

50376
1979
60

N° d'ordre : 100

50376
1979
60

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES

DE LILLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR D'UNIVERSITE

MENTION GEOLOGIE APPLIQUEE

par

Dennis BOURKE

ETUDE GEOLOGIQUE DE LA TERMINAISON
ORIENTALE DU MASSIF DE LA MALADETTA ET
DE SES ABORDS, REGION D'ESPOT (province
de Lérida, Pyrénées espagnoles).



Soutenue le 29 juin 1979 devant la Commission d'Examen

MM	Ch. DELATTRE	Président
	M. WATERLOT	Rapporteur
	P. CELET	Examineur
	J.M. CHARLET	Examineur
	B. RUNNEGAR	Invité

AVANT - PROPOS

Avant d'exposer les résultats de mes recherches, je tiens à remercier les nombreuses personnes qui en ont permis la réalisation.

Tout d'abord, j'assure de ma très vive reconnaissance et profonde gratitude mon Directeur de Recherches, Monsieur le Professeur M. WATERLOT, à qui je dois d'avoir pu profiter d'un séjour en France. Il m'a proposé le sujet de ce travail, m'a présenté le terrain et m'a suivi tout au long de l'année. Je le remercie de son intérêt constant aussi bien dans mon travail que dans les problèmes que j'ai pu rencontrer dans la vie quotidienne en France.

Je remercie Monsieur le Professeur Ch. DELATTRE d'avoir bien voulu présider le jury, et aussi pour sa chaleureuse bienveillance pendant mon séjour au laboratoire.

Je remercie également Monsieur le Professeur J.M. CHARLET d'avoir accepté d'examiner ce travail, mais aussi pour ses conseils et ses avis qui m'ont été précieux au cours de l'étude du Massif de la Maladetta, d'une part sur le terrain, et d'autre part au laboratoire.

Monsieur le Professeur P. CELET a bien voulu accepter de s'associer à mon jury. Je tiens à lui exprimer ici ma plus vive reconnaissance.

J'assure de ma profonde gratitude Monsieur J.M. DEGARDIN pour ses conseils sur le terrain et son infatigable aide dans la correction de la première copie de ma thèse.

A Monsieur P. BLANQUART et sa famille, j'exprime ma reconnaissance de leur aide et de leur compagnie pendant mes deux séjours dans les Pyrénées.

Merci aussi aux autres membres du laboratoire de Géologie Fondamentale et Régionale: Mehmet ARSLAN, Christian BECK, et Charlotte VINCHON, qui ont été mes compagnons de tous les jours et qui m'ont encouragé au long de mon travail.

Enfin, j'assure de ma gratitude tout le personne technique, sans l'aide duquel ce travail n'aurait pu être mené à bien: Madame BREBION, qui a effectué le tirage Offset; Monsieur CARPENTIER, qui s'est soigneusement occupé des photographies; Madame MASSINON, qui a assuré le dactylographie de cet ouvrage; et Monsieur PLUQUIN, qui l'a assemblé et relié.

Je voudrais aussi assurer de ma gratitude le Gouvernement français qui m'a accordé une bourse grâce à laquelle j'ai pu effectuer ce séjour en France et M. Hervé LE PORZ, Conseiller Culturel et Scientifique à l'Ambassade de France en Australie pour l'appui bienveillant qu'il m'a accordé lorsque j'ai sollicité cette bourse.

RESUME

Dans la haute chaîne primaire des Pyrénées centrales espagnoles, les structures observées à l'extrémité orientale du Massif granitique de la Maladetta sont, du Nord vers le Sud, le Dôme de Salat-Pallaresa, le Synclinorium d'Espot-Andorre et le Dôme d'Orri. L'établissement d'une carte géologique détaillée a permis de préciser la stratigraphie de ces terrains anté-hercyniens et de faire des corrélations avec d'autres régions des Pyrénées centrales.

Dans le secteur étudié, les dômes se composent d'une séquence néritique, plissée isoclinalement et rattachée au Cambro-Ordovicien. Le Silurien, une ampélite pyriteuse, marque la limite entre le Dôme de Salat-Pallaresa et le synclinorium qui renferme une série calcaro-pélimitique allant du Dévonien au Carbonifère. La découverte à l'Est de Llessuy de Climacograptus rectangularis McCOY a permis de confirmer que dans les Pyrénées centrales, il y eut sédimentation continue pendant le Silurien inférieur. A l'Ouest de Llavorsi, le flanc méridional du synclinorium est caractérisé par l'absence du Silurien et une grande partie du Dévonien inférieur. On considère que ces formations ont été "expulsées" tectoniquement de ce flanc, là où la limite entre le synclinorium et le Dôme d'Orri correspond à la Faille de Llavorsi.

Tous les terrains sédimentaires ont été plissés par l'orogénèse hercynienne. A la fin de cette orogénèse, un batholithe composite, le Massif de la Maladetta à composition d'une granodiorite à biotite et muscovite, a pénétré et métamorphisé la terminaison occidentale du synclinorium. Il existe plusieurs phases successives de métamorphisme qui sont principalement liées à la mise en place de différents faciès pétrographiques du massif.

Plus tard, pendant une phase de forte compression (peut-être la phase majeure de l'orogénèse pyrénéenne) plusieurs failles orientées de N 110° à N 130° ont recoupé tous les terrains. Le jeu de ces failles fut une surélévation des parties septentrionales par rapport aux parties méridionales, traduite dans le synclinorium par des chevauchements vers le Sud.

Finalement, le massif et ses terrains métamorphiques sont remontés le long des failles de Pala d'Eriexe, de Picardes et d'Espot. On considère que le massif et ses terrains métamorphiques représentent une partie profonde du synclinorium et que les failles de Ratera et d'Espot correspondraient respectivement à la Faille de Llavorsi et le système de failles en échelon, d'Estahis-Escalo-Aydi.

RESUMEN

Se trata de las estructuras geológicas ubicada al Este del Macizo Granítico de la Maladetta, en la Alta Cadena de las Pyreneas Centrales Espanoles. Estas estructuras se dividen en tres unidades principales, desde el Norte hacia el Sur : el Domo de Salat-Pallaresa, el Synclinatorim de Espot-Andorra, y el Domo de Orri. Un mapeo geológico detallado de esta región ha traído precisiones sobre la estratigrafía de los terrenos ante-hercynianos, y ha permitido de establecer correlaciones con otras regiones de la Pyreneas Centrales.

En la región estudiada, los domos se componen de una secuencia hercyniana, plegada con estilo isoclinal, y fechada del Cámbrico-Ordovícico. El Silurico, representado por filitas piritosas, marca el límite entre el Domo de Salat-Pallaresa y el Synclinatorium d'Espot Andorra, en el cual aflora una secuencia calcarea-lutítica de edad Devonica a Carbonífera. El descubrimiento, al Este de Llesuy, de Climacograptus rectangularis Mc Coy ha permitido de reconfirmar la continuidad de la sedimentación durante el Silurico inferior en las Pyreneas Centrales. Al Oeste de Llavorsi, el flanco Sur del synclinatorium se caracteriza por la ausencia del Silurico y de una gran parte del Devonico inferior. Se considera que estos niveles faltan por consecuencia de un juego inverso de la Falla de Llavorsi, la cual separa el synclinatorium del domo.

Todos los terrenos sedimentarios han sido plegados durante el ciclo orogénico hercyniano. Al final de esta orogénesis, la terminación occidental del synclinatorium ha sido intrusiónada y metamorfizada por un batolito complejo : el Macizo de la Maladetta; este último se compone de un cuerpo principal de granodiorita con biotita y amfibolo, y de unos cuerpos menores de granito con biotita y muscovita. Se ha observado la existencia de varias fases sucesivas de metamorfismo, correspondiendo a las diferentes intrusiones que componen el Macizo.

Más tarde, durante una fuerte compresión (puede ser la fase principal de la orogénesis pyreneana), varias fallas orientadas N 110 E a N 130 E han cortado el conjunto de los terrenos. El juego de estas fallas ha provocado un levantamiento relativo de los compartimentos meridionales, y un cabalgamiento hacia el Sur en el synclinatorium.

Por fin, el macizo y su cobertura metamórfica han sido levantados a lo largo de las Falla de Pala d'Eriexe, de Picardes, y de Espot. Se considera que el macizo y sus terrenos metamórficos representan una parte profunda del synclinatorium y que las Fallas de Ratera y de Espot podrían corresponder respectivamente a la Falla de Llavorsi y al sistema de fallas en "échelon" de Estahis-Escaloydi.

ABSTRACT

In the high palaeozoic chain of the central Spanish Pyrenees, the structures observed at the eastern extremity of the Maladetta batholith are, from north to south, the Salat-Pallaresa Dome, the Espot-Andorra Synclinorium, and the Orri Dome. The establishment of a detailed geological map based on lithostratigraphic units introduced by MEY (1967b) and HARTEVELT (1970), has allowed the presentation of a more precise stratigraphic analysis of the palaeozoic sequence exposed in the Espot area and its correlation with other sequences in the central Pyrenees.

The oldest rocks noted in the Espot area are located in the domes and are attributed to the Cambro-Ordovician. For the most part, these domes consist of an isoclinally folded sequence of thinly-bedded sandstone, siltstone and mudstone, lightly regionally metamorphosed to phyllite. A conglomerate, in part, overlies this sequence and is in turn overlain by a tuffaceous sandstone. A marly limestone overlain by a blackish pyritic mudstone is often found at the top of the sequence.

A black, carbonaceous, pyritic shale, rich in Silurian graptolites, marks the limit between the Salat-Pallaresa Dome and the Espot-Andorra Synclinorium which is composed of a calcareo-pelitic sequence considered to range in age from Lower Devonian to Lower Carboniferous. The discovery of Climacograptus rectangularis McCOY, a graptolite characteristic of the Lower Llandoveryan, confirms that there was continuous sedimentation during the Lower Silurian in the central Pyrenees. To the west of Llavorsi, the Silurian and a large part of the Lower Devonian are missing from the southern flank of the synclinorium. These two very plastic sequences are considered to have been expelled tectonically from the southern flank which is limited to the south by the Llavorsi Fault.

All the sedimentary sequences in the Espot area were folded during the Hercynian Orogeny. At the end of this orogeny, the Maladetta batholith, a composite intrusion, penetrated and metamorphosed the western end of the Espot-Andorra Synclinorium. The bulk of the eastern part of the batholith is composed of a biotite-amphibole granodiorite which is intruded by small bodies of a biotite-muscovite-cordierite granite. The precocious basic facies which is found in the Tahull region and associated with the Nethou Unit of the batholith, does not exist in the Espot area. Around the batholith, several phases of contact metamorphism are evident. A relationship is drawn between these phases of metamorphism and the emplacement of the different petrographic facies of the batholith.

Movement took place along several faults striking 110° - 130° during a strongly compressional phase of deformation which post-dates the emplacement of the batholith. This deformation may be related to the main phase of the Pyrenean Orogeny. Displacement along these faults resulted in the northern blocks being uplifted relative to the southern blocks. In the Espot-Andorra Synclinorium, this was translated into thrusting towards the south.

The most recent deformational phase noted in the Espot area is along the Pala d'Eriexe and Picardes faults which run parallel to the south-eastern margin of the batholith and cut all the faults which strike 110° - 130° . During this phase, the batholith and the surrounding contact metamorphic terrains were uplifted relative to the sedimentary terrains. This uplift must have also been effected along the Espot Fault, which explains the sudden disappearance of the Pala d'Eriexe Fault less than a kilometre north of the intersection of these two faults. It is considered that the batholith and its surrounding metamorphic terrain represent a deep-seated portion of the synclinorium and that there is a relationship between the Ratera Fault and the Llavorsi Fault as well as between the Espot Fault and the faults "en échelon" - the Estahis, Escalo and Aydi.

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE 1: INTRODUCTION

	Pages
1.1. BUTS DU TRAVAIL	1
1.2. LOCALISATION DU TERRAIN	1
1.3. TRAVAIL ENTREPRIS	2
1.4. APERCU GEOGRAPHIQUE DES PYRENEES	3
1.5. CADRE GEOLOGIQUE	6

CHAPITRE 2: STRATIGRAPHIE DES ROCHES SEDIMENTAIRES

2.1. INTRODUCTION	12
2.1.i Précision sur la terminologie	12
2.1.ii Aperçu stratigraphique du socle préhercynien	12
2.2. LE CAMBRO-ORDOVICIEN	13
2.2.i La Formation de Seo	13
2.2.ii Le Conglomérat de Rabassa	15
2.2.iii La Formation de Cava	17
2.2.iv La Formation d'Estana	18
2.2.v La Formation d'Ansobell	20
2.3. LE SILURIEN	21
2.4. LE DEVONIEN	24
2.4.i Introduction	24
2.4.ii La Formation de Rueda	24
2.4.iii La Formation de Basibé	26
2.4.iv La Formation de Fonchanina	28
2.4.v La Formation de Mañanet	30
2.5. LE CARBONIFERE	32
2.5.i La Formation de Civis	32
2.6. CONCLUSIONS	33

CHAPITRE 3: ROCHES ERUPTIVES

3.1. INTRODUCTION	35
-------------------------	----

3.2.	LA GEOLOGIE DU SECTEUR ORIENTAL DU MASSIF DE LA MALADETTA.	37
3.2.i	La nature des contacts du massif oriental	37
3.2.ii	Les différents faciès pétrographiques du massif oriental	38
3.2.iii	Les zones écrasées du massif oriental	39
3.2.iv	Les blocs tectoniques du massif oriental	40
3.3.	LES FILONS DANS LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES	41
3.4.	PETROGRAPHIE	42
3.4.i	Le granite à biotite et muscovite	42
3.4.ii	La granodiorite à biotite et amphibole	42
3.4.iii	Les enclaves à roches basiques	43
3.4.iv	Les zones écrasées	43
3.4.v	Les satellites filoniens	44
3.4.vi	Les filons dans les formations sédimentaires	44
3.5.	CONCLUSIONS	44

CHAPITRE 4: ROCHES METAMORPHIQUES

4.1.	INTRODUCTION	46
4.2.	LES SEQUENCES PELITIQUES	47
4.3.	LES SEQUENCES AMPELITIQUES	48
4.4.	LES SEQUENCES CALCARO-PELITIQUES	49
4.5.	CONCLUSIONS	50

CHAPITRE 5: GEOLOGIE STRUCTURALE

5.1.	INTRODUCTION	52
5.2.	LES FAILLES	53
5.3.	LES UNITES STRUCTURALES	58
5.3.i	Le Massif de la Maladetta et les terrains métamorphisés de contact	58
5.3.ii	Les terrains non-métamorphisés	59
5.3.iii	Le Dôme d'Orri	59
5.3.iv	Le Synclinorium d'Espot-Andorre	59
5.3.v	L'Unité de Llessuy	60

CHAPITRE 6: CONCLUSIONS GENERALES 62

Bibliographie	65
---------------	----

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

CARTE - Dépliant 1.

LISTE DES FIGURES

	PAGES
1. Localisation du terrain	1
2. Degré de précision du travail	2
3. Unités géomorphologiques	5
4. Coupes générales à travers la chaîne pyrénéenne	7
5. Coupe générale montrant de nouvelles interprétations de la structure des Pyrénées	9
6. Coulisement hectométrique de direction N 100°	8
7. Coulisements modérés de direction N 040°-N080°	8
8. Esquisse structurale du secteur étudié	11
9. Carte structurale du massif de la Maladetta et de ses abords orientaux	35a

TABLEAU

Succession des déformations hercyniennes - La Haute Chaîne Primaire	54
--	----

ERRATA

<u>Page</u>	<u>Ligne</u>	<u>Lire</u>	<u>au lieu de</u>
Table des Matières		Cavá	Cava
6	2	des	les
8	11	du	de la
8	dernière	les	des
8	fig. 6	hectokilométrique	hectométrique
15	10	préservés	préservées
16	26	met en évidence	montre à l'évidence
17	1	certaines	des
21	8	stratigraphique	stratigraphique
22	22	flottant	nectoniques
26	18	Isabena	Isbena
35a	fig. 9	Ribagorzana	Ribogorzana
48	9	chiastolite	chiastolites
49	10	dernières	derniers
49	11	métamorphisées	métamorphisés
51	2	un isograde	une isograde
52	9	sont évidentes	semblent être évidentes
58	14	Aretui	Aretuy
60	19	autrefois	autresfois
	33	en masquant	en masque
Pl. 5		El Caragol	El Caragot
		Mañanet	Mananet
Pl. 7.3		DESPREZ	DESPREY
Pl. 12.2		la granodiorite	le granodiorite
Pl. 17.1		liés	liées

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

INTRODUCTION.

1.1 BUTS DU TRAVAIL

Les buts de mon travail étaient d'établir une carte géologique détaillée de la région d'Espot, de préciser la stratigraphie des terrains primaires en utilisant la nomenclature établie, d'étudier l'histoire tectonique révélée par les déformations des roches et leur métamorphisme, et, finalement, de proposer quelques remarques sur l'histoire géologique des Pyrénées en liant mes résultats aux travaux antérieurs.

1.2 LOCALISATION DU TERRAIN

Le terrain étudié couvre environ 440 km² des Hautes Pyrénées espagnoles (fig. 1). Il est centré sur Espot, petite bourgade touristique située à 110 kilomètres au Nord de Lérida et à 160 kilomètres au Nord-Ouest de Barcelone.

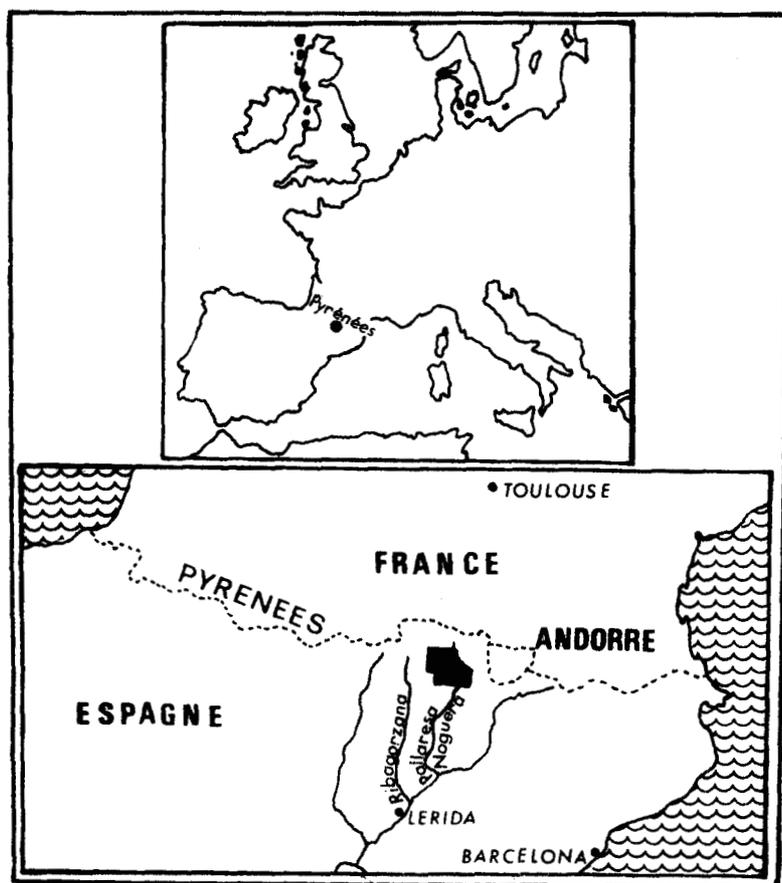
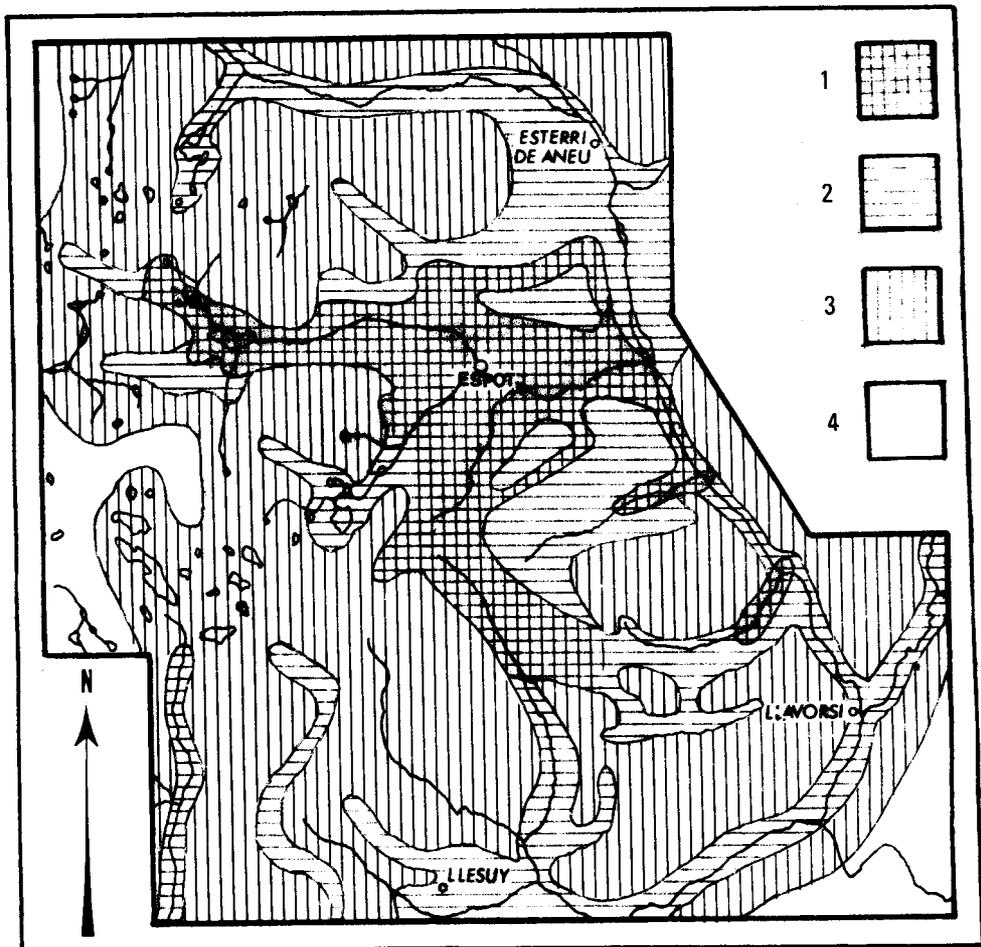


Fig. 1: Cartes montrant la localisation du terrain.

D'autres centres principaux de population sont Esterrí de Aneu et Llavorsi qui se trouvent sur les routes C142 et C147 conduisant de Viella, près de Bagnères-de-Luchon, à Lérida par la vallée d'Aran, le Port de la Bonaigua et la vallée du rio Noguera Pallaresa.

1.3 TRAVAIL ENTREPRIS

Le travail de terrain a été effectué en six mois pendant les étés 1977 et 1978. La figure 2 indique le degré de précision de ce travail et récapitule ainsi les moyens utilisés et la précision qu'ils permettaient dans l'établissement de la carte.



- Fig. 2.
- 1 Régions où de nombreuses traversées à pied ont pu être réalisées (observations et échantillonnages fréquents)
 - 2 Endroits où quelques traversées à pied ont été entreprises avec des observations et échantillonnages occasionnels.
 - 3 Régions qui ont été observées à distance, donc sans aucun échantillonnage.
 - 4 Parties du territoire qui n'ont pas été visitées à cause des difficultés de terrain.

La carte topographique de base a été compilée en utilisant les cartes militaires à l'échelle 1/25.000 suivantes :

181 - I	Esterrí de Aneu
181 - II	Espot
181 - III	Tahull
181 - IV	Puente Resech
182 - III	Tirvia
214 - I	Llesuy
215 - IV	Llavorsí

L'information topographique était complétée au fur et à mesure des recherches par l'observation personnelle d'une part et grâce aux cartes topographiques de la série "Guia Cartografica, Editorial Alpina, Granollers", d'autre part :

Sant Maurici - Els Encantats
Montsent de Pallars - Llessui
Montardo - Aigues Tortes

Pour des raisons matérielles, je n'ai pas eu accès aux photographies aériennes et n'ai donc pu les utiliser pour la cartographie des dépôts récents (éboulis, glaciaire), ni pour l'interprétation précise de la géologie de nombreuses crêtes inabordables. Elles m'ont également fait défaut pour l'étude de nombreuses failles dont je soupçonne l'existence dans le massif granitique de la Maladetta.

1.4 APERCU GEOGRAPHIQUE DES PYRENEES

Les Pyrénées forment une haute chaîne montagneuse qui sépare les deux plus grands pays d'Europe occidentale, la France et l'Espagne. Elles représentent, même aujourd'hui et en dépit de leur altitude moindre, une barrière plus infranchissable que les Alpes. Les Pyrénées s'étendent sur 450 km environ, depuis la côte basque jusqu'à la Méditerranée; leur largeur varie de 90 à 150 km et le point culminant est le Pic d'Aneto (ou "Nethou"), 3404 m, second sommet espagnol après le pic Mulhacen (3481 m) point culminant de la Sierra Nevada.

Le versant français est en pente assez abrupte (en moyenne 3000m sur 50 km). Ces dénivellations brutales déterminent un paysage assez tourmenté. Sur le versant espagnol de la chaîne, la pente est plus graduelle (3000 m sur 100 km), mais le paysage reste malgré tout sauvage et impressionnant surtout en raison de la rareté de la végétation. Cette pente graduelle est interrompue par plusieurs "sierras" qui sont alignées parallèlement à la chaîne principale et qui forment des barrières difficiles à franchir.

Espot se trouve dans la partie la plus élevée de la chaîne, entre les cols du Somport et de Puymorens, où l'altitude ne descend pas au-dessous de 2000 m. Cette bourgade pittoresque est entourée de pics sauvages, sculptés par les glaciers, près de la source du rio Noguera Pallaresa qui se jette dans le rio Segre (Est de l'Artesa) et finalement dans l'Ebre à Mequinenza.

Deux unités géomorphologiques se présentent dans le secteur étudié : le massif granitique à l'Ouest et la zone sédimentaire à l'Est (fig. 3). Ces deux unités sont bien visibles dans la topographie. Dans le massif granitique se sont développés de nombreux lacs et étangs souvent circulaires, nichés dans les vallées courtes, glaciaires (en forme de "U"), et orientées dans tous les sens, tandis que la zone sédimentaire est composée d'une série de crêtes et de vallées persistantes, fluviales (en forme de "V"), et orientées NW-SE ou NE-SW. Les lacs naturels sont très rares dans la zone sédimentaire .

Les traces de glaciation pendant le Quaternaire sont bien connues dans les Pyrénées. Comme je l'ai déjà noté ci-dessus, on trouve beaucoup de vallées en forme de "U" dans le massif. Un bel exemple d'une telle vallée est la vallée d'Espot où l'on trouve beaucoup de dépôts de moraine (pl. 19.2) et de stries (pl. 19.1). Pour une étude détaillée sur la glaciation de la région, voir ZANDVLIET (1960).

En général, l'Espagne est connue comme pays souffrant de la sécheresse mais les Pyrénées font partie d'une région relativement plus humide. Espot a un climat montagnard typique. En hiver, il fait très froid et entre Décembre et Avril, il y a beaucoup de chutes de neige à partir de 1600 m. Il y a en moyenne 150 jours de précipitation chaque année dont 100 sous forme de neige qui reste sur les sommets toute l'année. Généralement, en été, il fait beau et sec, et la sécheresse est si importante que les paysans doivent irriguer leurs champs. Comme toujours en montagne, le temps est très

imprévisible, changeant très rapidement, surtout en Août-Septembre-Octobre, période d'orages violents et fréquents, survenant le plus souvent en fin d'après-midi.

La végétation est une conséquence de ce climat dur. Autour d'Espot, on trouve beaucoup de forêts qui sont constituées de pins, de sapins, et de bouleaux. Les sous-bois sont composés d'une broussaille de framboisiers et de groseilliers accompagnés de myrtilles et de fraises. Vers 2100m, les forêts cèdent la place

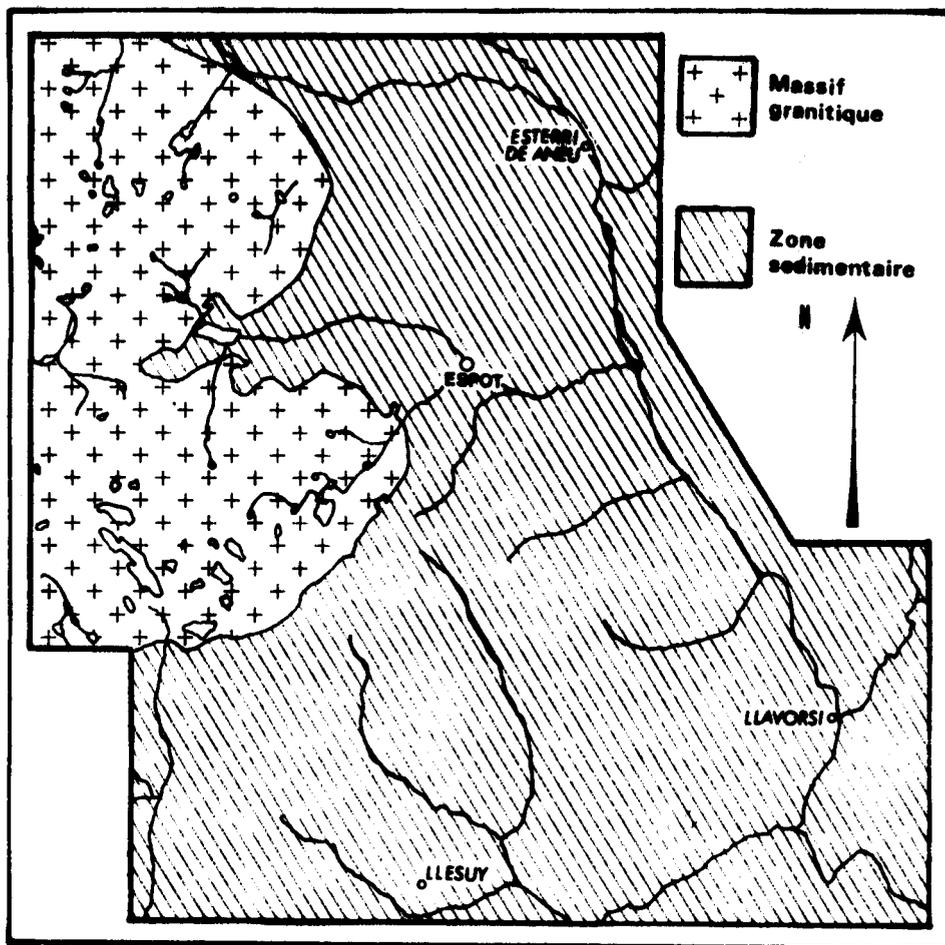


Fig. 3. Carte des unités géomorphologiques.

aux pâturages d'altitude où poussent des gentianes, des crocus, des orchidées et, dans les zones restreintes, l'édelweiss. La géologie, aussi, a une influence importante sur la végétation. Par exemple, les arbres ne poussent presque jamais sur les terrains calcaires du Dévonien; sur les terrains ordoviciens abondent des plantes aromatiques comme la lavande, la sauge, le romarin et le thym. Aujourd'hui, il n'y a plus guère d'animaux autochtones dans la région sauf l'isard, l'aigle, le busard, le coq de bruyère, la taupe et la vipère. Quelques ours ont été signalés.

Les habitants sont traditionnellement éleveurs de moutons, de vaches, de chèvres, de chevaux et de mules. A ces ressources classiques s'ajoute, depuis peu, le tourisme qui devient maintenant très important. L'exploitation de l'hydro-électricité est également un nouvel aspect de l'économie de la région.

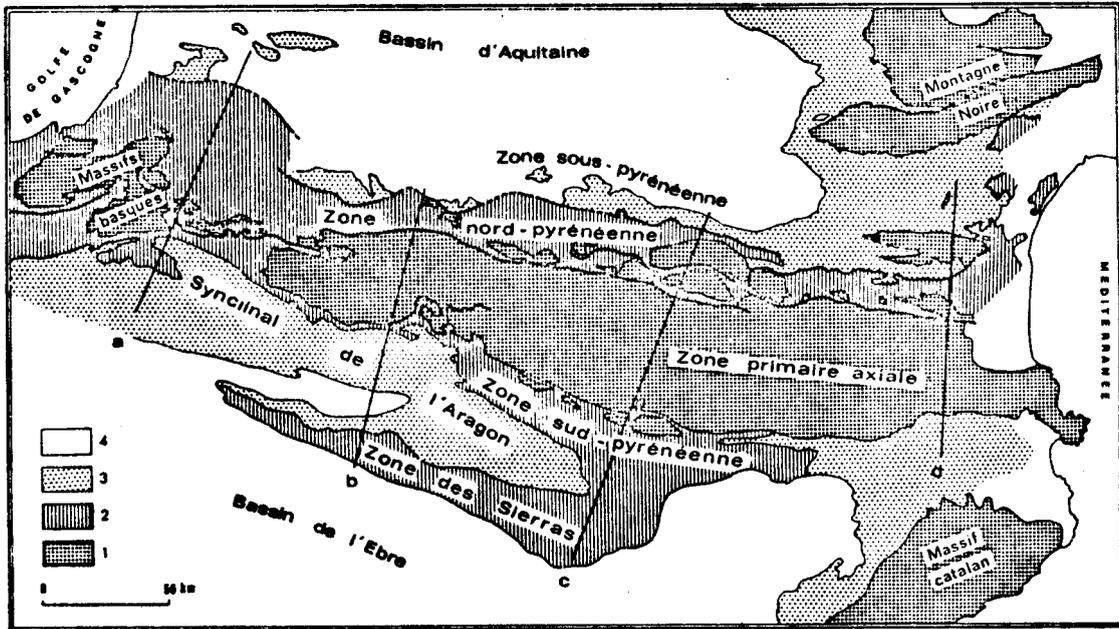
1.5 CADRE GEOLOGIQUE

Comme le Caucase, les Pyrénées constituent une chaîne rectiligne située entre deux cratons et caractérisée par un **double** déversement. A première vue, la chaîne offre une disposition plus ou moins symétrique. Cette architecture classique a été maintes fois soulignée (JACOB, 1930; DE SITTER, 1956; MATTAUER, 1968; MIROUSE, 1972 et CASTERAS, 1954 & 1974). Ces auteurs ont distingué une Zone primaire axiale flanquée au Nord et au Sud par les Zones pyrénéennes et les Zones sous-pyrénéennes. De chaque côté, on trouve aussi de grands bassins sédimentaires épicontinentaux, non déformés ("les avants-pays") le Bassin d'Aquitaine en France et le Bassin de l'Ebre en Espagne (fig. 4). Dans l'explication classique, la direction principale des structures et des accidents longitudinaux est considérée N 110°.

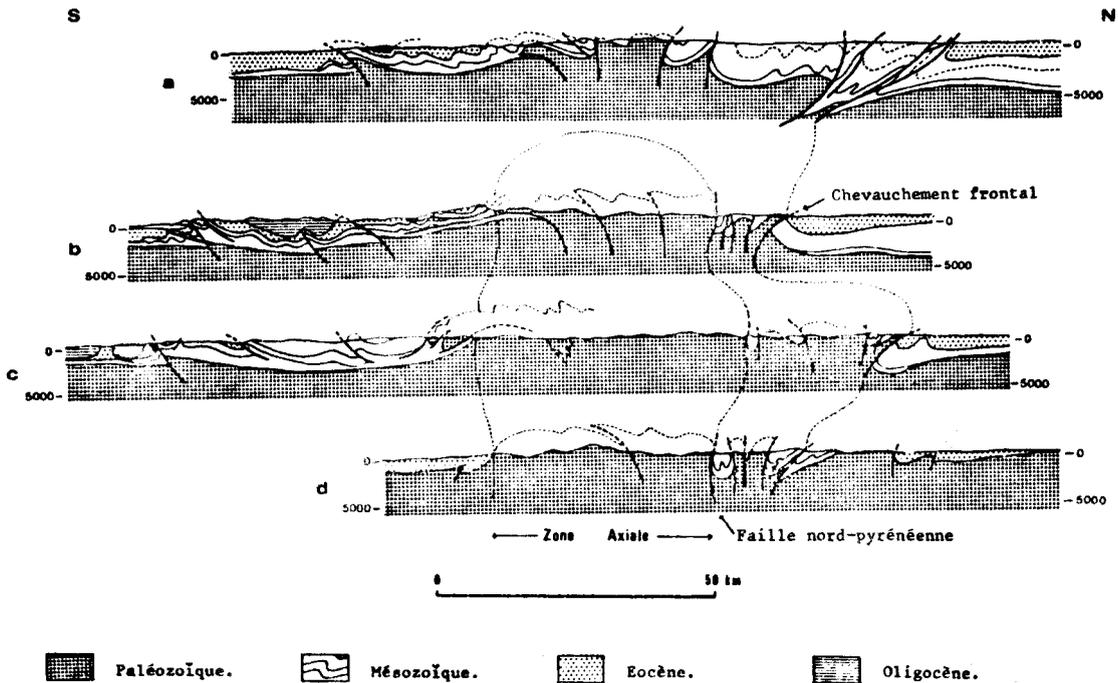
Pourtant, en réalité, il existe une dissymétrie importante. CHOUKROUNE et al. (1973) indiquent l'importance de la dissymétrie du point de vue des mécanismes de la déformation de la chaîne. Ces auteurs considèrent la chaîne à la lumière du cadre classique et soulignent l'importance d'une part du rôle joué par la faille nord-pyrénéenne et d'autre part de la direction des structures parallèles à la faille.

Plus récemment, SOUQUET et al. (1975) ont proposé de nouvelles interprétations de la structure des Pyrénées (fig. 5). Ils ont découpé la chaîne par deux réseaux de failles coulissantes à N 80° et N 40° : la "Faille de Bigorre" et la "Faille de Catalogne", la divisant en trois tronçons : les Pyrénées catalanes, les Pyrénées navarro-languedociennes et les Pyrénées basco-béarnaises. Ensuite les tronçons navarro-languedocien et basco-béarnais sont encore subdivisés en trois parties parallèles à la chaîne.

Fig. 4.



L'ARCHITECTURE CLASSIQUE DES PYRENEES (modifiée d'après MIROUSE, 1972).



COUPES GENERALES A TRAVERS LA CHAINE PYRENEENNE (modifiée d'après MIROUSE, 1972),

BHS
LILLE

La Zone interne métamorphique se situe dans l'axe entre des Zones septentrionales à déplacements vers le Nord et des Zones méridionales à déplacements vers le Sud. De plus, les Zones septentrionales et méridionales sont encore subdivisées de la même façon que dans l'interprétation classique. Le tronçon catalan ne comporte que des Zones méridionales.

Depuis la publication de ces nouvelles propositions de SOUQUET et al. (1975), de très vives discussions ont commencé sur l'évolution structurale des Pyrénées. Ces discussions se concentrent sur deux hypothèses opposées: l'une qui propose un coulisement hectométrique le long de la "Zone nord - pyrénéenne" de direction N 110° (CHOUKROUNE et MATTAUER, 1978) (fig. 6) et l'autre, une ouverture en ciseau de la Golfe de Gascogne, caractérisée par des coulisements modérés de direction N 040° - N 080° (PEYBERNES, 1978) (fig. 7).

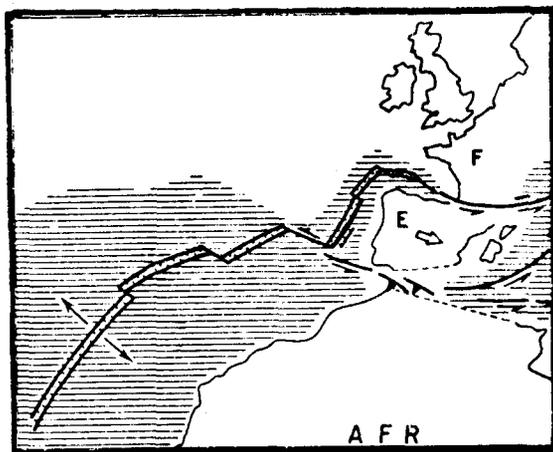


Fig. 6.

Un coulisement hectométrique de direction N 110° (CHOUKROUNE et MATTAUER, 1978).

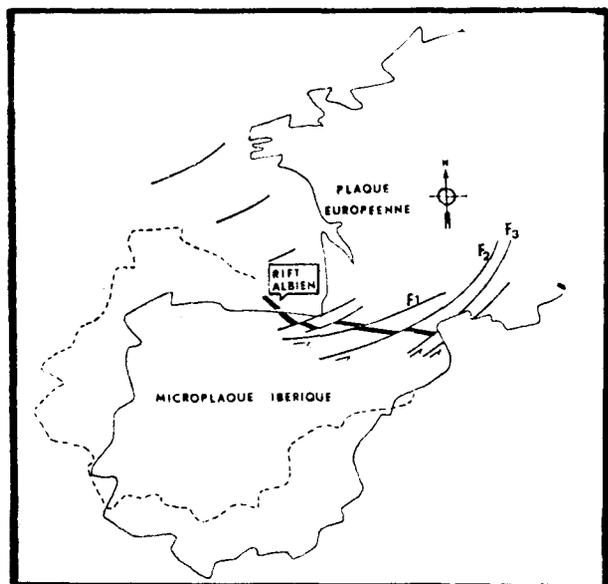
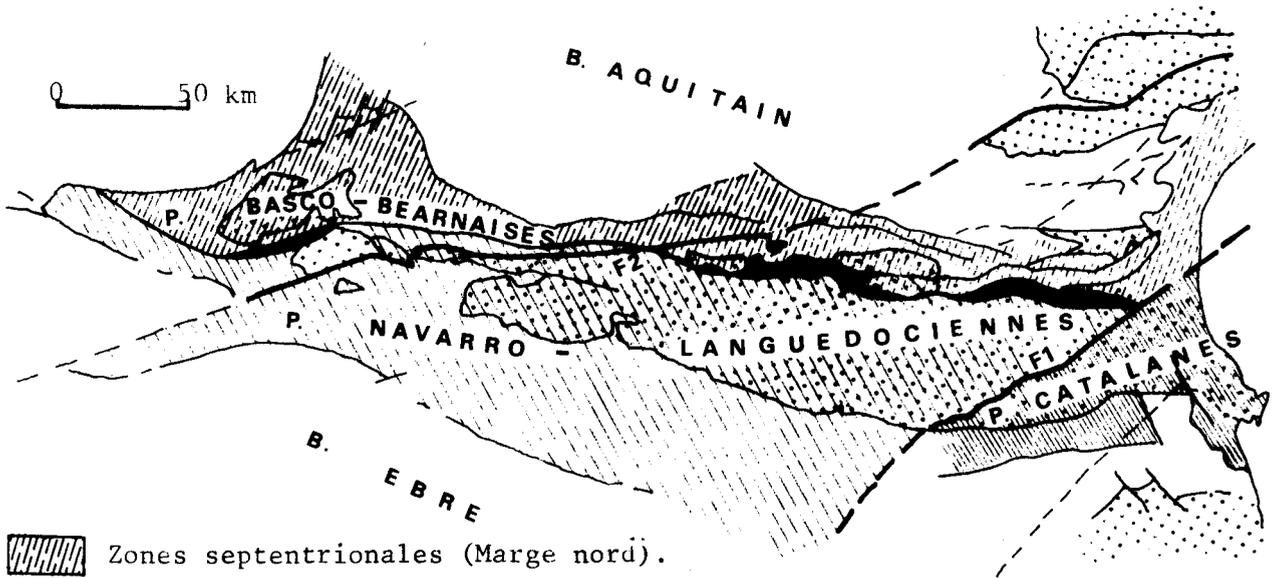


Fig. 7.

Des coulisements modérés de direction N 040°-N 080° (PEYBERNES, 1978).

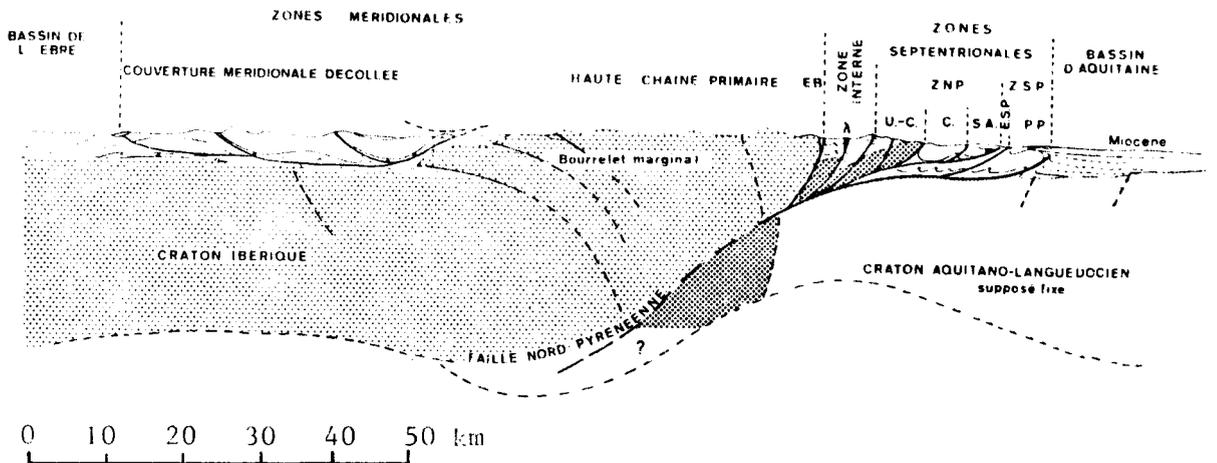
Cette étude a porté sur une partie de la Haute Chaîne primaire des Zones septentrionales des Pyrénées navarro-languedociennes (fig. 5), autrement dit la Zone primaire axiale de la description classique (fig. 4). SOUQUET et al. (1975) considèrent que cette zone représente un bourrelet frontal du craton ibérique (fig. 5). Elle est constituée, en gros, d'une séquence de sédiments marins déposés dès le début du Paléozoïque jusqu'au Westphalien inférieur. Pendant le Westphalien supérieur, à la fin de l'orogénèse hercynienne, les terrains ont été violemment plissés, assez largement métamorphisés et, localement, recoupés par des massifs intrusifs. Le Précambrien, représenté par des massifs gneissiques, existe dans la chaîne orientale. Des témoins post-hercyniens sont rares dans ces zones.

Fig. 5.



-  Zones septentrionales (Marge nord).
-  Zone interne métamorphique (Axe du rift pyrénéen).
-  Zones méridionales (Marge sud).
- F1 Faille de Catalogne
- F2 Faille de Bigorre

Nouvelles interprétations de la structure des Pyrénées (d'après SOUQUET et al., 1975).



Coupe générale montrant de nouvelles interprétations de la structure des Pyrénées (d'après SOUQUET et al., 1975).



La Zone interne métamorphique est constituée d'un complexe marmoréen à scapolite, jurassico -crétacé, métamorphisé à haute température et renfermant des filons basiques (de lherzolite et d'ophite).

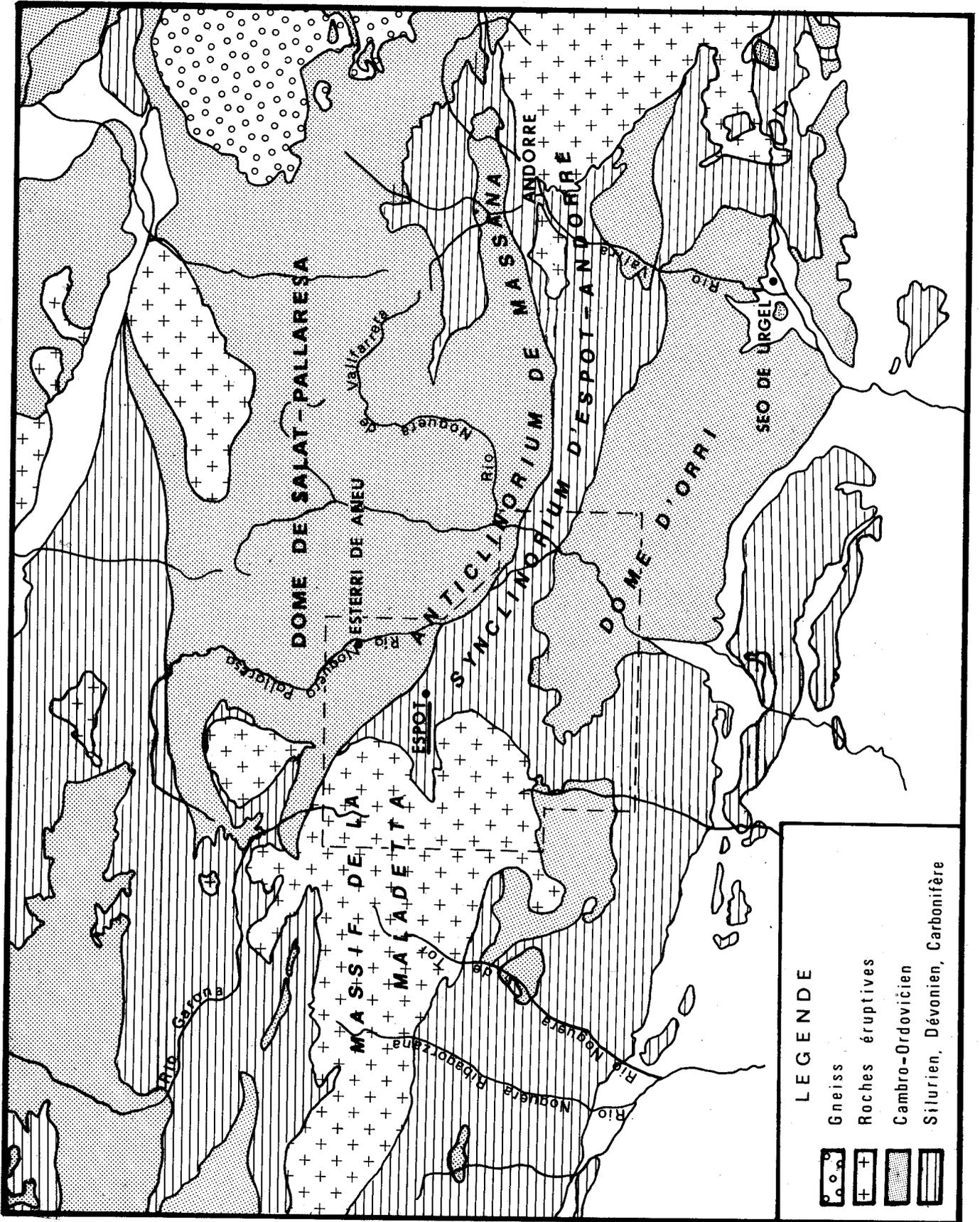
La Zone nord-pyrénéenne se compose de terrains anté-cénomaniens chevauchant des lambeaux post-cénomaniens et entourant des massifs paléozoïques et cristallins qui sont les "masses de socle déracinées" de SOUQUET et al. (1975) ou des "massifs satellites" de l'interprétation classique.

La Zone sous-pyrénéenne septentrionale correspond à l'avant-pays plissé septentrional. Elle est chevauchée par la Zone nord-pyrénéenne le long du chevauchement frontal nord-pyrénéen et comprend une séquence sédimentaire allant du Permien à l'Eocène supérieur.

La Zone sud-pyrénéenne est caractérisée par les décollements au niveau du Keuper (à l'état de marnes gypsifères) et montre des mouvements tangentiels dirigés vers le Sud. Elle est constituée d'une série sédimentaire allant du Stéphanien à l'Eocène, avec toutefois quelques venues volcaniques à la base. On peut rattacher à cette zone la zone des Nogueras (DE SITTER, 1964) où se trouvent aussi des massifs paléozoïques et cristallins.

La Zone sous-pyrénéenne méridionale correspond à l'avant-pays au Sud et s'appelle aussi la zone du Synclinal de l'Aragon et la Zone des Sierras marginales. Elle se compose de sédiments allant du Permien à l'Eocène supérieur.

Le terrain étudié renferme en partie les unités structurales suivantes: le Massif de la Maladetta, le Synclinorium d'Espot-Andorre et les dômes d'Orri et de Salat-Pallaresa (fig. 8).



CHAPITRE 2

STRATIGRAPHIE DES ROCHES SEDIMENTAIRES

CHAPITRE 2

STRATIGRAPHIE DES ROCHES SEDIMENTAIRES

2.1. INTRODUCTION

2.1.i Précisions sur la terminologie

La carte géologique (dépl.1) montre des subdivisions litho-stratigraphiques en "formations", selon MEY (1967b, 1968) et HARTEVELT (1970). Par conséquent, les limites de ces formations ne coïncident pas toujours exactement avec les limites des unités chrono-stratigraphiques idéales utilisées dans cette étude pour les séquences ou groupes lithologiques comme, par exemple, le Silurien et le Dévonien. Il a fallu utiliser ces termes chrono-stratigraphiques afin de faciliter la consultation des travaux antérieurs; en effet, l'utilisation de cette terminologie est maintenant très courante en dépit de la rareté des fossiles bien préservés dans la chaîne.

2.1.ii Aperçu stratigraphique du socle préhercynien

MIROUSE (1972) présente des exemples de successions idéalisées dans la chaîne. Les roches considérées comme étant les plus âgées sont les orthogneiss de Canigou (550 M.A.) et les paragneiss de l'Agly (580 M.A.) (VITRAC et ALLEGRE, 1971) qui se trouvent dans la partie orientale.

Au-dessus de ce socle, se situe une séquence très monotone dans laquelle les niveaux grésopélimitiques alternent avec des niveaux calcaires. Cette séquence n'est pas fossilifère mais elle est attribuée au Cambrien et à l'Ordovicien inférieur.

Dans les couches situées au-dessus, on trouve les premiers niveaux fossilifères qui donnent un âge Caradoc supérieur. Ils sont suivis de pélites noires graphitiques ou carbonées riche en graptolites d'âge silurien. Cette séquence euxinique est peut-être la plus facile à reconnaître et surtout la plus uniforme de toutes les formations préhercyniennes de la chaîne. Elle a, bien souvent, pour cette raison, servi de niveau repère en stratigraphie et cartographie.

Ces formations siluriennes sont suivies de calcaires francs et de calcaires argileux qui contiennent des fossiles dévoniens. Ces calcaires cèdent la place à une séquence pélimitique et gréseuse contenant des faunes et flores carbonifères. La flore située immédiatement en-dessous de la discordance hercynienne donne un âge Westphalien inférieur.

On considère généralement que la séquence anté-hercynienne s'est déposée sans lacunes importantes, sauf la discordance proposée par AUTRAN et al. (1966) au sommet des ortho- et paragneiss des massifs orientaux qui, selon les auteurs, sont des morceaux précambriens du socle déformé par l'orogénèse baikalienne. Pour cette raison et, aussi, parce que les vraies relations entre les formations préhercyniennes sont perturbées par l'orogénèse hercynienne, je n'évoquerai ce problème que lorsque j'aurais à exposer des opinions différentes.

Dans la région étudiée, un métamorphisme léger s'est développé dans les roches préhercyniennes, surtout dans les terrains anté-siluriens. Les plissements violents et la schistosité ont masqué les structures sédimentaires rendant difficiles l'étude stratigraphique et l'évaluation des épaisseurs.

2.2. LE CAMBRO-ORDOVICIEN

Un bon résumé de la stratigraphie du Cambro-Ordovicien des Pyrénées orientales (à l'Est du Port de Benasque) est donné par HARTEVELT (1970). Grâce à une quarantaine de coupes, il montre que la lithologie est variable, surtout dans les niveaux inférieurs. Deux niveaux particulièrement caractéristiques, le Conglomérat de Rabassa et la Formation de Estana (calcaire argileux fossilifère) ont servi de niveaux repères.

2.2.i Formation de Seo

a) Nomenclature et définition.

HARTEVELT (1970) propose d'appeler ainsi cette Formation d'après la ville de Seo de Urgel (Lérida, Espagne). Elle est considérée comme l'unité cambro-ordovicienne la plus ancienne des Pyrénées. HARTEVELT la définit comme étant la séquence située au-dessous du conglomérat de Rabassa. AUTRAN et al. (1966) qui interprètent les orthogneiss des Pyrénées orientales comme précambriens, proposent d'en faire la base de cette formation. CAVET (1951) divise cette même séquence stratigraphique en deux : les "schistes de Jujols" au sommet et, à la base, la "série de Canaveilles". Dans la région de Salat-Pallaresa (Pyrénées centrales), au Nord-Est d'Espot, ZANDVLIET (1960) a décrit une séquence comparable : la "série de Pilás-Estats" qui recouvre la "série de Lleret-Bayau".

b) Distribution

.....

La formation de Seo est la séquence la plus puissante dans la région étudiée. Par conséquent, elle recouvre pratiquement toute la superficie d'affleurement des terrains cambro-ordoviciens. Dans le Dôme d'Orri, seules les couches supérieures semblent être exposées. Au Nord, dans le Synclinorium de Tor, des couches inférieures sont exposées, près d'Esterra d'Aneu.

c) Lithologie

.....

Cette formation se compose presque complètement d'une alternance monotone et schisteuse d'argilites, pélites et grès (de granulométrie fine à moyenne), présentant le métamorphisme des "green schist facies". Elle se présente le plus souvent à l'état de phyllades, de teinte gris foncé à gris clair, verdâtre. Quand elle affleure bien, on la trouve habituellement en feuillets de 1 à 30 mm d'épaisseur, plissés isoclinalement et fortement (pl. 6.1). On les a appelés autrefois "schistes rubanés". Des couches de quartzites et de méta-lutite de 40 cm d'épaisseur environ peuvent, parfois, se trouver dans la série. Le développement d'une schistosité souvent parallèle au litage et le boudinage des lits compétents cachent fréquemment les structures sédimentaires (pl. 6.2). Pourtant des lames minces de grés-argilite recueillie au point x 993,5 y 883,5 sur la piste à Caregue montrent un micro "graded-bedding" (pl. 20.1).

Des boudins de quartzite associés à des passées conglomératiques sont visibles au point x 995,1 y 886,0 sur la piste forestière au Nord de Escàs et, géographiquement, au milieu de la Formation de Seo. Une lame mince taillée dans l'un de ces boudins montre qu'il s'agit, en réalité, d'une roche méta-volcanique acide, probablement un tuff (pl. 20.2). Il est fort probable que cet affleurement appartienne à une formation recouvrant la "Formation de Cava" et corrobore l'idée, rappelée ci-dessus, que les couches supérieures sont visibles dans la partie du Dôme d'Orri situé à l'Ouest du Rio Noguera Pallaresa. Par contre, les niveaux de quartzites et de calcaires argileux qui se trouvent près d'Esterra d'Aneu montrent que des couches plus anciennes y affleurent (par exemples, le calcaire métallifère du Val d'Aran et les membres de Randsol de la région Salat-Pallaresa (HARTEVELT, 1970).

Un trait tectonique intéressant de cette formation noté dans le Dôme d'Orri est que l'angle du pendage de la schistosité augmente de 15°-20° au point x 997,5 y 882,6 dans le Sud à 60°-65° à Llavorsi. Le degré de déformation semble augmenter également du Sud vers le Nord (pl. 6.1 et 6.2). DE SITTER et ZWART (1961, p.41) signalent aussi cette augmentation d'inclinaison de la schistosité.

d) Environnement de dépôt
.....

La Formation de Seo et ses équivalents stratigraphiques sont considérés généralement comme néritiques.

e) Fossiles et âge
.....

Les fossiles sont très rares dans la formation de Seo mais quelques trilobites mal préservées sont signalées par ZANDVLIET (1960) et SCHMIDT (1931). Aucun fossile n'a, jusqu'à présent, été trouvé dans la région d'Espot. ZANDVLIET suggère que la série de Pilás-Estats est du Llandeilo. CALVET (1957) suggère que la Série de Canaveilles est du Cambrien et que les Schistes de Jujols sont de l'Ordovicien par comparaison lithologique avec le Cambro-Ordovicien de la Montagne Noire.

2.2.ii Conglomérat de Rabassa

a) Nomenclature et définition
.....

HARTEVELT (1970) a donné le nom de "Conglomérat de Rabassa" à un poudingue qui affleure dans le Rio de la Rabassa (Andorre septentrional) entre la Formation de Seo et les grès de la Formation de Cava. Cette formation affleure sans interruption dans la région de Seo de Urgel et se présente souvent dans d'autres parties des Pyrénées du Massif de Mouthoumet et de la Montagne Noire.

b) Epaisseur et distribution
.....

Le développement du conglomérat de Rabassa est limité aux secteurs Sud et Est de la région étudiée, Il est le plus puissant (15 à 18 m d'épaisseur) dans la région du Llessuy et Caregue sur le flanc sud du Dôme d'Orri. Quelques mètres de conglomérat affleurent aussi à Turo de Rio Posa (point x 994,3, y 888,6), de même à la terminaison de la Vallée de Cardos.

Au Nord-Ouest de la vallée de Cardos, le conglomérat semble céder la place à la Formation de Cavá qui le recouvre. Le manque d'affleurements sur le flanc nord du Dôme d'Orri s'explique par la présence de la Faille de Llavorsi.

Cette distribution vient à l'appui des observations de HARTEVELT (1970) qui rapporte que le conglomérat atteint dans la vallée du Segre sa plus grande épaisseur et qu'il s'amincit puis disparaît vers le Nord. Des lentilles de conglomérat semblables sont aussi décrites par ZANDVLIET (1960) dans la région de Salat-Pallaresa comme, par exemple, au Port de la Bonaigue et, par ZWART (1965), dans le Massif de l'Hospitalet.

c) Lithologie
.....

Le conglomérat est composé de galets de quartzite, de méta-pélite noire à gris foncé et de quartz dans une matrice grésopélitique verdâtre. La taille des galets est très variable et va de 4 mm à 75 mm. HARTEVELT (1970) signale même que des galets peuvent atteindre une longueur de 50 cm. Les galets de quartzite et de quartz semblent avoir été presque sphériques mais, maintenant, ils sont étirés parallèlement à la schistosité qu'ils réfractent. Les galets de méta-pélite montrent toujours une forme d'ellipsoïde plat. Il semble que les galets n'aient pas d'orientation préférée mais sont isolés les uns des autres dans la matrice. La granulométrie montre un tri grossier allant des pélites aux arénites. La matrice comporte un fort pourcentage en phases lithiques (plus de 50%).

d) Environnement de dépôt
.....

La source de galets du Conglomérat de Rabassa est inconnue mais HARTEVELT (1970) montre à l'évidence qu'elle se situe au Sud et à l'extérieur de la zone d'affleurement. DE SITTER et ZWART (1961) considèrent que les conglomérats visibles à Tor sont fluviatiles.

e) Relations entre le Conglomérat de Rabassa et la Formation de Seo
.....

Certains auteurs (DESTOMBES, 1953; HARTEVELT, 1970) considèrent qu'il y a seulement un niveau de gros conglomérat dans le Cambro-Ordovicien des Pyrénées. D'autres (ZWART, 1965; ZANDVLIET, 1960) jugent que le conglomérat offre plusieurs niveaux mais ils ont étudié des terrains à tectonique beaucoup plus complexe. Aussi HARTEVELT (1971) montre

que des conclusions stratigraphiques de ZANDVLIET (1960) sur les calcaires et conglomérats situés près du granodiorite de Marimaña sont susceptibles d'être révisées.

L'école hollandaise de Leyde souligne toujours que le Conglomérat de Rabassa recouvre en concordance la Formation de Seo. DE SITTER (1964, p. 425) suggère que ce niveau traduit des mouvements de l'orogénèse calédonienne dans les Pyrénées. ZWART (1965, p. 197) croit d'ailleurs que les niveaux conglomératiques du massif de l'Hospitalet ne représentent même pas un important arrêt de sédimentation. Par contre, DESTOMBES (1953) suggère que les conglomérats représentent la limite cambro-ordovicienne et LLOPIS LLADO (1965) décrit une discordance en Andorre. HARTEVELT (1970) rapporte qu'il n'a pas trouvé cette discordance mais qu'il a observé quelques chenaux locaux d'érosion.

Les affleurements de conglomérat près de Caregue semblent être concordants sur la Formation de Seo. Pourtant le conglomérat marque la limite entre les couches fossilifères et non-fossilifères dans les Pyrénées orientales et représente le début d'une transgression.

2.2.iii Formation de Cavá

a) Nomenclature et définition

HARTEVELT (1970) définit la Formation de Cavá comme l'unité détritique formée de gros éléments et en partie fossilifère qui recouvre le Conglomérat de Rabassa et qui est surmontée soit par la Formation d'Estana soit par la Formation d'Ansobell. La limite inférieure est constituée par la base du premier grès à granulométrie grossière situé au dessus des derniers gros galets du Conglomérat de Rabassa. La formation tire son nom du village de Cavá qui se trouve à l'Est de Seo d'Urgel (Lérida, Espagne).

b) Lithologie et distribution

Les couches inférieures de la formation se composent d'une litharénite verdâtre à brunâtre à granulométrie grossière, avec un très mauvais classement (entre pélite et micro-conglomérat). Les couches supérieures sont plus ou moins pélitiques à argileuses. Des gisements tuffacés sont souvent associés à cette formation (SCHMIDT, 1931; CAVET 1957; HARTEVELT, 1970).

Plusieurs couches gréseuses ont été notées dans le Dôme d'Orri. Par exemple, au point x 997,5 y 882,6 sur la route nationale, entre Llavorsi et Sort où des lits de grès de 30 cm montrent des plissements très compliqués. Cet affleurement est signalé par DE SITTER et ZWART (1961, p.42). Au point x 996,3 y 882,3, sur le chemin à Escàs affleurent également des couches de grès, probablement tuffacés. Le niveau gréseux à micro-conglomératique et tuffacé qui se trouve au Nord d' Escàs au point x 995,1 y 886,0 appartient probablement à cette formation. BLANQUART (comm. pers.) signale l'existence d'un tuff à ce niveau stratigraphique vers la fin de la Vallée de Cardos. Des grès, épais de 10 à 15 m affleurent le long de la crête au Nord d'Espot. Sur la piste à Escàs au point x 994,4 y 882,8, la formation de Cavá est représentée par seulement 2 m de grès qui terminent le Conglomérat de Rabassa. Ce grès est recouvert par 12 à 15 m de lutite calcareuse interstratifiée avec quelques lits de calcaire qui forment les couches inférieures de la Formation d'Estana.

HARTEVELT (1970) note que la formation est la plus puissante dans la région à l'Est de Seo d'Urgel et qu'elle diminue vers le Nord où elle cède la place à la formation d'Ansobell.

c) Environnement de dépôt
.....

BROUWER, 1968 (cité par HARTEVELT, 1970) émet l'hypothèse selon laquelle les couches gréseuses inférieures de la Formation de Cavá se sont déposées dans une zone plate d'inondation; cet environnement qui aurait cédé la place à un milieu marin peu profond pendant le dépôt des couches supérieures de lutite. L'allure de cette formation semble indiquer que les éléments qui la composent viennent du Sud.

d) Fossiles et âge
.....

De nombreux fossiles ont été trouvés dans cette formation dans la vallée de Segre (SCHMIDT, 1931; HARTEVELT, 1970). Ces faunes indiquent que la formation de Cavá peut être rattachée au Caradoc supérieur.

2.2.iv Formation d'Estana

a) Nomenclature et définition
.....

La formation d'Estana est définie de manière imprécise comme l'unité de schistes calcareux et de calcaires qui se trouve dans le Cambro-Ordovicien supérieur au-dessus du Conglomérat de Rabassa. La limite inférieure, très subjective, se trouve entre les lutites calcareuses et les

lutites non calcareuses. La limite supérieure est marquée par le contact des couches de calcaire avec des lutites noires pyriteuses de la Formation d'Ansobell. Le nom Estana vient du village d'Estana qui se situe à l'Est de Seo d'Urgel, Lérida, Espagne.

b) Distribution et épaisseur

Dans la région étudiée, la Formation d'Estana affleure au point x 994,5 y 882,7 sur la piste d'Escàs, au point x 994,7 y 896,8 sur la piste entre Jou et Estahis (pl. 7.1), au point x 996,4 y 896,6, le barrage d'Embalse de la Torrassa et sur la crête au Nord d'Espot. L'extension occidentale de l'affleurement près d'Escàs est limitée par les sédiments récents, et plus loin, au Nord de Llessuy, cette formation est recouverte tectoniquement, par les formations siluriennes et dévoniennes inférieures.

Au barrage de l'Embalse de la Torrassa, on trouve 20 m de la formation représentée par quelques niveaux de calcaire, de 3 m à 4 m d'épaisseur. A cet endroit, elle est chevauchée par la Formation de Seo. On peut suivre facilement la Formation d'Estana à l'Ouest, le long de la crête au Nord d'Espot, aux ruines de S. Jaume.

c) Lithologie

Les couches inférieures ont tendance à être détritiques. Il y a une augmentation du pourcentage de calcaire vers les couches supérieures où, localement, des calcaires francs se développent. Cette tendance est particulièrement nette sur la piste menant à Escàs au point x 994,5 y 882,7 où 12 à 15 m de lutite calcareuse sont recouverts par 5 à 6 m de calcaire recristallisé lui-même surmonté de 6 m de lutite calcareuse. Dans le calcaire recristallisé des fantômes de valves et des entroques indéterminables ont pu être observés.

d) Environnement de dépôt

BROUWER (1968, cité dans HARTEVELT, 1970) suggère un milieu marin, peu profond, ayant reçu un apport détritique faible.

e) Fossiles et âge
.....

Selon HARTEVELT (1970), les fossiles recueillis dans cette formation indiquent un âge compris entre le Caradoc supérieur et l'Ashgill inférieur.

2.2.v Formation d'Ansobell

a) Nomenclature et définition
.....

HARTEVELT (1970) donne le nom de Formation d'Ansobell aux lutites noires, pyriteuses qui affleurent entre le quartzite de Bar et la Formation d'Estana près d'Ansobell, village situé à l'Est de Seo d'Urgel, (Lérida, Espagne). Dans l'anticlinorium de Massana, HARTEVELT utilise ce nom pour le Cambro-Ordovicien supérieur quand on ne peut distinguer ni le Conglomérat de Rabassa ni les formations surincombantes.

b) Lithologie et distribution
.....

Dans la région étudiée, cette formation est souvent cachée soit tectoniquement, soit par le recouvrement des dépôts récents. L'affleurement le plus net se situe sur la piste entre Estahis et Jou au point x 994,7 y 896,8 (pl.7.1) où se trouvent 70 à 80 m de lutite noire et pyriteuse. La limite inférieure est subjective et on peut la placer entre les lutites calcareuses de la Formation d'Estana et des lutites non calcareuses de cette formation. La limite supérieure est difficile à déterminer en raison de l'existence d'une faille (pl. 6.3). Aucun fossile n'a été recueilli dans cette formation.

c) Environnement de dépôt
.....

La formation d'Ansobell s'est probablement déposée dans un milieu marin assez calme ayant reçu un apport modeste de matériaux détritiques. L'allure noire de la formation et la présence de pyrite indiquent l'approche des conditions euxiniques qui ont régné pendant le Silurien.

2.3 SILURIEN

Le nom "Silurien", terme chronostratigraphique, a été gardé pour cette subdivision lithostratigraphique parce que cette séquence recouvre presque complètement le Silurien, allant du Llandovérien moyen jusqu'à la base du Gédinnien inférieur. De plus, elle se présente partout sous la même forme ampélitique dans les Pyrénées et dans les régions voisines. Nous avons, en cela, suivi les auteurs antérieurs. En raison de sa large répartition et de son uniformité, le Silurien a servi de niveau stratigraphique repère. Les références au Silurien sont très nombreuses. Citons parmi les principales: DESTOMBES (1953), CAVET (1957), KLEINSMEIDE (1960), ZANDVLIET (1960), MIROUSE (1968), HARTEVELT (1970), CASTERAS (1974) et DEGARDIN (1977).

a) Lithologie et caractère

Le Silurien se compose d'une succession monotone d'argilites fissiles noires, graphitiques et riche en graptolites, dits "schistes carburés". Vers le sommet de la série s'installent des lits de calcaire noir fossilifère renfermant de nombreux Orthocères. Dans la région d'Espot et de Lessuy, j'ai attribué ces formations à la Formation de Rueda. Des cristaux de pyrite sont bien connus dans ces schistes et aussi dans les joints de fractures où ils sont associés à de la calcite. Ils sont également répandus dans les niveaux calcaires décrits ci-dessus. Ces formations, en particulier les schistes, tâchent les doigts et ce caractère, très utile sur le terrain, a été souligné par tous.

Les terrains siluriens résistent mal à l'érosion. Généralement, les conditions d'affleurement sont mauvaises. En effet, une brèche à ciment souvent composé de limonite les recouvre, comme par exemple, sur la route nationale au Nord d'Escalò et entre les deux sections de la route en lacets menant à Espot, où les terrains sont recouverts par les dépôts récents (pl. 7.2).

Des analyses du Silurien ont été données par KLEINSMEIDE (1960) et DE LA ROCHE (1965). Elles montrent que ces roches sont très riches en aluminium (35 %) et en carbone (4 % à 8 %), mais qu'elles renferment peu de silicium. Bien que son pourcentage soit normal, le fer se trouve essentiellement sous forme de sulfures, très oxydables. A l'affleurement ceci s'observe par d'importantes traînées de rouille et de limonite déposée par les eaux de ruissellement. Les sources dans les terrains siluriens sont légèrement acides. Elles sont ferrugineuses et dégagent souvent une odeur d'H₂S. Au point x 1004,1 y 891,3 à la fin de la vallée de Cardos, on trouve des cristaux secondaires de gypse.

Près du massif granitique de la Maladetta le Silurien est métamorphisé en une cornéenne à andalousite et même à sillimanite ce qui indique l'importance de Al_2O_3 dans ces terrains.

Il faut noter que le Silurien est très plastique et qu'il réagit facilement et anarchiquement aux sollicitations tectoniques. Souvent la formation est complètement expulsée de son endroit d'origine (par exemple, le flanc sud du Synclinorium d'Espot-Andorre) pour réapparaître dans un autre lieu (par exemple, au Nord d'Espot et au Nord de Llessuy) avec une épaisseur apparente deux ou trois fois plus importante que l'épaisseur réelle. On connaît également des diapirs de Silurien, par exemple au point x 999,3 y 889,6, sur le chemin d'Aretui, (pl. 7.3) au beau milieu d'affleurements carbonifères dans la partie orientale du Synclinorium d'Espot-Andorre. Toutefois, la forme bizarre de l'affleurement silurien compris entre le Rio Noguera Pallaresa et Espot n'est pas le résultat de la tectonique mais celui de la topographie. De plus, le Silurien s'est comporté comme un niveau de décollement qui a permis un développement de deux types différents de plissement entre le Cambro-Ordovicien et le Dévonien-Carbonifère.

b) Environnement de dépôt
.....

L'abondance de graptolites et l'absence de formes benthoniques dans les argilites noires siluriennes montrent que le dépôt de ces formations s'est probablement effectué dans une mer calme, pratiquement sans courants. Les conditions écologiques superficielles étaient favorables à la prolifération d'organismes nectoniques (graptolites et plancton) tandis que les eaux profondes étaient toxiques et anaérobies donnant un milieu réducteur. De nombreux auteurs (MIROUSE, 1966; CLIN et al., 1970; DEGARDIN, 1978) considèrent que la mer silurienne était calme, peu profonde, en milieu réducteur et riche en plancton. Ces conditions réductrices semblent avoir changé vers la fin de l'époque autorisant ainsi le dépôt de calcaires à orthocères qui renferment des formes benthoniques.

c) Fossiles et âge
.....

Dans les terrains siluriens la faune est riche et variée. Les argilites renferment un très grand nombre de graptolites. Des orthocères, des crinoïdes des conodontes et des chitinozoaires sont connus dans les calcaires (DEGARDIN, 1977).

Dans les argilites ampéliteuses de la région étudiée, de nombreux graptolites recueillis par ROUSSEL (1893), DALLONI (1930) et ZANDVLIET (1960) permettent de rapporter ces terrains du Llandovérien supérieur au Wenlockien. Près de Llessuy, au point x 994,5 y 882,7 sur le chemin d'Escàs et en face de la bifurcation de piste, j'ai récolté des empreintes de graptolites parmi lesquelles J.M. DEGARDIN a reconnu *Climacograptus rectangularis* McCOY. Cette espèce, connue également par DALLONI (1930) dans les Pyrénées catalanes, est caractéristique du Llandovérien inférieur (zone 16 à 19 de ELLES et WOOD 1901/18). Cette découverte permet de confirmer qu'il y a bien eu sédimentation pélitique pendant le Silurien inférieur des Pyrénées centrales. Jusqu'à maintenant, l'absence du Llandovérien inférieur était couramment admise et interprétée par une lacune de sédimentation dans le Silurien inférieur (DE SITTER et ZWART, 1961). Cependant, il faut préciser que le contact entre l'Ordovicien et le Silurien est généralement faillé (pl. 6.3.), un fait qui peut expliquer aisément la disparition du Llandovérien inférieur. Grâce aux graptolites, on peut montrer que la sédimentation du Silurien s'est effectuée sans lacune du Llandovérien inférieur au Wenlockien.

D'autres gisements de Graptolites ont été notés dans la région étudiée. Au point x 994,6 y 896,2, sur la route d'Espot des empreintes bien préservées des graptolites suivants ont été déterminées par J.M. DEGARDIN :

Monograptus latus Mc COY

Monograptus flemingii SALTER

Monograptus mutuliferus var. *strigosus* GORTANI

Ces espèces caractérisent le Wenlockien supérieur. A l'Est, au point x 995,4, y 896,8, au Nord d'Espot au point x 991,9 y 897,3 et à l'Ouest de Llessuy au point x 987,3 y 885,1, j'ai également recueilli des graptolites mais ils étaient trop déformés pour être déterminés.

La découverte de conodontes et de chitinozoaires apporte des précisions sur les couches de passage du Silurien au Gédinnien inférieur (DEGARDIN, 1978).

2.4. LE DEVONIEN

2.4.i Introduction

Dans les Pyrénées, alors que les sédiments siluriens présentent une très grande uniformité, les terrains dévoniens montrent de nombreuses variations, tant verticales qu'horizontales. DE SITTER (1964) considère que ces variations de faciès constituent les premières manifestations de l'orogénèse hercynienne. En raison de ces variations latérales, MEY (1967a, 1967b, 1968) et BOERSMA (1973) distinguent des terrains de faciès différents. La région d'Espot se trouve dans le sous-faciès de la Sierra Negra (BOERSMA, 1973) mais est proche du faciès central qui représentait une partie plus profonde du bassin pendant le Dévonien inférieur et moyen. Aussi les formations sont-elles moins nettes ici que dans la région de Ribagorzana où MEY (1967b) a établi un cadre lithostratigraphique précis pour le Dévonien des Pyrénées espagnoles.

J'ai essayé de suivre la nomenclature de MEY (1967b) mais à cause de ces variations latérales de faciès, les formations que je décris ne sont pas toujours identiques à celles décrites classiquement. Par exemple, le terrain que j'ai désigné comme la Formation de Rueda pourrait être désigné par un autre géologue comme les calcaires à Orthocères du Silurien. De même, les calcaires de la Formation de Basibé sont moins francs et plus détritiques ici que dans la région de Ribagorzana. Il faut noter que ZANDVLIET (1960), qui a aussi travaillé dans le Synclinorium d'Espot-Andorre ne subdivise ici le Dévonien qu'en deux parties : une partie inférieure qui se compose principalement de schistes gris avec des calcaires gris foncé (ce qui correspond aux Formations de Rueda, Basibé et Fonchanina) et une partie supérieure qui se compose de calcaires gris clair à jaunâtre avec des schistes gris-verdâtres (Formation de Mañanet).

Les planches photographiques, 1 à 5, montrent des aspects différents du Dévonien dans la région étudiée.

2.4.ii Formation de Rueda

a) Nomenclature et définition

MEY (1967b) définit la Formation de Rueda comme une alternance de calcaires gréseux et argileux avec des schistes noirs, gréseux, calcaireux

légèrement "carburés" qui recouvre les schistes noirs du Silurien. La Formation est nommée d'après la Montagne de Rueda située au Sud-Est de Benasque (Huesca, Espagne). Dans la région de Isabena-Ribagorzana, MEY (1967b, 1968) subdivise cette formation en Formation d'Aneto et Formation de Gelada. Ni l'une ni l'autre de ces formations n'ont pu être identifiées dans la région étudiée.

b) Distribution
.....

Dans le Synclinorium d'Espot-Andorre, l'étude de la Formation de Rueda est rendue très complexe par la tectonique (pl. 8.1). Comme le Silurien, il semble que la formation ait été expulsée des flancs du synclinorium dans la région de Llavorsi et soit réapparue aux extrémités du synclinorium dans des zones de tectonique complexe (zone de Llessuy). Généralement, la formation est associée très étroitement au Silurien (pl. 3).

Un endroit où la Formation de Rueda paraît être moins affectée par la tectonique est sur le chemin d'Escart à l'Ouest de la tour maure d'Escaló au point x 997,4 y 893,6 ainsi que dans la vallée de Caregue au point x 992,7 y 889,3. Comme je l'ai dit plus haut, il faut noter que les terrains que j'ai désignés comme la Formation de Rueda pourrait très bien être désignés comme les calcaires à Orthocères par d'autres géologues. SCHMIDT (1931), diag.6, p. 992) a déjà décrit la Formation de Rueda à l'Ouest de Llessuy et l'a attribuée au Gothlandien (Silurien). ZWART (1972) a désigné ces terrains comme étant des schistes siluro-dévonien.

c) Lithologie
.....

La Formation de Rueda, dans la région étudiée, se compose d'une alternance de niveaux minces (de 5 cm à 150 cm) de calcaires noirs, très fossilifères et de lutite noire, "carburée" et pyriteuse. Les calcaires sont riches en articles de crinoïdes, en Orthocères, en Bryozoaires, en tétracoralliaires et en coquilles de bivalves. Parce que les lutites noires "carburées" ont la même allure que les argilites du Silurien, il est courant de les inclure dans le Silurien.

Le métamorphisme dû aux granites transforme souvent ces formations en "barrégiennes" (de Barrège, Hautes Pyrénées, France), terme proposé par CARALP en 1888 et repris maintenant par tous les auteurs. Une grande partie de la Formation de Rueda ayant subi le métamorphisme de contact affleure entre les deux failles de direction Sud-Ouest des Picardes à Capdella.

d) Relations

.....
La tectonique masque les relations entre le Silurien et la Formation de Rueda. Pourtant à la tour maure d'Escaló le contact montre assez bien la transition entre les deux formations.

e) Environnement de dépôt

.....
La présence de nombreux fossiles benthoniques montre qu'un milieu bien oxygéné succède aux conditions euxiniques du Silurien. L'augmentation des apports détritiques indique la reprise de l'érosion dans les environs. MEY (1967b) suggère qu'il s'agit d'un milieu marin, peu profond et voisin du continent.

f) Fossiles et âge

.....
Beaucoup d'articles de crinoïdes, des Orthocères et des traces de bivalves sont connus dans la région. Malheureusement, ils sont fortement recristallisés et ne sont pas utilisables pour la datation. La recherche de microfaune n'a pas été entreprise dans le cadre volontairement réduit de cette étude.

HARTEVELT (1970) note que SCHMIDT (1931) a trouvé des trilobites d'âge gédinnien dans la formation près de Torres. La découverte de conodontes a permis à BOERSMA (1973) de proposer un âge gédinnien inférieur.

2.4.iii Formation de Basibé

a) Nomenclature et définition

.....
La Formation de Basibé doit son nom au massif de Basibé qui se trouve dans la haute vallée de Isbena au Sud-Est de Benasque (Huesca, Espagne). MEY (1967b) définit la formation comme un ensemble constitué de trois parties: à la base, un calcaire noduleux et parfois dolomitique, au milieu, un quartzite, lui-même suivi au sommet d'un calcaire noirâtre en lits de faible épaisseur. La partie quartzitique étudiée en détail par HABERMEHL (1970) n'affleure que dans la région de Ribagorzana, à l'Ouest du rio de Mañanet.

b) Distribution et épaisseur :

.....
La Formation de Basibé est bien représentée dans les deux flancs du synclitorium d'Espot-Andorre sauf dans les trois kilomètres situés immédiatement à l'Ouest d'Aretui (point x 998,7, y 889,2) où la Faille de Llavorsí la fait disparaître. La formation offre des caractères variables. Dans la

vallée de Caregue, on trouve les deux membres calcaires comme dans la région type, à la base 70-80 m de calcaire clair recouvert par 15-20 m de calcaire gris intercalé avec des lutites schistosées et noirâtres. Le long du chemin d'Escart toute la formation est noirâtre ou gris-foncé et les couches inférieures sont riches en pyrite. HARTEVELT (1970) note aussi que dans la région de Segre-Valira, la formation ne se développe qu'à l'état de calcaires qui, près de Llavorsi, sont gris foncé et, localement, pyriteux mais qui deviennent plus clairs au Sud-Est près de Seo de Urgel. La coupe la plus accessible, dans la région étudiée, se trouve le long du chemin d'Escart entre les points x 997,3 y 893,6 et x 996,8 y 893,2 où 140 m-160 m de la formation affleurent. Cependant, cette épaisseur n'est qu'estimée parce qu'ici la formation est fortement plissée et même affectée d'une tectonique chevauchante. WATERLOT (1969, p. 95, fig. 32) a aussi décrit cette coupe. Sur la route de Ribera de Cardos à Llavorsi au point x 1004,1 y 890,8, on trouve des boudinages d'un calcaire massif dans la formation de Basibé, aussi décrit par DE SITTER & ZWART (1961, p. 41-42, fig. 13).

c) Lithologie

La coupe le long du chemin d'Escart commence dès le Silurien qui, près de la tour maure passe en transition à la Formation de Rueda comme nous l'avons déjà dit. Des 90 m à l'Ouest de la tour on trouve les couches inférieures de la Formation de Basibé plissées en un bel anticlinal (pl.16.2) et chevauchant d'autres calcaires de la même formation. Ces couches inférieures de la Formation de Basibé se composent de calcaire noir schistosé, renfermant un très grand nombre de veines plissées de calcite blanche et de chlorite (pl. 8.2) et beaucoup de cristaux de pyrite associés avec des "yeux" de calcite blanche secondaire (pl. 8.3). Les couches supérieures renferment quelques lits de lutite et de calcaire qui deviennent argileux et de teinte gris foncé. Au point x 996,8 y 893,2, la Formation de Basibé est recouverte par des lutites de la Formation de Fonchanina. Dans la vallée de Caregue, les couches inférieures de la Formation de Basibé sont aussi des calcaires francs et schistosés mais elles ont une couleur plus claire et ne renferment pas de pyrite. Les couches supérieures, elles aussi, deviennent plus lutitiques près de la Formation de Fonchanina. A Pui Alt (point x 995,1 y 894,9), la Formation de Basibé se compose d'un calcaire gris foncé à noir, recristallisé

et en partie dolomitique. Sur la pente au Nord d'Espot, la formation est assez pélimitique avec quelques lentilles de calcaires francs, riches en articles de crinoïdes comme au point x 993,1 y 896,3, par exemple.

d) Environnement de dépôt
.....

HABERMEHL (1970) conclut que, dans la région de Ribagorzana, le membre quartzitique s'est déposé sous forme de barrière de sable ("barrier island or submarine bar") tandis que le calcaire clair inférieur s'est déposé dans un milieu marin ouvert, peu profond et bien oxygéné. Il considère que le calcaire supérieur noirâtre s'est déposé dans un milieu marin, un peu plus profond. Le développement important de ce faciès supérieur noirâtre et même pyriteux sur le flanc nord du Synclinorium d'Espot-Andorre montre que le Dévonien s'est déposé ici dans un bassin assez profond et peu oxygéné. Cette proposition vient à l'appui de l'interprétation de BOERSMA (1973) qui suggère un approfondissement vers la région de la Vallée d'Aran qui appartenait à la partie la plus profonde du bassin.

e) Fossiles et âge
.....

A part quelques articles de crinoïdes au point x 993,1 y 896,3, je n'ai pas trouvé de couche fossilifère. Cependant, des fossiles sont connus dans d'autres régions. Leur présence et la découverte de Conodontes a permis à BOERSMA (1973) de conclure à un âge allant du Gédinnien supérieur à l'Emsien moyen pour la Formation de Basibé.

2.4.iv Formation de Fonchanina

a) Nomenclature et définition
.....

La région typique de cette formation est autour du village de Fonchanina situé dans la vallée de Baliera au Nord Ouest de Vilaller (Huesca, Espagne). Dans cette région, la formation de Fonchanina se compose de lutites, foncées et fissiles dont les plans de schistosité ont un aspect lustré (MEY, 1967b). MEY (1968) note que des niveaux calcaires deviennent plus importants dans la vallée de Mañanet, au Sud-Ouest de la région étudiée.

Dans la région de Seo de Urgel, les lutites de la Formation de Fonchanina cèdent la place aux calcaires de la Formation de Villech (HARTEVELT, 1970).

b) Distribution
.....

Les lutites de la Formation de Fonchanina se trouvent dans presque tous les terrains dévoniens de la région étudiée. Les affleurements les plus accessibles sont visibles sur le chemin d'Escart; il y a de 15 à 20 m de sédiments rattachés à la Formation de Fonchanina entre la Formation de Basibé et la Formation de Mañanet. On la voit également très bien sur le chemin d'Estahis au point x 993,9 y 895,9 où elle est plissée en synclinal et anticlinal (pl. 16.1).

c) Lithologie
.....

Dans la région étudiée, la Formation de Fonchanina se compose de lutites fines, noires et fissiles. Elle ressemble beaucoup à la Formation de Civis mais leurs positions stratigraphiques respectives permettent toutefois une distinction facile. En effet, la formation de Fonchanina se trouve toujours entre les formations de Mañanet et de Basibé (pl. 16.3), tandis que la Formation de Civis recouvre quant à elle, la Formation de Mañanet. Elles diffèrent aussi légèrement sur le plan lithologique car la Formation de Civis renferme souvent des micas détritiques tandis que la Formation de Fonchanina n'est que très rarement micacée.

La formation pélitique, très plastique, se comporte souvent comme un niveau de décollement entre les deux formations calcaires qui l'encadrent. L'épaisseur apparente de la formation est donc très variable.

d) Environnement de dépôts
.....

Le milieu marin de la Formation de Basibé s'est probablement poursuivi sans grand changement dans la Formation de Fonchanina. On notera toutefois un arrêt temporaire du dépôt de matériaux calcaires et une continuité du dépôt de matériaux détritiques. Comme explication à ce phénomène, HABERMEHL (1970) suggère des changements dans l'arrière pays ou un approfondissement du bassin. BOERSMA (1973) préfère l'image d'un arrière-pays de faible altitude dont l'érosion amenait des matériaux détritiques fins dans un bassin subsident, s'approfondissant lentement.

e) Age
...

Les découvertes paléontologiques sont rares dans la formation mais BOERSMA (1973), grâce aux conodontes, montre que l'âge de la formation va de l'Emsien inférieur à l'Eifelien supérieur.

2.4.v Formation de Mañanet

a) Nomenclature et définition

MEY (1967b) a proposé d'utiliser le terme "Mañanet griotte" pour cette formation mais, comme HARTEVELT (1970), je préfère employer le mot "formation". La séquence est définie (MEY; 1968b) comme des calcaires multicolores noduleux, interstratifiés avec des schistes et calcschistes rouges et verts. La coupe typique se situe au Nord du village de Mañanet le long du sentier muletier de la rive occidentale du rio de Mañanet (Lérida, Espagne). A l'Est de Seo de Urgel, la Formation de Mañanet cède la place à la formation de Compte, séquence de calcaire massif et noduleux (HARTEVELT, 1970).

b) Distribution

La Formation de Mañanet se trouve dans toutes les structures dévoniennes du synclinorium d'Espot-Andorre. Quatre coupes facilement accessibles le long du flanc nord du synclinorium permettent de la voir aisément. Il s'agit :

- i) d'une coupe le long du chemin d'Estahis aux points x 993,9 y 895,9 et x 994,0 y 896,0 où la formation est plissée en un bel anticlinal (pl. 16.1.).
- ii) du chemin d' Escart où on peut voir ses relations concordantes avec les formations de Civis et de Fonchanina qui l'encadrent;
- iii) d'une coupe située sur la route principale entre Esterri d'Aneu et Llavorsi montre au point x 993,3 y 892,0 une disposition identique;
- iv) une coupe sur la route entre Llavorsi et Ribera de Cardos où, au point x 1004,0 y 890,5, les relations évoquées ci-dessus sont également très nettes et claires.

Le long du flanc sud, la formation est également bien exposée. Deux kilomètres au Nord de Llavorsi, la grande route coupe un affleurement apparemment très important mais ceci est dû en fait au résultat conjugué de la topographie et des plissements. Ces complications tectoniques se présentent sur toute la longueur du flanc sud du synclinorium (voir carte géologique, dépliant 1).

La partie de la Formation de Mañanet qui se présente en x 1000,0 y 891,0 sur le chemin d'Aretui et ^{de} Bayasca, est un des résultats de la Faille d'Aydi et de ses implications tectoniques (WATERLOT, 1969).

c) Lithologie
.....

Dans la région étudiée, la Formation de Mañanet se compose d'une série de calcaires clairs et de calcaires argileux clairs et multicolores. Les calcaires noduleux ou "griottes" sont rarement rencontrés. La formation est caractérisée ici par une schistosité très bien développée qui est le plus souvent parallèle ou subparallèle à la stratification (pl. 10.1). Généralement, cette schistosité masque toutes les caractéristiques stratigraphiques (pl.10.2) et les affleurements où l'on peut bien distinguer la stratification et quelques fossiles sont rares. Citons toutefois le point x 994,0 y 896,0.

Le contact avec la Formation de Civis située au-dessus est généralement net (pl. 9.3) mais souvent répété par des plissements (pl. 9.2) et quelquefois compliqué par des interstratifications de calcaire clair et de pélites gris foncé à la limite supérieure avec la Formation de Civis comme par exemple au point x 999,4 y 889,7 sur le chemin d'Aretui et au point x 992,7 y 890,5 sur la piste forestière.

d) Environnement de dépôt
.....

Les affleurements de cette région apportent peu d'informations sur l'origine de la Formation de Mananet. Le manque de griottes montre peut-être qu'ici le bassin était légèrement plus profond que dans les régions méridionales.

e) Age
..

La découverte de Conodontes à Castelles a permis à BOERSMA (1973) de montrer que la Formation de Mañanet va du Eifelien au Viséen avec une lacune du Tournaisien souvent décrite dans d'autres régions pyrénéennes.

2.5. LE CARBONIFERE

Au coeur du Synclinorium d'Espot-Andorre, se trouve une série très fissile presque exclusivement péliteuse et considérée comme totalement azoïque (WATERLOT, 1969). Cette formation est attribuée au Carbonifère et s'appelle la "Formation de Civis".

2.5.i Formation de Civis

a) Nomenclature et définition

HARTEVELT (1970) a donné le nom de Formation de Civis aux lutites noires très affectées par la schistosité qui recouvre la Formation de Mañanet. Ce nom provient du village de Civis qui se situe au Nord de Seo de Urgel (Lérida, Espagne). WATERLOT (1969) et ZANDVLIET (1960) donnent des descriptions détaillées de cette succession stratigraphique.

b) Lithologie

Pour la plupart des auteurs, la Formation de Civis se compose d'une série monotone de schistes ardoisiers bleu noir qui, à la base de la formation, contiennent quelques couches de pélites et de grès gris clair ou argenté. Des micas blancs se rencontrent partout dans la formation. Localement, on trouve des lits minces (1-20 cm) de pélites et grès micacés (pl. 10.3) mais souvent ce litage est fortement masqué par la schistosité.

Des veines de quartz subparallèles à la schistosité (pl. 17.2) affleurent souvent près des failles. Ces veines atteignent plus de 2 m de largeur et constituent quelquefois des masses très importantes comme au point x 991,7 y 892,2. Elles sont souvent plissées et fortement boudinées. On trouve également des "kinks" dans cette formation près des failles (pl. 17.1). Pourtant, les couches inférieures près de la limite avec la Formation de Mañanet montrent généralement des "kinks". Ces derniers sont probablement le résultat de mouvements différentiels entre la Formation de Mañanet et la Formation de Civis.

On rencontre souvent dans cette formation des filons acides et basiques qui sont subparallèles à la schistosité (pl. 10.4) mais qui recoupent les limites des formations avec un angle faible (voir la carte géologique, dépliant 1).

c) Environnement de dépôt
.....

L'allure schisteuse de la Formation de Civis apporte peu d'information sur son origine. Cependant, l'absence de lacune entre cette formation et celle de Mañanet permet de supposer que le milieu marin est resté permanent et marqué par une augmentation du dépôt de matériaux détritiques micacés comme l'a suggéré WATERLOT (1969, p. 199-206). La Formation de Civis dans le Synclinorium d'Espot-Andorre constitue probablement le prolongement septentrional d'un bassin où la sédimentation grossièrement détritique au Sud fait place à une sédimentation plus pélagique.

d) Age
...

Cette formation est considérée comme totalement azoïque (WATERLOT, 1969; HARTEVELT, 1970; BOERSMA, 1973). Pourtant la découverte de conodontes dans la partie supérieure de la Formation de Mañanet à Castelles, suggère que la base de la Formation de Civis est plus récente que le Viséen. Sa partie terminale est déterminée par le contact avec la Formation d'Aguiro du Westphalien supérieur qui la recouvre en discordance en plusieurs points du Sud de la région étudiée.

L'hypothèse proposée par GROOS-UFFENORDE et al. (1972) selon laquelle la "série de Vilaller", équivalent de la Formation de Civis et d'âge compris entre l'Emsien et le Frasnien, est rejetée par BOERSMA (1973, p. 305) qui considère que les auteurs précédents ont échantillonné soit la Formation de Rueda, soit celle de Fonchanina.

2.6 CONCLUSIONS

Seules les formations pré-hercyniennes sont connues dans la région d'Espot. L'unité la plus ancienne est la Formation de Seo qui se compose d'une alternance monotone et schisteuse d'argillites, de pèlites, et de grès. Cette formation est la plus puissante dans la région d'Espot. Elle est recouverte par le Conglomérat de Rabassa, dont l'épaisseur est variable. Jusqu'à maintenant, il n'y a pas eu de précisions sur les âges de ces formations. De plus, la relation entre les deux formations reste problématique.

La Formation de Cava, une litharénite avec des associations tuffacées, recouvre le Conglomérat de Rabassa. Des fossiles trouvés dans cette formation près de Seo de Urgel indiquent qu'elle peut être rattachée au Caradoc supérieur. Une séquence calcareuse, la Formation d'Estana, recouvre

la Formation de Cava et est surmontée elle-même par la Formation d'Ansobell, une série de lutites noires qui indique l'approche des conditions euxiniques qui ont régné pendant le Silurien.

Le Silurien est caractérisé par des ampélites schisteuses et pyriteuses qui renferment beaucoup de graptolites. Grâce à la découverte de Climacograptus rectangularis McCoy, une espèce caractéristique du Llandovérien inférieur, on peut confirmer qu'il y a bien eu sédimentation pélitique pendant le Silurien inférieur dans les Pyrénées centrales. Les conditions réductrices du Silurien ont changé vers la fin de l'époque autorisant ainsi le dépôt de calcaires à orthocères.

Le Dévonien a vu les premières manifestations de l'orogénèse hercynienne. Comme résultat, le Dévonien est représenté par des séries à lithologie et épaisseur très variables, dans l'espace et dans le temps. La formation la plus ancienne, la Formation de Rueda, se compose d'une alternance de calcaires et de schistes noirs. Cette séquence est suivie par la Formation de Basibé qui, dans la région près d'Espot, est représentée par des calcaires noirs schistosés. Les lutites de la Formation de Fonchanina recouvrent la Formation de Basibé. La formation sommitale du Dévonien est la Formation de Mañanet formée d'une série de calcaires clairs alternant avec des calcaires argileux et multicolores. Il semble que la région d'Espot a représenté, pendant le Dévonien, une partie du bassin plus profond que celles des régions méridionales. Les formations dévoniennes vont du Gédinnien inférieur au Viséen avec une lacune du Tournaisien.

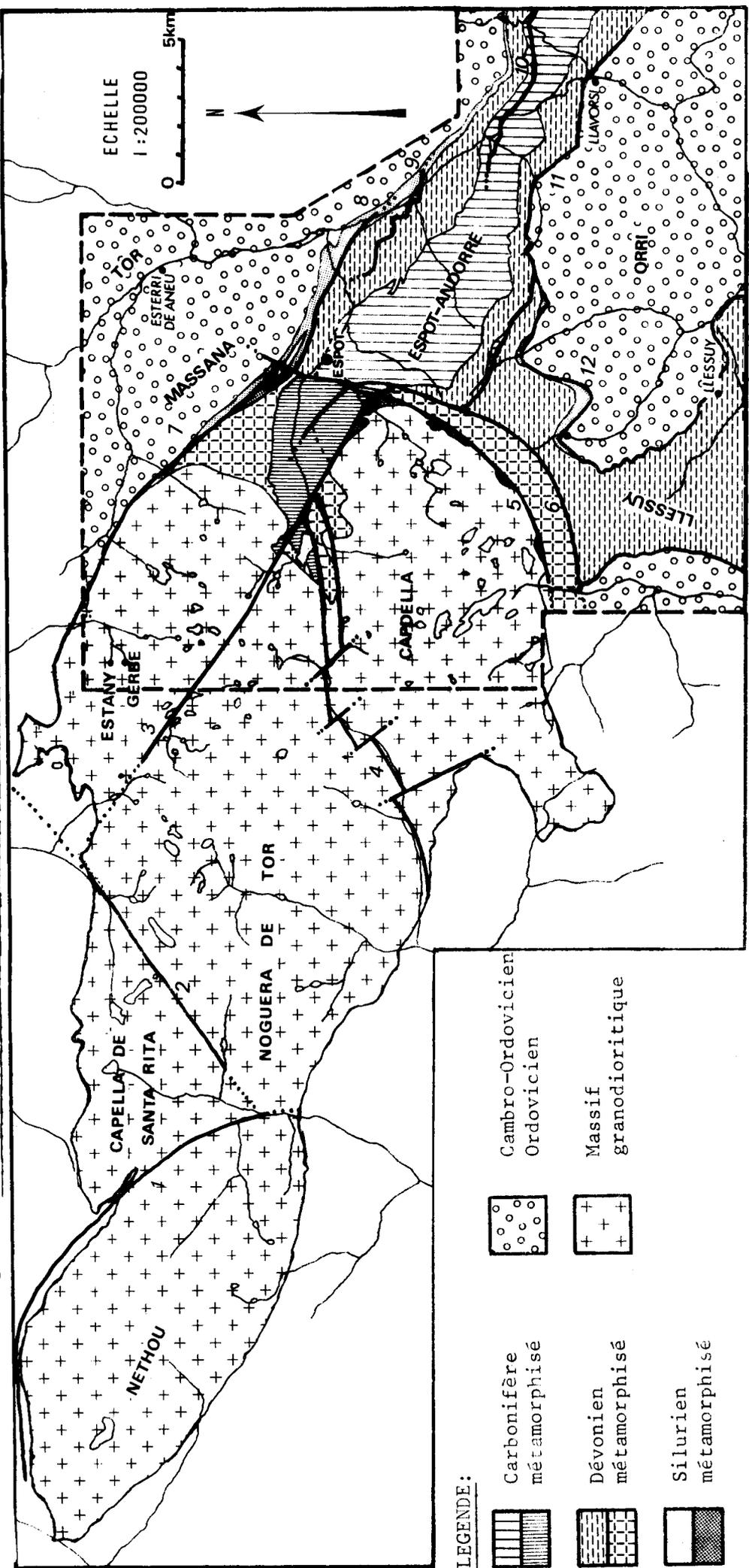
Au coeur du Synclinorium d'Espot-Andorre se trouve une série très fissile presque exclusivement pélitique et considérée comme totalement azoïque. Cette formation est attribuée au Carbonifère et s'appelle la Formation de Civis. Elle s'est probablement déposée dans un milieu néritique qui a reçu une contribution importante de matériaux détritiques micacés.

Une comparaison de la lithologie de chacune des formations de la région d'Espot avec leurs équivalents des régions méridionales montre que la région d'Espot fut toujours située dans une partie plus profonde du bassin de sédimentation.

CHAPITRE 3.

LES ROCHES ERUPTIVES

Fig. 9: CARTE STRUCTURALE DU MASSIF DE LA MALADETTE ET DE SES ABORDS ORIENTAUX.



LEGENDE:

-  Carbonifère métamorphisé
-  Dévonien métamorphisé
-  Silurien métamorphisé
-  Cambro-Ordovicien
-  Ordovicien
-  Massif granodioritique

FAILLES:

- 1. de la Noguera Ribagorzana
- 2. de Baños
- 3. de Ratera
- 4. du Rio de Sant Nicolau
- 5. de Pala d'Eriexe
- 6. de Picardes
- 7. d'Espot
- 8. d'Estahis
- 9. d'Escart
- 10. d'Aydi
- 11. de Llavorsi
- 12. de Caregue

CHAPITRE 3.
=====

LES ROCHES ERUPTIVES

3.1. INTRODUCTION

Les roches cristallines anté-mésozoïques sont divisées en quatre catégories différentes (ZWART, 1968) :

- 1) des sédiments cambro-ordoviciens métamorphisés jusqu'au faciès amphibolite;
- 2) des orthogneiss;
- 3) des granites et granodiorites intrusifs;
- 4) des paragneiss à faciès granulite.

Le massif de la Maladetta appartient à la troisième catégorie. Il est un bon exemple d'un massif circonscrit qui s'étend sur 400 km² avec une longueur légèrement supérieure à 40 km. On y trouve les plus grands pics des Pyrénées, en particulier le pic d'Aneto (ou Nethou) culminant à 3404 m. Ses contours sont connus depuis DALLONI (1910, 1930). L'école hollandaise de Leyde (KLEISMIEDE, 1960; ZANDVLIET, 1960; MEY, 1967b et 1968; WENNEKERS, 1968) a étudié en détail la bordure du massif et ses phénomènes métamorphiques. Plus récemment, CHARLET (1968, 1971, 1972, 1977) a effectué un travail détaillé sur le massif lui-même montrant que la Maladetta est un massif composite. Il distingue trois unités :

- 1) l'Unité occidentale du Nethou;
- 2) l'Unité centrale de la Noguera de Tor;
- 3) l'Unité orientale de Capdella,
séparées par deux zones mylonitisées :

 - 1) la zone de la Noguera Ribagorzana,
 - 2) la zone du Rio de Sant Nicolau.

Il a montré également que chaque unité offre plusieurs faciès pétrographiques. En gros, ces faciès sont :

- 1) un faciès granitique à biotite, muscovite et cordierite;
- 2) un faciès granodioritique à biotite et amphibole;
- 3) un faciès basique bien localisé.

L'ordre de mise en place des phases successives est le suivant : d'abord le faciès basique, puis le faciès granodioritique et finalement le faciès granitique.

L'Unité du Nethou qui se situe à l'extrémité occidentale du massif est l'unité la plus distincte. Elle se compose principalement du faciès

granitique nommé "le Granite des Crêtes". Autour de ce granite affleure une ceinture continue du faciès granodioritique. Le contact entre ces deux faciès est dans la plupart des cas progressif et souvent souligné par une augmentation du nombre d'enclaves de roches basiques. Le faciès granitique renferme également des enclaves qui sont moins fréquentes et pétrographiquement très variées. Ce sont surtout des enclaves de schistes cristallins et des loupes surmicacées. Finalement, quelques corps de faciès basique affleurent sporadiquement sur la bordure septentrionale.

Dans les Unités de la Noguera de Tor et de Capdella, le faciès granodioritique, nommé "la granodiorite de la Maladetta s.s." est le plus important. Bien que ces deux unités semblent être moins distinctes que l'Unité du Nethou, CHARLET (1974) et CHARLET et DUPUIS (1974) indiquent qu'il existe des différences pétrographiques entre elles. Par exemple, l'Unité de la Noguera de Tor renferme une série de corps intrusifs à faciès granitique nommé les "Granites des Cirques" mais ce faciès n'est pas connu dans l'Unité de Capdella. Généralement, le contact des corps à faciès granitique avec la granodiorite est franc et intrusif dans l'Unité de la Noguera de Tor. De plus, cette unité se caractérise par la présence de nombreux satellites filoniens variés, tandis que l'Unité de Capdella est recoupée par quelques filons. Cette dernière unité se distingue par la présence d'un corps de roches basiques au contact méridional près de Tahull.

Le contact entre le massif et sa couverture est toujours net. Le long du bord septentrional, il est de nature tectonique mais sur les bords orientaux et méridionaux, il est de nature intrusive variable. Dans les terrains cambro-ordoviciens, le contact est discordant mais dans les terrains dévoniens et carbonifères, la granodiorite recoupe les structures de la couverture avec un angle faible donnant l'impression d'être plus ou moins concordant. L'importance de la zone métamorphisée varie considérablement avec la lithologie. Dans les terrains calcaires, l'auréole métamorphique n'est que de quelques centaines de mètres, alors qu'elle peut atteindre plus d'un kilomètre dans les terrains pélitiques:

Le Massif de la Maladetta est considéré comme tardihercynien par tous les auteurs. Cela est maintenant confirmé par MICHARD-VITRAC et al. (1979) qui ont déterminé un âge absolu de 277 M.A. \pm 6 par la méthode $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ pour les faciès granodioritiques.

Dans le Synclinorium d'Espot-Andorre, le massif a métamorphisé la Formation de Civis après son plissement par l'orogénèse hercynienne. Le travail de MEY (1968) montre aussi que dans la région de Ribagorzana, le massif s'est mis en place postérieurement aux trois premières phases de

déformation de cette orogénèse mais antérieurement à la quatrième phase qui est considérée par MATTAUER et SEURET (1966) comme alpine. KLEISMIEDE (1960 p. 157, fig. 17) indique que sur le flanc nord-est du Pico de Salana, le massif est recouvert par des grès rougeâtres du type triassique.

MICHARD-VITRAC et al. (1979) donnent aussi de nouvelles précisions sur l'origine des magmas du massif. Leurs résultats géochimiques montrent que les trois faciès ne se sont pas individualisés par simple différenciation d'un magma unique mais que ces trois magmas ont une composante importante de matériaux crustaux. Ils suggèrent que "la série magmatique de la Maladetta" a pris naissance soit par une forte hybridation crustale et progressive d'un magma d'origine mantélique soit par fusion de différents termes d'une série volcano-sédimentaire".

J'ai utilisé dans l'étude de la partie éruptive du territoire considéré ici, les méthodes de J.M. CHARLET et j'ai pu ainsi bénéficier de son expérience. On peut donc considérer que les résultats qui seront exposés ci-dessous constituent un élément local du tableau d'ensemble proposé par CHARLET.

3.2. LA GEOLOGIE DU SECTEUR ORIENTAL DU MASSIF DE LA MALADETTA

3.2 i La nature des contacts du massif oriental

Dans la région étudiée, les contacts du massif avec les terrains encaissants sont toujours nets. Généralement, ils sont intrusifs mais la limite septentrionale est matérialisée par un contact tectonique, la Faille d'Espot, qui juxtapose le massif avec les terrains cambro-ordoviciens non métamorphisés. Le long de la limite orientale, au Nord d'Espot et dans le synclinorium d'Espot-Andorre, la granodiorite recoupe les terrains dévoniens et carbonifères avec un angle faible (pl. 15.1). Dans le secteur du Dévonien métamorphisé, au Nord-Ouest d'Espot, la composition minéralogique indique la proximité, en profondeur, du massif granitique. Il en résulte qu'il y existe une faible épaisseur de couverture au-dessus du massif. Au Sud du Synclinorium d'Espot-Andorre, le contact reste intrusif mais il est toujours localisé à moins de 200 m de la Faille de Pala d'Eriexe qui le longe sur plus de 12 kilomètres d'Espot à Capdella (pl. 11.2 et 11.3). Entre la faille et le contact, je n'ai trouvé que des terrains métamorphisés du Silurien qui sont généralement écrasés par des jeux post-hercyniens le long de la faille. Des déformations moins brutales mais aussi liés probablement aux déplacements post-hercyniens, sont visibles au point x 989,8; y 894,8

sur la piste forestière à l'Estany Negre où il existe un contact intrusif du massif avec du Silurien (pl. 15.2).

Comme je l'ai déjà noté, la nature du contact du massif est différent dans les terrains cambro-ordoviciens et dans les terrains post-siluriens. A Capdella, dans les terrains cambro-ordoviciens, le contact est bien discordant tandis que dans le Synclitorium d'Espot- Andorre le massif recoupe le Dévonien et le Carbonifère avec un angle faible. De plus, aux abords du massif, il existe un plissement intense, "plis anarchiques", particulièrement bien visible dans les formations du Dévonien inférieur, comme à Picardes (pl. 11.1) et dans la vallée de Vallibierna (MEY, 1967, fig. 18, p.184).

De ces observations, il en résulte une image d'un massif champignon qui a pénétré et digéré les terrains cambro-ordoviciens, mais en arrivant au Silurien, niveau de décollement préférentiel bien connu, le massif a surélevé et écarté la couverture.

3.2.ii. Les différents faciès pétrographiques du massif oriental

Deux faciès leucocrates se présentent dans le massif considéré. Le premier, le faciès granodioritique à biotite et amphibote est le plus important. Cependant, dans la région de l'Estany Gerbé, nous trouvons un granite à biotite et muscovite comparable aux granites des Cirques décrit par CHARLET (1972). L'importance de ce faciès dans la région de l'Estany Gerbé n'est pas encore bien définie. Pourtant les observations de la limite septentrionale ont été faites sur le sentier d'Estany Gerbé au point x 984,1, y 902,2 et montre que celle-ci est un contact franc et intrusif qui s'incline de 25° environ vers le Nord (pl. 12.4). Ensuite la limite méridionale est un contact tectonique vertical (pl. 12.1) mettant en relation le granite avec un corps de calcite puissant de plusieurs dizaines de mètres. L'origine de cette calcite est certainement métasomatique plutôt qu'une enclave de calcaire dévonien.

Il semble que le faciès granodioritique à biotite et amphibole présente dans le massif oriental, peu de variations minéralogiques. A la périphérie du massif, elle se compose d'une roche acide à grain moyen et ne montre pas de faciès orienté. Vers le coeur, la granodiorite montre un faciès à grain grossier et porphyroïde, les phénocristaux étant de l'orthose (pl. 12.3). La granodiorite renferme aussi beaucoup d'enclaves de roches basiques non orientées qui deviennent de plus en plus nombreuses vers le coeur (pl. 12.2).

Dans la région de l'Estany d'Amitges affleurent des filons de lamprophyres à amphibole et biotite orientés N 110-N130° et inclinés de 80° à 85° vers le Sud. Les filons ont une largeur qui varie de 50 cm à plus de 2 m et s'étendent sur plusieurs centaines de mètres. Au point x 982,6, y 898,7, on voit un filon de lamprophyres avec une largeur de 75 cm qui recoupe un petit filon aplitique (largeur 50 mm). Des joints orientés N 150° et N 70° recouperent le filon de lamprophyres (pl. 13.1). Plus loin, au Port de Ratera plusieurs filons aplitiques sont observés. Au point x 981,7, y 898,7, il existe un filon qui se compose d'un mélange de matériaux basiques et acides. Les matériaux basiques sont composés essentiellement de biotite indiquant que ce type de filon a une origine différente de celle des filons lamprophyriques. Quelques filons, de composition proche du faciès granitique, se situent au contact dans la région de Pala d'Eriexe et de Picardes.

3.2.iii. Les zones écrasées du massif oriental

a) La Faille de Ratera

D'abord, il faut signaler une importante zone écrasée, la Faille de Ratera, nommée d'après le Port de Ratera où la mylonite est bien visible (pl. 14.3). La faille orientée N110°-N120° correspond dans le massif, à une bande mylonitisée de 100 à 300 m de largeur. Elle présente un débit fin, subvertical et parallèle à la direction de la faille. WATERLOT (1969, dépliant D) indique l'existence de failles ayant la même orientation (N110°-N120°) dans la vallée d'Espot. CHARLET (1972, carte géologique au 1/50.000) montre également des failles dans la vallée d'Espot et aussi dans la vallée au Nord-Ouest du Port de Ratera. Au Port de Ratera on peut suivre, dans le paysage, le tracé de la Faille de Ratera vers l'Ouest jusqu'au col de Ribereta (pl. 14.2). Cet accident doit se poursuivre encore sur plusieurs kilomètres, empruntant la vallée du Rio Rencules en direction du Puente Resech. A l'Est, le prolongement de la Faille de Ratera est interrompue par les failles de Picardes et de Pala d'Eriexe (voir carte géologique, dépliant 1 et fig.9). La Faille de Ratera délimite le prolongement oriental de la Faille du Rio de Sant Nicolau dans la vallée d'Espot.

Dans le massif, la Faille de Ratera, et sa mylonite sont visibles au Port de Ratera entre ^{les} points x 980,7 y 899,3 et x 981,3 y 898,7, sur le sentier

forestier del'Estany Amitges entre ^{les} points x 983,7 y 897,7 et x 983,6 y 897,6 et au point x 984,3 y 897,3. La faille est aussi visible au point x 989,8 y 895,1, sur la piste forestière del'Estany Negre, où elle met en contact les terrains métamorphisés du Silurien et du Dévonien.

Des observations sur des miroirs de faille et les positions relatives du Synclinorium d'Espot-Andorre de part et d'autre de la faille, montrent que la partie méridionale est surélevée par rapport à la partie septentrionale. Il semble évident que ce mouvement tardif soit post-hercynien et je pense qu'il s'agit là d'une déformation alpine. La naissance de cette faille n'est pas connue mais elle est peut-être liée à la mise en place tardive du faciès granitique.

b) La zone écrasée du Rio de Sant Nicolau
.....

Le prolongement oriental de la zone écrasée du Rio de Sant Nicolau se trouve dans la région étudiée (pl. 14.1). La zone se compose d'un complexe de failles et de bandes mylonitisées orientées N 070°-N 080°. Elle a une largeur de 1 km environ avec une schistosité subverticale. Au Nord-Est du Port d'Espot, dans les terrains sédimentaires, j'ai mis en évidence deux failles qui limitent cette zone. Dans la vallée du rio de Sant Nicolau, la zone est recoupée plusieurs fois par des failles orientées N110°-N120° (CHARLET, 1972). Le prolongement oriental de cette zone écrasée est limité dans la vallée d'Espot par la Faille de Ratera. La distribution des terrains encaissants de part et d'autre des failles indique que la partie septentrionale s'est surélevée par rapport à la partie méridionale.

3.2.iv Les blocs tectoniques du massif oriental

Souligné plusieurs fois par CHARLET, le Massif de la Maladetta est recoupé par de nombreuses zones de mylonitisation. Ces zones sont orientées soit à N110°-N130° soit à N070°-N090° (fig.9). CHARLET (1972) utilise les zones pour définir les limites des trois unités. C'est avec ces unités que je voudrais faire une petite modification et les interpréter comme des blocs tectoniques qui traduisent des niveaux de profondeur différents comme l'indique le schéma structural de CHARLET (1972, fig.20).

L'Unité du Nethou représente le niveau le plus profond. Elle se caractérise par un large coeur de granite qui renferme des enclaves de roches métamorphiques et qui est entouré par une ceinture mince de granodiorite. Elle n'est qu'un bloc tectonique.

Par contre, l'ensemble oriental des unités de la Noguera de Tor et de Capdella peut être subdivisé en quatre blocs tectoniques :

- 1) le bloc central de la Noguera de Tor,
- 2) le bloc oriental de Capdella,
- 3) le bloc septentrional de l'Estany Gerbé,
- 4) le bloc occidental de la Capella de Santa Rita,

par des zones de mylonitisation :

- 1) la zone écrasée du Rio de Sant Nicolau,
- 2) la faille de Ratera,
- 3) la faille de Baños.

Dans cet ensemble oriental, le bloc central de la Noguera de Tor représente un bloc de profondeur moyenne entouré par des blocs périphériques qui représentent les parties les moins profondes du massif. Cette image est soulignée premièrement par la distribution des plus grands corps de faciès granitique dans le bloc central de la Noguera de Tor et, deuxièmement, par le jeu apparent sur les failles de Ratera et du rio de Sant Nicolau.

3.3. LES FILONS DANS LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES

Tandis que les filons dans le massif se présentent frais et sans altération importante, les filons des formations sédimentaires sont toujours très altérés. Deux types de filons ont été distingués. Le premier, le plus important, regroupe des filons acides qui sont souvent porphyroïdes et qui apparaissent avoir une composition granodioritique à adamellitique. L'autre type possède une composition basique riche en feldspaths.

Les filons atteignent parfois une épaisseur importante comme au point x 990,4; y 898,2 où un filon acide a une épaisseur de plus de 10 m (pl. 13.3). Au point x 996,0 y 893,1 sur le chemin d'Escart on trouve un filon granodioritique juxtaposé à un filon basique pénétrant dans la Formation de Mañanet. La relation entre les deux filons n'est pas évidente parce que le contact est graduel. Comme le massif, les filons se sont mis en place dans les formations sédimentaires, à la fin de l'orogénèse hercynienne. Ils sont orientés sub-parallèlement à la schistosité principale et ils recoupent les limites de formations avec un angle faible (voir carte géologique, dépliant 1). Des joints et des microfailles recoupent souvent les filons comme au centre du village d'Escart.

3.4. PETROGRAPHIE

3.4.i Le granite à biotite et muscovite (pl. 20.3)

Les minéraux suivants ont été identifiés dans des lames minces taillées dans le faciès granitique à biotite et muscovite de la zone de l'Estany Gerbé :

-quartz,	-biotite,	-apatite,
-feldspath potassique,	-muscovite,	-épidote,
-plagioclase,	-chlorite,	-zircon.

CHARLET (1972) note que ce faciès renferme également de la cordierite.

Le quartz subautomorphe renferme parfois des lamelles de muscovite, biotite et chlorite. Le quartz se présente également sous la forme d'inclusions dans le feldspath potassique et la matrice intersticielle.

L'orthose, xénomorphe^{et} perthitique se forme souvent en phénocristaux. Ils renferment des inclusions de plagioclase, quartz, biotite, muscovite et apatite.

Les plagioclases automorphes sont généralement zonés et saussuritisés. La muscovite et la biotite peuvent se présenter en lamelles, en amas ou en associations symplectiques avec la chlorite et l'épidote. Le zircon développe des halos pléochroniques dans la biotite et la chlorite.

3.4.ii La granodiorite à biotite et amphibole (pl. 20.4.)

Dans le massif oriental, les minéraux suivants ont été identifiés en lames minces :

-quartz,	-biotite,	-épidote,
-plagioclase,	-hornblende,	-sphene,
-feldspath potassique,	-chlorite,	-zircon,
		-tourmaline.

Les quartz xénomorphes se présentent le plus fréquemment comme une matrice interstitielle. Le quartz forme aussi des inclusions dans les phénocristaux d'orthose perthitique. Il montre volontiers une extinction roulante et ondulante, même loin des failles.

Le plagioclase est zoné et maclé albite et albite-carlsbad. Généralement, le feldspath potassique se développe en phénocristaux perthitiques.

L'amphibole est une hornblende verte, pléochroïque. Elle se forme en cristaux automorphes solitaires ou en amas, associé avec de la biotite et de la chlorite. Elle renferme souvent du quartz, du plagioclase, de l'apatite et du zircon.

3.4.iii Les enclaves de roches basiques

CHARLET (1972) rapporte trois types d'enclaves :

- 1) les enclaves à biotite seule,
- 2) les enclaves à biotite et amphibole,
- 3) les enclaves à biotite, amphibole et pyroxène.

Dans la région étudiée, seulement des enclaves riches en plagioclase, biotite et amphibole ont été trouvées. Ces enclaves ont un grain fin et renferment peu de quartz.

3.4.iv Les zones écrasées (pl. 20.5, 20.6)

Le degré de déformation dans les roches écrasées va des roches qui renferment seulement des structures microscopiques à cataclase modérée à de véritables mylonites qui ne ressemblent plus du tout à une roche éruptive.

Dans la granodiorite, le premier phénomène macroscopique qui indique la proximité d'une zone écrasée est un changement dans la couleur de la roche qui devient gris-bleuâtre. Microscopiquement, ces roches sont caractérisées par des quartz et feldspath à extinction roulante, des lamelles de mica plissées et tordues et des amphiboles brisées et altérées en partie en épidote (pl. 20.5). Plus près de la faille, la roche devient légèrement orientée et montre un débit. Ensuite, la roche devient schistosée et quelquefois présente un éclat vitreux dans les zones où elle est recristallisée. Dans la zone de forte mylonitisation, la roche ressemble à un gneiss montrant des yeux de quartz et de feldspath; tous les minéraux mafiques étant généralement pulvérisés, sous le microscope les mylonites sont caractérisées par une fracturation généralisée (pl. 20.6). Les porphyroblastes sont tous fortement brisés et étirés en lentilles ou en fuseaux à structure fibreuse et entourés par une matrice de farine de roche. Les feldspath et les rares amphiboles sont roulés en une forme sphérique et altérée. Les lamelles de mica sont tordues, déchiquetées et altérées en chlorite. On voit aussi de nombreux minéraux secondaires comme la séricite, la chlorite, l'épidote, la muscovite et la calcite.

3.4. v Les satellites filoniens (pl. 20.7, 20.8)

Trois types de filons ont été trouvés dans le massif oriental :

- 1) des filons aplitiques,
- 2) des filons lamprophyriques,
- 3) des filons à mélange de matériaux acides et basiques.

Les filons aplitiques renferment du quartz, du feldspath potassique, des plagioclases, de la biotite, de la chlorite, de la muscovite, de l'épidote et de l'apatite.

Les filons lamprophyriques (pl. 20.7) ont une texture fluidale et renferment des plagioclases, des amphiboles, de la biotite, de la chlorite et de l'épidote.

Le filon à mélange (pl. 21.1) de matériaux acides et basiques se compose de quartz, de feldspath potassique, de plagioclases et beaucoup de biotite qui se présentent souvent en amas et en nids.

3.4.vi Les filons dans les formations sédimentaires

Ces filons ont été fortement altérés. Deux types sont reconnus : des filons acides porphyroïdes et des filons basiques à grain fin.

3.5. CONCLUSIONS

Le Massif granitique de la Maladetta est un batholite composite tardi-hercynien. Ses trois faciès pétrographiques ont été mis en place dans l'ordre suivant : d'abord le faciès basique, puis le faciès granodioritique et finalement le faciès granitique. L'étude géochimique montre que ces faciès ne sont pas le résultat d'une simple différenciation d'un magma unique mais de trois magmas renfermant une composante importante en matériaux crustaux. Cela est souligné par la présence des enclaves de roches métamorphiques dans le faciès granitique. La nature variable du contact intrusif du massif dans les terrains cambro-ordoviciens et dans les terrains post-siluriens indique que le massif a pénétré et digéré le Cambro-Ordovicien mais qu'il a surélevé et écarté le Dévonien et le Carbonifère. Plusieurs zones importantes de mylonitisation, orientées N 110 -N130° et N 070°-N080°, recoupent le massif grâce aux jeux verticaux des blocs divers au sein de celui-ci. Nous pouvons ainsi distinguer des niveaux de profondeur différente dans la structure du massif.

Le niveau le plus profond est représenté par l'Unité du Nethou qui se situe à l'extrémité occidentale du massif. A l'Est de la Faille de la Noguera Ribagorzana, le bloc central, constitué de l'Unité de la Noguera de Tor, représente la partie du massif de profondeur moyenne. Ce bloc est entouré de blocs périphériques, le bloc oriental de Capdella, le bloc septentrional de l'Estany Gerbé, et le bloc occidental de la Capella de Santa Rita, qui représentent les parties les moins profondes du massif.

CHAPITRE 4.

LES ROCHES METAMORPHIQUES AU
CONTACT DU MASSIF ORIENTAL.

CHAPITRE 4

LES ROCHES METAMORPHIQUES AU CONTACT
DU MASSIF ORIENTAL.

4.1. INTRODUCTION

CHARLET (1978) démontre que les terrains encaissants du massif occidental sont influencés par un métamorphisme de contact polyphasé qui est lié à la mise en place des différents faciès pétrographiques du batholithe. La première phase se caractérise par la formation d'un grenat almandin en relation étroite avec le faciès basique. Dans la deuxième phase, ce grenat se déstabilise et des minéraux du "hornblende hornfels facies" (TURNER, 1968) se forment au contact de la granodiorite. Plus tard, une phase caractérisée par l'épidote et l'actinote asbestiforme s'est développée dans les joints de tension.

La première phase à grenat almandin n'est pas connue dans les terrains encaissants du massif oriental. Ce fait souligne le rapport entre cette phase et le faciès basique qui n'existe pas non plus dans cette région. Pourtant la deuxième phase est très bien représentée dans la région étudiée, montrant une diversité des minéraux métamorphiques qui varient en fonction de la lithologie et de la proximité du massif granodioritique. La troisième phase est connue également mais elle paraît être limitée aux terrains avoisinant les failles.

A l'extrémité orientale du massif, on trouve une grande variété de lithologies au contact de la granodiorite. Les limites d'affleurements des cornéennes sont marquées par les failles d'Espot et de Picardes. En fonction de la lithologie générale, les terrains métamorphiques se répartissent en trois subdivisions :

- 1) les séquences pélitiques (principalement la Formation de Civis),
- 2) les séquences ampélitiques (le Silurien),
- 3) les séquences calcaro-pélitiques (principalement les formations dévoniennes).

Les séquences pélitiques sont métamorphisées en une cornéenne tâchetée à andalousite dont les cristaux sont bien visibles à l'oeil nu à plus de 2 kilomètres du contact. Les terrains calcaires et ampélitiques sont moins propices au développement des cornéennes et se rencontrent dans une auréole métamorphique de quelques centaines de mètres.

4.2. LES SEQUENCES PELITIQUES

L'andalousite est très fréquente dans les cornéennes tachetées de la Formation de Civis. Elle constitue les taches noirâtres qu'on trouve dans presque toute la vallée d'Espot entre le point x 989,3 y 897,1 sur la piste forestière et le contact de la granodiorite. Loin du contact, elle se présente en porphyroblastes xénomorphes, poecilites à gouttelettes enchâssées dans une matrice de micas blancs et de quartz. Vers le massif, l'andalousite acquiert rapidement une forme prismatique avec les inclusions disposées en croix caractéristiques de la variété chiastolite. Etant une forme polymorphe de Al_2SiO_5 , l'andalousite croît préférentiellement dans les niveaux argileux plutôt que dans les niveaux gréseux à quartz et feldspath (pl. 21.1). Ainsi, dans la Formation de Civis, les minéraux métamorphiques soulignent le litage qui devient plus net dans les terrains métamorphisés que dans les mêmes terrains non-métamorphisés. Dans la région du lac de Sant Maurici, l'andalousite est associée à la cordiérite, xénomorphe, ovoïde, altérée en pinite, renfermant de la muscovite et entourée par de la biotite (pl. 21.3). Très près du contact (moins de 75 m), l'andalousite et la cordierite semblent être remplacées par un assemblage minéralogique d'orthoclase-plagioclase(oligoclase)-quartz-biotite-muscovite-tourmaline (dravite). Le présence de ces minéraux de plus basse température dans un faciès métamorphique d'assez haute température indique une phase de métamorphisme plus tardive. En plus, toujours dans la Formation de Civis, on trouve très près du massif de l'épidote et de la chlorite qui sont caractéristiques d'un faciès métamorphique de très basse température ("albite-épidote hornfels faciès"). Ces derniers minéraux sont localisés près des failles qui recoupent les terrains métamorphiques.

Le métamorphisme, à paragenèse andalousite-cordierite qui a souligné le litage, a conservé les plis hercyniens et a oblitéré la schistosité contemporaine au plissement. Par conséquent, cette phase de métamorphisme est plus tardive que la déformation responsable de la formation de la schistorisé hercynienne. Cependant, le long de la Faille de Ratera, la présence d'andalousite écrasée (pl. 21.2) et le développement d'une autre schistosité dans la matrice à mica montrent que cette faille a joué après la période de métamorphisme à paragenèse andalousite-cordierite.

4.3. LES SEQUENCES AMPELITIQUES

Une très belle coupe dans les séquences ampélitiques se présente le long de la piste forestière qui conduit à l'Estany Negro. Cette coupe débute à la Faille de Ratera (point x 989,8 y 895,1) située à 200 m, environ, au Sud-Ouest du tunnel. A ce point, le Silurien est induré mais les minéraux métamorphiques ne sont pas visibles à l'oeil nu. Les gros porphyroblastes ne se rencontrent qu'à moins de 100 m du contact. D'abord ce sont des agrégats de mica blanc, probablement de pyrophyllite, puis on rencontre des cristaux millimétriques de chialstolites associés à la tourmaline (dravite). Au contact (pl. 15.2) (point x 989,8 y 894,8) on trouve de très belles étoiles de sillimanite (pl. 21.5, 21.6). Les étoiles ont un diamètre de 2 à 3 mm mais elles ne sont pas très bien visibles parce que les aiguilles de sillimanite sont très fines.

Des lames minces taillées dans les échantillons provenant de cet affleurement montrent que la sillimanite est associée à des porphyroblastes ovoïdes de cordiérite et des agrégats d'andalousite dans une matrice de muscovite, de feldspath, de quartz, et de matériaux opaques (probablement du graphite). Les porphyroblastes de cordierite sont très altérés, renferment beaucoup de matériaux opaques et sont entourés par de fins paquets de muscovite. Les agrégats corrodés d'andalousite montrent une extinction roulante et sont également entourés par les fines lames de muscovite qui croissent le long de l'ancien clivage de ce minéral. Les aiguilles de sillimanite traversent les agrégats d'andalousite démontrant clairement que la sillimanite est plus tardive. Les aiguilles de sillimanite n'entrent pas dans les porphyroblastes de cordiérite. La muscovite se trouve également entre les rayons des étoiles de sillimanite. Le feldspath, montrant quelquefois des macles polysynthétiques, et le quartz, sont distribués inégalement partout en fines agrégations équigranulaires.

Deux phases de métamorphisme semblent présentes dans cette coupe. La première phase a atteint la température du début de la transformation de l'andalousite en sillimanite. Cette réaction ne fut pas complétée car des cristaux d'andalousite persistent. Plus tard, une deuxième phase de plus basse température a été responsable du métamorphisme rétrograde de l'andalousite et de la sillimanite en muscovite et quartz.

L'abondance de muscovite, de sillimanite et d'andalousite et l'absence de biotite témoignent de la haute concentration d'alumine dans les terrains siluriens.

4.4. LES SEQUENCES CALCARO-PELITIQUES

Trois assemblages minéralogiques ont été notés dans les séquences calcaro-pélitiques de la région étudiée:

- i) calcite-grossulaire-vesuvianite-diopside
- ii) calcite-actinote (prismatique)
- iii) épidote-actinote (asbestiforme)

Le premier assemblage se trouve toujours près du contact de la granodiorite, généralement à moins de 3 mètres. Elle se développe préférentiellement dans les séquences alternant de calcaire marmoréen et de cornéenne et surtout à la limite de deux lithologies différentes. Cette observation est faite dans les formations de Mañanet et Rueda lorsque ces derniers sont métamorphisés.

De beaux exemples de l'assemblage à calcite -grossulaire-vésuvianite-diopside sont visibles à plusieurs endroits:

- a) le flanc méridional de Pala d'Eriexe, au point x 989,7 y 892,3, la Formation de Rueda (pl. 18.1, 15.3, 15.4),
- b) dans le col de Pinato, au point x 987,5 y 898,6, la Formation de Mañanet (pl. 2.1, 15.1),
- c) sur le flanc oriental de Roca de l'Estany, au point x 984,6 y 895,6, la Formation de Mañanet.

Dans les niveaux calcareux, des cristaux millimétriques de grenat apparaissent (pl. 15.4). Dans les niveaux plus siliceux, la vésuvianite alterne avec le grenat. CHARLET (1978, p. 170) note qu'il semble exister deux phases successives de cristallisation. La première correspond au développement de la vésuvianite et du diopside. La seconde correspond à la croissance de grossulaire avec de nombreuses inclusions de diopside et de vésuvianite. Il semble que la croissance de la vésuvianite a été interrompue et remplacée par le développement du grenat. DEER et al. (1966) notent que la structure de la vésuvianite est proche de celle du grossulaire. Le même phénomène de deux phases de cristallisation est noté aussi dans la région d'Espot (pl. 21.7, 21.8).

La présence d'épidote dans les lames minces taillées dans des échantillons recueillis près du contact, démontre l'existence possible d'une autre phase métamorphique tardive de basse température.

A une distance plus importante du massif, comprise entre 750 et 1000 m environ, on trouve souvent des aiguilles prismatiques d'actinote qui croissent préférentiellement dans les niveaux carbonatés de la Formation de Rueda métamorphisée. Ce minéral est très important sur tous les flancs du mont Picardes. J'ai observé, aussi, de nombreux cristaux d'actinote au point x990,5 y 898,2, juste à l'Ouest du col de Fogueruix. La présence de ce minéral au col indique la proximité, en profondeur, du massif granitique dans la région métamorphisée au Nord-Ouest d'Espot.

Le troisième assemblage à épidote-actinote (asbestiforme) paraît être en relation étroite avec les terrains calcaro-pélitiques métamorphisés et surtout avec des joints de tension formés près des failles situées dans ces terrains. J'ai trouvé cet assemblage aux localités suivantes :

- a) au point x 989,9 y 895,2 sur le chemin qui mène à Estany Negro,
- b) au point x 990,8 y 895,1 sur la piste forestière au Sud d'Espot,
- c) au point x 990,2 y 892,3 sur le flanc Sud de Pala d'Eriexe,
- d) au point x 987,6 y 887,3 au Nord de Montseny où il y avait une ancienne mine d'amiante,
- e) dans l'éboulis sur le flanc Nord-Ouest de Picardes où l'actinote (prismatique) se développe dans les niveaux carbonatés plastiques et l'actinote (asbestiforme) se développe dans les joints et fractures des cornéennes cassantes. La relation entre l'actinote (prismatique) et l'actinote (asbestiforme) à cet endroit n'est pas claire. Pourtant, il semble que les cristaux d'actinote prismatique qui sont alignés et quelquefois courbés (pl. 21.4) sont plus précoces que ceux d'actinote asbestiforme.

4.5. CONCLUSIONS

Les terrains encaissants du massif oriental sont subdivisés en trois séquences en fonction de leur lithologie générale. Chacune de ces séquences donne des paragenèses variables qui suggèrent l'existence de plusieurs phases de métamorphisme.

La première phase de métamorphisme est caractérisée par l'assemblage à cordiérite-andalousite dans les séquences pélitiques, l'assemblage à sillimanite-cordiérite-andalousite dans les séquences ampélitiques et l'assemblage vésuvianite-diopside dans les séquences calcaro-pélitique. La présence à une distance importante de l'actinote (prismatique) dans les

séquences calcaro-pélitiques est liée probablement à la même phase de métamorphisme et coïncide avec une isograde de plus basse température. Dans la région étudiée, cette phase est liée clairement à la mise en place de la granodiorite à biotite et amphibole. Cette phase de métamorphisme est plus tardive que la déformation hercynienne responsable de la formation de la schistosité.

La présence au contact de la granodiorite, de muscovite et de plagioclase (oligoclase) dans les séquences pélitiques et dans les séquences ampélitiques indique une autre phase de métamorphisme plus tardive et de plus basse température. Pendant cette phase, les minéraux comme la sillimanite, l'andalousite et la cordiérite sont devenus instables et ont rétrogradé en muscovite, quartz et plagioclase. Le remplacement partiel de la vésuvianite par le grossulaire au contact du massif dans les séquences calcaro-pélitiques est peut-être également associé à cette phase. Une liaison entre cette phase de métamorphisme et la mise en place du granite à biotite, muscovite et cordiérite est peut-être valable.

Une autre phase de métamorphisme est suggérée par les assemblages à épidote-chlorite dans les séquences pélitiques et à épidote-actinote (asbestiforme) dans les séquences calcaro-pélitiques. Les deux assemblages ont une relation étroite avec les failles qui recoupent les terrains métamorphisés.

Le rapport entre le faciès basique et la phase précoce à grenat almandin trouvés dans la vallée d'Esera est souligné par le fait que ni l'un ni l'autre n'est connu dans la région d'Espot. Il faut noter que le dipyre (le scapolite) est inconnu dans la région d'Espot. Pourtant, ce minéral est assez fréquemment trouvé dans les terrains métamorphiques autour de l'Unité du Nethou. L'absence du dipyre dans la région d'Espot est bien expliquée par une liaison, suggérée par CHARLET, entre ce minéral et la mise en place du faciès granitique. Nous rappelons que l'Unité du Nethou est essentiellement représentée par le faciès granitique, tandis que dans la région d'Espot, celui-ci est peu connu.

Les observations citées ci-dessus et faites dans les terrains encaissants du massif oriental concordent avec les conclusions de CHARLET (1978) dans lesquelles il montre qu'au contact du massif de la Maladetta il existe plusieurs phases successives de métamorphisme qui sont principalement liées à la mise en place des différents faciès pétrographiques du massif.

CHAPITRE 5.

GEOLOGIE STRUCTURALE.

CHAPITRE 5

GEOLOGIE STRUCTURALE

5.1. INTRODUCTION

Deux orogénèses sont connues dans les Pyrénées : l'orogénèse hercynienne (ou varisque) à la fin du Carbonifère et l'orogénèse pyrénéenne à la fin de l'Eocène. Seule, l'orogénèse hercynienne a pu être étudiée dans la région d'Espot en raison de l'absence de terrains post-westphaliens. Pourtant, l'orogénèse pyrénéenne a dû également jouer un rôle très important, surtout dans l'histoire des failles.

Beaucoup de chercheurs (tableau 1) ont prouvé l'existence de plusieurs phases de déformation liées à l'orogénèse hercynienne dans la Haute Chaîne primaire (ou Zone axiale). Quelques différences d'interprétation semblent être évidentes sur ce tableau. Pourtant ces différences ne reflètent pas l'inexistence de quelques-unes de ces phases, mais plutôt une différence des terrains étudiés, car certaines de ces phases sont mieux étalées dans l'infrastructure que dans la suprastructure. L'infrastructure se compose des coeurs de gneiss et de roches métamorphiques dans les dômes cambro-ordoviciens où l'orientation de la schistosité s'approche de l'horizontalité. Les suprastructures sont les formations non-métamorphisées du Cambro-Ordovicien au Carbonifère qui entourent les infrastructures et qui se caractérisent par une schistosité avec une forte inclinaison.

1) La première phase ou phase précoce pendant laquelle des grandes structures comme le Dôme d'Orri, le Dôme Salat-Pallaresa et le Synclinorium d'Espot-Andorre se sont formés. HARTEVELT (1970) considère que des plis parasites se sont formés en même temps.

2) La deuxième phase ou phase majeure pendant laquelle la schistosité principale s'est formée lors d'une compression importante.

3) La troisième phase pendant laquelle les zones conjuguées de "kinks" se sont formées. Ces zones sont assez importantes dans les dômes cambro-ordoviciens mais elles sont rares dans le Synclinorium d'Espot-Andorre.

4) La phase tardive durant laquelle des zones de "kinks", inclinées vers le Sud, se sont formées. Ces zones sont considérées par BOESCHMA (1963, ZWART (1963) et HARTEVELT (1970) comme une zone de tension.

Les zones de replissement ("second phase" et "fourth phase" de ZWART, 1963) semblent être limitées aux infrastructures et ni l'une ni l'autre ne sont observées dans la région étudiée. La deuxième phase de HARTEVELT (1970) de plissement (N-S) dans la suprastructure de la terminaison du Dôme d'Orri n'est pas observable non plus dans la région d'Espot.

On peut distinguer dans la région étudiée plusieurs unités structurales séparées par des failles :

- 1) le massif et ses terrains métamorphiques;
- 2) le Dôme de Salat-Pallaresa;
- 3) le Dôme d'Orri;
- 4) le Synclinorium d'Espot-Andorre;
- 5) l'Unité de Llessuy.

La section suivante est une description brève de ces failles et des unités structurales. Sur la carte géologique (dépliant 1), j'ai marqué l'orientation de la schistosité principale dans les terrains sédimentaires ainsi que la stratification dans les terrains métamorphiques. Une analyse profonde de ces mesures d'orientation n'a pas été entreprise dans le cadre volontairement réduit de cette étude.

5.2. LES FAILLES

Les failles dans la zone étudiée peuvent être ramenées aux cinq catégories suivantes :

- 1) les failles orientées de N 020° à N 065° qui suivent la forme du massif occidental :
 - a. la Faille de Pala d'Eriexe,
 - b. la Faille de Picardes.
- 2) les failles verticales orientées de N 110° à N 130° qui sont liées au massif :
 - c. la Faille d'Espot,
 - d. la Faille de Ratera,
 - e. la Faille de Ruifred.
- 3) les failles verticales orientées de N 070° à N 080° qui sont liées au massif :
 - f) la Faille de Sant Maurici,
 - g. la Faille des Encantats.



TABLEAU 1: Succession des déformations hercyniennes - La Haute Chaîne primaire

	BOSCHMA (1963)	ZWART (1963)	OELE (1966)	WENNEKERS (1968)	ROGER et MULLER (1977)	MAJESTE-MENJOLAS (1979)	HARTEVELT (1970)	CETTE THESE BOURKE
HERCYNIE NNE	Kink zones with warping (Tension)	Tilting of cleavage and kink zones (Tension)					FOURTH PHASE South dipping S_4 kink bands forming a conjugate set with S_2 (Tension)	Des zones de "kinks" qui s'inclinent vers le Sud, fréquentes dans le Dévonien.
	E-W REFOLDING PHASE (E-W)	FOURTH PHASE E-W folding (E-W vertical) infrastructure		FOURTH DEFORMATION PERIOD (E-W)	PHASE 4 SV4 chevauchements failles subparallèles	PHASE h3 -cassures tardives,	not observed	pas observé
	DIAGONAL REFOLDING PHASE Initiation of tilt (NE-SW & SE-NW)	THIRD PHASE NW-SE & NE-SW folding (NW-SE & NE-SW)		THIRD DEFORMATION PERIOD (NW-SE & NE-SW)	PHASE 3 PV3 SV3 (N070°)	-plis N-S, -accidents N110°.	THIRD PHASE kink bands in conjugate sets (NW-SE & NE-SW)	Des zones conjuguées de "kinks" trouvées dans le Cambro-Ordovicien.
		SECOND PHASE N-S folding (N-S flat) infrastructure		SECOND DEFORMATION PERIOD (N-S)				
	MAIN FOLDING PHASE (E-W)	FIRST PHASE main phase (E-W vertical) suprastructure ----- (E-W flat) infrastructure		FIRST or main DEFORMATION PERIOD (E-W)	PHASE 2 PV2 SV2 (N100° à N130°)	PHASE h2 majeure PH2 SH2 (N100° à N120°)	PHASE strong S_2 (N-S) suprastructure ----- (E-W) suprastructure ----- (E-W) infrastructure	Se présente comme la schistosité principale. ----- pas observé
PRE-MAIN PHASE	Pre-cleavage or pre-schistosity folding		Pre-cleavage deformation period	PHASE 1 précoce PVI SVI (N020° à N050°) Redoublements	PHASE h1 PHI SHI (NS à N020°E)	FIRST PHASE Folding of B ₁ axis Parasitic folds Domes, large folds	Se manifeste comme de grandes structures par exemple: Dôme d'Orri, Synclitorium d'Espot-Andorre, Dôme de Salat-Pallaresa et leurs plis parasites.	

4) les failles inclinées de 40° à 80° vers le Nord et orientées de N 100° à N 120° localisées dans les terrains sédimentaires :

- h. la Faille d'Estahis,
- i. la Faille d'Escalo,
- j. la Faille d'Aydi,
- k. la Faille de Llavorsi.

5) une faille ou zone de décollement qui marque la limite entre le Dôme d'Orri et la zone de Llessuy :

1. l'Unité de décollement de Caregue.

a. la Faille de Pala d'Eriexe
.....

La Faille de Pala d'Eriexe est nommée d'après le pic du même nom où cet accident est bien visible (pl. 11.2, 18.1). Cette faille longe sur plus de 12 kilomètres le bord Sud-Est du massif, du rio de Flamisell au Nord d'Espot où elle se perd dans les terrains cambro-ordoviciens. La valeur d'inclinaison de la faille est de 85° vers l'Ouest. La trace de cette faille est visible au Nord d'Espot (pl. 2.1, 3, 18.1, 18.2) et entre Pala d'Eriexe et le Col de Cbma d'Espot (pl. 17).

b. la Faille de Picardes
.....

La Faille de Picardes passe à l'Est du pic Picardes auquel elle doit son nom. Elle est bien visible à l'Est de Pala d'Eriexe (point x 990,5 y 892,5) à l'Est de Picardes (point x 990,3 y 891,5) (pl. 18.3) et à l'Est de Montarrio (point x 987,7 y 887,5).

Cet accident et la Faille de Pala d'Eriexe constituent le même système. Ils se retrouvent au Sud d'Espot et probablement également en profondeur. Ils séparent le massif et ses terrains métamorphisés des formations non-métamorphisées. Ils recoupent toutes les failles d'orientation de N 110° à N 130° montrant ainsi qu'ils sont les accidents les plus tardifs dans la région d'Espot. C'est bien évident que la partie occidentale, le massif et ses terrains métamorphiques, est surélevée par rapport à la partie orientale, les terrains sédimentaires. Ce jeu tardif est lié probablement à la sur-élévation du massif granitique pendant l'orogénèse pyrénéenne.

c. la Faille d'Espot
.....

La Faille d'Espot (WATERLOT, 1969) forme le contact septentrional du batholithe sur plus de 15 km. Elle doit son nom à la bourgade d'Espot où son prolongement oriental est interrompu par la Faille de Pala d'Eriexe. Sa trace, orientée N 110° à N 130°, est bien droite montrant qu'il s'agit d'un accident vertical. Une belle vue du passage de la Faille d'Espot (pl. 18.4) est visible du col de Faguerix au Nord d'Espot. Au Nord de la Faille d'Espot, les terrains cambro-ordoviciens n'ont pas subi de métamorphisme de contact. Cette observation montre que ces terrains sédimentaires et le massif granodioritique ont été juxtaposés après la mise en place du batholithe.

d. la Faille de Ratera
.....

Cette faille est décrite en détail dans le chapitre 3, page 39.

e. la Faille de Ruifred
.....

La présence d'une faille à cet endroit est indiquée par l'affleurement d'une zone écrasée au point x 990,1 y 896,1, sur la piste forestière conduisant à l'Estany Negro et par un changement d'inclinaison de la stratification noté dans le flanc méridional de la vallée d'Espot (la carte géologique, dépliant 1). WATERLOT 1969 (dépliant D) indique également une faille près de cette localité.

f. la Faille de Sant Maurici
.....

Cette faille, verticale, orientée N 070° à N 080°, forme la limite septentrionale de la Zone écrasée du rio de Sant Nicolau. La mylonite de cet accident affleure au point x 983,2 y 896,0 (pl. 14.1) et aussi le long du bord méridional d'Estany de Sant Maurici, lac qui a donné le nom à cette faille.

g. La Faille des Encantats
.....

Cette faille est parallèle à la Faille de Sant Maurici et forme la limite méridionale de la Zone écrasée du Rio Sant Nicolau. Elle doit son nom au pic des Encantats qui domine la vallée du Rio Monestero où on trouve, au point x 985,2 y 895,8, la zone de mylonite.

h. la Faille d'Estahis
.....

La Faille d'Estahis marque la limite entre le Silurien et les formations dévoniennes dans la terminaison occidentale du Synclinorium d'Espot-Andorre. Cette faille est orientée N 110° à N 120° et inclinée vers le Nord de 75° à 80°. Son prolongement occidental est interrompu par la Faille de Pala d'Eriexe et vers l'Est elle se perd dans les schistes noirs du Silurien. Une zone écrasée liée à cette faille se trouve au point x 994,0 y 896,1 où le chemin d'Estahis rejoint le chemin entre Espot et Jou.

i. La Faille d'Escalo
.....

L'accident que j'appelle la Faille d'Escalo correspond approximativement à une faille de même style déjà signalée par WATERLOT (1969, dépliant D). Cette faille est également orientée de 110° à 120° mais est inclinée de 45° à 60° vers le Nord. Une zone écrasée liée à cette faille affleure au point x 997,2 y 893,3 sur le chemin d'Escart.

j. La Faille d'Aydi
.....

Cette faille correspond au même accident montré par WATERLOT (1969, dépliant D). Dans la vallée du torrent de Bayasca au point x 999,9 y 890,8, la faille sépare un tronçon de la Formation de Mañanet de la Formation de Civis. La zone écrasée au point x 1004,1 y 890,4 dans la Formation de Civis sur la route principale entre Tirvia et Ribera de Cardos, est probablement la même faille. Cet accident est orienté de N 100° à N 110° et inclinée de 40° à 50° vers le Nord.

Ces trois failles décrites ci-dessus sont les accidents les plus importants d'une série de failles en échelon qui perturbent le flanc septentrional du Synclinorium d'Espot-Andorre. Elles recoupent, avec un angle faible, les terrains dévoniens où elles sont liées à des plis serrés. Ces failles disparaissent au Nord-Ouest dans la Formation de Civis et au Sud-Est dans l'ampélite noire schisteuse du Silurien. Le jeu de ces failles est indiqué par la façon de plissement des veines de calcite blanche et de chlorite (pl. 8.2) trouvées près de ces failles. Il s'agit d'une surélévation des parties septentrionales par rapport aux parties méridionales traduite dans le synclinorium en des chevauchements vers le Sud.

k. La Faille de Llavorsi
.....

La Faille de Llavorsi nommée d'après la bourgade de Llavorsi (HARTEVELT, 1970) forme la limite entre le Dôme d'Orri et le Synclinorium d'Espot-Andorre. Elle est visible sur plus de 40 km, de l'Est de Seo de Urgel à la source du torrent de Caregue où son prolongement occidental est interrompu par la Faille de Picardes. En dépit de son tracé sinueux sur la carte, l'orientation et l'inclinaison de cette faille restent constantes, de N 110° à N 120° et de 40° à 60° vers le Nord-Est.

Comme on l'a démontré sur la carte géologique (dépliant 1), la faille a fait disparaître les formations du Dévonien inférieur, Silurien et Ordovicien supérieur à plusieurs endroits et surtout dans la région d'Aretui (pl. 9.1).

Des zones d'écrasement associées à cet accident sont observées :

- i) à l'Est de Llavorsi, point x 1002,7 y 887,9,
- ii) à l'Est d'Aretui, point x 998,9 y 889,1,
- iii) sur la piste forestière, au Sud d'Aretuy, point x 999,6 y 887,8,
- iv) dans la vallée du torrent de Caregue, point x 991,8 y 890,7.

l. La Zone de décollement de Caregue
.....

Cette zone de décollement marque la limite entre l'Unité de Llessuy et les terrains cambro-ordoviciens. La vraie nature de cet accident reste problématique. Sur la plus grande partie de son tracé, cette zone de décollement est presque horizontale ou inclinée légèrement vers le Nord. Pourtant, dans la région de Llessuy et de Sorré, la zone semble être compliquée par un plissement. Comme on l'observe sur la carte géologique, cette zone de décollement rejoint vers le Nord-Est la Faille de Llavorsi qui est interrompue au Sud d'Espot par la faille de Picardes.

5.3. LES UNITES STRUCTURALES

5.3.i Le Massif de la Maladetta et ses terrains métamorphiques

Comme je l'ai déjà dit dans le Chapitre 4, le massif oriental est subdivisé en blocs tectoniques (fig. 7) :

- . le bloc central de la Noguera de Tor;
- . le bloc occidental de Capella de Santa Rita;
- . le bloc septentrional de l'Estany Gerbé;
- . le bloc oriental de Capdella;
- . le tronçon métamorphique de Montorroyo.

Le bloc central de la Noguera de Tor est considéré comme la partie la plus surélevée du massif oriental par rapport aux blocs périphériques.

5.3.ii Le Dôme de Salat-Pallaresa

OELE (1966) et HARTEVELT (1970) appellent cette unité l'Anticlinorium de Salat-Pallaresa. ZANDVLIET (1960) utilise le nom de "dôme principal" ("main dome"). ZWART (1963) montre que ce dôme se compose de plusieurs synclinorium et anticlinorium dont seuls l'Anticlinorium de Massena et le Synclinorium de Tor près d'Esterrri de Aneu se trouvent dans la région étudiée. Le flanc méridional de l'Anticlinorium de Massana qui suit le bord méridional de ce dôme est renversé vers le Sud.

5.3.iii Le Dôme d'Orri

Le Dôme d'Orri, nommé par SCHMIDT (1931) constitue la partie Sud-Est de la région étudiée, la Faille de Llavorsi formant la limite septentrionale. Au centre du dôme, l'angle de pendage de la schistosité est de 15°-20° vers le Nord et augmente de plus en plus jusqu'à atteindre une valeur de 60° sur le flanc septentrional. Le degré de déformation semble augmenter également du Sud vers le Nord.

5.3.iv Le Synclinorium d'Espot-Andorre

Le Synclinorium d'Espot-Andorre (WATERLOT, 1969) a une longueur de plus de 40 km. Sa largeur varie entre un maximum de 7 km près d'Espot et un minimum de 2,5 km à Llavorsi. Sa forme est celle d'une bande allongée d'Ouest en Est à concavité tournée vers le Nord. ZANDVLIET (1960) utilise le nom de "Synclinorium de Tirvia - Espot", ZWART (1963) et HARTEVELT (1970), le nom de "Synclinorium de Llavorsi". Il faut noter que ce dernier terme évoque des problèmes parce que l'école hollandaise de Leyde l'utilise pour désigner une structure qui renferme à la fois le Synclinorium du Plan des Etangs et le Synclinorium d'Espot-Andorre. WATERLOT (1969) note qu'au point de vue thermoluminescence, les deux synclinoriums ne font pas partie d'un même bassin sédimentaire. De plus, Llavorsi se situe en dehors du synclinorium.

La structure du Synclinorium d'Espot-Andorre est contrôlée par les deux dômes cambro-ordoviciens qui l'encadrent. Le long du flanc septentrional, la limite entre le Dôme de Salat-Pallaresa et le synclinorium est considérée comme le contact entre le Silurien et les formations cambro-ordoviciennes. Ce flanc est perturbé par le système de failles en échelons d'Estahis-Escaloydi. La Faille de Llavorsi forme la limite entre le Dôme d'Orri et le synclinorium. A l'ouest de Llavorsi, le flanc méridional du synclinorium est caractérisé par l'absence d'une grande partie du Silurien et des formations du Dévonien inférieur. Des observations faites dans la vallée du rio de Caregue indique que ces formations ont été expulsées tectoniquement du flanc du synclinorium et charriées au-dessus du Dôme d'Orri. On considère que l'Unité de Llessuy représente le reste de cette séquence expulsée, la plus grande partie ayant été érodée du dôme.

5.3.v L'Unité de Llessuy

L'Unité de Llessuy se compose d'un complexe tectonique composé d'une partie de la Formation de Rueda et de Silurien. Cette unité, située dans une dépression entre deux dômes cambro-ordoviciens, reste problématique. Cependant, je l'interprète comme une zone d'écaillés qui sont sorties du flanc méridional du Synclinorium d'Espot-Andorre. Autrefois, cette unité a probablement recouvert également le Dôme d'Orri. La zone de décollement de Caregue marque la limite entre l'Unité de Llessuy et les terrains cambro-ordoviciens.

5.4 CONCLUSIONS

En raison de l'absence de terrains post-westphaliens dans la région d'Espot, seule l'orogénèse hercynienne a pu être étudiée. Pendant cette orogénèse, le Synclinorium d'Espot-Andorre et les dômes d'Orri et de Salat-Pallaresa ont été formés. Lors d'une compression importante, les plis parasites de ces grandes structures sont devenus plus serrés et une schistosité parallèle au plan axial de ces plis s'est développée. Plus tard, dans certaines localités, des zones de "kinks" ont été également formées.

Vers la fin de l'orogénèse hercynienne, le Massif de la Maladetta, un batholithe composite, a pénétré et métamorphisé la région en masquant la schistosité principale de l'orogénèse hercynienne.

Les premiers jeux des failles ne sont pas connus, mais il est bien évident qu'ils ont joué après la mise en place du massif. D'abord, pendant une forte compression (peut-être la phase majeure de la déformation pyrénéenne), plusieurs failles orientées de N 110° à N 130° ont recoupé les terrains sédimentaires dans la région d'Espot et également le batholithe composite. Le jeu de ces failles a été une surélévation des blocs septentrionaux par rapport aux blocs méridionaux. Dans le Synclinorium d'Espot-Andorre, ce jeu fut traduit en chevauchements des parties septentrionales au-dessus des parties méridionales. En résultat de cette forte compression, le Silurien et une grande partie des formations du Dévonien inférieur, deux séquences très plastiques, ont été expulsés du flanc méridional du Synclinorium d'Espot-Andorre, charriée au-dessus du Dôme d'Orri.

La dernière phase de déformation dans la région d'Espot a été la surélévation du Massif de la Maladetta et de ses terrains métamorphiques le long des failles de Pala d'Eriexe et de Picardes qui sont orientées de N 020° à N 065° et qui recoupent les failles orientées de N 110° à N 130°. Cette surélévation du massif a eu lieu également le long de la Faille d'Espot (de direction N 110° à N 130°), expliquant ainsi pourquoi la zone écrasée de la Faille de Pala d'Eriexe ne persiste plus au-delà d'un kilomètre au Nord du croisement des deux failles. On considère que ce dernier jeu a mis au jour la partie profonde du Synclinorium d'Espot-Andorre et que les failles de Ratera et d'Espot constituent des manifestations profondes de la Faille de Llavorsi, de même que le système de failles en échelon d'Estahis-Escalo-Aydi. Les jeux le long des failles de Ratera et du Rio de Sant Nicolau ont en même temps surélevé le bloc de l'Unité de Noguera de Tor.

CHAPITRE 6

CONCLUSIONS GENERALES

CHAPITRE 6

CONCLUSIONS GENERALES

L'établissement d'une carte géologique détaillée dans la région d'Espot a permis de préciser la stratigraphie des terrains primaires qui y affleurent, en utilisant la nomenclature déjà établie par HARTEVELT (1970) et MEY (1967b).

Aux environs d'Espot, les roches les plus anciennes dans les dômes cambro-ordoviciens appartiennent à la Formation de Seo, qui est composée d'une séquence monotone d'argillite, de pélite et de grès. Elle est recouverte en partie par le Conglomérat de Rabassa dont la distribution montre qu'elle s'amincit vers le Nord et qu'elle disparaît dans la région d'Espot où la profondeur du bassin est considérée comme plus importante. Le Conglomérat de Rabassa représente le début d'une transgression durant laquelle se sont déposées la Formation de Cava (une litharénite avec des gisements tuffacés), la Formation d'Estana (une séquence calcaro-pélitique) et la Formation d'Ansobell (une pélite noirâtre et pyriteuse). La transgression s'est terminée par une mer très calme et pratiquement sans courants où l'ampélite noire pyriteuse du Silurien s'est sédimentée. HARTEVELT (1970) considère que dans la région de Seo de Urgel, le Quartzite de Bar représente une petite régression mais cette régression n'est pas évidente dans la région d'Espot en raison de la profondeur du bassin à cet endroit. La découverte à l'Est de Llessuy de Climacograptus rectangularis McCOY, une espèce caractéristique du Llandovérien inférieur, permet de confirmer qu'il y a bien eu sédimentation continue pendant le Silurien inférieur dans les Pyrénées centrales. A la fin du Silurien, les conditions euxiniques ont changé, autorisant le dépôt de calcaires à orthocères.

La première manifestation de l'orogénèse hercynienne dans les Pyrénées centrales est témoignée par plusieurs régressions et transgressions de la mer qui recouvrait la région pendant le Dévonien et le début du Carbonifère. MEY (1967b) considère que les formations de Rueda et de Basibé dans la région de Ribagorzana représentent une régression qui s'est terminée dans le membre supérieur de la Formation de Basibé. Encore une fois, cette régression est moins évidente dans la région d'Espot en raison de la profondeur du bassin. La Formation

de Fonchanina marque un arrêt du dépôt de matériaux calcaires et une continuité du dépôt de matériaux détritiques qui sont expliqués par un léger approfondissement du bassin. Cette période de dépôt détritique fut suivie par une dernière période de dépôt calcaireux dans la région d'Espot, représentée par la Formation de Mañanet. Enfin, l'imminence de l'orogénèse hercynienne est indiquée dans la région d'Espot par l'approfondissement du bassin et son inondation par des matériaux détritiques micacés, qui constituent la Formation de Civis. Il n'y a pas de trace, dans la région étudiée, de la dernière régression avant l'orogénèse hercynienne.

Tous les terrains sédimentaires de la région d'Espot ont été plissés pendant l'orogénèse hercynienne. L'existence de plusieurs phases de déformation liées à cette orogénèse est bien connue. Pendant la phase précoce, les grandes structures comme le Synclinorium d'Espot-Andorre et les dômes d'Orri et de Salat-Pallaresa se sont formées. La phase majeure de cette orogénèse est caractérisée par une schistosité importante qui est alignée parallèlement au plan axial des plis parasites des grandes structures.

A la fin de l'orogénèse hercynienne, un batholithe composite, le Massif de la Maladetta, a pénétré et métamorphisé la région. Le massif oriental ne renferme que le faciès granodioritique à biotite et amphibole et le faciès granitique à biotite, muscovite et cordierite; le faciès basique étant localisé dans la région de Tahull et l'Unité du Nethou. La nature intrusive du faciès granitique montre sa relation tardive avec le faciès granodioritique. Autour du massif, plusieurs phases successives de métamorphisme de contact ont été mises en évidence. Elles sont liées à la mise en place de différents faciès pétrographiques.

Plus tard, pendant une phase de forte compression (peut-être la phase majeure de l'orogénèse pyrénéenne), plusieurs failles orientées N 110° - N 130° ont recoupé les terrains sédimentaires et le massif. Le jeu de ces failles fut une surélévation des blocs septentrionaux par rapport aux blocs méridionaux, traduite dans le synclinorium en chevauchements vers le Sud. A l'Ouest de Llavorsi, le Silurien et une grande partie des formations du Dévonien inférieur semblent avoir été expulsés tectoniquement du flanc méridional du Synclinorium.

La dernière phase de déformation dans la région d'Espot s'est traduite par un mouvement vertical le long des failles de Pala d'Eriexe,

de Picardes et d'Espot, surélevant le massif et ses terrains métamorphiques. On considère que ce bloc occidental, le massif et ses terrains métamorphiques, représente la partie profonde du Synclinorium d'Espot-Andorre et que les failles de Ratera et d'Espot constituent des manifestations profondes de la Faille de Llavorsi, de même que le système de failles en échelon, d'Estahis-Escalo-Aydi.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- AUTRAN A., FONTEILLES M. et GUITARD G. (1966).- Discordance du Paléozoïque inférieur métamorphique sur un socle gneissique anté-hercynien dans le massif des Albènes (Pyrénées orientales). *C.R. Acad. Sc. Paris*, (D), 263, p. 317-320.
- BOERSMA K. Th. (1973).- Devonian and Lower Carboniferous conodonts biostratigraphy. Spanish Central Pyrenees. *Leidse Geol. Meded.*, 49, p. 303-377.
- BOSCHMA D. (1963).- Successive hercynian structures in some areas of the central Pyrenees. *Leidse Geol. Meded.*, 28, p. 103-176.
- CASTERAS M. (1954).- Esquisse structurale du versant nord des Pyrénées. *C.R. 19^o sess. Cong. géol. int. Alger, 1952, section XIII, fasc. XIV*, p. 165-180, 1 pl.
- " (1974).- Les Pyrénées. *Géologie de la France*, p. 296-345, J. DEBELMAS, Ed. DOIN, Paris.
- CAVET P. (1951).- Sur la stratigraphie du Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales. *C.R. Ac. Sc., Paris*, 232, p. 743-745.
- " (1957).- Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre Roussillon et l'Andorre (étude stratigraphique et paléontologique). *Bull. Serv. Carte géol. France*, 55, 254, p. 303-518.
- CHARLET J.M. (1968).- Etude préliminaire du massif granitique de la Maladetta (Pyrénées centrales espagnoles). *Ann. Soc. géol. Nord*, 88, p. 65-75.
- " (1971).- Utilisation de quelques données pétrochimiques dans l'étude des granites des Pyrénées centrales espagnoles. *C.R. somm. Soc. géol. France*, 25, p. 174-175.
- " (1972).- Etude géologique et pétrologique du massif granitique de la Maladetta (Pyrénées centrales espagnoles). *Mémoire présenté au concours de l'Académie Royale de Belgique*.
- " (1974).- Les grands traits géologiques du Massif de la Maladetta (Pyrénées centrales espagnoles). *VII^o Congr. Intern. Etudes Pyrénéennes*, p. 37.
- " (1977).- Le métamorphisme au contact des granitoïdes entre les vallées de l'Esera et la Noguera Ribagorzana (Pyrénées centrales espagnoles). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 97, 3, p. 165-177.
- " et DUPUIS C. (1974).- Observations nouvelles dans le Massif de la Maladetta. *VII^o Congr. Intern. Etudes pyrénéennes*, p. 38.

- CHOUKROUNE P., SEGURET M. et GALDEANO A. (1973).- Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées : un modèle de relations entre zone orogénique et mouvements des plaques. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XV, n° 5-6, p. 600-611.
- " et MATTAUER M., (1978).-Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels. *Bull. Soc. géol. Fr.*,7, XX, p.689-700.
- CLIN M., HEDDEBAUT C., MIROUSE R., MULLER J., ROGER P. et WATERLOT M. (1970).- Le cycle hercynien dans les Pyrénées. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XC, 4, p. 253-276.
- DALLONI M. (1910).- Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, 14.
- " (1930).- Etude géologique des Pyrénées catalanes. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, 26.
- DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMAN J. (1966).- An introduction to the Rock Forming Minerals. *Longmans, Green and Co., London*.
- DEGARDIN J.M. (1977).- Contribution à l'étude géologique du Silurien de la région de Benasque (Province de Huesca, Espagne). *Thèse 3° Cycle, Lille*.
- " (1978).- Etude stratigraphique et paléogéographique du Silurien de la région de Benasque (Pyrénées centrales espagnoles). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCVIII, p. 51-58.
- DESTOMBES J.P. (1953).- Stratigraphie des terrains primaires de la Haute Garonne. *C.R. 19° sess. Congr. géol. int. Alger, 1952, section II, fasc. II*, p. 107-129.
- ELLES G.L. et WOOD E.M.R. (1901).- Monograph of British Graptolites. *Palaeont. Soc. London*, I-XI, 539 p.
- GROOS-OFFENORDE H., KRYLATOW S. et STOPPEL D. (1972).- Sur quelques synclino-riums à coeur réputé carbonifère des Pyrénées espagnoles. *C.R. Ac. Sc., Paris*, t. 274, p. 1885-1888.
- HABERMEHL M.A. (1970).- Depositional history and diagenesis of quartz-sand bars and lime-mud environments in the Devonian Basibé Formation (Central Pyrenees, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 46, 55 p.
- HARTEVELT J.J.A. (1970).- Geology of the upper Segre and Valira valleys, central Pyrénées, Andorra/Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 45, p. 167-236.
- " (1971).- Stratigraphic position of the limestones and conglomerates around the Marimana Granodiorite, Central Pyrenees, Spain. *Geol. en Mijnb.*, 50, (5), p. 691-698.

- JACOB Ch. (1930).- Zone axiale, versant sud, versant nord des Pyrénées.
Livre jubilaire S.G.F., (1830-1930), II, p. 389-410.
- KLEINSMIEDE W.F.J. (1960).- Geology of the Valle de Aran (Central Pyrenees).
Leidse Geol. Medel., 25, p. 129-245.
- LLOPIS LLADO N. (1965).- Sur le Paléozoïque inférieur de l'Andorre. *Bull. Soc. géol. France, 7, p. 652-659.*
- MAJESTE MENJOULAS C. (1979).- Evolution alpine d'un segment de chaîne varisque: Nappe de Gavarnie chevauchement Cinq-Monts-Gentiane (Pyrénées centrales et occidentales). *Thèse d'Etat, Sc. Nat., Univ. Paul Sabatier, Toulouse.*
- MATTAUER M. (1968).- Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., 10, p. 3-12.*
- MEY PH.W. (1967a).- Evolution of the Pyrenean Basin during the late Palaeozoic. *Int. Dev. Symp. Calvary, t.2, p. 1157-1166.*
- " (1967b).- Geology of the upper Ribagorzana and Baliera valleys.
Leidse Geol. Meded., 41, p. 153-220.
- " (1968).- Geology of the upper Ribagorzana and Tor valleys. Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Meded., 41, p. 229-292.*
- MICHARD-VITRAC A., ALBAREDE F. et DEPUIS C. (1979).- Implications génétiques des compositions isotopiques en Sr, Pb et O dans la série gabbro-granodiorite - granite du Massif de la Maladetta (Pyrénées centrales). *7^e Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Lyon; Soc. géol. France, Paris, p. 328.*
- MIROUSE R. (1966).- Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. *Mem. Expl. Carte géol. dét. France.*
- " (1972).- Pyrénées (géologie). Dans *Encyclopaedia Universalis, t.XIII, p. 837-841.*
- OELE J.A. (1966).- The structural history of the Vall Zerrera area, the transition zone between the Aston Massif and the Salat-Pallaresa Anticlinorium (Central Pyrenees, France, Spain). *Leidse Geol. Meded., 38, p. 129-164.*
- PEYBERNES B. (1978).- Dans les Pyrénées la paléogéographie antécénomaniennne infirme la théorie d'un coulissement senestre de plusieurs centaines de kilomètres le long de la "faille nord-pyrénéenne" des auteurs. *Bull. Soc. géol. Fr., 7, XX, p. 701-710.*
- de la ROCHE H. (1965).- Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonnaises. *Geol. Rund., 55, p. 274-301.*

- ROGER P. et MULLER J. (1977).- L'évolution structurale des Pyrénées (domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. *Géol. Alp.*, 53, p. 149-191.
- ROUSSEL J. (1893).- Etude stratigraphique des Pyrénées. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 5, p. 35.
- SCHMIDT H. (1931).- Dors Paläozoikum des spanischen Pyrenäen. *Abh. Ges. Wiss Göttingen math.-phys.*, Lf.3, Folge, H.5, 8, p. 1-85.
- de SITTER L.U. (1956).- A cross Section through the Central-Pyrenees. *Geol. Rundseh.*, 45, 1, p. 214-233.
- " (1959).- Structure of the axial zone of the Pyrenees in the province of Lerida. *Est. Geol.*, 15, p. 349-360.
- " (1964).- Structural Geology 2° Ed. *McGraw-Hill*, New York.
- de SITTER L.U. and ZWART H.J. (1961).- Excursion to the central Pyrenees, september 1959. *Leidse Geol. Meded.*, 26, p. 1-50.
- SOUQUET P., BILATTE M., CARRERAT J., DEBROAS E.J., PEYBERNES B., REY J. (1975).- Nouvelle interprétation de la structure des Pyrénées. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 281, p. 609-612.
- SOUQUET P., PEYBERNES B., BILOTTE M. et DEBROAS E.J. (1977).- La chaîne alpine des Pyrénées. *Géol. Alp.*, 53, 2, p. 193-216.
- TURNER F.J. (1968).- Metamorphic Petrology, Mineralogical and Field Aspects. *Mc Graw-Hill*, New York.
- VITRAC A. et ALLAQUE C.J. (1971).- Datation 87 Rb-81 Sr des gneiss du Canigou et de l'Agly (Pyrénées orientales, France). *Note. C.R. Ac. Sc. Paris*, 273, p. 2411-2413.
- WATERLOT M. (1969).- Contribution à l'étude géologique du Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles. *Thèse Sciences, Lille; Mém. Inst. Géol. Min. Espana*, 70.
- WENNEKERS J.H.N. (1968).- The geology of the Esera Valley and the Lys-Caillaouas Massif central Pyrenees, Spain, France. *Leidse Geol. Meded.*, 41, p. 221-267.
- ZANDVLIET J. (1960).- The geology of the upper Salat and Pallaresa Valleys, Central Pyrenees, France/Spain. *Leidse geol. Meded.*, 25, p. 1-127.
- ZWART H.J. (1958).- Regional metamorphism and related granitization in the Valle de Aran (Central Pyrenees). *Geol. en Mijnb.*, 20, p. 18-30.

ZWART H.J. (1963).- The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees. *Geol. Rdsech.*, 53, p. 170-205.

" (1965).- Geological map of the Paleozoic of the central Pyrenees. sheet 6, Aston, France, Andorra, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 33, p.191-254.

" (1968).- The paleozoic crystalline rocks of the Pyrenees in their structural setting. *Krystalinikum*, 6, p. 125-140.

" (1972).- Geological Map of the Pyrenees Scale 1.200.000. *Geol. Inst. Leiden Univ.*, Editor H.J. ZWART compiled by C.P.J.ROEST and H.J.ZWART.

PLANCHE 1

Panorama du Synclinorium d'Espot-Andorre pris du chemin allant de
Tirvia à Burch.

€0	séquence cambro-ordovicienne non différenciée
Dev.	séquence dévonienne non différenciée
Cc	Formation de Civis
f	Faïlle de Llavorsi

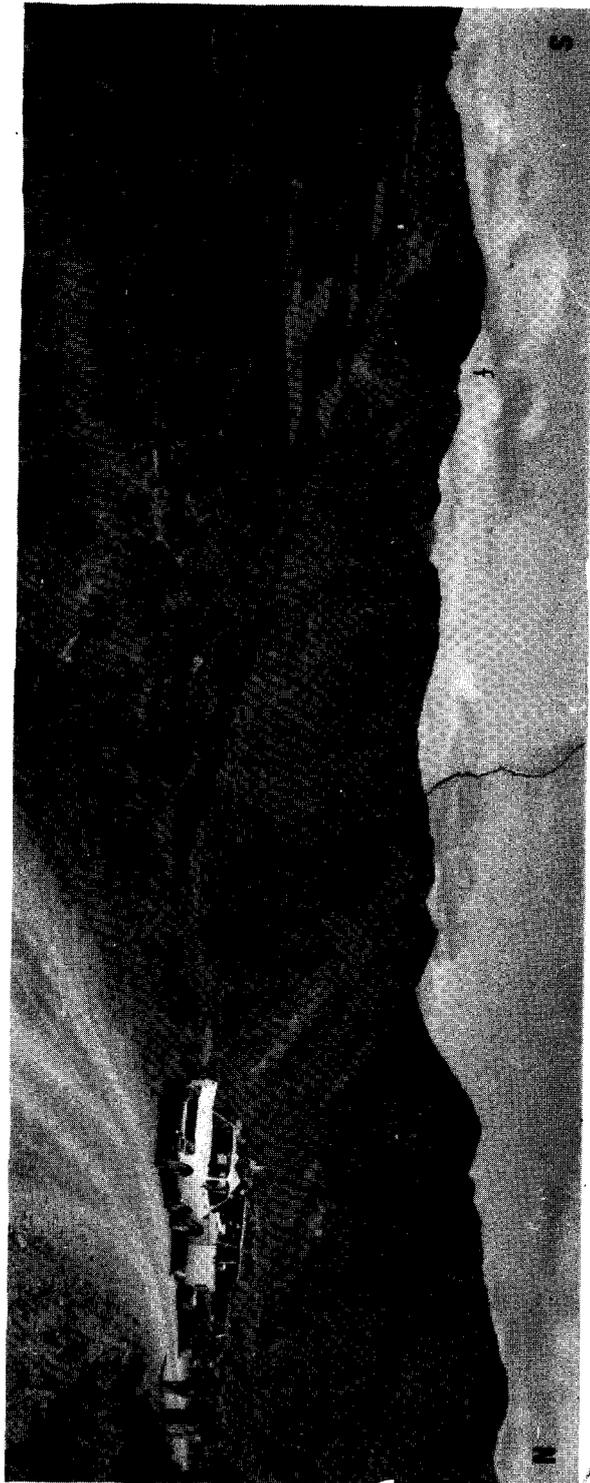


PLANCHE 1.



PLANCHE 2

2.1. Panorama de la vallée d'Espot pris du point de vue x 993,4 y 894,1 de la piste forestière au Sud d'Espot.

Pg	Massif de la Maladetta
Cc	Formation de Civis
Dsm	Formation de Mananet
Dmf	Formation de Fonchanina
Dib	Formation de Basibé
Dir	Formation de Rueda
Dev	séquence dévonienne métamorphisée et non différenciée
S	Silurien
€0	séquence cambro-ordovicienne non différenciée
f	Faïlle de Pala d'Eriexe
	synclinal
	anticlinal
	montrant la localisation des affleurements de minéraux métamorphiques
	montrant la localisation d'où la planche 2.2. a été prise;

2.2. Panorama de la vallée d'Espot pris au point "e" planche 2.1.

f ₁	Faïlle de Ratera
f ₂	Faïlle de Pala d'Eriexe
f ₃	Faïlle de Picardes



MUS
LILLE

PLANCHE 3

Passage des formations dévoniennes le long du versant septentrional de la vallée d'Espot.
Les photographies ont été prises du point x 992,0 y 895,9 sur le chemin allant d'Espot à
Super Espot.

Cc	Formation de Civis métamorphisée
Dmf	Formation de Fonchanina
Dib	Formation de Basibé
Dir	Formation de Rueda
Dev	séquence dévoniennes métamorphisée et non différenciée
S	Silurien
CO	séquence cambro-ordovicienne non différenciée
f	Faïlle de Pala d'Eriexe
	synclinal
	anticlinal
⊙	endroit de prise de la pl. 13.3.



E

f

so

W

RUS
HISE

PLANCHE 4

4.1. Passage des formations dévoniennes le long du flanc méridional du Synclinorium d'Espot-Andorre. Les photographies ont été prises au point x 990,5 y 890,7 à l'Est de Picardes.

Cc	Formation de Civis
Dsm	Formation de Mananet
Dmf	Formation de Fonchanina
Dib	Formation de Basibé
Dir	Formation de Rueda
Dev	séquence dévonienne non différenciée
S	Silurien
€Os	Formation de Seo
f	(les deux à droite) Faille de Llavorsi
f	(l'une à gauche) zone de décollement de Caregue

4.2. Vue de la faille de Llavorsi prise au point x 991,7 y 890,7 dans la vallée du Torrente de Caregue.



PLANCHE 5

Les formations du Cambro-Ordovicien, du Dévonien et du Carbonifère
à "El Caragot"

Cc Formation de Civis

Dev séquence dévonienne non différenciée

œO séquence cambro-ordovicienne non différenciée

↘ limite entre les formations de Civis et Mananet



S

69

U.S. GEOLOGICAL SURVEY

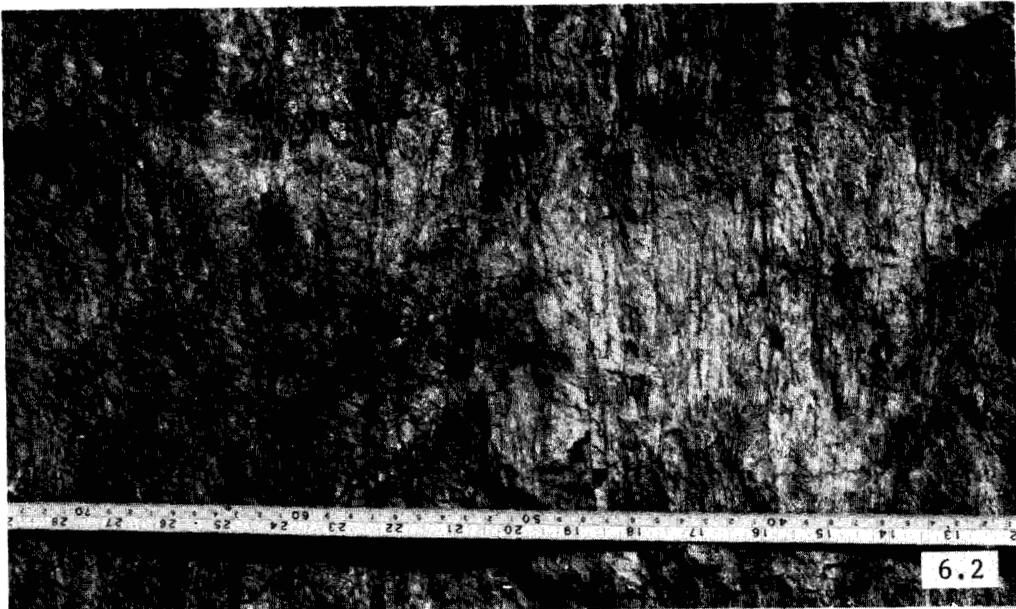
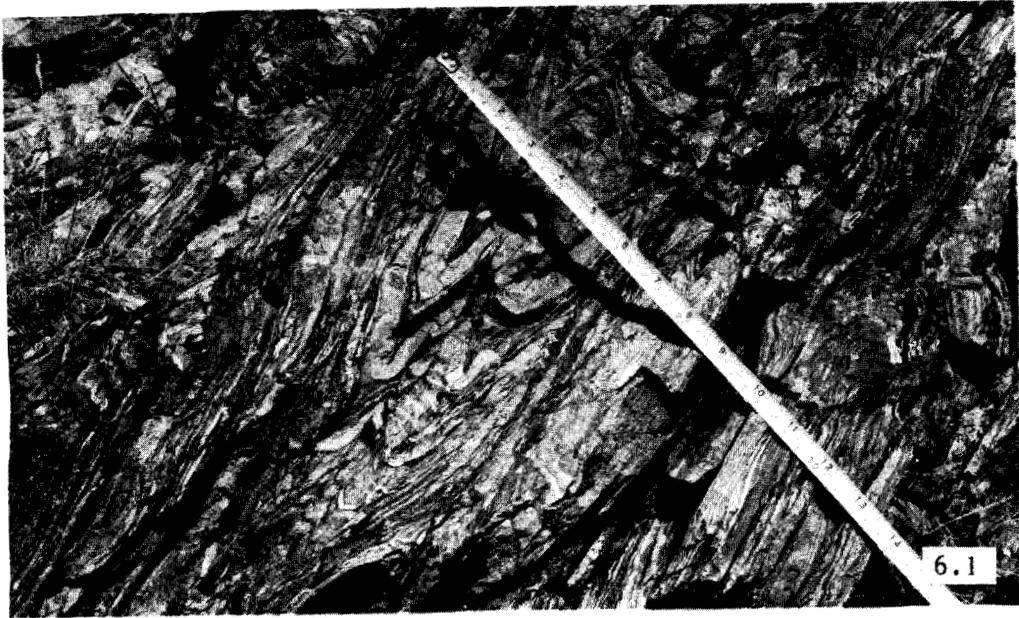
PLANCHE 6

6.1 La Formation de Seo plissée isoclinalement.

L'échelle est graduée en centimètres et en pouces. La photographie a été prise au point x 995,5 y 885,4 sur la piste forestière au Nord d'Escàs.

6.2. La Formation de Seo montrant une schistosité bien développée qui masque la lithologie. L'échelle est graduée en centimètres (à gauche) et en pouces (à droite). La photographie a été prise au point x 995,3 y 886,0 sur la piste forestière au Nord d'Escàs.

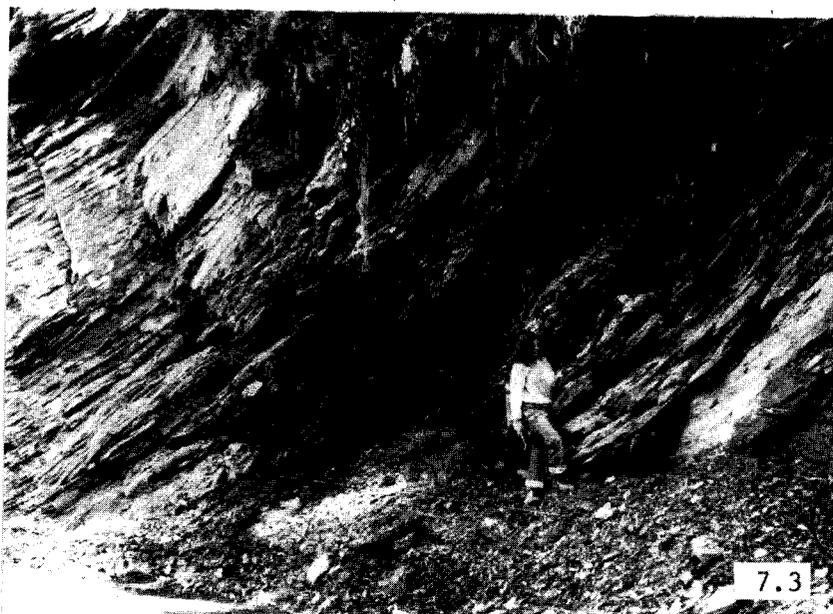
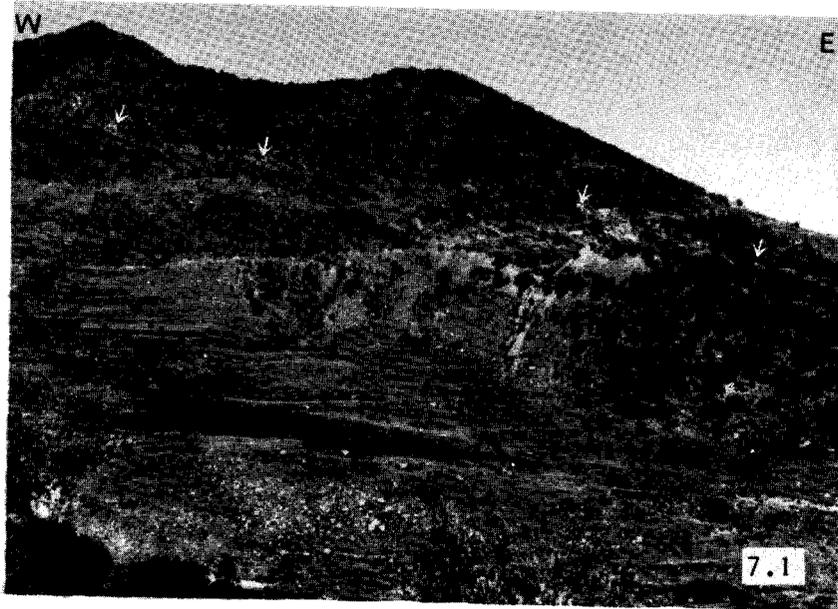
6.3. Le contact faillé entre le Silurien et la Formation d'Ansobell au point x 999,6 y 896,7 (pl. 7.2) sur la piste allant d'Estahis à Jou. Le marteau indique le Silurien, l'échelle (montrant un mètre) indique la zone écrasée et le sac-à-dos est devant la Formation d'Ansobell.



BUS
LILLE

PLANCHE 7

- 7.1 Formations cambro-ordoviciennes et siluriennes à l'Est d'Estahis. Les flèches noires indiquent le contact entre la Formation d'Ansobell et le Silurien. Les flèches blanches montrent la Formation d'Estana. La photographie a été prise au point x 995,0 y 896,0.
- 7.2. Vue du Silurien à l'Est d'Estahis couvert par de la moraine composée de matériel granitique. La flèche blanche montre la localisation de la planche 6.3. La photographie a été prise au point x 999,1 y 896,1 sur le chemin d'Espot à Estahis.
- 7.3. Intrusion diapirique du Silurien le long d'une faille dans la Formation de Mañanet. La photographie a été prise au point x 999,3 y 889,6 sur le chemin d'Aretuy. Le personnage est Mlle Anne DESPREY.



US
LIBR

PLANCHE 8

- 8.1. Vue de l'Unité de Llessuy montrant des plissements anarchiques qui caractérisent cette unité. Les photographies ont été prises au point. x 987,0 y 883,6 sur le chemin à l'Ouest de Llessuy.

- 8.2. Des microplis des veines de calcite et de chlorite trouvées dans un affleurement très schisteux de la Formation de Basibé au point x 997,2 y 893,4 sur le chemin allant d'Escaló à Escart. Le mètre-ruban donne l'échelle d'un mètre.

- 8.3. Des "yeux" de calcite blanche renfermant des cristaux de pyrite furent trouvés dans la Formation de Basibé au point x 997,2 y 893,4 sur le chemin d'Escaló à Escart. L'échelle est graduée en centimètres à gauche.

NW

SE

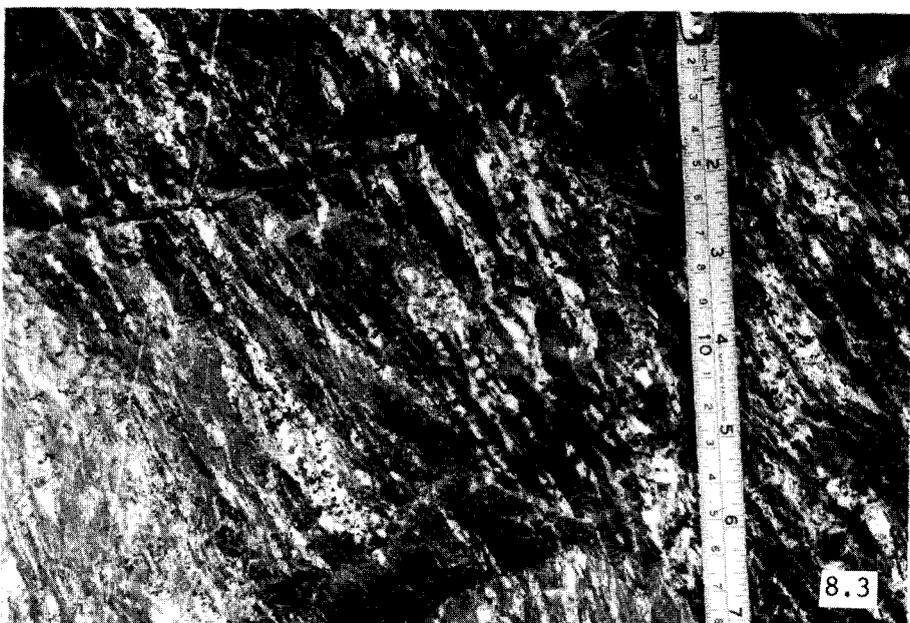
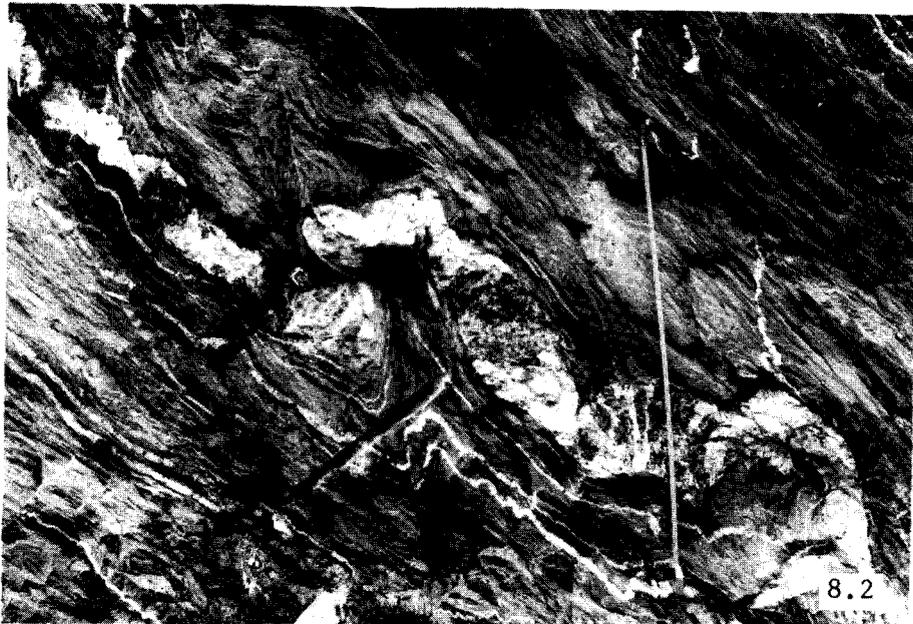


PLANCHE 9

9.1. Les formations du Cambro-Ordovicien, du Dévonien et du Carbonifère au Nord d'Aretuy. Noter l'absence du Silurien le long de la Faille de Llavorsi. La photographie a été prise au point x 998,9 y 889,3 sur le chemin d'Aretuy.

Jcc	Formation de Civis
Dev	séquence dévonienne non-différenciée
COs	Formation de Seo
f	Faille de Llavorsi

9.2. Vue du contact entre les formations de Civis et de Mañanet au Nord d'Aretuy. Noter la présence de lentilles de la Formation de Mañanet (indiquée par la flèche noire) dans la Formation de Civis. La photographie a été prise au point x 999,2 y 889,5 sur le chemin d'Aretuy.

9.3. Le contact entre la Formation de Mañanet et la Formation de Civis au point x 1000,1 y 891,1 sur le chemin d'Aretuy.
Le manche de la masse, en bas de la photographie, représente un mètre en longueur.

S

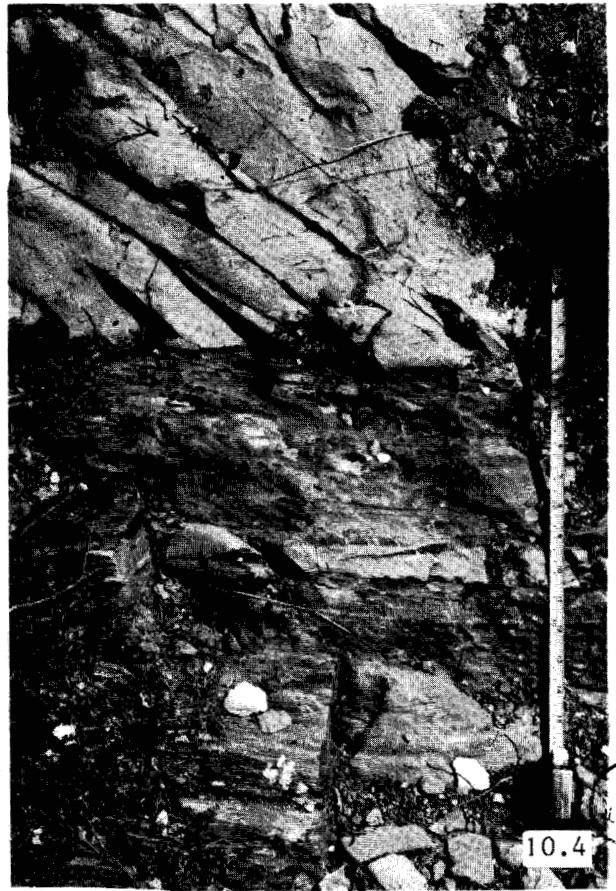
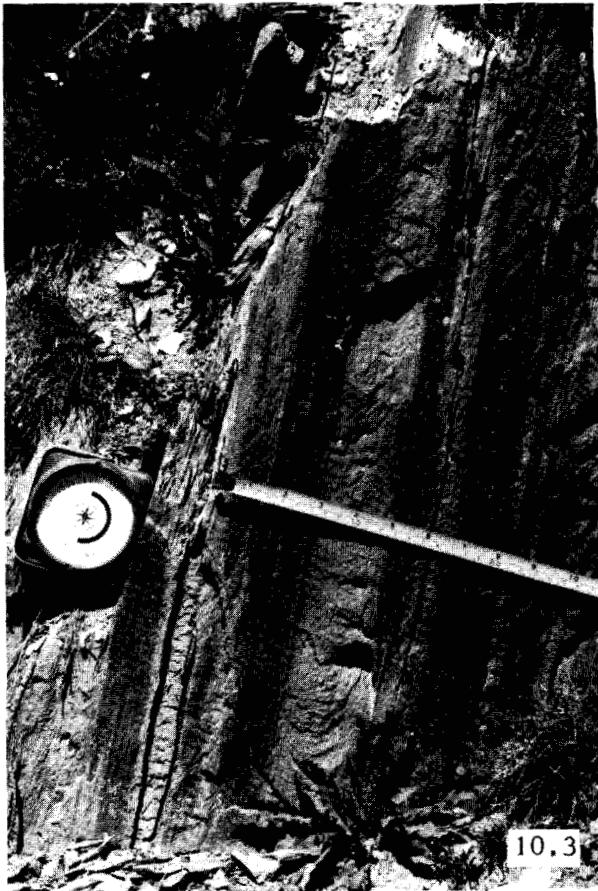
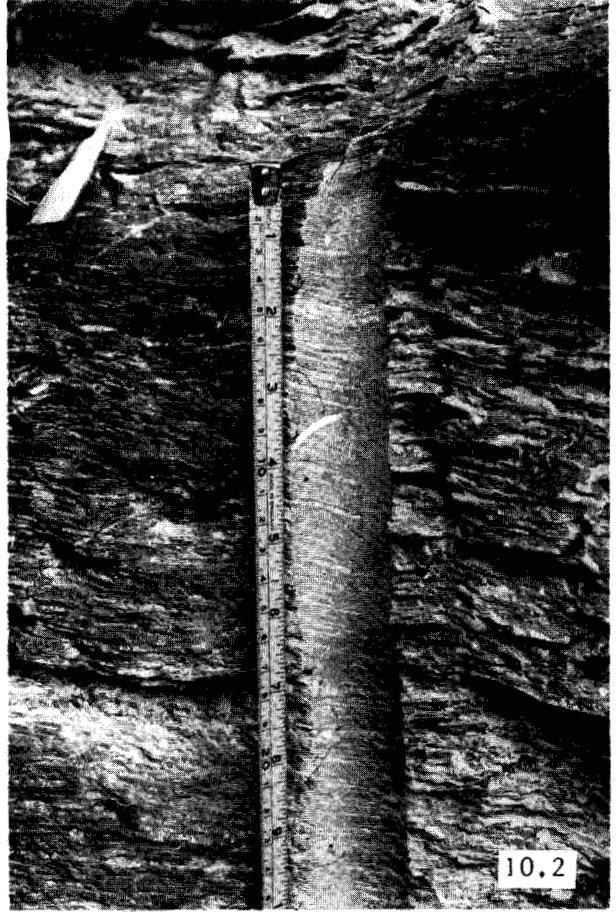


S



PLANCHE 10

- 10.1. Formation de Mañanet montrant le développement d'une schistosité bien nette et parallèle au litage. Le mètre ruban donne l'échelle. La photographie a été prise au point x 1000,1 y 891,1 sur le chemin d'Aretuy.
- 10.2. Formation de Mañanet montrant le développement d'une schistosité qui masque toutes les caractéristiques stratigraphiques. L'échelle est graduée en centimètres à gauche. La photographie a été prise au point x 999,5 y 889,6 sur le chemin d'Aretuy.
- 10.3. Formation de Civis montrant des lits minces de pélites et de grès micacés. La photographie a été prise au point x 995,7 y 896,2 à côté de la conduite forcée qui descend à la station hydro-électrique à Espot.
- 10.4. Des filons acides trouvés dans la Formation de Civis au point x 995,7 y 897,3 à l'Ouest d'Espot.



315
LILLE

PLANCHE 11

- 11.1. Vue du versant Nord-Ouest de Picardes montrant le plissement intense en "plis anarchiques" qui existe souvent dans le Dévonien inférieur aux abords du Massif de la Maladetta. La flèche noire montre la localisation de la Faille de Pala d'Eriexe.
- 11.2. Vue du versant Sud de Pala d'Eriexe montrant le passage de la Faille de Pala d'Eriexe. Noter que le bloc occidental (renfermant le massif et le Silurien métamorphisé) fut surélevé par rapport au bloc oriental (renfermant les formations dévoniennes métamorphisées). La flèche noire pl. 11.1 montre l'endroit de la prise de cette photographie.
- 11.3. Vue du passage de la Faille de Pala d'Eriexe entre Picardes et le col de Coma d'Espos. La flèche noire pl. 1 montre l'endroit de la prise de cette photographie.

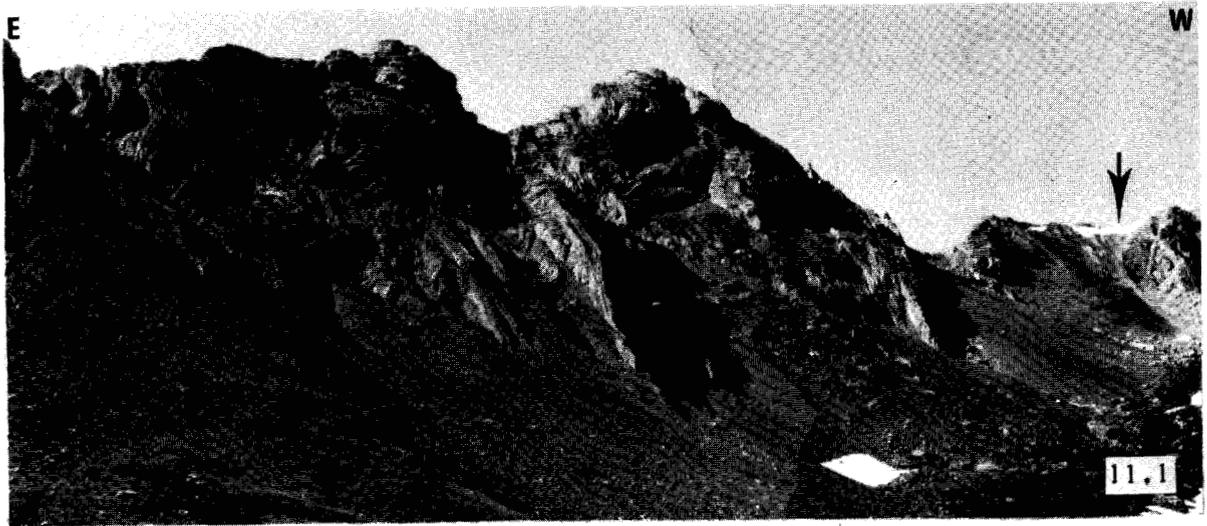


PLANCHE 12

12.1. Vue de la faille qui marque la limite septentrionale du corps de granite à biotite-muscovite près d'Estany Gerbé (point x 984,1 y 901,7).

12.2. Enclaves de roches basiques dans le granodiorite à biotite-amphibole (point x 987,1 y 893,3). Le mètre ruban montre une échelle d'un mètre.

12.3. Vue d'un affleurement de granodiorite à biotite-amphibole (point x 987,0 y 893,3) montrant de grands phénocristaux d'orthose. L'échelle est graduée en centimètres à gauche.

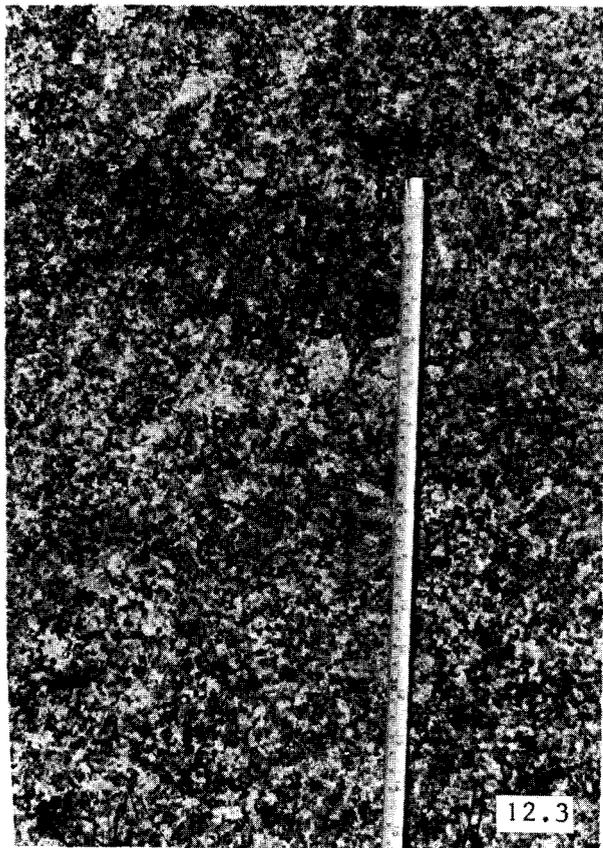
12.4. Contact entre le granite à biotite-muscovite (en bas) et la granodiorite à biotite-amphibole (en haut) au Nord d'Estany Gerbé (point x 984,1 y 902,2). Le mètre-ruban montre une échelle d'un mètre.



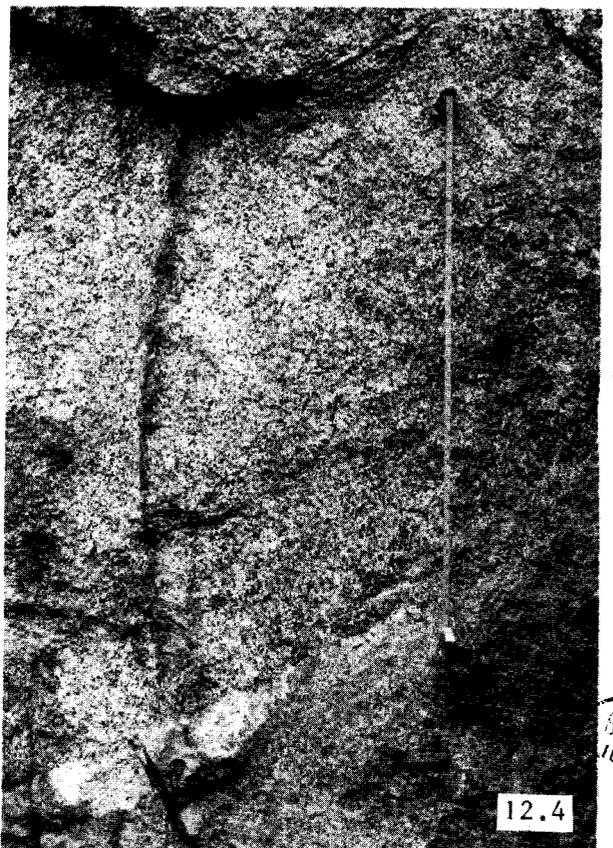
12.1



12.2



12.3



12.4

BUS
VILLE

PLANCHE 13

13.1. Un filon basique (75 cm en largeur) dans la granodiorite à biotite-amphibole au point x 982,6 y 898,7. Noter que ce filon est recoupé par des micro-failles.

13.2. Un filon acide dans le Silurien métamorphisé au point x 989,8 y 895,0. Noter que ce filon est recoupé par une faille alignée parallèlement au mètre-ruban qui montre une échelle d'un mètre.

13.3. Un filon acide porphyroïde (indiqué par la flèche noire) dans le Dévonien inférieur métamorphisé.

planche 3 montre l'endroit de la prise de cette photographie.

Dev	séquence dévonienne
S	Silurien
€0	séquence cambro-ordovicienne

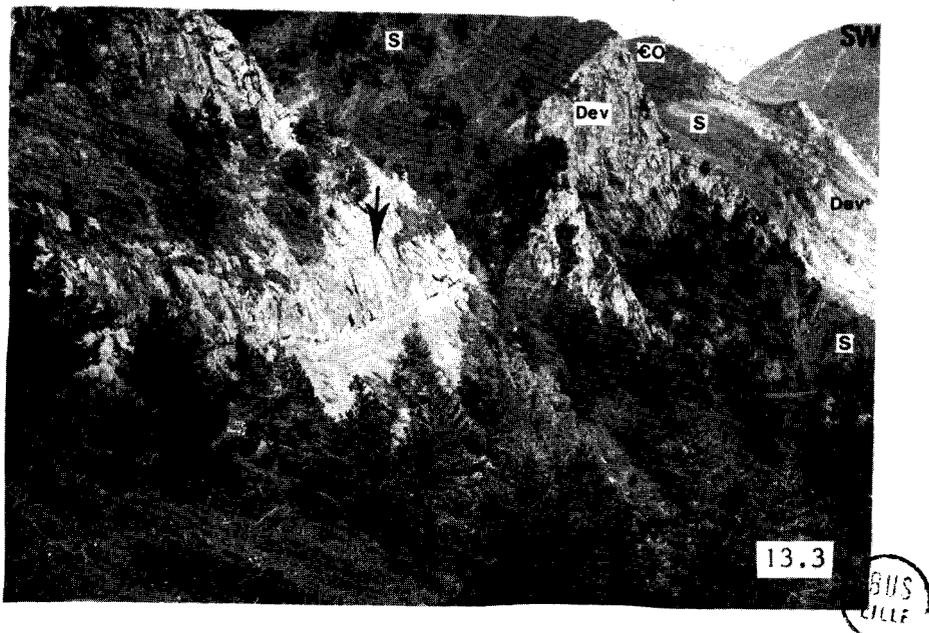
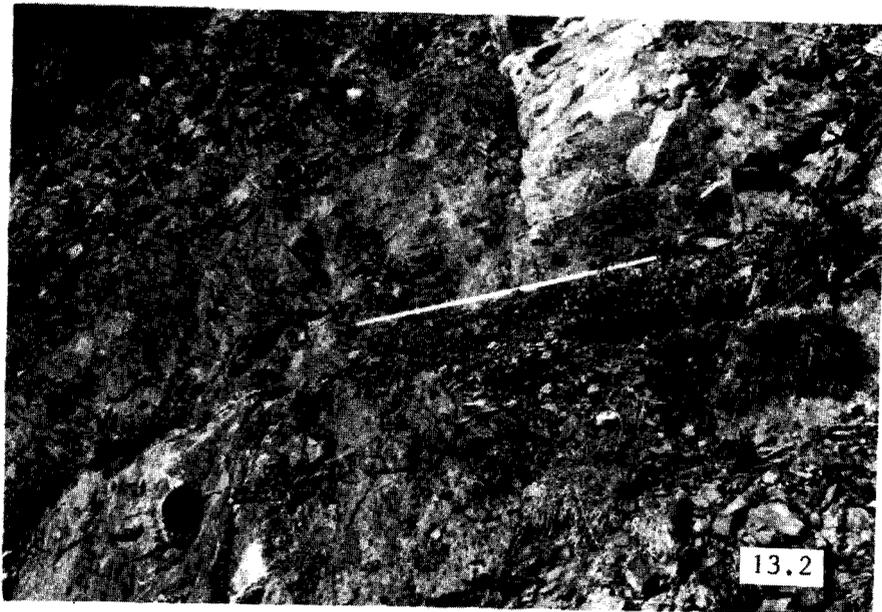
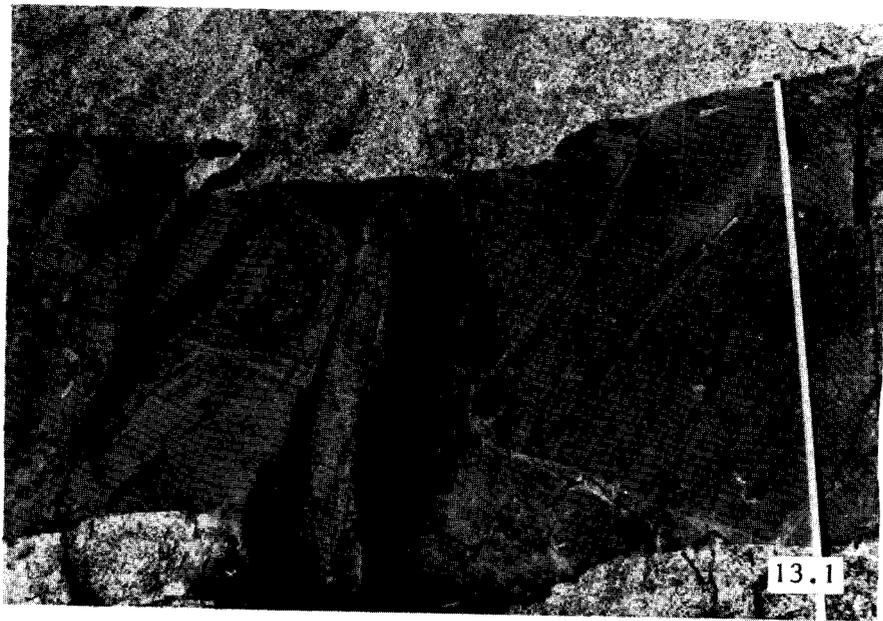


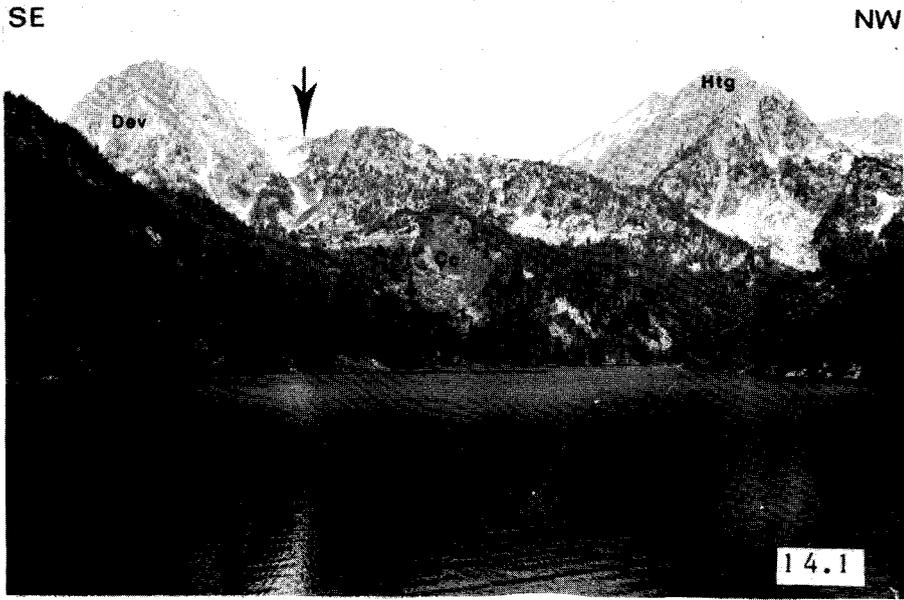
PLANCHE 14

14.1. Vue de la terminaison du Synclinorium d'Espot-Andorre prise du barrage d'Estany Sant Maurici.

Cc	Formation de Civis métamorphisée
Dev	séquence dévonienne métamorphisée
Htg	Massif de la Maladetta
	↓
	passage de la Faille de Sant Maurici

14.2. Vue du passage de la Faille de Ratera entre le Pont de Ratera et le col de Ribereta (indiqué par la flèche noire).
La photographie a été prise du pont de Ratera.

14.3. La zone de mylonite de la Faille de Ratera au point
x 984,3 y 897,3 au Nord de la piste forestière d'Estany
Amitges.



BHS
VILLE

PLANCHE 15

15.1. Contact intrusif (montré par la tête du marteau) entre la granodiorite et le Dévonien au col de Pinato. La flèche indique l'endroit d'un assemblage à grossulaire-vésuvianite-diopside (pl. 21.7, 21.8). La flèche noire à gauche (pl. 20.1) indique la localisation du col de Pinato.

15.2. Contact intrusif (montré par la tête du marteau) entre la granodiorite et le Silurien au point x 989,8 y 894,8 sur le chemin d'Estany Negre. Noter que ce contact est légèrement écrasé. Le "O" blanc montre la proximité (moins d'un mètre) de la sillimanite (pl. 21.6, 21.7) par rapport au contact.

15.3. - 15.4. Porphyroblastes de grossulaire trouvées au versant Sud de Pala d'Eriexe (voir flèche blanche pl. 18.1).

L'échelle est graduée en centimètres à gauche.

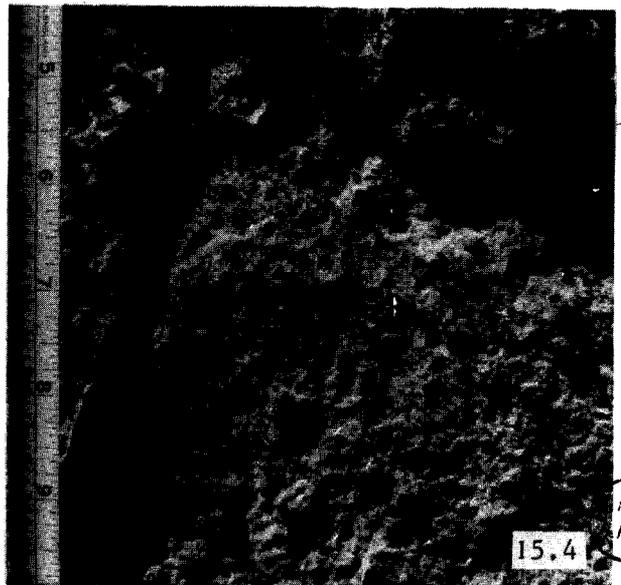
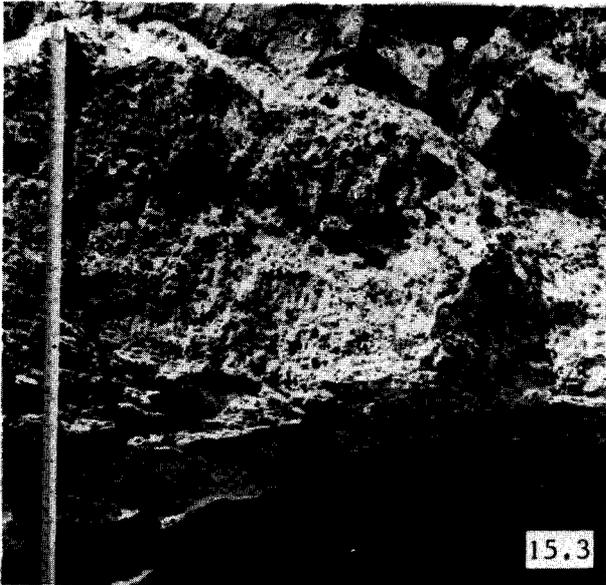
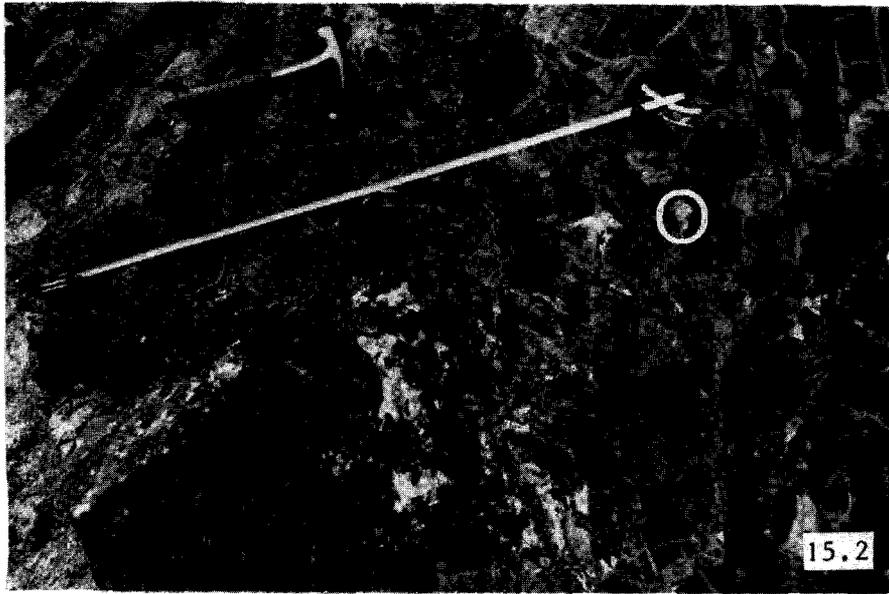


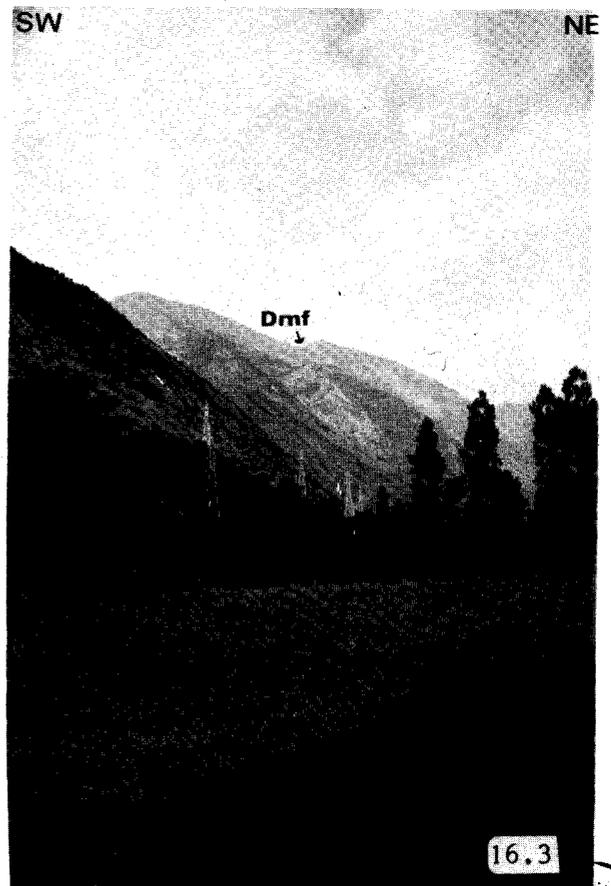
PLANCHE 16

16.1. Vue d'un anticlinal dans la Formation de Maffanet (Dsm) et un synclinal dans la Formation de Fonchanina (Dmf) sur le chemin allant d'Espot à Estahis.

La photographie a été prise au point x 994,4 y 895,5 sur la canalisation d'eau allant d'Espot à la station hydro-électrique en bas de l'Embalse de la Terrassa.

16.2. Anticlinal dans la Formation de Basibé au point x 997,3 y 893,3 sur le chemin allant d'Escaló à Escart.

16.3. Passage de la Formation de Fonchanina au Sud de Pui Alt montrant un synclinal dans la Formation de Basibé. La photographie a été prise de la route allant d'Escaló à Llavorsi.

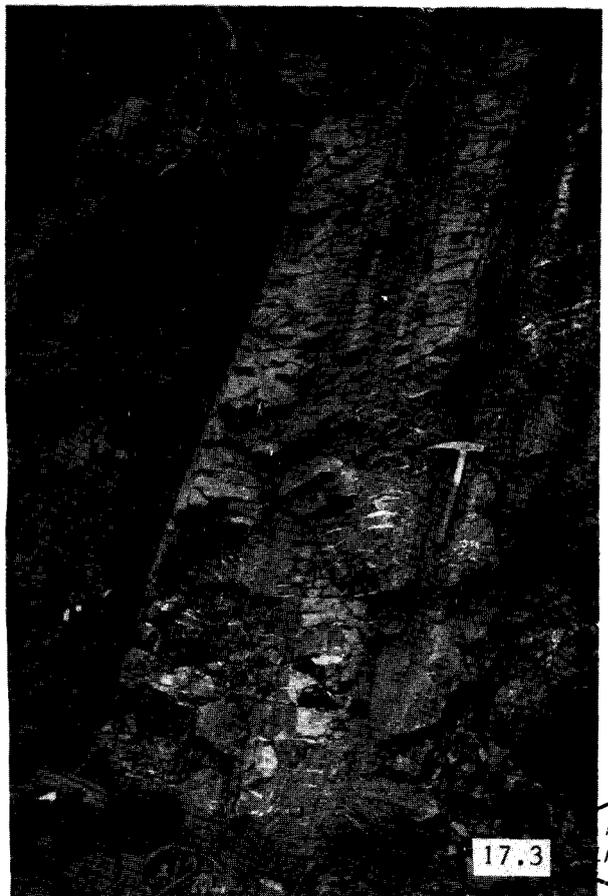
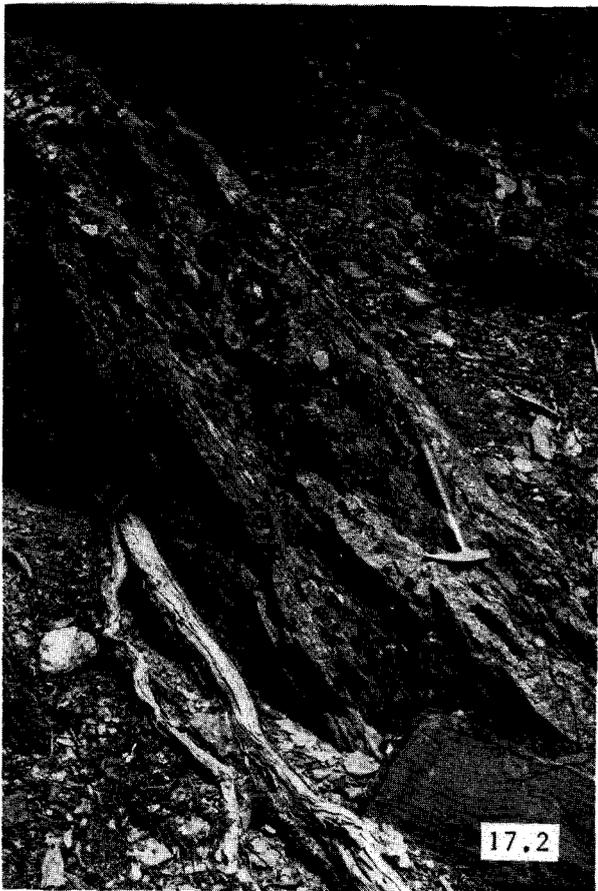


195
LILLE

17.1. "Kinks" formés dans la Formation de Civis au point
x 991,5 y 895,5 sur la piste forestière au Sud d'Espot. On
considère que ces "kinks" sont liées au jeu le long
des failles de Pala d'Eriexe et Picardes.

17.2. Veine de quartz qui
est orientée sub-parallèlement
à la schistosité principale
de l'orogénèse hercynienne.
La photographie a été prise
au point x 991,6 y 894,3

17.3. Joints de tension
remplis de calcite et
d'actinote (asbestiforme)
et liés au jeu des failles de
Pala d'Eriexe et Picardes.
La photographie a été prise
au point x 990,8 y 895,1
sur la piste forestière au
Sud d'Espot.



BUS
ILLE

18.1. Vue du versant Sud de Pala d'Eriexe montrant la faille de Pala d'Eriexe. Noter que la trace de la faille est évidente aussi sur le versant septentrional de la vallée d'Espot (pl. 18.2) derrière Pala d'Eriexe.

La photographie a été prise de Picardes. La flèche blanche indique l'endroit de prise de pl. 15.3. et 15.4.

18.2. Vue de la Faille de Pala d'Eriexe sur le versant septentrional de la vallée d'Espot. Une vue ressemblante mais plus distante est démontrée par pl. 18.1.

La photographie 18.2 a été prise au point x 990,3 y 896,1 sur la canalisation de l'eau.

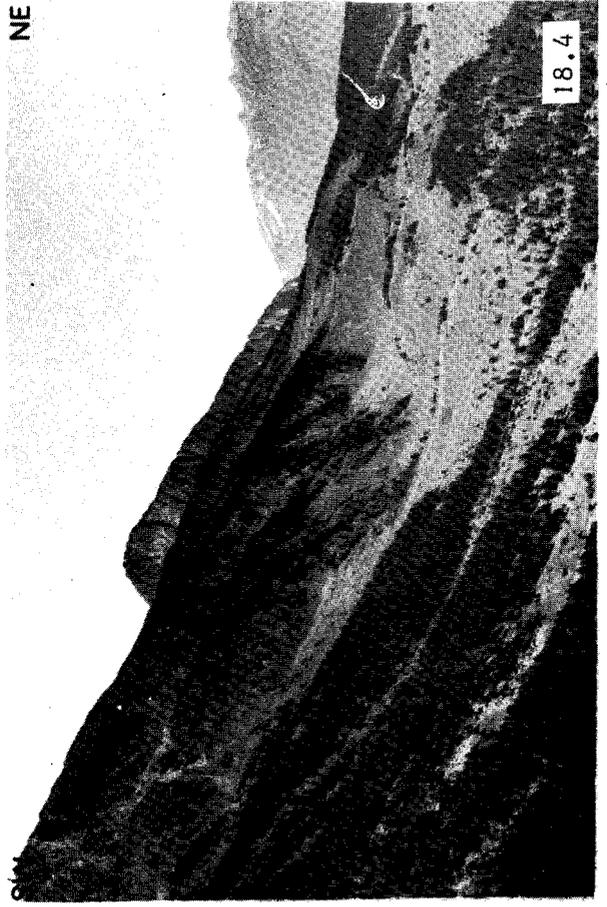
18.3. Vue de la Faille de Picardes.

A droite de cette faille, les terrains dévoniens sont métamorphisés; à gauche, les terrains dévoniens sont non-métamorphisés.

La photographie a été prise au point x 990,5 y 892,5 à l'Est de Pala d'Eriexe.

18.4. Vue de la Faille d'Espot prise du col de Fogueruix.

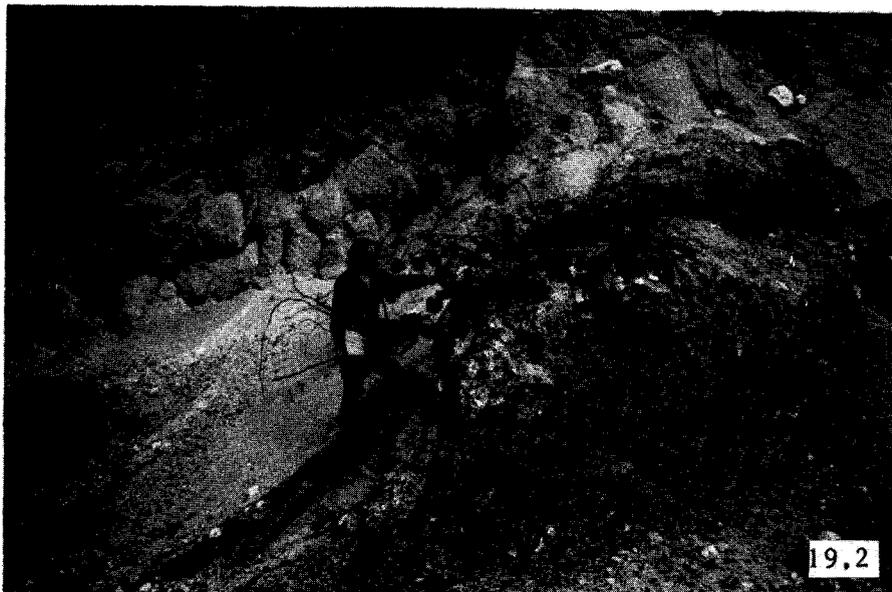
Les terrains dévoniens à gauche de la faille sont métamorphisés; les terrains siluriens et cambro-ordoviciens sont non-métamorphisés.



BUS
ELLE

19.1. Stries glaciaires vues sur une surface de frottement d'un affleurement de la Formation de Civis métamorphisée. La photographie a été prise au point x 990,5 y 897,5 dans la vallée d'Espot.

19.2. Moraine glaciaire recouvrant un affleurement de la Formation de Civis au point x 991,6 y 895,7 sur la piste forestière au Sud d'Espot.



20.1. (x 30 LP)

Micro "graded-bedding" dans la Formation de Seo.

Echantillon recueilli au point x 993,5 y 883,5

20.2. (x 30 LP)

Roche méta-volcanique acide montrant des cristaux de quartz (Q) automorphe corrodés. Echantillon recueilli dans la Formation de Cavá au point x 995,1 y 886,0.

20.3. (x 30)

Granite à biotite (B)-muscovite (M). Echantillon recueilli au point x 984,1 y 901,9. Or-orthose; P-plagioclase; Q - quartz; Ap - apatite

20.4. (x 30 LP)

Granodiorite à biotite (B) -amphibole (Hb). Echantillon recueilli au point x 987,0 y 893,3. Or - orthose perthitique; P - plagioclase maclé; Hb - hornblende maclée; Q - quartz

20.5. (x 30)

Granodiorite légèrement écrasée. Echantillon recueilli au point x 983,4 y 897,2. Q - quartz; P - plagioclase; B - Biotite plissée et déchiquetée

20.6. (x 30 LP)

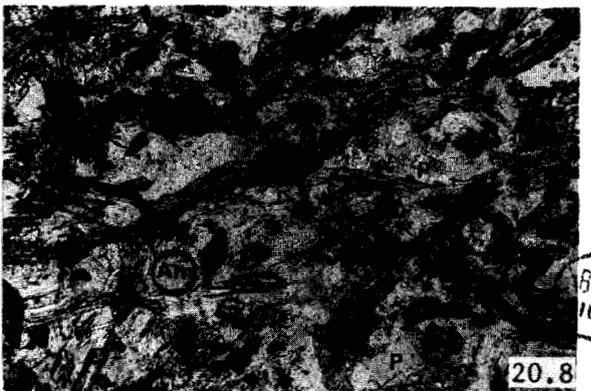
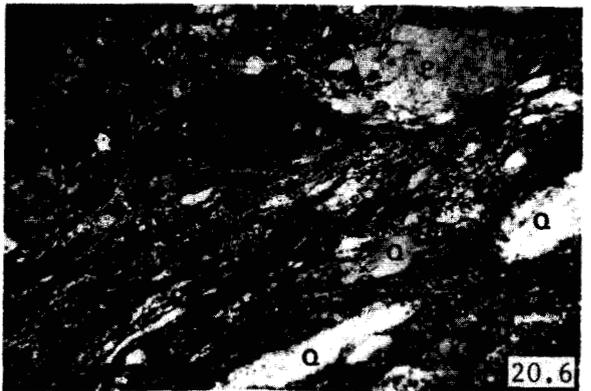
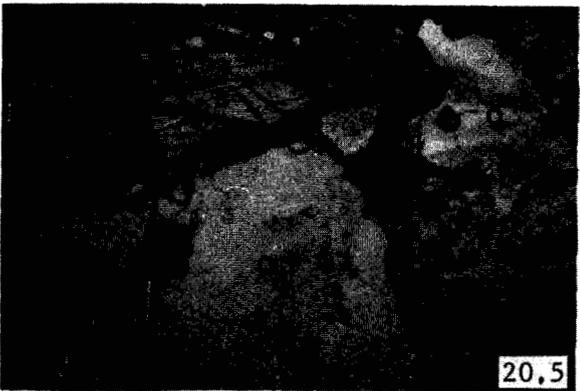
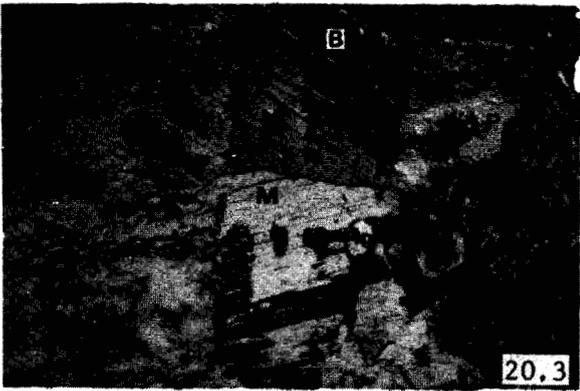
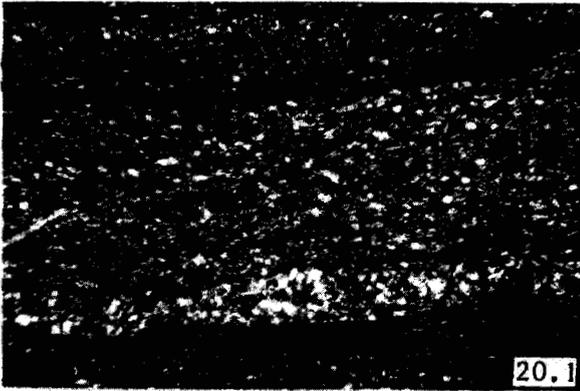
Mylonite d'une granodiorite. Echantillon recueilli dans la Faille de Ratera au point x 984,3 y 897,3. P - plagioclase; Q - quartz; C - calcite secondaire

20.7. (x 30)

Filon à mélange de matériaux acides et basiques. Echantillon recueilli au point x 981,7 y 898,7. Noter la prépondérance de la biotite dans cet échantillon comparativement à la pl. 20.8. Q - quartz; B - biotite; P - plagioclase.

20.8. (x 100)

Filon lamprophyrique à grain fin. Echantillon recueilli au point x 982,6 y 898,7. Noter la prépondérance de l'amphibole sur la biotite. P - plagioclase; Am - amphibole.



BUS
VILLE

PLANCHE 21

21.1. (x 30 LP)

Porphyroblaste autonome de chiastolite (A) qui croît préférentiellement dans les niveaux argileux. Echantillon recueilli au point x 988,7 y 897,2

21.2. (x 30)

Porphyroblaste de chiastolite écrasée.
Echantillon recueilli au point x 985,4 y 896,8

21.3. (x30)

Cornéenne tâchetée renfermant des porphyroblastes de cordiérite (C) et d'andalousite (A) dans une matrice de muscovite (M), de biotite (B) et de quartz (Q). Echantillon recueilli au point x 984,8 y 896,7

21.4. (x 30)

Porphyroblastes d'actinote (prismatique) entourées par^{de} la calcite.
Echantillon recueilli au point x 990,1 y 891,5

21.5. (x 30)

"Etoiles" de sillimanite (S). Une lame mince taillée très fine. Noter le fort pourcentage de matériaux opaques.
Echantillon recueilli au point x 989,8 y 894,8

21.6. (x30 LP)

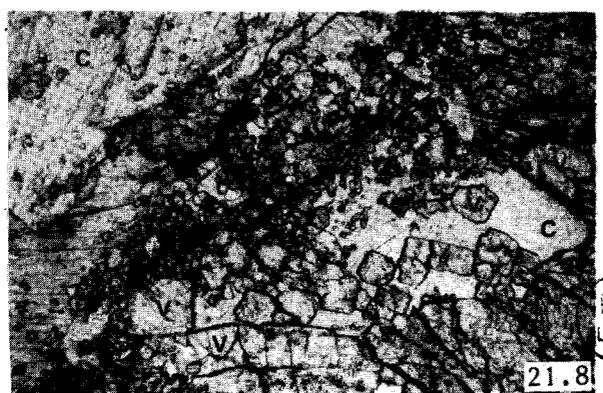
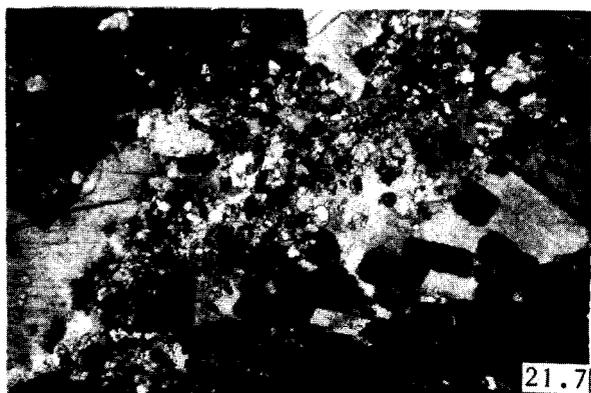
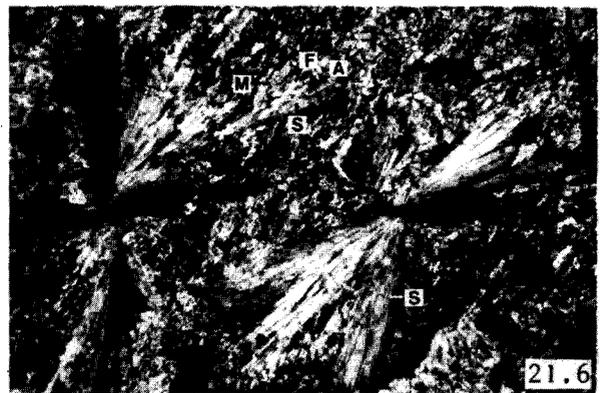
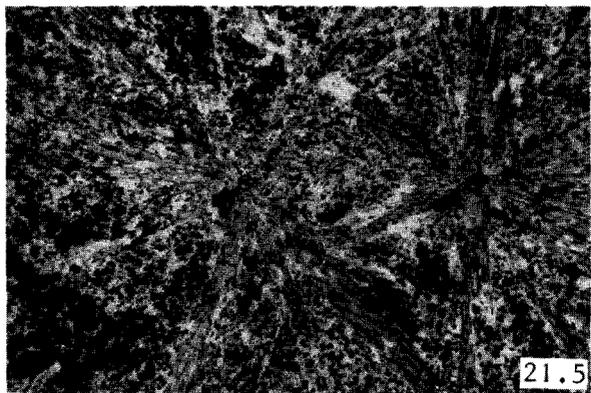
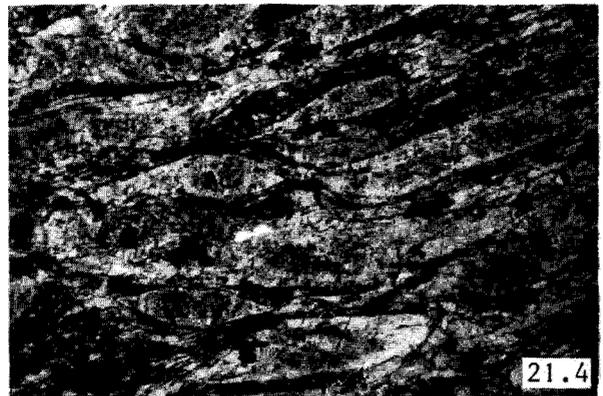
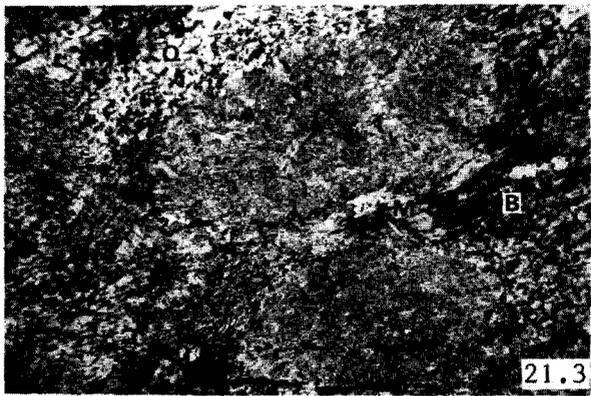
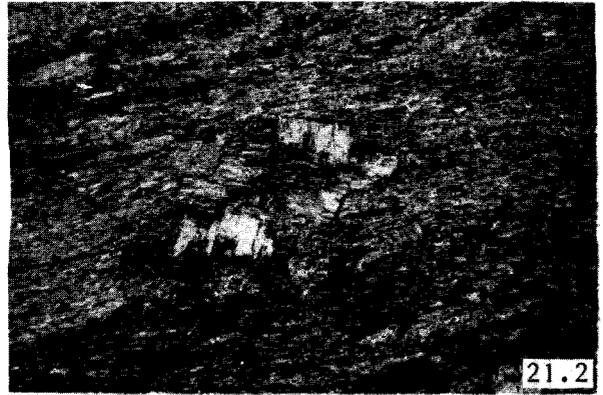
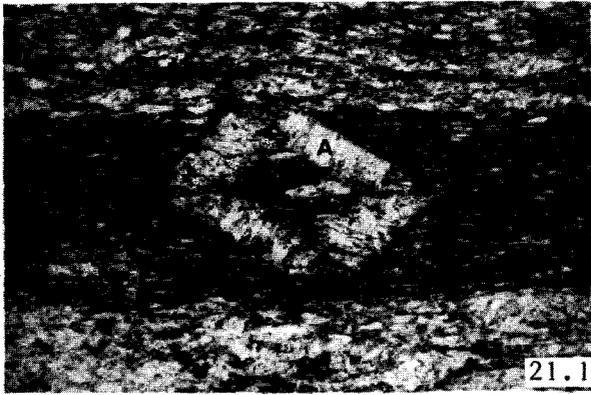
"Etoiles" de sillimanite (S) dans une matrice d'andalousite, de (A) feldspath (F) et de muscovite (M).
Echantillon recueilli au point x 989,8 y 894,8

21.7. (x 30 LP)

Même lame mince que pl. 21.8.

21.8. (x 30)

Assemblage de grossulaire (G) - Vésuvianite (V) - diopside (D) - calcite (C). Echantillon recueilli au point x 987,5 y 898,6



BOUS
LILLE



CARTE GEOLOGIQUE de LA TERMINAISON ORIENTALE DU MASSIF DE LA MALADETTA et de SES ABORDS.

Légende Géologique

TERRAINS SEDIMENTAIRES

CARBONIFERE	Formation de Civis	
DEVONIEN	Formation de Mañanet	
	Formation de Fonchanina	
	Formation de Basibé	
	Formation de Rueda	
	Séquence non-différenciée	
SILURIEN		
CAMBRO-ORDOVICIEN	Formation d'Ansobel	
	Formation d'Estana	
	Formation de Cavá	
	Conglomérat de Rabassa	
	Formation de Seo	

ROCHES METAMORPHIQUES

Formation de Civis (pélitique)	
Dévonien non-différencié (calcaire-pélitique)	
Silurien (ampélitique)	

ROCHES ERUPTIVES

MASSIF DE LA MALADETTA	
Granite à biotite-muscovite	
Grandiorite à biotite-amphibole	
FILON	

Faille	verticale	
	inverse	
Moraine		
Eboulis		
Alluvions		
Coupe géologique		

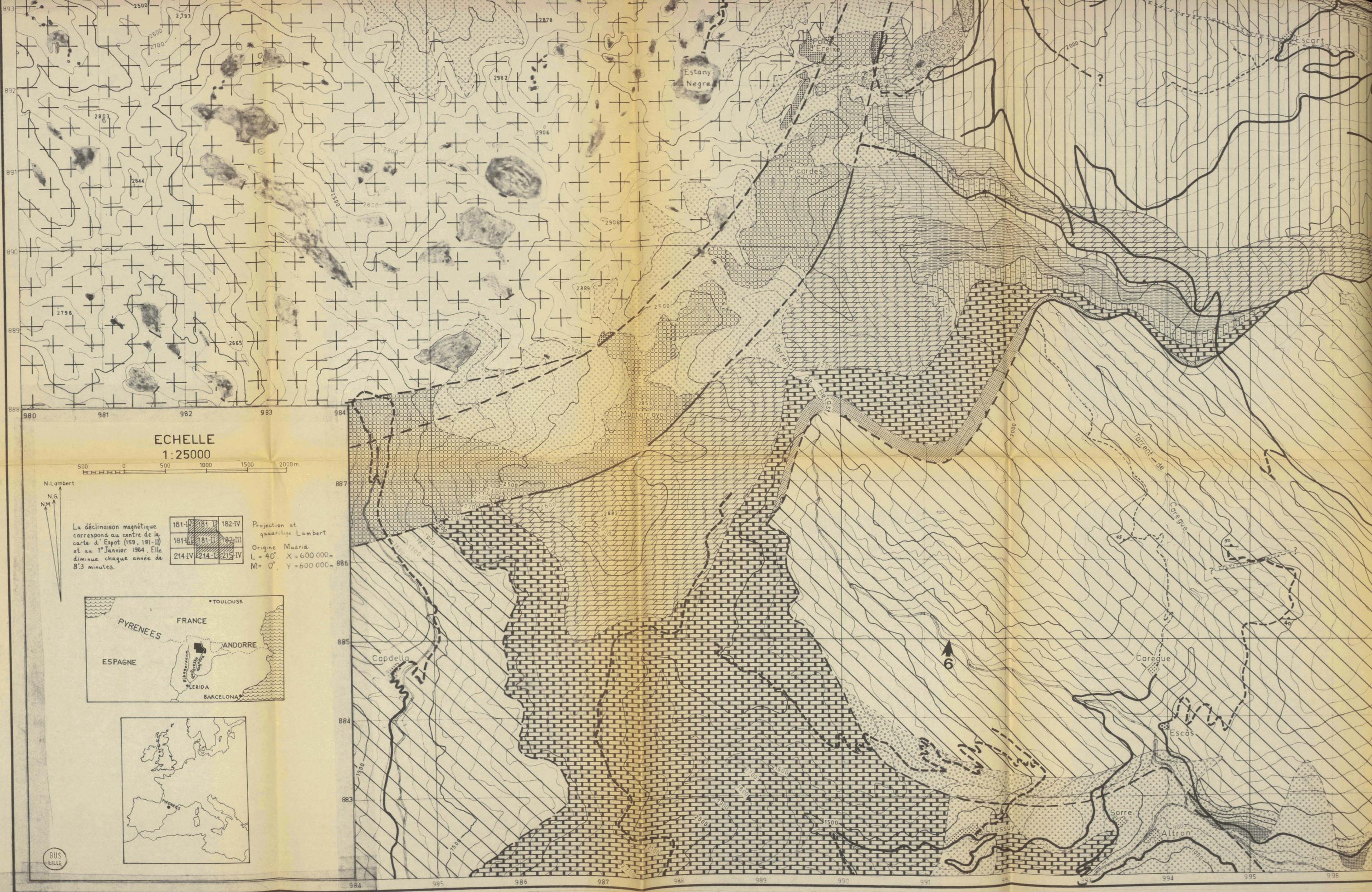
LEGENDE TOPOGRAPHIQUE

	Route goudronnée ou route forestière
	Piste forestière
	Sentier
	Courbe de niveau
	Point coté
	Cours d'eau
	Etang et barrage

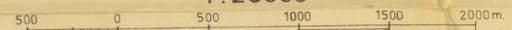
Lavée en 1977-1978 par D.J. Bourke

DEPLIANT 1





ECHELLE
1:25000

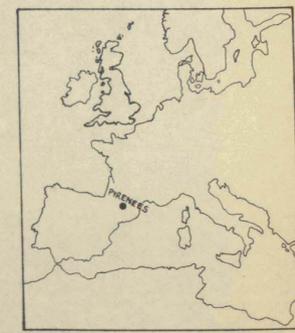


N.Lambert
N.G.
N.M.

La déclinaison magnétique correspond au centre de la carte d'Espot (159, 181-II) et au 1^{er} Janvier 1964. Elle diminue chaque année de 8'3 minutes.

181-I	181-II	182-IV
181-III	181-IV	182-III
214-IV	214-III	215-IV

Projection et quadrillage Lambert
Origine Madrid
L = 40° X = 600 000 m
M = 0° Y = 600 000 m



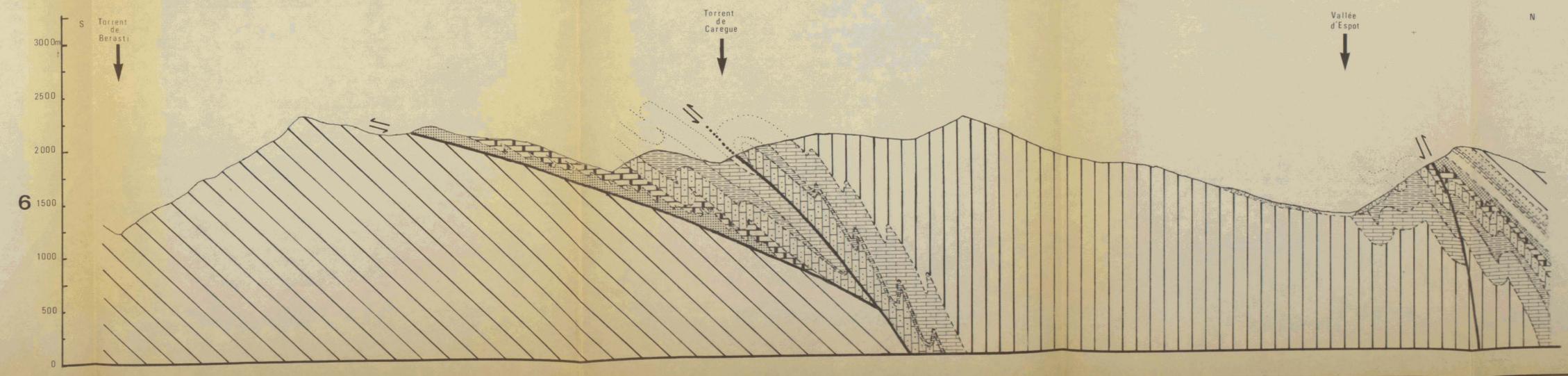
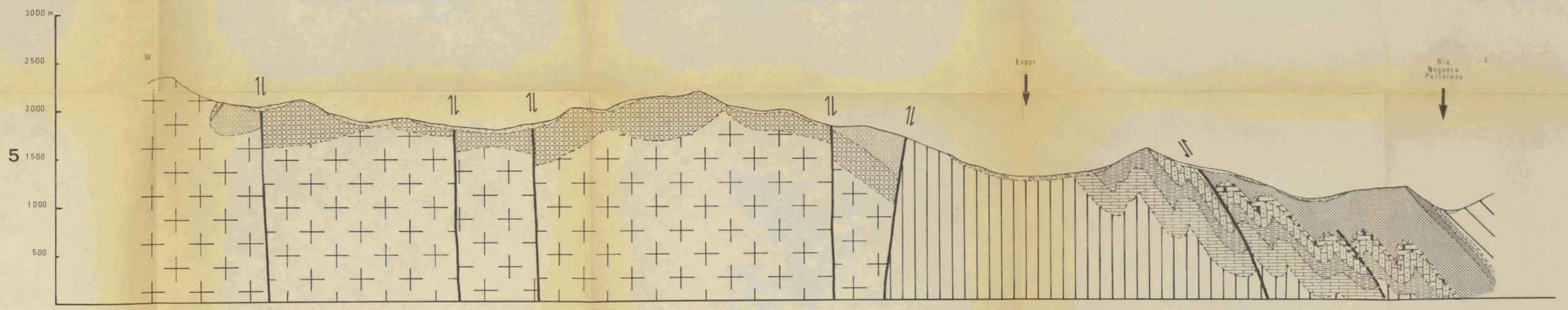
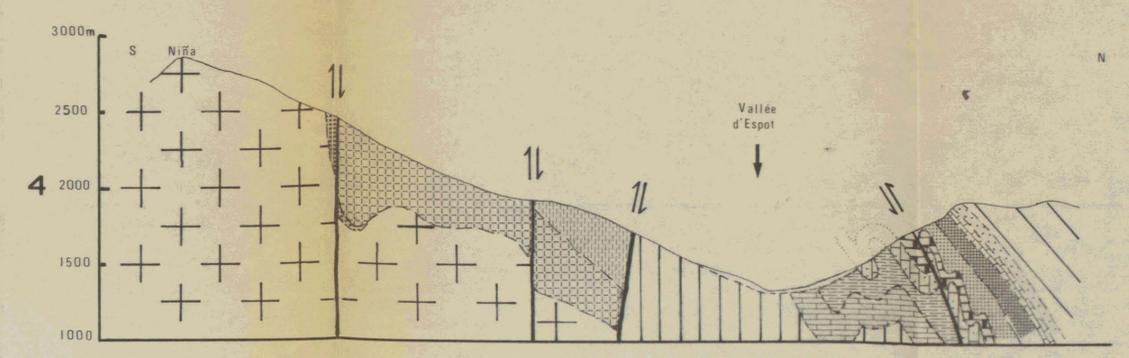
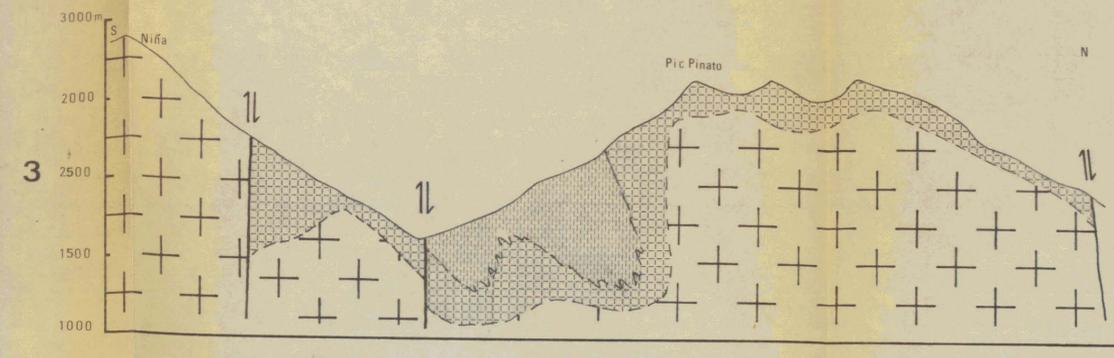
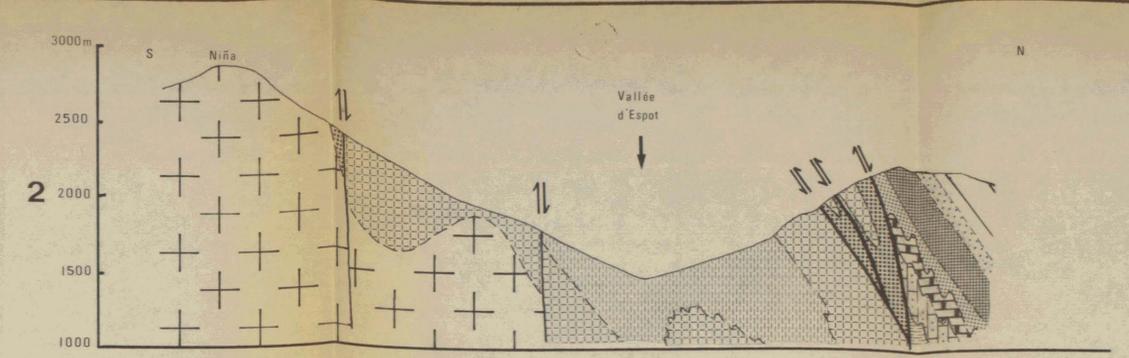
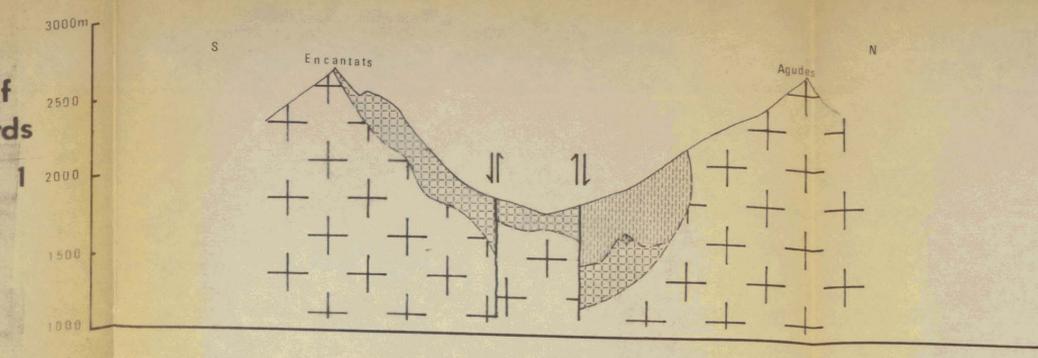
BUS LILLE



50376
1979
60

COUPES GEOLOGIQUES dans la terminaison du Massif de la Maladetta et de ses abords (région d'Espot).

(Document accompagnant la carte géologique 1:25 000 établie par
Dennis BOURKE, Thèse LILLE, 1979).



50376
LILLE

50376
LILLE