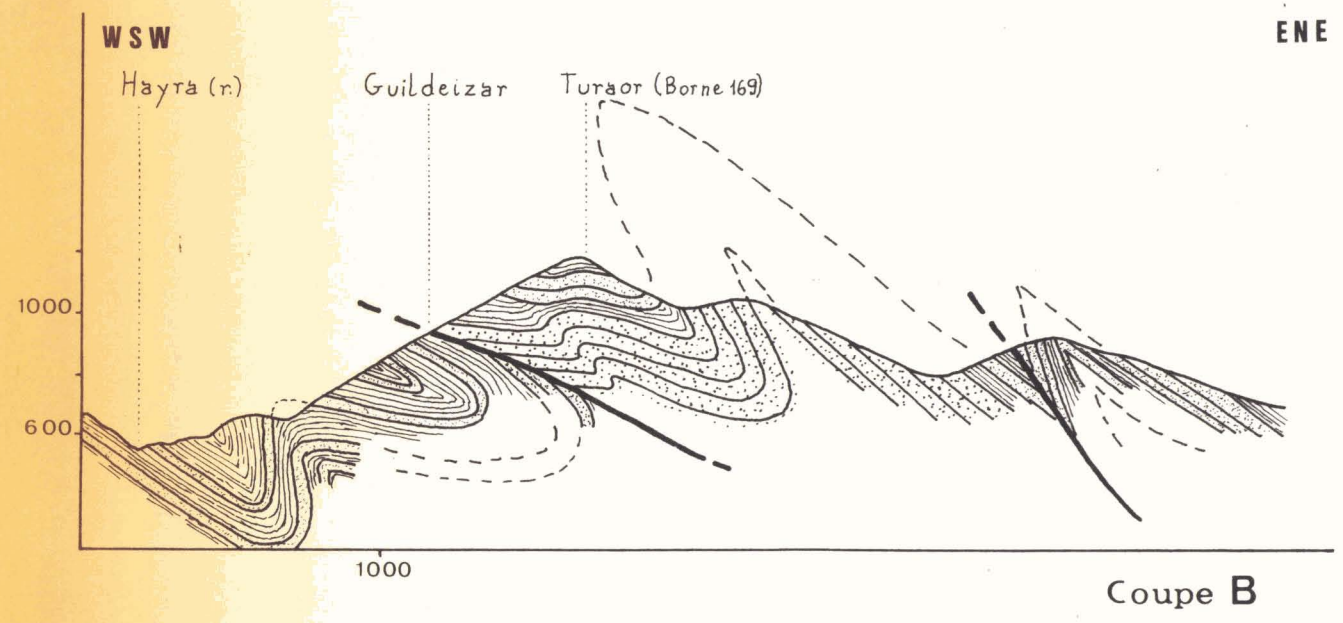
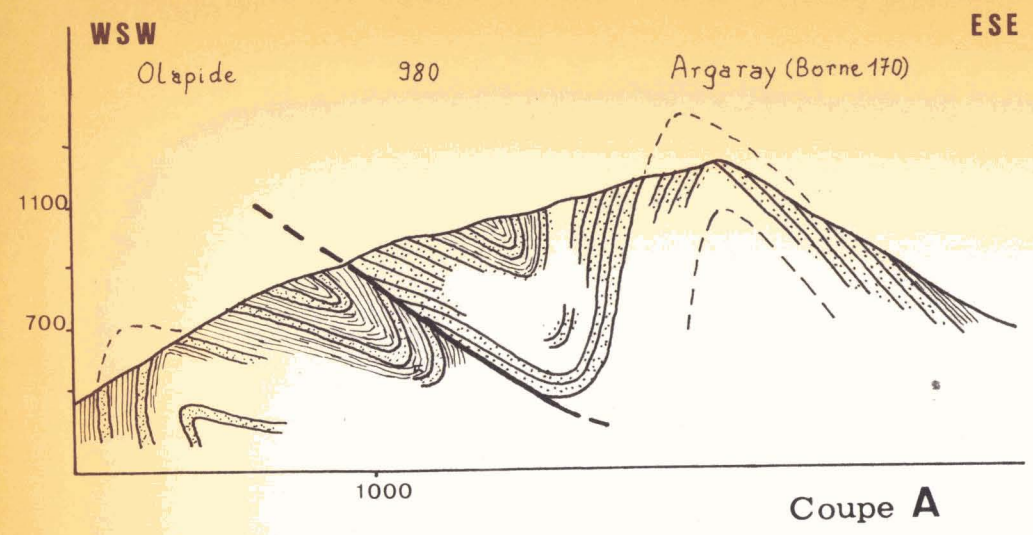


Fig.55-Style tectonique de la partie sud-ouest du Massif des Aldudes



Quel est l'âge de la formation de cet arc paléozoïque basque formé par les terrains de l'Unité U 2 ? C'est certainement un âge hercynien puisque sur tout le pourtour de la partie S W du massif des Aldudes, on voit le Permo Trias non tordu reposer en discordance sur les structures d'orientation N 160° E . Le cas est particulièrement net au N W des Aldudes, dans l'affleurement du Bearzun et le Dévonien du N W de Banca (dépliant 2) . Il est difficile de préciser davantage puisque l'on ne connaît pas encore la limite supérieure exacte des formations carbonifères intéressées par le plissement dans le massif des Aldudes. Les formations les plus jeunes datées étant du Namurien inférieur, on peut simplement dire que c'est au moins après cet étage que s'est formé l'arc paléozoïque basque. Sans doute faut-il rattacher la déformation à la phase asturienne de l'orogénèse hercynienne.

B) La Zone Centrale (dépliants 1 et 2)

La Tectonique est ici relativement calme, malgré de multiples dislocations de détail qui seront examinées ci-dessous. On observe de vastes plis à grand rayon de courbure ou bien de grandes structures monoclinales.

Dans le Dévonien, il s'agit des synclinaux de l'Adarza et de Château-Pignon d'une part, de l'anticlinal du Jarra et de l'Arradoy d'autre part. Dans l'Ordovicien et le Silurien, c'est la zone arquée, centrée autour de Saint Etienne de Baïgorry d'une part, et le massif de Baygura d'autre part. Dans ces deux vastes affleurements de terrains antédévonien, les masses de quartzites de l'Ordovicien se présentent dans l'ensemble comme de grandes structures monoclinales à pendage S ou W N W . Il faut rappeler également ici que dans toute cette zone centrale l'intensité de la thermoluminescence dans les grès et quartzites siegeniens s'est montrée beaucoup plus élevée que dans la même formation des zones de bordure (cf. fig. 43).

Enfin on observe dans cette zone centrale des zones effondrées telles que les bassins triasiques d'Ossès et de Saint Jean-Pied-de-Port-Baïgorry. P. LAMARE a montré que l'âge de beaucoup des accidents limitant ces bassins était anté-aptien. C'est le cas par ex. de l'accident Baïgorry-Honto " recouvert transgressivement par le complexe Aptien-Albien " (P. LAMARE, 1943, p. 275).

Il faut maintenant examiner les multiples dislocations de détail qui, malgré un calme tectonique relatif, affectent néanmoins la zone centrale de l'unité U 2 .

1 - Les Déformations subméridiennes de la zone centrale (dépliant 2)

Les structures synclinales à vaste rayon de courbure de l'Adarza et de Château-Pignon sont affectées de multiples accidents d'orientation subméridienne, le plus souvent N 20 à 30° E. Ce sont essentiellement des plis toujours déversés vers le N W et de petits chevauchements, intéressant surtout le flanc N des deux structures synclinales. Très souvent ces déformations sont limitées par des accidents, subverticaux d'orientation N 100° à 110° E tel celui, très important, qui fait buter le bord sud du synclinal de l'Adarza contre l'Ordovicien du Valcarlos et de la Forêt de Hayra.

- Dans le synclinal de Château-Pignon, la crête d'Arbosse au Pic d'Orison et celle qui lui est parallèle au S, fournissent de bons exemples des déformations décrites ici. Les plis d'entraînement figurés près d'Alamey sur la fig. 9 B ont une orientation N 20° E .

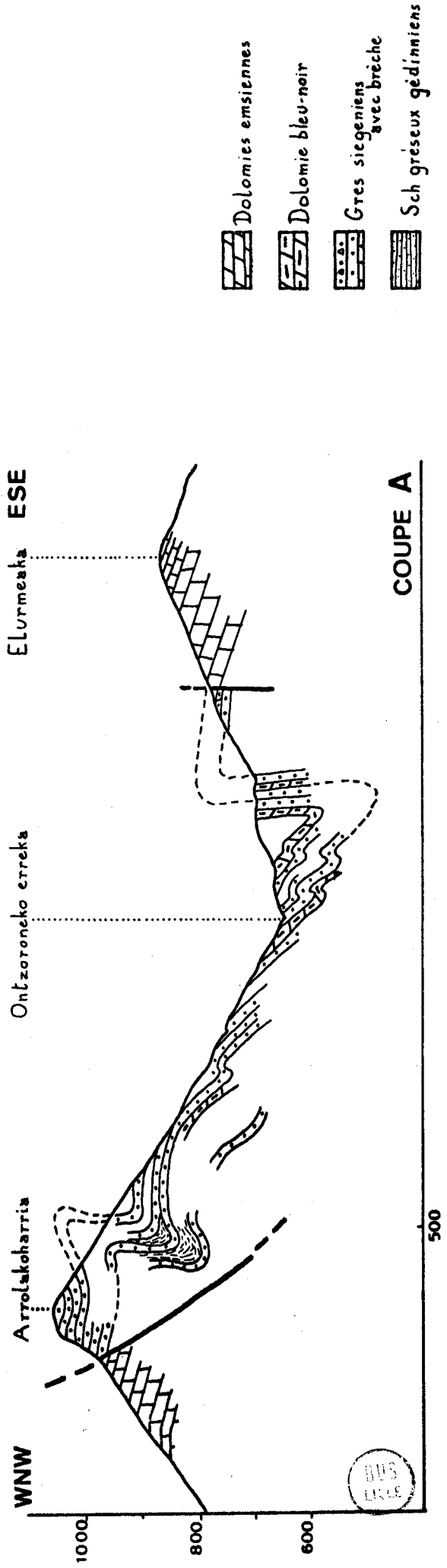
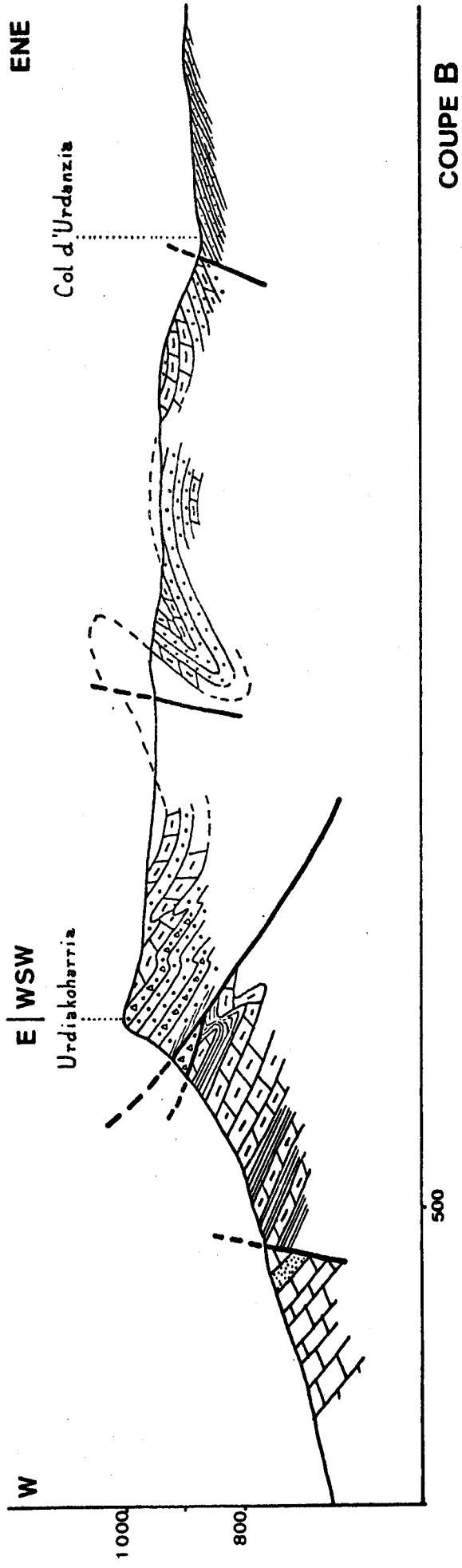
La répétition de tels accidents jusqu'à la Nive d'Arméguy explique l'importance des affleurements de la série schisteuse siluro-gédonnienne dans cette région.

- Le flanc N du synclinal de l'Adarza a été, lui aussi, très affecté par ces déformations subméridiennes. La fig. 1 Pl. II montre le pli en genou qu'on peut observer sur le flanc S du sommet Mataria. Surtout, aux sommets Arrolakoharria et Urdiakoharria, les grès et quartzites siegeniens viennent chevaucher les schistes, dolomies et calcaires intermédiaires et même les dolomies emsiennes (fig. 56 A - B).

Mais les déformations les plus curieuses correspondant à ce type s'observent sur le flanc sud du synclinal de l'Adarza sous les masses imposantes des Pics Adarza et Mendimotcha.

En effet, alors que les dolomies emsiennes et les calcaires à polypiers couviniens de ces deux montagnes sont restés horizontaux, on peut observer à la base de leur flanc S W , dans la zone des schistes dolomies et calcaires intermédiaires plus fragiles, une série de plis d'orientation générale N 20 à N 50° (Pl. II, fig. 2-3-4).

Plus au N W, on observe encore de tels plis sous la masse des dolomies emsiennes du mont Minchondo. Il semble que ce soit toute la masse des formations supérieures du synclinal de l'Adarza qui ait ainsi glissé vers le N W à la faveur des niveaux plus plastiques des schistes dolomies et calcaires intermédiaires.







-  Dolomies emsiennes
-  Dolomie bleu-noir
-  Gres siegeniens avec brèche
-  Sch gréseux gédinniens

Fig.5-6-Dislocations subméridiennes du flanc nord du synclinal de l'Adarza

REMARQUE :

1) Dans le Dévonien de la Région du Jarra et de l'Arradoy, les déformations correspondant au type décrit ici semblent plus discrètes. Elles existent néanmoins. On peut observer par exemple des plis en genou d'orientation N 20° à la base des dolomies emsiennes, sur la rive droite de la Nive, le long de la voie de chemin de fer, non loin du confluent du ruisseau Pagaliko Erreka et de la Nive (Dépliant 1).

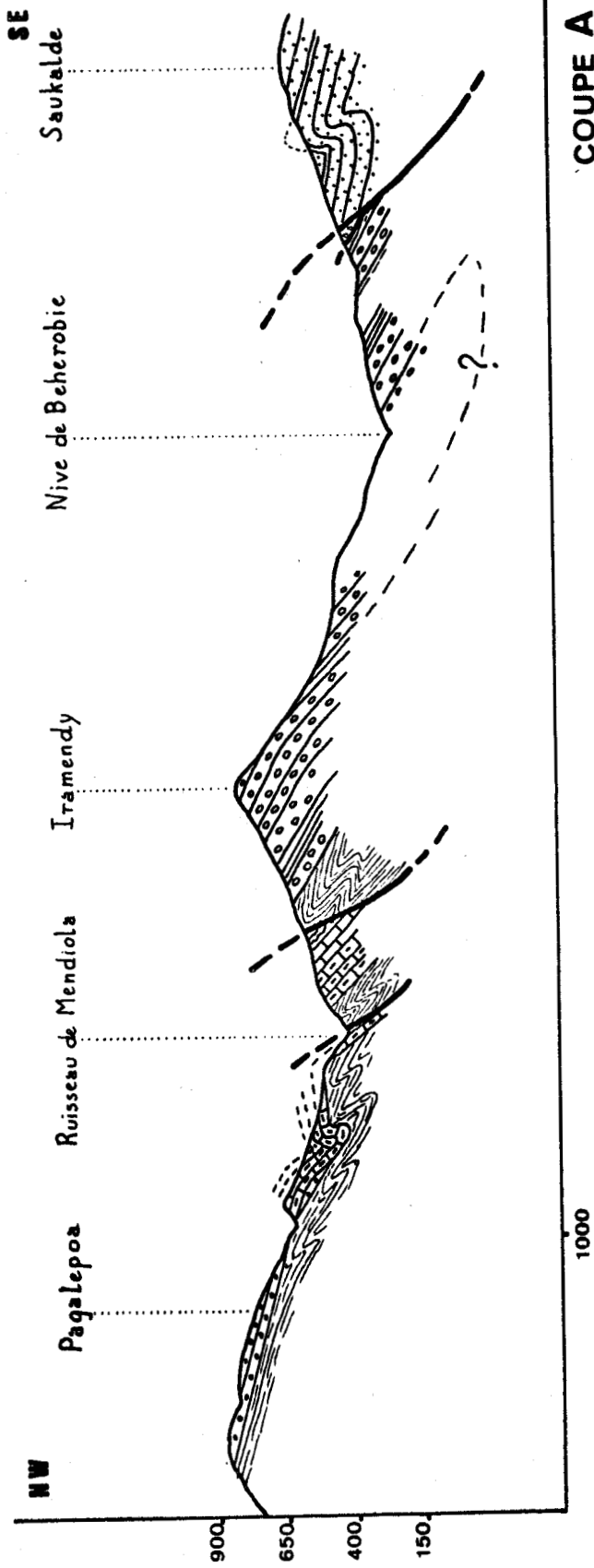
2) Sur l'âge de ces déformations subméridiennes de la zone centrale, on peut dire que, si elles semblent originaires hercyniennes, elles ont certainement rejoué lors de l'orogénèse pyrénéenne : ce sont elles qui sont responsables du chevauchement de la bordure orientale du Massif des Aldudes par le massif de Mendibelza. En effet, déjà au coeur du synclinal de Château-Pignon, l'un de ces accidents fait reposer la série schisteuse siluro-gédinnienne sur le Cénomaniens et le Flysch crétacé-eocène du Ruisseau de Mendiola (fig. 57 coupe B). Par ailleurs, tout le long de la rive droite de la Nive de Béhérobie, un grand accident ramène les grès verts du Frasnien sur le poudingue de Mendibelza, le contact étant jalonné par une zone de brèche importante (fig. 57 coupe A).

A l'autre extrémité de l'ensemble Baygura-Massif des Aldudes, on peut se demander si le redressement du Trias et du Crétacé de la bordure E de la cuvette d'Aínhua et, plus au Sud, la direction méridienne et le pendage E que prend la cuesta triasique bordant le massif des Cinco-Villas au Mont Alcurrunz (dépliant 3) ne sont pas dûs au même jeu pyrénéen des déformations subméridiennes dont on vient de parler.

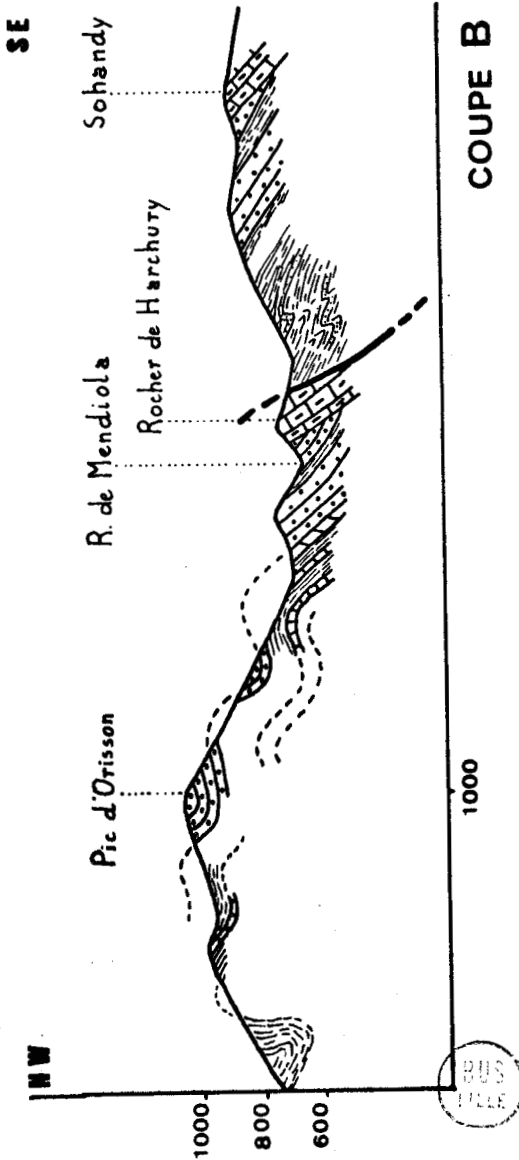
2 - Déformations liées à la structure arquée des bordures (fig. 58)

La torsion des formations paléozoïques autour de la dépression d'Ossès est sans doute liée à la formation de l'arc paléozoïque basque. Sur la bordure S de la dépression on a vu en effet que les bancs supérieurs des quartzites ordoviciens et la série schisteuse superposée étaient orientés N 60° E avec un pendage vers le S S E; près d'Eyharcé, l'ensemble prend assez brusquement une direction méridienne avec un pendage vers l'W et l'W N W .

C'est un mouvement sensiblement identique qu'effectuent les quartzites du Beharria autour d'une autre dépression triasique celle de Saint Jean-Pied-de-Port-Baïgorry . Aux alentours du col d'Aharza et du mont Oylarandoy ils passent d'un pendage moyen vers



COUPE A



COUPE B

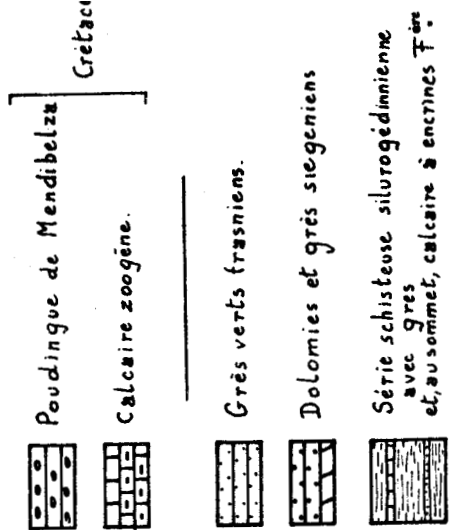


Fig.57-Le chevauchement du Massif de Mendibelza sur le Massif des Aldudes

le Sud à un pendage ouest qui dominera dans l'apophyse ordovicienne qui termine au Nord le Massif des Aldudes. On observe d'ailleurs dans la zone de torsion de petits plis d'orientation N 40 à N 70° E dont l'axe plonge doucement vers le S W qui sont sans doute liés à la torsion. Le grand pli anticlinal dans le Dévonien de la région du Jarra-Arradoy, qui a la même orientation et dont l'axe plonge de la même façon, pourrait avoir la même origine. La fig. 58 résume l'ensemble de ces observations.

III - Les Accidents cassants d'orientation NE - SW

Les trois cartes géologiques jointes à ce travail montrent l'existence d'un très grand nombre d'accidents transverses par rapport à l'arc paléozoïque basque et dont l'orientation oscille entre N 40 et N 80° E. Ce sont des failles subverticales ou très inclinées vers le N ou le S. Dans ce dernier cas les couches avoisinantes forment de petits crochons à leur contact. Très souvent ces accidents se ramifient en faisceaux.

1) La multiplication de tels accidents a déterminé la formation de petits horsts et grabens. Ainsi le horst qui sépare, au col des Veaux, la vallée de l'Aritzacun de celle du Laxia. La grande faille d'Urdax a déterminé avec des accidents parallèles au Nord, une zone effondrée dans laquelle le Trias a été conservé en une bande presque continue d'Urdax à Etchalar. Dans la partie S W du massif des Cinco-Villas, le synclinal triasique de Plazaola-Ollin a la même origine. P. LAMARE (1941 , p. 102) a montré que les failles qui limitent ces synclinaux triasiques ont été cicatrisées par le Crétacé inférieur.

Dans la région du Jarra et de l'Arradoy (dépliant 1) de nombreux accidents de type décrit ici découpent la série schisteuse silurienne à l'E de Saint Martin d'Arrossa. Plus au Sud une grande faille à fort pendage sud s'est formée parallèlement à l'axe du grand pli anticlinal paléozoïque. Elle affecte le Trias et le Jurassique mais ne semble pas se prolonger vers l'E. dans le Flysch d'Irissary.

Mais c'est dans le massif des Aldudes (dépliant 2) que l'on observe ces accidents transverses en plus grand nombre. Dans le synclinal de l' Adarza deux d'entre eux délimitent un horst très étroit sur la pente N W du Pic Adarza et qui met en contact les schistes fossilifères à Graptolites et même les quartzites ordoviciens avec les dolomies emsiennes. Dans le secteur de Château-Pignon, la terminaison

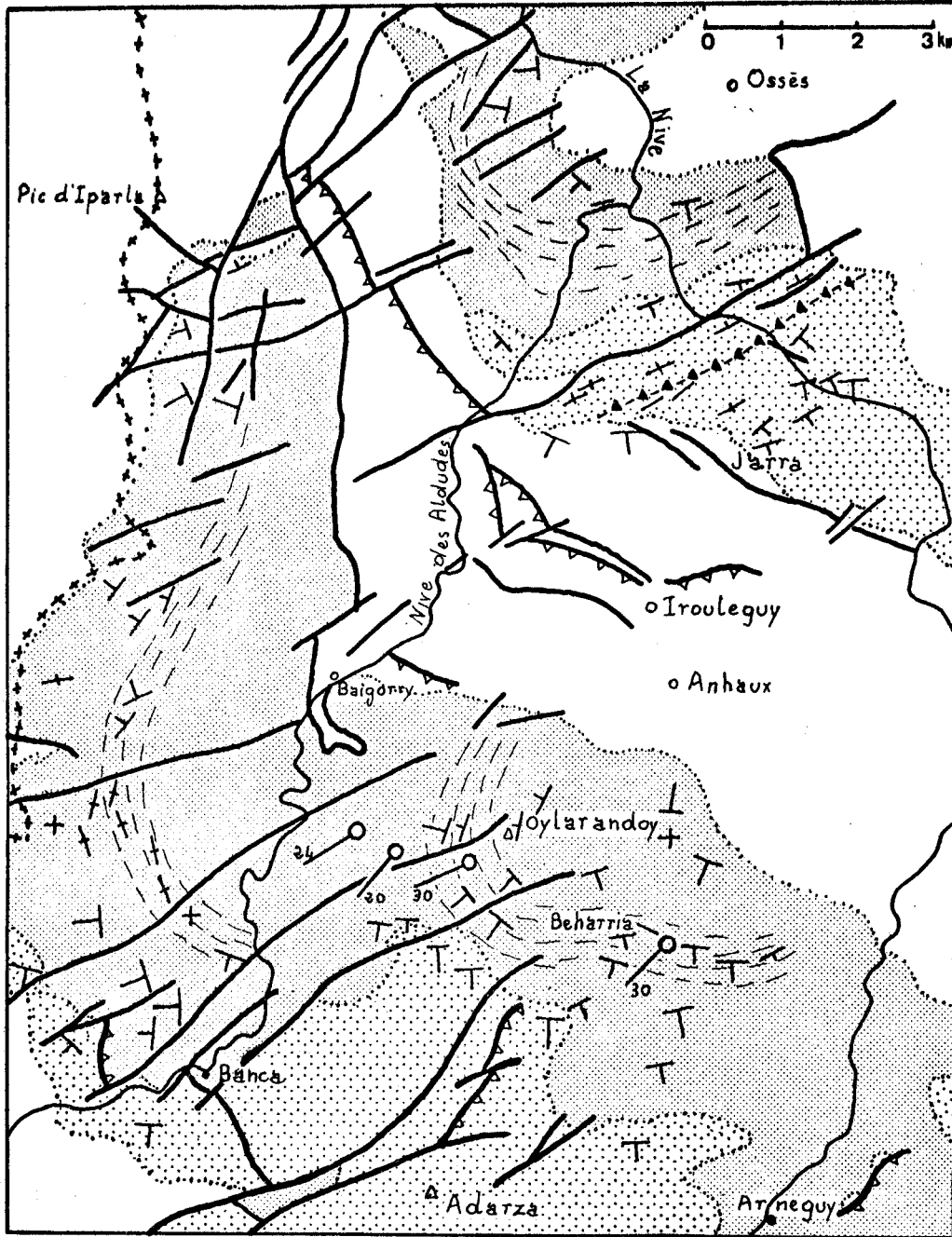


Fig. 58- Torsions dans la zone centrale de l'Unité U2



périclinale du synclinal est entièrement perturbée par des failles de direction N 50 à N 60° E. Au S W des Aldudes, deux failles importantes font que les dolomies emsiennes affleurent sur la colline d'Esnazu, beaucoup plus loin vers le N E que la bande frontalière où on les observe normalement. Le horst d'Achteguilepo est également délimité au N W et au S E par des accidents cassants d'orientation N 50 à N 60° E .

ENfin au S W d'Urepel ,deux failles transverses font avancer vers l'W le chevauchement du Laurigna et le grand chevauchement Silurien sur le Dévonien inférieur.

2) Age de ces accidents transverses.

Ils semblent avoir joué à des âges très différents.

Il a dû y avoir déjà au Paléozoïque des déformations de ce type : beaucoup des multiples failles transverses affectant la partie S W du massif des Aldudes ne se prolongent pas dans la couverture permotriassique bordant à l'W ce massif. Les accidents limitant les synclinaux triasiques du Massif des Cinco-Villas et, sans doute, l'accident situé au N du Jarra, sont recouverts par le Crétacé non affecté et relèveraient de l'orogénèse anté-aptienne de P. LAMARE.

Par contre les accidents transverses affectant le coeur du synclinal de Château-Pignon se prolongent nettement dans le Crétacé-Eocène discordant dans le coeur du synclinal et seraient donc d'âge pyrénéen.

CHAPITRE II

HYPOTHESE SUR LA SITUATION DES PYRENEES BASQUES DANS
L'OROGENESE HERCYNIEENNE EN EUROPE OCCIDENTALE

L'ensemble des faits exposés ci-dessus trouverait une explication satisfaisante si l'on posait l'hypothèse suivante :

La région occidentale des Pyrénées basques correspondrait au contact tectonique entre le domaine externe de la branche sud de la Cordillère de l'Europe moyenne et l'avant pays intermédiaire commun à celle-ci et aux Iberides.

Le point de ^{départ de} l'hypothèse est la constatation d'une lacune du Silurien et de la majeure partie du Dévonien dans la partie orientale des Asturies et dans la Sierra de la Demanda (fig. 59)

1 - La partie orientale des Asturies

On sait depuis longtemps que, dans cette région, le Carbonifère (lydiennes, griottes viséennes, calcaire des montagnes, couches renfermant la houille) et, plus localement, le Dévonien tout à fait élevé reposent sur un substratum cambro-ordovicien avec lacune de la majeure partie du Dévonien. La discordance est très faible, souvent peu observable " même pas à l'échelle de la cartographie d'une zone limitée " (M. JULIVERT, 1965) .

2 - La Sierra de la Demanda

Les travaux de Colchen (1963, 1966) ont confirmé que là également on avait une lacune importante entre le Cambrien

ou l'Ordovicien et le Carbonifère.

Or on a vu, dans la partie stratigraphique de ce travail (p. 87-89), que dans l'Unité U 1 à facies de type Cinco-Villas, il était très vraisemblable que le Dévonien supérieur et le Carbonifère soient transgressifs sur l'Ordovicien (quartzites à Bilobites) ou sur les terrains cristallophylliens du Labourd. On peut ajouter l'argument suivant : P. LAMARE a fait remarquer avec insistance (1936, p. 253-254, p.280, p. 325) que, le long du grand accident de la " nappe des Marbres " situé au S du Massif des Cinco-Villas, la frange mylonitique renferme, à coté de lambeaux de terrains affleurant dans le Massif des Cinco-Villas, des copeaux de roches cristallophylliennes et de granite.

Dans ces conditions, on peut se demander si les trois régions citées ci-dessus (partie orientale des Asturies, Sierra de la Demanda, massif du Labourd et ses annexes au N E d'Aïnhua) ne sont pas trois affleurements d'une vaste zone ayant fonctionné durant le Silurien et la majeure partie du Dévonien comme domaine surélevé, envahi par la mer seulement au Famennien supérieur et au Carbonifère. Cette zone ^{serait} actuellement recouverte en grande partie par les terrains mésozoïques des Monts Cantabriques sauf dans les trois régions d'affleurements cités qui encadrent ces terrains respectivement à l'W, au S W et au N E .

Cette zone correspond à l'EBROIA de N. LLOPIS-LLLADO (1965) . C'est aussi par elle que passerait selon J. AUBOUIN (1965, p. 244) l'axe de symétrie centripète (" avant pays intermédiaire ") entre le domaine externe des Ibérides (branche nord) et celui de la cordillère de l'Europe moyenne (branche sud).

La partie occidentale des Pyrénées basques serait alors à la jointure de cet " avant pays intermédiaire " et du domaine le plus externe de la branche sud de la Cordillère de l'Europe moyenne, selon le schéma de J. AUBOUIN (1965) . Les terrains de l'Unité U 2 du Pays basque correspondraient dans ce cas aux terrains à facies asturo-léonais de la Cordillère cantabrique - Région des Plis et des Nappes de M. JULIVERT (1971, fig. 3) - tandis que ceux de l'Unité 1 du Pays basque seraient l'équivalent des terrains de la partie orientale des Asturies dans laquelle le Carbonifère (ou le Dévonien supérieur très élevé) repose sur l'Ordovicien et le Cambrien.

De part et d'autre, en effet, de "l'avant pays intermédiaire" présumé, on observe des polarités sédimentologiques et tectoniques exactement inverses (fig. 59 bis) :

A) Au point de vue sédimentologique :

- Dans la zone des faciès asturo-léonais de la Cordillère cantabrique, les faciès du Dévonien, en particulier du Dévonien inférieur, sont de plus en plus côtiers à mesure qu'on s'avance vers l'Est. La série stratigraphique est d'autant moins complète en dessous de la transgression de la formation de l'Ermita (Famennien très élevé) qu'on s'avance vers l'E également (par ex. H.A. van ADRICHEM BOOGAERT 1967, p. 166-167).
- Au Pays basque, on a vu que dans le Massif des Aldudes appartenant à l'Unité U 2 , les preuves convergent pour indiquer au Dévonien inférieur des faciès côtiers vers le S W et l' W et des faciès de mer plus ouverte vers l'E et le N E (fig. 45 - 46 - 47 - 49) . Dans le Massif de Mendibelza, également, j'ai fait remarquer, par exemple, qu'au Dévonien supérieur, la formation des grès verts est plus épaisse dans le Bombement de l'Occabé au S que dans celui de l'Esterenguibel au N (p. 22). Elle comporte en outre au S des niveaux conglomératiques.

B) Au point de vue tectonique :

Les déversements de l'Unité U 2 sur U 1 en Pays basque se font vers l'extérieur de l'Arc paléozoïque basque (fig. 54) tandis que dans la Cordillère cantabrique les déversements se font vers l'intérieur de l'Arc asturien (cf. M. JULIVERT 1971, fig. 3) . Certes ces deux structures ont, à l'affleurement, des proportions très différentes . Leur disposition inverse est cependant remarquable.

La fig. 59 bis illustre la double polarité en sens inverse, à la fois sédimentaire et tectonique du Pays basque et des Asturies. Même si l'hypothèse d'ensemble, ici présentée, devait être abandonnée, cette double polarité en sens

inverse mériterait de retenir l'attention.

La situation de l'Unité U 2 du Pays basque par rapport à l'Unité U 1 n'est pas sans évoquer le déversement du domaine externe ardennais sur son avant pays le Massif du Brabant. Comme c'est le cas en Ardenne, le métamorphisme de l'Unité U 2 au Pays basque est très faible : domaine de l'Anchizone avec présence de Chloritoïde, comme il sera montré dans le chapitre suivant.

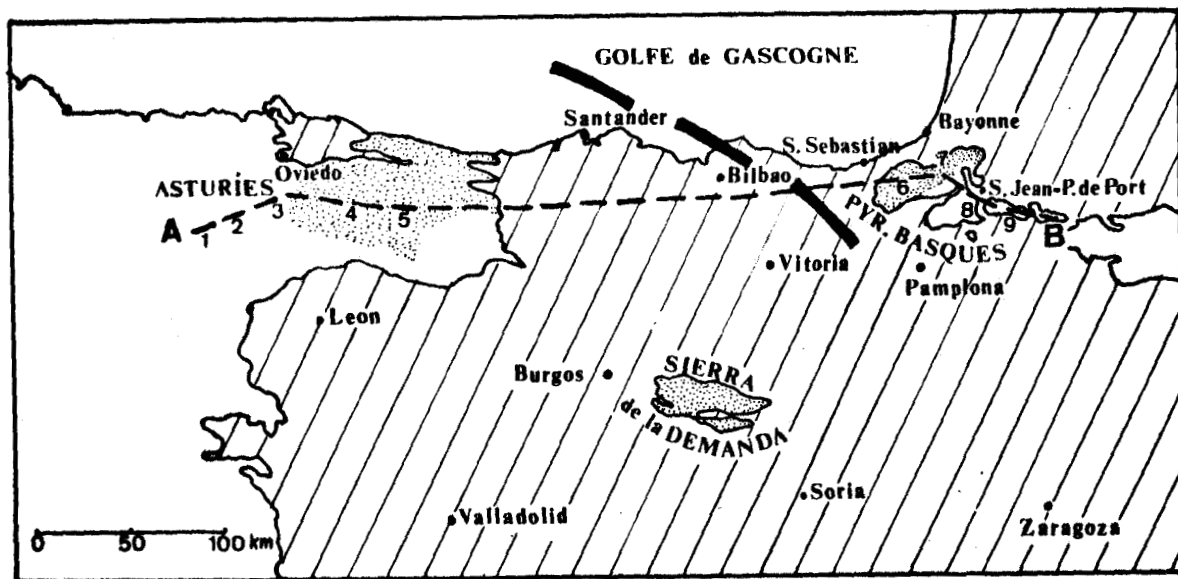
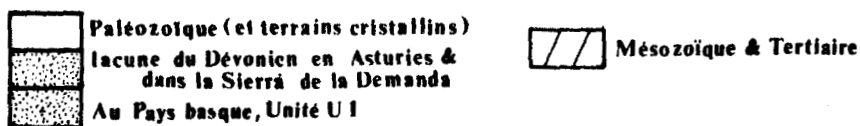


Fig. 59 - Situation géographique des colonnes stratigraphiques de la fig. 59bis : ligne A--B, 1 à 9.



■ Axe de symétrie centripète selon J. Aubouin 1965



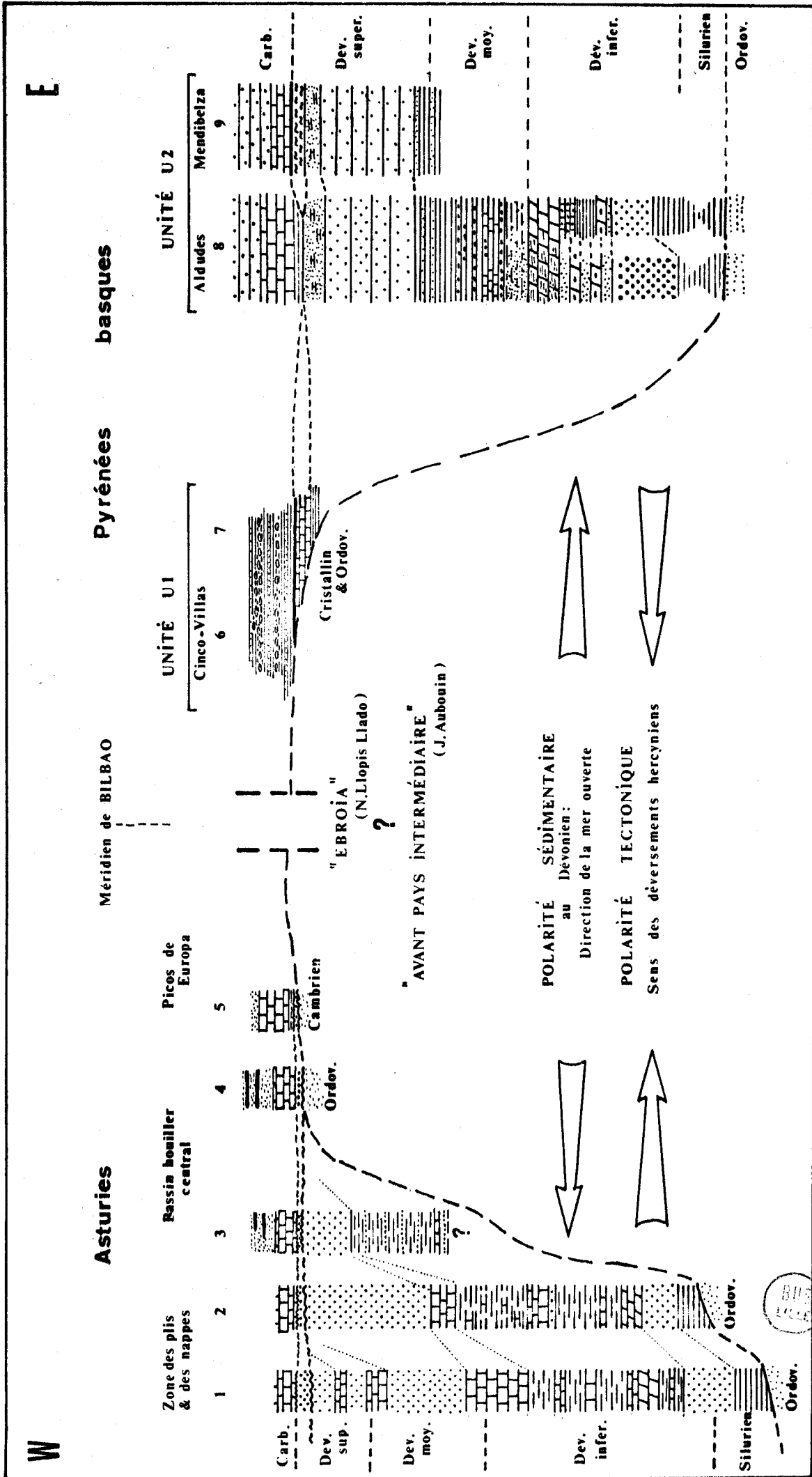


FIG. 59bis- DOUBLE POLARITÉ OPPOSÉE, SÉDIMENTAIRE & TECTONIQUE, DES ASTURIES & DES PYRÉNÉES BASQUES

Coupe suivant A-B, fig 59. Pour les Asturies, les colonnes stratigraphiques s'inspirent de H.A. van Adrichem Boogaert 1967, p.166. Les numéros des colonnes sont ceux de la fig.59

CINQUIÈME PARTIE :

MÉTAMORPHISME

CHAPITRE UNIQUE

L'ANCHI - METAMORPHISME de l'UNITE U2

Le but premier des recherches dont les conclusions vont être exposées dans ce chapitre, était, sur une suggestion de Monsieur l'Abbé P. BORDET, de faire avancer la connaissance stratigraphique de l'Ordovicien et du Silurien. En fait ces recherches ont apporté un résultat tout autre : elles ont mis en évidence un métamorphisme léger, un anchi - métamorphisme affectant l'ensemble du Paléozoïque de l'unité U 2, attribuable par conséquent aux événements hercyniens. Ce résultat concorde bien avec l'hypothèse énoncée à la fin du chapitre précédent, à savoir la situation de l'unité U2 dans le domaine miogéosynclinal de la branche sud de la Cordill ère de l'Europe moyenne.

Une centaine d'échantillons schisteux, grésoschisteux ou calcoschisteux ont été prélevés dans la région du Jarra et de l'Arradoy, le long de la coupe de référence décrite en détail dans la partie stratigraphique de ce travail (fig. 4 c). Ces échantillons ont été analysés au Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la surface, de Strasbourg, par les soins de Monsieur G. DUNOYER de SEGONZAC à qui revient tout le mérite des résultats exposés dans ce chapitre.

I - ANALYSE MINÉRALOGIQUE DE LA FRACTION ARGILEUSE

La fraction inférieure à 2 microns, après broyage et décarbonatation, a été analysée au rayons X par les méthodes classiques.

1. - L'Ordovicien

Illite et chlorite dominantes. Le rapport illite/chlorite est généralement de 2/1. La chlorite prédomine dans quelques niveaux tuffacés gris-vert.

Paragonite fréquente en petites quantités. Elle est souvent indécélable sur son pic à 9,6 Å (001), mais apparaît à 4,8Å (002) où elle se détermine plus sûrement qu'à 3,2Å (003), car ce dernier pic interfère avec ceux des feldspaths.

Albite discrète mais constante.

2. - Le Silurien et le Gédinnien

Les minéraux sont les mêmes que dans l'Ordovicien, mais les teneurs en paragonite et albite sont plus faibles.

3. - Le Siegénien

L'illite domine, accompagnée ou non de chlorite. Présence de microcline.

4. - L'Emsien

Il n'est représenté que par deux échantillons, l'un à illite pure, l'autre à illite, chlorite, mica paragonitique et chloritoïde.

5. - Le Dévonien moyen

Illite et chlorite constantes dans les 28 échantillons analysés. La chlorite est souvent discrète.

Pyrophyllite dans 22 échantillons sur 28.

Chloritoïde dans 20 échantillons sur 28.

Allevardite dans 15 échantillons sur 28. Il n'y a pas d'associations préférentielles entre les minéraux qui précèdent.

Microcline constant.

Paragonite et albite discrètes.

La figure 60 donne un exemple de paragenèse du Dévonien moyen où six silicates de métamorphisme sont associés dans la même fraction argileuse.

6. - Le Frasnien

Illite et chlorite constantes dans les 10 échantillons analysés

Pyrophyllite dans 4 échantillons.

Allevardite dans 5 échantillons, associés à la pyrophyllite dans 3 d'entre eux.

Microcline constant.

Pas de chloritoïde, ni de paragonite, ni d'albite.

7. - Vue d'ensemble sur la minéralogie des argiles.

Les associations minérales qu'on vient de décrire sont typiques d'une légère action métamorphique : illite et chlorite constantes, association d'allevardite et de pyrophyllite, développement de silicates sodiques (paragonite et albite), de chloritoïde, absence de montmorillonite, d'interstratifiés irréguliers, de Kaolinite.

Du point de vue du stratigraphe, on n'observe aucune originalité de l'Ordovicien où les seuls repères mis en évidence sont les tufs verts à chlorite déjà cités. Silurien, Dédinnien et Siegénien ne se signalent pas davantage par leur fraction argileuse. L'Emsien et le Dévonien moyen voient se développer le chloritoïde, évident en lame mince sous forme de petits bouquets de prismes rayonnants. Le Dévonien moyen et supérieur montre l'association allevardite-pyrophyllite bien développée.

Il faut noter enfin que certains diffractogrammes ont indiqué des traces de kaolinite. Nous les avons attribuées à l'altération superficielle.

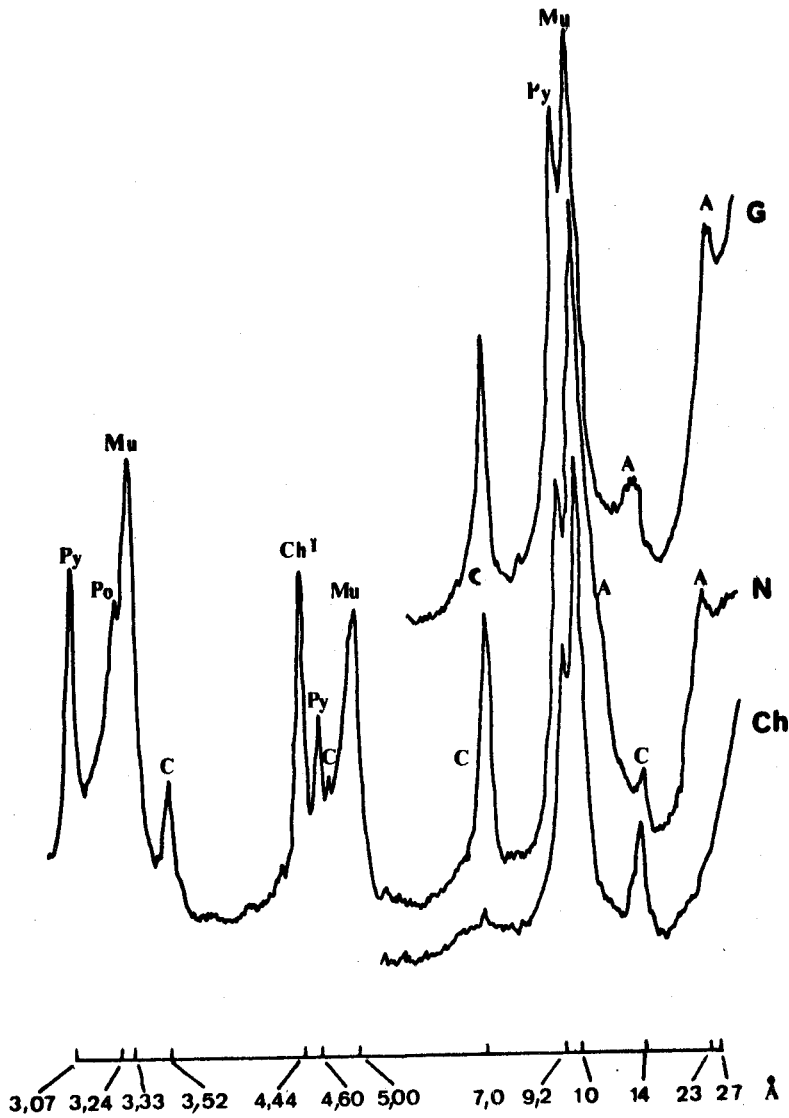


Fig.60 - Echantillon 70-147 (schistes à nodules du Dévonien moyen)

**Diffractogrammes de la fraction argileuse chauffée : Ch
non traitée : N , glycolée : G**

**Δ : Allevardite ; C : Chlorite ; Mu : Muscovite (Illite) ; Py : Pyrophyllite
ChI : Chloritoïde ; Pa Paragonite**



II - CRISTALLOCHIMIE DE L'ILLITE

1. - Paramètres cristallographiques

On a mesuré la " cristallinité " de l'illite par la largeur de son premier pic à mi-hauteur ainsi que le rapport d'intensité des deux premiers pics $I(002)/I(001)$. Ces deux paramètres ont été reportés sur un même graphique (fig. 61) selon la méthode d'ESQUEVIN (1969). La figure 61 appelle plusieurs remarques.

_ Les illites étudiées appartiennent à la zone anchi-métamorphique ou anchizone.

_ La cristallinité reste nettement inférieure à celle qui a été mesurée dans les Pyrénées Orientales (P.O.) dans les formations de Jujols et de Canaveilles, équivalentes de notre " Ordovicien ", ainsi qu'à celle des illites du Paléozoïque de la Montagne Noire qui représentent le sommet de l'épizone (DUNOYER, 1969).

_ Le Dévonien moyen et supérieur renferme de l'allevardite, décelable ou indécélable sur les diffractogrammes. Cela a pour effet d'élargir le pic de l'illite. C'est pourquoi les points correspondant à ce niveau sont placés relativement haut dans le diagramme.

_ Le rapport $I(002)/I(001)$ a été présenté par ESQUEVIN (1969) puis par DUNOYER (1969), comme proportionnel au rapport $Al/Fe + Mg$ dans les sites octaédriques. Cette proposition est justifiée par le fait que les biotites (ferro-magnésiennes) ont un rapport $I(002)/I(001)$ de l'ordre de 0,1, les muscovites (alumineuses) de l'ordre de 0,7 et les phengites (intermédiaires) de l'ordre de 0,4. Mais elle n'est pas exacte dans le détail ainsi que le montre la figure 62 établie grâce à la connaissance cristallographique de 16 illites pures (voir ci-dessous). Cette chance de corrélation doit inciter à la prudence dans l'utilisation des paramètres du réseau pour la connaissance de la composition chimique des minéraux.

2. - Formules structurales.

Seize fractions argileuses se sont trouvées être constituées d'illite pratiquement pure sauf quelques traces de chlorite et de quartz. Les analyses chimiques sont présentées dans le tableau I ; les formules structurales, calculées sur la base de 22 charges positives (sauf H +) par demi-maille, dans le tableau II . Dans un souci de

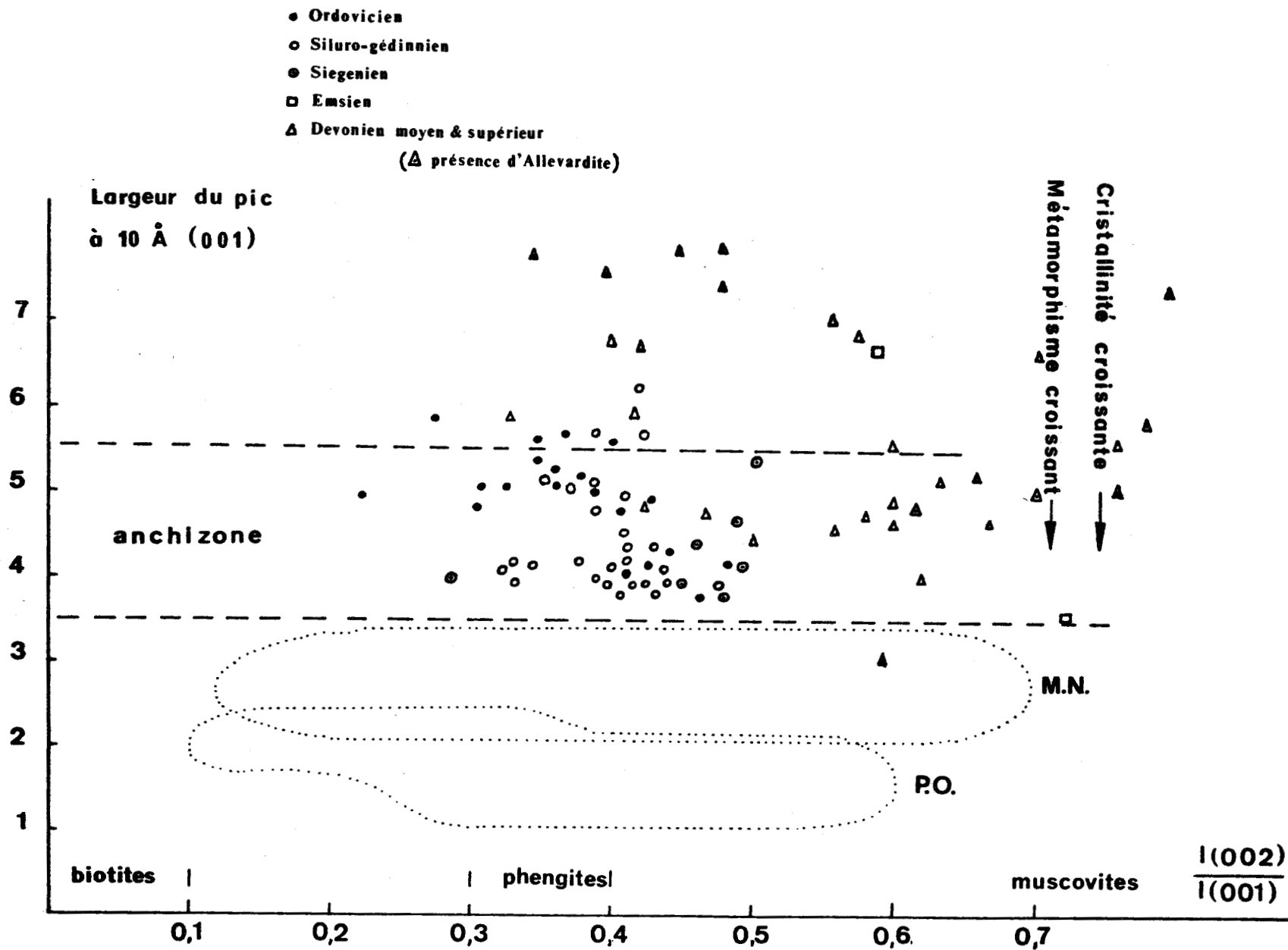


Fig.61-Paramètres cristallographiques de l'illite. Limites d'anchizone

d'après KUBLER (1968) & DUNOYER (1969)

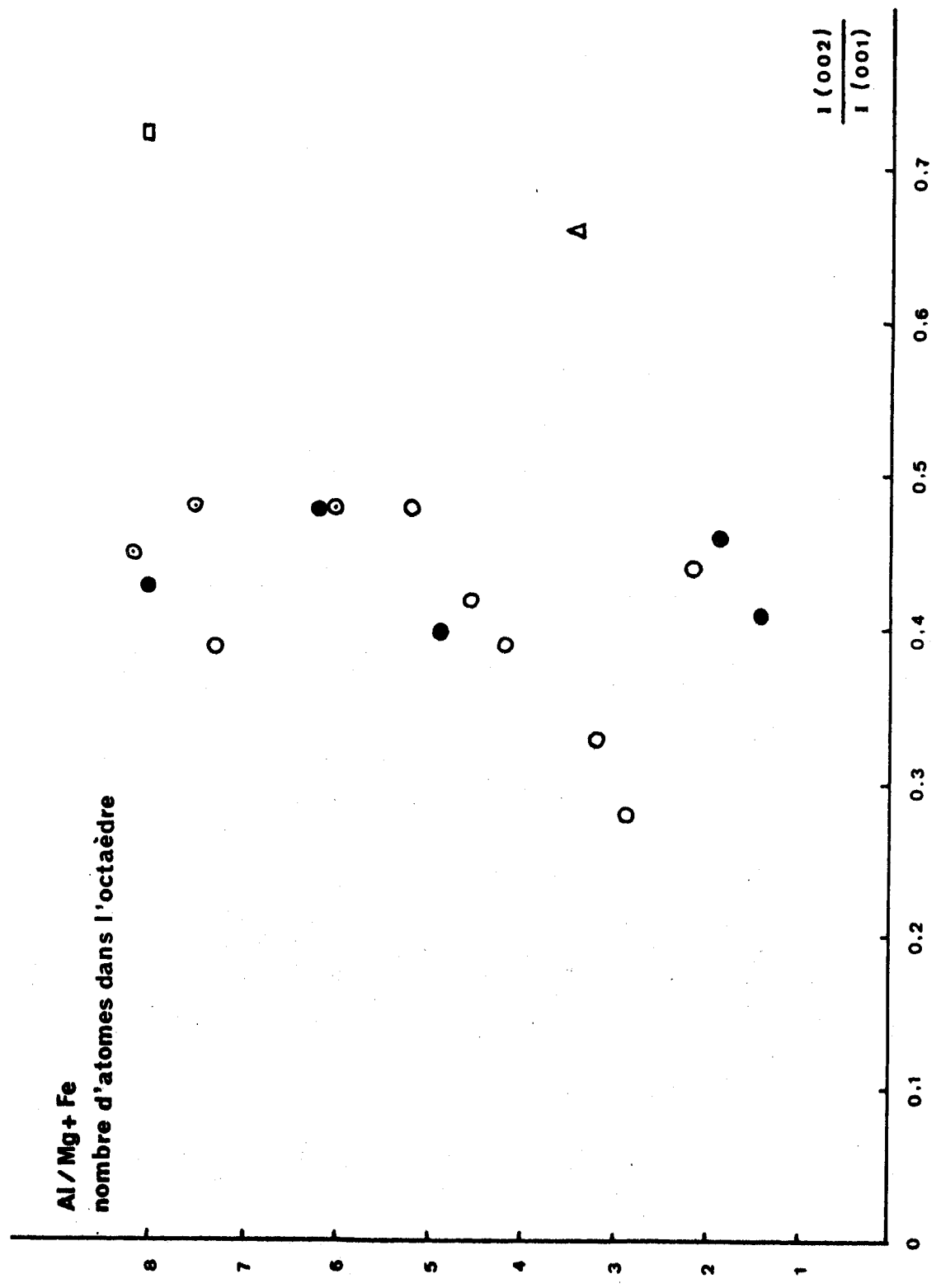


Fig.62-Relation entre le rapport d'intensité des pics à 5 & 10 Å et la nature des cations en position octaédrique. Aucune corrélation n'apparaît. Même légende que fig.61



simplification, on n'a pas tenu compte de Ca et Mn dans les calculs.

Les formules structurales montrent que ces illites sont toutes dioctaédriques, le nombre de cations en position octaédrique étant d'ailleurs remarquablement proche de 2. La situation de ces minéraux dans la nomenclature des phyllosilicates est lisible sur la figure 63. Si le type structural est strictement dioctaédrique, la charge de l'octaédre s'éloigne notablement du chiffre + 6 (ligne muscovite-pyrophyllite). Certaines illites sont hypo-octaédriques (6₋), d'autres sont hyper-octaédriques (6₊) selon la nomenclature de PEDRO (1965). La charge tétraédrique est très variable (0,4 à 0,9) et la charge du feuillet ne dépasse guère 0,8. Il faut donc noter que les illites d'une série anchimétamorphique peuvent être encore plus proches des illites sédimentaires que des phengites et des muscovites malgré leur aspect franchement "micacé" en lame mince, qui les fait désigner généralement sous le nom de "séricite".

On pourra comparer ces résultats avec ceux qui ont été obtenus dans des séries épizonales qui marquent un pas de plus dans l'évolution des illites vers les micas (DUNOYER, 1969 ; HICKEL, 1972), évolution que traduit la grande flèche qui traverse la figure 63.

III - DISCUSSION

La zone anchi-métamorphique, ou "anchizone", a été définie par KUBLER (1964) et précisée ensuite par de nombreux chercheurs. Elle représente la transition entre la diagenèse avancée et l'épizone du métamorphisme général. Elle s'apparente davantage à l'épizone, à vrai dire, car cette anchizone ne se développe pas dans les conditions normales d'évolution d'une série sédimentaire par enfouissement au fond d'un bassin. Elle est toujours associée à un métamorphisme régional et n'a été observée que dans des zones orogéniques ou péri-orogéniques.

L'anchizone mis en évidence ici présente des caractères typiques et d'autres atypiques.

Parmi les caractères typiques, il faut citer :

— l'absence de montmorillonite, d'interstratifiés réguliers, de kaolinite;

— la présence d'illite et de chlorite dans la fraction argileuse quelque soit la lithologie (grès, schistes, calcaires, etc);

— le développement généralement simultané d'allevardite (interstratifié régulier mica-montmorillonite) et de pyrophyllite ;

ETAGE	N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	PERTE à 1000°C	SOMME	PERTE à 110°C
ORDOVICIEN	70-127	45,9	27,3	0,54	0,2 H	12,4	0,014	1,07	0,34	7,12	5,60	100,31	0,31
	70-129	48,5	32,1	0,38	0,2 H	3,5	0,10 _H	0,53	0,70	7,78	5,49	99,00	0,31
	70-130	47,3	31,2	0,49	0,2 H	4,6	0,12	1,23	0,46	7,97	5,91	99,08	0,23
	70-137	51,1	29,6	0,25	0,2 H	6,4	0,022	0,59	2,28	4,58	5,31	100,18	0,75
SILURIEN-GEDINIEN	70-101	51,3	26,8	1,85	0,2 H	5,7	0,064	1,11	0,18	7,89	5,50	100,51	0,64
	70-102	51,7	25,3	2,55	0,2 H	5,5	0,014	1,08	0,21	8,15	4,74	99,37	0,60
	70-105	45,5	27,4	1,24	0,2 H	10,4	0,159	0,97	0,27	6,12	6,78	98,86	1,60
	70-156	52,9	27,5	2,43	0,2 H	1,7	0,027	1,12	0,16	9,02	4,77	99,69	0,42
	70-157	55,3	24,8	2,16	0,2 H	2,9	0,012	1,11	0,24	8,16	4,95	99,55	0,55
	70-158	43,4	28,9	0,40	1,0	5,9	0,013	1,19	1,25	3,14	13,81	99,00	0,32
	70-160	49,9	28,1	0,48	0,5	3,5	0,017	2,25	1,01	3,38	11,64	100,71	0,83
SIEGENIEN	70-153	55,6	25,0	2,00	0,7	1,5	0,026	0,94	0,26	7,96	5,22	99,22	0,31
	70-154	48,4	32,4	1,48	0,2 H	1,2	0,026	1,33	0,32	9,72	4,94	99,75	0,33
	70-155	48,3	31,9	1,92	0,2 H	0,8	0,026	1,17	0,25	9,93	5,18	99,57	0,00
D.M. EMS.	70-201	48,7	30,2	1,00	0,2 H	2,2	0,016	1,92	0,71	7,51	5,46	97,78	0,10
	70-185	47,1	29,2	0,39	0,9	8,1	0,052	0,46	1,40	4,92	6,41	98,95	0,90

TABLEAU I

Composition chimique des illites

(H = valeur inférieure à la limite de détection)



ETAGE	N° éch.	TETRAÈDRE		OCTAÈDRE				INTERFOLIAIRE		nb. cat. octaèdr.	charge octaèdr.	charge feuille	Al ^{VI}
		Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Mg	Fe ³⁺	Ti	Na	K				Fe + Mg
ORDOVICIEN	70-I27	3,14	0,86	1,32	0,06	0,64	0,05	0,04	0,62	2,07	+0,20	-0,66	1,9
	70-I29	3,23	0,77	1,77	0,04	0,18	0,02	0,09	0,67	2,01	+0,01	-0,76	8,0
	70-I30	3,20	0,80	1,68	0,04	0,23	0,06	0,06	0,69	2,01	+0,05	-0,75	6,2
	70-I37	3,35	0,65	1,63	0,02	0,31	0,03	0,29	0,38	1,99	-0,02	-0,67	4,9
SILURIEN-GEDINIEN	70-I01	3,40	0,60	1,49	0,19	0,29	0,05	0,02	0,66	2,02	-0,08	-0,68	3,1
	70-I02	3,45	0,55	1,44	0,25	0,27	0,05	0,03	0,69	2,01	-0,17	-0,72	2,8
	70-I05	3,16	0,84	1,40	0,13	0,53	0,05	0,04	0,55	2,11	+0,25	-0,59	2,1
	70-I56	3,48	0,52	1,60	0,23	0,08	0,06	0,02	0,76	1,97	-0,26	-0,78	5,2
	70-I57	3,61	0,39	1,53	0,22	0,15	0,05	0,03	0,68	1,95	-0,32	-0,71	4,1
	70-I58	3,18	0,82	1,67	0,05	0,32	0,07	0,18	0,29	2,11	+0,35	-0,47	4,5
	70-I60	3,41	0,59	1,68	0,05	0,18	0,12	0,13	0,30	2,03	+0,16	-0,43	7,3
D.M. EMS. SIEGENTEN	70-I53	3,66	0,34	1,61	0,20	0,07	0,05	0,03	0,67	1,93	-0,36	-0,70	6,0
	70-I54	3,20	0,80	1,73	0,16	0,05	0,07	0,04	0,82	2,01	-0,06	-0,86	8,2
	70-I55	3,22	0,78	1,72	0,19	0,04	0,06	0,03	0,85	2,01	-0,10	-0,88	7,5
	70-201	3,28	0,72	1,68	0,09	0,12	0,10	0,09	0,65	1,99	-0,02	-0,74	8,0
	70-I85	3,22	0,78	1,57	0,04	0,42	0,03	0,18	0,43	2,06	+0,17	-0,61	3,4

TABLEAU II

Formules structurales des illites



_ l'apparition de silicates sodiques (micas paragonitiques, paragonite et albite);

_ la naissance d'une schistosité vraie, oblique sur la stratification, partout bien visible dans la série étudiée ici.

Ces caractères sont communs aux anchizones décrites ces dernières années au Sahara occidental (CHENNAUX et al., 1970), dans le Massif Armoricaïn (MELOU et PLUSQUELLEC, 1971; SAGON, 1967; DUNOYER, 1969), dans les Vosges (CLAUER et LUCAS, 1970), la Forêt-Noire (LILLIE, 1972), le Massif Schisteux Rhénaïn (SCHERT et al, 1968), dans les Alpes Occidentales (FREY, 1969; KUBLER, 1970).

La série étudiée ici présente aussi, il faut bien le dire, deux caractères atypiques.

Il s'agit d'abord du degré de carbonification des particules végétales détritiques. Celles-ci (vitritine) ont été séparées, concentrées, leur pouvoir réflecteur (ou réflectance) mesuré en microphotométrie par B. ALPERN, du Centre d'Etudes et de Recherches des Charbonnages de France, que nous remercions beaucoup pour sa contribution. Les sept échantillons traités ont donné des pouvoirs réflecteurs assez étalés, peu élevés, dont la moyenne s'établit à 0,77 %. Cette valeur est très faible. Elle correspond à des charbons très peu évolués, de la catégorie des flambants secs (high volatile bituminous coals). Or dans les conditions de l'anchizone, les pouvoirs réflecteurs mesurés jusqu'ici ont livré des valeurs supérieures à 2,5, correspondant à la catégorie des anthracites et méta-anthracites (ALPERN, 1969 et 1970; KISCH, 1969 et 1971 ; TEICHMÜLLER, 1971 ; WASSOJEWITSCH et al., 1969). Il y a là un problème aigu car il est difficile de concevoir que les particules charbonneuses, qui constituent habituellement un thermomètre géologique fidèle, aient échappé à la montée thermique qui a provoqué la cristallisation des allevardites, pyrophyllites, paragonites et chloritoïdes.

Un autre caractère atypique est la présence de chloritoïde. Il a été signalé, il est vrai, dans le Paléozoïque armoricaïn, anchizonal (SAGON, 1965; LUCAS, COLLOMB et BEAUDOU, 1967; BOUDIER ET NICOLAS, 1968; LE CORRE, 1969) où il est l'expression d'un chimisme particulier; il est cantonné dans les niveaux riches en fer. Les paragonèses à chloritoïde sont généralement interprétées comme faisant déjà franchement partie de l'épizone métamorphique (HALFERDAHL, 1961, HOSCHEK, 1969).

A vrai dire, si les limites supérieures de stabilité du chloritoïde ont été bien étudiées, ses limites inférieures sont très mal connues. On sait déjà que la pression partielle d'oxygène joue un grand rôle dans les équilibres (ALBEE, 1965; HOSCHEK, 1969). Le caractère

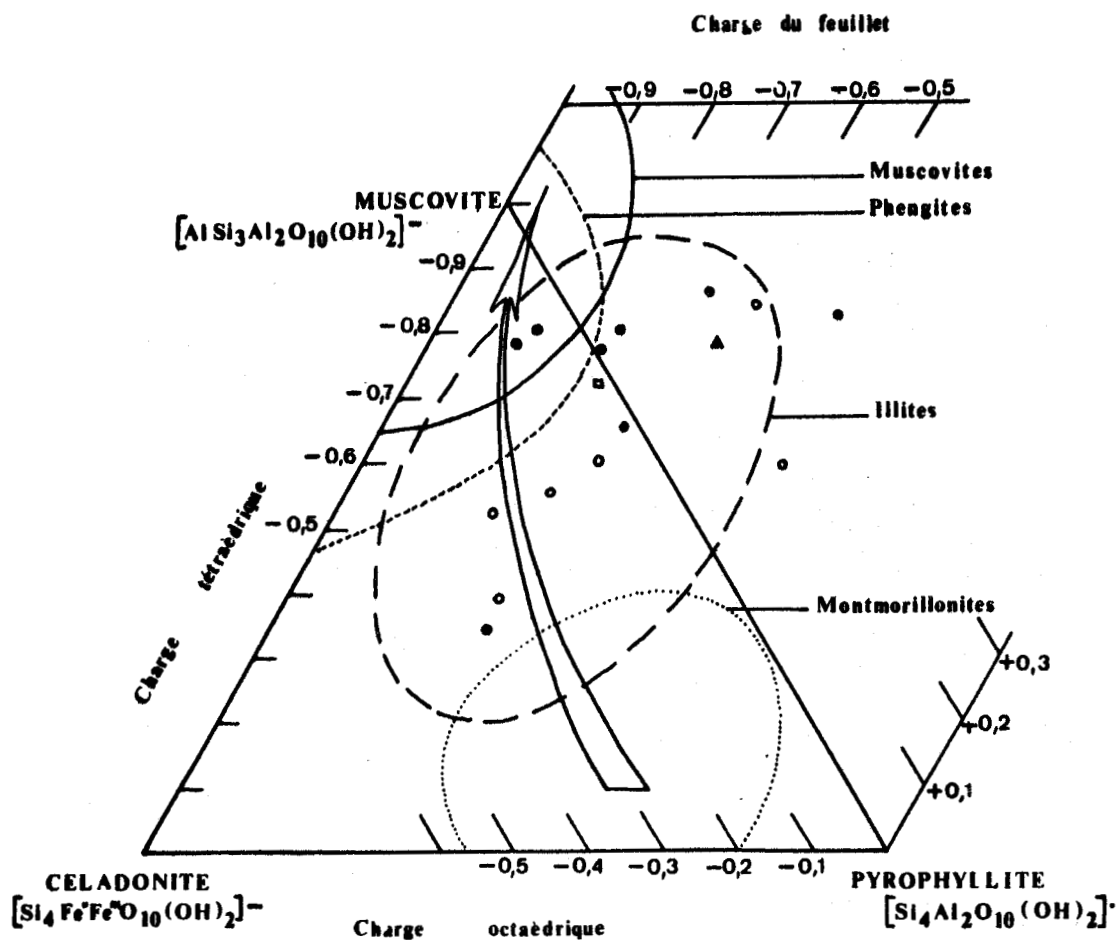


Fig. 63 - Situation des illites dans le triangle de YODER & EUGSTER (1955)

utilisé également par HOWER & MOWATT (1966), WEAVER (1968), et DUNOYER (1969)

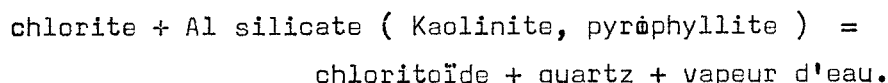
Les légendes des points sont les mêmes que sur la fig. 61. Montmorillonites selon WEAVER (1968).

Illites selon LARQUÉ (1969). Phengites selon BEUGNIES et al. (1969).

Muscovites selon LARQUÉ (1972).

La grande fleche indique l'itinéraire suivi par les phyllosilicates dans la diagenèse & le métamorphisme

réducteur des schistes à nodules du Dévonien moyen, où se développe le chloritoïde, peut favoriser la réaction :



Il n'est donc pas impossible que le chloritoïde soit ici, comme dans le Massif Armoricain, à sa place dans l'anchizone métamorphique dont il constituerait un marqueur supplémentaire.

On peut toutefois envisager une autre hypothèse selon laquelle le chloritoïde serait ici la manifestation non pas du métamorphisme anchizonal, mais d'un métamorphisme thermique, plus tardif, dû à l'intrusion de plutons granitiques sous-jacents non connus à l'affleurement. Un métamorphisme de contact à chloritoïde a été justement décrit dans le Paléozoïque autour des massifs de granites à deux micas tout proches, au Sud du Labourd (LAGNY, 1963). Le chloritoïde que nous avons observé est nettement post-schistosité, non orienté, ce qui est évidemment en faveur d'une cristallisation postérieure aux événements dynamo-métamorphiques. Nous ne disposons pas encore d'observations suffisantes pour trancher cette question.

Il reste finalement, et c'est l'essentiel, qu'un métamorphisme d'anchizone est clairement mis en évidence au coeur de la zone surélevée des massifs basques qui s'étend du massif du Labourd à Roncevaux, malgré la faible carbonification des charbons et le sens ambigu du chloritoïde. Il est important de remarquer, pour terminer, que ce métamorphisme affecte uniformément la série paléozoïque (fig. 61) : il n'y a pas de gradient de métamorphisme vers la base du Paléozoïque comme c'est bien souvent le cas dans les Pyrénées.

SIXIÈME PARTIE :

PALÉONTOLOGIE

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

Cette partie du mémoire comportera deux grandes subdivisions. Dans un premier chapitre, je donnerai les principaux niveaux fossilifères du Dévonien du Pays basque et leurs associations fauniques. J'insisterai sur le niveau situé juste en-dessous des " Grès, quartzites et Dolomies siégeniens " : on y trouve en effet une macrofaune mixte qui, pour un géologue ardennais, évoque à la fois le Gédinnien et le Siégenien .

Une seconde partie sera consacrée à l'étude mono - graphique d'une quarantaine d'espèces caractéristiques, surtout des Brachiopodes. Je ne pouvais décrire ici en détail l'ensemble de la faune. Une partie en a d'ailleurs déjà été décrite dans un travail antérieur (C. HEDDEBAUT, 1964). Les espèces appartenant à la macrofaune mixte gédinnienne et siégenienne ont retenu particulièrement mon attention.

Pour la situation des gisements fossilifères auxquels il sera fait référence, voir p. I et 2; les subdivisions stratigraphiques sont celles habituellement utilisées par les géologues belges dans leurs cartes géologiques.

CHAPITRE PREMIER

LES PRINCIPAUX NIVEAUX FOSSILIFERES DEVONIENS DU PAYS BASQUE
ET LEURS ASSOCIATIONS FAUNIQUES

I).- Les niveaux inférieurs aux "Grès, quartzites et dolomies siégeniens" :

la faune mixte gédinnienne et siegenienne

A).- La Macrofaune

Les gisements à Graptolites les plus élevés, actuellement connus en Pays basque, datent du Ludlow inférieur (zone 33). On a vu qu'entre ces gisements et la base, toujours bien reconnaissable, des " grès, quartzites et dolomies siégeniens ", on trouve, en une série qui ne montre pas de discordance :

- I).- des schistes gréseux souvent microrhythmiques avec développement local de bancs décimétriques de grès clairs ou bruns à lits schisteux.
- 2).- des schistes souvent plus ardoisiers que les précédents où s'intercalent localement des passées calcaires très crinoïdiques , de plus en plus épaisses et nombreuses à mesure qu'on approche de la base des " grès, quartzites et dolomies siégeniens ".

Le terme I de cette succession est fort peu fossilifère. Néanmoins, quelques gisements situés vers le sommet (3 B, I bis Ay, II MB) livrent une faune typiquement gédinnienne :

Howellella mercurii (GOSS.)

Douvillina (Mesodouvillina) triculta (FUCHS)

Proschizophoria torifera (FUCHS)

Platyorthis cf. verneuili (de KONIQCK)

Le passage du Silurien au Gédinnien se fait donc dans ce terme I.

Cette même faune gédinnienne se retrouve encore à la base des schistes ardoisiers à bancs calcaires (terme 2) avec en plus (par ex., au gisement U Ad) :

Homalonotus sp. (de grande taille ? vialai GOSS.).

Grammysia sp.

Plus haut, les roches deviennent très fossilifères mais la détermination de leur âge pose, comme on l'a vu (p. 8, p.30-32, p. 39-41), un problème délicat. En effet, on trouve dans ces couches supérieures, un mélange de formes à affinités gédinniennes (et même, du Gédinnien inférieur ardennais) et de formes habituellement classées dans le Siegenien. Le tableau ci-dessous montre, en 2 colonnes, les plus caractéristiques de ces deux types de fossiles qui coexistent dans les gisements.

Formes Gédinniennes	Formes Siégeniennes
<u>Howellella mercurii</u> (GOSS)(assez rare)	<u>Hysterolites hystericus</u> (SCHL.) (très abondante)
<u>Mutationella barroisi</u> (ASSELBERGHS) (abondante)	<u>Mauispirifer gosseleti</u> (BECLARD) (abondante)
<u>Douvillina (Mesodouvillina) triculta</u> (FUCHS) (abondante)	<u>Mauispirifer</u> sp. (rare)
" <u>Camarotoechia</u> " cf. <u>nucula</u> (SOW.)(rare)	" <u>Spirifer</u> " cf. <u>rousseaui</u> (ROUAULT) (abondante)
	<u>Volynites</u> cf. <u>velaini</u> (MUNIER-CHALMAS) (abondant)

Il convient d'insister sur le fait que ces gisements à faune mixte ont été cités, en grand nombre, dans la partie stratigraphique de ce travail aussi bien dans la région de Jarra-Arradoy que dans les synclinaux de l'Adarza et de Château-Pignon. Certes, il faut être conscient d'une part que le matériel est souvent déformé par la tectonique et d'autre part que la définition précise de formes comme Hysterolites hystericus, Mauispirifer gosseleti et, à plus forte raison, de " Spirifer " rousseaui est difficile. Il reste qu'on assiste à ce niveau, en Pays basque, à une explosion de formes de Spirifers déjà de grande taille, et qui par toute une série de caractères (nombre de plis, ornementation fine etc. .)

se rapprochent davantage d'espèces siégeniennes que d'espèces gédinniennes.

Quel âge convient-il donc d'attribuer à ces couches immédiatement sous-jacentes aux "grès, quartzites et dolomies siégeniens" ? Plusieurs réponses sont possibles et ont été effectivement apportées par les auteurs antérieurs :

- ou bien l'on insiste sur le caractère encore gédinnien de la faune, quitte à en faire du Gédinnien " supérieur ". J.W. LAVERDIERE, sur l'avis de E. MAILLEUX à qui il avait montré ses faunes, avait adopté cette solution. Dans ce cas il faut admettre que des Spirifers comme hystericus et gosseleti apparaissent plus tôt au Pays basque qu'en Ardenne.
- ou bien, l'on insiste sur le caractère déjà siégenien de la faune : c'était l'opinion de P. COMTE (1959, p.322). Dans ce cas, il faut faire se prolonger, au Pays basque, dans le Siégenien certaines formes comme Howellella mercurii, Mutationella barroisi etc ... considérées en Ardenne comme indiquant le Gédinnien et même le Gédinnien inférieur.

On peut se demander néanmoins si le problème est ainsi bien posé. Dans les régions ardennaise et rhénane, au moins dans les coupes classiques, on sait que l'on a, au-dessus du Gédinnien inférieur, des couches plutôt lagunaires que franchement marines et, en tout cas, dépourvues de Brachiopodes : ce sont les schistes d'Oignies et de Saint-Hubert. Au Pays basque, et de manière plus générale dans beaucoup de régions méditerranéennes, un régime franchement marin a persisté durant tout le Dévonien inférieur. Dans ces conditions, rien ne s'oppose, dans ces régions, à ce que les formes du Gédinnien inférieur ardennais se prolongent plus haut et que des espèces caractéristiques du Siégenien ardennais apparaissent plus vite, de sorte que les deux faunes puissent coexister un certain temps. La question de savoir si, dans cette zone de coexistence, l'on est encore dans le Gédinnien ou déjà dans le Siégenien n'aurait évidemment pas de sens. Les difficultés naîtraient de la transposition trop rapide de données stratigraphiques valables pour l'Ardenne et le Massif schisteux rhénan à des régions plus méridionales à facies franchement marins continus ⁽¹⁾. De telles remarques ont déjà été faites par G. SOLLE (1963, p. 191-192)

(1) Un exemple de cette transposition trop rapide serait l'affirmation que H. hystericus est une espèce siégenienne partout où on la rencontre .

Une constatation vient à l'appui de cette manière de voir. En Espagne et au Maroc, on n'a pas signalé jusqu'à présent l'existence d'une faune mixte analogue à celle du Pays basque mais les coupes présentées par les divers auteurs ont souvent en commun le fait que le Gédinnien supérieur et le Siégenien inférieur y sont représentés par une très faible épaisseur de terrains.

1). Dans les Chaînes Ibériques orientales, par exemple, P. CARLS et J. GANDL (1967) présentent une coupe du Dévonien inférieur (Fig. 2 et 3) où les derniers Acastella tiro (qui indiquent pour ces auteurs le sommet du Gédinnien inférieur) sont séparés des premiers Hysterolites hystericus (indiquant probablement le Siégenien moyen pour ces mêmes auteurs) par une trentaine de mètres à peine de sédiments. Ils ajoutent que : " ni le Gédinnien supérieur, ni le Siégenien inférieur ne peuvent être définis par une faune spéciale " (p.457). P. CARLS, il est vrai, dans une publication plus récente (1969b, p. 3II) revient sur sa détermination d'H. hystericus qu'il appelle alors Hysterolites (?) sp. 1, et ne fait apparaître les premiers Hysterolites hystericus que plus haut. Dans la même publication, il présente une nouvelle coupe, levée dans la Sierra de Guadarrama, et qu'il compare à la précédente : 75 mètres de sédiments y séparent le sommet de la zone à Acastella tiro de l'apparition d'Hysterolites (?) cf. sp. I ; quant à Hysterolites hystericus ssp. il apparaît encore plus haut, à 140 m au-dessus des derniers Acastella tiro. Ces corrections donneraient donc un peu plus d'épaisseur à un éventuel Gédinnien supérieur et à l'extrême base du Siégenien. Mais, par ailleurs, P. BULTYNCK et E. SOERS (1971) ont repris la coupe de la Sierra de Guadarrama (fig. 3, p. 7) : Hysterolites hystericus se rencontre pour eux à peine à 50 m au-dessus d'Howellella mercurii. Dans le tableau stratigraphique des espèces donné par ces mêmes auteurs (fig. 9), le Gédinnien supérieur est indiqué avec un point d'interrogation.

On voit donc, dans ces régions du centre de l'Espagne, les hésitations des géologues quant à la situation dans les coupes et aux limites de ce dernier sous-étage par rapport au Siégenien.

2). Au Maroc, " l'existence du genre Hysterolites dans le Siégenien n'a pu être mise en évidence " (J.DROT 1964, p.208). On n'a jamais non plus, à ma connaissance, cité le genre Maispirifer à ce niveau ou plus bas - Mais H. HOLLARD est amené à se poser un problème analogue à celui rencontré au Pays basque. A propos de couches contenant encore Howellella mercurii mais où il trouve

des formes nouvelles telles que Lanceomyonia borealis occidentalis (DROT, 1964) et Acastella rouaulti (de TROM. & LEBESC sensu PILLET), il écrit (1965, p. 26-28) "...on peut se demander si, abandonnant l'idée qu'il y ait encore là du Gédinnien inférieur, on n'aurait pas plutôt la suite normale de la série rhénane avec le Gédinnien supérieur (qui dans le facies marin est très délicat à déterminer) et le Siegenien inférieur ".

Dans le Massif Armoricain, J.Th. RENOUF (1972) vient de réviser la faune de Brachiopodes du Grès à Orthis monnieri. Cette formation était jusqu'à présent considérée comme équivalente au Grès d'Anor dont l'âge, d'après des recherches récentes, se situerait à la limite Siegenien inférieur- Siegenien moyen. Or les formes étudiées par RENOUF sont, d'après lui, intermédiaires entre celles du Gédinnien inférieur et celles du Siegenien inférieur et moyen. Il montre en outre que les Brachiopodes du Grès à O. monnieri sont identiques à ceux de la formation de Carazo (Province de Palencia, Espagne). Sa conclusion est que le Grès à Orthis monnieri est plus ancien que ne l'admettaient les anciens auteurs et qu'il doit représenter le Gédinnien supérieur ou, moins probablement, le Siegenien inférieur, c'est-à-dire des étages inconnus en Ardenne sous un facies franchement marin. Cette conclusion est très proche de celle que j'ai admise pour la faune mixte du Pays basque. Néanmoins l'absence en Armorique de formes comme Hysterolites hystericus ou Mauispirifer gosseleti (sauf, peut-être, pour la Ière espèce, d'après RENOUF, au sommet du Grès à Orthis monnieri) serait un indice que cette dernière formation est un peu plus ancienne que les niveaux à faune mixte du Pays basque.

B). - La Microfaune.

Les niveaux à macrofaune mixte gédinnienne et siegenienne ont été également étudiés au point de vue de la microfaune.

I).- K. KLARR (1971) dans son travail sur la partie SE du Massif des Aldudes (Valcarlos) cite deux gisements provenant des schistes et calcaires situés sous les " grès, quartzites et dolomies siégeniens ".

la microfaune a été déterminée par P. CARLS.

Gisement 216/285 (p. 28)

Acodina sp.

? Rotundacodina sp.

Spathognathodus sp.

Icriodus sp.

Icriodus angustoides sp.

Icriodus angustoides cf. angustoides CARLS & GANDL 1969

Gisement I72/283 (p.33I)

Icriodus sp.

Icriodus sp.

Icriodus sp.

Icriodus angustoides sp.

Spathognathodus sp.

? Spathognathodus sp.

Ces deux gisements où P. CARLS déclare retrouver des formes de sa coupe de la Sierra de Guadarrama (1969) sont à situer pour lui à la partie tout à fait supérieure du Gédinnien, à la frontière du Siegenien.

2). - J. LE FEVRE et moi-même avons effectué nous-mêmes des prélèvements dans les riches gisements à macrofaune mixte de la crête allant d'Arbosse au Pic d'Orisson (fig. 9 A) dans le synclinal de Château-Pignon. La microfaune a été déterminée par J. LE FEVRE:

+ Niveau C E 985 : premier banc calcaire au-dessus de la série schistogréseuse gédinnienne (=terme 1 de la coupe A,fig.9)

. CE.985a

Débris phosphatés " en faisceau "

Débris phosphatés divers

Tissus "spongieux" phosphatés

Moules internes phosphatés d'Ostracodes

Icriodus e g. angustoides (angustoides angustoides ?)

Fragment Conodonte indet.

Age : partie supérieure du Gédinnien inférieur à Siégenien moyen (cf CARLS,1969b); Gédinnien inf. à Siegenien moyen (cf BULTYNCK et SOERS, 1971).

. CE 985c

Débris phosphatés "en faisceau "

Débris phosphatés divers

Icriodus e g. angustoides ?

Spathognathodus sp.

Acodina sp.

Tentaculite indéterminable.

Age : cf. 985a

. CE.985b

Débris phosphatés "en faisceau "

Icriodus e.g. angustoides ?

Spathognathodus sp.

Pelekysgnathus sp. gpe serratus

" Acodina " sp.

Age : cf. 985a

+ Niveau du gisement de macrofaune 2 Ay :

. CE 99I

. CE 99Ib

Icriodus sp.

Pelekysgnathus sp.

. CE.99Ia

Icriodus sp (n.sp. ?)

Pelekysgnathus serratus (P.s. elatus ?)

"Oneotodus " sp.

Age : partie supérieure Gédinnien inf. à Siégenien moyen.

+ Niveau du gisement de macrofaune 3 Ay .

B K 575

Icriodus angustoides angustoides

Spathognathodus steinhornensis (remscheidensis ou repetitor ?)
Ecaillés de Poissons, débris phosphatés, énigmatiques

Age : partie supérieure Gédinnien inférieur à Siégenien moyen (cf. CARLS 1969); Gédinnien inf. à Siégenien moyen (cf. BULTYNCK & SOERS 1971)

. CE 989

Icriodus angustoides cf. angustoides

Spathognathodus sp.

" Acodina " sp.

éléments phosphatés blanchâtres

éléments en nid d'abeille

Age : cf. B K 575 ci-dessus

+ Niveau du gisement de macrofaune 4 Ay (B K 577)

Spathognathodus steinhornensis (remscheidensis ou repetitor ?)

Icriodus sp.

Acodina sp.

Age : cf. B K 575 ?

+ Niveau du gisement de macrofaune 5 A y :

. CE 986 (calcaire à petites entroques)

Pelekysgnathus sp.

Icriodus sp.

Spathoghathodus sp.

Age : indéterminable

. B K 576

Icriodus sp.

Acodina sp.

Pelekysgnathus serratus (élatius ou sub sp.A)

(enigmatica du niveau B K 575)

(écailles de Poissons du niveau B K 575)

Age : partie supérieure de la zone à Acastella tiro à
Siegenien moyen

Il est difficile de tirer pour le moment des conclusions précises de ces deux séries de gisements. L'étude des microfaunes des niveaux de passage du Gédinnien au Siégenien fait actuellement l'objet de recherches actives. Il faut souligner simplement que de la base (C E 985) au sommet (C E 986) de la partie de coupe étudiée ci-dessus (fig. 9 A), les Conodontes n'évoluent apparemment pas, les formes les plus importantes semblant bien devoir être rattachées aux groupes "Pelekysgnathus serratus" et "Icriodus e.g. angustoides". Les divers gisements de macrofaune associées ne montrent pas davantage d'évolution des formes fossiles.

En résumé, le fait acquis est l'existence au Pays basque, dans les mêmes gisements, d'une macrofaune de Brachiopodes dont certains sont gédinniens et d'autres siégeniens au sens de la série ardennaise et rhénane. L'association à ces fossiles d'une microfaune de Conodontes permet d'espérer que le Pays basque, avec d'autres régions méridionales à série franchement marine continue, pourra aider à la solution du problème de la limite Gédinnien-Siégenien. Par contre l'absence de Graptolites, la rareté des Trilobites à ce niveau restent des obstacles à l'établissement de certaines corrélations.

II - Le Niveau de la base des "Schistes, dolomies et calcaires intermédiaires".

(Terme 4 de la coupe de référence du Jarra-Arradoy, fig. 4 et p. 8-9)

La formation des "grès, quartzites et dolomies siégeniens" est très peu fossilifère. Par contre, à la base de la formation suivante "schistes, dolomies et calcaires intermédiaires", dès qu'apparaissent les premiers bancs de la dolomie bleu-noir veinée, si caractéristique dans tout le massif des Aldudes, on trouve partout une riche faune de caractère néritique, remarquablement homogène (p.8-42-48). Il s'y rencontre :

<u>Gastrocrinus aldudensis</u>	LE MAITRE & BEDDEBAUT	très abondant
<u>Schizophoria provulvaria</u>	(MAURER)	
<u>Schizophoria vulvaria</u>	(SCHL.)	assez abondant
<u>Platyorthis circularis</u>	(SOW.)	abondant

<u>Stropheodonta gigas</u> (Mc COY)	très abondant
<u>Stropheodonta murchisoni</u> (d'ARCH & de VERN).	très abondant
<u>Stropheodonta sedgwicki</u> (d'ARC & de VERN)	très abondant
<u>Stropheodonta explanata</u> (SOW.)	
<u>Schellwienella</u> sp.	
<u>Oligoptycherhynchus daleidensis</u> (F. ROEMER)	abondant
<u>Athyris undata</u> (DEF.)	
<u>Acrospirifer primaevus</u> (STEININGER)	très abondant
<u>Acrospirifer fallax</u> (GIEBEL)	rare
<u>Acrospirifer</u> e g. <u>paradoxus-pellico</u>	abondant
<u>Hysterolites hystericus</u> (SCHL.)	rare
<u>Costispirifer trigeri</u> (de VERN.)	très abondant
<u>Meganteris archiaci</u> (de VERN.)	
<u>Meganteris inornata</u> (OEHLERT)	
<u>Pterinea costata</u> (GOLDFUSS)	abondant
<u>Tentaculites</u> sp.	

Cette faune indique le Siegenien supérieur ou la base de l'Emsien sans que l'on puisse actuellement trancher. La très grande abondance d'A. primaevus et la rareté d'A. fallax sont des arguments en faveur du Siegenien supérieur. Il en est de même pour l'abondance de C. trigeri ; l'absence de Spirifers du groupe arduennensis et d'E. dilatata, qu'on trouvera plus haut, plaide aussi pour une attribution au Siégenien. Par contre, la présence déjà notable de S. vulvaria et de M. archiaci, espèces habituellement citées à partir de l'Emsien seulement, montrerait qu'on se trouve déjà dans cet étage.

III - Les niveaux supérieurs des " Schistes dolomies et calcaires intermédiaires ".

Très vite au-dessus des gisements précédents (30 à 50m dans les synclinaux de l'Adarza et de Château-Pignon) la faune se renouvelle. Des espèces telles que A. primaevus, B. trigeri, A. undata, S. gigas, disparaissent. De nombreux points fossilifères (p.9,34,42) livrent par contre de façon constante les formes suivantes :

- Eodevonaria dilatata (F. ROEMER)
- Euryspirifer e g. arduennensis (SCHNUR)
- Acrospirifer e g. paradoxus-pellico
- Schellwienella sp.

L'abondance d'E. dilatata et d'E. e g. arduennensis montre que l'on est bien désormais dans l'Emsien.

Dans la partie sud-ouest du Massif des Aldudes, on sait que la dolomie bleu-noir veinée est associée presque uniformément sur une grande épaisseur à des quartzites (cf. fig. I7 et p^o. 48-50) . La partie supérieure de ces alternances livre habituellement la faune suivante :

<u>Stropheodonta piligera</u> (SANDB.)	abondant
<u>Chonetes sarcinulata</u> (SEHL.)	
<u>Eodevonaria dilatata</u> (C.F. ROEMER)	
<u>Uncinulus pila</u> (SCHNUR)	
<u>Camarotoechia e g. imitatrix</u> (FUCHS)	
<u>Anathyris phalaena</u> (PHILLIPS)	très abondant
<u>Anathyris ezquerrae</u> (de VERN.)	abondant
<u>Euryspirifer e g. arduennensis</u> (SCHNUR)	
<u>Euryspirifer e g. paradoxus-pellico</u>	
<u>Subcuspidella mediorhenana</u> (FUCHS)	
<u>Spinocyrtia subcuspidata</u> (SCHNUR)	

Il s'agit là d'une faune indiquant toujours l'Emsien mais d'un niveau plus élevé que la faune précédente.

A. phalaena et A. ezquerrae sont deux espèces fréquentes en Asturies et dans le Léon à l'Emsien. La présence de U. pila et de S. piligera, espèces qui ne sont connues en Ardenne que dans l'Emsien sup., montrerait que la limite de ce sous-étage a été franchie lorsque disparaît la dolomie bleu-noir veinée dans la partie sud-ouest du massif des Aldudes.

IV - Le niveau des Schistes gréseux et grès du Couvinien inférieur

(terme 6 de la coupe de référence du Jarra-Arradoy)
(fig. 4 et P. 9- 10)

La masse des roches dolomitiques emsiennes est dans l'ensemble fort peu fossilifère sauf dans la partie sud-ouest du massif des Aldudes. Les schistes gréseux et grès qui leur sont superposés soit directement (fig. 4) soit par l'intermédiaire des calcaires (fig. 18) à Polypiers constituent le niveau le plus fossilifère sans doute du Dévonien du Pays basque (p. 10-53-67-70) . Les fossiles se rencontrent surtout à l'état de moulages dans des bancs de " grauwacke " . On y trouve :

<u>Schizophoria vulvaria</u> (SCHL.)	très abondant
<u>Pholidostrophia lepis</u> (BRONN)	abondant
<u>Leptostrophia explanata</u> (SOW.)	très abondant
<u>Stropheodonta piligera</u> (SANDB.)	très abondant
<u>Stropheodonta murchisoni</u> (d'ARCH & de VERN.)	
<u>Stropheodonta toeniolata</u> (SANDB.)	
" <u>Productella</u> " sp.	rare
<u>Uncinulus pila</u> (SCHNUR)	
<u>Athyris campomanesü</u> (de VERN.)	
<u>Anathyris alejensis</u> (COMTE)	très abondante
<u>Acrospirifer</u> e g. <u>paradoxus-pellico</u>	abondant
<u>Paraspirifer cultrijugatus</u> (F. ROEMER)	très abondant
<u>Brachyspirifer carinatus</u> (SCHNUR)	abondant
<u>Euryspirifer mosellanus</u> (SOLLE)	abondant
<u>Spinocyrtia subcuspidata</u> (SCHNUR)	très abondant
<u>Alatiformia alatiformis</u> (DREV.)	Très abondant
Fragments de Phacopidés	rare
Divers Aviculidés	

Cette faune semble caractériser la base du Couvinien inférieur, Co1a, par l'abondance de formes comme A. alatiformis, P. cultrijugatus, S. piligera, qui atteignent à ce niveau leur maximum au Pays basque. E. mosellanus a remplacé partout E. arduennensis.

Il faut signaler de plus que certains échantillons de U. pila montrent une forte tendance à l'acquisition des caractères de U. orbignyans. Par ailleurs, la présence encore abondante de A. e g. paradoxus-pellico et de S. vulvaria ne permet pas d'attribuer à ces gisements un âge postérieur au Co 1a des géologues belges.

V - Le niveau de la base des " Schistes à nodules " .

(terme 7 de la coupe de référence, fig. 4 et p. 10)

Les schistes à nodules constituent, on l'a vu, une formation peu fossilifère de nouveau. Il faut rappeler tout d'abord la faune de petits Lamellibranches qui a permis à J.W. LAVERDIERE (1930, p.44) d'attribuer la formation des schistes à nodules au Dévonien et non au Carbonifère comme le figurait la première édition de la carte de St-Jean-Pied-de-Port au 80.000^e. Dans la région du Jarra et de l'Arradoy et dans le Massif des Cinco-Villas, plusieurs gisements situés à la base de la formation (p.10-69-71) m'ont fourni la macrofaune suivante :

<u>Aulacella</u> cf. <u>eifeliensis</u> (de VERN.)	
<u>Douvillina</u> e g. <u>interstitialis</u> (PHILLIPS)	
<u>Plebejochonetes plebejus</u> (SCHNUR)	abondant
" <u>Productella</u> " sp.	rare
<u>Zdimir</u> cf. <u>hercynicus</u> (M. ^{H.} ALFAR)	rare
<u>Nucleospira</u> cf. <u>lens</u> (SCHNUR)	
<u>Cyrtina heteroclita</u> cf. <u>intermedia</u> (DEHLERT)	abondant
<u>Euryspirifer mosellanus</u> (SOLLE)	très abondant
<u>Alatiformia alatiformis</u> (DREV.)	
<u>Reticulariopsis curvata</u> (SCHL.)	rare
" <u>Proetus</u> " sp.	assez abondant
<u>Asteropyge</u> sp.	" "
" <u>Phacops</u> " cf. <u>menchikoffi</u> (LE MAITRE)	" "

Par rapport au niveau fossilifère étudié précédemment, on constate l'apparition de formes nouvelles telles que Z. cf. hercynicus, R. curvata, A. eifeliensis, C. heteroclita. Il s'agit d'un niveau plus élevé mais rien ne permet d'affirmer qu'on ait dépassé le Co 1a. L'abondance encore grande de E. mosellanus plaide aussi en faveur d'un âge encore Co1a . Il faut sans doute rapprocher la faune de Trilobites de ces gisements de celle qu'on rencontre habituellement vers le même niveau dans l'ensemble des Pyrénées (par ex. la faune de Catharielle^V, révisée par J.P. DESTOMBES, 1959).

VI.- Le niveau des grès " grauwackeux " à Cyrtospirifer verneuili

Depuis le début des schistes à nodules jusqu'au niveau étudié ici, l'épaisse série détritique du Pays basque constitué par les schistes à nodules eux mêmes et par les grès verts s'est montrée jusqu'à présent très peu fossilifère. Seuls des Goniatites et des spores ont permis d'identifier le Frasnien et le Famennien inférieur. Mais à la partie supérieure de cette série les grès grauwackeux à C. verneuili montrent de nouveau une riche faune de Brachiopodes. Celle-ci a été découverte et inventoriée dans le Massif de Mendibelza successivement par G. DUBAR (1928~~5~~) J.W. LAVERDIERE (1930, p.27) et P. LAMARE (1948, p. 17) . M. CASTERAS l'a retrouvée également dans le massif d'Igouze (1961). Le présent travail a montré qu'elle existait également dans la partie sud-ouest du Massif des Aldudes (p. 56-57). De plus une révision du matériel trouvé par J.W. LAVERDIERE et P. LAMARE

ainsi que l'étude de mes propres gisements montrent que cette faune est d'âge famennien supérieur ou, tout au plus, de l'extrême sommet du Famennien inférieur : les Rhynchonelles nombreuses qu'on y trouve appartiennent toutes en effet au groupe de C. letiensis. C'est par erreur que certaines avaient été attribuées à C. dumonti et C. amaliqsi.

VII.- La microfaune des calcaires griottes.

Jusqu'à présent, cette formation, au sens où elle est définie dans la partie stratigraphique de ce travail, n'avait fourni que des fragments indéterminables de Céphalopodes. La recherche de la microfaune s'y est montré très fructueuse (fig. 7 et p.19-21). Grâce aux déterminations de J. LE FEVRE, il s'avère que le dépôt des calcaires griottes dans les massifs de Mendibelza et d'Igounee s'est produit au Famennien supérieur dans l'intervalle compris entre de II³ et de VI inclus, c'est à dire depuis la zone à Sporadoceras latilobum jusqu'à la zone à Cymaclymenia euryomphala (Tn 1a). Il se pourrait même que la base de Tn 1b soit atteinte.

CHAPITRE DEUXIEME : ETUDE MONOGRAPHIQUE

B R A C H I O P O D E S

SUPER-FAMILLE ENTELETACEA WAAGEN, 1884

FAMILLE ENTELETIDAE WAAGEN, 1884

SOUS-FAMILLE SCHIZOPHORIINAE SCHUCHERT & LE VENE, 1829

Genre SCHIZOPHORIA KING, 1850

Schizophoria cf. provulvaria (MAURER, 1893)

Pl. V , fig. IO-II

- 1893.- Orthis provulvaria MAURER; F. Maurer, p.7, pl.3, fig. I-4 .
1904.- Orthis (Schizophoria) provulvaria MAURER; F. Drevermann, p.267,
pl.30, fig.29-30; pl.31, fig. II-I9.
1966.- Schizophoria provulvaria (MAURER); Y.P. Pocock, p.386-391,
pl.66, fig.2-3-IO; text. fig. 6-9.

Matériel et Gisements : I Ad (I moule interne et I empreinte v.d.,
I moule interne v.v.) ; 7 MB (I moule interne v.v.).

Niveau : Gédinnien supérieur ou Siegenien inférieur.

Description :

Coquille mesurant 3 à 4 cm dans sa plus grande largeur
située au milieu des valves; l'ornementation externe est constituée
de fines côtes radiales se multipliant près du bord frontal par inter-
calations répétées.

Le moule interne des valves ventrales présente de fortes
lames dentales prolongées par des crêtes qui se recourbent pour entou-
rer le champ musculaire, celui-ci est nettement divisé en deux parties

par un septum médian, sa forme est triangulaire.

Le moule interne de valve dorsale possède les caractères suivants :

- brachiophores très développés de part et d'autre du processus cardinal
- Champ musculaire divisé en quatre parties par un septum médian et deux crêtes transversales séparant nettement les adducteurs antérieurs des adducteurs postérieurs; le champ musculaire est, en outre, complètement entouré par des crêtes accessoires se recourbant à l'avant et formant antérieurement un rentrant.

L'ornementation laisse des traces sur les moules internes

Discussion .

La division très marquée du champ musculaire ventral, l'allure des lames dentales ainsi que le développement modéré du processus cardinal rangent ces formes dans le genre Schizophoria.

L'aspect élargi à l'avant des empreintes musculaires ventrales ne permet pas de les attribuer à l'espèce S. vulvaria (SCHL. 1820) mais correspond bien à l'espèce provulvaria.

Répartition .

S. provulvaria est considérée comme à peu près limitée au Siegenien et à l'Emsien très inférieur tandis que S. vulvaria (SCHL. 1820) monte plus haut jusqu'au Couvinien inférieur.

FAMILLE DALMANELLIDAE SCHUCHERT , 1913

Genre PROSCHIZOPHORIA MAILLIEUX, 1911

Proschizophoria torifera FUCHS, 1919

Pl. VI , fig. 4-5

1919.- Orthis torifera FUCHS ; A. Fuchs, p.61, pl 5, fig. 7.

Liste synonymique de cette espèce dans :

1960.- A.J. Boucot, p.299.

Matériel et Gisements : U Ad (2 moules internes v.d.; 2 moules internes v.v.); I AH (I moule interne v.v. et 1 empreinte externe) ;

2 MB (2 moules internes v.d., 1 moule interne v.v.); 20 NSJ (1 moule interne v.v.).

Niveau : Gédinnien.

Description :

Forme d'assez grande taille; la valve ventrale est presque plate, la valve dorsale est modérément bombée.

L'ornementation consiste en fines stries radiales qui ~~se~~ bifurquent; quelques zones d'accroissement sont visibles au bord frontal. Les moules de valve ventrale montrent un champ musculaire de forme régulièrement ovale, mal divisé longitudinalement par la trace d'un myophragme peu marqué. Le sillon qui l'entoure s'atténue à l'extrémité antérieure.

Les moules de valve dorsale présentent un processus cardinal très développé, élargi à l'arrière et portant à l'extrémité postérieure trois ou quatre petites crêtes; il se prolonge par un large septum atteignant le milieu de la coquille. Le champ musculaire dorsal est limité latéralement par un sillon mais celui-ci s'atténue très vite vers l'avant.

Discussion .

La forme presque indivisée du champ musculaire ventral ainsi que l'importance du processus cardinal justifient l'appartenance des formes basques au genre Proschizophoria.

Par ailleurs la forme ovale du champ musculaire ventral ~~est~~ semble caractéristique de l'espèce torifera plutôt que de l'espèce type du genre, P. personata (ZEILER, 1857), avec laquelle mes ~~specimens~~ ~~ont~~ ~~quelque~~ ~~ressemblance~~.

Répartition.

P. torifera est une espèce ~~qui semble~~ limitée au Gédinnien en Allemagne, en Belgique, et dans le Nord de la France.

FAMILLE RHIPIDOMELLIDAE SCHUCHERT, 1913

Genre PLATYORTHIS SCHUCHERT et COOPER, 1931

Platyorthis cf. verneuili (DE KONINCK, 1876)

Pl. 5 , fig. 8-9

1876.- Orthis verneuili de KONINCK, p. 36-38, pl.1, fig. 6,6a-d.

1960.- Platyorthis verneuili (de KONINCK); A.J. Boucot, p.294-296,
pl. 9, fig. 3-13.

Matériel et Gisements : I Ay (plaque couverte d'empreintes et de moules internes déformés) ; I bis Ay (5 moules internes v.v., 6 moules internes v.d., 1 empreinte v.v.); 3 B (1 moule interne v.v.); Lav. 40 (10 moules internes v.d., 3 empreintes v.v.).

Niveau : Gédinnien.

Description.

Formes subcirculaires ou un peu transverses; la valve dorsale est plate, la valve ventrale très convexe. Un certain nombre de valves dorsales présentent un sinus large au front mais peu profond.

L'ornementation est faite de côtes très serrées et qui bifurquent. A l'intérieur de la valve ventrale, les dents sont relativement fortes, les lames dentales divergentes et assez courtes. Le champ musculaire est allongé, nettement divisé par un septum; il dépasse souvent le milieu de la coquille et paraît plus ou moins étroit suivant les spécimens.

La valve dorsale présente un processus cardinal bien développé, dirigé vers l'arrière et bifide. Bordé latéralement par des brachio - phores épais, le champ musculaire est elliptique, mal divisé par un myophragme large et peu élevé; les empreintes musculaires atteignent le milieu de la coquille.

Discussion.

L'épaisseur du processus cardinal et la division peu marqué du champ musculaire dorsal justifient l'appartenance de ces spécimens au genre Platyorthis par opposition au genre Protocortezorthis.

L'allure du champ musculaire ventral est aussi plus proche de celle du

premier genre. Toutefois aucun échantillon ne montre l'élargissement postérieur du processus cardinal et sa trilobation à la face postérieure, qui, selon Harper, Boucot et Walmsley (J. de Paléont. 43, 1969, n° 1, p. 86) seraient également caractéristiques du genre Platyorthis.

Spécifiquement, les échantillons du Pays basque semblent assez proches de l'espèce de Mondrepuis, P. verneuili, définie par de Koninck, en particulier par leur sinus visible à la valve dorsale.

L'allure très allongée du champ musculaire ventral de quelques échantillons évoque aussi certaines figurations de P. monnieri (ROUAULT, 1851) (cf Peneau, 1928, pl. 17, fig. 1a-c).

Répartition.

P. verneuili est une espèce du Gédinnien inférieur de Belgique et du Nord de la France. On l'a trouvée aussi en Podolie dans des couches du même âge. Il se pourrait, d'après A.J. Boucot (1960, p 296) que des formes du groupe P. verneuili apparaissent dès le Ludlow.

SUPER-FAMILLE STROPHOMENACEA KING, 1846

FAMILLE STROPHEODONTIDAE CASTER, 1939

SOUS-FAMILLE STROPHEODONTINAE CASTER, 1939

Genre STROPHEODONTA HALL, 1852

Stropheodonta piligera (SANDBERGER, 1850)

Pl. 5 , fig. I2-I4

1850-1856.- Strophomena piligera SANDBERGER; G.etF. Sandberger, p.361, pl.34,fig:10-10c.

1889.- Strophomena piligera var. hercyniae KAYSER^E; Kayser, p.57, pl.6, fig.1-4; pl.9 fig.2.

1923.- Stropheodonta piligera (SANDBERGER); E.Asselberghs, p.17, 18, 57.

1930.- Stropheodonta piligera (SANDBERGER); J.W.Laverdière, p.90, pl.4, fig.4-5.

1938.- Stropheodonta piligera (SANDBERGER); E.Maillieux, p.11.

Matériel et Gisements : I2 Ald (plusieurs v.v.) ; I3 Ald (diverses empreintes) ; 24 Ald (2 v.d.) ; 34 bis Ald (I v.d.) ; 40 Ald (divers fragments) ; 6 bis CV (I moule interne v.v., Iv.d.) ; 7 CV (2 v.v., 2 v.d.) ; 8 CV (I empreinte v.v.) ; IO CV (8 fragments divers) ; I3 CV (I v.v.) ; 2 Aïn (I v.d.).

Niveau : Emsien supérieur et surtout base du Couvinien (CoIa)

Description.

Je rapporte à cette espèce bien connue de nombreux échantillons de grande taille, concavo-convexes, à contour semicirculaire ou un peu étiré transversalement, fortement bombés ventralement surtout chez les exemplaires âgés.

L'ornementation est faite de côtes fines qui se dichotomisent de nombreuses fois à partir du crochet, en donnant ainsi des faisceaux de côtes d'égale importance.

Les moules internes montrent, à la valve ventrale, les empreintes de diducteurs flabelliformes et très élargies; à la valve dorsale, un processus cardinal bifide et des empreintes musculaires saillantes et tétralobées.

Discussion.

Par leur charnière denticulée ces échantillons appartiennent aux Stropheodontidae. La forme générale, l'ornementation et les caractères internes sont ceux de Stropheodonta piligera (SAND., 1850) L'allure très élargie des empreintes des diducteurs sur le moule interne de valve ventrale est un caractère qui distingue cette dernière espèce de S. toeniolata (SANDBERGER, 1856).

Parmi les échantillons basques, les spécimens emsiens ont tendance à être plus larges que les spécimens couviniens, par quoi ils ressemblent assez bien à la variété hercyniae de KAYSER, 1889.

Répartition.

S. piligera est connue dans l'Emsien surtout supérieur et atteint son maximum de développement à la base du Couvinien (CoIa).

SOUS-FAMILLE DOUVILLININAE CASTER, 1939

Genre DOUVILLINA OEHLERT, 1887

Sous- Genre MESODOUVILLINA WILLIAMS, 1950

Douvillina (Mesodouvillina) triculta (FUCHS, 1919)

Pl. VI , fig. I-3

- 1919.- Stropheodonta triculta FUCHS; A.Fuchs, p.61-65, pl.5, fig.8, 10.
1930.- Stropheodonta (Stropheodonta) triculta FUCHS; E.Asselberghs,
p.26-29, pl.2, fig.6-12.
1930.- Stropheodonta triculta FUCHS; J.W. Laverdière, p.92, pl.3,
fig.9-II; pl.8, fig.6.
1960.- Douvillina (Mesodouvillina) triculta (FUCHS); A.J. Boucot,
p.301, pl.11, fig.4-5; pl.12, fig.1-4.

Matériel et Gisements : 7 MB (I moule v.d. et des fragments); 8 MB
(I moule v.v.); 6 MB (I v.d.); U Ad (I fragment de v.d.); Lav. 40
(2 moules v.v., 3 v.v.); Lav. 43 (I moule interne v.v. et nombreuses
empreintes); 3 Ad (I v.v. et fragments); 4 Ad (I v.d.); 5 Ad (I
v.d.); I Ad (3 v.d., 6 v.v. et fragments); 2 B (2 v.v.); 4 Ay
(I moule v.v.); I Bis Ad (I moule interne v.d.); 6 Ay (I moule v.d.,
I moule v.v. et fragments).

Niveau : Gédinnien inférieur; Gédinnien supérieur ou Siegenien inférieur.

Description.

Les échantillons du Pays basque ont un contour subrectan-
gulaire et des bords latéraux droits. La valve ventrale est convexe
tandis que la valve dorsale est plate ou légèrement concave. La plus
grande largeur (généralement 3 à 4 cm) coïncide avec la ligne cardinale.

L'ornem^entation consiste en côtes de premier ordre partant
du crochet, entre lesquelles s'intercalent, après le tiers postérieur
des valves, des côtes de second puis de troisième ordre. Une fine
striation existe entre les côtes principales. Sur la valve dorsale,
celle-ci est bien visible jusqu'au bord frontal, le nombre des côtes
intercalaires étant relativement faible; par contre, cette même stria-
tion est moins visible sur la valve ventrale le nombre des côtes prin-
cipales étant plus élevé.

Les crénulations cardinales n'existent que sur la moitié seulement de la distance entre l'umbo et l'extrémité de la charnière. Le moule interne de la valve ventrale montre des impressions musculaires flabellées, peu saillantes, divisées longitudinalement par la trace d'une crête médiane et limitées latéralement par la trace de crêtes recourbées légèrement vers l'avant. Le moule interne de la valve dorsale présente deux cavités correspondant aux deux lobes importants du processus cardinal; latéralement deux sillons linéaires, divergeant vers l'avant, sont les traces des crêtes bordant les cavités glénoïdes. Les impressions musculaires sont faiblement marquées.

Discussion.

Les spécimens basques se rattachent à l'espèce de Fuchs dont ils ont toutes les caractéristiques externes et internes.

Répartition.

D.(Mesodouvillina) triculta est citée comme une espèce caractéristique du Gédinnien. Au Pays basque, elle existe, certes, dans cet étage mais on la trouve encore en abondance avec Hysterolites hystericus et Mauispirifer gosseleti.

SUPER - FAMILLE DAVIDSONIACEA KING, 1850

FAMILLE SCHUCHERTELLIDAE WILLIAMS, 1953

SOUS - FAMILLE SCHUCHERTELLINAE WILLIAMS, 1953

Genre SCHUCHERTELLA GIRTY, 1904

Schuchertella (?) sp.

Matériel et Gisement : 4 B (I valve et 2 fragments); 2 B (I valve)

Niveau : Gédinnien supérieur ou Siegenien inférieur.

Description.

Les valves semblent assez plates mais cet aspect est

peut-être dû à une déformation. Leur contour est subrectangulaire. La plus grande largeur correspond à la ligne cardinale : 20 à 25 mm pour une longueur moitié moindre. L'ornementation consiste en côtes fines dont le nombre s'accroît par bifurcation répétée. On en compte une vingtaine par centimètre au bord frontal. Ces côtes apparaissent finement crénelées à leur intersection avec les lamelles de croissance faiblement marquées.

Les structures internes ne sont pas visibles.

Discussion.

L'absence de denticulations le long de la charnière ne permet pas de faire rentrer ces formes dans les Stropheodontidae.

La forme extérieure et l'ornementation évoquent Orthotetes euzona (FUCHS, 1919) que A.J. Boucot (1960, p.305-306, pl.I4, fig. I-8.) classe dans le genre Schuchertella. Mais l'état du matériel basque ne permet même pas une détermination générique sûre.

SUPER - FAMILLE RHYNCHONELLACEA GRAY, 1848

FAMILLE UNCINULIDAE RZONSNITSKAYA, 1956

SOUS - FAMILLE UNCINULINAE RZONSNITSKAYA, 1956

Genre UNCINULUS BAYLE, 1878

Uncinulus (?) sp.

Pl.VI, fig.I2-I3

Matériel et Gisements : I Ad (4 moules internes v.v. et I empreinte écrasée); 2 Ay (I moule des 2 valves, I moule v.v. et des empreintes); 3 Ay (I moule interne v.v.); I MB (I moule v.v.).

Niveau : Gédinnien supérieur ou Siegenien inférieur

Description.

Il s'agit d'une forme de grande taille représentée surtout

par des moules internes montrant des empreintes musculaires de type Uncinulidae.

Les moules internes, toujours écrasés, conservent la trace de plis peu nombreux (8 à 10 sur chaque flanc), assez gros et arrondis.

Discussion.

Le matériel basque, pauvre et en mauvais état, est difficile à déterminer génériquement et spécifiquement. On pourrait le rapprocher de U.modicus DAHMER, 1931, forme abondante dans les Quartzophyllades de Longlier d'âge siegenien (E. Maillieux, 1936, p.86, pl.2, fig.4-6) si les échantillons du Pays basque n'atteignaient pas une taille aussi grande. Ils ne peuvent être rattachés à U.frontecostatus DREVERMANN, 1902, vu leur trop petit nombre de plis comparativement à ce qui s'observe chez cette espèce. Par contre, un rapprochement s'impose avec "Rhynchonella" Puilloni BARROIS, 1886 des quartzites de Plougastel dans le Finistère mais, ici encore, les formes basques atteignent une taille plus grande.

FAMILLE CAMAROTOECHIIDAE SCHUCHERT et LE VENE, 1929

SOUS - FAMILLE CAMAROTOECHIIINAE SCHUCHERT et LE VENE, 1929

Genre CAMAROTOECHIA HALL et CLARKE, 1893.

"Camarotoechia" cf. nucula (SOWERBY, 1839)

Pl. VI, fig. II

1839.- Terebratula nucula SOWERBY, p.6II, pl.5, fig.20.

1871.- Rhynchonella nucula (SOW.); Th. Davidson, vol.3, pt.7, p.181, pl. 24, fig. I-7.

1929.- Camarotoechia nucula (SOW.); R.Kozlowski, p.150-155, fig.in texte 43 A, 45, 47 ; pl.6, fig.17-32.

Matériel et Gisement : 5 Ay (I v.v. et quelques fragments)

Niveau : Gédinnien supérieur ou Siegenien inférieur.

Description.

Coquille de petite taille (longueur = 0,7 cm environ) de forme subpentagonale dont la plus grande largeur se situe un peu en avant du milieu de la valve ventrale. Cette dernière, seule conservée en entier, est relativement plate, creusée d'un sinus peu profond, débutant au milieu de la valve. L'ornementation consiste en côtes aigües, assez fortes au bord antérieur, atténuées et plus arrondies vers l'umbo sur la valve ventrale conservée. On en compte 14 dont 3 dans le sinus, sensiblement égales aux autres.

Discussion.

Le matériel très réduit, et l'absence de valve dorsale, ne permettent pas une attribution certaine de ces échantillons à C.nucula. C'est pourtant de cette espèce que les quelques spécimens basques semblent les plus proches tant par la forme générale que par l'allure des plis et du sinus. La région postérieure ne présente pas l'aspect pincé dû à la concavité des flancs, que l'on rencontre chez C. Paretii (de VERN., 1850) et C. paretiformis (DROT, 1964), par ailleurs assez proches des spécimens basques. De plus, chez ces derniers, la largeur maximale de la coquille se situe dans la moitié postérieure. L'espèce C.aequi-costata (DE KONINCK, 1876), revue par A.J. Boucot (1960,p.308) présente aussi quelque ressemblance mais elle a plus de plis latéraux et son contour est plus arrondi.

Répartition.

D'après A.J.Boucot (1960,p.309) des formes génériquement semblables à C.nucula sont connues dans tout le Silurien mais n'atteignent pas le Siegenien. E. Maillieux (1941,p.8) signale C. nucula dans l'assise de Mondrepuis (Gédinnien G I).

Genre CENTRORHYNCHUS SARTENAER , 1970
Centrorhynchus e g. letiensis (GOSSELET, 1879)

Pl. VI , fig. 6 - 10

1879 .- Rhynchonella letiensis (GOSSELET) ; J. Gosselet, p.398-399 .

Matériel et Gisements : (G F = grande forme ; pf = petite forme)

52 Ald (1 moule interne v.v. GF ; 3 v.v. pf, 1 v.d. pf.) ;
53 Ald (2 empreintes de v.v. GF.) ; 55 Ald (1 v.v. GF, 1 v.v. pf) ;
55 Ald (1 v.v. GF, 1 v.v.pf.) ; 1 Beh (3 échantillons GF, 6 empreintes
v.v. GF, 1 v.v.GF, 2 v.d. GF ; 1 v.v.pf) ; 2 Beh (2 v.v. GF , 2 v.d.GF ;
3 empreintes v.v.pf, 1 empreinte v.d.pf, 2 échantillons entiers pf) ;
3 Beh (lumachelle d'individus des deux formes un peu silicifiés) ;
4 Beh (4 échantillons entiers pf, 1 v.v. et 1 v.d. pf ; 3 empreintes
de v.v. GF, 4 v.d. GF, 4 v.v. GF, 1 échantillon entier GF.) ;
Lam 472 Q F (4 échantillons GF, 5 échantillons pf et des fragments) ;
Lav. Laurhibar (plusieurs individus des deux formes engagés dans le
calcaire)

Niveau : Famennien supérieur (et partie terminale du Famennien
inférieur).

Description.

On trouve, dans tous les gisements cités ci-dessus, deux formes qui extérieurement diffèrent surtout par la taille : une grande forme (GF) atteignant jusqu'à 2,5 cm de long et une petite forme (pf) ayant une longueur de 1,5 à 1,7 cm.

Dans les deux cas, les coquilles sont épaisses très inéquivalves. La valve ventrale est très aplatie, la valve brachiale régulièrement bombée. La plus grande largeur se situe vers le milieu des valves.

Les côtes partent du crochet, elles sont simples, fortes et anguleuses au bord frontal. On en compte 6 à 7 latérales chez les grandes formes, pour 3 à 4 chez les petites. Il y a toujours 3 plis dans le sinus et 4 sur le bourrelet.

Discussion.

Je rapporte ces deux formes, malgré leur différence de taille et d'ornementation au même groupe de C.letiensis à cause de leur ressemblance générale dans tous les autres caractères. Plusieurs auteurs ont, en effet, signalé la variabilité du groupe letiensis (P. Sartenaer 1956, p.438; J. Drot, 1964, p.200-201; A. Beugnies, 1965, p.434-436). Ce dernier auteur en particulier cite en Belgique une petite forme située à la base de l'assise de Souverain Pré (FmIc) tandis qu'au sommet de cette assise et dans le Famennien supérieur, il trouve une grande forme à l'exclusion de la petite. Au Pays basque, si mon attribution au groupe letiensis est exacte, les deux formes coexistent régulièrement dans les gisements.

Répartition.

En Belgique et dans le Nord de la France, le groupe de C. letiensis apparaît au sommet du Famennien inférieur mais caractérise surtout le Famennien supérieur. Dans la Cordillère cantabrique, P.Comte la signale dans les schistes de Fueyo, d'âge famennien (1959, p.317) Elle est connue également au Maroc dans le Famennien, " zones III ou IV jusqu'au Strunien (?) avec, semble-t-il, prédominance dans les niveaux IV à V " (J.Drot 1964, p.200). Au Pays basque, les deux formes décrites ci-dessus se rencontrent toujours ensemble dans un même niveau fossilifère, non loin de la base des griottes. Cette base est elle-même datée de l'intervalle de II β à de III α .

Genre OLIGOPTYCHERHYNCHUS SARTENAER, 1970

Oligoptycherhynchus cf. daleidensis (C.F. ROEMER, 1844)

1844.- Terebratula daleidensis (C.F.ROEMER); C.F.Roemer, p.65, pl.I, fig. 7 .

1930.- Camarotoechia daleidensis (ROEMER); J.W. Laverdière, p.95, pl. 7, fig. 11 b .

1931.- Camarotoechia daleidensis (ROEMER); E.Maillieux, p. 20-26, pl. I, fig. 9,9a,10.

- 1936.- Camarotoechia daleidensis (ROEMER); E. Maillieux, p.87-88.
1970.- Oligoptycher:hynchus daleidensis (ROEMER); P. Sartenaer,
p.21.

Matériel et Gisements : 2 Ay (I empreinte v.v., I empreinte v.d.,
fragments); 5 Ay (2 empreintes v.d.); 4 Ay (I empreinte v.d.).

Niveau : Gédinnien supérieur ou Siegenien inférieur.

Description.

Je rapporte, avec réserve, à cette espèce quelques empreintes
présentant les caractères suivants :

- valve dorsale bombée
- plis latéraux forts, simples, très anguleux, recourbés vers les
bords latéraux, au nombre de 6 à 8 par flanc.
- sinus et bourrelet bien marqués portant respectivement 3 et 4
plis de même type que ceux des flancs mais droits

Discussion.

Ces caractères font partie de ceux signalés par C.F. Roemer
dans sa diagnose mais tous ne sont pas présents sur les quelques échan-
tillons recueillis.

Il faut signaler par ailleurs la taille relativement faible
des spécimens basques comparativement à celle rencontrée habituellement
dans l'espèce.

Répartition.

O.daleidensis possède une très grande répartition strati-
graphique allant du Siegenien au sommet de l'Emsien, voire le Couvinien
inférieur. Les spécimens basques décrits ici se situeraient donc au
début du développement de l'espèce.

SUPER - FAMILLE SPIRIFERACEA KING, 1846

FAMILLE DELTHYRIDIDAE WAAGEN, 1883

SOUS - FAMILLE DELTHYRIDINAE PHILLIPS, 1841

Genre HOWITTIA TALENT, 1956

cf. Howittia paillettei *(de VERN, 1850)

Pl. VII, fig. I

- 1850.- Spirifer Paillettei de VERNEUIL ; E. de Verneuil, p.177, pl.4, fig. 3 .
- 1882.- Spirifer Paillettei VERN. ; C. Barrois, p.250 .
- 1938.- Spirifer Paillettei VERN. ; P. Comte, p.33, Pl. 3, fig. 9,9a,9b, 10,10a .
- 1964.- Howittia paillettei E.VERNEUIL ; A. Vandercammen et Th. F. Krans, p. 18-23 .

Matériel et Gisement : 24 Ald (I moule v.d.)

Niveau : Couvinien inférieur (Cc1a)

Description.

L'échantillon est unique et consiste en un moule interne de valve dorsale mal conservé. Il est caractérisé par un très grand prolongement du bourrelet vers l'avant: 1,2 cm pour une longueur totale de l'échantillon de 4,2 cm. Cinq plis restent visibles sur l'un des flancs.

Discussion.

A moins qu'il ne s'agisse d'une forme tératologique, ce spécimen rappelle l'espèce paillettei définie par de Verneuil en 1850, refigurée par Comte en 1938 et récemment révisée par Vandercammen

et Krans, qui l'attribuent au genre Howittia.

Il faut remarquer que la taille de l'échantillon figuré ici est plus grande que celle des fossiles du Léon.

Répartition.

H. paillettei est une espèce rare, connue jusqu'à présent en Espagne dans l'Emsien inférieur. La forme du Pays basque accompagne une faune couvinienne.

SOUS - FAMILLE ACROSPIRIFERINAE TERMIER & TERMIER 1949

Genre ACROSPIRIFER HELMBRECHT & WEDEKIND 1923

Acrospirifer primaevus (STEININGER, 1853)

Pl. VII , fig. 2-4

1853.- Spirifera primaeva J.S. STEININGER, p.72, pl.6, fig. I.

Listes synonymiques concernant cette espèce dans :

1952.- Le Maître D., p. 123.

1963.- Vandercammen A. , p. 12.

Matériel et Gisements : I Ald (I empreinte v.v., I v.d.); I bis Ald (I empreinte v.d.); 2 Ald (4 moules v.v., I moule v.d., 2 empreintes v.v.); 4 Ald (I moule v.d.); 5 Ald (3 v.d.); 6 Ald (3 moules v.v., I moule v.d.); II Ald (I empreinte v.v.); 16 Ald (I moule v.v.); 19 Ald (3 moules v.v.); 4 NB (I v.v.); 9 Ad (I moule v.v.); 15 Ad (3 v.v., I v.d.); 32 Ad (2 moules v.v.).

Niveau : Siegenien supérieur ou Emsien inférieur.

Description :

Je rapporte à cette espèce bien connue de nombreux échantillons de grande taille (Largeur et longueur moyennes 6 et 3,5cm) à forme semicirculaire. L'ornementation consiste en 8 à 10 plis simples, bien arrondis sur chaque aile. Le sinus est large et à fond arrondi, le bourrelet élevé, subanguleux. Les plis bordant le sinus sont de même importance et dans le même plan que les autres. Sur le moule interne

de la valve ventrale, les empreintes musculaires sont particulièrement développées et saillantes.

Discussion.

La disposition des plis bordant le sinus dans les échantillons basques est celle d'A. primaevus et non celle d'A. fallax (GIEBEL, 1858). Par ailleurs, le nombre de plis est trop élevé et la taille trop grande pour que ces échantillons puissent être rapportés à A. beaujani (BECLARD, 1887).

Répartition.

A. primaevus est une espèce caractéristique du Siegenien. Elle est particulièrement abondante dans la partie moyenne et supérieure de cet étage. Elle monterait dans certaines régions (par ex., Massif Armoricaïn) jusqu'à l'Emsien inférieur mais il semble qu'elle soit surtout relayée à ce niveau par A. fallax (GIEBEL, 1858)

GENRE HOWELLELLA KOZLOWSKI, 1946
Howellella mercurii (GOSSELET, 1880)

Pl. VII , fig. 5-II

1880.- Spirifer mercurii; J.GOSSELET, pl. I, fig. 8 .

Listes synonymiques concernant cette espèce dans :

1960.- A.J. BOUCOT, p.313 .

1964.- J. DROT, p. 38 .

Matériel et Gisements : Ibis Ay (2 v.d., 1 v.v.); 3 B (1 moule v.v.); 3 Ay (1 v.d., 2 v.v., 1 moule v.d. et fragments); 5Ay (2 moules v.d., 1 v.v.); 33 Ad (fragments divers); 2 NSJ (2 v.d., 1 empreinte avec microornementation); 20 NSJ (3 moules v.v. et fragments); Lav 11 (1 v.d.); Lav 12 (1 v.d.); Lav.41(1 v.v.)

Niveau : Gédinnien inférieur; Gédinnien supérieur ou Siegenien inférieur.

Description :

Il s'agit de petites formes dont la largeur varie entre 1 et 1,5cm pour une longueur d'environ 0,5cm. La plus grande largeur

de la coquille se situe un peu en avant de la ligne cardinale; les extrémités cardinales sont arrondies. Les sinus et bourrelet sont sensiblement de même importance que les sillons et plis avoisinants. Les flancs portent 5 à 7 plis, arrondis, qui s'incurvent vers les extrémités cardinales. L'ornementation fine, rarement conservée, consiste en lamelles d'accroissement serrées et régulièrement espacées; sur le bord des lamelles, des bases d'épines marginales sont observables.

Le moule interne de la valve dorsale montre la trace de très courtes lamelles apicales.

Discussion :

Ces formes rappellent tout à fait celles que l'on trouve à Mondrepuis tant par leur taille réduite que par l'allure du sinus et du bourrelet, le nombre de plis et l'ornementation fine.

Répartition.

On sait qu'en Ardenne, dans le Nord de la France et dans le Massif schisteux rhénan H. mercurii caractérise le Gédinnien inférieur (Zone à Acastella tiro en particulier). Au pays basque cette espèce semble monter plus haut puisqu'on la trouve encore avec Hysterolites hystericus.

Howellella cf. mercurii (GOSSELET, 1880)

Pl. VII , fig. I2-I3

Matériel et Gisements : I bis Ad (I moule v.d.); I bis Ay (I moule v.d. et I empreinte correspondante); 3 b (I moule v.d., I moule v.v.)

Niveau : Gédinnien inférieur .

Description :

Ces formes se distinguent des précédentes par leur plus grande taille, la plus grande importance du sinus et du bourrelet et un léger aplatissement de celui-ci.

Discussion.

Suivant les indications de J. Drot (1964, p.40), je ne

sépare pas ces formes de H.mercurii typique, en remarquant toutefois, comme ce même auteur, qu'elles présentent certains caractères proches de H.inchoans (BARR. 1879).

Répartition.

Ces formes accompagnent H.mercurii typique dans les gisements du Gédinnien inférieur mais on ne les rencontre plus dans les niveaux plus élevés où l'on trouve encore H.mercurii typique associé à Hysterolites hystericus (SCHL.1820) et Mauispirifer gosseleti (BECLARD, 1887)

" Howellella " cf. spuria (BARRANDE, 1848)

Pl. VII , fig. 14

1848.- Spirifer spurius BARRANDE ; J.Barrande, p.174,175,pl.18, fig.17a-e.

1879.- Spirifer spurius BARRANDE; J.Barrande, pl.I, fig. 4a-f.

1959.- Howellella spuria (BARR.); V.Havlicek, p.91-93,fig.39, pl.18, fig. 3-5 .

Matériel et Gisement : 3 B (I moule incomplet de v.v.)

Niveau : Gédinnien inférieur.

Le seul échantillon que je rapporte, avec réserve, à cette espèce est un moule incomplet de valve ventrale caractérisé par sa forme étroite, son allure globuleuse, le petit nombre de ses plis latéraux (4 par aile), le bombement de la région umbonale.

Discussion.

Les caractères précédemment cités figurent parmi ceux de l'espèce de Barrande mais, contrairement à ce qui s'observe chez " H. " spuria le sinus de l'échantillon décrit ici ne s'élargit que très peu dans la région frontale.

Répartition.

H. spuria est une espèce des couches de Kopanina en Bohême.

Genre HYSTEROLITES SCHLOTHEIM, 1820
Hysterolites hystericus cf. pachypleura (SOLLE, 1963)

Pl. VII , fig. 15 - 20

1963.- Hysterolites (Hysterolites) hystericus pachypleura SOLLE ;
G. SOLLE p.184, pl.8, fig 8-13, cf.14 ; pl.9, fig 15-19, cf.20 ;
fig. texte p.176, fig. 1 f-1, n-c, cf.m .

Matériel et Gisements : 0 Ad (1 moule v.v.) ; 1 Ad (3 moules v.v.,
1 moule v.d., 5 v.d. et fragments divers) ; 3 Ad (2 moules v.v. et
fragments) ; 5 Ad (1 v.d. et fragments avec microsculpture) ; 6 Ad
(fragments divers) ; 7 Ad (1 v.v., fragments v.d.) ; 2 et 3 AH
(2 moules v.v., 2 moules v.d.) ; 1 MB (4 moules v.v. et fragments
divers) ; 4 Ay (3 v.v. et fragments) ; 2 NSJ (4 fragments v.d.) ;
2I NSJ (1 v.v., 3 moules v.v., 1 moule v.d.) ; Lav. 11,12,48 (plaques
couvertes d'échantillons plus ou moins écrasés et de fragments).

Niveau : Gédinnien supérieur ou Siegenien inférieur.

Description :

Formes de taille moyenne relativement étroites dont la
largeur oscille entre 2 et 2,8cm et le rapport Longueur / Largeur
entre 0,6 et 0,8 . Le matériel surtout schisteux, ne permet pas
d'estimer valablement le bombement des valves ni l'allure arrondie
ou anguleuse du sinus et du bourrelet.

Sur les moules, les plis apparaissent plutôt anguleux,
séparés par de larges sillons et recourbés vers les extrémités cardi-
nales.

Leur nombre sur chaque flanc varie entre 8 et 11, il est
souvent égal à 9.

La microornementation, rarement préservée consiste en
bases d'épines conservées seulement au bord des lamelles d'accrois-
sement ; ces dernières régulièrement espacées sont au nombre d'une
vingtaine par centimètre.

Les moules internes des valves ventrales montrent la trace
des lames dentales élargies au crochet, peu divergentes, extrasinales
et enserrant un pli le plus souvent ou 2 . Elles se prolongent fré-
quemment jusqu'au milieu de la coquille et peuvent alors se recourber



très faiblement vers l'intérieur. Les empreintes musculaires sont assez saillantes et pointues à leur extrémité postérieure, non délimitées vers l'avant; certains échantillons laissent voir des stries longitudinales sur les empreintes. Les moules internes dorsaux ne montrent pas la trace de lamelles apicales; le bourrelet porte l'empreinte d'un myophragme long et filiforme.

Discussion.

Etant donné la taille et l'absence de lamelles apicales dorsales, ces échantillons ne peuvent être rapportés au genre Howellella. Par leur forme générale, la valeur du rapport Longueur / Largeur, le nombre peu élevé de plis, la largeur des sillons intercostaux, ils rentrent par contre dans la marge de variation communément admise pour H. hystericus.

Parmi les nombreuses sous-espèces créées par Solle, les spécimens du Pays basque se rapprocheraient plutôt de H. (Hysterolites) hystericus pachypleura. Cet auteur fait d'ailleurs remarquer (1963, p.185) l'existence probable de cette forme dans la figuration de J.W. Laverdière (pl. 5, fig. I4).

Répartition

H.hystericus est une espèce qui paraît exclusivement siegenienne. En Ardenne elle apparaît pour la première fois dans le grès d'Anor - avec A. primaevus (STEININGER, 1853). D'après Solle, la sous-espèce pachypleura serait particulièrement abondante dans le Siegenien moyen.

Les échantillons du Pays basque sont associés à des formes considérées, en Ardenne, comme gédinniennes.

Hysterolites cf hystericus (SCHLOTHEIM, 1820)

Pl. VIII , fig. I -3

Matériel et Gisements : 5 B (10 moules v.v., 6 empreintes v.v., 2 moules v.d.) ; 6 B (1 empreinte v.d.).

Niveau : Gédinnien supérieur ou Siegenien inférieur.

Description :

Formes de petite taille dont la largeur ne dépasse guère 2cm et dont le rapport Longueur / Largeur oscille autour de 0,5.

La valve ventrale est relativement bombée, le sinus bien arrondi.

Les plis, assez serrés, sont au nombre de 7 à 10 par aile. Ils sont arrondis sur les moules, plus anguleux sur les empreintes.

La microsculpture, rarement conservée, consiste en lamelles de croissance assez espacées, parfois bordées de bases d'épines courtes.

Sur les moules internes, les traces des lames dentales assez fortes à la charnière s'amincissent très vite en lames et se prolongent presque jusqu'au milieu de la coquille; elles sont extra-sinales et enserrant le plus souvent un seul pli des flancs.

Discussion.

L'absence de valves dorsales bien conservées gêne la détermination précise des spécimens décrits. C'est encore d'H.hystericus qu'ils se rapprochent le plus. Néanmoins leur petite taille, l'allure bombée de la valve ventrale, la valeur faible du rapport Longueur / Largeur, leurs plis serrés, sont autant de caractères qui les différencient de la forme précédemment décrite beaucoup plus fréquente.

Répartition.

Ces formes n'ont été trouvées que dans deux gisements. Elles sont associées à des espèces à affinités gédinniennes comme D. (Meso-douvillina) triculta et à d'autres déjà siegeniennes comme Volynites cf. velaini.

Genre MAUISPIRIFER ALLAN, 1947

Mauispirifer gosseleti (BECLARD, 1887)

Pl. VIII , fig. 4 -10

1887.- Spirifer gosseleti BECLARD; F. Beclard, p.81-83, pl.IV, fig. I à 6 .

1895.- Spirifer hystericus gosseleti BECLARD; F. Beclard, p.165-168, pl. 12, fig. I-10.

1963.- Mauispirifer gosseleti (BECLARD); A. Vandercammen, p.24-29, pl. 4., fig. 14-29, fig.texte 13.

Matériel et Gisements : Lav 40 (I moule interne d'une v.d.); OAd (7 moules de v.d., 2 empreintes de v.d., 2 moules de v.v., I empreinte de v.v. et fragments); I Ad (5 fragments de v.d.); 3 Ad (I moule de v.d.); 6 Ad (2 moules de v.d., I empreinte de v.d.;, fragments); 7 Ad (I moule de v.d.); 5 B (I moule de v.o.); 6 B (2 moules de v.d. et nombreux fragments); 3 Ay (8 v.v.; 7 v.d. et fragments); 4 Ay (9 moules plus ou moins complets de v.d.); 5 Ay (I moule de v.d.).

Niveau : Gédinnien supérieur ou Siegenien inférieur.

Description :

Ce sont des spécimens de taille moyenne à grande. Ils semblent se présenter sous deux formes : une plus transverse (la plus nombreuse), l'autre plus étroite.

Dimensions

Echantillons					L cm	l cm	
Ech.	5	Ad	3	v.d.	} formes larges	3,4	?
-	3	Ad	10	v.d.		2	I, I
-	3	Ay	4	v.v.		3,2	I, 9
-	4	Ay	6	v.d.		2,4	I, 2
-	6	Ad	7	v.d.		3	au moins I, 8
-	0	Ad	102	v.d.		2, I	" " I, I
-	3	Ay	11	v.d.	} formes étroites	I, 4	I, 6
-	6	B	14	v.d.		I	I, 2

La plus grande largeur de la coquille se situe généralement un peu en avant de la ligne cardinale, au moins chez les formes transverses.

La plupart des échantillons provenant de schistes, sont déformés et ne peuvent donner une idée du bombement des valves. Les échantillons calcaires montrent que celui-ci était très fort pour les deux valves.

Le sinus est arrondi, très élargi au bord frontal; le bourrelet, très caractéristique, est toujours aplati et creusé médialement d'un sillon plus ou moins prononcé suivant les spécimens.

L'ornementation consiste sur les flancs en côtes arrondies ou subangulaires dont le nombre est généralement égal ou supérieur à 10, pouvant aller jusqu'à 13 .

Les plis bordant le sinus ont tendance à être un peu plus forts que les autres.

La microsculpture est faite de lamelles de croissance extrêmement serrées, assez irrégulièrement espacées; au surplus, quelques échantillons montrent nettement de fines stries radiaires passant d'une lamelle de croissance à l'autre.

Sur les moules internes de valve ventrale, on observe les traces de lames dentales très peu divergentes et se prolongeant au delà du tiers postérieur de la coquille.

Tous les moules internes de valve dorsale montrent la trace de courtes lamelles apicales. Sur quelques uns on peut observer un processus cardinal concave et lamellaire.

Discussion.

L'ornementation fine radiaire et la présence de lamelles apicales caractérisent le genre Mauispirifer et servent à le différencier d'Hysterolites. Le genre Howellella possède aussi des lamelles apicales mais n'a pas d'ornementation fine radiaire. C'est donc au genre Mauispirifer qu'il convient de rapporter les spécimens basques.

Le bourrelet divisé, la forme du processus cardinal observés chez ces mêmes spécimens sont, par ailleurs, typiques de l'espèce gosseleti. Il faut signaler toutefois que le nombre de plis est plus élevé que celui habituellement constaté pour l'espèce de Béclard. Des formes semblables à celles décrites ici ont été rapportées par plusieurs auteurs à l'espèce de Kayser (1878) " Spirifer excavatus". Je n'ai pas retenu pour mes spécimens cette dénomination spécifique à cause des imprécisions qui demeurent concernant la définition de cette espèce.

Répartition.

M.gosseleti paraît confiné dans le Siegenien. D'après A. Vandercammen, l'espèce serait particulièrement abondante en Belgique au Siegenien moyen.

Mauispirifer sp.

Pl. VIII-fig. II-15

Matériel et Gisements : O Ad (2 v.v., 4 v.d., 1 empreinte de v.d. et fragments); 2 B (4 moules de v.v., 1 empreinte de v.v.)

Niveau : Gédinnien supérieur ou Siegenien inférieur.

Description.

Coquilles se présentant sous deux formes : large ou étroite. Le matériel ne permet pas d'estimer le bombement des valves. Le sinus ventral est profondément creusé en gouttière, étroit, comme le bourrelet qui lui correspond dorsalement, ce dernier étant de section arrondie et sans sillon médian.

L'interarea ventrale est très élevée : 0,55 cm pour une longueur de la ligne cardinale de 3cm, striée horizontalement et verticalement. Le crochet ventral semble peu recourbé.

La macrosculpture est faite de plis très larges au nombre de 7 par flanc, se recourbant très nettement vers la ligne cardinale; la microsculpture consiste en fines stries radiales dominant nettement sur les lamelles d'accroissement.

Le moule interne de valve ventrale présente des traces de lames dentales minces, extrasinales, très peu divergentes, atteignant à peine le tiers postérieur de la longueur.

Discussion.

L'ornementation fine est nettement celle du genre Mauispirifer; toutefois le matériel ne permet pas de vérifier l'existence de lamelles apicales, autre caractère du genre.

Ces échantillons ne peuvent être rattachés à l'espèce gosseleti (BECLARD, 1887) en raison du faible nombre de plis et de l'absence de sillon sur le bourrelet.

Par contre ils pourraient par leur haute interarea ventrale et le nombre de plis être rattachés à Spirifer mediorhenanus var. affinis (FUCHS 1909) si, comme le pense H. Jahnke (1971, p.38) à la différence de A. Vandercammen (1963, p.120), cette dernière espèce fait partie du genre Mauispirifer. Néanmoins les échantillons décrits ici ne présentent pas de myophage ventral et les lames dentales sont beaucoup moins divergentes que dans les spécimens attribués par A. Fuchs (p.68) et par A. Vandercammen (pl.II, fig.17-21) à la forme affinis. Mauispirifer scutiformis (ASSMANN, 1913) a aussi quelques ressemblances avec la forme basque mais cette espèce est de plus grande taille.

Répartition.

La forme affinis semble localisée dans le Siegenien en Allemagne et en Belgique. Elle y est d'ailleurs rare. M.scutiformis est

une forme emsienne.

Les spécimens basques sont associés à H. hystericus et M. gosseleti dans le niveau fossilifère à faune mixte gédinnienne et siegenienne.

Genre PARASPIRIFER WEDEKIND in SALOMON, 1926

Paraspirifer cultrijugatus (C.F.ROEMER,1844)

Pl. IX - fig. I - 3

- 1844.- Spirifer cultrijugatus C.F. ROEMER, p.70,pl.4,fig.4a-c.
1850.- Spirifer auriculatus SANDBERGER ; G.et F. Sandberger, p.315,
pl.32,fig. 4, 4a-b.
1900.- Spirifer cultrijugatus var.auriculata SANDB.; H. Scupin,p.35,
pl.III (XXVI), fig. 2a-c,3.
1930.- Spirifer cultrijugatus ROEMER; J.W. Laverdière, p.100 .
1938.- Spirifer cultrijugatus ROEMER; P. **Comte**, p.31
1952.- Paraspirifer cultrijugatus ROEMER ;D. Le Maître, p.126-127,
pl.14,fig. I-4 .
1963.- Paraspirifer cultrijugatus C.F.ROEMER ; A.Vandercammen p.47-56,
pl. 5,fig. I-11.

Matériel et Gisements : 9 bis Ald (I moule de v.v.) ; 24 Ald (Imoule de v.v., I moule de v.d., une empreinte externe de v.v.) ; 27 Ald (divers fragments de moules) ; 40 Ald (2 moules de v.v., I moule de v.d., 3 empreintes externes de v.v.) ; 5 C V (3 empreintes de v.v.) ; 7 CV (2 moules de v.v.) ; 8 CV (6 moules de v.v., I moule de v.d., 3 empreintes de v.v.) ; 9 CV (I moule de v.v.) ; 10 CV (7 moules de v.v., 3 moules de v.d., 2 empreintes de v.d., I empreinte de v.v.) ; 12 CV (2 Moules de v.v., 2 moules de v.d., I empreinte de v.v.) ; 16 CV (I moule de v.d.) .

Niveau : Emsien terminal et base du Couvinien (CoIa)

Description.

Spécimens de grande taille, d'allure gibbeuse et bilobée se présentant apparemment sous deux formes, trouvées ensemble dans les mêmes gisements : l'une est large, mégathyride, la ligne cardinale correspondant presque à la plus grande largeur des valves; l'autre nettement brachythyride et de contour plus arrondi; elle est d'ailleurs

bien moins abondante que la première.

Les deux formes ont un sinus large, profond, de section arrondie et subanguleuse, mal délimité, donnant lieu au bord frontal à une languette sinale élevée. Le bourrelet est assez étroit, élevé, anguleux et nettement limité. Les côtes, au nombre de 12 à 16 par flanc, sont très effacées sur les moules; les plus proches du sinus ont tendance à se diviser.

Chez les deux formes également, la micro-ornementation consiste en lamelles concentriques de croissance très serrées et relevées en chevrons. Quelques rares échantillons montrent en outre des microépines sur le bord inférieur des lamelles. Sur les moules internes de valve ventrale, les empreintes musculaires toujours très en relief sont plus larges dans la forme mégathyride; de même les traces des lames dentales sont plus divergentes dans cette dernière que dans la forme brachythyride.

Discussion.

Admettant l'opinion de A. Vandercammen (1963,p.45-46) je range dans la même espèce, P.cultrijugatus, les deux formes décrites ci-dessus. Par cet auteur, en effet, l'espèce auriculatus (SAND.1850) n'est autre que la forme étroite de P.cultrijugatus.

Répartition.

P.cultrijugatus apparaît au sommet de l'Emsien mais il atteint son maximum de développement dans la base du Couvinien CoIa. Selon certains auteurs, la forme brachythyride précéderait dans le temps la forme mégathyride (E. Maillieux, 1910, p.338 -P.Comte 1938, p.31).

Au Pays basque, elles semblent être présentes ensemble dès l'Emsien terminal. On constate simplement une abondance plus grande de la forme mégathyride.

" Spirifer cultrijugatus " C.F.ROEMER cf.var decipiens SPRIESTERBACH,
1942

Pl. X , fig. I

1942.- Spirifer cultrijugatus F.ROEMER n.var.decipiens SPRIESTERBACH;
J. Spriesterbach, p.191, pl.8, fig.6; pl.9,fig.9..

Matériel et Gisements : 24 Ald (I moule de v.v.); 27 Ald (I moule de v.v.); 30 Ald (I v.v., I v.d.)

Niveau : Base du Couvinien (CoIa)

Description :

Je rapproche, avec doute, de la variété de Spriesterbach quelques rares échantillons de grande taille caractérisés par :

- une mégathyridiètrès nette
- des empreintes musculaires ventrales très étroites
- des lames dentaires minces, même près du bord cardinal.

Discussion.

Ces trois caractères, ainsi que la forme générale appartiennent à la variété decipiens de Spriesterbach. Toutefois aucun échantillon ne montre l'ornementation en fortes lamelles de croissance à bord garni de papilles qui caractérisent également cette forme. Par ailleurs le sinus, mal délimité ressemble davantage, à mon avis, à celui de P.cultrijugatus typique .

En 1963, A. Vandercammen (p.44) a mis en doute l'appartenance de la forme decipiens à l'espèce P.cultrijugatus.

Répartition.

Spriesterbach cite la variété decipiens dans la partie élevée de la zone à cultrijugatus de Kehlinghausen. Au Pays basque les spécimens rapportés à cette forme ont été trouvés dans des couches du Couvinien inférieur (CoIa).

Genre BRACHYSPIRIFER WEDEKIND, 1926

? " Brachyspirifer " sp. e g. rousseau ROUAULT, 1846

Pl. IX , fig. 4 - 6

1846.- Spirifer rousseau, M. ROUAULT, p. 322

Matériel et Gisements : 0 Ad (I moule de v.v. incomplet et empreinte correspondante, 2 moules incomplets de v.v., 4 fragments de v.v.); I Ad (I moule de v.d. et l'empreinte correspondante, 2 empreintes de v.d., I empreinte de v.v. et fragments); 4 B (I moule incomplet de

v.v. et empreinte correspondante, I moule de v.v. et fragments) ;
I bis Ald (I moule de v.d. et fragments) .

Niveau : Gédinnien supérieur ou Siegenien inférieur.

Description :

Ces échantillons se distinguent des coquilles de Spirifers auxquelles ils sont associés, par leur grande taille.

Echantillons	L cm	l cm
Ech O Ad 44	4	2, 1
- O Ad 41	4,4	2 au moins
- I bis Ald I	5,2	2, 7

Le matériel, schisteux et écrasé, ne permet pas d'apprécier le bombement des valves ni l'allure exacte du sinus et du bourrelet ; un échantillon montre pourtant ce dernier nettement anguleux.

La plus grande largeur de la coquille se situe un peu en avant de la ligne cardinale et les extrémités cardinales sont arrondies.

Le nombre de plis sur chaque flanc est égal à I2-I3, un exemplaire en montre I6; ils sont serrés et semblent arrondis sur les échantillons les moins déformés.

La micro-ornementation consiste en lamelles d'accroissement très denses sur le bord desquelles on voit, rarement conservées, des traces d'épines.

Le moule interne des valves ventrales montre des impressions musculaires assez en relief sur le plan des valves; les traces des lames dentales sont courtes, elles atteignent environ le 1/5 de la longueur de la coquille.

Discussion.

Par beaucoup de leurs caractères, notamment par leur grand nombre de plis et leurs lames dentales courtes, ces échantillons tranchent sur les autres formes, attribuées à H. hystericus et M. gosseleti, qui les accompagnent dans les gisements. Le nombre de plis, l'aspect saillant des empreintes musculaires, le bourrelet anguleux, l'allure serrée des lamelles de croissance rappellent "Spirifer" rousseaui (ROUAULT, 1846). Toutefois cette espèce est encore mal définie.

La micro-ornementation est identique, dans les spécimens basques, à celles de Brachispirifer carinatus (SCHNUR, 1853). Toutefois le nombre de plis habituels dans cette espèce, 15 à 20, est rarement atteint dans les formes décrites ici.

Répartition.

" Spirifer " rousseaui est connu dans le Siegenien du Massif Armoricaïn. Il existe également au même niveau en Asturies, dans les Chaînes Ibériques et au Maroc.

Genre EURYSPIRIFER WEDEKIND in SALOMON, 1926

Euryspirifer e g. paradoxus - pellico

Pl. IX , fig. 7 - II

- 1813.- Terebratulites paradoxus SCHLOTHEIM; E. Schlotheim, p.28,pl.2, fig. 6 .
- 1845.- Spirifer pellico E. Verneuil et E. Archiac, p.472-473, pl.15, fig. I a-b-c-d.
- 1895.- Spirifer paradoxus SCHLOTHEIM; F. Bécclard, p.199-218, pl.14, I à X et fig. I-7 .
- 1909.- Spirifer paradoxus SCHLOTHEIM; E. Maillieux, p. 348-351 .
- 1909.- Spirifer paradoxus var.hercyniae GIEBEL; E. Maillieux, p.351-355.
- 1930.- Spirifer paradoxus SCHLOTHEIM;J.W. Laverdière,p.99,pl.5, fig.I, 3,6,10,11.
- 1930.- Spirifer hercyniae GIEBEL (= Spirifer pellicoi de VERNEUIL); J.W. Laverdière, p.99-100, pl.5,fig.2,4,5,7,8,9 .
- 1938.- Spirifer pellicoi VERNEUIL et ARCHIAC ; P. Comte, p.26-27, pl.2, fig. 3a-b-c, 4, 4a, 5, 5a .
- 1963.- Euryspirifer paradoxus (E. SCHLOTHEIM, 1813); A.Vandercammen, p.78-83, pl.8, fig.1-9, fig. texte 48-50 .
- 1964.- Euryspirifer pellicoi (E. VERNEUIL et E. ARCHIAC,1845) =paradoxus (E. SCHLOTHEIM,1813); A. Vandercammen et Th.F. Krans, p. 12-18, fig. texte 5 A-B-C, 6 .
- 1969.^a- Euryspirifer pellicoi (VERNEUIL et ARCHIAC,1845); P. Carls, p.72-75, pl. I, fig. I-5 .
- 1971.- Euryspirifer pellicoi (d'ARCHIAC et de VERNEUIL,1845); H. Jahnke, p. 28-29, pl. 7, fig. 3-9, pl. II, fig. 2I-23 .
- 1971.- Euryspirifer paradoxus (v.SCHLOTHEIM,1813); H. Jahnke, p.30-31, pl.7, fig. I-2, fig. texte 9 .

Matériel et Gisements : 2 Ald (5 v.v., 4 v.d.); 4 NSJ (I v.v.); 7 Ald (I moule de v.v.); 5 ald (I v.v., I moule de v.d.); 32 Ald (I v.v.); 19 Ald (2 v.v., I moule de v.d.); 6 Ald (2 v.d.,I moule de v.d.); 4Ald (I v.d., I moule de v.d.); 4 NB (I fragment de v.v.);

3 Ald (2 v.v., I v.d.); 9 Ald (I v.v.); 12 Ald (I v.v., 2v.d.,
I moule de v.v., 2 moules de v.d.); 23 Ald (I moule de v.v.); 24 Ald
(I v.v.); 12 Ad (I v.v.); 20 Ad (3 v.v., Iv.d., 2 moules de v.v.);
2 NB (2 v.v.); 3 NB (2 v.v.); 12 NSJ (I moule de v.v.); 6 CV (3 v.v.,
I moule de v.v.); 7 CV (3 v.v., I moule de v.d.); 8 CV (I v.v.);
IOCV (I v.v., 2 v.d.); II CV (2 v.v., I moule de v.v.); 12 CV (I v.v.,
I v.d.); 13 CV (I v.v., I v.d.); 15 CV (divers fragments); 55 Lav.
(15 v.v., 5 v.d.); 73 Lav. (5 v.v.); 77 Lav. (I moule de v.d.) etc...

Niveau : Siegenien supérieur à Couvinien inférieur

Discussion.

La séparation des formes à l'intérieur du groupe paradoxus-pellico a fait l'objet de nombreuses discussions. E. Maillieux distingua une forme précoce peu fuselée, à plis arrondis, appelée hercyniae, d'une forme tardive, relayant la première dès l'Emsien, et caractérisée par une allure fuselée, des plis plus nombreux et moins saillants. Cette opinion a prévalu longtemps. Elle était admise par J.W. Laverdière. P. Comte distinguait également ces deux formes mais en admettant leur coexistence jusqu'à des niveaux très élevés de l'Emsien et du Couvinien inférieur. En 1964, A. Vandercammen et Th. F. Krans ont réuni de nouveau toutes les formes appartenant à ce groupe dans l'espèce pellicoi. Par contre H. Jahnke distingue de nouveau une série de formes paradoxus d'une autre série pellicoi en reprenant les critères anciens et en y ajoutant de nouveaux.

Le matériel du Pays basque, très abondant, plaiderait plutôt en faveur d'une non-distinction des 2 formes ou, du moins en faveur d'une évolution très progressive de certains des caractères. Quatre d'entre eux ont été testés sur les échantillons appartenant à des niveaux différents :

- niveau inférieur à primaevus
- niveaux plus élevés à arduennensis et cultrijugatus.

I). - Le rapport Largeur / longueur des valves.

Une difficulté se présentait ici, due à l'état de conservation du matériel dont les extrémités cardinales sont souvent détruites. J'ai eu recours à une méthode préconisée par A. Vandercammen. Elle consiste à se servir des lamelles de croissance souvent bien visibles sur les échantillons même incomplets. On utilise seulement les valves ventrales. Pour une strie de croissance donnée, on mesure la longueur

de la valve le long de la côte bordière du sinus (lv_v) et la demi-largeur cardinale correspondante ($\frac{1}{2} L_c$). En répétant l'opération pour plusieurs stries de croissance, on peut tracer un graphique en portant en abscisse lv_v et en ordonnée $\frac{1}{2} L_c$. Une vingtaine d'échantillons se sont prêtés à cette méthode; 8 d'entre eux sont associés à primaevus les autres proviennent d'horizons plus élevés jusqu'au Couvinien inférieur. La fig. 64 montre que, vis-à-vis du critère choisi, la marge de variation est la même pour les deux sortes d'échantillons.

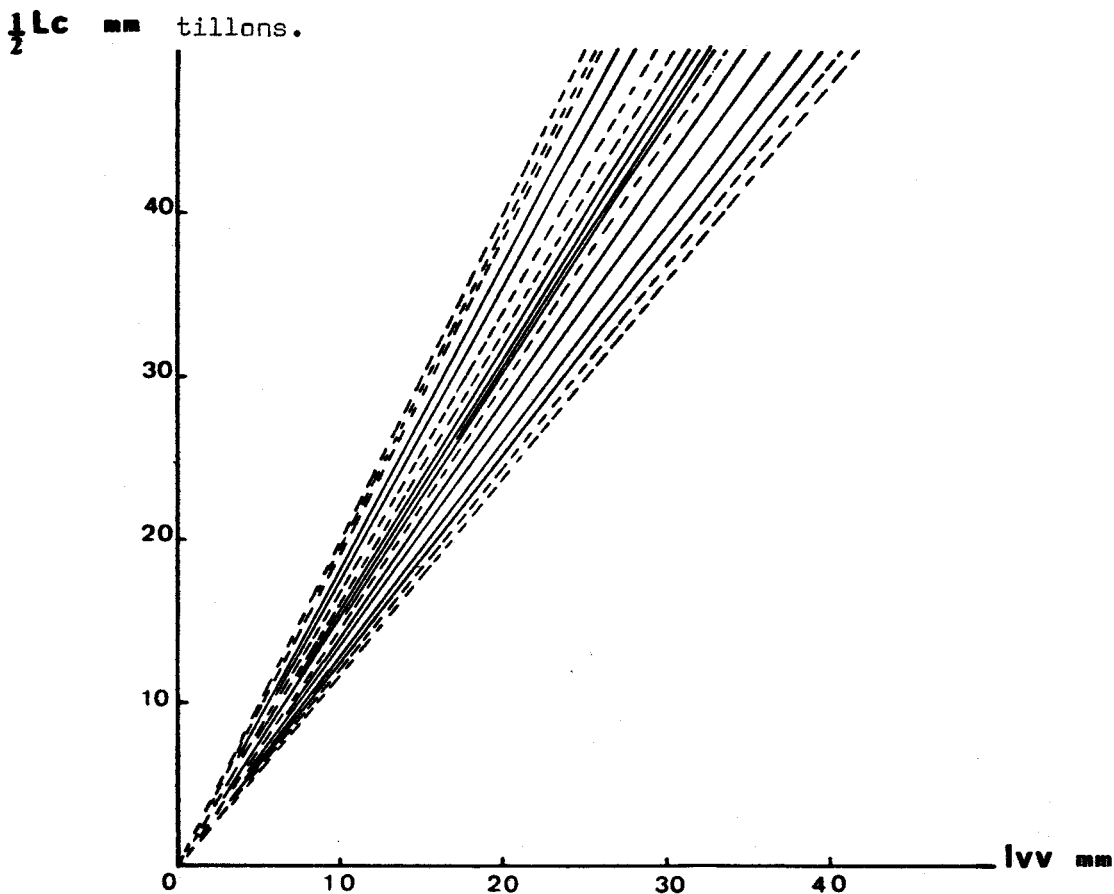


Fig. 64 - Variation de la la largeur cardinale en fonction de la longueur de la valve ventrale chez Euryspirifer e.g. paradoxus-pellico

--- Ech. associés à A. primaevus

— Ech. de niveaux plus élevés

2).- Présence d'une côte dans le sinus.



Sur 16 échantillons de valves ventrales provenant du niveau à primaevus, deux seulement présentent une côte dans le sinus. Par contre sur 50 échantillons provenant de niveaux plus élevés 35 présentent une telle côte. La différence apparaît donc significative.

3). - Valeur de l'angle du sinus.

Cette valeur oscille entre 15 et 20° pour les coquilles associées à primaevus, tandis qu'elle atteint 25° et même parfois 30° pour les formes du Couvinien inférieur CoIa. Il semble donc que la valeur de l'angle du sinus soit plus grande dans les dépôts plus récents.

4). - Allure des plis bordant le sinus .

Dans le niveau à primaevus, 2 échantillons sur 16 seulement ont des plis bordiers plus forts; dans les niveaux couviniens - 6 échantillons sur 17 présentent une telle disposition. Il y a donc une tendance à ce que les plis bordiers du sinus soient légèrement plus forts que ceux des flancs dans les formes du Couvinien inférieur.

H. Jahnke (1971, p.28-31, fig. 9 in texte) distingue, de son côté, la forme pellicoi de la forme paradoxus par le rapport de la longueur des lames dentales sur la largeur de la protubérance musculaire. Il remarque, que chez pellicoi, les cavités correspondant aux lames dentales sur les moules persistent même chez les individus adultes tandis que chez paradoxus elles sont rapidement colmatées. L'état de conservation du matériel basque recueilli jusqu'à présent n'a pas permis d'entreprendre une étude de ce genre.

Il faut mettre à part les échantillons d'un gisement découvert par J.W. Laverdière et dont je n'ai pas retrouvé l'équivalent pour l'instant. Il s'agit du gisement 55 situé au SE de Banca et daté de l'Emsien inférieur. D'une part ces échantillons ont des plis plus fins, légèrement plus nombreux et plus serrés que ceux des autres gisements (le plus souvent 7 sur 1cm à partir du sinus, à 1,5cm du crochet) contre 5 à 6 dans les autres gisements. D'autre part ce gisement présente des formes extrêmement fuselées telle que celle figurée par J.W. Laverdière (pl.5, fig. 6) à côté de formes qui le sont beaucoup moins (pl.5,fig.9). Cet auteur attribuait les premières à Sp.paradoxus et les autres à Sp.hercyniae (= pellicoi). On rencontre, certes, dans les différents gisements des formes plus fuselées que d'autres mais jamais dans la mesure de celles du gisement 55 de Laverdière.

En conclusion, il semble qu'au Pays basque, il soit difficile de distinguer nettement, dans le groupe paradoxus-pellico., deux formes ayant des caractères propres et se relayant dans le temps. Certains caractères semblent bien évoluer mais de façon assez progressive sans qu'on puisse établir de coupure nette. Sous réserve d'une étude plus poussée, sur un matériel en meilleur état qui reste à trouver, je me range donc à l'avis de A. Vandercammen et de Th.F.Krans qui ne distinguent pas dans le groupe deux formes différentes.

Répartition.

Le groupe paradoxus-pellicoides a une répartition géographique mondiale. Sa répartition stratigraphique est également très grande. En Ardenne il apparaît dès le Siegerien (Sg2, assise d'Anor) et se prolonge jusqu'à la base du Couvinien (CoI) .

Euryspirifer cf. extensus (SOLLE, 1953)

Pl. X , fig. 2 - 3

1953.- Hysterolites (Acrospirifer) extensus n.sp., G.Solle, p.70-79, pl.6, fig.92-95; pl.7, fig.96-109; fig.texte 25-30; tableau 4 .

Matériel et Gisements : I2 Ad (3 empreintes de v.v., 2 moules de v.v. 2 empreintes de v.d.); I3 Ad (5 moules de v.v., 2 empreintes de v.v., I empreinte de v.d.); 29 Ad (I empreinte de v.v., I Moule de v.v.); Lav. 56 (2 échantillons bivalves).

Niveau : Emsien inférieur.

Description :

Ces coquilles sont caractérisées par leur grande taille et leur allure très transverse. L'exemplaire figuré I2 Ad I mesure au moins 13cm de large pour une longueur d'au moins 2cm. Le contour est subtriangulaire : l'aile est peu échancrée. La valve ventrale est très bombée mais de façon régulière sans accentuation du bombement dans la région du crochet, l'interarea ventrale est élevée, la valve dorsale est un peu moins convexe que la valve ventrale. Le sinus est très large au bord frontal : sa largeur égale 3 ou même 4 plis adjacents. Il est anguleux et présente généralement un pli médian. Le bourrelet est anguleux et élevé.

L'ornementation consiste en gros plis arrondis au nombre de 8 à 11 par aile, s'atténuant très vite près du bord cardinal.

Les empreintes musculaires ventrales sont nettement délimitées à l'avant, relativement peu saillantes mais dépassent la ligne cardinale d'au moins 40% de leur longueur. Elles sont profondément divisées longitudinalement.

Discussion.

Par leur grande taille, leur allure subtriangulaire, le

nombre élevé des plis, ces formes pourraient se rattacher à l'espèce extensus de Solle. Néanmoins l'importance du sinus et du bourrelet, la présence d'une côte médiane dans le sinus ne permettent pas de les y assimiler complètement.

Répartition.

En Allemagne, l'espèce extensus de Solle semble limitée à l'Emsien supérieur. Or, au Pays basque, les échantillons de très grande taille que je rapporte à cette espèce apparaissent très tôt dans la succession stratigraphique. On les rencontre déjà à 20 ou 30 mètres au-dessus des gisements contenant encore A. primaevus. Lorsqu'on monte dans la série stratigraphique, ils semblent disparaître au profit d'une forme plus petite.

Euryspirifer mosellanus (SOLLE, 1953)

Pl. X , fig. 4 - 9

1953.- Hysterolites (Acrospirifer) mosellanus n.sp. G. SOLLE,
p.83-86, pl. 8, fig.II9-I23; pl. 9-II; pl.I2, fig. I76-I78 .
Liste synonymique chez ce même auteur.

Matériel et Gisements : I NSJ (8 moules de v.v., 3 moules de v.d., 10 empreintes de v.v. et fragments); I5 NSJ (3 moules de v.v., 2 moules de v.d., I empreinte de v.v.) ; 3 CV (I moule de v.v., 2 moules de v.d.); 33 Ald (4 moules de v.v. et fragments) ; Lav.2 (18 moules de v.v., 2 moules de v.d., 9 empreintes de v.v. et fragments); I0 CV (2 moules de v.v.) ; I3 CV (2 moules de v.v.).

Niveau : Couvinien inférieur (CoIa)

Description :

Ce sont des formes généralement très transverses (certaines atteignent 4cm de large -- éperons compris -- pour une longueur de 1cm); exceptionnellement on rencontre une forme plus étroite.

Le passage du bord frontal aux ailes se fait par une courbure sigmoïdale régulière sans échancrure notable. Les ailes sont prolongées par des éperons. La valve ventrale est modérément et très régulièrement bombée: elle n'est pas spécialement bossue dans la région du crochet. Le sinus est arrondi, assez large au bord frontal; le bour-

relet est également arrondi et peu élevé.

On compte jusqu'à 10 plis latéraux sur les empreintes externes mais les moules internes n'en comportent habituellement que 6 ou 7 .

Sur les moules internes de valve ventrale, les empreintes musculaires sont relativement peu saillantes, très élargies et mal délimitées à l'avant; à l'arrière, elles sont souvent très pointues et convergentes mais dépassent peu la ligne cardinale; elles sont fortement striées longitudinalement. Les traces de courtes lames dentales sont toujours visibles.

Discussion.

Par leur contour, le bombement régulier de la valve ventrale, l'allure des empreintes musculaires, ces échantillons s'éloignent d'Euryspirifer arduennensis (Schnur) . Ils appartiennent plutôt à l'espèce mosellanus créée par Solle. Néanmoins, contrairement à ce qui s'observe habituellement dans cette espèce, les spécimens basques n'ont pas de ride médiane dans le sinus et les incisions des lames dentales y sont toujours bien visibles. Il semble difficile d'attribuer de façon certaine les spécimens basques à l'une ou l'autre des sous-espèces d'E.mosellanus définies par Solle. Le nombre de plis est trop élevé pour la sous-espèce gracilis. Par contre, l'interarea ventrale élevée de certains échantillons pourrait les faire rapporter à la sous-espèce dahmeri.

Répartition.

En Allemagne et en Belgique, E.mosellanus semble caractériser la base du Couvinien (CoI) .

FAMILLE SPINOCYRTIIDAE IVANOVA, 1959

Genre SPINOCYRTIA FREDERICKS, 1916
Spinocyrtia subcuspidata (SCHNUR, 1851)

- 1851.- Spirifer subcuspidatus J. SCHNUR, p.10
1853.- Spirifer subcuspidatus SCHNUR ; J.Schnur, p.202, pl.33, fig. 3a-f ; pl. 34, fig. 1a-g .
1900.- Spirifer subcuspidatus SCHNUR typ. ; H. Scupin, p. 17-18 .
1952b.-Hysterolites subcuspidatus (SCHNUR) ; D. Le Maître, p. 121, pl. 15, fig. 38 .
1962.- Spinocyrtia subcuspidata (SCHNUR) ; J. Drot, P. Lagny, J.-P. Sagon, p. 433, Pl. 11, fig. 1a-b, 3,5,7 .
1963.- Spinocyrtia subcuspidata (SCHNUR) A. Vandercammen, p.130-134, pl. 12, fig. 10-21, fig. texte 88-90 .

Matériel et Gisements : 1 Aïn (1 empreinte de v.v.) ; 2 Aïn (1 moule de v.v.) ; I2bis Ald (3 v.d., 4 v.v. et divers fragments) ; 7 CV (5 moules de v.d., 1 empreinte de v.v., 4 empreintes de v.d.) ; 6 CV (5 moules de v.d., 3 empreintes de v.v., 3 moules de v.v., 1 empreinte de v.d. et fragments divers) ; 40 Ald (2 moules de v.d., 2 empreintes de v.d. et fragments) ; 23 Ald (2 moules de v.v.) .

Niveau : Emsien supérieur et Couvinien inférieur (CoIa)

Description :

Les fossiles sont uniquement composés de moules et d'empreintes de coquilles equithyrides, plus ou moins subcirculaires, exceptionnellement megathyrides et aliformes. La valve ventrale possède une très haute interarea, triangulaire, apsacline. Elle est creusée d'un sinus à fond aplati auquel correspond un bourrelet toujours également aplati, parfois même un peu déprimé.

Le nombre de plis latéraux est voisin ou égal à 15 sur chaque aile ; il peut s'élever jusqu'à 20 dans certains échantillons ; les plis sont subanguleux et serrés. La micro-ornementation est bien conservée sur certains échantillons du Couvinien ; elle comporte à la fois des microcostules subradiales sur lesquelles se voient des micro-épines assez irrégulièrement disposées. Les lamelles concentriques de croissance sont serrées et relevées en chevrons au bord frontal.

Plusieurs moules internes de valve dorsale montrent le processus cardinal finement strié et la trace d'un myophragme.

A la valve ventrale, les lames dentales sont fines, extrasinales et peu divergentes, très longues ; elles dépassent parfois le milieu de la coquille.

Discussion.

La micro-ornementation faite de deux éléments (microcostules et bases d'épines irrégulièrement disposées) est celle du genre Spinocyrtia. C'est pourquoi je ne range pas ces formes dans le genre Subcuspidella, Mittmeyer 1965. Selon cet auteur, en effet, dans le groupe subcuspidatus l'ornementation fine serait seulement faite d'éléments radiaires. Par l'ensemble des caractères externes et internes ces échantillons du Pays basque se rattachent à l'espèce de Schnur.

Quelques échantillons à nombre de plis élevé, jusqu'à 20, pourraient se rattacher à la variété humilis de Scupin, élevée par A. Vandercammen (1964,p.138) au rang d'espèce. Mais les échantillons basques à nombre de plis important présentent une interarea ventrale aussi haute que dans l'espèce subcuspidatus typique.

Répartition.

S. subcuspidata est une espèce à grande répartition géographique et stratigraphique. Elle est connue, du Siegenien supérieur à la base du Couvinien, en Allemagne, Belgique, France, Grande-Bretagne, Afrique du Nord et Sahara. Au Pays basque, elle apparaît à l'Emsien et semble particulièrement abondante à la base du Couvinien.

Genre ALATIFORMIA STRUVE, 1963
Alatiformia alatiformis DREVERMANN, 1907

Pl. XI , fig. I - 4

- 1900.- Spirifer subcuspidatus var alata , H. SCUPIN, p. 20, pl. 2 (25),
fig. I-2
- 1907.- Spirifer alatiformis DREV. ; F. Drevermann, p. 126 .
- 1930.- Spirifer alatiformis DREV. ; J.W. Laverdière, p. 101
- 1962.- Spinocyrtia alatiformis (DREV.); J. Drot, P. Lagny, J.P. Sagon,
p. 433, pl. 11, fig. 2,9 .
- 1963.- Spinocyrtia alatiformis (DREVERMANN); A. Vandercammen, p.123-
126, pl. 11, fig. 22-33; fig. texte 80-82 .
- 1963.- Alatiformia alatiformis (DREV.) W. Struve, p. 499-500.
- 1964.- Spinocyrtia alatiformis (DREVERMANN);J. Drot, p. 66,pl.11,
fig. 7a-c, 8, 8a-c .
- 1964.- Alatiformia alatiformis (DREV.); W. Struve, p. 325-333, pl. 3I,
fig. I-4, I4-I5, 20-2I .

Matériel et Gisements : 13 NSJ (1 v.v. moule et empreinte); 23 Ald (1 moule de v.d. et diverses empreintes); 38 Ald (1 v.v., 2 v.d.); 39 et 42 Ald (multiples empreintes); 40 Ald (5 v.d., 2 v.v. et fragments); 8 CV (3 v.d.); 10 CV (8 moules internes de v.v. et empreintes diverses); 7 CV (2 moules internes de v.v.); 5 CV (Iv.d.); II CV (1 moule de v.v., 1 empreinte de v.v. et fragments); I2 CV (3 moules de v.d., 1 empreinte de v.d.).

Niveau : Emsien terminal et Couvinien inférieur (CoIa)

Description:

De nombreux gisements du Pays basque renferment cette espèce remarquable par sa forme très transverse, longuement mucronée comme le montrent certains spécimens mieux conservés. Sinus et bourrelet sont toujours bien marqués et très élargis au front; le bourrelet est aplati et même souvent excavé.

Les côtes sont simples et arrondies; leur nombre oscille autour de 16 par flanc.

L'ornementation fine consiste en lamelles de croissance très serrées, relevées en chevrons vers le bord frontal; sur ces lamelles on peut voir des micro-épines disposées en files pseudo-radiaires.

Le moule interne de la valve ventrale montre des impressions musculaires de forme triangulaire, saillantes et nettement délimitées à l'avant; elles se recourbent fortement à l'arrière.

Discussion.

Les spécimens basques se rangent aisément, par l'ensemble de leurs caractères externes et internes, dans l'espèce A. alatiformis (DREV., 1907).

Répartition.

Cette espèce apparaît à l'Emsien supérieur, elle atteint son maximum de développement dans le Couvinien inférieur qu'elle ne semble pas dépasser. Elle est connue en Allemagne, en Belgique, en Grande-Bretagne, dans les Asturies et en Afrique du Nord.

" Spirifer " sp. I

Pl. XI , fig. 5 - 8

Matériel et Gisements : 6 B (I moule de v.v.); 3 Ay (6 moules de v.v.); 4 Ay (I moule de v.v.).

Niveau : Gédinnien supérieur ou Siegenien inférieur.

Description :

Cette forme n'est représentée jusqu'à présent que par des moules de valve ventrale. Elle est de petite taille, de contour plus ou moins semicirculaire. Le sinus atteint au bord frontal la largeur de 4 plis latéraux. Ceux-ci sont peu nombreux, 5 à 6 par aile ; sur les moules ils ne sont bien marqués qu'à la périphérie de la coquille. L'interarea ventrale est élevée et le crochet très recourbé.

Les empreintes musculaires sont très saillantes sur le plan des valves.

Les lames dentales, épaisses, extrasinales, suivent le deuxième sillon de part et d'autre du sinus, elles atteignent presque le milieu de la coquille.

Discussion.

Le matériel, très fragmentaire, ne comprend pas de valve dorsale, ce qui rend impossible une détermination précise. Le contour arrondi des valves ventrales, l'allure saillante des empreintes musculaires rappellent A. primaevus STEININGER, 1853, mais la taille très petite des empreintes les différencient nettement des spécimens basques attribués par ailleurs à cette espèce.

Répartition.

Ces formes font partie de la faune mixte gédinnienne et siegenienne trouvée juste en dessous des " grès quartzites et dolomies siegeniens ".

" Spirifer " sp. 2

Pl. XI , fig. 9 - 10

Matériel et Gisements : 3 Ay (I empreinte de v.d.); 4 Ay (I empreinte de v.d.); 7 Ad (I empreinte de v.v.); I Ad (I empreinte de v.d.); 8 MB (I empreinte de v.d.).

Niveau : Gédinnien supérieur ou Siegenien inférieur.

Description :

Il s'agit d'empreintes d'une espèce subtriangulaire fortement mégathyride, très transverse, dont la plus grande largeur coïncide avec la ligne cardinale.

Ech .	Largeur	Longueur
3 Ay II	1,8cm	environ 0,6cm
8 MB I9	2,1cm	" 0,6cm
I Ad 6 bis	1,8cm	" 0,5cm
7 Ad 2	2 cm	" 0,5cm

Au sinus apparemment arrondi et étroit, correspond un bourrelet arrondi et peu élevé. L'ornementation consiste en plis très fins, arrondis, séparés par des sillons intercostaux de même forme et de même largeur. On compte 9 à 10 plis sur chaque aile; ils s'atténuent fort vers le bord cardinal. Aucune micro-ornementation n'est visible. La hauteur de l'interarea ventrale est grande; sur l'échantillon 7 Ad 2, elle atteint 0,35cm pour une largeur cardinale de 2cm.

Discussion.

Cette forme ne paraît pas correspondre à une espèce déjà décrite. " Spirifer " bilsteiniensis SCUPIN, 1900, espèce la plus proche semble-t-il, s'en distingue par sa taille plus grande, le nombre plus élevé de plis et le fait que ceux-ci ne s'atténuent pas près du bord cardinal.

L'état du matériel actuellement récolté, ne permet pas une diagnose plus précise.

Répartition.

Cette forme a été trouvée, dans 5 gisements différents, dans le niveau à faune mixte gédinnienne et siegenienne du Pays basque.

" Spirifer " sp. 3

Pl. XI , fig. II - I2

Matériel et gisements: 2 B (1 moule de v.v. et empreinte correspondante, 2 empreintes de v.v., 2 moules incomplets de v.v.) ; 4 MB (1 empreinte externe de v.v.).

Niveau : Gédinnien supérieur ou Siegenien inférieur

Description :

Il s'agit d'une petite forme très transverse dont les ailes se prolongent en éperons. La valve dorsale est inconnue. La valve ventrale est très bombée dans la région du crochet. Elle porte un sinus arrondi qui s'élargit très brutalement au bord frontal. Le crochet semble assez nettement recourbé.

Les plis sont très forts, arrondis, au nombre de 5 ou 6 par aile.

Les lames dentales, longues, extrasinales, suivent le bord externe du premier pli bordant le sinus.

Discussion.

Cette forme, dont la valve ventrale seule est connue, présente des caractéristiques assez nettes qui l'éloignent de toutes les coquilles découvertes au même niveau stratigraphique. Par certains traits (présence d'éperons, bombement dans la région du crochet, plis peu nombreux) elle évoque le groupe des E. arduennensis mais la taille est beaucoup trop petite pour qu'on puisse la rattacher sûrement à ce groupe.

Répartition.

Cette espèce n'a été trouvée qu'en deux gisements du niveau à faune mixte gédinnienne et siegenienne.

SUPER-FAMILLE RETICULARIACEA WAAGEN, 1883

FAMILLE RETICULARIIDAE WAAGEN, 1883

Genre BRANIKIA HAVLICEK, 1957

? Branikia sp.

Pl. XI , fig. I3

Matériel et Gisement : IVb Ay (I empreinte externe de v.v.).

Niveau : Gédinnien supérieur ou Siegenien inférieur.

Description.

D'après l'empreinte externe de valve ventrale, il s'agit d'une coquille très étroite (largeur 1,2cm pour une hauteur de 1,5cm), légèrement brachythyride.

Le sinus est peu prononcé, arrondi, peu profond et lisse.

On compte 8 plis, arrondis et bas de chaque côté du sinus.

La micro-ornementation n'est pas visible.

Discussion.

Je rapproche, avec doute, cet échantillon, malheureusement isolé, du genre Branikia créé par Havlicek en 1957. Il en a en effet la forme très étroite, l'allure et le nombre de plis. Mais les espèces connues du genre ne présentent habituellement qu'une ébauche de sinus se distinguant mal des sillons séparant les plis latéraux. Seule l'espèce contracta (HAVLICEK, 1959, p. II5, pl. 20, fig. 5) possède un sinus un peu plus marqué; le spécimen basque pourrait s'y rattacher.

Répartition.

B.contracta est une espèce du Calcaire de Dvorce Prokop (Dévonien inférieur de Bohême).

Au Pays basque, l'échantillon rapporté avec doute à cette espèce a été trouvé en un seul gisement du niveau à faune mixte gédinnienne et siegenienne.

SUPER-FAMILLE STRINGOCEPHALACEA KING, 1850

FAMILLE MUTATIONELLIDÆ CLOUD, 1942

SOUS - FAMILLE MUTATIONELLINAE CLOUD, 1942

Genre MUTATIONELLA KOZLOWSKI, 1929

Mutationella barroisi (ASSELBERGHS, 1930)

Pl. XI , fig. I4 - I5

1930.- Trigeria barroisi nov.sp. E. Asselberghs, p.43-44, pl.5, fig. I-4 .

1942.- Trigeria barroisi ASSELBERGHS ; G. Dahmer, p. I43-I45, fig.35-38.

1960.- Mutationella barroisi (ASSELBERGHS); A.J. Boucot, p.318-320, pl.I8, fig. I-8 .

Matériel et Gisements : 3 Ay C (nombreux indivisus complets); 5 B (I empreinte de v.d.); 2 NSJ (empreintes diverses); 2 Ad (I empreinte de v.v.); 4 MB (I empreinte de v.v.); I bis Ald (I empreinte de v.v.)

Niveau : Gédinnien supérieur ou Siegenien inférieur.

Description.

Petites formes, ne dépassant guère 5mm dans leur plus grande largeur, subcirculaires, biconvexes. Il n'y a ni sinus ni bourrelet. L'ornementation externe est faite de côtes radiaires arrondies au nombre de I4 à I6 par valve; les espaces intercostaux sont arrondis comme les côtes. Le moule interne de la valve pédonculaire ne présente

pas de septum mais des lames dentales minces, peu divergentes.

Présence d'un septum atteignant le milieu de la coquille à la valve dorsale.

Discussion.

Par la forme générale, la taille moyenne et le nombre de plis ces coquilles sont très semblables aux formes de Belgique décrites par Boucot en 1960. Mais il faut remarquer que les figures et la description de cet auteur ne correspondent pas entièrement à celles d'Asselberghs : les échantillons de Boucot ont moins de plis et sont plus petits que ceux d'Asselberghs.

Répartition.

M. barroisi n'a été signalé jusqu'à présent que dans les couches du Gédinnien inférieur. Au Pays basque, on trouve cette espèce en abondance, associée à H. hystericus et M. gossileti, fossiles considérés habituellement comme siegeniens.

Mutationella sp

Pl. XI, fig. I6

Matériel et Gisement : 3 Ay C (1 échantillon complet, plusieurs valves isolées).

Niveau : Gédinnien supérieur ou Siegenien inférieur.

Description:

Ces échantillons se **distinguent** des précédents par une taille légèrement plus grande et surtout par la présence d'un sinus dorsal et d'un bourrelet ventral. Il y a 2 côtes dans le sinus et 3 sur le bourrelet.

Discussion.

Cette forme à quelque ressemblance avec Trigieria oehlerti DREVERMANN; (Drevermann, 1904, p. 260, pl. 30, fig. 23-24); elle s'en écarte pourtant car cette dernière espèce ne comporte qu'un seul pli dans le sinus et deux sur le bourrelet.

Répartition.

Ces spécimens accompagnent *M. barroisi* dans le niveau à faune mixte gédinnienne et siegenienne du Pays basque.

L A M E L L I B R A N C H E S

ORDRE DYSODONTA NEUMAYR , 1883

FAMILLE PTERIIDAE MECKS

Genre POSIDONIA BRONN , 1828

Posidonia e g. venusta (MÜNSTER , 1840)

Pl. XI , fig. 17 - 19

- 1840.- Posidonomya venusta G. MÜNSTER, p. 51, pl. 10; fig. 12
1891.- Posidonia venusta (MÜNSTER); F. Frech, p.70-71, pl. 14,
fig. 15-15B .
1928.- Posidonomya venusta MÜNSTER ; J. Péneau, p. 202, pl. 13, fig. 7;
pl. 14, fig. 8 .
1942.- Posidonomya venusta MÜNSTER ; A. Renaud, p. 215 .
1966.- Posidonia venusta (MÜNSTER); C. Babin, p. 179, pl. 7, fig. 10 .

Matériel et Gisement : 4 CV (nombreuses empreintes déformées dans les schistes; quelques échantillons bien conservés dans les nodules décalcifiés); 3 Aïn ? (empreintes déformées).

Niveau : Famennien. Zone à Goniclymenia .

Je rapporte au groupe de P. venusta de très nombreux petits Lamellibranches associés à des Trilobites du Famennien. Ils sont en effet très semblables aux figurations qu'en donne F. Frech (1891, pl. 14, fig. 15-15b). Sur les gros plis concentriques, on observe en particulier les fines stries concentriques qui sont un des traits caractéristiques du groupe.

Répartition.

D'après Frech, P.venusta se trouve dans la partie moyenne

et supérieure du Dévonien supérieur. H. Schmidt la cite dans la zone d'Etroeungt. Son extension géographique est très grande. P. Comte (1959, p.251 et 317) la signale en Asturies dans les schistes de Fueyo qui sont d'âge famennien. Elle est connue également dans le Massif armoricain au même niveau.

TRILOBITES

SUPER-FAMILLE ASAPHACEA BURMEISTER, 1843

FAMILLE ASAPHIDAE BURMEISTER, 1843

SOUS - FAMILLE OGYGIOCARIDINAE RAYMOND, 1937

Genre OGYGINUS RAYMOND, 1912

Ogyginus (?) sp.

Pl. V, fig. I

Matériel et Gisement : 1937 (empreinte incomplète montrant surtout la partie gauche de l'individu. Gisement de Ondaya, au NW de Saint-Martin-d'Arrossa.

Niveau : Ordovicien (Llandeilo ?) .

Je rattache avec doute à ce genre une empreinte incomplète de grande taille (au moins 8cm de longueur). Sept segments thoraciques sont visibles. Les plèvres se terminent par des pointes aiguës fortement recourbées vers l'arrière. Les pointes génales atteignent le dernier segment thoracique. Le contour du pygidium semble régulièrement ogival. Sur sa bordure, comme sur la pointe génale conservée, on peut observer une fine striation longitudinale.

Répartition.

La sous-famille des Ogygiocaridinae est localisée dans le Llanvirn et le Llandeilo. Le genre Ogyginus est plus précisément du Llanvirn.

SUPER - FAMILLE PHACOPACEA HAWLE & CORDA , 1847

FAMILLE PHACOPIDAE HAWLE & CORDA , 1847

SOUS - FAMILLE PHACOPINAE HAWLE & CORDA , 1847

Genre DIANOPS RICHTER & RICHTER , 1923

Dianops sp.

Pl. V , fig. 2 - 4

Matériel et Gisement : 4 CV (5 céphalons incomplets, quelques fragments thoraciques).

Niveau : Famennien supérieur ; Zone à Gonioclymenia .

Description :

Malgré le mauvais état de conservation, les céphalons récoltés permettent de noter les caractères suivants :

- La taille est petite : largeur I à I,2cm, longueur 0,6 à 0,7cm.
- les extrémités antérolatérales de la glabelle ont une allure troquée.
- les sillons glabellaires ne sont pas visibles.
- les sillons dorsaux sont, au contraire, profondément marqués et arqués vers l'intérieur.
- le lobe médian préoccipital est droit, non recourbé vers l'avant.
- aucune trace d'yeux, ni de suture faciale.

Discussion.

Ces caractères sont parmi ceux qui permettent de distinguer, d'après Rud. et E. Richter (1926, p.185), le genre Dianops du genre Trimerocephalus. C'est donc au premier qu'il convient de rattacher les spécimens basques. L'état de ceux-ci ne permet pas une détermina -

tion spécifique sûre.

Répartition.

Le genre Dianops est connu dans le Famennien supérieur, zone à Gonioclymenia.

" Phacops " cf. menchikoffi LE MAITRE , 1952

Pl. V , fig. 5

1952.- Phacops menchikoffi Le Maître ; D. Le Maître, p. 155-156, pl. 20, fig. 15 à 21; pl. 21, fig. 10 .

Matériel et Gisements : I CV (3 moules de céphalons, 2 empreintes de céphalon).

Niveau : Couvinien inférieur (CoIa)

Description :

La glabelle est relativement peu bombée, très élargie, à contour subpentagonal mais arrondi à l'avant .

L'anneau intercalaire, étroit, porte deux petits nodules à ses extrémités mais dans un plan franchement inférieur; l'anneau occipital est très nettement en saillie.

Les yeux se situent à peu près au même niveau que la glabelle; ils sont contigus, à l'arrière, au sillon du limbe et possèdent chacun une quinzaine d'ocelles.

L'ensemble du céphalon est orné de petits granules serrés.

Discussion.

Les formes basques semblent apparentées à l'espèce de la Saoura, P.menchikoffi LE MAITRE, 1952, bien qu'une détermination certaine soit rendue impossible par la pauvreté du matériel. Ces échantillons ne peuvent être rapportés à P.fecundus BARRANDE, 1846, abondant dans ce niveau, car dans cette dernière espèce, les yeux sont dans un plan nettement inférieur à la glabelle, ce qui n'est pas le cas pour les formes basques.

Répartition.

P.menchikoffi est une espèce de l'Eifélien inférieur de la Saoura.

SUPER - FAMILLE DALMANITACEA VOGDES , 1890

Famille DALMANITIDAE VOGDES , 1890

SOUS - FAMILLE ASTEROPYGINAE DELO , 1935

Genre ASTEROPYGE HAWLE & CORDA , 1847

Asteropyge sp.

Pl. V, fig. 7

Matériel et Gisement : I CV (4 fragments de pygidium); I5 NSJ (I pygidium déformé).

Niveau : Couvinien.

Description :

Le pygidium est triangulaire et entouré d'une bordure nette (limbe). L'axe est étroit et porte 12 anneaux dont les 6 antérieurs sont séparés par des espaces larges, les autres étant coalescents. Le sommet des anneaux antérieurs est légèrement courbé vers l'avant, les autres sont droits. Il semble exister une épine postaxiale courte. Les lobes pleuraux portent chacun 5 côtes prolongées par des épines pleurales. La cinquième paire d'épines est parallèle à l'axe. Le mode de soudure des plèvres est du type " supradevonica " : les sillons interpleuraux restent bien distincts.

Discussion.

Ces caractères sont ceux du genre Asteropyge, tels qu'ils sont définis par Harrington et al. in Moore (p.477-479) par opposition au genre Comura.

Par la forme générale les échantillons du Pays basque pourraient être confondus avec Asteropyge (Comura) defensor Rud. et E. RICHTER , 1952 mais le nombre des anneaux de l'axe est moins grand dans cette dernière espèce et ils sont tournés vers l'arrière. De plus les côtes antérieures portent des nodules absents ici.

A.punctata STEININGER, 1833 possède 14 ou 15 anneaux sur l'axe du pygidium ; de plus, la cinquième paire d'épines est convergente et non parallèle comme dans les échantillons du Pays basque.

Répartition.

Le genre Asteropyge s'étend du Dévonien inférieur terminal à l'extrême base du Dévonien supérieur.

SUPER - FAMILLE PROETACEA SALTER , 1864

" Proetus " sp.

Pl. 5, fig. 6

Matériel et Gisement : I CV (2 cranidia)

Niveau : Couvinien

Description :

La glabelle est très bombée, de forme ogivale; son extrémité antérieure, atteint la rainure du limbe frontal, lequel est étroit et de section arrondie. Seul le sillon postérieur a laissé une faible trace. Les sillons dorsaux sont nets mais peu profonds. Des granulations fines sont visibles sur l'ensemble de la glabelle et des joues fixes.

L'anneau occipital ne porte aucune ornementation spéciale. Il est situé franchement plus bas que la glabelle dont il est limité

par un sillon profond.

Discussion.

Ce matériel, très fragmentaire, évoque pourtant le groupe Proetus (Proetus) crassimargo (F.A. ROEMER, 1850) par le tracé de la ligne de suture faciale et l'allure ogivale et fortement bombée de la glabelle.

Répartition.

L'espèce crassimargo est givétienne mais Runzheimer (1935) a montré que des formes apparentées apparaissent dès la base du Dévonien.

T E N T A C U L I T O I D E A

LYASCHENKO , 1957

ORDRE TENTACULITIDA LYASCHENKO , 1955

FAMILLE TENTACULITIDAE WALCOTT, 1886

Genre VOLYNITES LYASCHENKO, 1957

Volynites cf. velaini - MUNIER - CHALMAS, 1876)

Pl. XI , fig. 20

1969.- Volynites velaini (MUNIER-CHALMAS, 1876); H. Lardeux, p. 64-67,
pl. 22, fig. 3-5; pl. 25, fig. I-2; pl. 26, fig. I-4; fig.
texte 40-45 .

Matériel et Gisements : Empreintes et moules plus ou moins complets
provenant de 2B, 1B, 5B, 5 Ay, Lav. 11 et 12 .

Niveau : Gédinnien supérieur ou Siegenien inférieur .

Description :

Coquilles coniques atteignant 2cm de longueur dont la
région apicale est souvent légèrement incurvée.

L'ornementation transversale est très particulière : à une
distance, variable, de l'apex, les anneaux se disposent en séries de
4 à 5 de taille croissante. De fins anneaux lamellaires sont visibles
dans les bons échantillons sur les anneaux principaux et les espaces
interannulaires.

Discussion.

L'ornementation de ces coquilles se retrouve chez Volynites velaini mais le nombre des anneaux de chaque série est en moyenne moindre dans les échantillons du Pays basque 4 à 5 contre 5 à 6 dans l'espèce citée. Je n'ai pas vu non plus la micro-ornementation longitudinale qui existe dans l'espèce de Munier-Chalmas.

Répartition.

D'après H. Lardeux, V. velaini n'est connu en toute certitude que dans le Siegenien du Massif Armoricaïn.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Au terme des études que j'ai entreprises dans les massifs paléozoïques basques, voici les résultats nouveaux les plus importants qui se dégagent :

1° Conclusions d'ordre stratigraphique

L'analyse stratigraphique aboutit à distinguer dans les Pyrénées basques deux domaines :

- Domaine oriental (Unité U 2) comprenant les massifs d'Igouze, de Mendibelza et des Aldudes dans leur totalité mais aussi la partie orientale des massifs de l'Ursuya-Baygura et des Cinco-Villas. Dans ce domaine, la série stratigraphique, très diversifiée, est continue de l'Ordovicien au Namurien.
- Domaine occidental (Unité U 1) comprenant la majeure partie du massif des Cinco-Villas et son prolongement dans la partie ouest du massif de l'Ursuya-Baygura, les terrains cristallophylliens du Labourd et leur frange méridionale. Dans ce domaine, le Silurien et la majeure partie du Dévonien n'ont pas été identifiés. Le Famennien supérieur et le Carbonifère - qui paraissent reposer directement sur l'Ordovicien ou le cristallin - se présentent sous un faciès essentiellement schisteux très différent de ce qui s'observe dans le domaine oriental.

2° Conclusions d'ordre sédimentologique.

L'application des méthodes de la granulométrie et de la thermoluminescence aux grès et quartzites siégeniens,

l'une des formations caractéristique du domaine oriental, met en évidence des sens d'apport de matériaux du S vers le N et de l'W vers l'E d'après la disposition actuelle des affleurements. Aucun apport venant de l'E ou du N E n'a pu être détecté par ces deux méthodes.

La thermoluminescence montre, en outre, l'existence de deux types de quartz dans la formation étudiée.

3° Conclusions d'ordre paléogéographique.

A partir des résultats précédents, on peut conclure que, du Gédinnien au Couvinien inférieur au moins, dans l'Unité U 2, le rivage se trouvait à l'W et au S W et que la mer s'ouvrait vers l'E et le N E .

4° Conclusions d'ordre tectonique .

Ce travail montre :

- l'ampleur du chevauchement de l'Unité U 2 (Domaine oriental) sur l'Unité U 1 (domaine occidental) dans la partie est du massif des Cinco-Villas. Une véritable tectonique de nappes, d'âge hercynien, est ainsi mise en évidence dans les Pyrénées basques.
- le contraste, dans l'Unité U 2, entre une zone de bordure intensément plissée en arc - l'arc paléozoïque basque - dont les déversements se font toujours vers l'extérieur, et une zone centrale relativement moins déformée. L'intensité mesurée de la thermoluminescence dans les grès et quartzites siegeniens des deux zones concorde avec cette observation.

Une hypothèse est présentée sur la place des Pyrénées basques dans l'orogénèse hercynienne de l'Europe occidentale :

La région occidentale des Pyrénées basques correspondrait au contact tectonique entre le domaine externe de la branche sud de la Cordillère de l'Europe moyenne (domaine oriental, Unité U 2) et l'avant pays intermédiaire, commun à celle-ci et aux Ibérides (domaine occidental , Unité U 1).

5° Conclusion sur le métamorphisme affectant l'Unité U 2

Il est montré que ce métamorphisme, très léger, appartient nettement à l'Anchizone, tout en présentant quelques caractères atypiques, comme la présence de Chloritoïde.

6° Conclusions d'ordre paléontologique .

Sept niveaux fossilifères principaux sont distingués dans le Dévonien de l'Unité U 2 avec leurs associations fauniques.

Le niveau situé sous la base des grès et quartzites siégeniens révèle la coexistence dans les mêmes gisements de fossiles cités habituellement exclusivement dans le Gédinnien ou le Siegenien. (Niveau à faune mixte gédinnienne et siegenienne). Une étude détaillée de ces espèces est apportée ainsi qu'une liste de la microfaune associée.

Les calcaires griottes situés sous les lydiennes dans le massif de Mendibelza sont, pour la première fois, datés par une microfaune de Conodontes. La formation correspondante, pour l'âge, dans le massif des Cinco-Villas est également datée pour la première fois par macro et microfaune.

B I B L I O G R A P H I E

- ADLER R. & RICHTER D. 1961 - Bemerkungen zur geologischen Situation der Magnesitvorkommen bei Urepel in den französischen Westpyrenaën.- Z. Erzbergb. Metallhüttenwesen. 14, 17-23, 9 fig., 2 pl. ; Stuttgart.
- ADRICHEM BOOGAERT H.A. van, 1967 - Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. Leidse geol. Meded., Leiden, 39, p. 127-192.
- ALBEE A.L. 1965 - A petrogenetic grid for the Fe-Mg silicates of pelitic schists. Amer. J. Sci., 263, p. 512-536 .
- ALPERN B. 1969 - Le pouvoir réflecteur des charbons français. Applications et répercussions sur la théorie de A. Duparque. Ann. Soc. Géol. Nord, 89, p. 143-166 .
- ALPERN B. 1970 - Classification pétrographique des constituants organiques fossiles des roches sédimentaires. Rev. I.F.P., 25, p. 1233 - 1267 .
- ARCHIAC A. d' et VERNEUIL E. de 1845 - Note sur les fossiles du terrain paléozoïque des Asturies. B.S.G.F., 2ème sér., t. II, p. 458-482 .
- ASSELBERGHS E. 1923 - La faune de la grauwacke de Rouillon (base du Dévonien moyen). Mém. Mus. royal Hist. natur. Belgique, Bruxelles, n° 33, 76 p., pl. I-IV.
- ASSELBERGHS E. 1930 - Description des faunes marines du Gédinnien de l'Ardenne. Mém. Mus. royal Hist. natur. Belgique, n° 41, 73 p, pl. I-VI .
- ASSMANN P. 1913 - Die Fauna der Erbsloch-Grauwacke bei Densberg im Kellerwald. Jb. Kön. preuss. geol. Landesant. Bergakad. Bd. 31, pour 1910, t. I, p. 136-172, pl. 6-II .
- AUBOUIN J. 1959 - Granuloclasement vertical (graded bedding) et figures de courants (current marks) dans les calcaires purs : les brèches de flanc des sillons geosynclinaux. B.S.G.F., 7° sér. t. I, p. 578-582 .
- AUBOUIN J. 1965 - Geosynclines. Amsterdam-London-New-York, Elsevier Compagny, 335 p.
- BABIN C. 1966 - Mollusques bivalves et Cephalopodes du Paléozoïque armoricain. Brest, 470 p., 18 pl., 115 fig. .
- BARRANDE J. 1848 - Ueber die Brachiopoden der silurischen Schichten von Böhmen, 2. T Haidingers naturwiss. Abh., Vienne, 2 Bd., p. 153-256 pl. XV - XXIII .
- BARRANDE J. 1879 - Système silurien du centre de la Bohême, 1ère partie Recherches paléontologiques, vol. 5. Classe des Mollusques. Ordre des Brachiopodes, 226 p., 153 pl., Paris-Prague .

- BARROIS Ch. 1882 - Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galicie, Mém.Soc. géol. Nord, Lille, t. II, M.1, 630 p., pl. I-XX .
- BARROIS Ch. 1889 - La Faune du Calcaire d'Erbray (Loire-Inférieure) Mém.Soc. Géol. du Nord, t.III, 348 p., pl. I-XVII .
- BARROIS C. 1892 - Observations sur le Terrain dévonien de la Catalogne. Ann. Soc. Geol. Nord., t. 20, p. 61-73 .
- BARROIS Ch., PRUVOST P., et DUBOIS G. 1920 - Description de la faune siluro-dévonienne de Liévin . Mém.Soc. Géol. Nord, Lille, 1922, t.VI, 2^é fasc., 225 p., pl. X-XVII.
- BAYLE E. 1878 - Explication de la carte géologique de la France. T. 4. Atlas, Ière partie, pl. I-CLVIII.
- BECLARD F. 1887 - Les fossiles coblenziens de St Michel, près de St Hubert. M. Soc.belge.Géol.,Paléont. & Hydrol., t.I, pp.60-97, pl.III-V, 1 fig.
- BECLARD F. 1895 - Les Spirifères du Coblenzien Belge. Bull. Soc.belge Géol., t. IX, p. 129-240, pl. XI-XV .
- BERTRAND L. 1911 - Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales et leurs relations avec les Pyrénées orientales et centrales ; essai d'une carte structurale des Pyrénées . B.S.G.F. 4^o sér., t. II, p. 122-153, 6 fig., 1 carte structurale en couleurs au 1/800.000^é .
- BERTRAND L. 1911 - Sur la prolongation des nappes nord-pyrénéennes dans les Pyrénées occidentales . C.R.Acad. Sci. Paris, t. 152 , p. 476-478, 1 fig.
- BEUGNIES A. 1965 - Contribution à l'étude du Famennien du bord nord du Bassin de Dinant. Bull. Soc. Géol. Belgique, t. 88, 1964-1965, n^{os} 7 et 8 , p. 411-450 .
- BEUGNIES A., BROQUET P. , CAIRE A., CHARLET J.M. , DUEE G., MASCLE G., TRUILLET R. 1969 - Contribution de la thermoluminescence à la paléogéographie de la Méditerranée centrale . B.S.G.F., 7^o sér., t. XI, n^o 3, p. 307-322 .
- BEUGNIES A., GODFRIAUX I. et ROBASZYNSKI F. 1968 - Contribution à l'étude des phengites. Bull. Soc. Belge Géol. Paléont. Hydrol., 77, I, p. 95-146 .
- BEUSHAUSEN L. 1895 - Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devon mit Anschluss der Aviculiden. Abh. Kön. Preuss. Geol. Landesanst , N.F., 17, 514 p. ; Atlas avec 38 planches .
- BOER H. U. de 1965 - Das Paläozoikum nördlich der Magnesitvorkommen von Eugui/Navarra in den spanischen Westpyrénéen und die Wasserversorgung der Gemeinde Irurita/Navarra. - Unveröffl. Diplomarbeit, Geol. Inst. Bergakademie Clausthal - Tech. Hochschule, 75 u. 13 S., 32 u. 4 Abb., 2 Tab., 2u. 5 taf., 10 Karten u. Profil-Anlagen; Clausthal-Zellerfeld.

- DE BOER H.U. 1966 - Beispiele spitzwinkliger Achsenüberprägung aus den spanischen West-pyrenäen. - Z. deutsch. geol. Ges., II6, 3, p.753-760, 7 fig. ;
- BOER H.U. de , KRAUSSE H.-F. , MOHR K., MÜLLER RAINER , PILGER A. & REQUADT H . 1971 - La région de magnésite d'Eugui dans les Pyrénées Occidentales espagnoles; une explication de la carte géologique . 6ème Congrès intern. d'Etudes Pyrénéennes Bagnères-de-Bigorre 18.-22 Sept. 1971 ; Toulouse (à l'impression)
- DE BOER H. U. & MOHR K. 1966 - Zum Magmatismus im Aldudes-Quinto Real-Massiv in den spanischen Westpyrenäen . Z. deutsch. geol. Ges., II6, 3, p. 761-772, 3 fig.
- BOUCOT A.J. 1960 - Lower Gedinnian Brachiopods of Belgium . Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, t. XXI, pour 1959, p. 283-324, pl. IX-XVIII, 3 tabl.
- BOUDIER F. et NICOLAS A. 1968 - Découverte de chloritoïde dans les schistes ardoisiers d'Angers. Bull. Soc. Fr. Min. Crist. 91, p. 92-94 .
- BOULANGE B. 1963 - Etude granulométrique de quelques grès du Bassin houiller du Nord de la France (Groupe d'Hénin-Liétard). Dipl. Et. sup., Fac. lib. des Sc. Lille.
- BOULANGER D. & DEICHA G. 1961 - A propos de la pegmatite de Hélette (massif du Labourd, Basses-Pyrénées).- C.r. Somm. Soc. geol. Fr., Fasc. 7, p. 179 .
- BOULANGER D. , LAGNY P. & NICOLAS J. 1960 - Présentations d'échantillons d'andalousite. - Bull. Soc. Fr. Min. Crist. , 83, p. 44
- BRESSON A. 1903 - Etudes sur les formations anciennes des Hautes et Basses Pyrénées . Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 93, 14, p. 35-317, 77 fig., 7 pl. .
- BRICE D. 1971 - Etude Paléontologique et stratigraphique du Dévonien de l'Afghanistan - Contribution à la connaissance des Brachiopodes et des Polypiers rugueux. Paris. Notes et Mémoires du Moyen Orient Mém. XI, 364 p., 20 pl. , 65 fig. - texte, 5 tabl.
- BROQUET P. , CHARLET J.M. 1965 - Utilisation de la thermoluminescence naturelle des quartz et des feldspaths détritiques dans l'étude de quelques formations sédimentaires siciliennes. Ann. Soc. Géol. Nord, t. 85, (1), p. 79 - 96 .
- BROUWER A. 1964 - Deux facies dans le Dévonien des montagnes cantabriques méridionales Brev. Geol. Asturica año 8 , N° 1-4, p. 3-10 .
- BROUWER A. 1965 - Le Dévonien inférieur des montagnes cantabriques (Espagne du Nord-Ouest).- In ; Colloque sur le Dévonien inférieur et ses limites (Rennes, 16.-24 Sept. 1964). Mém. B.R.G.M. , Nr 33 , p. 197-203, 1 Tab.
- BUNTYNCK P. et SOERS E. 1971 - Le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur de la Sierra de Guadarrama (Espagne centrale) Bull. Inst. r. Sci. nat. Belg. , Bruxelles 47, 1 (22 p.) et 3 (43 p.) .

- CAREZ L. 1903-1909 - La Géologie des Pyrénées Françaises. - Mém. Carte Géol. Fr. , 13, (6 fasc. et I suppl.) ..
- CARLS P. 1969^a- Zur Einstufung des Devons der Ostlichen Guadarrama (Spanien). Senck. leth., Frankfurt/Main, 50 (I), p. 67-79, I fig., I pl.
- CARLS P. 1969^b - Die Conodonten des tieferen Unter-Devons der Guadarrama (Mittel-Spanien) und die Stellung des Grenzbereiches Lochkovium/Pragium nach der rheinischen Gliederung. Senck. leth. , 50, H. 4, p. 303-355, 4 fig., 4 pl. , 4 Tab.
- CARLS P. 1971 - Stratigraphische Übereinstimmungen im höchsten Silur und tieferen Unter-Devon zwischen Keltiberien (Spanien) und Bretagne (Frankreich) und das Alter des Grès de Gdumont (Belgien).- N. Jb. Geol. Paläont. Stuttgart. Abh. Jg.1971, H.4, p. 195-212 .
- CARLS P. et GANDL J. 1967 - The lower Devonian of the Eastern Iberian chains (NE Spain) and the distribution of its Spirifer^{Acastavinae} ~~aca~~ & Asteropyginae. Intern. Symp. Devonian Syst. , Alberta Society of Petroleum Geologists, Calgary, Canada, vol. 2, p. 453-464, 3 fig.
- CARLS P. & GANDL J. ¹⁹⁶⁹ - Stratigraphie und Conodonten des Unter-Devons der Ostlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh. Stuttgart. 132, 2, p. 155-218, 6 pl., 3 fig. , I Tab.
- CARLS P., GANDL J., GRU S-UFFENORDE H., JANKE H. & WALLISER O.H. 1972 - Neue Daten zur Grenze Unter-/Mitteldevon . - Newsl. Stratigr. Leiden 2, 3, p. 115-147, 7 fig., 2 tabl. .
- CARTE GEOLOGIQUE DE LA FRANCE au 1/80.000, 1907 - Feuille de St. Jean-Pied-de-Port (238) , Ière édition, par P. TERMIER .
- CARTE GEOLOGIQUE DE FRANCE au 1/80.000, 1910 - Feuille de Mauléon (239) par CAREZ L. & FOURNIER E.
- CARTE GEOLOGIQUE DE LA FRANCE au 1/320.000é 1949 - Feuille de Bayonne par Mrs REPELIN, LAMARE, CASTERAS & DAGUIN .
- CARTE GEOLOGIQUE DE FRANCE au 1/80.000, 2^e édition 1954 - Feuille St. Jean-Pied-de-Port (238) par P. LAMARE
- CARTE GEOLOGIQUE DE LA FRANCE au 1/50.000é 1964 - Feuille d'Espelette par P. LAMARE et J.P. DESTOMBES.
- CARTE GEOLOGIQUE DE LA FRANCE au 1/80.000é 1969, 2^e édition - Feuille de Mauléon (239) par M. CASTERAS et J.P. PARIS
- CASTERAS M. 1953 - Sur la constitution du socle et de la couverture détrit- tique du massif d'Igouze (Basses Pyrénées) .- C.r. Somm. Soc. Géol. Fr. p. 334-337
- CASTERAS M. 1961 - Sur le socle paléozoïque du massif d'Igouze (B.-P.) Découverte du Dévonien supérieur. - C.r. Acad. Sci., t. 252, p. 1042-1044

- CASTERAS M. et PARIS J.P. 1964 - Sur le socle paléozoïque du massif d'Igouze (Basses-Pyrénées) : nouveaux affleurements. C.R. Acad. Sci. t 259, p. 3791 - 3795 .
- CASTERAS M. , FREY M., GALHARAGUE J., 1967 - Sur les terrains paléozoïques et sur la structure du massif de Mendibelza (Basses-Pyr.) C.R. Acad. Sci., Paris, t 264, p. 1677-83 .
- CAVET P. 1957 - Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre. Bull. Serv. Carte Géol. Fr. , LV, 254, 216 p.
- CAVET P. et PILLET J. 1958 - Les Trilobites des Calcaires à Polypiers siliceux du synclinal de Villefranche-de-Conflent (Pyr.-Orient.) B.S.G.F., 6^e sér., t. VIII, p. 21 à 37, I pl.
- CHARLET J.M. 1963 - La thermoluminescence des roches et son utilité en géologie. Ann. Soc. Géol. Nord, 83 , n^o 4, p. 243-258 .
- CHARLET J.M. 1969 - La thermoluminescence des roches quartzofeldspathiques (application à l'étude des séries sédimentaires détritiques, intérêt dans la datation des granites). Thèse Fac. Polyt. de Mons. Bulletin du B.R.G.M., 2^e série, n^o 2, 1969, p. 51-97 et n^o 3 1969, p. II-60 pour 1966
- CHARLET J.M. 1969 - Utilisation des courbes de thermoluminescence artificielle dans l'étude des séries sédimentaires détritiques. B.S.G.F. 7^e sér., t. 11, n^o 3, p. 287-297.
- CHENNAUX G., DUNOYER de SEGONZAC G. et PETRACCO F. 1970 - Genèse de la pyrophyllite dans le Paléozoïque du Sahara occidental. C.R. Acad. Sci. Paris , 270 D, p. 2405-2408 .
- CHESTERIKOFF A. 1963 - Etude géologique et métallogénique de la région de Burguete-Arive-Arrieta (Pays basque espagnol).- Thèse Doct. 3^{ème} Cycle. Uni. Paris Fac. Sc. , 127 p., I carte géol. .
- CHESTERIKOFF A. 1964 - Note sur l'existence d'un paleodôme dans la région de Burguete-Arive-Arrieta (Pyrénées basques espagnoles) et ses relations métallogéniques avec les minéralisations périphériques. -C.R. Somm. Soc. géol. Fr., Fasc. 4, p. 147 .
- CLAUER N. et LUCAS J. 1970 - Minéralogie de la fraction fine des schistes de Steige, Vosges septentrionales. Bull. Gr. fr. Argiles, 22, p.223-235.
- CLIN M. 1964 - Etude géologique de la Haute Chaîne des Pyrénées Centrales entre le Cirque de Troumouse et le Cirque du Lys. - Mém. Bur. Recherch. géol. et Min., 27, 379 p. 60 fig., 27 pl., 16 tabl., I cte., (Thèse Fac. Sci. Nancy, 1959).
- CLIN M. 1968 - Dimensions et Mouvements en Tectonique. Mises à jour Scientifiques, Gauthier-Villars, Paris, p. 176-212 .

- CLIN M., HEDDEBAUT C., MIROUSE R., MULLER J., ROGER P. et WATERLOT M. 1970
Le cycle hercynien dans les Pyrénées. Ann. Soc. géol. Nord, 90,
p. 253 - 276 .
- CLIN M., HEDDEBAUT C., MULLER J. et ROGER Ph. 1968 - Déformations trans-
verses et plis couchés anté-stéphaniens, plis de revêtement pyrénéens
dans la haute vallée du Rio Gallego (Pyrénées occidentales espagnoles).
C.R. Acad. Sci. Paris, t. 267, série D, pp. II31-II32 .
- CLIN M. & MIROUSE R. 1963 - Remarques sur l'évolution de la partie centrale
et de la partie occidentale du domaine axial pyrénéen, à la veille
de l'orogénèse hercynienne. - C.R. Acad. Sci. Paris, t. 256, p. 216-218
- CLIN M. & MIROUSE R. 1966 - Aperçu sur l'histoire de la zone primaire axiale
des Pyrénées centrales et occidentales. - Trav. Lab. Géol.-Pétr., Fac.
Sci., 6, 3 p., Toulouse.
- CLIN M., MULLER J. et ROGER P. 1968 - La composition des mouvements dans
la chaîne pyrénéenne. C.R. 86^e Congrès Assoc. Française Avancement Sc.
Sc. Terr., 2^eme gr. sect. Vol. spec. 1967, Actes Soc. Linnéenne
Bordeaux, p. 85, Bordeaux .
- COLCHEN M. 1963 - Etude tectonique du secteur Pradoluengo-Alarcia, Sierra
de la Demanda (Chaînes ibériques, Espagne) B.S.G.F., 7^o sér. t. 5,
p. 1068 - 1075, 4 fig.
- COLCHEN M. 1966 - Sur la tectonique tertiaire du massif paléozoïque de la
Sierra de la Demanda (Espagne) et de sa couverture mésozoïque et
cénozoïque. B.S.G.F., 7^o sér., t. 8, p. 87-97, 6 fig.
- COLLOQUE SUR LE DEVONIEN INFÉRIEUR ET SES LIMITES 1965 - (Rennes, 16-24
Sept. 1964). Mém. du B.R.G.M., n^o 33 .
- COMTE P. 1937 - Sur le Gédinnien de la chaîne cantabrique. C.R. Somm. Soc.
géol. Fr., (5), 7, p. 154-156 .
- COMTE P. 1938 - Brachiopodes dévoniens des gisements de Ferrones (Asturies)
et de Sabero (Léon). A. Paléont., Paris, t. XXVII, pp. 41-88 (I-50),
pl. I-IV .
- COMTE P. 1959 - Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère
cantabrique. M. Inst. Géol. Minér. Espana, Madrid 1960, t. LX, 440 pp.,
dépl. h.t. .
- DAHMER C. 1915 - Die Fauna der obersten Koblenzschichten von Mandeln bei
Dillenburg, Jb. Kön. preuss. geol. Landesanst., t. XXXVI, 1^{ère} partie
p. 174-248, pl. V-IX .
- DAHMER G. 1929 - Die Fauna der Oberkoblenzschichten des Fachinger Sattels
am Südwestrand der Lahnmulde. Jb. preuss. geol. Landesanst. Berlin,
Bd L, pp. 202-215, pl. 15-1f.

- DAHMER G. 1940a - Die Fauna der Siegener Schichten (Unter-Devon) zwischen Bûrressheim in der SÜdost-Eifel. Senckenbergiana Franfort/Main, Bd.22, n° 1/2, pp. 77-102, 21 fig. .
- DAHMER G. 1942 - Die Fauna der " Gedinne " - Schichten von Weismes in der Nordwest-Eifel. Senckenbergiana, Franfort/Main, Bd 25, n° 1-3. , p. III-156, 40 fig. .
- DAMESTOY G. 1961 - Etude^{de} la série dévonienne de la vallée du Quintua (Basses-Pyrénées).- C.r. somm. Soc. géol. Fr., Fasc. 3, p. 75-77 .
- DAMESTOY G. 1961 - Esquisse tectonique du massif des Aldudes-Quinto-Real (Basses-Pyrénées) (Note préliminaire).- C.r. somm., Soc. géol. Fr., Fasc. 4, p. 86-88, 2 fig.
- DAVIDSON Th. 1853-1884 - A monograph of British fossil Brachiopoda. Palaéont. Soc. Londres : 1864-1865 (pour 1862-et 1863) : vol. III part. VI, n° 1 et 2, Devonian Brachiopoda, p. I-131, pl. I-XX ; 1866 pour 1865 : vol. III, part. VII, n° 1, Silurian Brachiopoda, p. I-86, pl. I-XII ; 1882-1884 : vol. V, Silurian and Devonian supplements, General summary, with catalogue and index of the british species.
- DEHEE R. 1929 - Description de la faune d'Étroeungt, faune de passage du Dévonien au Carbonifère. M. Soc. géol. Fr., nouv. sér., t. V, M. n° II, 62 pp., pl. I-VIII (VII-XV).
- DELATTRE C. 1952 - Recherches sur le Dévonien et le Carbonifère de la Région de Morlaix. Mém. Cart. Géol. Fr., Paris. 125 p., 13 pl.
- DELEPINE G. 1911 - Recherches sur le calcaire carbonifère de la Belgique. Paris, Lille, p. I-419, II pl. , 82 fig. - texte.
- DELEPINE G. 1928 - L'âge des grès du Naranco C.R. Acad. Sci. Paris, t.187, p. 239-241 .
- DELEPINE G. 1932 - Sur la présence de la faune givétienne en Asturies. C.R. somm. Soc. Geol. Fr., n° 15 , p. 204-205 & 216-218.
- DELEPINE G. 1935a - Contribution à l'étude de la faune du Dinantien des Pyrénées. Première partie : Goniatites et Crustacés des nodules phosphatés de l'Ariège. B.S.G.F., 5ème série, t.V., p. 65-75, I pl.
- DELEPINE G. 1935b - Contribution à l'étude de la faune du Dinantien des Pyrénées. Deuxième partie : la faune de Mondette. B.S.G.F. , 5ème série, t.V., p. 171-189, 5 pl.
- DELEPINE G. 1935c - Le carbonifère du Sud de la France (Pyrénées et Montagne Noire) et du Nord-Ouest de l'Espagne (Asturies). - C.R. 2ème Congr. Avanc. Et. Strat. Carbonifère, Heerlen, 1, p. 139-158 .
- DELEPINE G., DUBAR G. et LAVERDIERE J.W. 1929 - Observations sur quelques gisements du Carbonifère des Pyrénées. C.R. somm. Soc. Géol. Fr., Fasc. 16, p. 236-238 .
- DESTOMBES J.P. 1955 - Origine métasomatique et âge des magnesites (giobertites) des Pyrénées occidentales. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 240, p.1117-1119.

- DESTOMBES J.P. 1956 - Magnesites (Giobertites) des Pyrénées occidentales
B.S.G.F. , 6^o sér., t. 6, p. 461-476 .
- DESTOMBES J.P. 1959 - Position stratigraphique des schistes à Trilobites
de Catharielle (Hte-Garonne) Bull. Soc. Et. Scient. Angers, nouv. sér.
t. II, p. III-III3 .
- DESTOMBES J.P. et GUIRAUDIE Ch. 1962? - Tectonique des formations paléo-
zoïques de la région d'Iraty, Massif de Mendibelza (Basses-Pyrénées)
Actes du 4^{ème} Congrès intern. d'Et. pyr. p. 43-48 .
- DOLLE P. 1960 - Note sur les méthodes de travail employées au Laboratoire
du service géologique des H.B.N.P.C. Revue Industrie Minérale . Vol.
41 - n^o 2 p. II5-II4 .
- DOLLE P. 1960 - Micropoudingues et grès à galets mous du Westphalienne C du
Bassin Houiller du Nord et du Pas-de-Calais. B.S.G.F., 7^o série, t.II,
p. 600-606 .
- DOLLE P. 1962 - Hypothèse sur les relations entre les tonstein et les
micropoudingues du Westphalien C du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais
Ann. Soc. géol. Nord, t. LXXXII, p. 95-102 .
- DOLLE P. 1963 - Correlations à l'aide de la granulométrie sur les bancs
minces dans certains grès du Bassin Houiller du Nord et du Pas-de-Calais
5^{ème} Congr. Intern. Strat. Géol. Carbonifère, Paris .
- DBEVERMANN F. 1901 - Die Fauna der Oberdevonischen Tuffbreccie von Lange-
naubach bei Haiger. Jb. Kön. preuss.géol.Landesanst. (pour 1900)
p. 1-15 .
- DREVERMANN Fr. 1902 - Die Fauna der Untercoblener Schichten von Oberstadt-
feld bei Daun in der Eifel. Palaeontographica, Stuttgart, 49, Bd,
2 Lief., p. 73-120, pl. IX-XIV .
- DREVERMANN Fr. 1904 - Die Fauna der Siegener Schichten von Seifen unweit
Dierdorf (Westerwald), Palaeontographica, 50 Bd, 6. Lief., p.229-288
pl. XXVIII-XXXII .
- DREVERMANN Fr. 1907 - Paläozoische Notizen. Ber. senckenberg. naturforsch.
Ges. in Frankfurt -am - Main , II Teil, Wiss. Mitt., p.125-136, pl. I .
- DROT J. 1961 - Remarques préliminaires sur la faune de Brachiopodes du
Zemmour (Mauritanie). B.S.G.F. , Paris 1962, 7^o sér. t. III,
pp. 257-265, pl. II,III .
- DROT J. LAGNY P. SAGON J.-P. 1962 - Nouvelles données sur la stratigraphie
du Primaire des environs d'Aïnhoa (Basses-Pyrénées) B.S.G.F., 7^o sér.
t. IV, n^o 3, Paris, 1963, pp. 431-435, 1 fig. pl. XI .
- DROT J. 1964 - Rhynchonelloidea et Spiriferoidea siluro-dévonieniens du
Maroc pré-saharien . Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n^o 178, 240 p.,
24 pl., 89 fig. - texte, 3 dépl. h.t.

- DUBAR G. 1925 - Etudes sur le Lias des Pyrénées françaises. Mém. Soc. Géol. du N., t. IX, I
- DUBAR G. 1925 - Sur quelques points de la tectonique de la lisère septentrionale des Pyrénées.- B.S.G.F., 4ème série, t. 25, p. 279-285.
- DUBAR G. 1926 - Sur quelques points de la tectonique des Pyrénées basques.- B.S.G.F., 4ème série, t. 26, p. 93-100.
- DUBAR G. 1931 - Sur la présence, dans les Basses-Pyrénées, des Goniatites carbonifères de Mondette. C.R. somm. Soc. géol. Fr., Fasc. 14, p. 212-213.
- DUBAR G. 1931 - Sur le type structural dit " Extrusion ".- B.S.G.F., 5^o sér. t. 1, p. 219-222.
- DUBAR G. & LAVERDIERE J.W. 1928 - Sur la présence de grès d'âge dévonien supérieur au Sud-Est de Saint-Jean-Pied-de-Port (Basses-Pyrénées) .- B.S.G.F., 4^o sér. t. 28, p. 395-399, 3 fig.
- DUBAR G. & LE MAITRE D. 1961 - Sur la découverte d'un Dévonien à plantes au Sud-ouest de Lioq-Atherey (Basses-Pyrénées).- C.R. Acad. Sci. Paris, t. 252, p. 1359-1361.
- DUBAR G. & STUART-MENTEATH P.W. 1923 - Sur la géologie de la mine de San-Narciso (Massif de la Haya) et la tectonique des Pyrénées basques - B.S.G.F., 4^o sér. t. 23, p. 102-108.
- DUNOYER de SEGONZAC G. 1969 - Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr. Strasbourg 29, 320 p.
- DUNOYER de SEGONZAC G. et HEDDEBAUT C 1971 - Paléozoïque anchi-métamorphique à Illite, Chlorite, Pyrophyllite, Allewardite et Paragonite dans les Pyrénées basques. Bull. Serv. géol. Als. Lorr., Strasbourg, 24, 4, p. 277-290.
- ELLES G.L. & WOOD E.M.R. 1901-1918 - A monograph of British Graptolites - Ch. Lapworth, Paleont. Soc. London, 526 p. 359 fig. 52 pl.
- ERBEN H.K. 1962 - Zur Analyse und Interpretation der rheinischen und hercynischen Magnafazies des Devons .- Symposium Silur/Devon-Grenze, Bonn 1960, p. 4I-6I, 6 fig. , 2 pl., Stuttgart.
- ESQUEVIN J. 1969 - Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bul. Centre Rech. Pau, S.N.P.A., 3, p.147-154.
- FOURNIER E. 1905 - Etudes géologiques sur la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées entre la vallée d'Aspe et celle de la Nive.- B.S.G.F., 4^o sér., t. 5, p. 699-723, 16 fig. .
- FOURNIER E. 1907 - Nouvelles études sur la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées, entre la vallée d'Ossau et celle de Roncevaux (Valcarlos)- B.S.G.F., 4^o sér., t. 7, p. 138-157, 23 fig. .

- FOURNIER E. 1908 - Etudes sur les Pyrénées Basques (Basses-Pyrénées, Navarre et Guipuzcoa) :- Bull. Serv. Carte géol. Fr. , Nr 121, 57 p. 33 fig. .
- FOURNIER E. 1913 - Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales. B.S.G.F., 4^o sér., t.13, p. 183-211 .
- FRECH F. 1887 - Die paläozoischen Bildungen von Cabrières (Languedoc). Z. dtsh. geol. Ges., Berlin, Bd. XXXIX, p. 360-488, pl. XXIV.
- FRECH F. 1891 - Die devonischen Aviculiden Deutschlands . Abh. z. geol. Spezialkarte von Preussen, Berlin, Bd. IX, heft 3, 261 p., 23 fig., 5 tab., 18 pl. .
- FREY M. 1969 - Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet . Beitr. Geol. Karte Schweiz. , N.F. 137^o Lief., 160 p. .
- FUCHS A. 1915 - Der Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten am Mitterrhein (Loreleigegend). Abh. Kön. Preuss. geol. Landesanst., N.F., Heft 79, I Teil, 80 p.
- FUCHS A. 1919- Beitrag zur Kenntnis der Devonfauna der Verse-u.Hobräcker Schichten der sauerländischen Facies-gebietes. Jb. kön.preuss.geol. Landesanst., Berlin, Bd XXXIX, T.I pour 1918, pp. 58-95, pl.5-9
- FUCHS A. (SPRIESTERBACH J. et) 1909 - Die Fauna der Remscheider Schichten Abh. preuss. geol. Landesans., N.F., H.58, fig. 1-6, 11 pl., 81 p., Berlin.
- GIEBEL C. 1858 - Die Silurische Fauna Unterharzes nach Herren C. Bischof's Sammlung. Abh. naturwiss. Vereines für die Provinz Sachsen und Thüringen in Halle, besonders abgedrückt Berlin (verlag v.Bossekman), I Bd, p. 261-332 (I-72), pl. I-VI .
- GOMEZ DE LLARENA J. 1950 - La magnesita de Eugui (Navarra). Bol. Soc. Espana Hist. Nat. Madrid, 48, p. 67-70 .
- GOMEZ DE LLARENA J. 1950 - La magnesite (giobertite) de la haute vallée de l'Arga (Pyrénées de la Navarre espagnole) et d'Urepel (Basses-Pyrénées). - C.R. Acad. Sci. Paris, 231, p. 1521-1522 .
- GOSSELET J. 1879 - (Note 2^e sur le Famennien). Nouveaux documents pour l'étude du Famennien ; tranchées de chemin de fer entre Féron et Semeries. Schistes de Sains. Ann. Soc. géol. Nord. Lille, t. VI, p. 389-399
- GOSSELET J. 1880-1883 - Esquisse géologique du Nord de la France et des contrées voisines. I^{er} fasc. Terrains primaires, 167 p., pl. I-VII, IA-VIA, IB-IXB, Lille, imprim. Six-Horemans
- GOSSELET J. 1887 - Note sur quelques rhynchonelles du terrain dévonique supérieur. Ann. Soc. géol. Nord. Lille, t. XIV, p. 188-221, pl. I-III .

- GOSSELET 1888 - L'Ardenne, Mém. Carte Géol. France, Paris, 889 p.,
26 pl., 244 fig.- texte .
- GROOS-UFFENORDE H., KRYLATOV S. et STOPPEL D. 1972 - Sur quelques synclinaliens à coeur réputé carbonifère des Pyrénées espagnoles. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 274, p. 1885-1887 .
- GUITARD G. 1970 - Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées Orientales). Mém. B.R.G.M. ,
63, 353 p.
- HALFERDAHL L.B. 1961 - Chloritoid : its composition, x-ray and optical properties, stability, and occurrence. J. Petrol., 2, p. 49-135 .
- HALL J. 1867 - Upper Helderberg, Hamilton, Portage, Chemung Group, in Paleontology of New York, Geol. Surv. State N.Y. , vol. IV, pour 1862-1866, part I, 428 p. , 63 pl. .
- HALL J., CLARKE J.M. 1892, 1894 - An introduction to the study of the genera of palaeozoic Brachiopoda, in Palaeontology of New York, vol. VIII, part I, pp. I-XVI et I-354, pl. I-XX ; part II, pp. I-XVI et I-394, pl. XXI- LXXXIV. Geol. Survey. State New York.
- HARPER C.W. J.R., BOUCOT A.J. et WALMSLEY V.G. 1969 - The Rhipidomellid Brachiopod subfamilies Heterorthisinae and Platyorthisinae (New). J. Paleont. U.S.A., vol. 43, n° 1, January, p. 74-92 , pl. I5-I7, 2 text-fig. .
- HARTEVELT J.J.A. 1970 - Geology of the upper Segre and Valira valleys Central Pyrénées, Andorra-Spain, Leidse Geologische Mededelingen, Deel 45 , p. 167-236.
- HAVLICEK V. 1959 - Spiriferidae v českém siluru a devonu (Brachiopoda). Rozpr. Ustred. ust. geol. Prague, t. 25, pour 1957, 275 p. 101 fig., 28 pl. (rés. anglais, p. 221-275). Traduction B.R.G.M. , N° 3371.
- HEDDEBAUT C. 1964 - Recherches stratigraphiques sur le Silurien et le Dévonien du Massif des Aldudes (Basses-Pyrénées) Dipl. Et. Sup., Fac. Sc. Lille, 90 p. , 19 fig.-texte, 10 pl.
- HEDDEBAUT C. 1965 - Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le massif des Aldudes (Basses-Pyrénées).- B.S.G.F., 7° sér. t. 7 , p. 631-639, 7 fig. , 1 pl.
- HEDDEBAUT C. 1966 - Données nouvelles sur le Silurien et le Dévonien des Pyrénées basques. Ann. Soc. géol. Nord, 86, p. 197-200 ;
- HEDDEBAUT C. 1967 - Observations tectoniques sur le massif des Aldudes (Basses-Pyrénées).- C.r. Somm. Soc. géol. Fr., Fasc 7, p.280-281, 1 fig.
- HEDDEBAUT C. 1967 - Découverte d'un Westphalien à plantes dans les Pyrénées basques françaises. - C.r. Somm. Soc. géol. Fr. , Fasc. 3, p. 81-82 .

- HEDDIBAUT C. 1970 - Sur l'âge des formations paléozoïques du massif des Cinco-Villas (Pays basque espagnol) .- C.R. Somm. Soc. Geol. Fr. Fasc. 6, p. 205-207 .
- HICKEL D. 1972 - Cristallogéologie des phengites dans les quartzites micacées métamorphiques du Perm-Trias des Alpes piémontaises. Thèse 3^e cycle, Strasbourg.
- HOLLARD H. 1962 - Etat des recherches sur la limite siluro-dévonienne dans le Sud du Maroc. 2. Int. Arbeitstagung Silur/Devon-Grenze. Bonn Bruxelles 1960, Symposium-Band, Stuttgart, p. 96-97 .
- HOLLARD H. 1963 - Tableau du Dévonien du Sud de l'Anti-Atlas : introduction stratigraphique aux études de paléontologie. Notes Serv. géol. Maroc., t. 23, n° 172, publ. 1964, p. 165-109, 1 tabl. h. t.
- HOLLARD H. 1965 - Précisions sur la stratigraphie et la répartition de quelques espèces importantes du Silurien supérieur et de l'Éodévonien du Maroc présaharien. Notes Serv. géol. Maroc., t. 24, n° 185, p. 23-32, 2 tabl. .
- HOLLARD H. 1967 - Le dévonien du Maroc et du Sahara nord-occidental. Intern. Symp. Devonian Syst., Alberta Society of Petroleum Geologists, Calgary, Canada, vol. I, p. 203-244, 16 fig.-texte.
- HOSCHEK G. 1967 - Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. Contr. Min. Petr., 14, p. 123 - 162.
- JAHNKE H. 1971 - Fauna und Alter der Erbslochgrauwacke (Brachiopoden und Trilobiten, Unter Devon, Rheinisches Schiefergebirge und Hartz) Göttinger Arb. Geol. Paläont., n° 9, 105 p., 50 fig., 11 pl. ;
- JUCH D. 1970 - Das Variszikum von Maya del Baztan (spanische Westpyrenäen). Unteröffl. Diplomarbeit, Geol. Inst. T.H. Clausthal, 102 S., 19 Abb., 24 Fotos, 34 Diagr., 19 Profile, 3 Kartenanlagen ; Clausthal-Zellerfeld.
- JUCH D. & SCHAFER D. 1971 - L'Hercynien de Maya et de la vallée d'Arizakum dans la partie orientale du massif de Cinco-Villas (Pyrénées Occidentales d'Espagne).- Actes VI^e Congrès Intern. Etudes Pyrénéennes, Bagnères de Bigorre, 18-22 Sept. , Toulouse (à l'impression)
- JULIVERT M. 1965 - Sur la tectonique hercynienne à nappes de la Chaîne cantabrique (étude géologique de la région à l'Est du bassin central, Espagne). B.S.G.F. , 7^e sér. t. VII, p. 644-651, 2 fig. .
- JULIVERT M. 1971 - L'Evolution structurale de l'arc asturien. In Histoire structurale du golfe de Gascogne. Publications de l'I.F.P., collection Colloques et séminaires, n° 22, t. I, I. 2,28 p. , 4 fig.
- KARRENBERG H. 1934 - Die postvariszische Entwicklung des kantabro-asturischen Gebirges (Nordwestspanien).- Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3 Ser. Heft 2, 104 p., 21 fig. , 2 cartes en couleurs au 1/500.000^e et 1/100.000^e, Berlin.

- KAYSER E. 1871 - Die Brachiopoden des Mittel-und Oberdevons der Eifel. Z.dtsch. geol. Ges., Berlin, Bd. XXIII, p. 491-647, pl. IX-XIV.
- KAYSER E. 1889 - Die Fauna des Hauptquartzeits und der Zorger Schiefer des Unterharzes . Abh. Kön. preuss. geol. Landesanst., Berlin, N.F., H.I, 139 p., pl. I-XXIV.
- KAYSER E. 1892 - Beiträge zur Kenntnis der Fauna des Siegenschen Grauwacke. Jb. kön.preuss.geol.Landesanst. XI, pour 1890, p. 95-107, pl. X-XIV.
- KISCH J.H. 1969 - Coal-rank and burial metamorphic mineral facies. in "Adv. in Organic Geochemistry 1968 ", 317 p., Pergamon Press., p. 407-425.
- KLARR K. 1971 - Der geologische Bau des südöstlichen Teiles vom Aldudes-Quinto-Real-Massiv (spanische Westpyrenäen).- Clausthaler Geol. Abh., 11, 184 p., 42 fig., 1 tableau, 16 figures hors texte; Clausthal-Zellerfeld .
- KLEINSMIEDE W.F. J. 1960 - Geology of the Valle d'Aràn (Central Pyrénées).- Leidse Geol. Meded., 25, p. 129- 245, 2 ctes., 77 fig., Leiden .
- KONINCK L.G. de 1876 - Notice sur quelques fossiles recueillis par Dewalque dans le système gedinnien de A. Dumont. A. Soc. geol. Belq., III, pp. 25-52, pl. I .
- KOZŁOWSKI R. 1929 - Les Brachiopodes gothlandiens de la Podolie polonaise. Palaeont. polonica, Varsovie, t.I, 254 p., 95 fig., pl. I-XII .
- KOZŁOWSKI R. 1946 - Howellella a new name for Crispella Kozłowski, 1929 . J. Paleont., U.S.A., v. 20, n° 3, p. 295 .
- KRAUSSE H.F. 1973 - Übersicht über tektonische Formungen und Strukturen in den spanischen Westpyrenäen. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 142, 1, p. 1-29, Stuttgart.
- KRYLATOV S. 1963 - Note préliminaire sur les jaspes dinantiens des Pyrénées et leur cortège.- B.S.G.F. , 7°sér., t. 5, p. 312-317, Paris
- KRYLATOV S, LE FEVRE J., & STOPPEL D. 1968 - Le Dévonien supérieur et la limite dévono-carbonifère en Montagne-Noire (France). Lithostratigraphie - Biostratigraphie (Conodontes).- Bull. Centre Recherch. Pau, SNPA , 2, 2, p. 5 -33, 4 fig., 4 tabl. .
- KRYLATOV S. & STOPPEL D. 1971 - Attribution au Frasnien de la série de Sia (Zone primaire axiale des Pyrénées). Ses rapports avec celle des Agudes - Cap de Pales. Conséquences paléogéographiques. Z. Deutsch. Geol. Ges., Jahrgang 1970 - Bd. 122, p. 312-230, 3 fig., 1 pl., Hannover.
- KUBLER B. 1964 - Les argiles, indicateurs de métamorphisme. Rev. I.F.P., 19, p. 1093 -1112 .
- KUBLER B. 1970 - Cristallinity of illite. Detection of metamorphism in some frontals/ parts of the Alps. Fortschr. Mineral., 47, 1, p. 39-40 .

- KULLMANN J. 1970 - Oberdevonische und Karbonische Goniatiten-Faunen in den Spanischen Westpyrenäen - Clausthaler Geol. Abh., H.12 (in Vornereitung), Mskrpt. I4 S., b.d. Redaktion eingegangen 7.9.
- LAGNY P. 1963 - Etude géologique et métallogénique de la bordure méridionale du Massif du Labourd aux environs d'Itxassou. Thèse 3^e cycle, Géol. Appl. Paris, 120 p.
- LAGNY P. 1964 - Précisions sur l'âge d'une série grésoschisteuse dévonienne de la vallée du Laxia (Basses-Pyrénées).- C.R. somm. Soc. Geol. Fr., Fasc. 4, p. I44-I45 .
- LAMARE P. ^{I92I-} Sur le massif ancien du Labourd (Basses-Pyrénées).- C.R. somm. Soc. géol. Fr., Fasc. 9, p. I22-I23 .
- LAMARE P. 1923 - Sur quelques particularités de la structure du Pays Basque espagnol et sur le caractère tectonique de la région. B.S.G.F., 4^o sér., t. 23, p. I85-I92, I carte.
- LAMARE P. 1926 - Observations nouvelles sur la "nappe de marbrés " des Pyrénées navarraises.- B.S.G.F. , 4^o sér., t. 25, p. 689-68I .
- LAMARE P. 1927 - Sur la structure des Pyrénées navarraises.- C.R. I4^{ème} Congr. géol. internat. Madrid 1926, Vol. 2., p. 693-698 ; Madrid .
- LAMARE P. 1928 - Sur un type d'accident tectonique affectant les plis de fond pyrénéens du Pays basque espagnol. - C.R. Acad. Sci., Paris t. I87, p. 352-354.
- LAMARE P. 193I - Les éléments structuraux des Pyrénées basques d'Espagne. Essai de synthèse tectonique.- B.S.G.F. 5^o sér., t. I, p. 59-I30, 5 fig. 2 pl., (V et VI), I carte tectonique au I/200.000^e .
- LAMARE P. 1936 - Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne.- (Thèse Doct. Fac. Sc. Paris, 1936), Mém. Soc. géol. Fr., (N.S.) I2 , Nr. 27, 464 p., 305 fig., 7 pl. et I carte géologique en couleurs au I/200.000^e .
- LAMARE P. 1938 - Structure de la Basse-Navarre aux environs de Bidarray, St. Etienne-de-Baygorry et des Aldudes.- Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. 39, Nr. I96, p. I33-I64, 4 fig., I carte géol. en couleurs au I/50.000^e .
- LAMARE P. 1939 - La série paléozoïque du massif de Baygoura et de la vallée de la Nive ; ses relations avec les terrains secondaires environnants.- B.S.G.F., 5^o sér., t. 9, p. I63-I84, I carte.
- LAMARE P. 1940 - Le rôle et l'extension des mouvements orogéniques anté-aptiens dans les Pyrénées de la Basse-Navarre Française.- C.R. Acad. Sci. Paris, t. 2II, p. 230-23I .
- LAMARE P. 1940 - Le bassin triasique de Saint-Jean-Pied-de-Port. Ses relations avec le Paléozoïque et le Crétacé des montagnes environnantes. (feuilles de Saint-Jean-Pied-de-Port et de Mauléon).- Bull. Serv. Carte géol. Fr., t.42, N^o 203, p. I4I-I57, I carte géol. et coupes en noir.

- LAMARE P. 1941 - Remarques sur la structure du Pays Basque.- B.S.G.F., 5^o sér., T. 11, p. 97-112, 2 fig.
- LAMARE P. 1942 - Observations géologiques dans la partie ouest de la feuille de Mauléon.- Bull. Carte Géol. Fr., t. 43, n^o 208, p. 85-219, 27 fig. I pl., (Carte géol. au 1/20.000^e), Bibliographie.
- LAMARE P. 1943 - Les roches intrusives alé-hercyniennes des Pyrénées basques d'Espagne. Bull. Soc. Franç. Miner., t. LXVI, n^{os} 1-6, p. 337-370, I fig.
- LAMARE P. 1944 - Observations sur la tectonique des Pyrénées basques à propos des travaux géologiques d'E. EOURNIER. B.S.G.F., 5^{ème} sér., t. XIV, p. 103-116 .
- LAMARE P. 1945 a - Sur l'âge des poudingues dits de Mendibelza dans la haute vallée de la Nive et le massif de l'Erroçaté .- C.R. Acad. Sci. Paris, t. 221, p. 509-510 .
- LAMARE P. 1945 b - La terminaison orientale du massif des Aldudes, aux environs d'Arnéguy. (Révision de la feuille de Saint-Jean-Pied-de-Port au 1/80.000^e.) Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. 45, N^o 216, p. 265-305, 4 pl., 4 fig., Bibliographie.
- LAMARE P. 1945 c - Sur la tectonique de la partie occidentale du massif de Mendibelza et les relations structurales de ce massif avec celui des Aldudes.- C.R. Acad. Sci. Paris, t. 221, p. 585-586.
- LAMARE P. 1946 - Les formations détritiques crétacées du massif de Mendibelza.- B.S.G.F., 1946, 5^o sér., t. 16, p. 265-312 et 339-400, 7 fig., I tab., I pl. .
- LAMARE P. 1948 - Le contact entre le synclinal des Arbailles et le massif de Mendibelza dans le bassin du Lauribar (Basse-Navarre Française). Mém. Soc. Geol. Fr., Nouv. sér., t. XXVII, Fasc. 4, n^o 59, p. 1 à 52, 10 fig.
- LAMARE P. 1950 - Révision de la feuille de Mauléon au 80.000^e . L'anticlinal de la haute Bidouze et ses annexes. - Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. 47, N^o 226, p. 139-161, 2 pl. (8 coupes et I carte géol. au 1/20.000^e).
- LAMARE P. 1952 - La structure géologique des Pyrénées basques.- Prim. Congr. Internat. Piren., San Sebastian 1950, Géol-I, N^o General 18, 44 p., I carte au 1/200.000 ; Zaragosa.
- LAMARE P. 1954 - La bordure septentrionale des Pyrénées basques aux environs d'Espelette. Bull. Serv. Cart. Geol. Fr., t. 52, n^o 241, p. 335-353 .
- LAMARE P. 1956 - Présentation de la feuille de Saint-Jean-Pied-de-Port de la carte géologique de la France au 1/80.000^e (2^e édition 1953) avec remarques sur la structure de son territoire et de ses abords.- Act. deux Congr. internat. D'Etud. pyrén., Sect. I, 2, p. 73-123, 2 pl., Toulouse.

- LAMARE P. 1957 - La digitation primaire d'Amotz entre Espelette et Bare (Basses-Pyrénées). Bull. Serv. Cart. géol. Fr., t. 54, n° 250, fasc. B, p. II5-I34 .
- LAMARE P. et GOAR I. 1936 - Existence de minerais de fer oolithique dans le Dévonien des Pyrénées navarraises. Congrès Intern. Mines, Métall. et Géol. appl., VII^e session, Paris 1935 . C.R. Sect. de Geol. appl., t. I, p. 307-3II, 2 fig. 2 pl. .
- LARDEUX H. 1969 - Les Tentaculites d'Europe occidentale et d'Afrique du Nord. Ed. du C.N.R.S., Cahiers de Paleontologie, Paris. 238 p., I48 fig., I7 tabl. , 52 pl. .
- LAVERDIERE J.W. 1930 - Contribution à l'étude des terrains paléozoïques dans les Pyrénées occidentales. Mém. Soc. géol. Nord, Lille, t. X, fasc. 2, I3I p., I carte, 8 pl. , I3 fig.-texte.
- LE CORRE C. 1969 - Sur une paragenèse à chloritoïde dans les schistes de l'Ordovicien moyen des synclinaux du Sud de Rennes (Massif Armoricain). Bull. Soc. Geol. Mineral. Bretagne (C), 1, p. 33-44.
- LE FEVRE J. 1965 - Succession d'associations d'ostracodes et de Conodontes dans le Silurien et le Dévonien inférieur et l'Eifelien de quelques coupes de France et du Sahara. Mém. B.R.G.M., n° 33, p. 48-49 ;
- LEFRANC G. 1967 - Etude quantitative, granulométrique et qualitative des Feldspaths de quelques grès du Bassin houiller du Nord de la France. (Groupe d'Henin-Liétard). Dipl. Et. sup., Fac. lib. des Sc., Lille .
- LE MAITRE D. 1929 - La faune des couches à St. Cultrijugatus à Fourmies. Ann. Soc. géol. Nord., Lille, t. 54, pp. 27-74, pl. III .
- Le MAITRE D. 1934 - Etudes sur la faune des Calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis . M. Soc. géol. Nord, Lille, t. XI, 26I pp., I3 fig., I8 pl.
- LE MAITRE D. 1937 - Etude de la faune corallienne des calcaires givetiens de la Ville Dé d'Ardin (Deux-Sèvres). B.S.G.F., 5° sér., t. VII, p. I05-I28, pl. VII-X .
- LE MAITRE D. 1939 - Observations sur la faune de gisements dévoniens du Tafilalet (Maroc). B.S.G.F. , 5°sér., t. IX , p. 20I-206 .
- LE MAITRE D. 1944 - Contribution à l'étude du Dévonien du Tafilalet-I. La faune coblencienne de Haci-Remlia (SW de Taouz). Notes & M. Serv. géol. Maroc, n° 6I , I02 p. , 8 pl.
- LE MAITRE D. 1952 a - Contribution à l'étude des faunes paléozoïques de l'Adrar mauritanien, Sahara occidental. B.Dir. Mines Afr.-Occid.franc., n° I5, pp. 299-382, 2 dépl. h.t., 6 pl. h.t.
- LE MAITRE D. 1952 b - La faune du Dévonien inférieur et moyen de la Saoura et des abords de l'Erg Djemel (Sud Oranais). B. Serv. Carte géol. Algérie, Paléont., I° sér., n° I2, I70 p., fig., 2 pl.

- LE MAITRE D. 1959 - Les facies bercyniens de la bordure sud-orientale du Massif armoricain. Bull. Soc. Et. Scient. Angers, Nouv. Sér. t. II, p. 89-93 .
- LE MAITRE D. & HEDDEBAUT C. 1962 - Découverte d'un gisement à Gastrocrinus dans le Dévonien inférieur des Aldudes (B.P.)- C.R. Acad. Sci. Paris t. 254, p. 2399-2400, 2 fig.
- LE MAITRE D. & HEDDEBAUT C. 1963 - Présence de gisements à Scyphocrinites dans les Pyrénées basques.- C.R. somm. Soc. geol. Fr., Fasc. 8, p. 273-274 .
- LERICHE M. 1912 - La faune du Gédinnien inf. de l'Ardenne. M. Musée royal Hist. natur. Belg. , t. VI, 58 pp., 3 pl.
- LILLIE F. 1972 - Etude structurale comparée du Paléozoïque dans le Sud des Vosges et de la Forêt-Noire . Thèse 3^e cycle, Strasbourg, (en cours)
- LLOPIS LLADO N. 1958 - Las bases estratigráficas del Devónico de Asturias. Brev. Geol. Ast., Año III, nº I-2, p. 13-21, 2 fig., Oviedo.
- LLOPIS LLADO N. 1965 - Sur la paléogéographie du Dévonien du Nord de l'Espagne. C.R. somm. S.G.F., Fasc. 9, p. 290-292, 1 fig.
- LLOPIS LLADO N., VILLALTA J.F., CABANAS R., PELAEZ PRUNEDA J.R., et VILAS L., 1967 - Le Dévonien de l'Espagne . Inter. Symp. Devonian Syst. Alberta Society of Petroleum Geologists, Calgary, Canada, vol. I, p. 171-187, 9 fig.-texte.
- LOMBARD A. 1972 - Séries sédimentaires, Genèse, évolution.- Masson & Co, Paris, 425 p., 89 fig.
- LOTZE F. 1931 - Nordöstlich gerichtete Strukturelemente im Bau der Westpyrenäen .- Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Mat.-Phys. Kl., Fachgr. IV, Nº I, p. 1-13, 5 fig.; Berlin.
- LOTZE F. 1934 - Über " Autochtone Klippen ", mit Beispielen aus den westlichen Pyrenäen .- Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. Fachgr. IV, N.F., I, Nr I, p. 1-10, 10 fig.; Berlin .
- LOTZE F. 1957 - Zum Alter nordwestspanischer Quarzit-Sandstein-Folgen.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 10, p. 464-471; Stuttgart.
- LOTZE F. 1958 - Geologische Karte des Pyrenäisch-Kantabrischen Grenzgebietes 1/200.000.- Abh. Akad. Wiss., Mainz ; Mainz 1958
- LUCAS G., COLLOMB P. et BEAUDOU A. 1967 - Contribution à l'étude pétrographique de la montagne d'Arrée. B.S.G.F., 7^o sér., t.9, p.170-176 .
- MAILLARD P. 1966 - Etude géologique et métallogénique de la région de Valcarlos (Navarra).- Thèse Doct. 3^e cycle, Uni. Paris, Fac. Sc. , 108 p., 17 fig., 4 coupes et 1 carte en couleurs au 1/20.000^e.
- MAILLIEUX E. 1910 - Contribution à l'étude de la faune du Dévonien de la Belgique. Première note sur les Spirifères. Bull. Soc. belge. Géol. Paléont., Hydrog., Bruxelles, t. XXIII, pour 1909. p. 323-375, 1 tabl.

- MAILLIEUX E. 1931 - La faune des grès et schistes de Solières (Siegenien moyen). M. Musée royal Hist. natur. Belgique, n° 51, p. I-90, pl. I-II .
- MAILLIEUX E. 1932 - Faune de l'assise de Winenne (Emsien moyen) sur les bordures méridionale et orientale du bassin de Dinant. M. Musée royal d'Hist. natur. Belgique, n° 52, 102 p. 4 pl.
- MAILLIEUX E. 1935 - Contribution à la connaissance de quelques Brachiopodes et Pélécy-podes dévoniens. M. Musée royal d'Hist. natur. Belgique, n° 70, 42 p. 4 pl.
- MAILLIEUX E. 1936 - La faune et l'âge des quartzophyllades siegeniens de Longlier. Mém. Mus. royal Hist. natur. Belgique, Bruxelles, n° 73, p. I-140, pl. I-III.
- MAILLIEUX E. 1937 - Les lamellibranches du Dévonien inférieur de l'Ardenne. Mém. Mus. Royal. Hist. natur. Belgique, Mém. N° 81, 273 p.
- MAILLIEUX E. 1938 - Le Couvinien de l'Ardenne et ses faunes. M. Musée royal d'Hist. natur. Belgique, n° 83, 57 pp. 2 pl.
- MAILLIEUX E. 1941a - Répartition des Spiriferidae et des Spiriferinidae dans le Dévonnien de l'Ardenne. Bull. Inst. royal Sci. natur. Belgique Bruxelles, t. XVII, n° 13, 6 p.
- MAILLIEUX E. 1941b - Répartition des Brachiopodes dans le Dévonien de l'Ardenne. Bull. Inst. royal. Sci. natur. Belgique, Bruxelles, t. XVII, n° 30, p. I-14 .
- MAILLIEUX E. 1941c - Les Brachiopodes de l'Emsien de l'Ardenne. M. Musée royal d'Hist. natur. Belgique, n° 96, p. I-74, 4 fig.
- MALLADA L. 1882 - Reconocimiento geológico de la provincia de Navarra. - Bol. Com. Map. Geol. Esp. , 9, I-64, 1 carte géol. en couleurs au 1/800.000^e Madrid.
- MALLADA L. 1898 - Explicacion del mapa geológico de Espana - Tomo III Sistemas devoniano y carbonifero . Memorias de la Comision del mapa geológico de Espana, Madrid.
- MATTAUER M. 1966 - Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne.- Geotectonika, 5, p. 22-31, 5 fig.; Moscou.
- MAUREL M. 1967 - Stratigraphie du Dévonien inférieur et moyen de la Montagne -Noire.- Mém. B.R.G.M., N° 33, p. 63-65 .
- MAURER F. 1886 - Die Fauna des rechtrheinischen Unterdevon. aus meiner Sammlung. Darmstadt .
- MAURER F. 1893 - Paleontologische Studien im Gebiet des rheinischen Devon. Neues Jb. Miner. Geol., Paläont., Bd, I, 14 p. pl. I-IV .
- MELOU M et PLUSQUELLEC Y 1967 - Répartition de la pyrophyllite dans quelques niveaux du Briovérien et du Primaire armoricain. C.R. Acad. Sci. Paris, 265-D, p. I4-I6 .

- MEY P.H.W. 1968 - The geology of the upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain, Leidse Geologische Mededelingen, Deel 4I, p. 152-220 ; Geology of the upper Ribagorzana and Tor valleys, Central Pyrenees, Spain, Sheet 8, 1/50.000, Leidse Geologische Mededelingen, Deel 4I, 1968, p.229-292 .
- MIROUSE R. 1966 - Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. -(Thèse Fac. Sci., Toulouse, 1962) . Mém. Carte Géol. de France, 45I p. 3 Ctes, 16 pl., 122 fig.
- MIROUSE R. et PILLET J. 1961, -Trilobites devoniens de la partie occidentale de la zone axiale pyrénéenne. B.S.G.F., 7^e sér. , t.III, p. 474-480, 1 pl.
- MITTMAYER H.G. 1965 - Die Bornicher Schichten im Gebiet Zwischen Mittelrhein und Idsteiner Senke (Taunus, Rheinische Schiefergebirge). Notizbl. hess. Landesamtes Bodenforsch., Bd 93., p. 73-98, 5 fig., 9 pl., 2 tabl., WIESBADEN .
- MOHR K. & PILGER A. 1965 - Das Nord-Süd-streichende Lineament von Elizondo in den westlichen Pyrenäen - Geol. Rdsch., 54, 2 , p.1044-1060, 7 fig. ; Stuttgart
- MOORE C. 1959 - Treatise on Invertebrate Paleontology Part 0 - Arthropoda 1. Géol. Soc. of America et University of Kansas Press.
- MULLER RAINER 1971 - Sur la géologie du bord occidental du massif Quinto-Real entre Lanz et le Col de Velate (Navarra, Pyrénées occidentales espagnoles) Actes VI^e Congrès Intern. Et. Pyrénéennes Bagnères de Bigorre 18-22 Sept. 1971 (à paraître).
- MULLER J. 1965 - Le revêtement permotriasique du Jarra et de l'Arradoy en Pays de Cize (Pyrénées occidentales françaises). Analyse structurale et cinématique des déformations . Actes Soc. Linn. Bordeaux, t. 102, série B, n° 9 .
- MULLER J. 1967 - Sur la superposition des déformations dans les Pyrénées occidentales. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 265, série D, p. 400-402 .
- MÜNSTER 1840 - Beitrage zur Petrefacten Kunde. Bayreuth, 129p., 24 pl.
- OEHLERT D. 1877 - Sur les fossiles dévoniens du département de la Mayenne. B.S.G.F., 3^e sér. , t. V, pp. 578-603, pl. IX-X .
- OEHLERT D. et OEHLERT P. 1886 - Etude de quelques fossiles de l'Ouest de la France. App. Sci. Écol. Paris, t. XIX, art. I, 80p. 5pl. .
- OEHLERT D. et OEHLERT P. 1897 - Fossiles dévoniens de Santa Lucia (Espagne) (Ière partie). B.S.G.F. 3^e sér., t. 24, pour 1896, p. 814-875, 12 fig. , pl. XXVI - XXVIII .

- OEHLERT D. & OEHLERT P. 1901 - Fossiles dévoniens de Santa Lucia (Province de Léon, Espagne) (2^e part.). Ibid., 4^e sér. , t. I, p. 233 - 250, 12 fig., pl. VI .
- OVTRACHT A. 1967 - Gothiando-Dévonien et Dévonien inférieur du massif de Mouthoumet (Aude). - Mém. B.R.G.M., Nr 33, p. 171-188, Paris
- PAECKELMANN W. 1942 - Beiträge zur Kenntnis devonischer Spiriferen. Abh. Seichtstelle f. Bodenforschung. Berlin, N.F. , H. 197, 188 p., 95 fig., 8 pl.
- PALACIOS P. 1919 - Los terrenos mesozoicos de Navarra. - Bol. Inst. Geol. Min. Esp., 40, (20 de la 2^o Ser.), 19 fig., 1 carte géol. en couleurs au 1/ 400.000, 1-155; Madrid
- PALACIOS P. 1919 - La formación cambriana en el Pirineo Navarro.- Bol. Inst. Geol. Min. Esp., 40 (20 de la 2^o Ser.), p. 157-162, 8 pl., 1 fig.; Madrid.
- PEDRO G. 1965 - La classification des minéraux argileux. Ann. Agron., 16, n^o hors série, 1, 108 p.
- PELISONNIER H. 1958 - Observations géologiques sur la partie NW de la feuille de Luchon au 50.000e .- Bulle Serv. Carte Géol. Fr. , n^o 255, 56, p. 181-187, 3 fig.
- PENEAU J. 1928 - Etudes stratigraphiques et paléontologiques dans le S E du massif armoricain (St-Julien-de-Vouvantes). B.Soc. Sci. natur. Ouest. (4), 8, 300 p., 24 tabl., Laval.
- PERRET M.F., JOSEPH J., MIROUSE R. et MOURAVIEFF A. 1972 - Un précieux jalon chronostrographique dans le Paléozoïque pyrénéen ; la datation des " calcaires rubanés " du Pic Barrue (Hautes-Pyrénées). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 274, p. 2439 - 2442 .
- PETTER G. 1959 - Coniatites dévoniennes du Sahara . Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, n.s., Paléontologie, M. n^o 2, 313 pp., 58 fig., pl. I - XXVI, tabl.
- PETTER G. 1960 - Clyménies du Sahara. Publ. Serv. Carte géol. Algérie., n.s., Paléontologie, M. n^o 6, 58 pp. , 5 fig., pl. I-VIII.
- PHILIPPS J. 1841 - Figures and descriptions of the Paleozoic Fossils of Cornwall, Devon and West Somerset. Mém. geol. Surv. Great Britain. Londres. Vol. I, in octave.
- PILGER A. 1959 - Zur Genese der Magnesite in den Westpyrenäen.- Z. deutsch. geol. Ges., III, T.I., p. 198-208, 7 fig. , 2 pl.; Hannover
- PILGER A. 1973 - Die entwicklung von Oberdevon, Unterkarbon und Namur im Gebiet des Magnesites von Eugui in den spanischen Westpyrenäen . N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 142, p. 44-58, Stuttgart.
- POCOCK Y.P. 1966 - Devonian schizophorid Brachiopods from Western Europe. Palaeontology, vol. 9, Part 3, p. 381-412, 26 text-fig., pl. 66

- RADIG F. 1961 - Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nordspanien).-
Geol. Rdsch. 51, p. 249-267, 7 fig. 2 pl.; Stuttgart.
- REQUADT H. 1966 - Kartierung im Paläozoikum nördlich von Oronoz-Mugaire
(span. Westpyrenäen).- Unveröff. Diplomarbeit Geol. Inst. T.U.
Clausthal, Teil II, p. I-86, 6 Karten-u.Profinanl.; Clausthal-
Zellerfeld.
- REQUADT H. 1971 - Aperçu sur la Stratigraphie et les facies du Dévonien
inférieur et moyen dans les Pyrénées occidentales d'Espagne. Act.
VI^e Congrès Intern. Et. pyr. , Bagnères e-de-Bigorre 18-22 Sept.1971
(à paraître).
- REQUADT H. 1972 - Zur Stratigraphie und Fazies des Unter - und Mitteldevons
in den spanischen Westpyrenäen. Clausthaler Geol Abh. , 13, 113 p.,
40 text.-fig., 1 pl.
- RENAUD A. 1942a - Le Dévonien du synclinorium médian Brest-Laval. 1er fasc.
Stratigraphie. M. Soc. Géol. Minér. Bretagne, t. VII, 184 pp., 9 fig.
- RENAUD A. 1942b - Le Dévonien su synclinorium médian Brest-Laval. 2^e Fasc.
Paléontologie. M. Soc. geol. Minér. Bretagne., t. VII, 439 pp., 14 pl.
- RENOUF J.T. 1972 - Brachiopods from the Grès à Orthis monnieri formation
of northwestern France and their significance in Gedinnian/siegenian
stratigraphy of Europe Palaeontographica, Stuttgart, Bd 139, Abt. A,
133 p. pl. 21 à 26, 11 fig.-Text.
- RIOS J.M. 1956 - El Cretaceo en Espana. El sistema cretacea de los
Pirineos de Espana. Mém. Inst. geol. y min. Espana, t. 57, p. I-128 .
- RIOS J.M., ALMELA A. et GARRIDO J. 1945 - Datos para el conocimiento
estratigrafico y tectonico del Pirineo navarro. Notas y Comm. Inst.
geol. y min. Espana., t. 14, p. 141-198 .
- RICHTER Rud. et E. 1926 - Die Trilobiten des Oberdevons. Berlin , Abh.
Preussischen Geol. Landesanstalt. , N.F., H. 99, 314 p., 12 pl., 18 text-
fig.
- ROEMER C.F. 1844 - Das rheinische Uebergangsgebirge. Eine palaeontologisch-
geognostische Darstellung, in quarto, Hanovre (Hahn), 96 p., pl. I-VI .
- ROGER Ph. 1965 - Etude stratigraphique et structurale de la zone des
Nogueras entre l'Esera et l'Isabena (Huesca-Espagne. Actes Soc.
Linnéenne Bordeaux, tome 102, série 3, n° 5 ; 27 p., 1 carte 1/20.000°
- ROTH H. 1960 - Lagerstätttenkundliche Bearbeitung der Magnesite und seiner
Begleit-gesteine von Eugui/Westpyrenäen mit einer stratigraphisch-
tektonischen Kartierung der Umgebung - Unveröfftl. Diplomarbeit,
Geol. Inst. Bergakad. Clausthal, Teil II, 16 S., 3 Profiltaf., 1 geol.
Karte : Clausthal-Zellerfels.
- ROUAULT M. 1846 - Extrait du mémoire sur les Trilobites du Département
d'Ille-et-Vilaine. B.S.G.F., 2^e s. to. IV, p. 309-328 .

- ROUSSEL B. 1905 - Tableau stratigraphique des Pyrénées.- Bull. Carte Géol. Fr., Nr.97, t.15, 23-131, 66 fig. 3 pl.
- RUNZHEIMER H. 1935 - Proetus (Proetus) crassimargo (F.A. Roemer 1850) und einige verwandte Formen. Senckenbergiana Bd 17, n° 314, : p182-206, 5 pl.
- SAGON J.P. 1965 - A propos du chloritoïde dans les schistes dévoniens du bassin de Châteaulin (région d'Uzel, Saint-Gilles du Vieux-Marché, Côtes du Nord). C.R. Som. Soc. géol. Fr., p. 269-270 .
- SAGON J.P. 1967 - Le métamorphisme dans le Nord-Est du bassin de Châteaulin: découverte de chloritoïde et de margarite dans les schistes dévoniens. C.R. Som. Soc. géol. Fr., p. 206-207
- SANDBERGER G. & F. 1850-1856 - Die Versteinerungen des Rheinischen Schichtensystems in Nassau. Wiesbaden, 564 p. Atlas
- SARTENAER P. 1957 - Esquisse d'une division stratigraphique nouvelle des dépôts du Famennien inférieur du Bassin de Dinant. Bull. Soc. belg. Geol. Paleont. Hydrol., t. LXV, année 1956, fasc. 3 et dernier, p. 421-446.
- SARTENAER P. 1970 - Nouveaux genres rhynchonellides (Brachiopodes) du Paléozoïque. Bull. Inst. r. Sci. nat. Belg., 46, 32 , 32 p.
- SCHÄFER F. 1970 - Das Westpyrenäenpaläozoikum im südlichen Arizakun-Tal, Valle del Baztan, Spanien .- Unveröff. Diplomarbeit Geol. Inst. TU. Clausthal, 67, Abb. Profile, Diagr. u. Karten : Clausthal-Zellerfels.
- SCHERP. A, STADLER G. et SCHMIDT W. 1968 - Die Pyrophyllit-führenden Tonschiefer des Ordovizium im Ebbesattel und ihre Genese. Neues Jahrb. F. Min. Abh., 108,p. 142-165 ,
- SCHLOTHEIM E. 1813 - Beiträge zur Naturgeschichte der Versteinerungen in geognostischer Hinsicht (in Leonhard Taschenb. Min., VII) .
- SCHLOTHEIM E. 1820 - Die Petrefactenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte durch die Beschreibung seiner Sammlung versteinerter und fossiler Ueberreste des Thier-und Pflanzenreichs der Vorwelt. In octavo Gotha 54 pl. in-quarto suppl. 1822,1823 ,
- SCHMIDT H. 1931 - Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen.- Abh. Ges.Wiss. Gött., III, H.5, 85 p., 21 fig., 2 pl.; Berlin.
- SCHMIDT H. 1951 - Nuevas faunas namurienses de los Pirineos occidentales de Espana (Navarra y Guipúzcoa).- Publ. extr.Geol. Esp. , 6, H.5, p. 7-23 ; Madrid.
- SCHNUR 1851 - Die Brachiopoden aus dem Ueberhangsgebirge der Eifel. Programm ver. höh. Bürger - u. Provinzial-Gewerbeschule, Trèves.

- SCHNUR J. 1853 - Zusammenstellung und Beschreibung sämtlicher im Uebergangsgebirge der Eifel vorkommenden Brachiopoden nebst Abbildungen derselben. Palaentographica, Cassel, Bd 3, Lief. 4,5,6, pp. 169-247, pl. XXII-XLV .
- SCUPIN H. 1900 - Die Spiriferen Deutschlands. Paleontol. Abb., Iena, Bd. VIII (N.F., Bd. IV), H.3, p.207-344 (3-140), 14 fig., pl.XXIV-XXXIII (I-X).
- SOLLE G. 1953 - Spiriferen der gruppe arduennensis.- intermedius im Rheinischen Devon .- Abh.hess.L.- Amt Bodenforsch., 5, I-156, 45 fig. 7 tabl., 18 pl., Wiesbaden 1953.
- SOLLE G. 1963 - Hysterolites hystericus (SCHLOTHEIM) (Brachiopoda ; Unterdevon), die Einstufung der oberen Graptolithen-Schiefer in Thüringen und die stratigraphische Stellung der zone des Monographus hercynicus. Geol. Jb., Hanovre, 81, pp. 171-220, 3pl., 2fig.
- SOUGY J. 1961 - Les formations paléozoïques du Zemmour noir (Mauritanie septentrionale). Etude stratigraphique, pétrographique et paléontologique. Thèse, Univ. Nancy, 679, pp. , bibl., pl. I-L, fig., tabl., 2 cartes.
- SOWERBY J. et SOWERBY J de C. 1812-1846 . The mineral Conchology of the Great Britain.
- SPRIESTERBACH J. 1942 - Lenneschiefer (Stratigraphie, Fazies und Fauna). Abb. Beichsamts für Bodenforsch., N.F., H.203, pp. I-218, II pl. 19 fig.
- STEININGER J. 1853 - Geognostische Beschreibung der Eifel. Trèves, 143 p., pl. I-9, cartes.
- STRUVE W. 1963 - Beiträge zur Kenntnis devonischer Brachiopoden, 3 : Alatiformia n.g. (Spiriferacea). Senck. leth., Bd 44, n° 6, p. 499-500.
- STRUVE W. 1964 - Über Alatiformia - Arten und andere äusserlich ähnliche Spiriferacea. Senck. leth., Frankfurt/Main, Bd 45, n° I-4, p.325-346, I pl. , 2I text-fig.
- STUART-MENTEATH P.W. 1881.- Sur la Géologie des Pyrénées de la Navarre, du Guipuzcoa et du Labourd.- B.S.G.F., 3.sér., t. IX, p. 304-333, 4 pl., I carte au 1/200.000 ;
- STUART-MENTEATH P.W. 1886 - Note préliminaire sur les gisements métallifères des Pyrénées occidentales. B.S.G.F., 3éme sér., t. XIV, p. 587-607.
- STUART-MENTEATH P.W. 1888 - Sur les terrains dévoniens des Pyrénées occidentales. B.S.G.F. , 3é.Sér. , t. XVI, p. 410-412 .

- STUART-MENTEATH P.W. 1891 - Note sur une carte géologique de la Haute et Basse Navarre.- B.S.G.F. , 3^e sér. t. XIX , p. 917-921.
- STUART-MENTEATH P.W. 1912 - Sur les gisements métallifères des Pyrénées occidentales. Bulletin de la " Biarritz Association " 1909-1913, Juin 1912, 12 p., 1 carte géol au 1/200.000 .
- TEICHMÜLLER M. 1971 - Anwendung kohlenpetrographischer Methoden bei der Erdöl- und Erdgasprospektion. Erdöl. und Kohle, 24, p.69-76 .
- TERMIER P. 1905 - Structure géologique des Pyrénées occidentales. C.R.Acad. Sci. Paris, t.CXLI, p. 966-968.
- TERMIER F., TERMIER H. 1947 - Paléontologie marocaine. I. Généralités sur les Invertébrés fossiles. Notes & M. Serv. Maroc. géol. , n° 69, 391 pp., 22 pl. de fig.
- TERMIER G. et TERMIER H. 1950 - Paléontologie marocaine. II. Invertébrés de l'ère primaire. Fasc. II. Bryozoaires et Brachiopodes. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc., n° 77, 253 p., Pl. I-CXXI .
- VENDERCAMMEN A. 1963 - Spiriferidae du Dévonien de la Belgique. Mém. Inst. royal Sci. natur. Belgique., Bruxelles, 150, p. I-179, 13 pl.
- VANDERCAMMEN A. et KRANS Théo. F. 1964 - Révision de quelques types de Spiriferidae d'Espagne. Bull. Inst. r. Sci. nat. Belg., to. XL, n° 16, 40 p., 18 text-fig.
- VERNEUIL E. de 1850 - Notes sur les fossiles dévoniens du district de Sabers (Léon). B.S.G.F., 2^e sér., t. 7, p. 155-186, pl. III-IV .
- VERNEUIL E. de, ARCHIAC A. d' 1845 - Note sur les fossiles du terrain paléozoïque des Asturies, B.S.G.F., 2^e s., t. II, p. 458-480, pl.XIII-XV .
- VIENNOT P. 1927 - Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises.- Bull. Serv. Carte géol. Fr., 30, Nr 163 , 267 p., 35 fig., 1 pl.
- VIERS G. 1960 - Le relief des Pyrénées occidentales et de leur Piémont. (Pays basque français et Baretous). Privat-Editeur, 604 p., 85 fig., 28 pl. , Toulouse.
- WALLISER O.H. 1962 - Conodontenchronologie des Silurs (= Gothlandiums) und des tieferen Devons mit besonderer Berücksichtigung der Formationsgrenze. 2. Int. Arbeitstagung über die Silur/Devon-Grenze, Bonn-Bruxelles 1960, Symposiums-Bd, Stuttgart, pp. 281-287, 1 fig., 1 tabl.
- WASSOJEWITSCH N.B. , KORTSCHAGINA N.W., LOPATIN W.W. et TSCHERNIKOW K.A. 1969 - Die Hauptphase der Erdölbildung. Z. Angew. Geol., Berlin, 15, p. 611-621 .

- WATERLOT G. 1931 - Description d'un Scyphocrinus elegans ZENKER Crinoïde du Silurien supérieur des Pyrénées Orientales. Ann. Soc. Geol. Nord, t. LVI, p. 49-62 .
- WATERLOT G. 1945 - Sur l'extension au Pays basque de la grande faune graptolithique de Sardaigne. Bull. Serv. Carte géol. Fr., 45 , N° 216, p. 255-264
- WATERLOT M. 1967 - Contribution à l'étude géologique du Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles, Thèse Fas. Sc., Lille 1967 : Memorias del Instituto Geologico y Minero de Espana, 70, 259 p., 6 pl., 4 cartes.
- WATERLOT M. 1969 - Grands faits stratigraphiques et paléogéographiques du Carbonifère antéstéphanien des Pyrénées centrales espagnoles. B.S.G.F., 7^e sér., t. 11, p. 502-510.
- WIRTH M. 1967 - Zur Gliederung des höheren Paläozoikums (Givet-Namur) im Gebiet des Quinto-Real (Westpyrenäen) mit Hilfe von Conodonten.- N.Jb. Geol. Paläont., Abh., 127, 2, p. 179-244, 14 fig., 2 tabl., 4 pl. ,; Stuttgart.
- ZANDVLIET J. 1960 - The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France/Spain . Leidse Geologische Mededelingen, Deel 25, P. I-127 .
- ZWART H.J. 1964 - The structural évolution of the Paleozoic of the Pyrenees Geol Rdsch., 53, (1963), 1, p. 170-205, Stuttgart.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

P L A N C H E I

- Fig. 1 — Plis aigus dans les quartzites ordoviciens du Valcarlos, au Sud de Ganecoleta, sur la rive droite de la Nive d'Arneguy. (cf. fig. 11 A). Vue prise du Mont Laurigna.
- Fig. 2 — Face S W de la crête de la fig. 9 B, prise du gisement fossilifère U Ad. A l'arrière plan la crête d'Arrosse au Pic d'Orisson. (fig. 9 A) .
- Fig. 3 — Charnière d'un pli dans les quartzites ordoviciens du Valcarlos, sur la rive droite de la Nive d'Arneguy près de Ganecoleta. Vue prise de la rive gauche.
- Fig. 4 — L'anticlinal dévonien de la Région du Jarra et de l'Arradoy (cf. fig. 4 A - B - C) ; à droite la charnière; à gauche, le Trias du Jarra discordant sur les dolomies du flanc sud de l'anticlinal.

P L A N C H E I I

- Fig. 1 _ Les plis de la pente sud du Mont Mataria et du Col d'Acorain dans le synclinal de l'Adarza. Le grand pli " en genou " à gauche a une orientation N 163 ° E .
- Fig. 2 _ Vue d'ensemble de la face S W des Pics Adarza et Mendimotcha. Horizontalité des dolomies massives emsiennes et des calcaires à Polypiers couviniens. La colonne stratigraphique de la fig. 15 est prise le long de l'arête descendant, à gauche de la photo, du sommet du Pic Adarza. Vue prise du Col d'UZKALEPOA.
- Fig. 3 - 4 _ Détail des plis visibles dans les couches plastiques situées sous les dolomies emsiennes à la base des Pic Adarza et Mendimotcha.

P L A N C H E III

- Fig. 1 — Le Flanc nord du synclinal de l'Adarça en pente structurale vers le Sud. A droite, le sommet du Beharria, puis, en continuant la crête, le col d'Ourdancia, le Pic Arrolakoharria et le Pic Adarza. Au premier plan, à gauche, la pente nord du mont Mataria.
- Fig. 2 — La face sud de la Colline d'Achteguilepo au S W d'Urepel. (cf. fig. 20 B). La colonne stratigraphique de la fig. 18 a été prise, à gauche de la photo, après les arbres, le long de la nouvelle route de Pampelune.

P L A N C H E IV

- Fig. 1 — Vue d'ensemble de la vallée de la Nive des Aldudes prise d'un sommet au N W du village. Au premier plan, l'alignement de collines en " quartzites des Aldudes ". Au second plan, la ligne de crête où se situe le chevauchement du Silurien de la Forêt de Hayra sur le Dévonien des Aldudes. A l'arrière plan, à gauche, les Pics Adarza et Mendimotcha.
- Fig. 2 — Au S E des Aldudes près de la maison Etchetoa, vue sur le chevauchement du Silurien de Hayra sur les " quartzites des Aldudes ". Le contact passe juste au-dessus du promontoire rocheux formé par ces dernières roches très brisées.
- Fig. 3 — Le pli " en genou " de la rive gauche du Ruisseau de l'Imiliztegui, au S W d'Urepel, sur la pente sud de la colline Patarramonho. (cf. fig. 17).

P L A N C H E V

- Fig. 1 _ Ogyginus (?) sp. - x 1
 Gist. : Ondaya (au N. de Saint-Martin-d'Arrossa)
 Ordovicien (Llandeilien ?) p 228
- Fig.2-3-4_ Dianops sp. p 229
 Famennien supérieur - Zone à Goniclymenia
 2 : Gist. : 4 C V , éch. 39
 3 : Gist. : 4 C V , éch. 38
 4 : Gist. : 4 C V , éch. 27 - x 1
- Fig. 5 _ Phacops cf. menchikoffi LE MAITRE, 1952;
 empreinte du céphalon
 Gist. : 1 C V, éch. 33 Couvinien inférieur (Co1a).p 230
- Fig. 6 _ " Proetus " sp.
 Gisement : 1 C V . Couvinien inférieur (Co1a) p 232
- Fig. 7 _ Asteropyge sp. ; empreinte de pygidium.- x1
 Gist. : 1 C V , éch. 31 . Couvinien inférieur (Co1a)p 231
- Fig. 8 _ Platyorthis cf. verneuili (DE KONINCK, 1876) ;
 a : moule int. de v.v. ;
 b : moule int. de v.d., au centre, empreinte de v.v.
 Gist. : I bis Ay, éch. 4 . Gédinnien p 183
- Fig. 9 _ Platyorthis cf. verneuili (DE KONINCK, 1876) ; . . . p 183
 contre-empreinte d'un moule de v.d.
 Gist. : Lav. 40, éch. 1 . Gédinnien
- Fig.10-11_ Schizophoria cf. provulvaria (MAURER,1893).. . . . p 180
 Gédinnien sup. ou Siegenien inf.
 10 : moule int. de v.d. Gist. : I Ad, éch. 8 .
 11 : moule int. de v.v. Gist. : I Ad, éch. 15.
- Fig.12 à14_ Stropheodonta piligera (SANDBERGER, 1850).p 184
 12 : empreinte de v.v. Gist. : 12 Ald, éch. 54.
 Emsien sup. - x 1
 13 : moule int. de v.d. Gist : 24 Ald, éch. 12
 Couvinien inf. (Co1a)
 14 : moule int de v. v. Gist. : 6 bis CV , éch. I
 Couvinien inf. (Co1a)

P L A N C H E VI

- Fig. 1 à 3 — Douvillina (Meacdouyillina) triculta (FUCHS, 1919). p I86
Gédinnien sup. ou Siegenien inf.
- 1 : empreinte de v.v. Gist. : I Ad, éch. 29
2 : empreinte de v.d. Gist. : I Ad, éch. 33 - x 1
3 : moule int. de v.d. Gist. : 7 M B, éch. 5
- Fig. 4 - 5 — Proschizophoria torifera FUCHS, 1919 p I81
Gédinnien
- 4 : moules int. de v.v. Gist. : U Ad, éch. 9 - leg. > 1
5 : moule int. de v.d. Gist. : U Ad, éch. 1
- Fig. 6 à 10 — Centrorhynchus e g. letiensis (GOSSELET, 1879)..... p I91
Famennien supérieur (ou extrême sommet du
Famennien inf.)
- 6 : v.d. d'une grande et d'une petite forme.
Coll. Laverdiere, gist. Haritzerutz, éch. 1 .
7 : lumachelle montrant l'association des deux formes
grande et petite . Gist.: 3 Beh, éch. 3 .
8 : vue dorsale d'une petite forme - x1
Coll. Lamare, gist. 472 Q F, éch. 3 .
9 : vue latérale de l'échantillon précédent.- X1
10 : moule int. de v.v. d'une grande forme
Gist. 52 Ald, éch. 6 .
- Fig. 11 — Camarotoechia nucula (SOWERBY, 1839): vue ventrale
Gist. : 5 Ay, éch. C 5 . Gédinnien sup. ou Sieg. inf. p I89
- Fig. 12 — Uncinulus sp.; moule int. de v.d.
Gist. : 2 Ay, éch. c I0 . Gédinnien sup. ou
Siegenien inf. p I88
- Fig. 13 — Uncinulus sp. ; moule int. de v.v.
Gist. : I Ad, éch. 37. Gédinnien sup. ou Siegenien
inf. p I88

P L A N C H E VII

- Fig. 1 — cf Howittia paillettei (de VERN, 1850); moule int.
de v.d.
Gist. : 24 Ald, éch. 17 . Couvinien inf. (Co1a)..... p 194
- Fig 2 à 4 — Acrospirifer primaevus p 195
Siegenien sup. ou Emsien inf.
2 : v.v. Gist. : 6 bis Alb, éch. 1 - x 1
3 : moule int. de v.v. Gist. : 2 Ald, éch. 39 - x 1
4 : v.d. Gist. : 2 Ald, éch. 48 - x1
- Fig. 5 à 11 — Howellella mercurii (GOSSELET, 1880). p 196
Gédinnien sup. ou Siegenien inf.
5 : moule int. de v.d. Coll. Laverdiere, gist. 11,
éch. 34 - x1
6 : moule int. de v.d. montrant les traces de lamelles
apicales Coll. Laverdière, gist. 12, éch. 33 - x1
7 : moule int. de v.d. Gist. 2 N S J, éch 21 .
8 : moule int. de v.d. Gist. 2 N S J , éch. 11
9 : empreinte de v.d. Gist. 7 Ad, éch. 1
10 : moulage de l'empreinte précédente
11 : moule int. de v.d. Gist 7 Ad, éch? 12 - x1
- Fig. 12 -13 — Howellella cf. mercurii (GOSSELET, 1880). p 197
Gédinnien
12 : moule int. de v.d. Gist. : IBis Ay, éch. 7
13 : moule int. de v.d. Gist. : 3 B, éch. 11
- Fig. 14 — Howellella cf spuria (BARRANDE, 1848); v.v. p 198
Gist. : 3 B , éch. 10 . Gédinnien .
- Fig. 15-20 — Hysterolites hystericus cf pachypleura SOLLE, 1963... p 199
Gédinnien sup. ou Siegenien inf.
15 : moule de v.v. Gist. I Ad, éch. 67 - x1
16 : moules int. de v.d. Gist. : I Ad, éch. 40
17 : moule int. de v.v. Gist. : I Ad, éch 71
18 : microsculpture micro-épineuse marginale
Gist. : 5 Ad, éch 8 .
19 : moule int. de v.v. Gist. : 0 Ad, éch 100
20 : moule int de v.v. Gist. I M B, éch. 14.

P L A N C H E VIII

- Fig. 1-2-3 _ Hysterolites cf hystericus (SCHLOTHEIM, 1820).....p 200
 Gédinnien sup. ou Siegenien inf.
 1 : moule int. de v.v. Gist. : 5 B, éch. 10
 2 : moules int. de v.v. Gist : 5 B, éch 6
 3 : moule int de v.v. Gist : 5 B, éch 11
- Fig. 4 à 10 _ Mauispirifer gosseleti (BECLARD, 1887).p 201
 Gédinnien sup. ou Siegenien inf.
 4 : Moule int. de v.d. Gist. : 3 Ad, éch. 11
 5 : id^o Gist. : 4 Ay, éch. 1
 6 : id^o forme étroite. Gist. : 6 B, éch. 11
 7 : microsculpture radiée sur le fond du sinus.
 Gist. : 0 Ad, éch. 9I - x 6
 8 : moule int. de v.v. Gist. 3 Ay, éch. 4
 9 : moule int. de v.v. Gist. : 0 Ad, éch. 47
 10 : microsculpture radiée sur le bourrelet **excavé**
 Gist. : 0 Ad, éch. 65 - x 8
- Fig. 11 à 15 _ Mauispirifer sp.p 203
 Gédinnien sup. ou Siegenien inf.
 11 : moule interne de v.v. Gist. : 2 B , éch 38.
 12 : v.v. montrant la haute interarea.
 Gist. 0 Ad, éch. 5 .
 13 : v.v. forme étroite. Gist. 0 Ad, éch. 75-X1
 14 : microsculpture radiée. 0 Ad, éch. 1 - X 7
 15 : v.d. avec microsculpture radiée
 Gist. : 0 Ad, éch 14

P L A N C H E IX

- Fig. 1 à 3 — Paraspirifer cultrijugatus (C.F.ROEMER, 1844).....p 205
 1: moule int. de v.v. forme étroite
 Gist. : 10 CV, éch. 8 . Couvinien inf. (Co1a)-x1
 2 : v.d. forme étroite.
 Gist. : 10 CV, éch. 10. Couvinien inf. (Co1a)-x1
 3 : v.d. forme large
 Gist. : 16 CV, éch. 7 . Couvinien inf. - x 1
- Fig. 4 à 6 — " Baachyspirifer " sp. e g. rousseaui (ROUAULT, 1846)p 207
 Gédinnien sup. ou Siegenien inf.
 4 : v.d. Gist. : 1 Bis Ald, éch. 1 .
 5 : v.d. Gist. : I A d, éch. 33
 6 : empreinte de v.d. écrasée, montrant l'allure
 serrée des lamelles de croissance. Gist.: IAd, éch 6.
- Fig. 7 à 11 — Euryspirifer e g. paradoxus-pellico.p 209
 7 : empreinte de v.v. Gist. 2 Ald, éch. 57 - x1
 Siegenien sup. ou Emsien inf.
 8 : moule int. de v.d. Gist. : 4 Ald, éch. 1 - x1
 Siegenien sup ou Emsien inf.
 9 : empreinte de v.v. avec pli dans le sinus - x1
 Gist. : 11 CV, éch. 5 . Couvinien inf. (Co1a)
 10 : moule int. de v.v. Gist. : 20 Ad, éch 4 - x1
 Emsien
 11 : v.d. Gist. : 12 Ald, éch. 41 - x1
 Emsien sup.

P L A N C H E XI

- Fig. 1 à 4 — Alatiformia alatiformis (DREVERMANN, 1907)p 217
 Couvinien inf. (Co1a)
 1 : moule int. de v.d. Gist. 40 Ald, éch 2
 2 : moule int de v.v. Gist. 10 CV, éch. B 4
 3 : moule int. de v.d. Gist 8 CV, éch. 1
 4 : détail de la region cardinale de l'éch. précédent.
- Fig. 5 à 8 — "Spirifer" sp 1.p 219
 Gédinnien sup. ou Siegenien inf.
 5 : moule int. de v.v. Gist. : 4 Ay, éch 5 - x1
 6 : moule int. de v.v. Gist. : 2 Ay, éch. 3 - x1
 7 : moule int. de v.v. Gist. : 3 Ay, éch. A - x1
 8 : moule int. de v.v. Gist : 3 Ay, éch. B - x1,3
- Fig. 9 - 10 — "Spirifer" sp 2.p 220
 Gédinnien sup. ou Siegenien inf.
 9 : empreinte de v.v. Gist. : 7 Ad, éch. 2.
 10 : empreinte de v.d. Gist . : 3 Ay, éch. 11
- Fig. 11 - 12 — "Spirifer" sp 3.p 221
 Gédinnien sup ou Siegenien inf.
 11 : empreinte de v.v. Gist. : 2 B , éch.b
 12 : moule int. de vv. Gist. : 2 B , éch. a - x 1
- Fig. 13 — ? Branikia sp.p 222
 empreinte de v.v. Gist. : 3 Ay, éch. 8 - x 1
- Fig. 14 -15 — Mutationella barroisi (ASSELBERGHS, 1930)p 223
 Gist. : 5 Ay . Gédinnien sup ou Siegenien inf.
- Fig. 16 — Mutationella sp.p 224
 Gist. : 5 Ay . Gédinnien sup. ou Siegenien inf.
- Fig. 17 à 19 — Posidonia venusta (MUNSTER, 1840)p 226
 Famennien sup. Zone à Gonioclymenia .
 17 : Gist. : 4 CV , éch. 62
 18 : " : " , éch. 61
 19 : " : " ; éch. 60
- Fig. 20 — Volynites cf. velaini (MUNIER-CHALMAS, 1876)p 234
 Gédinnien sup. ou Siegenien inf.
 moulages à partir d'empreintes. Gist. : 5 B, éch.3

1934
11/23



PL. II



1



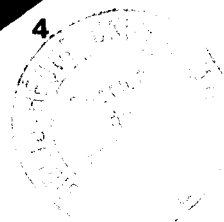
2



3



4



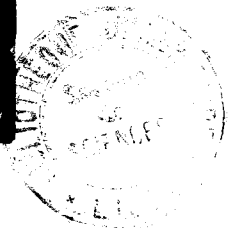
PL. III



1



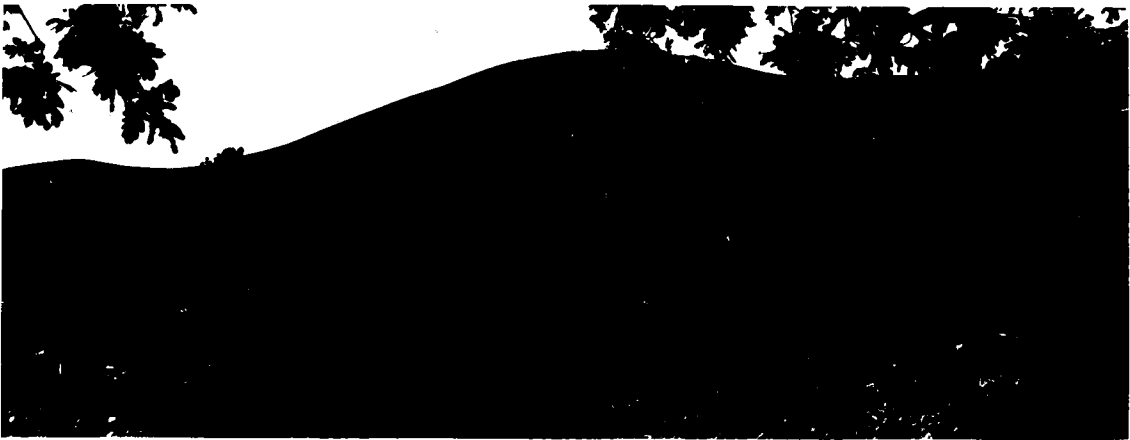
2



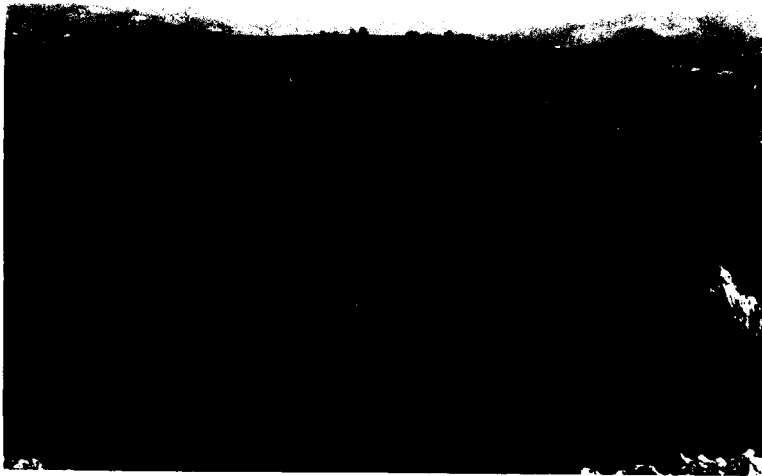
PL. IV



1



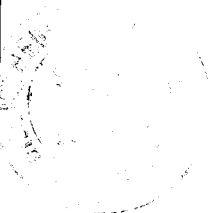
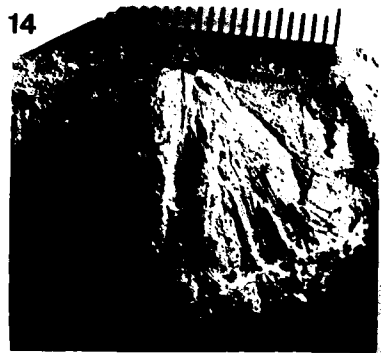
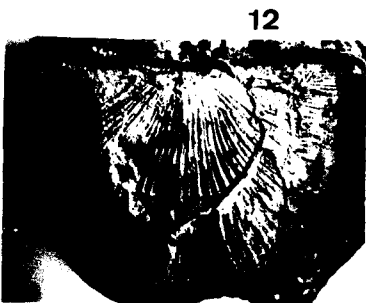
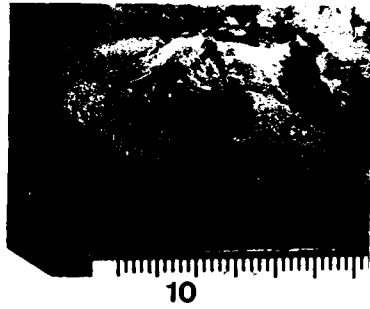
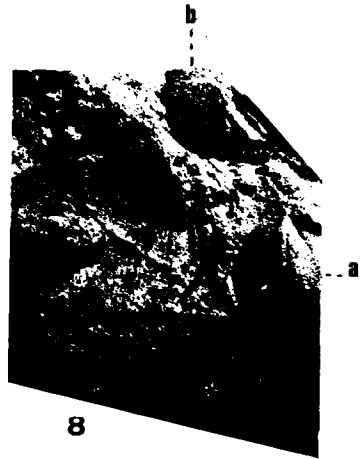
2



3



Pl. V



Pl. VI



1



4



2



3



5



9



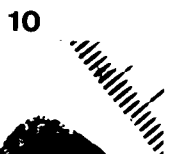
8



7



6



10



11



12



13



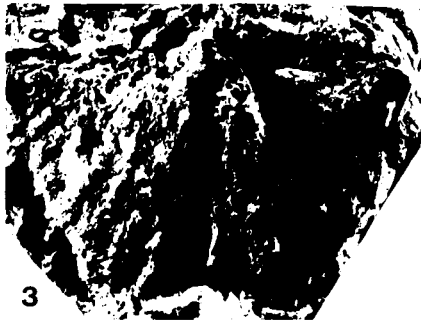
Pl. VII



1



2



3



5



4



6



7



14



11



10



8



9



15



16



12



13



19



18

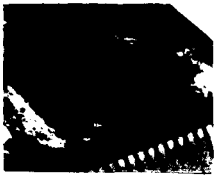


17



20

Pl. VIII



1



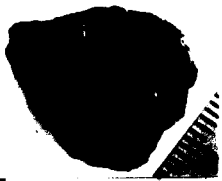
2



3



4



5



6



7



10



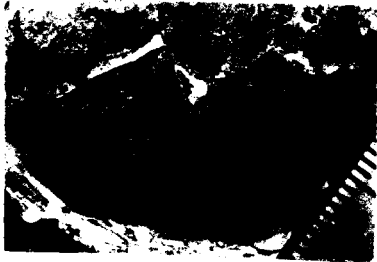
9



8



11



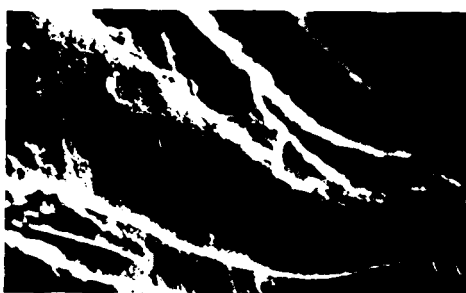
12



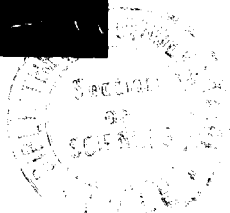
13



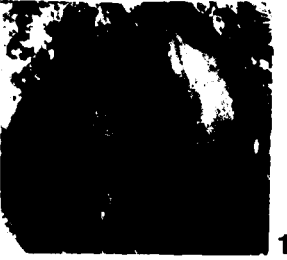
15



14



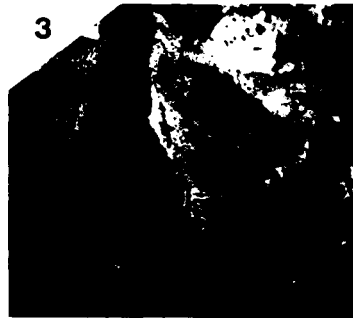
PI. IX



1



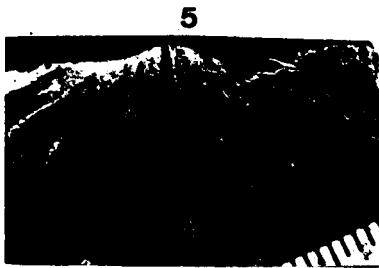
2



3



4



5



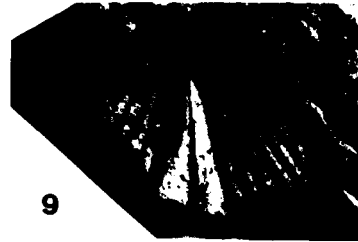
6



7



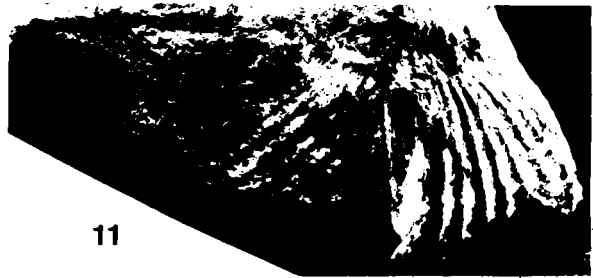
8



9



10



11

Pl. X



1



2



3



4



5



6



7



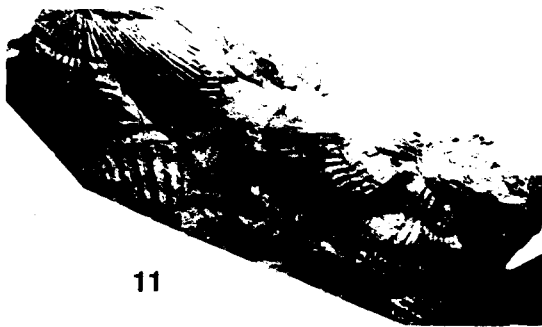
8



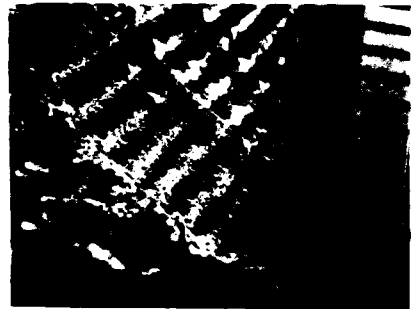
9



10



11



12



13



14



15



Pl. XI



1



2



3



4



5



6



8



7



9



10



11



12



13



14



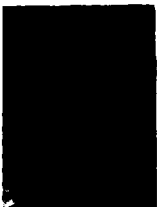
20



16



15



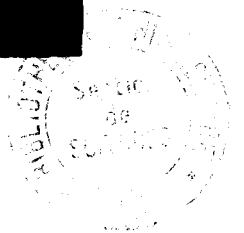
17

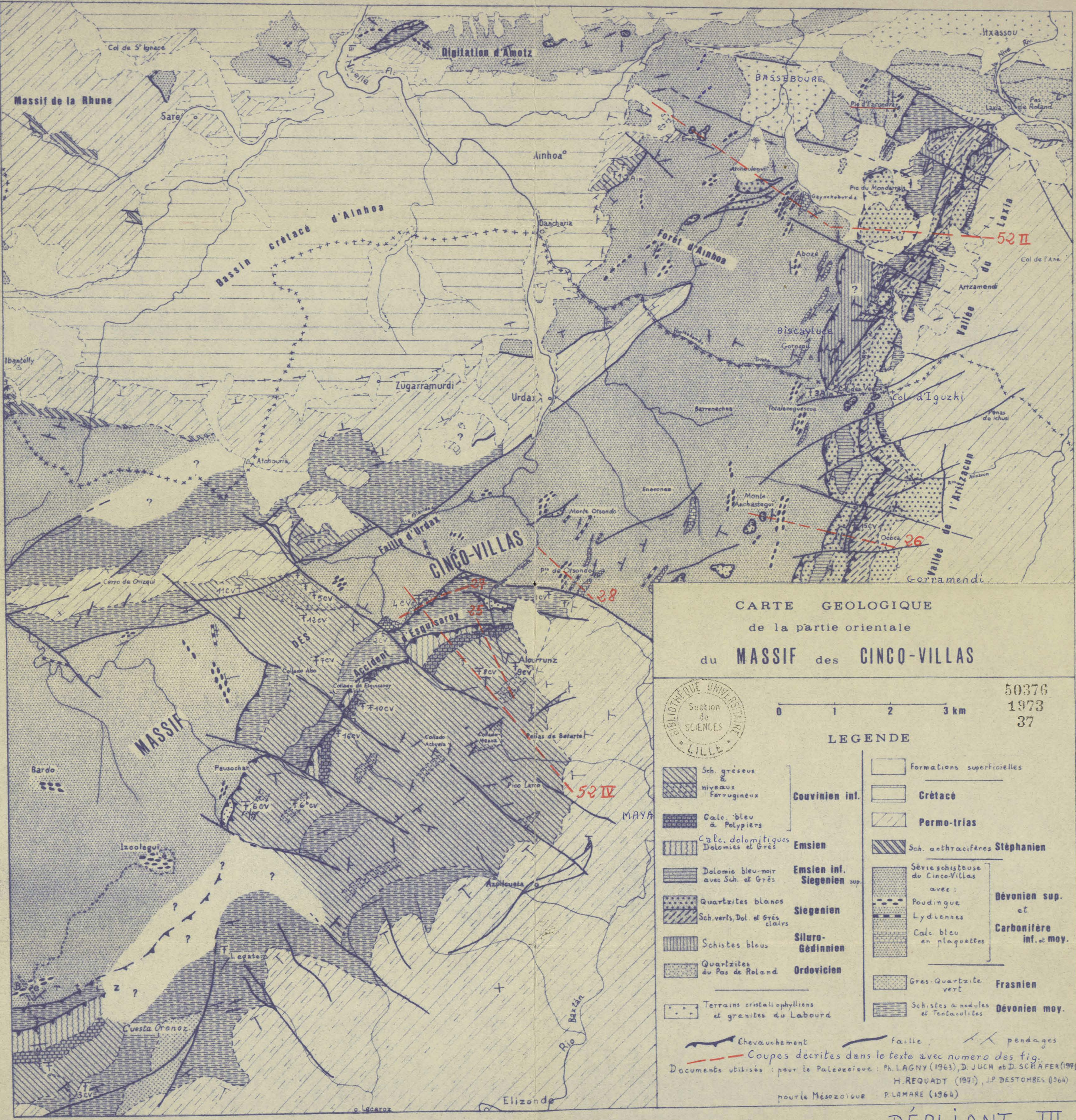


18



19





CARTE GEOLOGIQUE
de la partie orientale
du MASSIF des CINCO-VILLAS



50376
1973
37

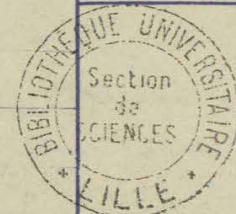
0 1 2 3 km

LEGENDE

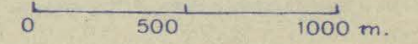
- | | | | |
|--|----------------------------------------------------|--|-----------------------------------------------------------|
| | Sch. gréseux et niveaux ferrugineux | | Formations superficielles |
| | Calc. bleu à Polypiers | | Crétacé |
| | Calc. dolomitiques Dolomies et Grés | | Permo-trias |
| | Dolomie bleu-noir avec Sch. et Grés | | Sch. anthracifères |
| | Quartzites blancs | | Série schisteuse du Cinco-Villas avec Poudingue Lydiennes |
| | Sch. verts, Dol. et Grés clairs | | Calc bleu en plaquettes |
| | Schistes bleus | | Grés-Quartzite vert |
| | Quartzites du Pas de Roland | | Schistes à nodules et Tentaculites |
| | Terrains cristallophylliens et granites du Labourd | | |

Chevauchement faille pendages
Coupes décrites dans le texte avec numero des fig.
Documents utilisés : pour le Paléozoïque : Ph. LAGNY (1963), D. JUCH et D. SCHÄFER (1971)
H. REQUADT (1971), J.P. DESTOMBES (1964)
pour le Mésozoïque : P. LAMARE (1964)

CARTE GEOLOGIQUE 50376
de la 1973
REGION DU JARRA & DE L'ARRADOY 37



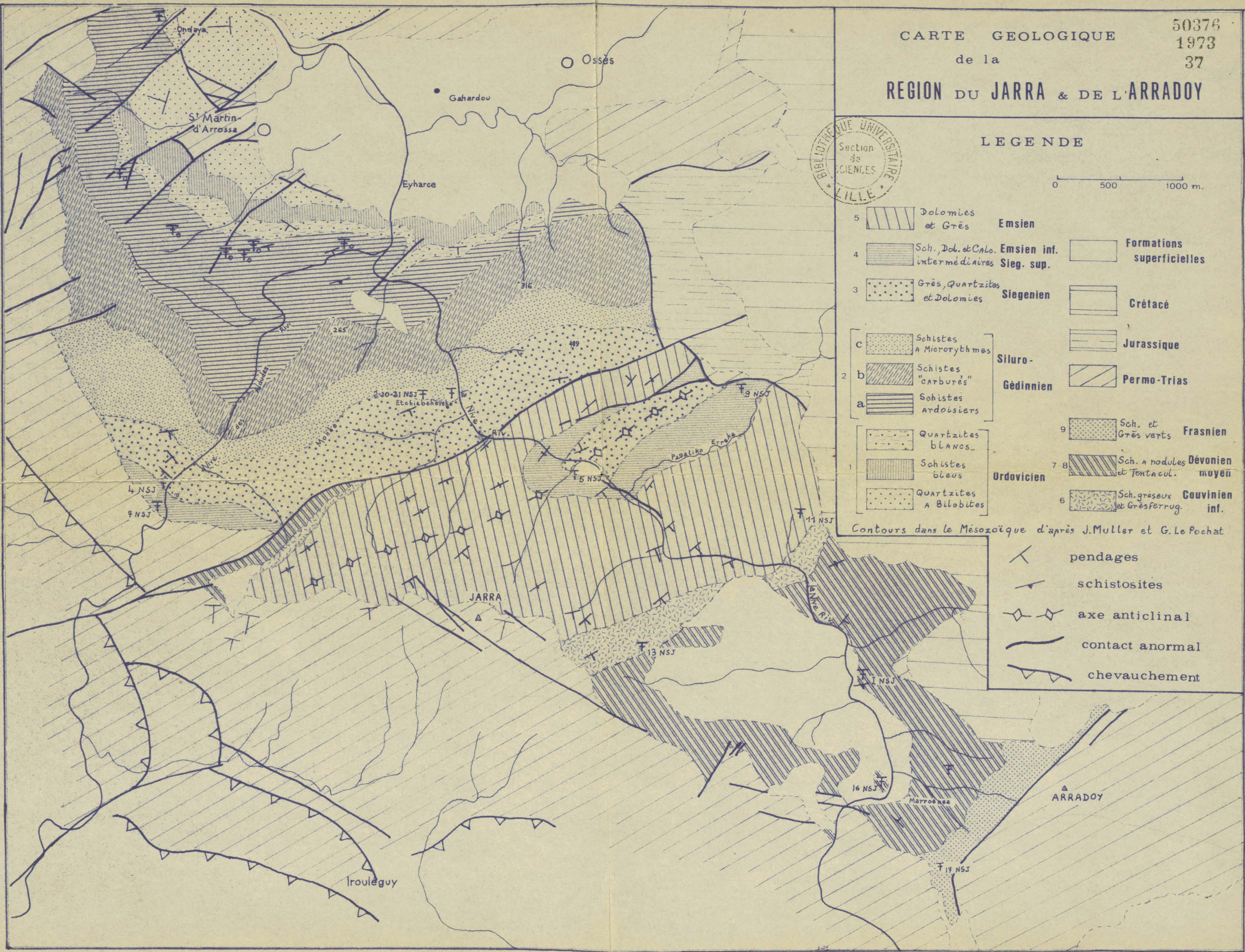
LEGENDE



5		Dolomies et Grès	Emsien		Formations superficielles		
4		Sch., Dol. et Calo. intermédiaires	Emsien inf. Sieg. sup.		Crétacé		
3		Grès, Quartzites et Dolomies	Siegenien		Jurassique		
c		Schistes A Microrhythmes	Siluro-Gédinnien		Permo-Trias		
b		Schistes "Carburés"	OrdoVICIEN	9		Sch. et Grès verts	Frasnien
a		Schistes ardoisiens		7 8		Sch. A modules et Tentacol.	Dévonien moyen
		Quartzites blancs	OrdoVICIEN	6		Sch. gréseux et Grès ferrug.	Couvinien inf.
		Schistes bleus					
		Quartzites A Bilobites					

Contours dans le Mésozoïque d'après J. Muller et G. Le Pochat

	pendages
	schistosites
	axe anticlinal
	contact anormal
	chevauchement





LEGENDE STRATIGRAPHIQUE

50376
1973
37

CARTE GEOLOGIQUE

du MASSIF DES ALDUES (PYR. ATLAN.)

- Sch gréseux et Grès
- Calcaires récifaux
- Dolomies
- Sch. Dol. et Calc. récifaux (Adarza, Château-Pignon)
- Série grés-dolomitique (au SW du Massif)
- Région des Aldues: 3. Quartzites des Aldues
- 2. Sch. verts, Dol. et Grès clairs
- 1. Quartzites, Dolomies et sch. (Adarza, Château-Pignon)
- Sch. et Calc. à faune mixte gédinnienne et siegenienne
- Schistes avec bancs de Grès
- Quartzites à Bilobites, et sch.
- OrdoVICIEN
- formations superficielles.
- Crétacé-Eocène
- Permo-Trias
- Grès micaces et sch.
- Série carbonatée (Dol. et Calc. avec "magnésite")
- Grès violets à C. verneuili
- Grès verts et Sch.
- Schistes à nodules et Tentaculites
- Dévonien moyen
- Westphalien s.l.
- Namurien inf. Viséen
- Famennien sup.
- Famennien inf. Frasnien

Documents utilisés : pour le Paléozoïque du Valcarlos (partie sud) et d'Asturreta : K. Mohr et A. Pilger (1964), K. Klarr (1971)
pour le Permo-Trias, le Crétacé et l'Eocène : P. Lamare (1954).

Coups décrits dans le texte avec numéro des fig.

- Légende tectonique
- Pendages
 - Schistosites
 - Failles
 - Chevauchements

