Comparaison lithostratigraphique, géochimique et structurale entre la zone axiale et les nappes du versant Sud dela Montagne Noire dans le district aurifère de Salsigne (Aude, France)

Hervé Issard

▶ **To cite this version:**

Hervé Issard. Comparaison lithostratigraphique, géochimique et structurale entre la zone axiale et les nappes du versant Sud dela Montagne Noire dans le district aurifère de Salsigne (Aude, France). Sciences de la Terre. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne, 1984. Français. NNT : . tel-01037927

HAL Id: tel-01037927

https://theses.hal.science/tel-01037927

Submitted on 23 Jul 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ECOLE NATIONALE SUPERIEURE

DES MINES DE SAINT-ETIENNE

THESE

présentée à

L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES MINES DE PARIS

par

Hervé ISSARD

en vue de l'obtention du titre de

DOCTEUR INGENIEUR

en sciences et techniques minières

option prospection des gîtes minéraux

Comparaison lithostratigraphique, géochimique et structurale entre la zone axiale et les nappes du versant Sud de la Montagne Noire dans le district aurifère de Salsigne (Aude, France)

Soutenue publiquement à Saint-Etienne le 21 Septembre 1984

JURY MM. H. PELISSONNIER — Président

F. BOYER — Rapporteur

M. DEMANGE
G. GUITARD
M. PERRIN — Examinateurs

ECOLE NATIONALE SUPERIEURE

DES MINES DE SAINT-ETIENNE

THESE

présentée à

L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES MINES DE PARIS

par

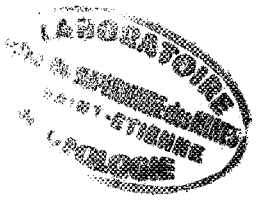
Hervé ISSARD

en vue de l'obtention du titre de

DOCTEUR INGENIEUR

en sciences et techniques minières

option prospection des gîtes minéraux



Comparaison lithostratigraphique, géochimique et structurale entre la zone axiale et les nappes du versant Sud de la Montagne Noire dans le district aurifère de Salsigne (Aude, France)

Soutenue publiquement à Saint-Etienne le 21 Septembre 1984

JURY MM.	H. PELISSONNIER	Président
	F. BOYER	Rapporteur
	M. DEMANGE	Examinateurs
	G. GUITARD	
	M. PERRIN	

ECOLE NATIONALE SUPERIEURE
DES MINES DE SAINT-ETIENNE
Laboratoire de Géologie
158 Cours FAURIEL
42023 SAINT-ETIENNE cedex

COMPARAISON LITHOSTRATIGRAPHIQUE, GEOCHIMIQUE ET STRUCTURALE ENTRE LA ZONE AXIALE ET LES NAPPES DU VERSANT SUD DE LA MONTAGNE NOIRE DANS LE DISTRICT AURIFERE DE SALSIGNE

Hervé ISSARD

Avant-propos

Ce mémoire est le résultat de recherches effectuées dans le cadre d'une action concertée sur les minéralisations du district de Salsigne. Il a été financé par un contrat DGRST.

L'idée et le lancement de ce travail proviennent de M. Demange et M. Perrin qui en ont suivi patiemment les résultats sur le terrain comme au laboratoire de l'Ecole des Mines, ont relu ce mémoire et apporté des critiques fructueuses. Je les remercie de cet encadrement.

Je remercie Monsieur Pélissonnier qui a bien voulu me faire l'honneur de présider ce jury.

Ce travail ne m'aurait pas apporté autant de satisfaction sans les longues discussions que j'ai pu avoir avec F. Boyer qui a bien voulu accepter la tâche ingrate de rapporteur.

Je remercie Monsieur Guitard pour sa participation au jury, et pour les remarques qu'il m'a faites.

Je remercie également M. Crouzet qui dirige le service de géologie de la mine de Salsigne, et qui m'a fait part de sa profonde connaissance des travaux miniers.

Les éclaircissements de M. Thiry en ce qui concerne les problèmes de cristallinité et de détermination des phyllites m'ont été d'un grand secours. Je l'en remercie grandement.

C'est avec plaisir que je citerai aussi les ingénieurs et techniciens qui, par la qualité de leurs analyses chimiques et lames minces ont contribué beaucoup à ce travail : Mme David, Melle Picault, MM. Y. Baud et J.J. Gruffat.

Je n'oublie pas tous mes camarades, chercheurs "apprentis" ou "confirmés" qui m'ont témoigné leur amitié et leur soutien tout au long de mes recherches : Jean-Luc Bouchardon, Daniel Garcia, Bernard Guy, Jean-Louis Kaelin, Jacques Moutte, Louis Raimbault, Alain Zahm.

Danielle Reynaud a assuré avec courage la frappe du texte, je l'en remercie vivement.

Enfin, je remercie Françoise, alliée active et patiente qui a partagé bons et mauvais moments.

Ce document a été réalisé par l'équipe du service d'impression de l'Ecole des Mines de St-Etienne : MM. Loubet, Brossard, Darles et Velay que je remercie pour leur gentillesse.

SOMMAIRE

RESUME 9

INTRODUCTION 17

CHAPITRE 1 - LITHOSTRATIGRAPHIE ET GEOCHIMIE

1- Présentation du terrain étudié 25

2- la couverture schisteuse des gneiss de Nore : les séries du Cabardès et du Roc Suzadou

2.1. Définition des séries

2.2. Lithostratigraphie 27

A - La série du Cabardès

B - La série du Roc Suzadou 33

C - Les schistes sommitaux 35

2.3. Géochimie des formations grésopélitiques des séries du Cabardès et du Roc Suzadou

A - Géochimie de la série du Cabardès 40

B - Géochimie de la série du Roc Suzadou 63

C - Géochimie des schistes de Cabrespine 77

2.4. Le volcanisme du sommet de la série du Cabardès

2.5. L'histoire sédimentaire de la couverture des gneiss de Nore 81

1 - La série du Cabardès

2 - La série du Roc Suzadou

2.6. Les problèmes de datation des séries 83

A - La série du Cabardès

B - La série du Roc Suzadou

C - La série des schistes sommitaux

3- L'unité de Sériès 85

3.1. Lithostratigraphie

3.2. Age et rapports avec les ensembles détritiques sous-jacents

4- Le Minervois 91

4.1. Le Cambrien du Minervois 93

4.1.1. La série de référence du Minervois Central

4.1.2. Le cambrien du Nord-Minervois

4.2. Géochimie des Grès de Marcory (Cambrien inférieur I) 100
4.3. Stratigraphie du Dévonien du Minervois 123
5 - Résumé des résultats lithostratigraphiques 133

CHAPITRE 2 - ANALYSE STRUCTURALE

1 - Travaux antérieurs sur la tectonique du Cabardès et du Minervois 137
2 - Position du problème 139
3 - Plan de l'étude 140
4 - La déformation souple des grès et schistes du domaine Nord 141
4.1. Etude macroscopique des phases souples 143
4.2. Etude microscopique des petites structures 153
4.3. Grandes structures et géométrie des superpositions 157
5 - Les déformations souples de l'unité de Sériès 175
5.1. Les phases précoces
5.2. Les phases tardives 177
5.3. Conclusion
6 - Les déformations souples du Minervois 179
6.1. Phases de plissement en Minervois (étude macroscopique)
6.2. Etude des petites structures 184
6.3. Etude par secteurs dans le Nord-Minervois de la géométrie des superpositions 189
7 - Les contacts anormaux 213
8 - Conclusions : évolution tectonique du Sud-Ouest de la Montagne Noire 215

CHAPITRE 3 - LE METAMORPHISME

1 - Le métamorphisme régional 219
1.1. Le domaine Nord
1.2. le domaine Sud 229
1.2.1. Introduction
1.2.2. La fraction phylliteuse comme possible indicateur du métamorphisme
1.2.3. Etude de la cristallinité de l'illite
1.3. Conclusions
2 - Le métamorphisme hydrothermal au voisinage du chevauchement 235

CHAPITRE 4 - LES MINERALISATIONS

Introduction 237

1 - Les minéralisations stratiformes sédimentaires

1.1. Le minerai de fer de Lastours

1.2. Les autres minéralisations stratiformes synsédimentaires 240

2 - Les filons mésothermaux à blende, pyrite, galène, chalcopyrite

2.1. Le domaine Sud 243

2.2. Le domaine Nord

Les minéralisations à chalcopyrite dans les schistes du Cabardès

3 - Les filons NS à mispickel 251

3.1. Introduction

3.2. La mine de Rieussec

3.3. La mine de Cabrespine

3.4. Comparaison entre les venues filoniennes

4 - Les minéralisations en couche 264

4.1. La minéralisation en "couche" de Salsigne

4.2. Nartau

4.3. Cabrespine

4.4. Rieussec

4.5. Conclusion

ANNEXES 271

REFERENCES CITEES 293

RESUME

Une coupe Nord-Sud du massif hercynien de la Montagne Noire dans le district aurifère de Salsigne montre trois domaines principaux selon les auteurs classiques

1. la zone axiale métamorphique
2. le "domaine para-autochtone"
3. les nappes du versant Sud.

Notre étude montre que le domaine para-autochtone est, en fait, un ensemble structuralement hétérogène. C'est la juxtaposition d'unités septentrionales (zone axiale) et d'unités méridionales (nappes du versant Sud).

Cette démonstration est effectuée à partir des résultats de trois études :

1) lithostratigraphique et géochimique
2) structurale : analyse de la succession des phases de déformation souples et cartographie des grandes structures
3) métamorphique : étude des isogrades dans le domaine septentrional et étude de la cristallinité de l'illite dans le domaine Sud.

L'analyse lithostratigraphique (chapitre 1) montre que les successions observables dans ces deux ensembles indiquent deux cycles sédimentaires : un cycle Cambrien-Ordovicien inférieur et un cycle Dévonien-Carbonifère inférieur. Chacun de ces cycles correspond au passage progressif d'une sédimentation de plateforme à une sédimentation de bassin. Cependant, aux séries formant l'unité septentrionale est associé un environnement différent et plus distal que dans l'unité méridionale, et ceci à tout moment de l'histoire sédimentaire de la région. Il s'agit de deux domaines paléogéographiques distincts.

La géochimie de la série détritique de base de chacune des unités fait apparaître une évolution à grande échelle dans chacune de ces séries. Les sédiments d'origine calculés et l'organisation sédimentaire des groupes géochimiques définis ont leur individualité dans chacun des domaines et ne peuvent être directement corrélés.

L'étude tectonique (chapitre 2) décrit les phases précoces de déformation souple dans chacune des unités : leur chronologie et l'extension cartographique des structures qui leur sont associées.

Dans le domaine septentrional, qui a atteint un niveau structural plus profond, trois phases synschisteuses isoclinales structurent précocément la zone axiale. Les structures observées sont des couloirs tectoniques parfois hectométriques, ne modifiant pas le caractère monoclinal de la zone axiale à l'échelle du massif de Nore.

Dans les unités méridionales, il existe deux phases synschisteuses donnant des plis couchés serrés à déversement Sud. L'anticlinal de Fournes se retrouve en mine à Salsigne tandis que le synclinal de Cabrespine structure l'Est du "domaine para-autochtone".

Les **structures précoces des deux unités sont tronquées par des plans de cisaillement** et nous avons pu mettre en évidence un grand contact anormal correspondant à un charriage majeur.

Le domaine méridional était initialement au Nord et a subi un charriage, correspondant à un épisode tardif des déformations hercyniennes, indépendant des stades précoces de l'orogenèse.

Les phases tardives de plissement et d'écaillage qui affectent l'ensemble du bati ne modifient pas les grandes lignes de l'architecture d'ensemble.

L'étude du métamorphisme (chapitre 3) montre la présence de disthène en zone axiale, à proximité du contact, tandis que le domaine méridional contient des associations de la zone de la chlorite. L'étude de la cristallinité de l'illite dans ce domaine indique une répartition des isocristallinités complexe, contrastant avec la disposition régulière des isogrades dans le domaine Nord.

Les minéralisations (chapitre 4) du district de Salsigne (arsénopyrite, pyrite, or natif, chalcopyrite, blende, galène) sont présentes dans les deux domaines et cristallisent dans les plans de faille ou les surfaces d'écaillage. La "couche sulfurée" de Salsigne est sécante sur la stratification par endroits.

Cependant on remarque que les deux types de minerai de Salsigne : "filonien" et "en couche" montrent des compositions minéralogiques identiques et indépendantes de l'encaissant et de leur place structurale; cette analogie s'étend jusqu'aux compositions isotopiques - (Javoy et al. 1983).

La genèse des minéralisations actuellement observées à Salsigne s'intègre dans l'histoire tardi-hercynienne des déformations et en tout cas post-date le charriage des nappes du versant Sud sur la zone axiale.

ABSTRACT

A cross-section across the hercynian massif of "Montagne Noire" in the auriferous district of Salsigne shows three main zones according to previous authors :

- the axial zone
- the "para-autochtonous" zone
- the thrust nappes of the Southern side.

This study shows that the para-autochtonous zone is in fact structurally heterogeneous, juxtaposing northern units belonging to the axial zone and southern units belonging to the nappes-zone.

This demonstration is achieved with the help of :

1) lithostratigraphic and geochemical analysis
2) structural analysis : succession of phases and mapping of great structures
3) metamorphic analysis : study of isograds in the northern zone, and of illite-crystallinity in the southern zone.

The lithostratigraphic analysis (chapter 1) shows that the successions should be summarized into two sedimentary cycles : 1) Cambrian-lower Ordovician cycle and 2) Devonian-lower Carboniferous cycle. Each of these cycles shows progressive evolution from platform to basin sedimentary environment.

However, northern series correspond to a different and more distal environment throughout their whole sedimentary history. This makes appear a northern paleogeographic area which remained different from what is known by the southern series.

The geochemistry of basal detritic series of each zone reveals a large scale evolution in both zones. Original calculated sediments as well as the sedimentary organisation of the geochemical groups have their own individuality in each zone and cannot be correlated.

In the tectonic study (chapter 2) is given a description of the early tectonic phases of each zone : chronology and limits of associated structures.

In the northern zone, which has undergone deeper deformation, three isocline phases with axial plane foliation are to be found. The fold bundles observed draw tectonic corridors, which are sometimes of hectometric scale. At the scale of the whole massif, they do not modify the monoclinal aspect of the axial zone.

In the southern zone, two early phases form recumbent and tight folds, with southern trend of overturn. The Fournes-anticline is to be seen in Salsigne mine and the Cabrespine syncline extends on the East side of para-autochtonous zone.

Early structures in both southern and northern units are crosscut by shear planes. These units are separated from each other by a major thrust plane.

The southern zone was initially in the North and has undergone a major thrust, which appears as a late tectonic event bearing no relation to the early orogenic phases.

The late tectonic phases induce folds and shear planes in the whole massif and do not modify the great features of the overall architecture.

The metamorphic study (chapter 3) shows the presence of kyanite in the axial zone, near the contact with southern units, whereas southern zone shows the mineralogical association of chlorite-zone. The study of crystallinity in this last zone points out a complex distribution of isocrystallinities contrasting with the regular disposition of isograds in the northern zone.

Mineralizations (chapter 4) of the district (arsenopyrite, pyrite, gold, chalcopyrite, sphalerite, galene) are present in both zones and crystallise in late fault planes or thrust planes. The sulfide-levels in Salsigne mine cut stratification in some places.

Moreover, one remarks that both ore-types : veins or stratiform-ore show the same paragenesis, independant from the context and the structural position, and also unvarying isotopic signatures (Javoy 1983).

Mineralizations presently observed in Salsigne are connected to late hercynian deformation history and in any case, postdate the major thrust of the southern nappes over the axial zone.

corrections L. BOIS-SIMON et B. GUY

INTRODUCTION

La mine de Salsigne

Au Sud du Massif Central, à 15 km de Carcassonne, le gisement d'or de Salsigne constitue une des plus importantes mines métalliques en activité en France.

Les travaux miniers (80 km de galeries) et les sondages ont prouvé l'existence de réserves importantes. Le gisement de Salsigne est ainsi évalué à 200 tonnes d'or au total (Crouzet et al 1980).

Cette mine exploite des corps minéralisés de nature variée:

D'une part, un épais système filonien (puissance des filons atteignant 10 m) à arsénopyrite, or natif encaissé dans des roches sédimentaires grésopélitiques et carbonatées du Cambrien inférieur, auquel se rattachent des corps stratiformes (minerai de substitution) et des minéralisations localisées dans des microfractures (les "grès riches").

et d'autre part un "minerai en couche" de même paragenèse que les filons, découvert en 1970, situé dans un encaissant métamorphique (micaschistes).

En fait, ce gisement appartient à un district contenant de nombreux indices (Figure 01, F. Tollon 1970).

Cette variété des corps minéralisés de Salsigne vient de la complexité de son cadre géologique. En effet, la mine de Salsigne se situe dans la zone de contact de deux ensemble majeurs de la Montagne Noire : la zone axiale et les nappes du versant Sud.

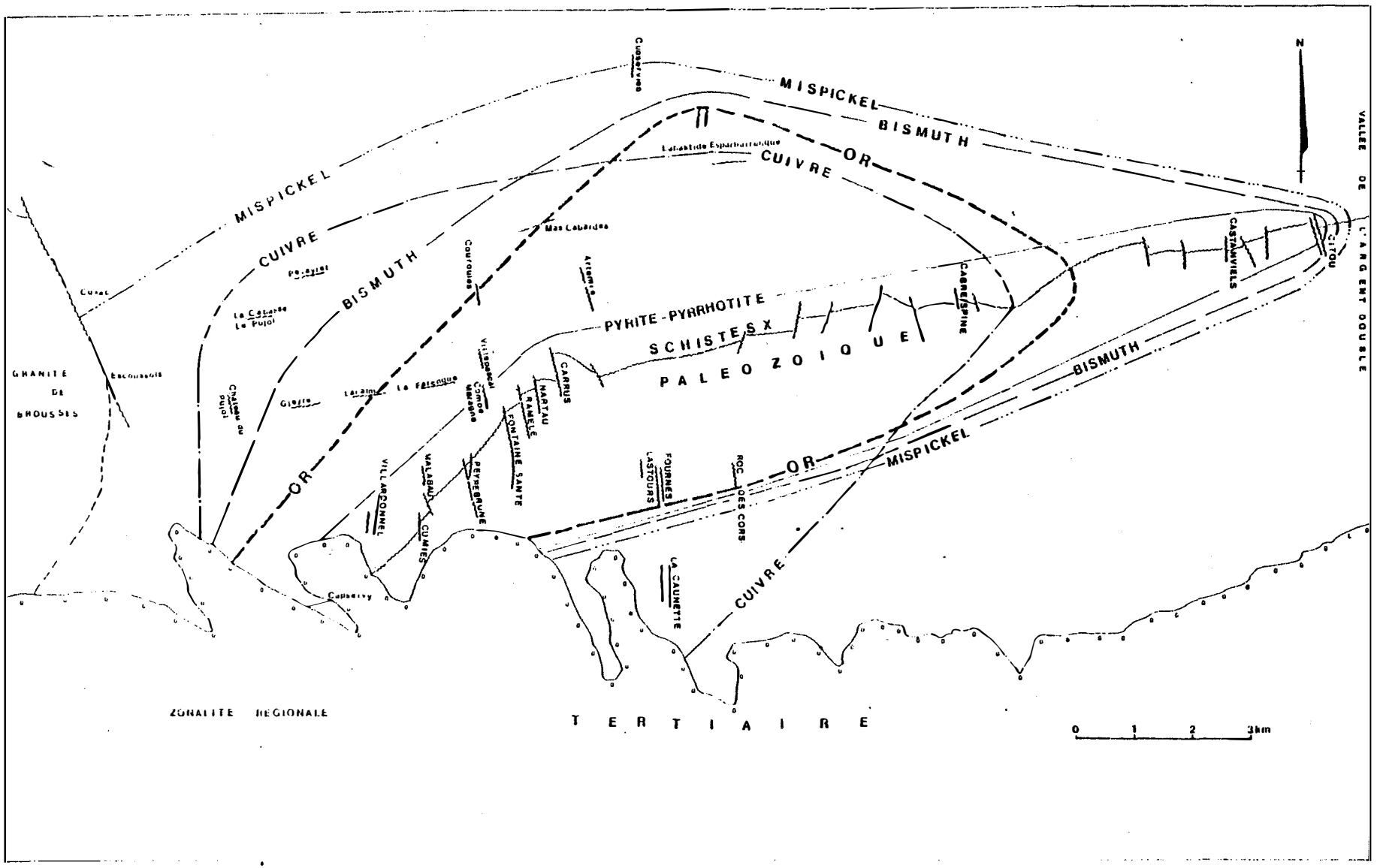


Figure 0.1 Carte schématique de la région de Salsigne et répartition des indices (J. Crouzet et al. 1980)

Cadre géologique régional:

Le massif hercynien de la Montagne Noire (Figure 02) a été structuré pour l'essentiel à l'orogenèse varisque postérieurement au Viséen et antérieurement au Stéphanien et, depuis Bergeron (1899) et Gèze (1949), il est classique d'y distinguer :

- le versant septentrional constitué de terrains datés du Cambrien au Silurien, épis à mésométamorphiques écaillés vers le Sud-Est.
- la zone axiale constituée de gneiss, de migmatites et d'une série micaschisteuse non datée, dont le métamorphisme s'échelonne de l'épizone à la catazone.
- le versant méridional constitué de terrains datés du Cambrien au Viséen de métamorphisme faible mal connu, plissés en plis couchés déversés vers le Sud et nappés sur la zone axiale.

Le problème posé est celui des rapports entre les nappes et la zone axiale. Dans la région de Salsigne, on s'accorde pour distinguer du Nord au Sud:

1- Les gneiss de Nore
2- La série des "schistes X"
3- Le Nord-Minervois, ou unité paraautochtone au sens d'Arthaud
4- Le Minervois central
5- Le Sud-Minervois

Le problème de cette succession est la signification du "paraautochtone". Selon les auteurs, on trouve diverses interprétations de la limite entre versant Sud et zone axiale qui peuvent se regrouper en deux hypothèses qui s'opposent (Figure 03, 04):

- Autochtonie du Nord-Minervois

Il existe une **continuité** entre les micaschistes de la zone axiale et les terrains calcaires présumés dévoniens du versant Sud. Le pli couché synforme de la mine à déversement Sud est un simple pli d'entrainement sous l'avancée des nappes. Il faut définir un "domaine paraautochtone" entre la zone axiale et les nappes proprement dites. (Arthaud 1970).

1 terrains post-stéphaniens

2 granite migmatitique du Laouzas (340 M.a.)

3 granitoïdes tardifs en massifs circonscrits (300 M.a. ± 20)

4 granitoïdes précoces

5 terrains paléozoïques antéstéphaniens épizonaux

6 séries de St-Pons, de la Salvetat et du Cabardès

7 orthogneiss du Somail (granites cadomiens)

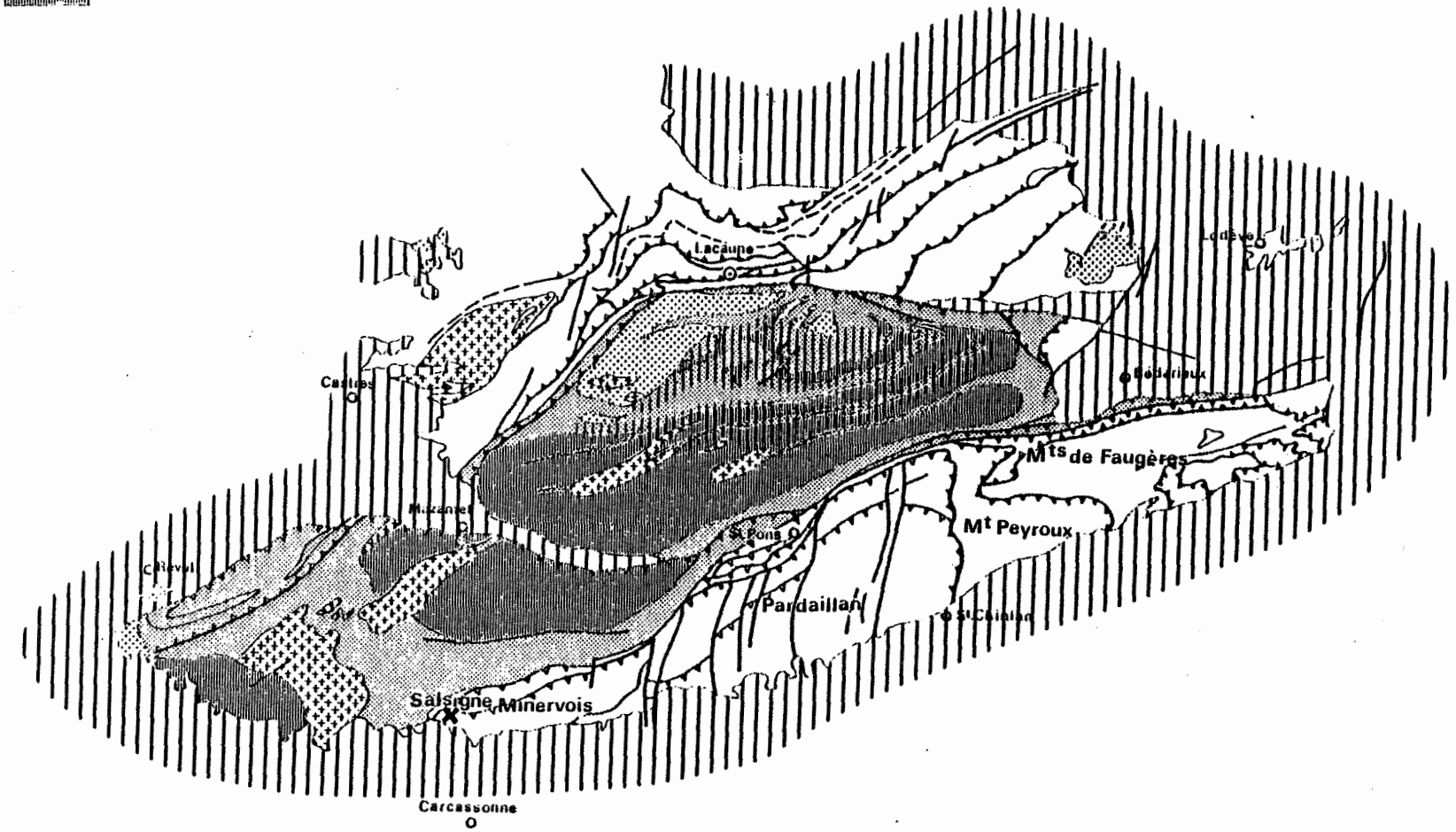


Figure 0.2. : Schéma structural de la Montagne Noire d'après M. Demange 1982

- Allochtonie de l'ensemble sédimentaire daté du Minervois

Sous cette hypothèse, cette limite correspondrait à un **décollement** entre sédimentaire daté et schistes de la zone axiale, ce qui permettrait de rattacher ces terrains sédimentaires datés constituant la synforme de Salsigne, au domaine des nappes (Thoral 1935, Ferret 1983, Debat et al. 1981).

Fornari (1974), tout en s'accordant avec l'hypothèse minimaliste de continuité, corrèle les phases de déformation du secteur de Salsigne avec celles des nappes définies par Arthaud (1970).

Importance métallogénique:

Les différentes hypothèses sur le "paraautochtone" conditionnent toute interprétation génétique du gisement et toute prospection. En effet, quant à la genèse du gisement deux thèses s'affrontent:

D'une part, on peut imaginer un amas sulfuré volcanosédimentaire, représenté par le minerai en couche, repris ultérieurement par une activité hydrothermale importante: les filons (F. Tollon 1970, M. Bonnemaison 1980).

D'autre part, l'analogie des paragenèses suggère une même venue hydrothermale donnant lieu aux différents types de minerais.

Finalité de ce travail

Ce travail consiste en un réexamen des données de terrain et de laboratoire afin de résoudre les deux questions soulevées à savoir:

En géologie régionale:

- La nature du rapport entre zone axiale et nappes (ou absence de rapport) - et notament relation chronologique entre la mise en place des nappes et la structuration interne des nappes et de la zone axiale.

Conséquences en géologie minière:

- Il est évident que la géologie à elle seule ne saurait résoudre le problème de l'origine du gisement qui est un problème de

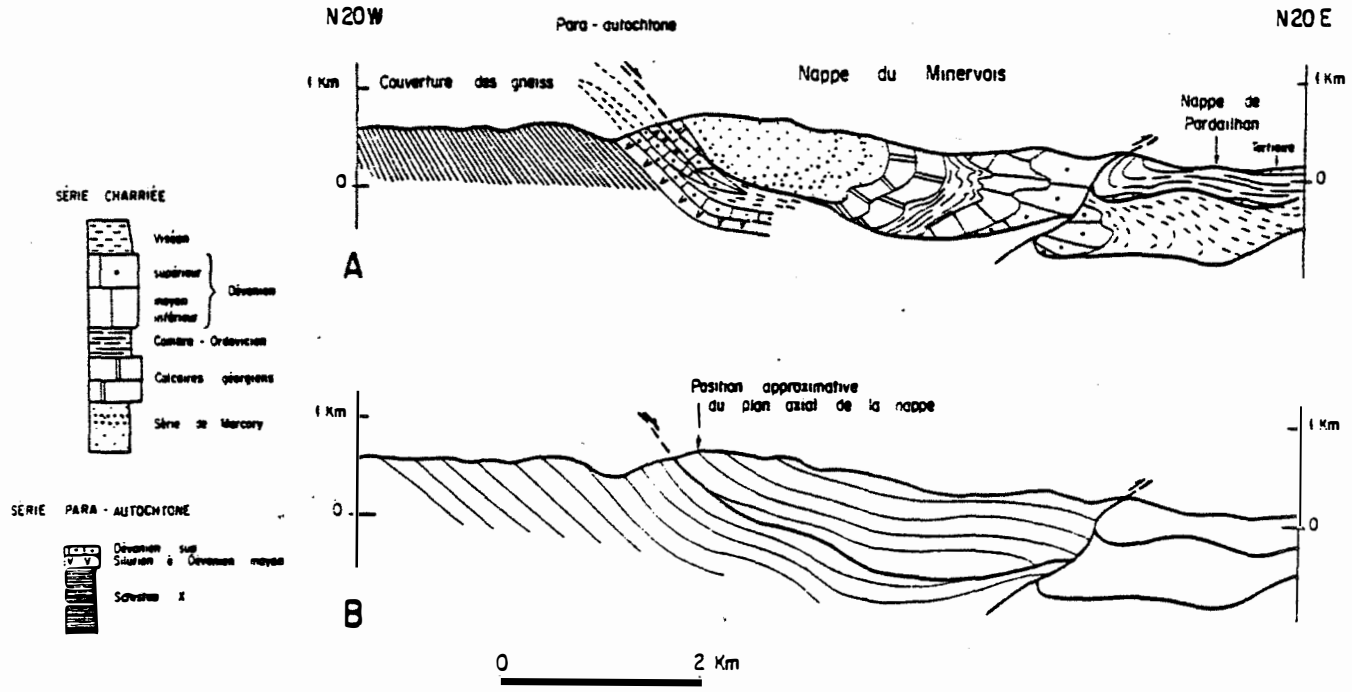


Figure 0.3 Coupe du Minervois

A. Coupe synthétique
B. Allure de la schistosité
Arthaud (1970)

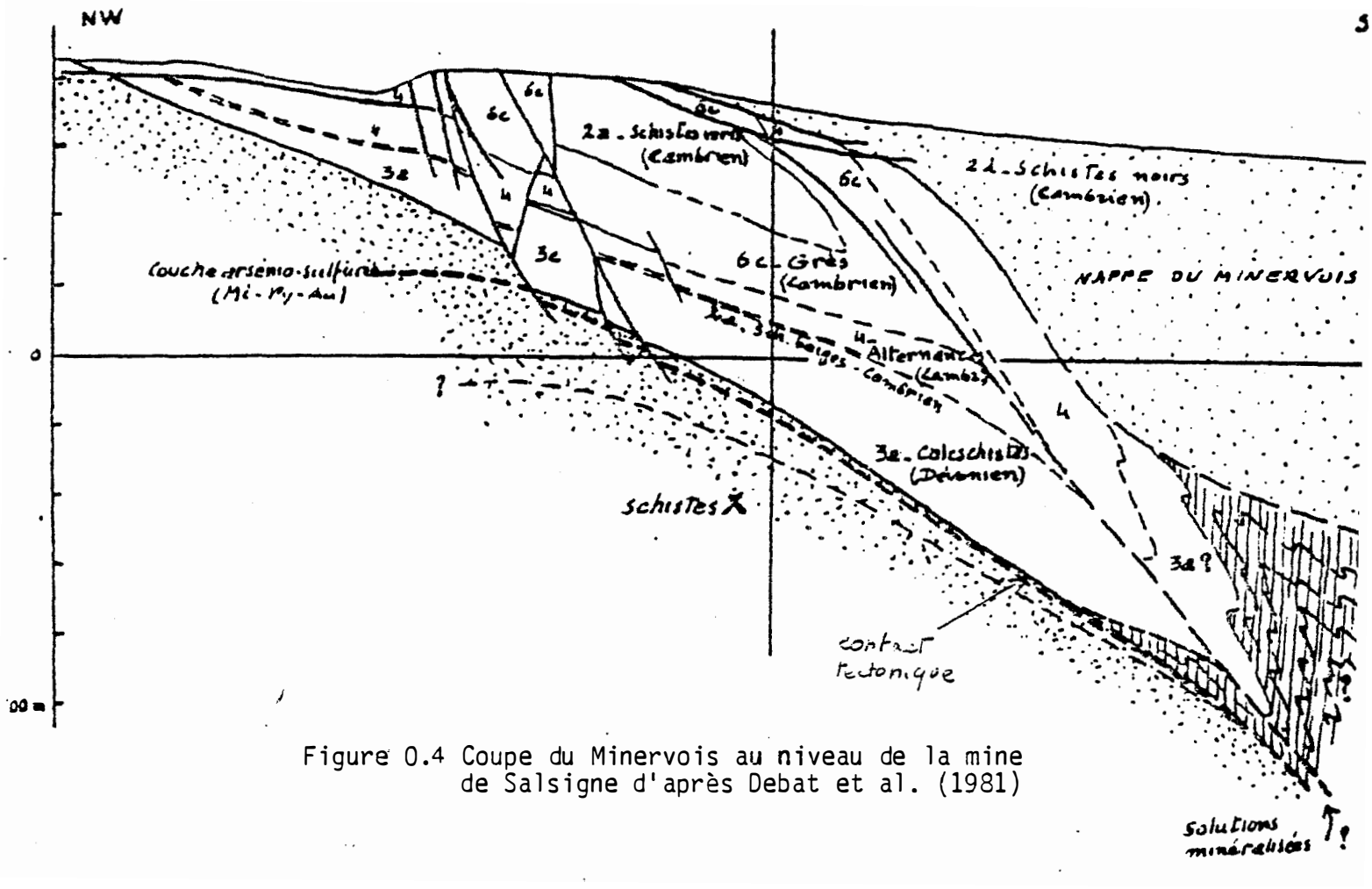


Figure 0.4 Coupe du Minervois au niveau de la mine de Salsigne d'après Debat et al. (1981)

métallogénie. Mais la géologie apporte certaines contraintes et limitations à tout modèle génétique qui, nous semble-t-il, permettent de trancher entre les deux hypothèses précédentes.

Pour ce faire, nous avons comparé les deux domaines en présence du point de vue :

-des formations : lithostratigraphie, géochimie des séries gréso-pélitiques.

-de la tectonique : mesure et description systématique des déformations, des contacts anormaux, sur le terrain et au microscope (microtectonique).

-du métamorphisme

-des minéralisations du secteur étudié

Ceci appuyé sur une cartographie au 10000° des formations géologiques et des structures, reprise au 25000° en annexe de ce mémoire.

CHAPITRE 1 - LITHOSTRATIGRAPHIE ET GEOCHIMIE

1 - Présentation du terrain étudié

Le massif de Nore est un dôme allongé WSW ENE que nous décomposons en unités séparées par des contacts tectoniques d'importance variable. Du Nord au Sud:

- Les gneiss de Nore dérivant d'anciens granites porphyroïdes (M. Demange 1982).
- En contact normal, affecté localement en Cabardès par la faille normale tardive de Pradelles-Cabardès, la couverture schisteuse des gneiss de Nore, dans laquelle nous distinguons deux cycles sédimentaires, les séries du Cabardès et du Roc Suzadou. Ces séries métamorphiques forment un monoclinal de schistosité.
- Les écailles de schistes sommitaux, copeaux peu épais constitués de séries schisteuses à interlits calcaires.
- L'unité dévonienne de Sériès
- L'unité de Fournes constituée de matériel cambrien à dévonien, dans l'ensemble à l'envers, impliquant de grands plis couchés isoclinaux
- Les écailles jalonant la base de l'unité suivante
- La nappe du Minervois, que nous avons étudiée sur quelques coupes transversales, constituée d'une série subverticale normale du Nord au Sud.

Figure 1.1 Tableau comparatif des formations du massif de Nore

1/50000 Mazamet (P. Debat)		1/80000 Castres (B. Gèze)		cette étude
		$d_{2-1}s_4$		unité de Sériès
				contact anormal
		s_{3-1}		schistes sommitaux
				contact anormal
				série du Roc Suzadou
				discordance
	micaschistes et	s_{id}		
$a\xi\chi$	quartzites	$s_{id}\chi\zeta$	schistes X	
	infracambriens	ζ^2		série du Cabardès
$\zeta\xi\chi$	zone de passage	ζ^{2-1}	zone de passage	
ζ	gneiss	ζ^1	gneiss	série de Nore

2 - La couverture schisteuse des gneiss de Nore: les séries du Cabardès et du Roc Suzadou

2.1. Définition des séries

En Cabardès, le coeur de la zone axiale de la Montagne Noire est représenté par les gneiss oeillés, du massif de Nore dont on s'accorde pour reconnaitre qu'ils dérivent d'anciens granites porphyroïdes.

Ces orthogneiss sont enveloppés d'une série métasédimentaire traditionnellement appelée "série des schistes X".

Nous définissons désormais dans cette enveloppe deux séries: la série du Cabardès et la série du Roc Suzadou, en discordance stratigraphique sur la première.

Remarquons que ces notions ne correspondent pas exactement aux notions de schistes X classiques (tableau 1).

2.2. Lithostratigraphie

A - la série du Cabardès

Nous résumons les caractéristiques principales figurant dans le travail de M. Léger qui a étudié et cartographié cette série de la vallée de l'Orbiel au plateau de Pradelles-Cabardès. Apparemment monotones, les schistes du Cabardès présentent quelques niveaux repères régionaux : marbres, gneiss à silicates calciques, horizons graphiteux, métavulcanites. L'étude tectonique et cartographique a montré qu'il n'y avait pas de redoublement majeur et l'observation de critères de polarité (granoclassements) a permis de s'assurer que cette série, à pendage 30° sud, est à l'endroit.

La cartographie démontre sa grande continuité latérale à l'échelle de tout le flanc sud de la Montagne Noire.

Nous décrirons la lithologie observée (Figure 1.2) sur la coupe de la haute vallée de l'Orbiel, le long de la route départementale D101, depuis 200 m au NW de la carrière de La Coste en descendant jusqu'au village de Mas-Cabardès pour le premier tiers de la série.

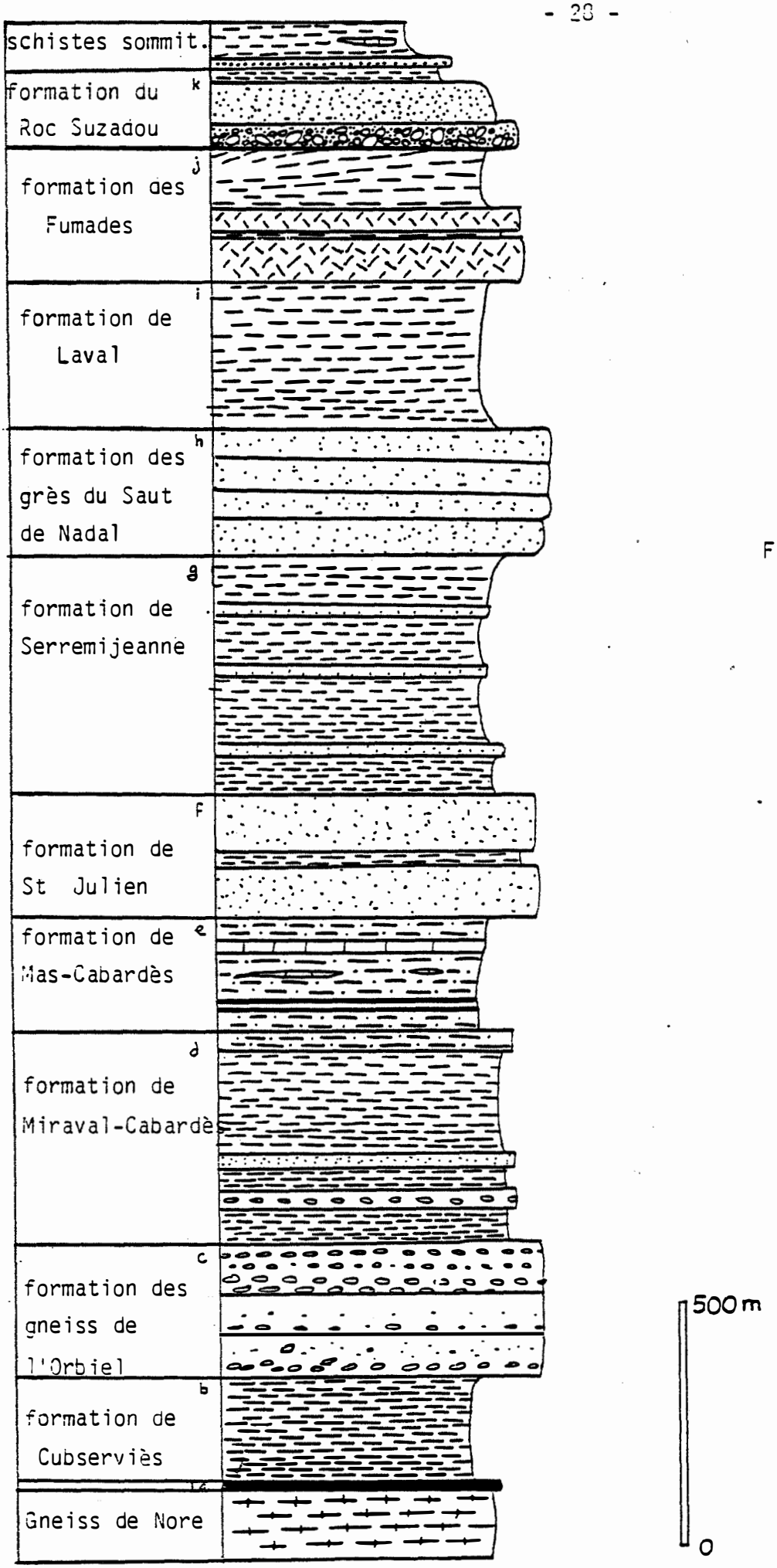


Figure 1.2 Log stratigraphique de la série du Cabardès et de la série du Roc Suzad

Les deux autres tiers seront décrits dans la vallée de la Clamoux : route forestière en rive Est depuis Les Thérondels jusqu'à Cabrespine. Les tufs volcaniques du sommet de la série peuvent s'observer aux Fumades (Nord de Fournes-Cabardès).

Le contact entre la série du Cabardès et la série de Nore est affecté dans l'ensemble du terrain étudié par la faille normale de Pradelles-Cabardès. Néanmoins au Nord-Est du terrain étudié, on peut l'observer entre Labastide-Rouairoux et Sales et au Nord-Ouest du terrain sur le plateau de Sambres. Ce contact est oblitéré par des petits accidents tardifs accompagnés de rétromorphose.

La **série du Cabardès** apparaît comme extrêmement homogène aussi bien verticalement qu'horizontalement à l'échelle régionale depuis la base jusqu'à la discordance du Roc Suzadou. Elle peut se diviser en deux ensembles, le tiers inférieur et les deux tiers supérieurs.

Le tiers inférieur:

Il s'agit d'une série rythmique contenant parfois des traces d'activité biologique : calcaires, niveaux graphiteux. L'alternance de grès et de schistes en proportions variables et en barres décimétriques à centimétriques constitue la caractéristique de cette série.

La séquence type observée dans le tiers inférieur peut être établie à partir de la coupe de Lespinassière sur la départementale D620, en versant ouest vers la ferme de Coustaras.

1. horizon volcanosédimentaire
2. grès gris ou vert à rubans de gneiss-à-silicates-calciques et interlits calcaires bleus, parfois gneiss gris
3. shales bleus
4. shales fins jaunâtres, plus sombres au sommet
5. shales noirs graphiteux.

Notons que la place des horizons volcanosédimentaires n'est pas bien définie. Il arrive qu'on les observe à n'importe quel endroit de la séquence.

Sur le plan lithostratigraphique, ce premier ensemble sédimentaire est constitué successivement de :

- la **formation de Cubserviès** (150 à 200 m) visible en fenêtre dans l'Orbiel , au nord du village de Cubserviès et que l'on peut suivre cartographiquement jusqu'à Labastide Rouairoux après la faille de Pradelles-Cabardès. En contact apparemment concordant avec les gneiss de Nore, il s'agit de métapélites gréseuses (métapsammites) dans lesquelles on trouve des niveaux de gneiss-à-silicates-calciques, de marbres, et de gneiss leptynitiques en bancs métriques.

- la **formation des gneiss de l'Orbiel** (200 m) formant les falaises du Roc du Bougre. Il s'agit de gneiss leptynitiques souvent oeillés organisés en bancs métriques à lithologie différenciée représentant un ancien complexe volcanosédimentaire acide équivalent des métarhyolites de Rouvials (M. Demange 1982). Des interlits grésopélitiques ainsi qu'un petit niveau graphiteux s'interstratifient dans cet ensemble.

- la **formation de Miraval-Cabardès** (300 m) souvent en relief. Cet ensemble est contitué essentiellement de gneiss gris puis de micaschistes gréseux, puis de micaschistes à grenats. Des niveaux variés s'intercalent dans toute cette formation : à la base, des horizons métriques de leptynites et de gneiss à petits yeux ainsi que de minces lits de gneiss-à-silicates-calciques, au sommet, des niveaux graphiteux.

- la **formation de Mas Cabardès** (200 m) caractérisée morphologiquement par des vallées et des cols, résiste moins à l'érosion. On retrouve les mêmes termes que dans la formation de Miraval, en proportions différentes, les "gneiss gris" (gneiss plagioclasique à biotite, grain fin et débit en plaquettes) sont rares ainsi que les micaschistes à grenats, les grès et les gneiss-à-silicates-calciques sont plus fréquents, évoluant vers des marbres blancs ou gris ; les shales graphiteux et les niveaux de leptynites sont abondants.

Les **deux tiers supérieurs:**

Les deux-tiers supérieurs, essentiellement détritiques montrent une évolution vers des termes laminés, mieux classés. Les éléments 2 et 3 de la séquence précédente sont les seuls observés.

Du point de vue sédimentologique, nous retiendrons :

1) la disparition de la sédimentation chimique, mis à part la présence de calcaires à Borde-Neuve (vallée de l'Orbiel),
2) l'apparition plus fréquente que dans l'ensemble inférieur de grès siliceux clairs verts ou gris, laminés, contenant ou non des clasts de quartz, se délitant mal, plus compacts (formation du Saut de Nadal),
3) l'absence quasi-complète de figure d'érosion ou de surface depositionnelle-érosive marquant une sédimentation calme sans courant.
4) les séquences sont d'abord fines (schistes de Serremijeanne) puis plus épaisses (grès du Saut de Nadal), après une récurrence à nouveau plus fine (schistes de Laval) les niveaux grauwackeux lités associés aux tufs volcaniques marquent un retour à des successions rythmiques décimétriques à métriques.

Sur le plan lithostratigraphique, ce deuxième ensemble sédimentaire presque exclusivement détritique constitue l'équivalent en Cabardès de la formation de Verdières dans la série de St-Pons (M. Demange 1982). Beaucoup plus homogène que le premier ensemble, il montre des alternances rythmiques de grès finement laminés et de pélites grises ou bleues.

- **la formation de St-Julien**

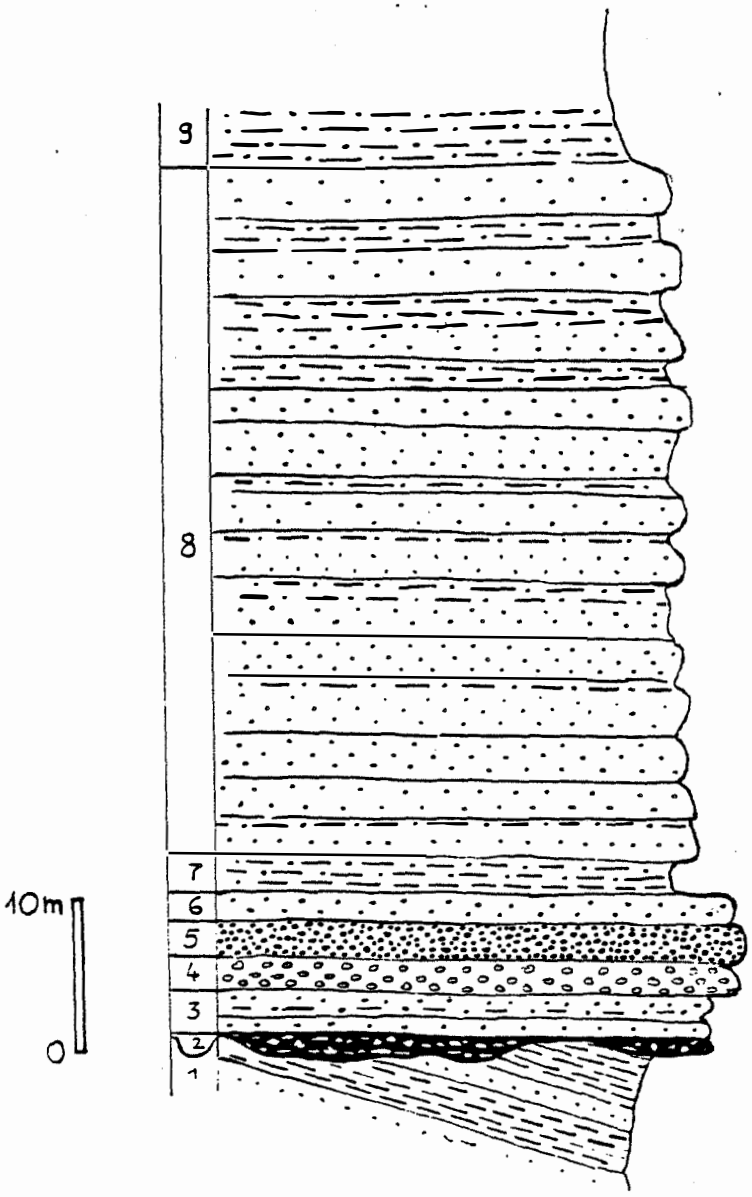
Débutant par une passée de 30m de "quartzites à écritures" (filets de biotite), il s'agit d'un ensemble de grès vert-clair (200 à 250 m) non calcareux, contenant parfois des clasts millimétriques de quartz noirs sporadiques (niveaux à clasts inférieurs de M. Léger 1981).

- **les schistes ardoisiers monotones de Serremijeanne** dans la vallée de la Clamoux rive est constituent un long épisode sédimentaire de puissance 300 à 400 m. Il s'agit d'alternances centimétriques à millimétriques de lits gréseux et de lits pélitiques.

- **formation du Saut de Nadal** ou "grès supérieurs"

Il s'agit d'un ensemble de grès clairs laminés en bancs métriques montrant un caractère rythmique bien marqué. Il renferme des horizons de quartzites clairs à patine beige contenant des clasts bleutés à noirs de quartz (diamètre inframillimétrique). M. Bonnemaison (1980) signale un banc calcaire dans cette formation (Borde neuve, vallée de l'Orbiel).

Figure 1.3 Log stratigraphique de la formation du Roc Suzadou.
(ensembles 2 à 8 : quartzites de base
ensemble 9 : schistes)



1. série du Cabardès
2. conglomérat
3. quartzites clairs
4. microconglomérat blanc
5. quartzite noir
6. grès à andalousite
7. schistes "de Castanviels" à chloritoïde
8. grès des Chateaux
9. schistes écailleux

- **formation de Laval** ou "schistes violets"

Ce sont des schistes gréseux noirs à patine violette. D'abord pyriteux et très homogènes, ils passent à des pélites varvées centimétriques. Puis viennent des niveaux riches en lithoclasts centimétriques de roches volcaniques ; et des bancs gréseux sombres, feldspathiques (grauwackes de Roc Nègre, M. Bonnemaison 1980).

- **les tufs volcaniques acides** d'épaisseur variable sont situés au sommet de cette formation, mais ils n'existent pas sur la coupe de la Clamoux, vraisemblablement à cause de l'arrasement de la série du Cabardès qui précède le dépôt en discordance de la série du Roc Suzadou (voir paragraphe B). Sur la coupe la plus complète, il s'agit de roches à texture pyroclastique, à matrice parfois vert-sombre, parfois gris clair, alternant avec des lits centimétriques de schistes noirs. Dans des conditions favorables, lorsque l'arrasement est peu important, viennent des schistes varvés et schistes noirs représentant les termes les plus jeunes de la série du Cabardès.

Dans la mine de Salsigne (niveaux 8 et inférieurs) on observe des schistes bleus à noirs très plissotés. Ces schistes sont assimilables aux schistes de la formation de Laval. Le lever de galeries et la cartographie en mine permettent de situer le niveau d'arrasement : voisin de celui de Cabrespine, il est en dessous des tufs qui sont absents en mine.

B- La Série du Roc Suzadou

Une bande étroite de terrains très caractéristiques apparaît de façon continue sur l'ensemble du flanc sud de la zone axiale de la Montagne Noire depuis Capservy à l'extrême Ouest sous le recouvrement tertiaire jusqu'à St-Pons vers l'Est (S_{3-1} sur la carte de B. Gèze).

La série gréso-conglomératique du Roc Suzadou repose en discordance stratigraphique sur la série du Cabardès; elle représente un épisode détritique grossier organisé en séquences décimétriques à métriques parfois granoclassées. La présence de chenaux à la base des grès et des conglomérats est générale dans la région. Les termes plus fins succédant aux quartzites de base indiquent une succession caractéristique d'un cycle trangressif.

Lithostratigraphie

La coupe du Roc Suzadou D620, Est du Col de Salette présente de bonnes conditions d'affleurement, et la série y est monoclinale. Sur cette coupe, nous observons le sommet de la série du Cabardès qui comprend les tufs volcaniques et les pélites varvées noires et blanches.

Un conglomérat à galets de quartz a été suivi de part et d'autre de la route, il représente la base de la série du Roc Suzadou. La cartographie du faisceau de tufs dans le vallon vers l'ouest démontre clairement l'existence d'une discordance, et les pendages des couches sur les deux versants du ruisseau montrent une discordance angulaire de 30° environ, l'arrasement avant basculement étant plus profond au Sud. De manière générale, cette discordance cartographique ou angulaire se retrouve sur l'ensemble du terrain étudié.

Globalement la série du Roc Suzadou se divise en deux termes : un terme quartzitique de base, un terme plus schisteux au sommet (Figure 1.3).

- **les quartzites de base**

Au dessus du conglomérat polygénique (galets de quartz et quartzite), on trouve des quartzites clairs blancs à verts pâle parfois microconglomératiques, souvent riches en muscovite, largement tectonisés et recristallisés. Viennent ensuite, sur une dizaine de mètres, des quartzites grossiers, avec parfois un granoclassement, tantôt sombres tantôt blancs, souvent muscovitisés et silicifiés en bancs métriques alternant avec des schistes siliceux riches en muscovite et des niveaux à nodules millimétriques riches en andalousite et en chloritoïde de teinte blanche ou bleutée.

Après une passée de schistes siliceux à andalousites, les quartzites de base se terminent par un ensemble puissant (50 à 70 m) de grès verts feuilletés : les quartzites des chateaux qui verrouillent les vallées du Cabardès (chateaux de Cabrespine, de Citou...).

- les schistes du Roc Suzadou

Il s'agit d'un faisceau peu épais (15 m) de schistes muscovitiques siliceux à débit "écailleux", de couleur bleue.

- variations latérales de faciès

1) à Cabrespine, la base de la formation est soulignée par une double passée microconglomératique.
2) Globalement, les quartzites des chateaux voient leur puissance se réduire d'Est en Ouest depuis le Roc Suzadou, Citou jusqu'à Sériès, les Ilhes, Carrus.
3) Sur le plateau de Sériès, les grès de base sont silicifiés et contiennent exclusivement de la muscovite et du quartz. Ce faciès entièrement blanc est très localisé et passe latéralement aux grès des chateaux.

En mine, dans les secteurs non minéralisés des niveaux 12 et 13, les schistes contiennent des passées de grès beiges métriques à décamétriques décrits par M. Bonnemaison comme des roches hydrothermalisées. Les faciès macroscopiques, et microscopiques de ces roches (richesse en quartz, muscovite, sphène) sont très semblables aux faciès des quartzites de la série du Roc Suzadou. Il existe de plus un microconglomérat gris-clair déjà signalé par M. Fornari (1974) et que nous avons retrouvé au niveau 12. La présence de la formation du Roc Suzadou en mine nous parait ainsi bien établie, elle sera confirmée par la géochimie.

C - Les schistes sommitaux

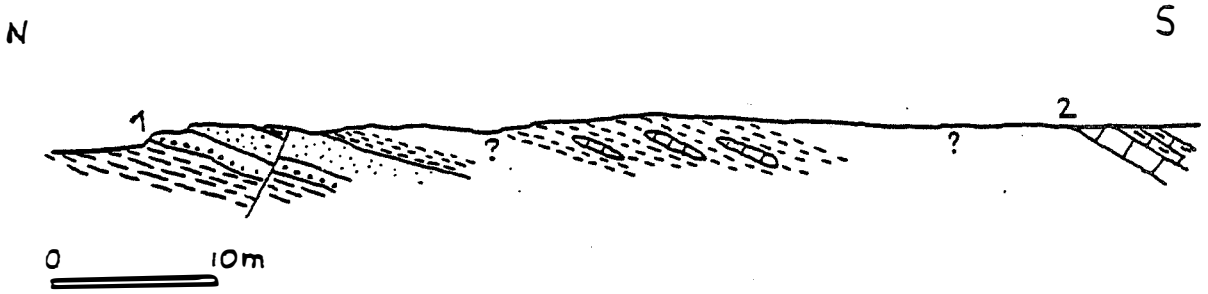
Il s'agit d'une unité composite de grès et schistes peu épaisse (50 mètres maximum) souvent en contact tectonique avec la série du Roc Suzadou.

Cette unité regroupe des séries qui affleurent de façon discontinue dans trois secteurs distincts. Il s'agit des secteurs de Villardonnel, Les Ilhes, Cabrespine représentés par les coupes de la Figure 1.4.

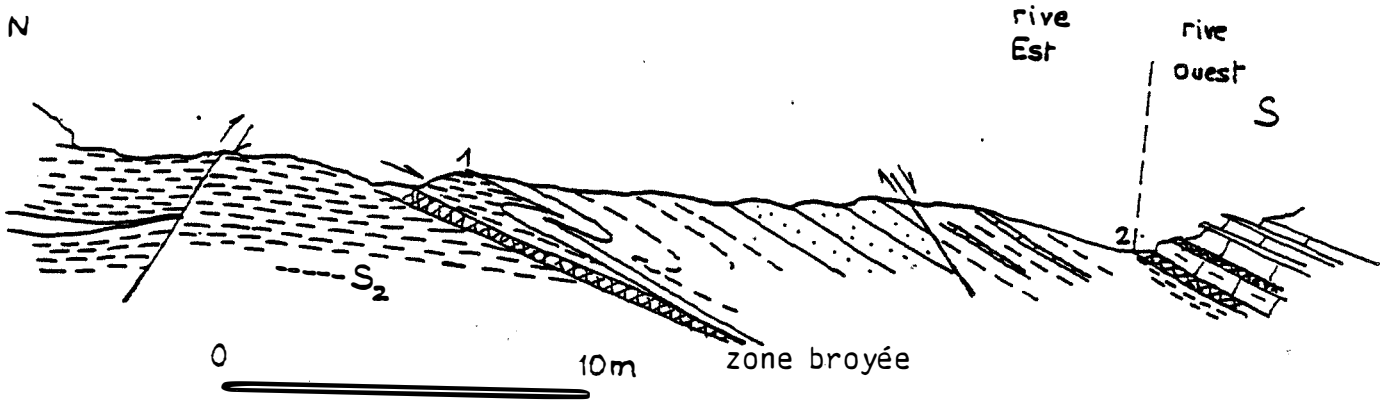
Secteur de Villardonnel

Sur une coupe, au sud ouest du village dans le ruisseau de Rieussec, nous avons observé en contact stratigraphique avec les schistes écailleux la succession de faciès en continuité pour 1.2.3. :

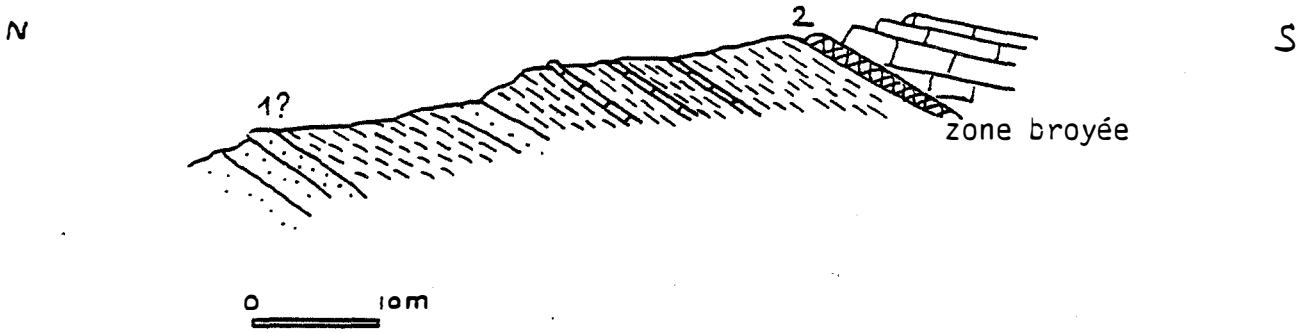
1. 1 m de grès vert très siliceux
2. 2 m de grès beige, parfois poreux



Coupe de Villardonnel, ruisseau de l'homme, SW du village.



Coupe des Ilhes, D101 au nord du pont.



Coupe de Cabrespine, chemin des Escoles.

Figure 1.4 Coupes des schistes sommitaux.
1 : limite entre les formations du Roc Suzadou et des schistes sommitaux
2 : limite avec les formations sus-jacentes

3. des schistes tendres très friables, carbonatés mais affleurant mal sous le couvert végétal, environ 30 m
4. sans que la continuité soit assurée, un calcaire orange légèrement ferrugineux (50 cm à 1 m)
5. des calcschistes gris-bleu de l'unité de Sériès attribuables au Dévonien inférieur.

Secteur des Ilhes

Sur la D101, au Nord du pont sur l'Orbiel, dans le virage, les schistes sommitaux reposent en contact tectonique sur des schistes silicifiés de la formation du Roc Suzadou.

Ils présentent la succession suivante :

1. un banc de grès vert très siliceux (20 cm)
2. en bancs décimétriques, des grès poreux à amandes carbonatées et patine beige (8-10 m)
3. des schistes beiges à rosâtres, très friables à amandes de calcaire gris bleu (5 m environ)
4. en contact tectonique jalonné de quartz, visible dans le lit de l'Orbiel à l'ouest, des calcschistes bleus de l'unité de Sériès (Dévonien inférieur).

Ainsi, la coupe des Ilhes montre l'existence d'une **double discordance** sur les schistes du Cabardès: discordance de la formation du Roc Suzadou puis de cette série détritique-carbonatée.

Secteur de Cabrespine

La coupe que nous décrivons est située dans le ruisseau de Ganganel, affluent de la Clamoux. Une coupe similaire se trouve sur le chemin des Escoles, partant vers l'ouest du village de Cabrespine, à travers les ruines.

Sur les quartzites des chateaux, viennent des schistes bleus satinés parcourus de filons de quartz. En section polie, ils contiennent de l' hématite de l'ilménite et du graphite. Des lits centimétriques de calcaire bleuté contenant des entroques, sont intercalés dans ces schistes. Ces calcaires contiennent des sulfures disséminés (pyrite, pyrrhotite, mispickel) tandis que les schistes

Carte d'échantillonage géochimique de la série du Cabardès. Le fond géologique est extrait de Demange, Issard et al. (1983), les points d'échantillonage sont marqués par ✱

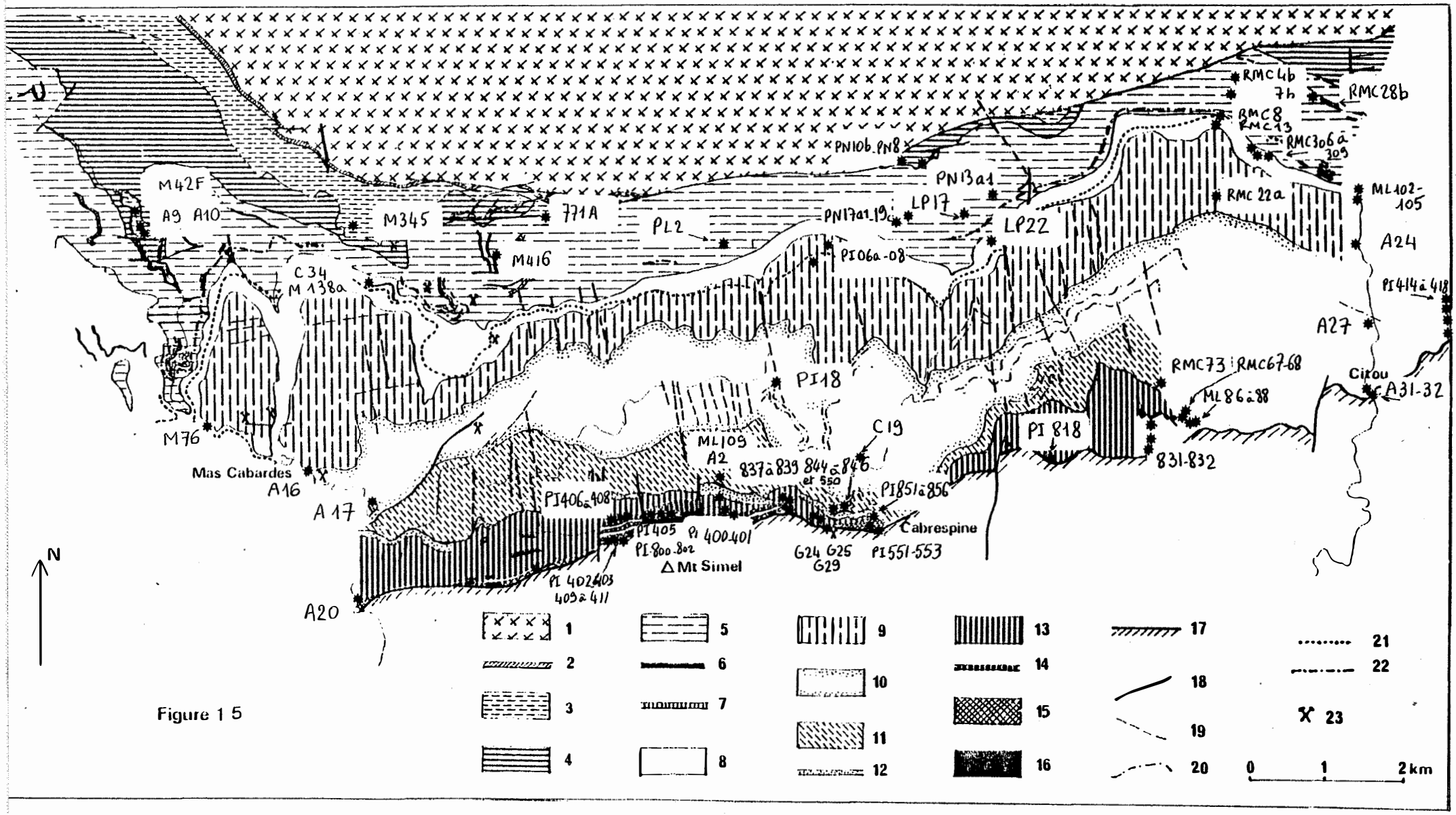


Figure 15

Légende de la figure 1.5 extraite de Demange Issard et al. (1983)

1. orthogneiss de Nore
2. éclogites amphibolitisées
3. formation de Cubserviès (b)
4. gneiss de l'Orbiel (c)
5. formation de Miraval (d)
6. schistes graphiteux
7. niveaux volcanosédimentaires
8. faisceau carbonaté de Mas-Cabardès (e)
9. formations de St-Julien et de Serremijeanne (f et g)
10. formation du Saut de Nadal (h)
11. formation de Laval (i)
12. quartzite de Roc-Nègre
13. formation des Fumades (j)
14. horizon de tufs
15. formation du Roc Suzadou
16. niveaux silicifiés
17. contact avec le Dévonien
18. failles
19. flexure
20. traces des plans axiaux de phase ϕ_2
21. isograde du grenat
22. isograde de la staurotide
23. indice minéralisé

contiennent des veines de pyrite. La couleur et la dureté de ces schistes les différencient des schistes de Villardonnel et des Ilhes.

Le contact avec les calcaires massifs qui surmontent cette unité est tectonique. Il a été suivi et il est localement plissé (voir chapitre 2).

Essai de corrélation

Les schistes de Cabrespine reposent en parfaite continuité sur les schistes de la formation du Roc Suzadou, tandis qu'un grès vert fin marque une limite franche des formations de schistes sommitaux à Villardonnel et aux Ilhes. Les premiers représentent probablement la suite du cycle sédimentaire du Roc Suzadou et les derniers un nouveau cycle, vraisemblablement transgressif.

2.3. Géochimie des formations grésopélitiques des séries du Cabardès et du Roc Suzadou

A - Géochimie de la série du Cabardès

Echantillonage

Nous disposons de 89 analyses en éléments majeurs de roches de la série du Cabardès. Dans la littérature, le groupement des analyses de M. Demange (St-Ponais) et M. Bonnemaison (Salsigne) ne se différencie pas du groupement de nos analyses. La carte (Figure 1.5) indique la position des échantillons.

L'étude géochimique porte sur les grès et pélites de l'ensemble sédimentaire ; elle vise à interpréter ces roches métamorphisées et déformées en termes de roches sédimentaires, en posant plus particulièrement le problème de leur interprétation en termes de zone source et de milieu de dépôt, et à caractériser la série du Cabardès par d'autres critères que le macrofaciès.

Classification pétrographique des roches

Mis à part les échantillons PI837 du faisceau j montrant en lame mince un apport de silice sous forme de petits quartz engrenés ou

se développant en lanières autour des grains détritiques et G24b contenant de la chlorite hydrothermale , nous n'avons observé sur aucun autre échantillon de preuve d'une modification métasomatique. Ces analyses écartées, nous avons tenté de classifier les roches du Cabardès.

En ce qui concerne le problème des liens entre la géochimie le faciès pétrographique et l'origine des sédiments gréseux, nous disposons du travail de F.J. Pettijohn (1973) qui est une référence de choix. Nous adopterons ses définitions et sa classification pétrologique.

Ecartons tout d'abord les échantillons carbonatés et mixtes (RMC 43, 43a, 43b, 43c, ML105) qui sont sans aucun doute l'équivalent latéral des roches provenant de grès calcareux et dolomitiques ou de marnes sableuses du St-Ponais et de la série de la Salvetat (M. Demange 1982).

Nous avons légèrement modifié les critères définie par M. Fonteilles (1976) pour séparer les shales et les grauwackes. Ils sont voisins de ceux de M. Demange (1982) :

$SiO_2 + 4{,}45\ CaO$ $>$ 71 grauwackes
$<$ 68 shales

$SiO_2 - 8{,}7\ K_2O$ $>$ 42 grauwackes
$<$ 42 shales

$SiO_2 + 4\ Na_2O$ $>$ 75 grauwackes
$<$ 74 shales

$SiO_2 + 2{,}14\ (Na_2O + K_2O + CaO)$ $>$ 79 grauwackes
$<$ 79 shales

Ajoutés aux critères de F.J. Pettijohn, ils permettent de classer les grésopélites du Cabardès :

- 95 % des roches peuvent s'interpréter en termes de shales et de grauwackes. Quatre roches "intermédiaires" s'inscrivent dans cette catégorie (Figures 1.6, 1.7, 1.8, 1.9).

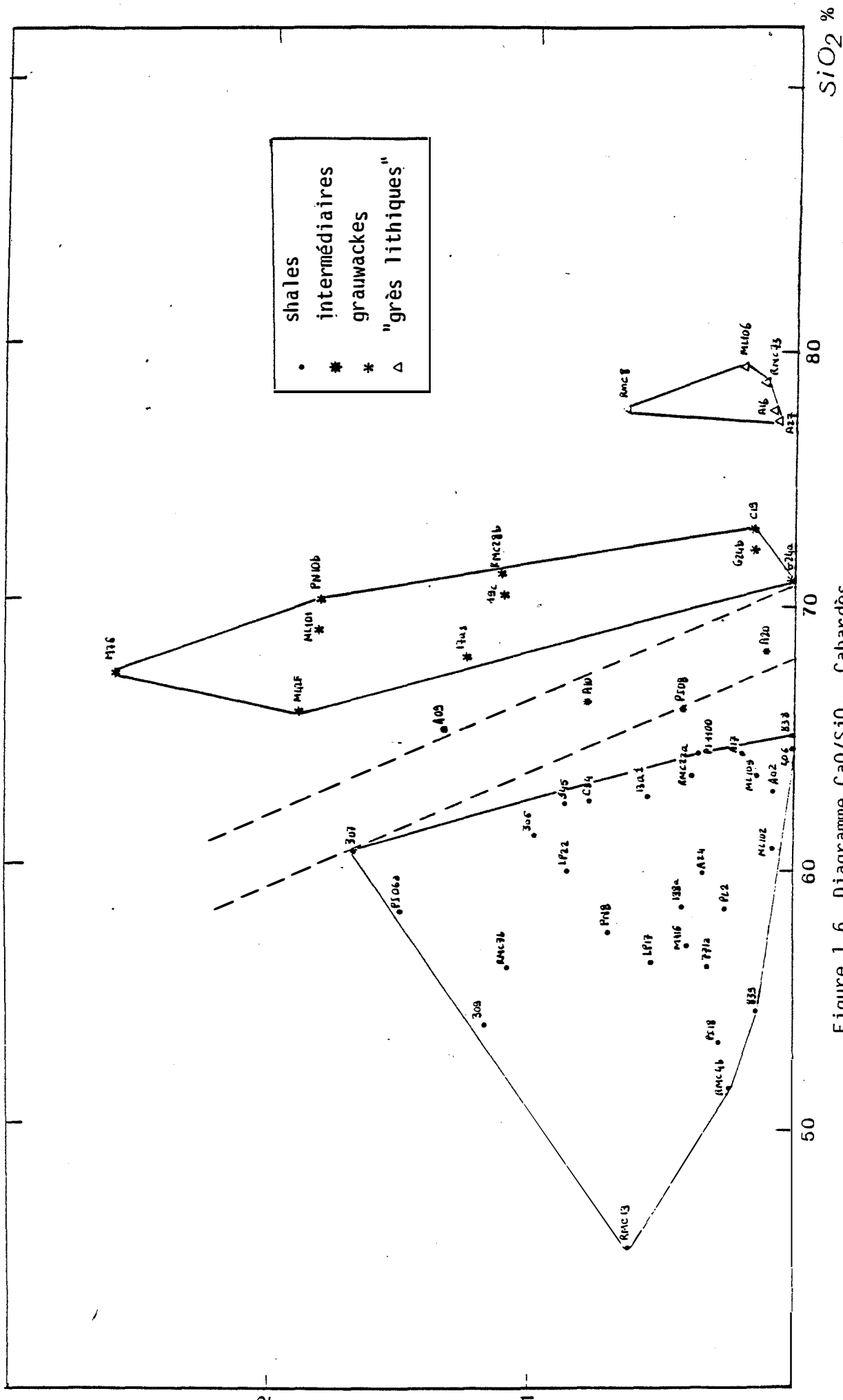


Figure 1.6 Diagramme CaO/SiO_2 Cabardès

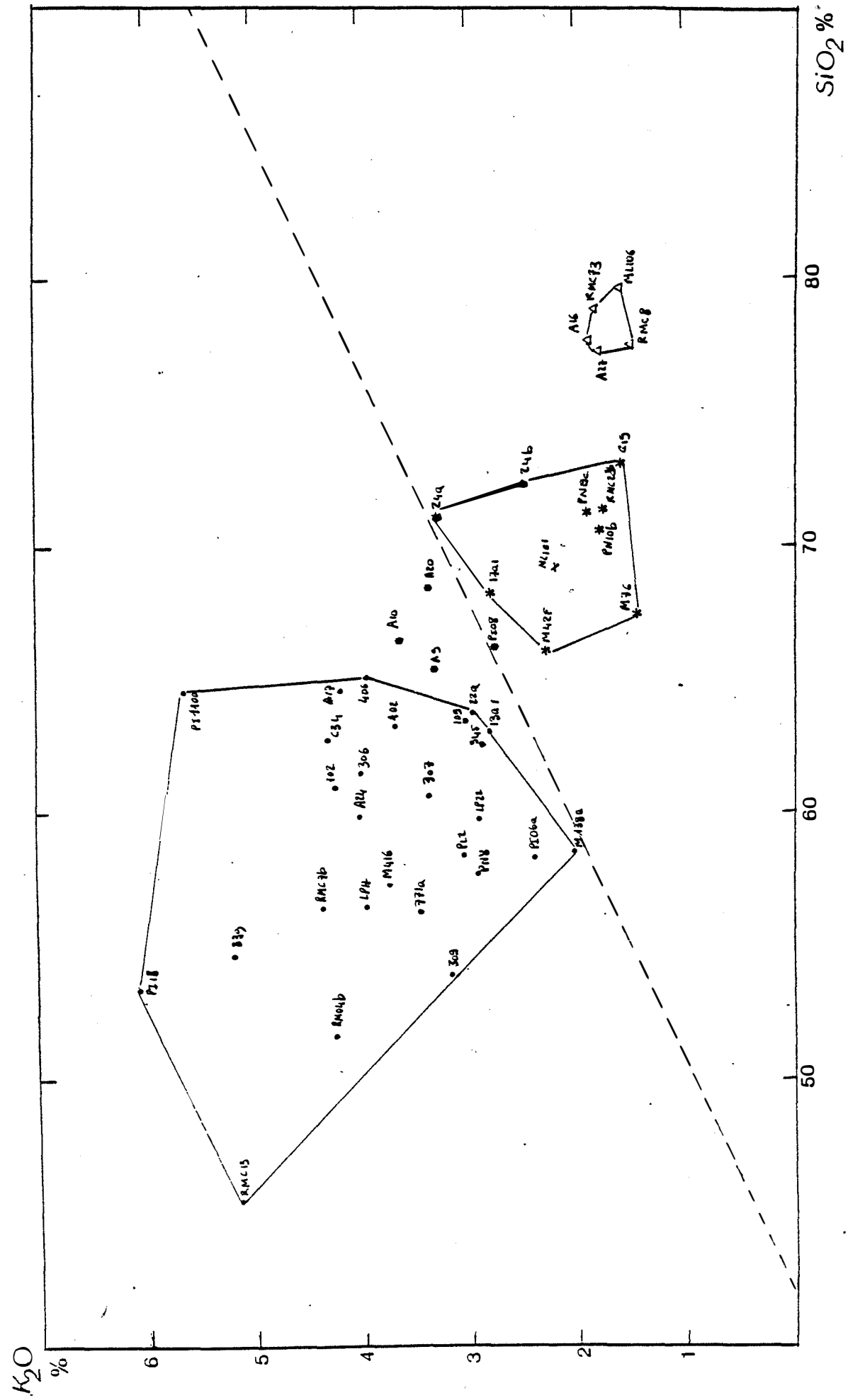


Figure 1.7 Diagramme K_2O/SiO_2 Cabardès
même légende que Fig. 1.6

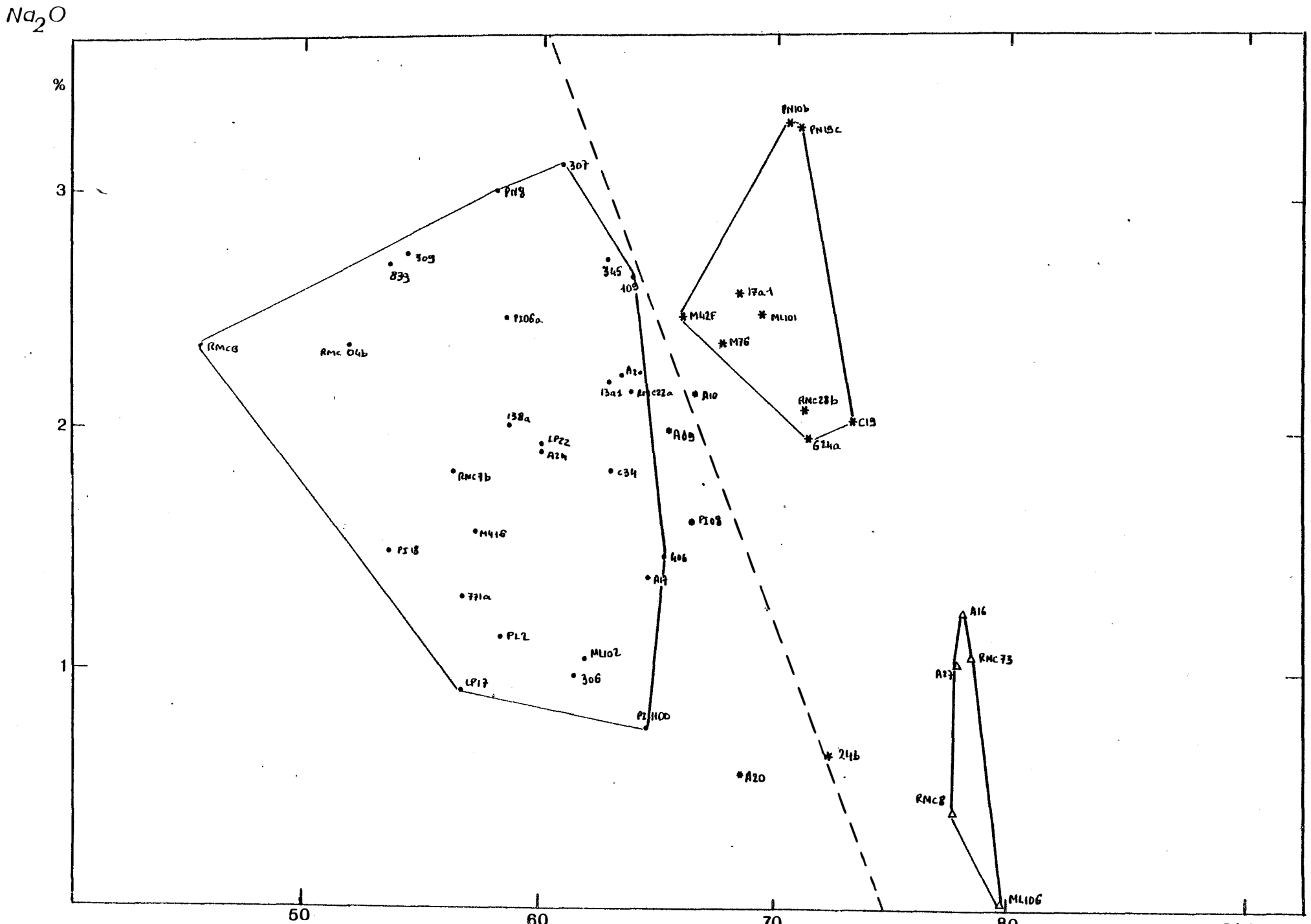
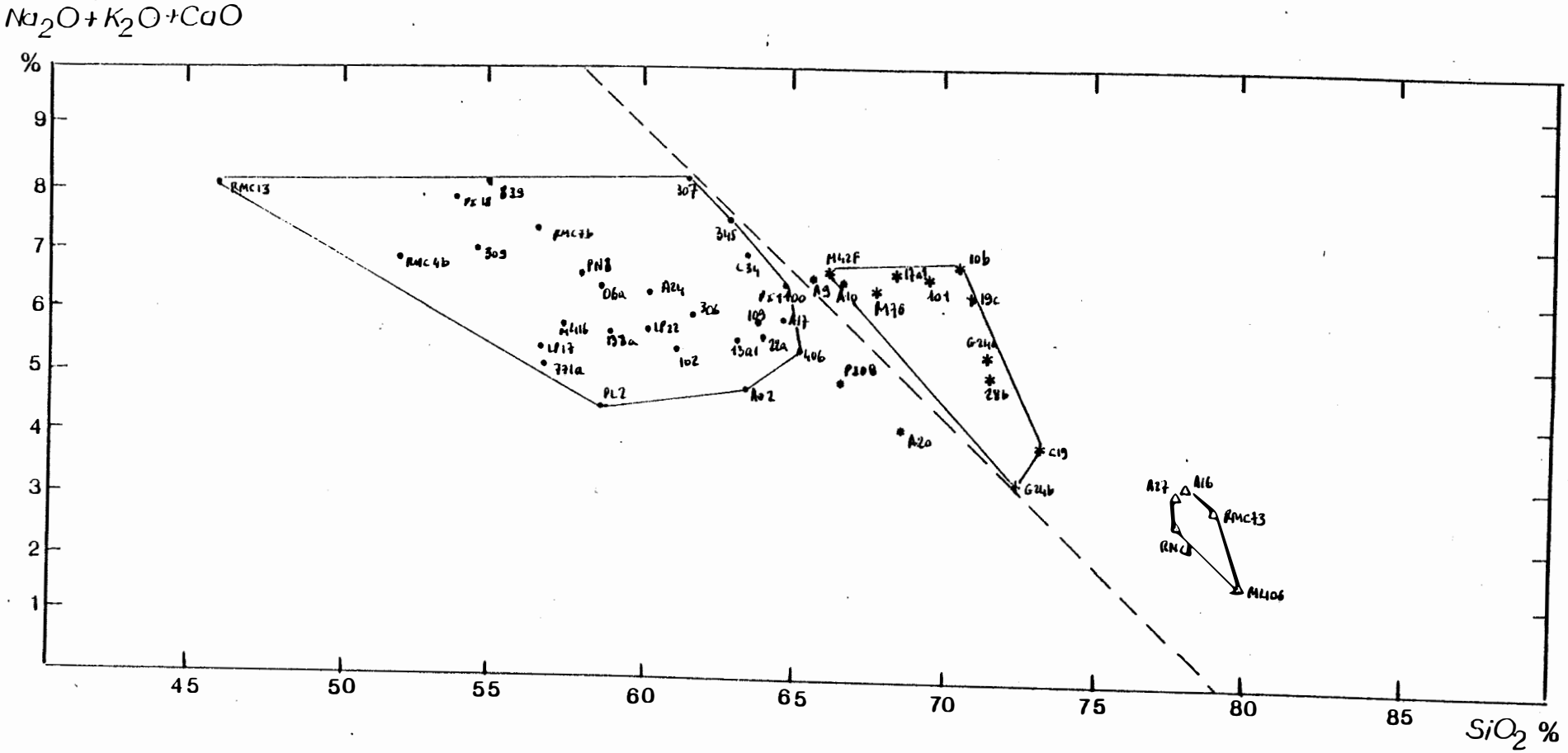


Figure 1.8 Diagramme Na_2O/SiO_2 légende cf 1.6

Figure 1.9 Diagramme Na_2O+K_2O+CaO / SiO_2 légende cf 1.6



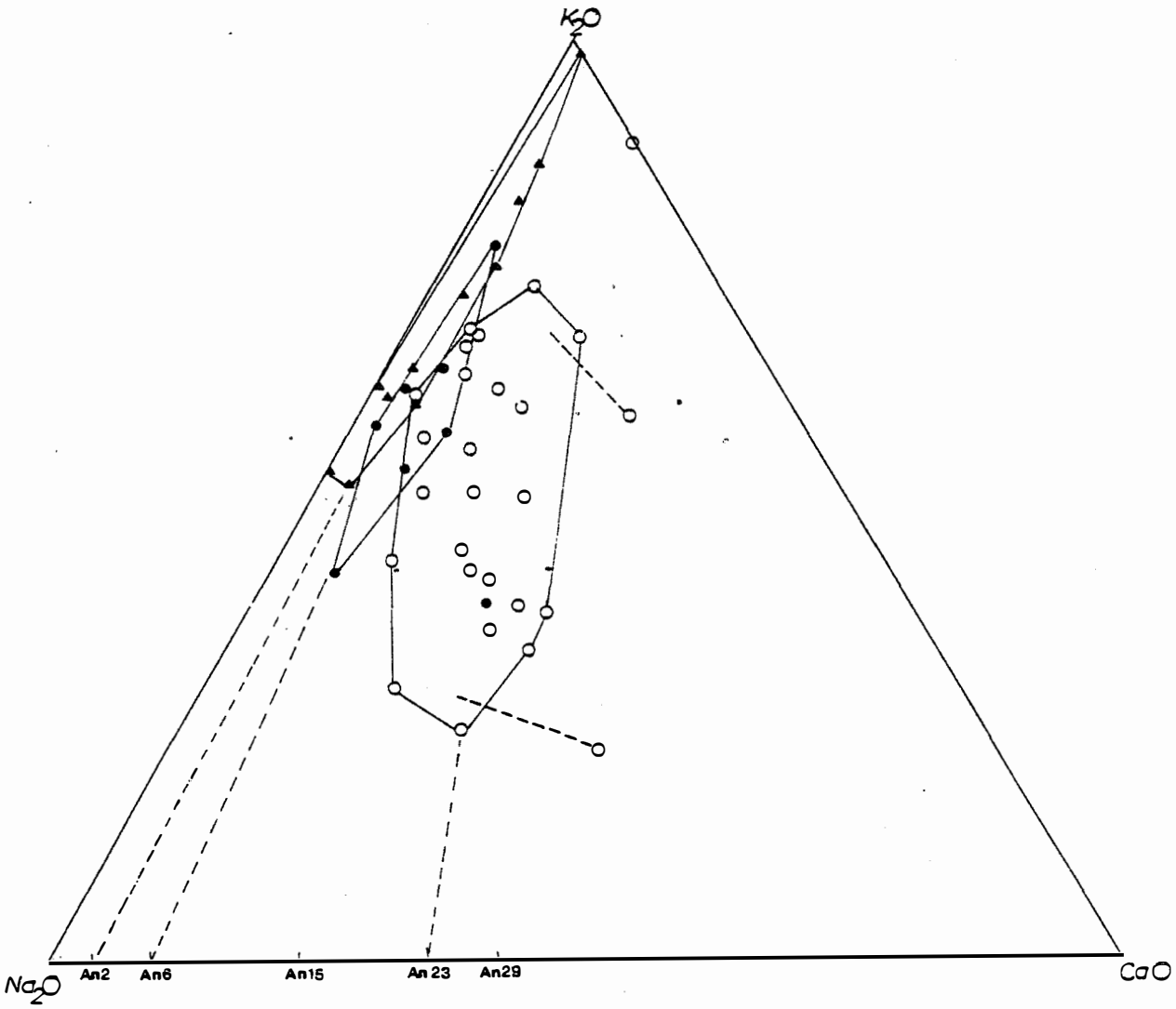


Figure 1.10 Diagramme $K_2O/Na_2O/CaO$

○	groupe A
●	groupe B
▲	groupe C

shales : M345, PN8, PL2, PN13a1, RMC7b, M416, M771a, LP17, RMC4b, LP22, RMC13, M138a, RMC309, ML102, RMC306, RMC307, C34, PI06A, A24, PI1100, PI18, RMC22a, A02, ML109, A17, PI406, PI839.

Grauwackes : M42F, PN10b, PN17a1, PN19C, RMC28b, ML101, M76, C19, G24a.

Intermédiaires : A09, A10, PI08, A20.

- D'autres roches n'entrent pas dans ce cadre.

Il s'agit d'une part de deux analyses de la formation de Mas Cabardès. Ces échantillons sont riches en silice (plus de 80 %) et plus riches en potasse qu'en soude. Les analyses MNG24b, MNG24b+, MNG41b du St-Ponais (M. Demange 1982) ont des caractéristiques comparables. Il s'agit soit de grauwackes silicifiés dont la chaux et la soude ont été lessivées soit plus vraisemblablement de grès lithiques à ciment dolomitique (teneur en MgO=1,9%).

D'autre part, les roches A16, A27 et RMC73, grès compacts laminés à clasts de l'ensemble supérieur ne rentrent pas non plus dans le champ des grauwackes. Leur teneur en MgO et CaO est toutefois plus faible que les précédentes. Les lames minces montrent la présence de lithoclasts et une faible proportion de feldspaths ce qui indique des grès lithiques.

En résumé, la série du Cabardès présente une unité géochimique soulignée par une association shales-grauwackes, interrompue néanmoins par quelques décharges de grès lithiques.

Nature du feldspath - définition de 3 groupes

Sur le diagramme $K_2O/Na_2O/CaO$ (Figure 1.10) les points ne forment pas d'alignement significatif quand on les considère dans leur ensemble. Mais les groupes constitués par les analyses des roches des formations de Cubserviès, de l'Orbiel, de Miraval et de Mas Cabardès (groupe A = tiers inférieur de la série), des formations de St-Julien, Serremijeanne, Saut de Nadal (groupe B), et de la formation de Laval (groupe C) montrent chacun un alignement net si l'on écarte les échantillons M76, RMC8, et PI06A ayant peut être contenu un ciment calcaire.

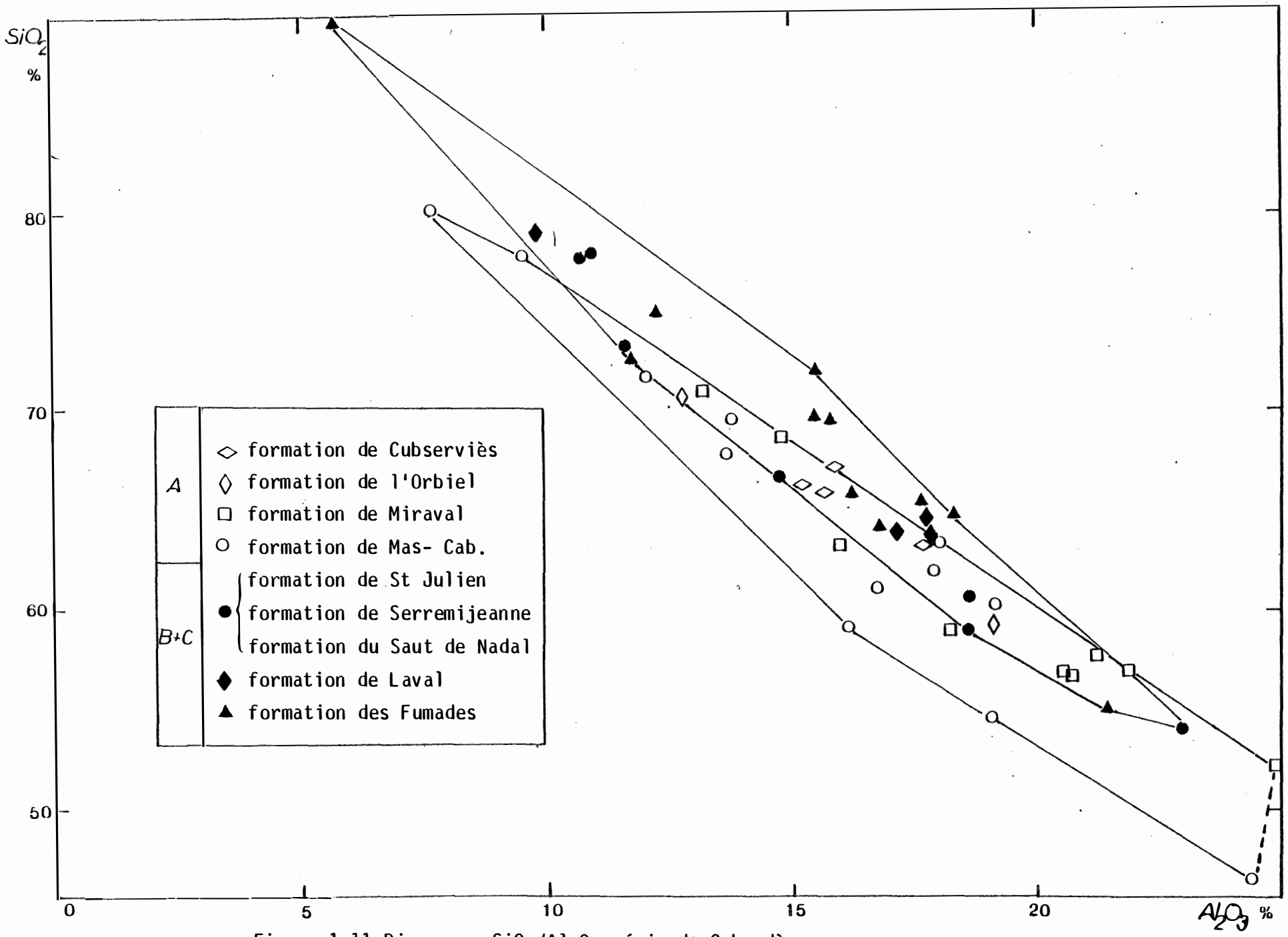


Figure 1.11 Diagramme SiO_2/Al_2O_3 série du Cabardès

On remarque que cet alignement indépendant de la pétrographie se fait sur le pôle K_2O, correspondant aux minéraux potassiques de la roche : muscovite, illite et ou orthose dans l'hypothèse de l'absence de montmorillonite. L'intersection des droites avec le côté $K_2O = 0$ donne l'acidité du plagioclase du sédiment, apparemment identique dans les shales et les grauwackes.

groupe A : An23 variation de An15 à An29
groupe B : An06 variation de An02 à An11
groupe C : An02

Evolution géochimique de la série du Cabardès

Sur les diagrammes des Figures 1.11 à 1.19 on observe l'évolution géochimique des différents faisceaux assemblés en 2 groupes (le tiers inférieur-groupe A et les deux tiers supérieurs groupes B et C). Dans ces diagrammes nous avons utilisé le même symbolisme pour les shales, les grauwackes et les grès lithiques, ces trois termes se regroupant en un seul "trend" continu. M. Demange observe l'indépendance "relative" des shales et des grauwackes au niveau des alcalins dans le St-Ponais. Néanmoins ce nuage de points plus large sur les diagrammes des alcalins, peut avoir pour cause une certaine mobilité des alcalins à ce degré de métamorphisme (mésozone).

L'étude géochimique montre l'existence de deux séries différentes constituées par le tiers inférieur (A) d'une part et les deux tiers supérieurs (B+C) d'autre part.

Groupe A:

La teneur en MgO supérieure à 1%, la teneur en silice inférieure à 77%, la saturation en alumine (proportion d'alumine dans les feldspaths) comprise entre 33% et 66% (Figure 1.22), la teneur en calcium supérieure à 0.5% rangent les grès de cette série dans le champ des grauwackes. Sur les diagrammes, il apparaît qu'il s'agit d'une série continue shales-grauwackes. Elle se distingue de la série B+C selon les critères suivants:

- un comportement plus erratique du titane (Figure 1.20), dont la droite de corrélation avec Al_2O_3 est différente de celle du Groupe B+C.
- série plus pauvre en SiO_2, Al_2O_3, K_2O (Figure 1.11, 1.14), c'est-à-dire moins riche en muscovite-illite.

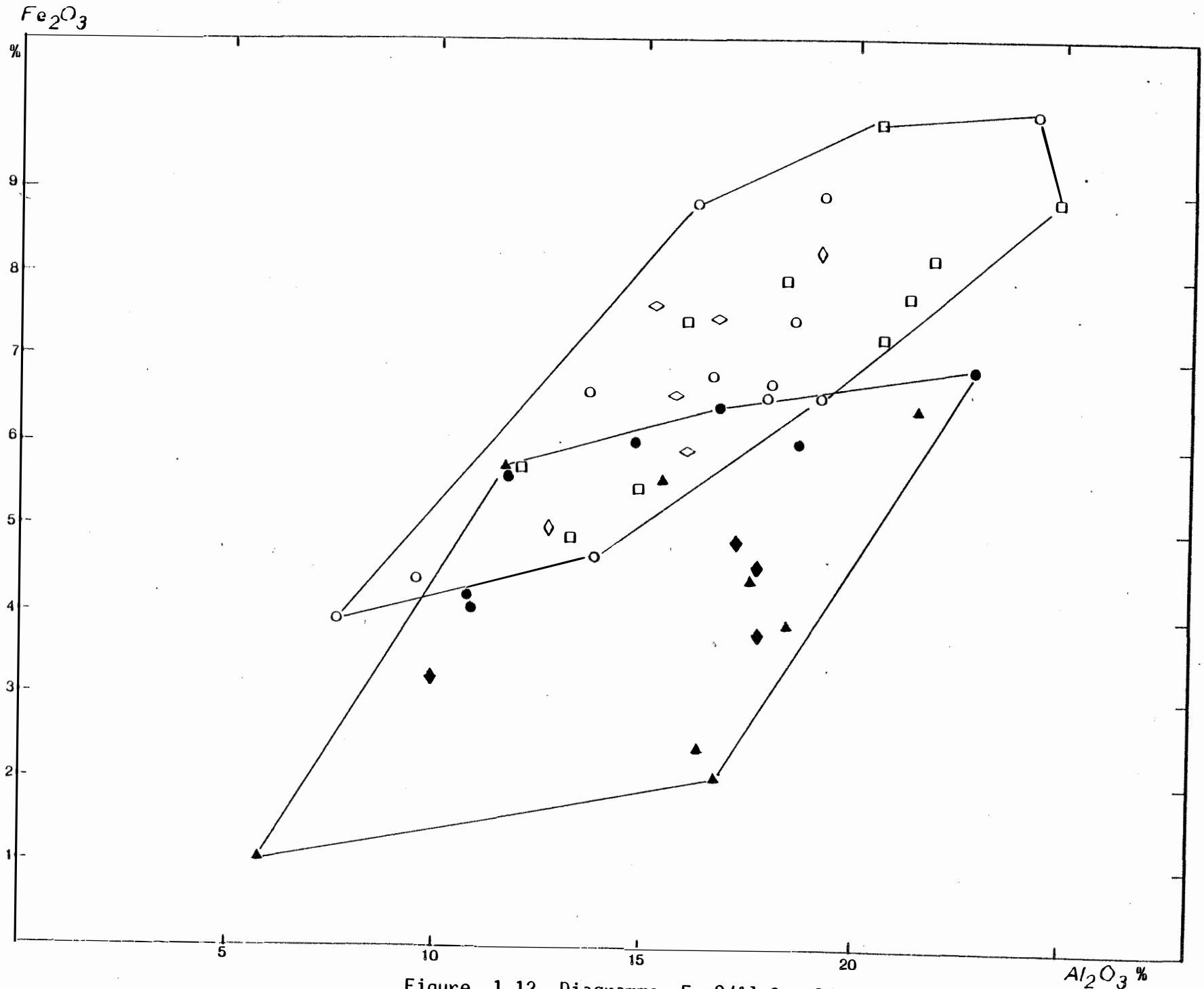


Figure 1.12 Diagramme Fe_2O_3/Al_2O_3 , légende cf 1.11

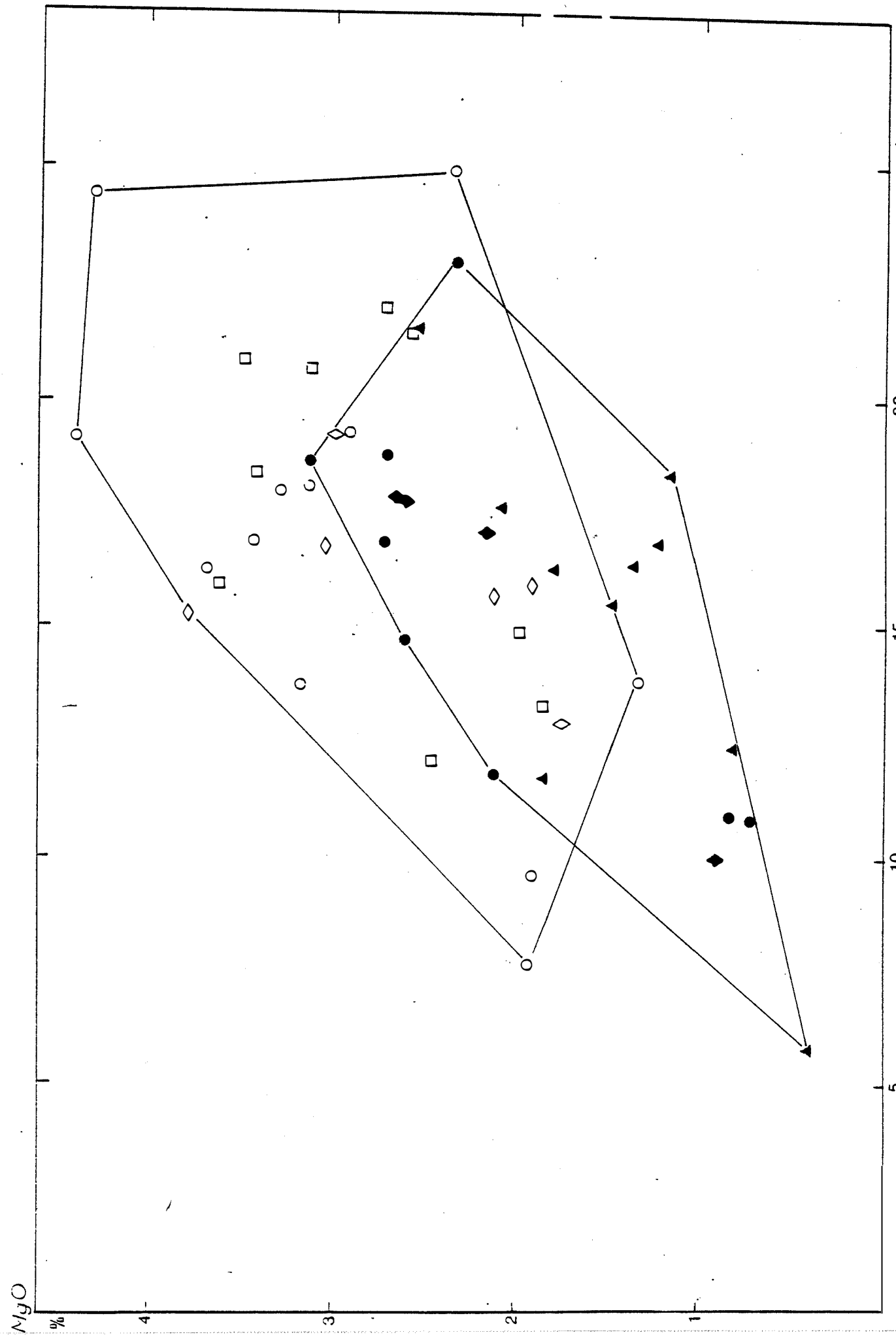


Figure 1.13 Diagramme MgO/Al_2O_3, légende cf 1.11

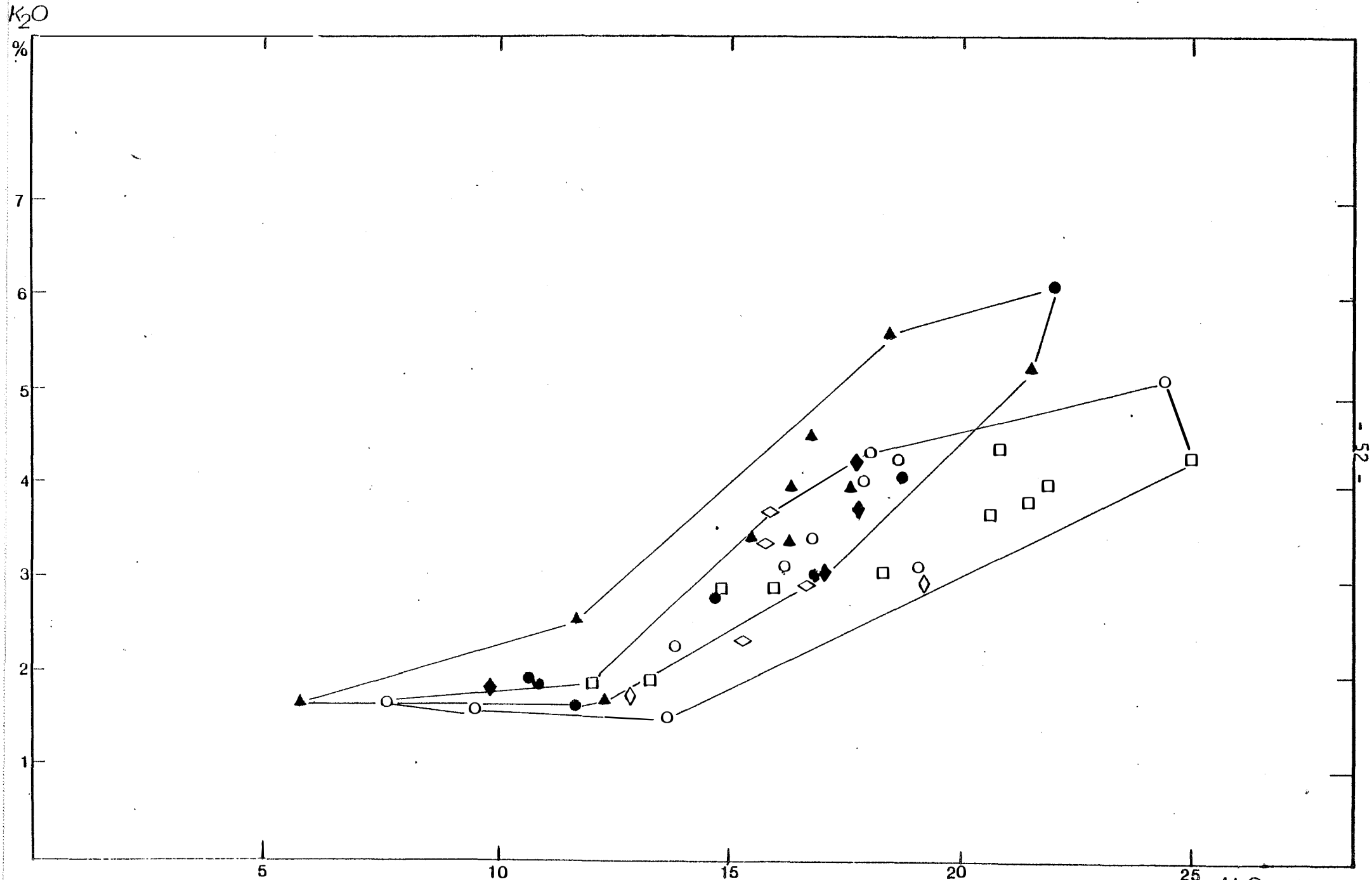


Figure 1.14 Diagramme K_2O/Al_2O_3, légende cf 1.11

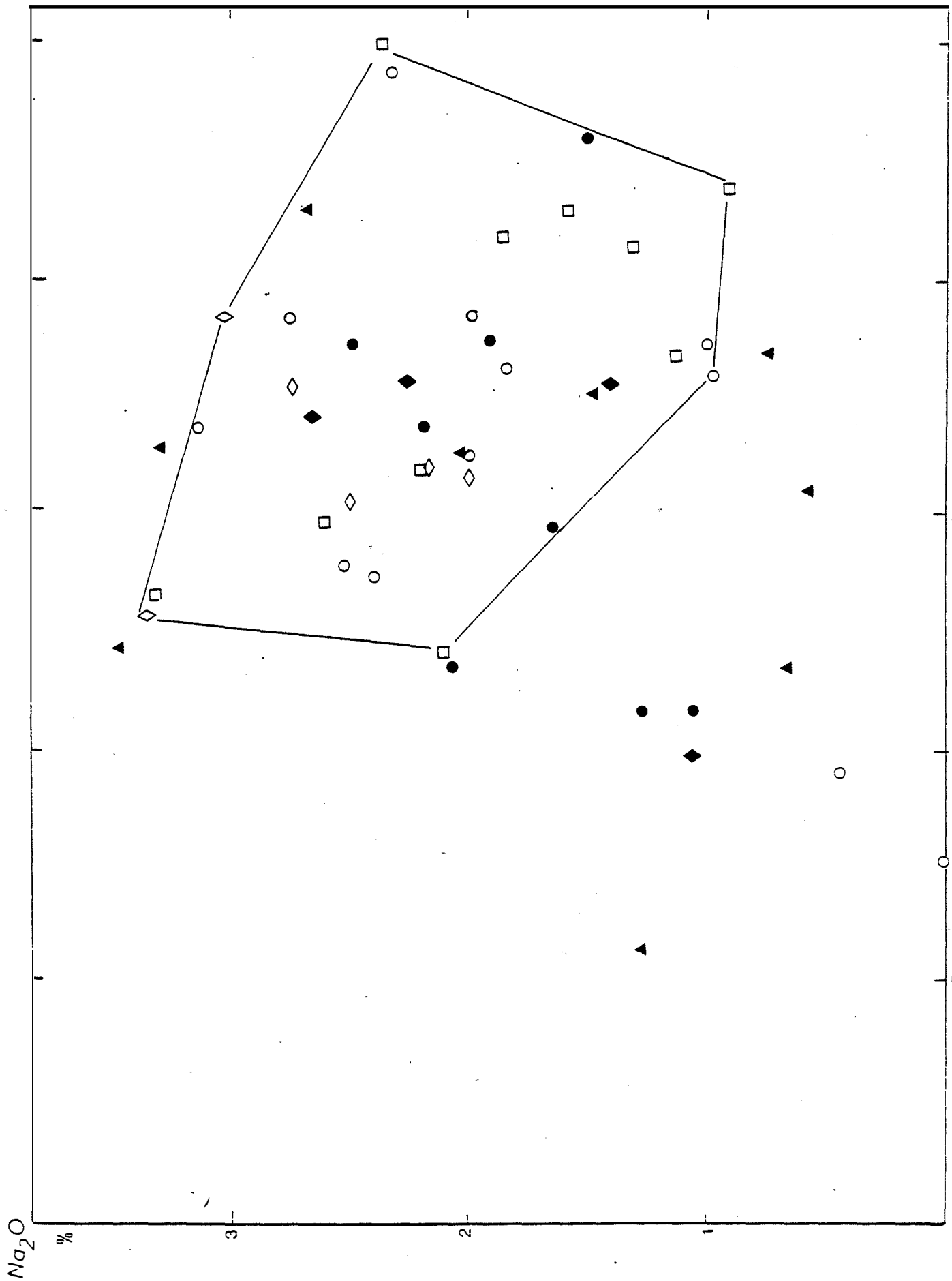


Figure 1.15 Na_2O/Al_2O_3, légende cf 1.11

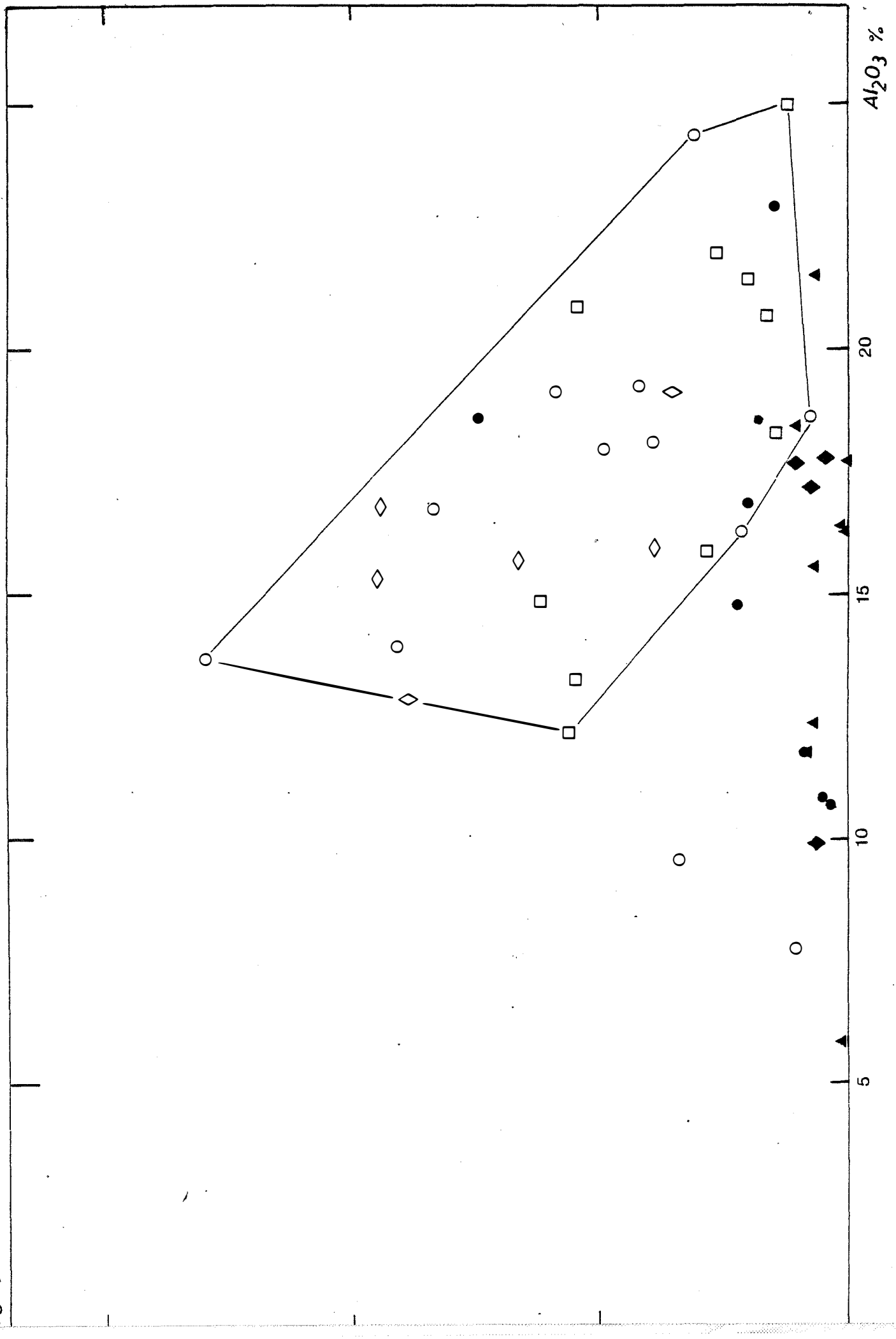


Figure 1.16 : Diagramme CaO/Al_2O_3 , légende cf figure 1.11

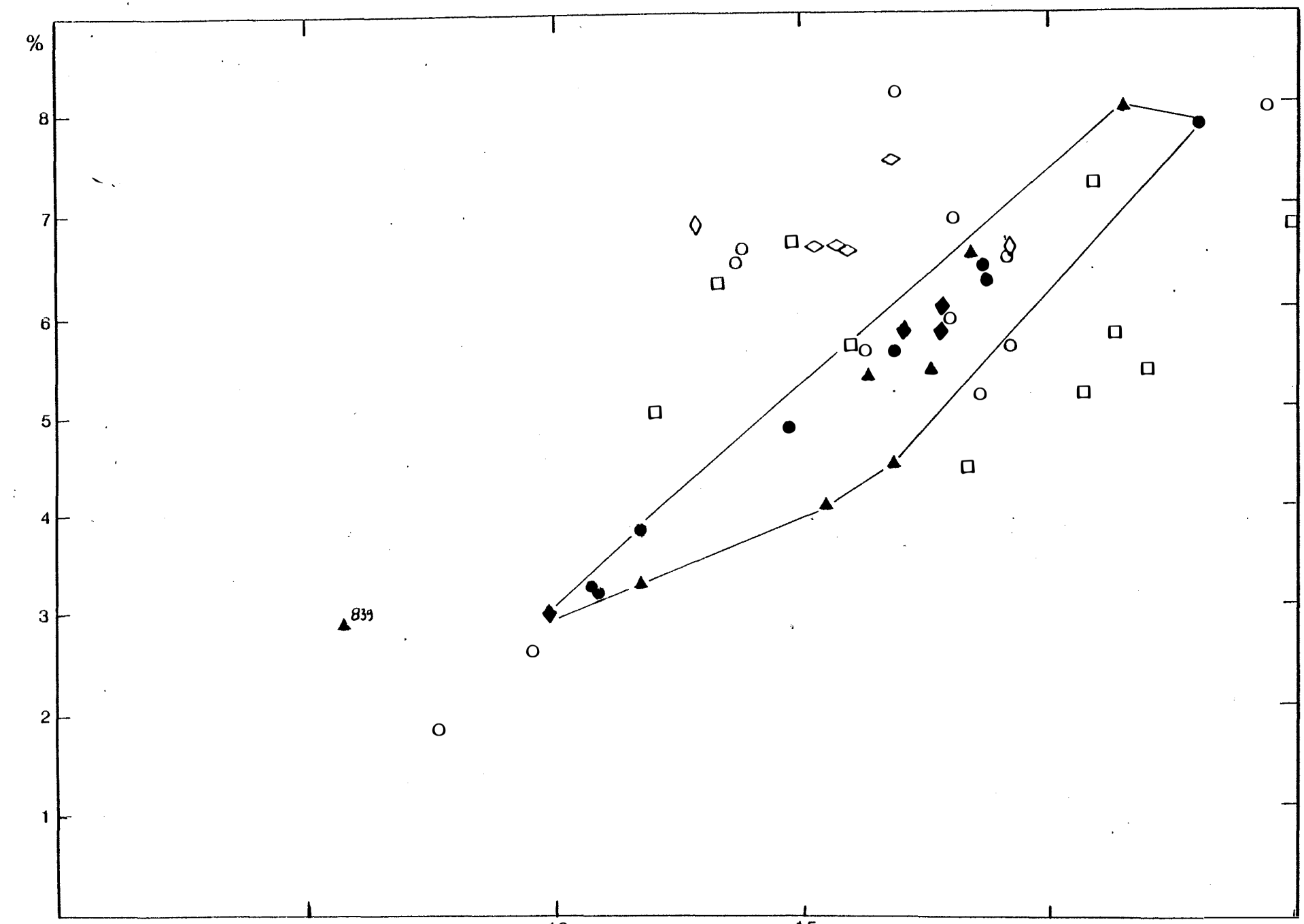


Figure 1.17 Diagramme Na_2O+K_2O+CaO / Al_2O_3

Figure 1.18 Diagramme Na_2O/CaO. Légende cf Figure 1.11

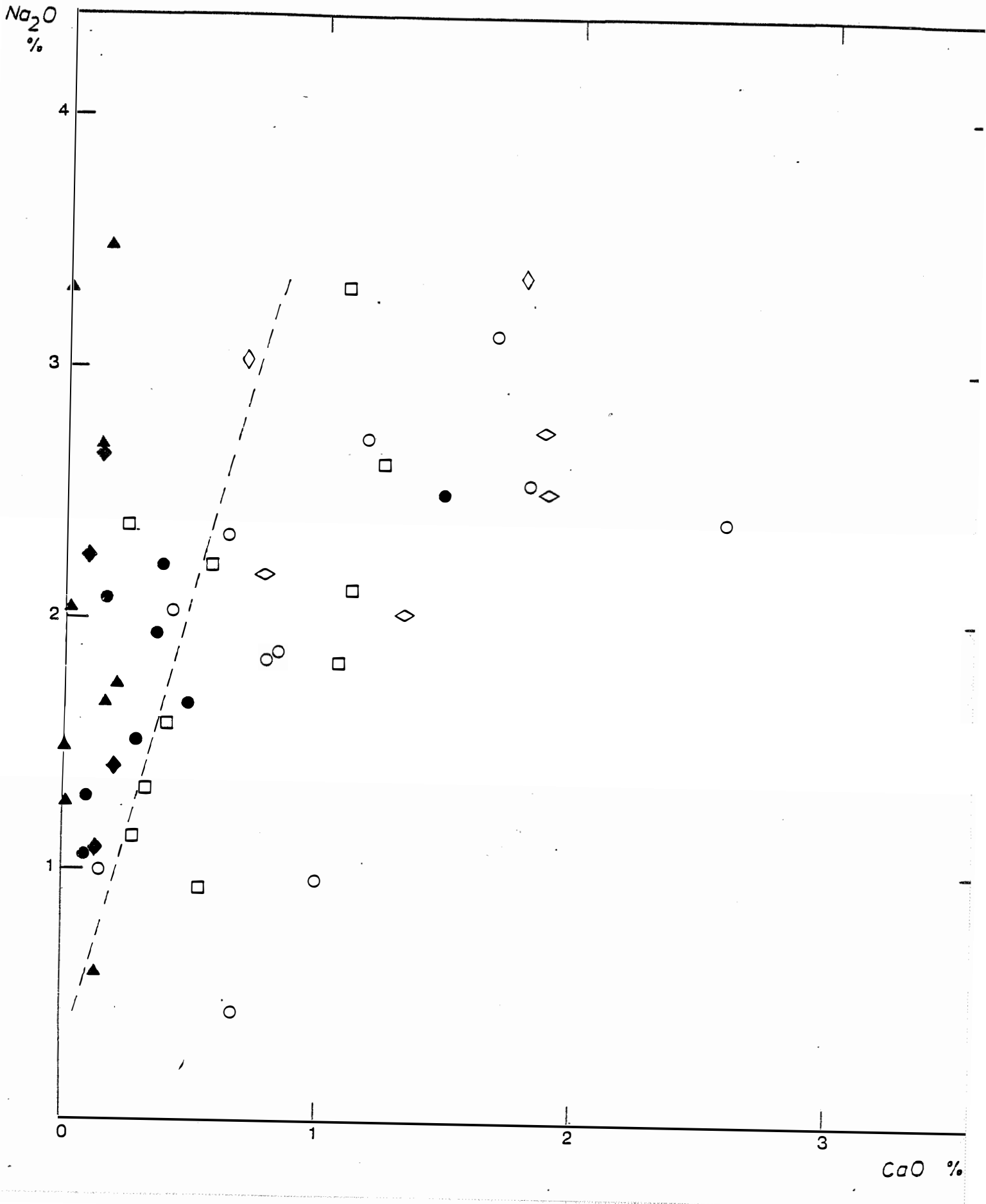
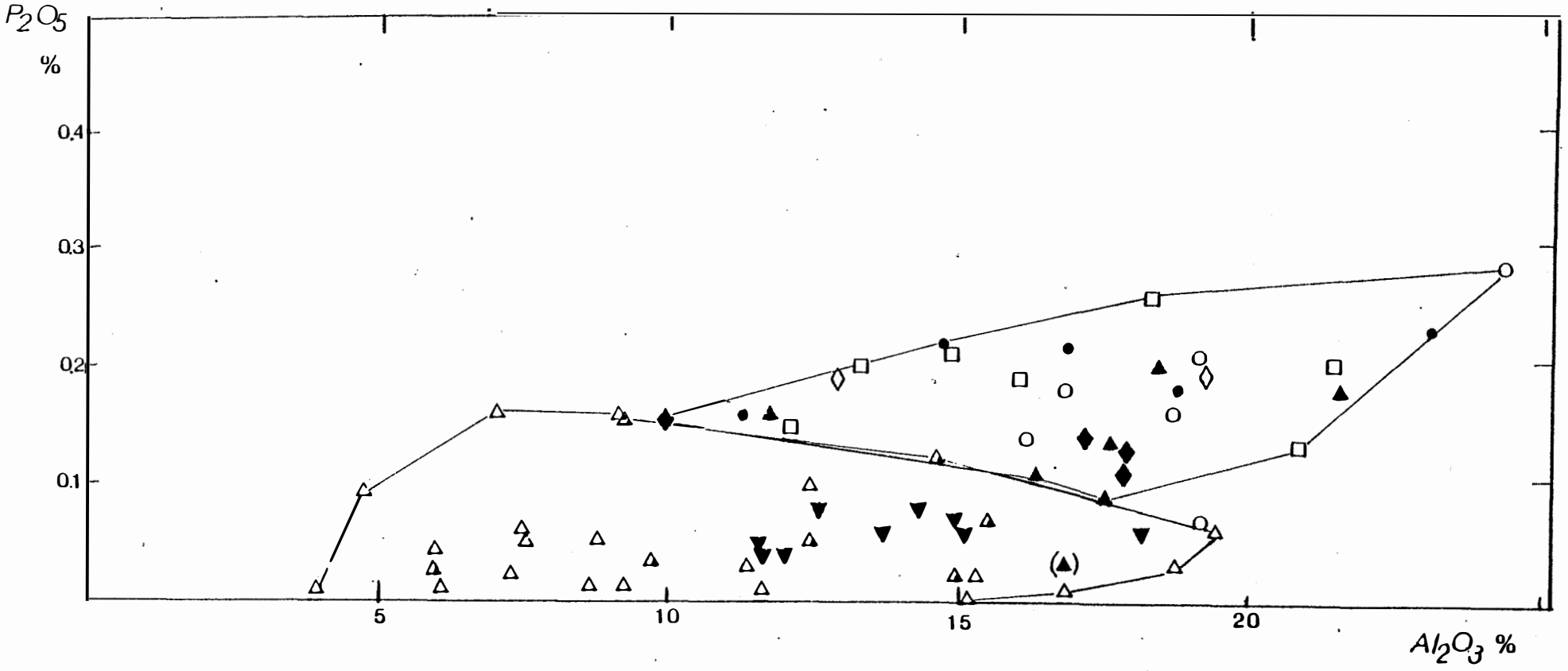


Figure 1.19 Diagramme P_2O_5/Al_2O_3 , légende fig. 1.11

△ formation du Roc Suzadou

▼ schistes de Cabrespine



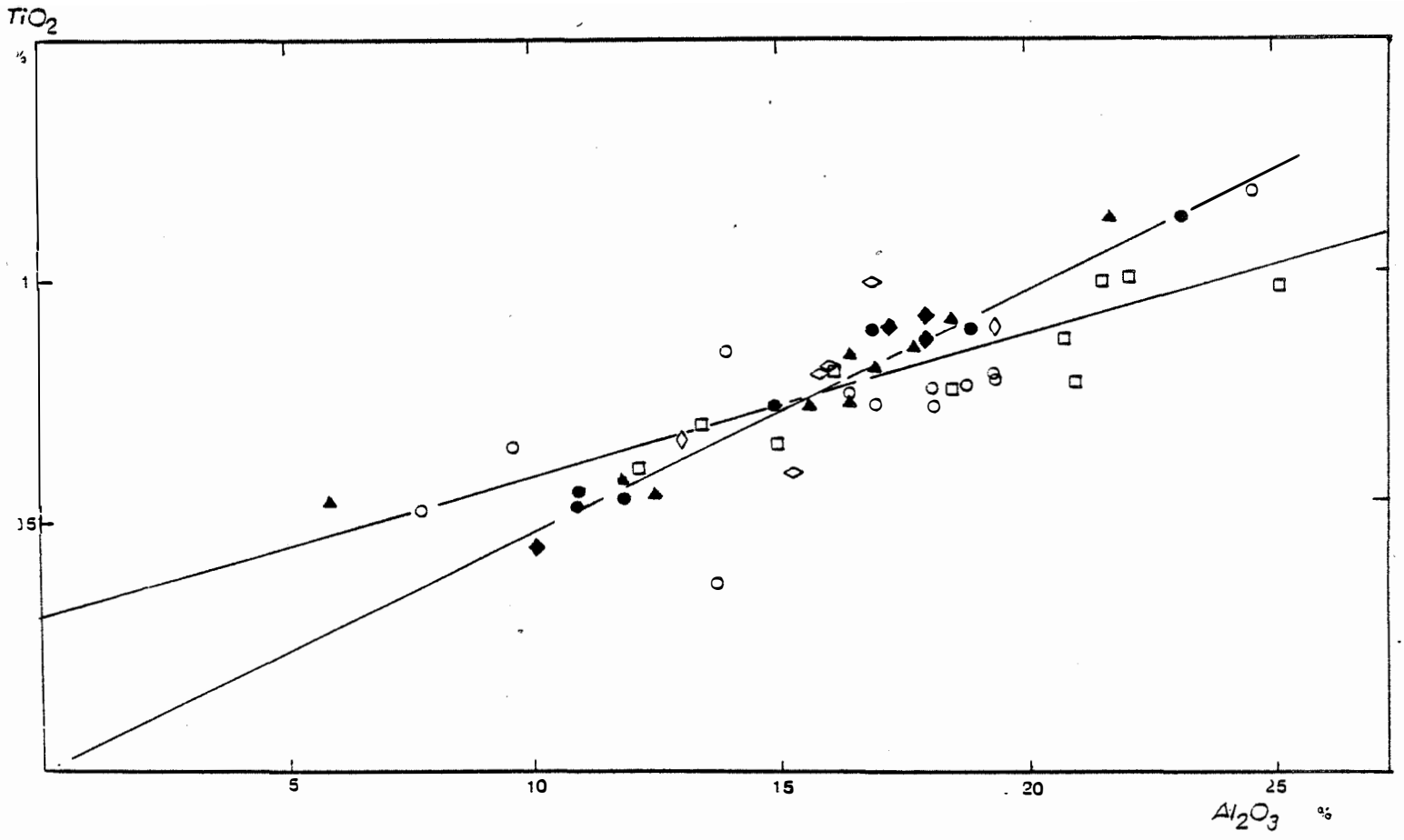
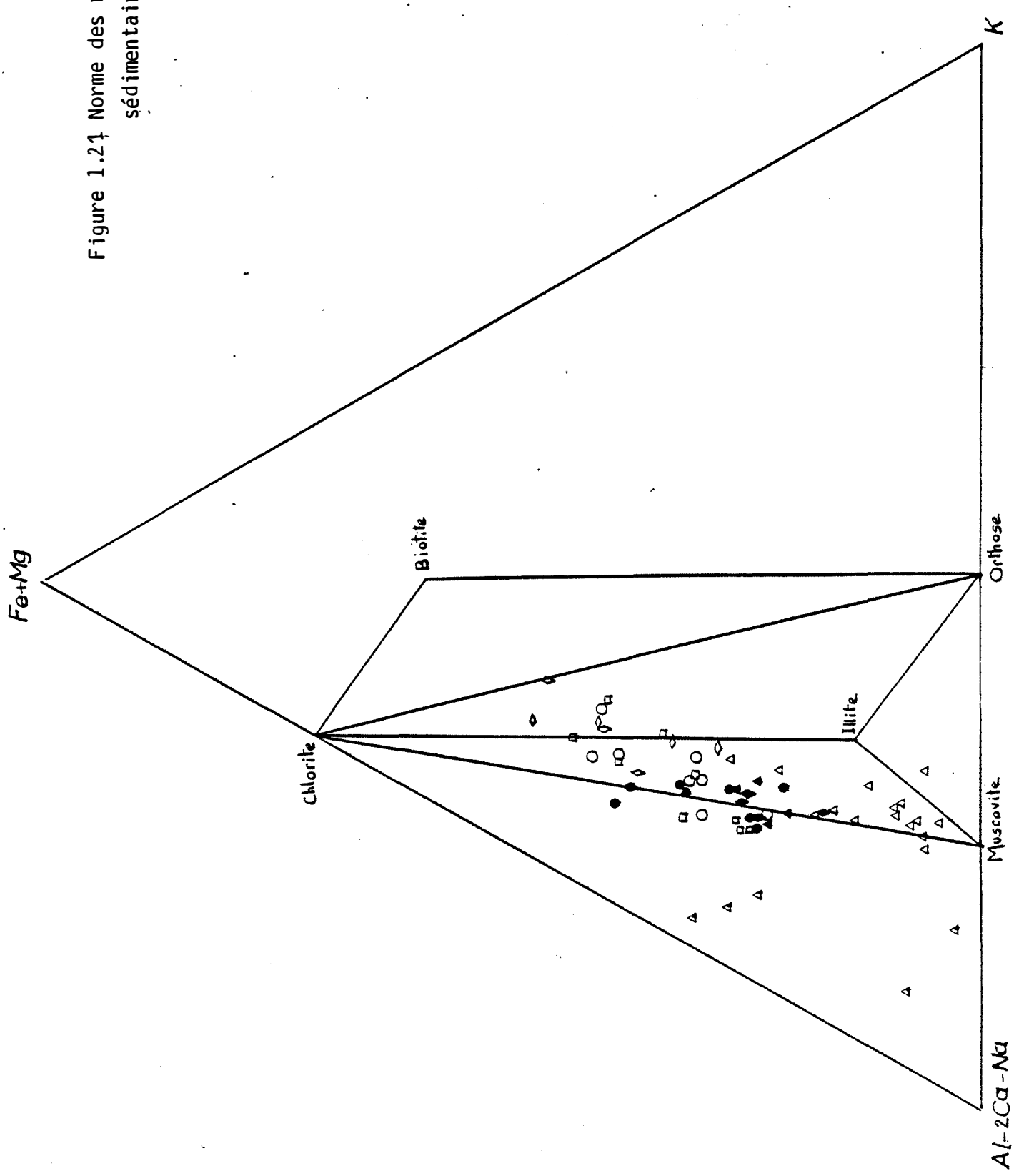


Figure 1.20 Diagramme TiO_2/Al_2O_3 , légende cf 1.11

Figure 1.21 Norme des roches sédimentaires.



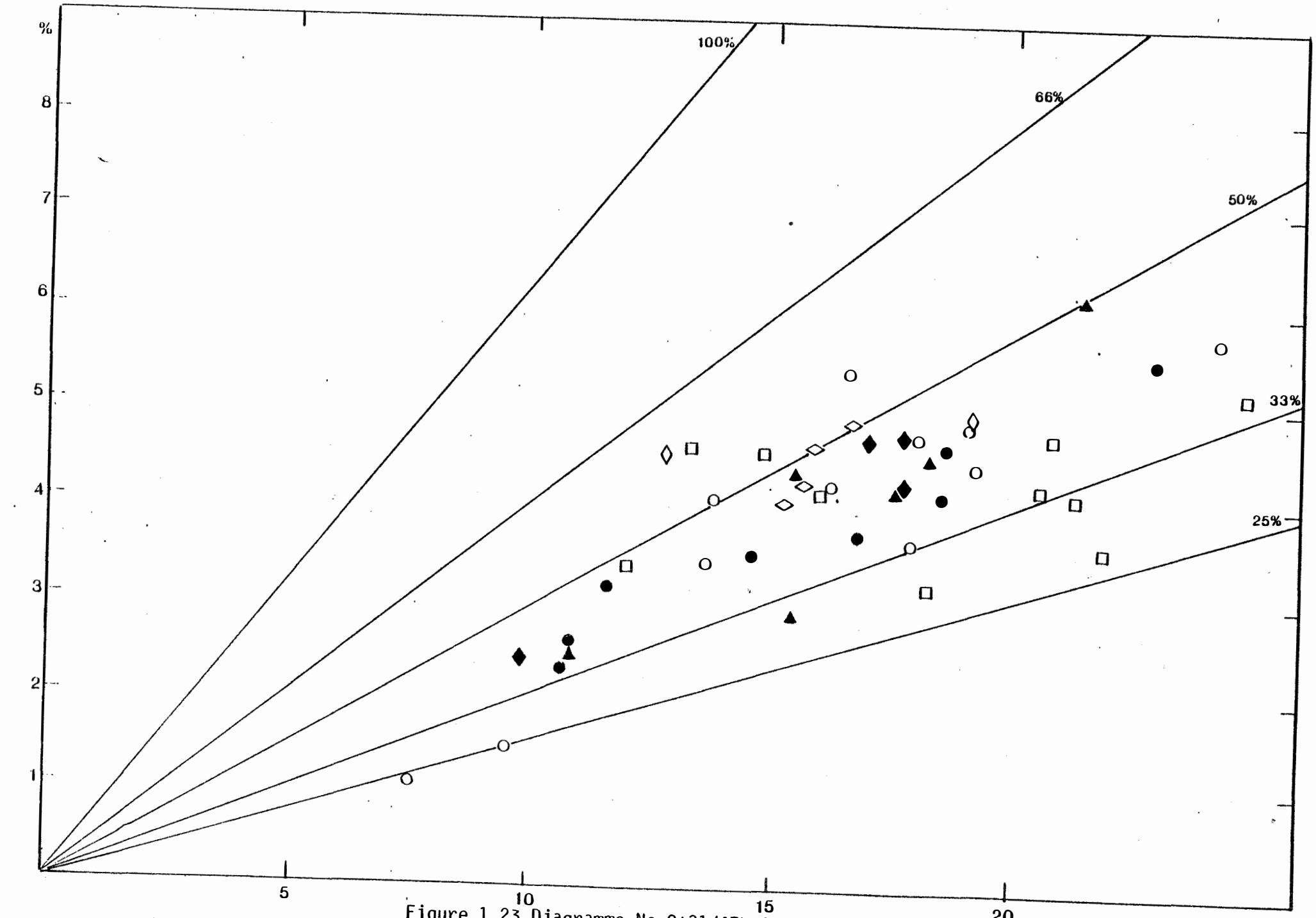


Figure 1.23 Diagramme $Na_2O+31/47K_2O$ / Al_2O_3, légende cf 1.11

- série plus riche en Fe_2O_3, MgO (Figure 1.12, 1.13) pouvant signifier la présence en plus grande quantité d'argiles ferromagnésiennes (chlorite)
- corrélation négative entre Na_2O et Al_2O_3 (Figure 1.15) marquant la présence d'une proportion notable de feldspath
- forte dispersion sur les diagrammes CaO/Al_2O_3 (Figure 1.16), Na_2O+K_2O+CaO / Al_2O_3 (Figure 1.17) soulignant une teneur en chaux erratique. Sur le diagramme Na_2O/CaO (Figure 1.18), nous observons confirmation de ce fait: le groupe A contient de la chaux dans le feldspath (Plagioclase An 23) et sans doute sous forme de calcite libre.
- Le diagramme de saturation de l'alumine (Figure 1.22), qui permet d'évaluer la proportion d'alumine dans les feldspaths (M. Fonteilles 1976) montre un nuage quasi-identique au groupes B+C. La présence de 6 échantillons à plus de 50% d'alumine feldspathique caractérise cependant le groupe A.
- un calcul de la norme du sédiment explicité en annexe montre que le spectre argileux est peu évolué, pour les grès en moyenne:

  quartz: 40%
  plagioclase: 20% An23
  chlorite: 15%
  illite : 15%
  feldspath potassique en faible proportion
  calcite libre fréquente
- le diagramme Fe+Mg/Al-2Ca-Na/K (Figure 1.21) vient confirmer le caractère faiblement évolué du spectre argileux pour l'ensemble du groupe A. L'ensemble de ces observations permet de caractériser ces grès comme des **grauwackes feldspathiques .**

Les roches M42F,PN10b (gneiss gris),M345,PN19C,RMC307,M771a, PN17a1 (micaschistes) contiennent de l'orthose normatif. L'ensemble des critères de F.J. Pettijohn les placent dans le domaine des grauwackes et des shales (RMC307 M771a M345). Mais ce domaine est confondu

avec le domaine des grès volcanosédimentaires. Dans la mesure où la série comprend des métarhyolithes et des niveaux volcanosédimentaires, il ne faut pas négliger la possibilité d'une composante volcanique influençant le chimisme de certains sédiments jusque dans la formation de Mas-Cabardès. A partir de la formation de St-Julien on ne retrouve plus de roches à orthose normatif.

Groupes B+C:

Cette série de grès et shales,contient un pôle gréseux d'interprétation plus délicate. Soulignons avant tout ses différences avec la série précédente:

-c'est une série plus riche en SiO_2, Al_2O_3, K_2O (illite et muscovite)

-série plus pauvre en ferromagnésiens, contenant moins de chlorite

-très faibles teneurs en calcium, très bonne corrélation Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO et aucune corrélation entre Na_2O et Al_2O_3 la caractérisent.

-la norme des grès de cette série est différente des normes du groupe A, nous distinguons deux types:

	type 1	type 2	
quartz:	60%	50%	
Plagioclase:	8%	7%	An 05
chlorite:	8%	15%	
muscovite:	18%	15%	
kaolinite:	souvent présente		

-le diagramme Al-2Ca-Na/Fe/Mg confirme le caractère plus évolué du spectre argileux pour l'ensemble des roches des groupe B+C. Les grès du groupe B+C sont beaucoup plus pauvres en feldspath que les précédents, de plus ce feldspath est quasiment de l'albite; il est difficile d'apprécier la proportion d'éléments lithiques à ce degré de transformation métamorphique, néanmoins on peut penser à des grauwackes lithiques. Les échantillons A 16, A27, RMC 73 (Type 1) peuvent être des grès lithiques. Enfin le comportement des alcalins, dont la somme est très bien corrélée à l'alumine suggère que les phénomènes métasomatiques ne sont pas à exclure.

En conclusion la série du Cabardès montre une **remarquable évolution géochimique à 2 échelles.** L'échelle de la séquence élémentaire : grauwackes et shales, dans laquelle viennent s'intercaler localement des grès lithiques et des produits d'origine volcanique. L'échelle de l'ensemble de la série qui se décompose en deux sous séries du point de vue géochimique, distinction correspondant à un renouvellement de l'apport.

B - Géochimie de la série du Roc Suzadou

Nous disposons de 30 analyses en éléments majeurs de cette série, localisées sur la carte de la Figure 1.23. Une partie de ces analyses a fait l'objet du mémoire de E. Matoussovsky (1982) et nous avons intégré ses résultats dans cette étude. L'analyse PI938 correspondant à un échantillon pris au niveau 13 dans la mine de Salsigne contient beaucoup de pyrite et n'a pas été reportée sur les diagrammes. De plus, nous avons associé à nos points les analyses de M.Bonnemaison (1980) qui s'intègrent bien à l'ensemble.

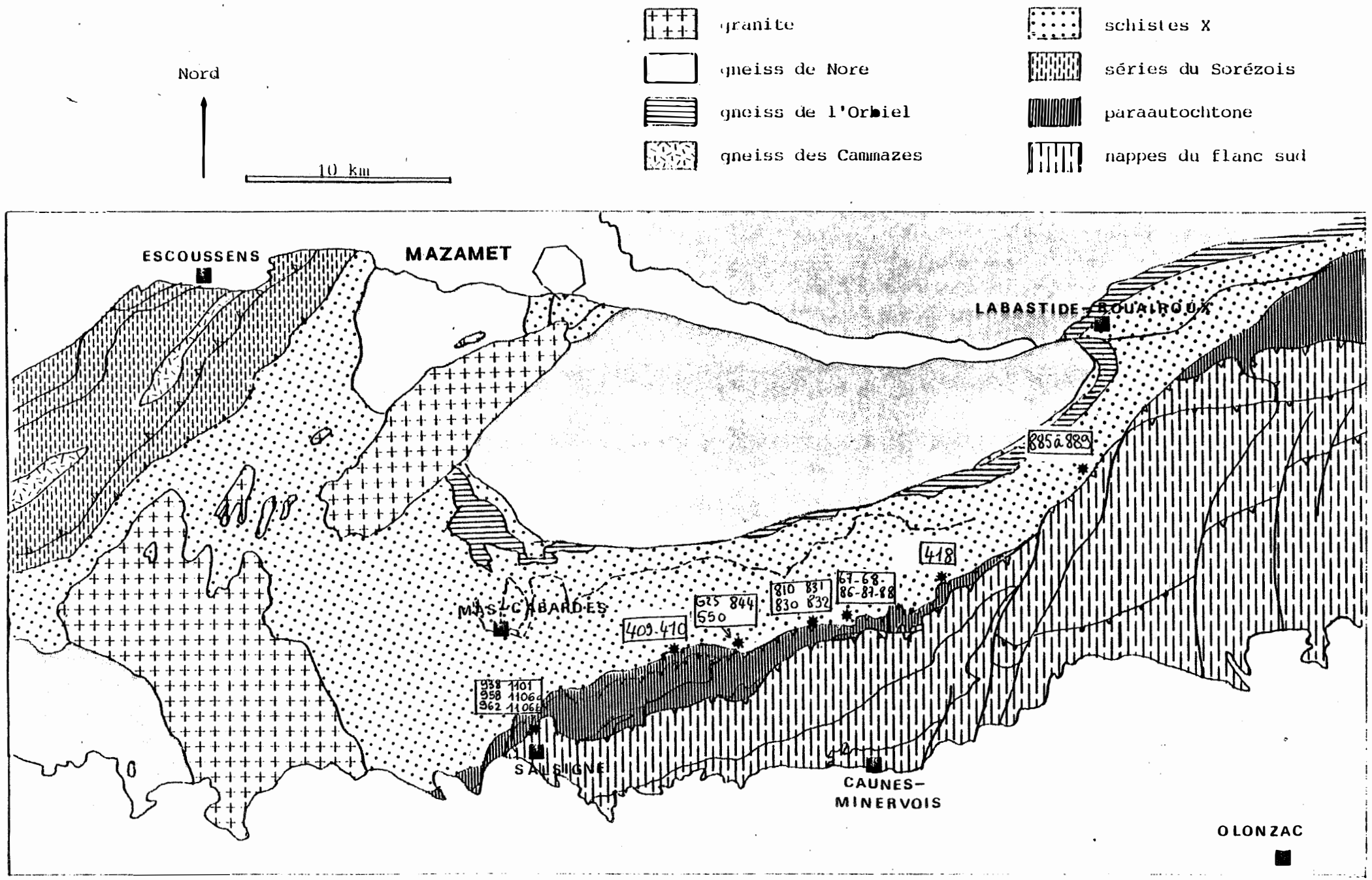
Séparation géochimique entre les séries du Roc Suzadou et du Cabardès

Sur les diagrammes Al_2O_3/SiO_2 (Figure 1.24) et Fe_2O_{3t}/MgO (Figure 1.25), les deux séries ont des signatures géochimiques nettement différentes. La série du Roc Suzadou est plus riche en silice et alumine et a un rapport Fe_2O_{3t}/MgO plus grand que la série du Cabardès.

Rôle de l'altération dans la série du Roc Suzadou

Une altération importante affecte les grès de base de la série qui sont remplacés par des roches siliceuses blanches à jaunes savon, compactes ou parfois feuilletées (route de Fournes à Sériès au Nord de l'Aigrefoul). Cette altération a été décrite de manière précise par M. Demange, M. Perrin, H. Issard (1983). Elle se traduit par des silicifications en masse. Les plagioclases sont transformés en séricite, albite et calcite. Le fer est lessivé et on obtient des roches très blanches.

Figure 1.22 Echantillonage géochimique de la série du Roc Suzadou.



La silicification est dominante sur les autres phénomènes et les analyses des roches entièrement blanches PI409 et PI410 ne s'écartent pas de celles des roches quartzitiques (simple dilution par SiO_2)

Géochimie de la série du Roc Suzadou

Les roches très transformées étant mises à part, nous séparons deux familles K1 et K2 caractérisées par leurs rapports K_2O/Al_2O_3 et Fe_2O_{3t}/MgO. Sur le terrain ces deux termes forment des alternances métriques.

K_1 les **roches silico-alumineuses et ferrifères** présentent un rapport Fe_2O_{3t}/MgO très élevé, et s'alignent sur un trend ne passant pas par l'origine sur le diagramme K_2O/AlO_3. De plus les teneurs en Na_2O et CaO sont très basses. Il s'agit des 9 échantillons suivants: PI831, PI832, PI885, PI886, PI887, PI888, PI889, 39 (Bonnemaison), 2xT3(Bonnemaison).

K_2 les **roches siliceuses banales** dont les analyses s'alignent sur un trend passant par l'origine sur K_2O/Al_2O_3, voisin de la droite correspondant à la muscovite. Il s'agit des 24 autres échantillons, dont 7 pris en mine.

En lame mince, les faciès microscopiques se regroupent de la même façon et montrent dans l'ensemble la rareté des feldspaths et la présence de lithoclasts. Les roches K_1 ont une paragénèse à quartz andalousite, parfois chloritoïde et un peu de muscovite, tandis que les roches de K_2 ont une paragénèse à quartz, muscovite, chlorite et parfois plagioclase ou albite.

Les deux familles ainsi définies se répartissent sur l'ensemble du terrain étudié depuis la mine de Salsigne jusqu'au Roc Suzadou. Quoiqu'il soit ardu de les distinguer sur le faciès macroscopique, nous les avons retrouvés plus à l'Est aux Usclats, lors d'une sortie de terrain commune avec M. Demange et P. Jamet.

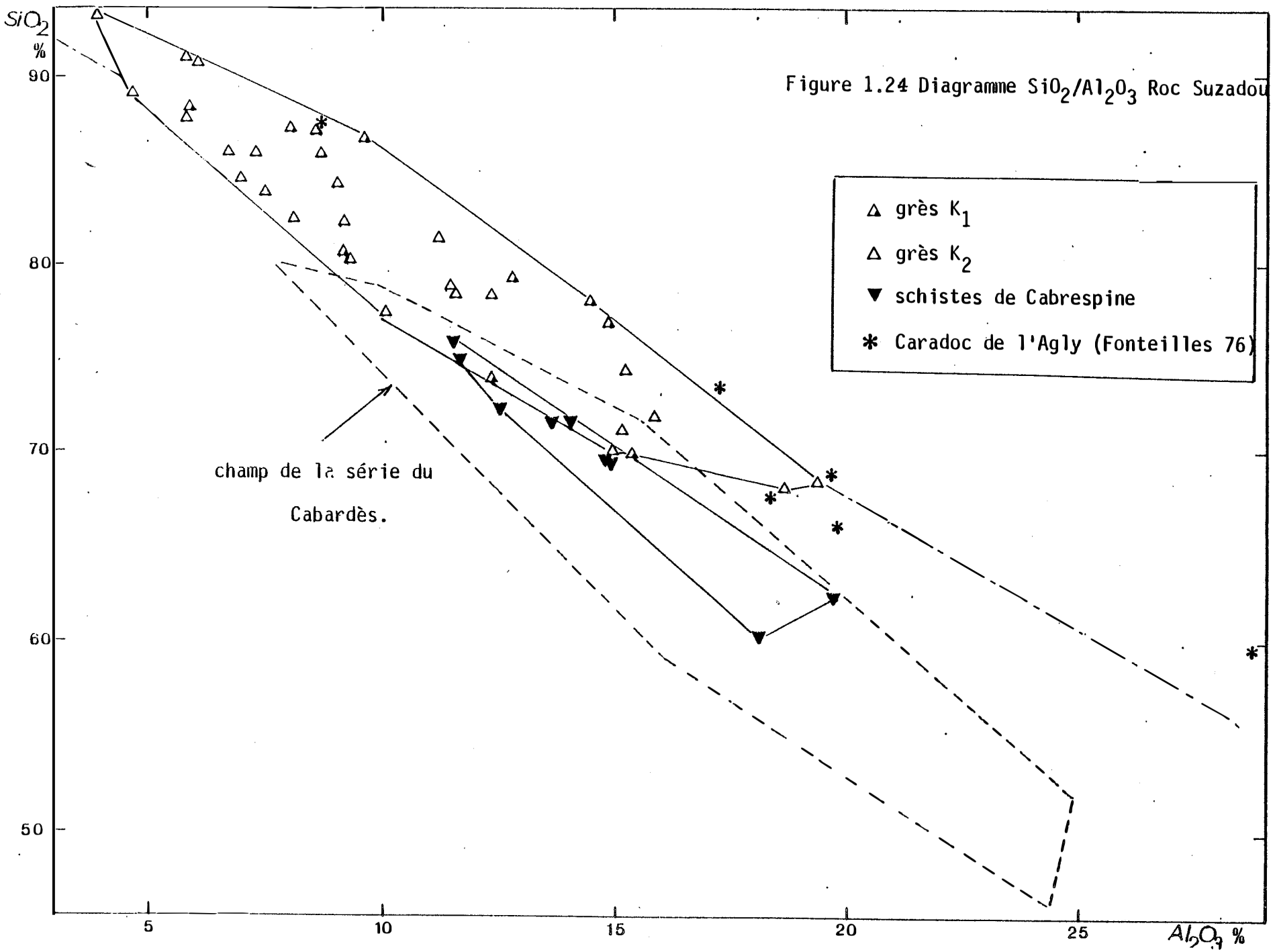


Figure 1.24 Diagramme SiO_2/Al_2O_3 Roc Suzadou

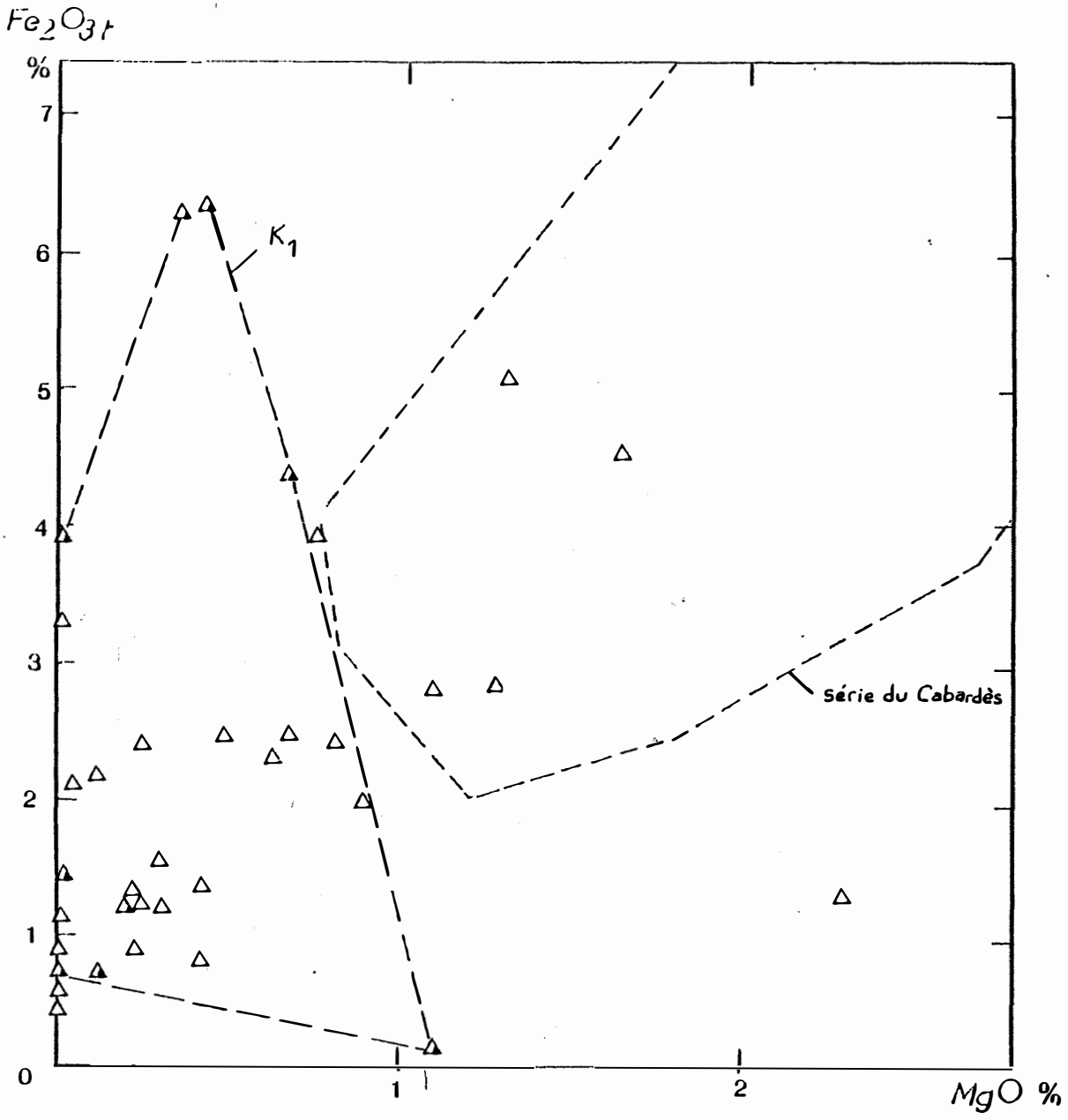


Figure 1.25 Diagramme Fe_2O_3/MgO
série du Roc Suzadou.

Pour chacune de ces familles on peut définir un pôle grès et un pôle "shale". Nous proposons :

	K_1	K_2
pôle grès	PI885 (microconglomérat)	PI418 (grès noir)
pôle "shale"	PI831 (schiste bleu très friable)	PI810 (schiste blanc)

Etude des pôles grèseux

Nous rappelons les critères de F.J. Pettijohn (1973) et M. Fonteilles (1976) en ce qui concerne la géochimie des grès lithiques:

$SiO_2 > 75$ %

$MgO < 1$ %

Sat. Alumine < 50 %

$K_2O > Na_2O$

Les grès des deux familles K_1 et K_2 s'apparentent selon ces critères au groupe des grès lithiques de ces auteurs. Soulignons quelques particularités :

1) - sauf pour 3 échantillons $Na_2O < 1$ %
2) - les grès K_1 ont une saturation en alumine inférieure à 25 % pour la plupart.

Le calcul de la norme sédimentaire (reporté en annexe), appliquée aux grès K_2 donne une proportion très grande de muscovite et d'illite tandis que la kaolinite est subordonnée. Les grès K_1 ont au contraire une proportion de kaolinite normative non négligeable (Figure 1.21). Une moyenne des valeurs obtenues donne:

	grès K_1	grès K_2
quartz:	60 à 75%	75 à 90%
plagioclase:	0	0-5% (An 2)
illite:		10%
muscovite:	10%	
kaolinite:	15%	
chlorite:	0-7%	0-7%

Ces grès se distinguent parfaitement des grès du Cabardès sur le plan de la norme par la disparition du plagioclase et surtout le très faible contenu en chlorite.

Etude des "shales" K_1 et K_2

Un calcul de la norme sédimentaire (cf annexe) montre une proportion d'illite et de muscovite très grande pour ces analyses. Ces roches qui dans leur état actuel sont des schistes feuilletés ou "écailleux", correspondent à des shales .

Le problème du titane

Sur le diagramme TiO_2/Al_2O_3 (Figure 1.31) les analyses des grès de la formation du Roc Suzadou se séparent en deux groupes : un groupe relativement riche en titane (les teneurs atteignent 2,59 %) et un groupe pauvre en titane .

Nous soulignons avant tout que cette anomalie se situe dans les grès. Les shales de la formation du Roc Suzadou s'inscrivent très bien sur le trend parfaitement normal de la série du Cabardès quoique très légèrement plus riches en TiO_2 . Il faut noter que ces grès anomaliques sont essentiellement des grès K_1 mis à part 3 échantillons dont l'un est altéré (PI409).

Or les cycles géochimiques de l'alumine et du titane sont similaires dans les sédiments, ces deux éléments étant insolubles lors de l'altération et concentrés dans les résidus (A.A. Migdisov 1960). Le démantèlement de latérites pourrait donner des sédiments à haute teneur en titane, de même en partant d'une roche magmatique basique. Mais l'influence de la zone source ne suffit pas à expliquer l'enrichissement du titane par rapport à l'alumine que nous observons ici. Sur 2000 échantillons argileux à kaolinite de la plateforme russe, A.A. Migdisov a défini un domaine de valeurs du rapport TiO_2/Al_2O_3. Les analyses discutées ici s'écartent de ce domaine. Alors que A.A. Migdisov trouve un coefficient de corrélation de 0,053 dont l'ensemble des mesures s'écarte faiblement, le rapport TiO_2/Al_2O_3 de l'échantillon PI958 (Mine de Salsigne) atteint 0,208. L'observation de nombreux minéraux lourds dans ces roches (zircons, tourmaline) déjà riches en sphène métamorphique, suggère un tri mécanique comme origine de ces teneurs. Il pourrait s'agir de début de formations de placers titanifères.

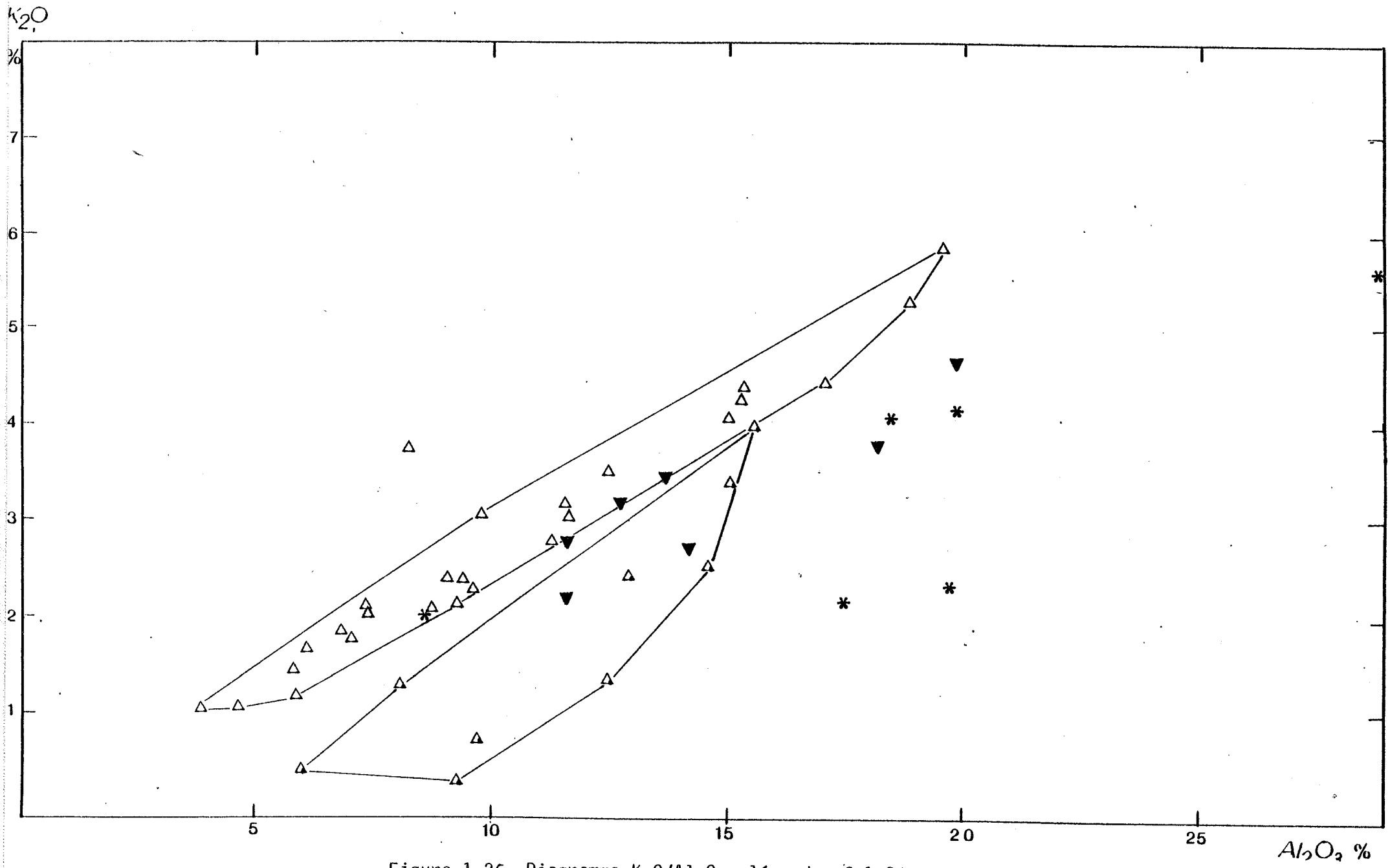


Figure 1.26 Diagramme K_2O/Al_2O_3, légende cf 1.24

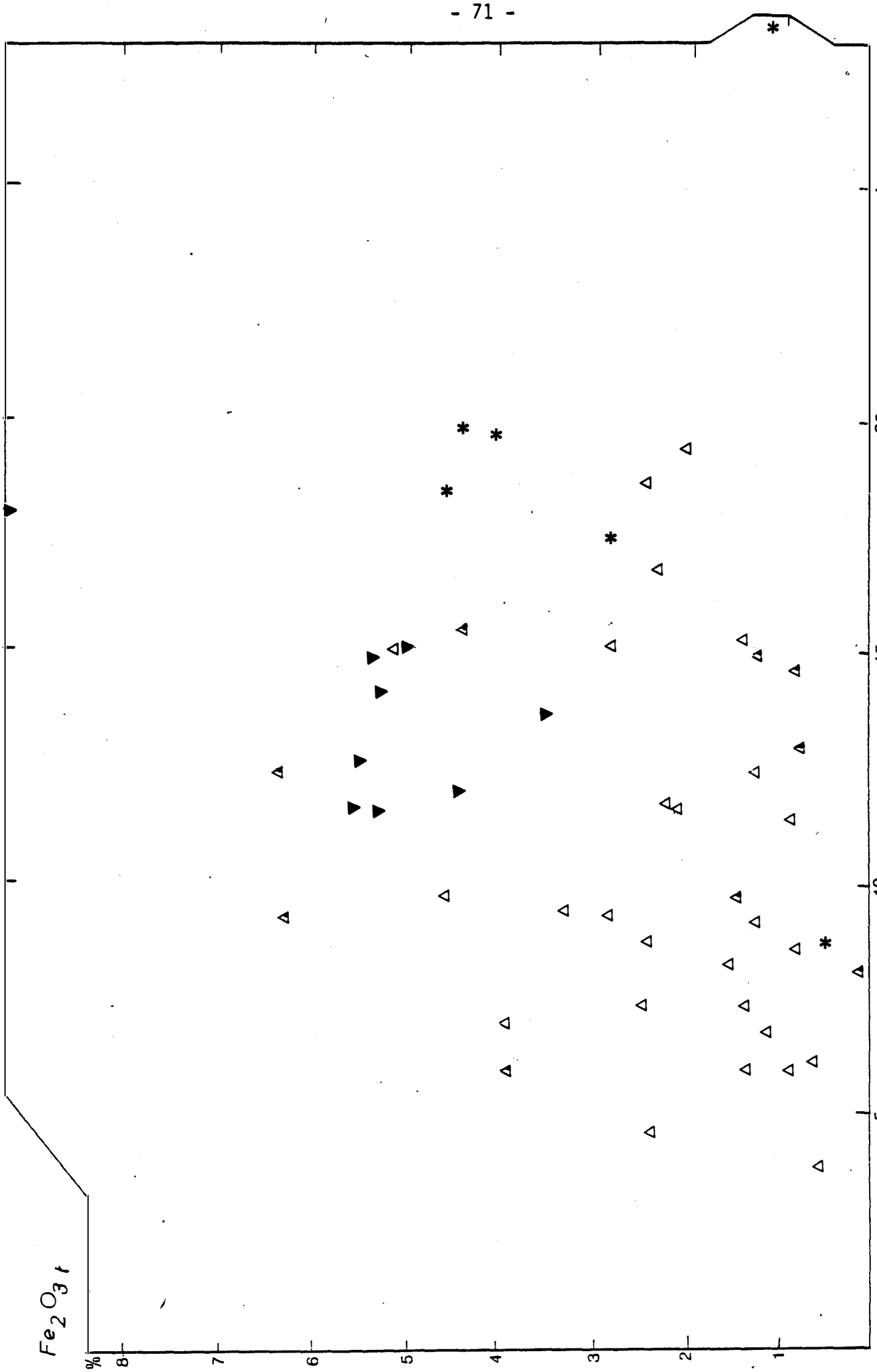


Figure 1.27 Diagramme Fe_2O_3/Al_2O_3, légende cf 1.24

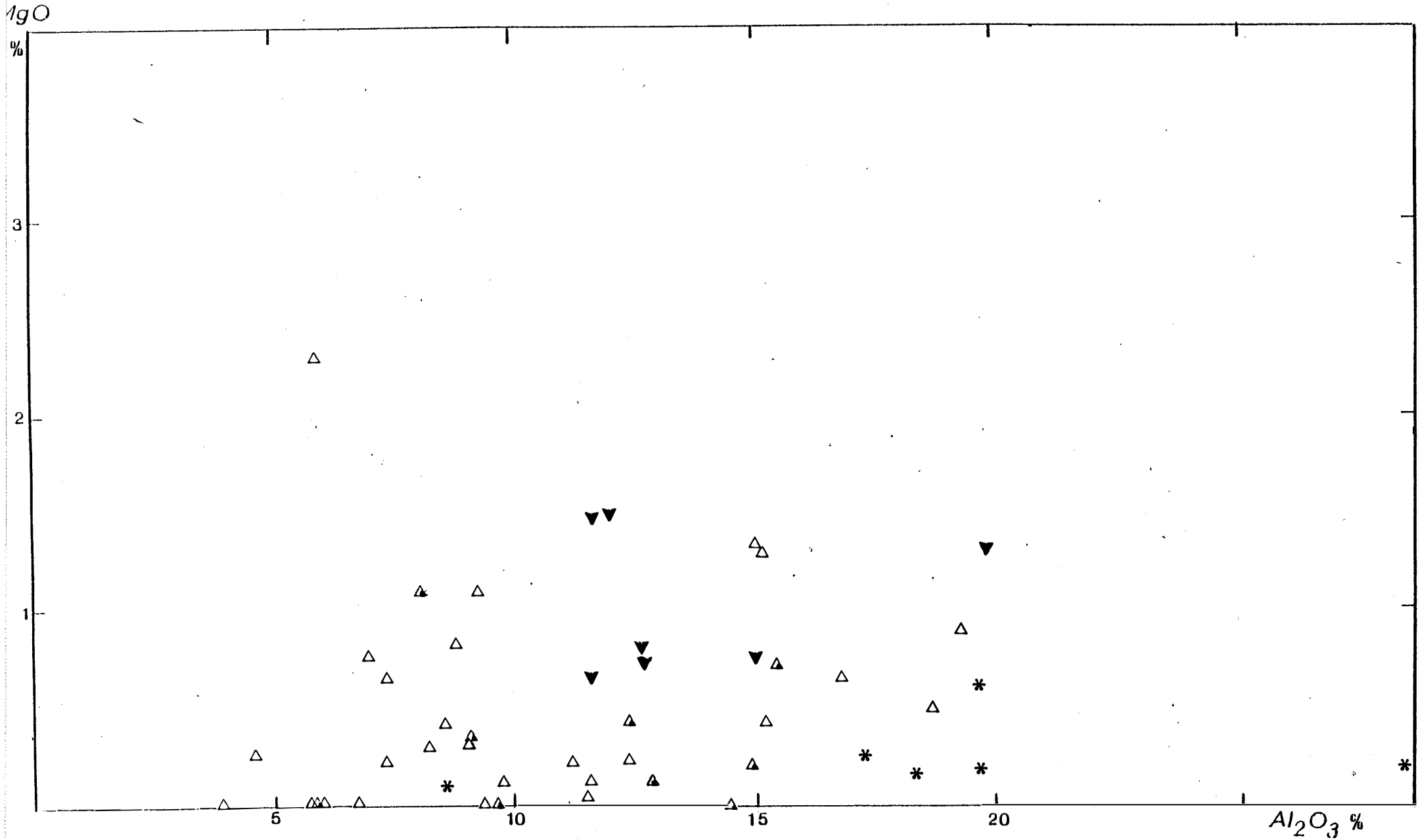


Figure 1.28 Diagramme MgO/Al_2O_3 , légende cf 1.24

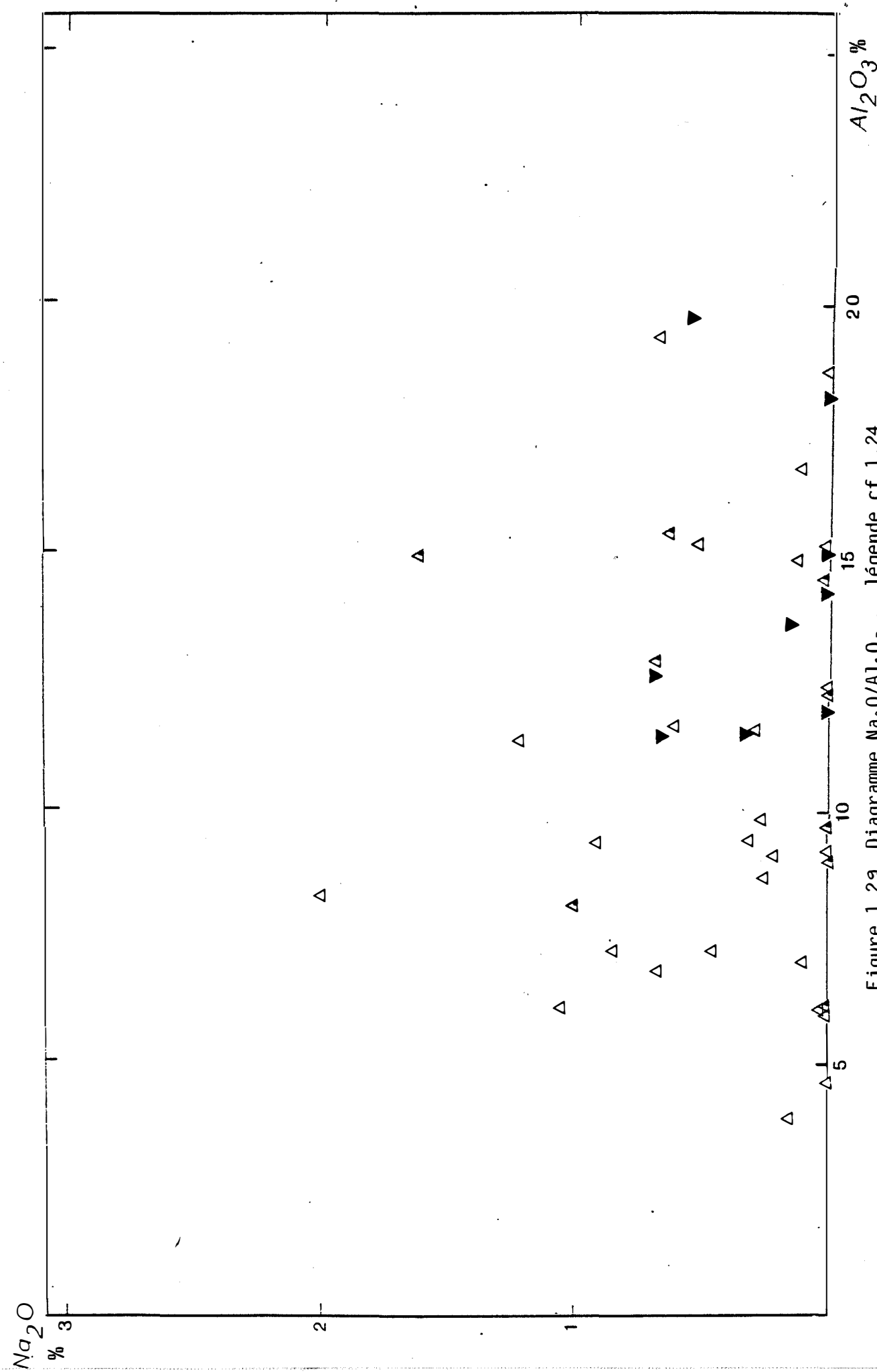


Figure 1.29 Diagramme Na_2O/Al_2O_3 , légende cf 1.24

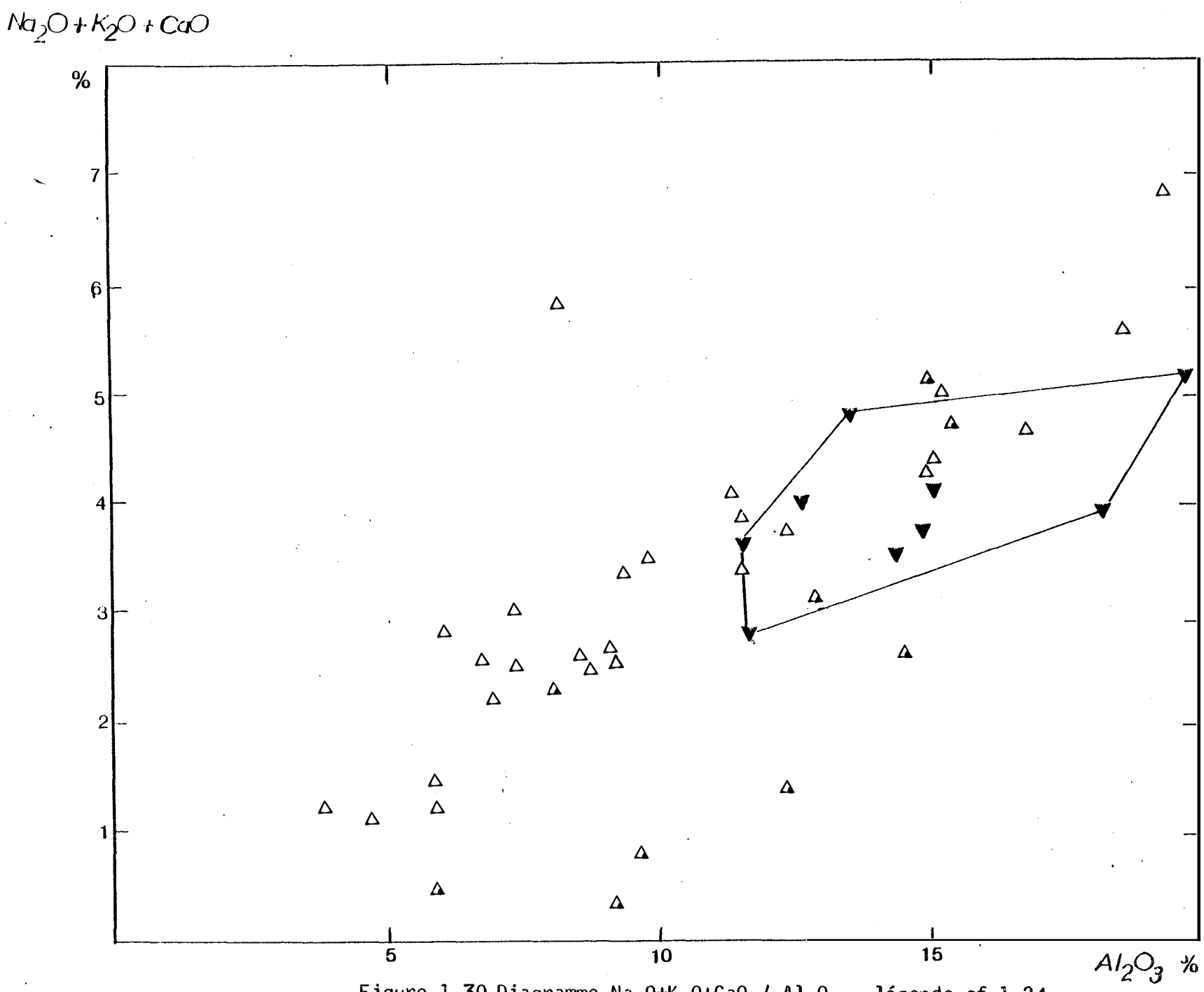


Figure 1.30 Diagramme Na_2O+K_2O+CaO / Al_2O_3 , légende cf 1.24

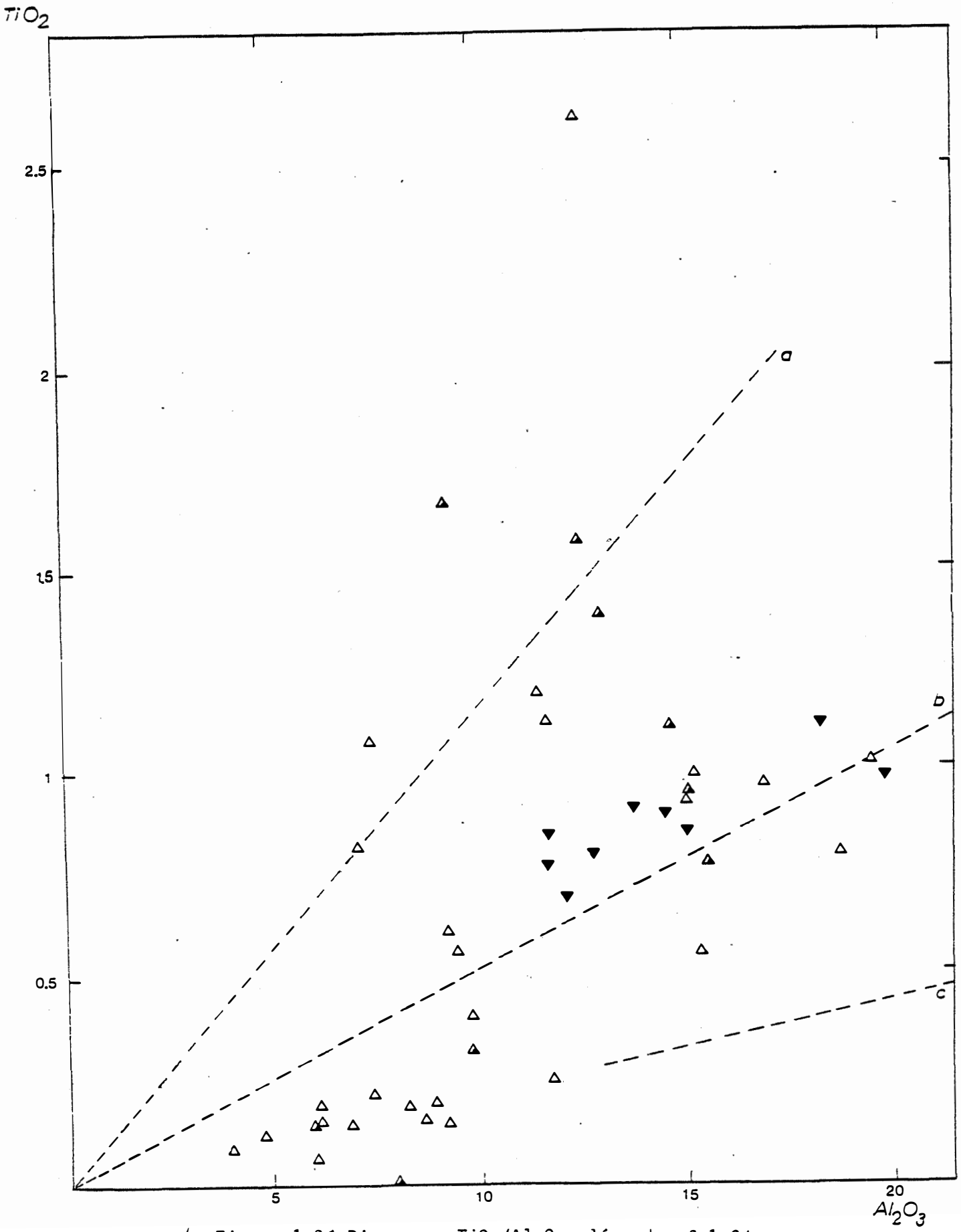


Figure 1.31 Diagramme TiO_2/Al_2O_3, légende cf 1.24

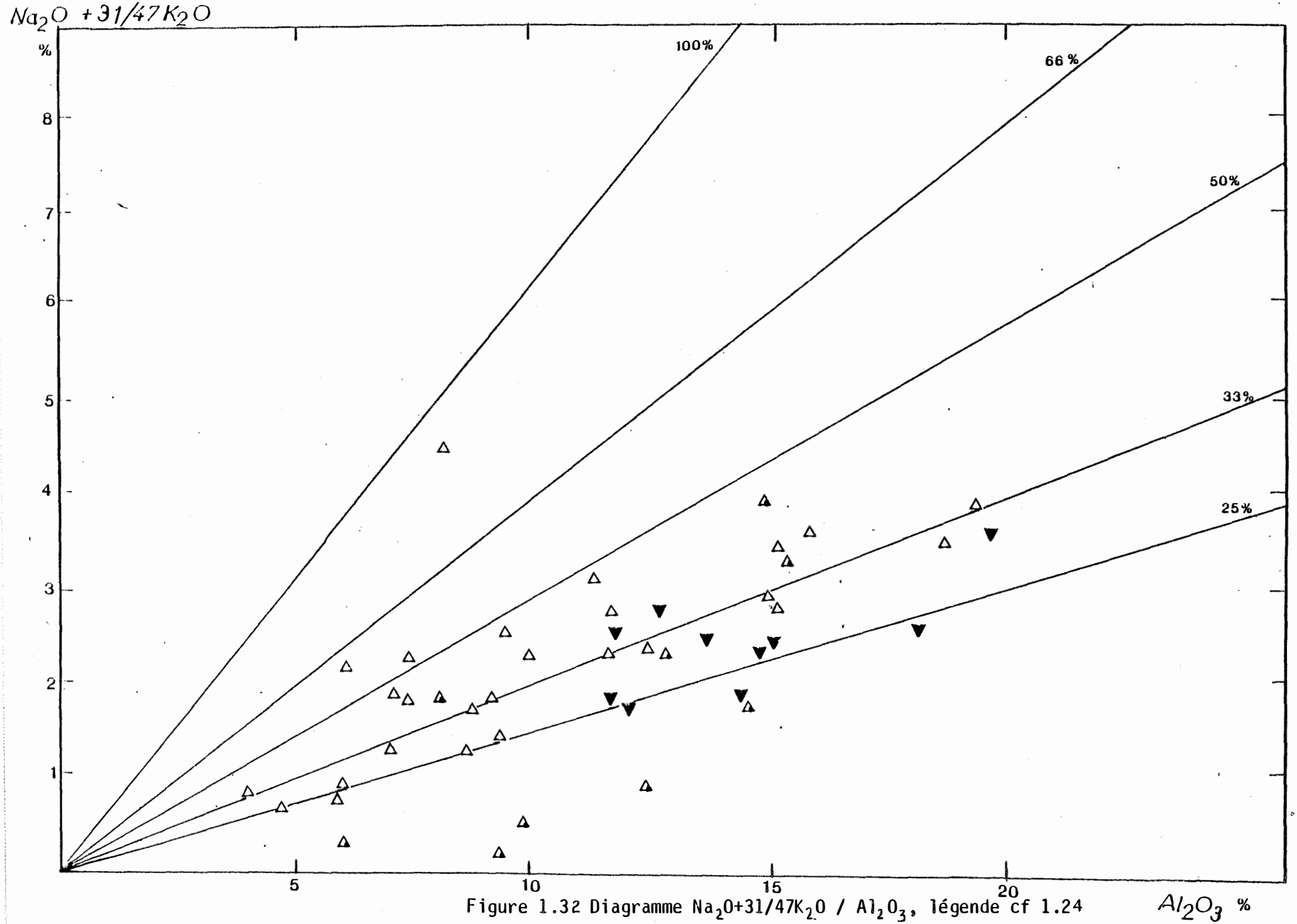


Figure 1.32 Diagramme $Na_2O+31/47K_2O$ / Al_2O_3, légende cf 1.24

En conclusion, la géochimie de la série du Roc Suzadou est caractérisée par l'association: **shales-grès lithiques** et l'existence de deux types d'association, une riche en kaolinite, l'autre en illite et muscovite.

En discordance sur la série du Cabardès, la série du Roc Suzadou marque un régime beaucoup plus littoral avec des dépôts de grès lithiques bien classés avec parfois même des grès à minéraux lourds.

C - Géochimie des schistes de Cabrespine

Echantillonage

Nous avons écarté les roches carbonatées ou détriques-carbonatées, et centré cette étude sur les schistes eux-mêmes.

D'autre part, les niveaux chloritisés soit en veinules concordantes ou non, soit en nodules inframillimétriques ont été également écartés. Nous avons analysé 10 roches "saines" de cette unité dont 8 ont été prises à Cabrespine sur le chemin des Escoles et 2 à Citou.

Distinction avec les séries sous-jacentes

Le diagramme SiO_2/Al_2O_3 montre que le domaine de ces schistes de Cabrespine est bien séparé du domaine de la formation du Roc Suzadou (Figure 1.24). Ces analyses se distinguent de la série du Cabardès par leur rapports Fe_2O_{3t}/MgO, et leur teneur en $P_2O_5 < 0.08$.

Ces distinctions géochimiques sont sans ambiguité et permettent d'identifier désormais les formations schisteuses proches du contact avec le sédimentaire daté.

Géochimie

Il s'agit, selon les critères de F.J. Pettijohn (1973) de shales, assez siliceux, passant à des shales carbonatés (échantillon PI853). Les caractéristiques géochimiques sont les suivantes :

- pauvreté en soude, magnésium, phosphore,
- richesse relative en titane, potassium,
- faible saturation en alumine
- rapport Fe_2O_{3t}/MgO élevé.

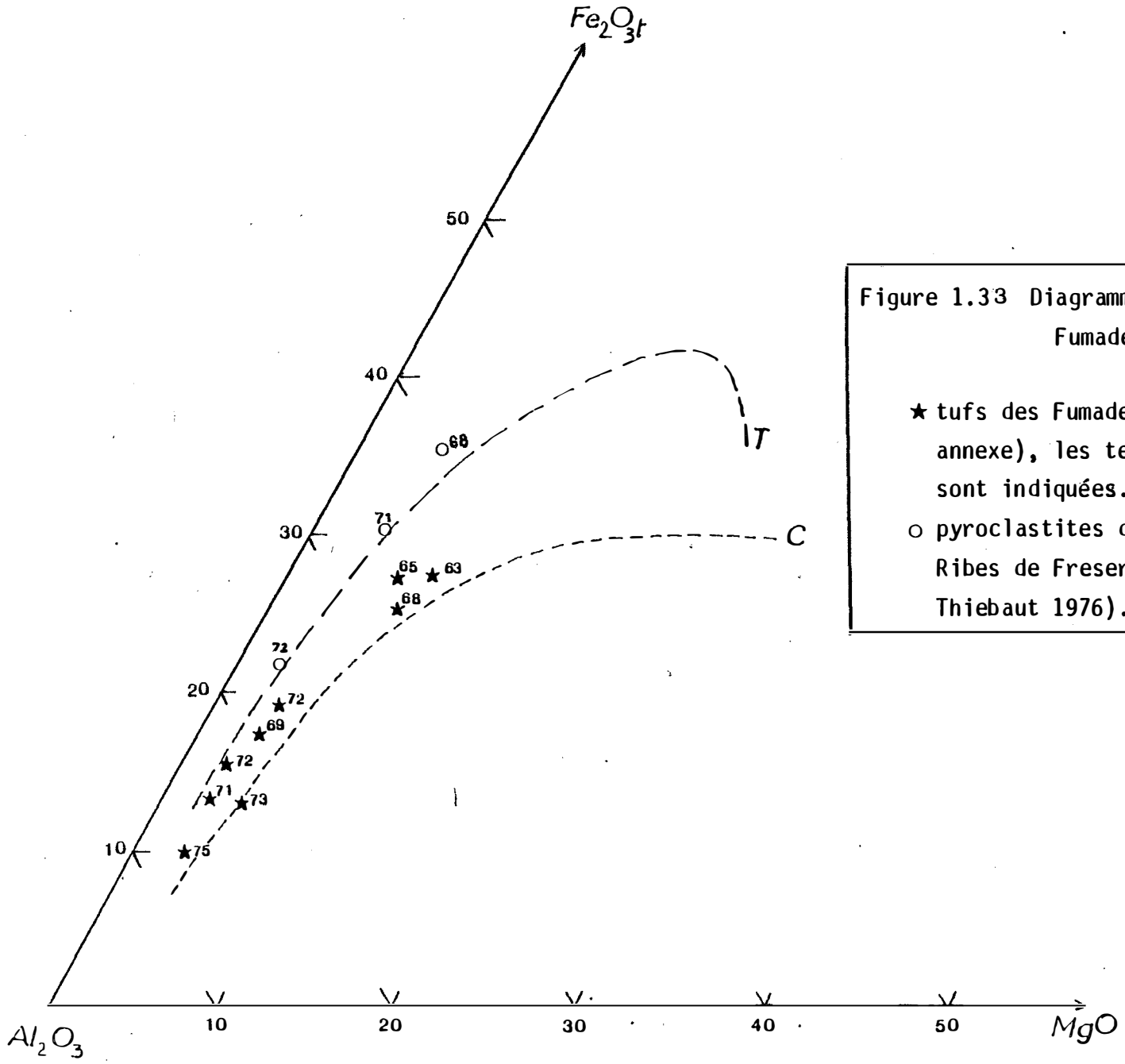


Figure 1.33 Diagramme AFM tufs des Fumades.

★ tufs des Fumades (analyses en annexe), les teneurs en SiO_2 sont indiquées.

○ pyroclastites de la région de Ribes de Freser (Robert et Thiebaut 1976).

Ceci indique l'absence de feldspath plagioclase et la prédominance de la muscovite et de l'illite sur la chlorite dans le sédiment.

D'autre part le diagramme TiO_2/Al_2O_3 (Figure 1.31) montre un trend aligné sur une ordonnée à l'origine TiO_2 = 0,4 % indiquant la présence de titane dans des minéraux lourds.

Un calcul de norme sédimentaire (en annexe) montre la présence systématique de kaolinite normative, près de 10 % dans l'échantillon G29.

En conclusion, du point de vue géochimique on retiendra une bonne séparation entre les schistes de Cabrespine et les schistes de la formation du Cabardès. Moins silico-alumineux et moins potassiques que les roches de la formation du Roc Suzadou, ces schistes sont plus riches en ferromagnésiens (retour de la chlorite normative) et s'individualisent très bien. L'apport est sans doute différent des apports précédents. Nous voyons là un nouveau cycle sédimentaire.

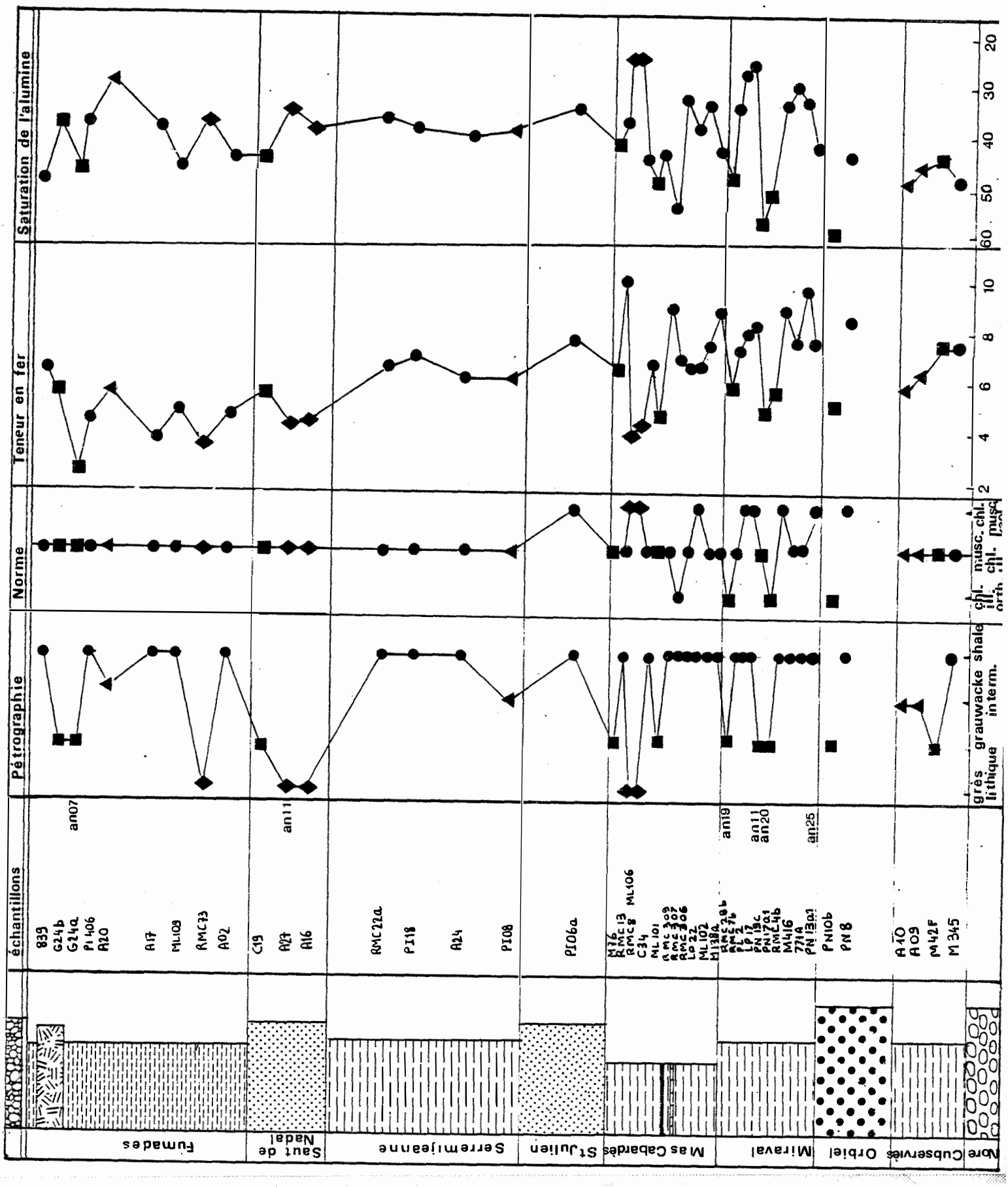
2.4. Le volcanisme du sommet de la série du Cabardès

Dans l'ensemble de la région du Cabardès se suit un faisceau de niveaux volcaniques et volcanosédimentaires au sommet de la série détritique. En particulier, sur le plateau de Sériès et au Nord de Fournes-Cabardès (ferme des Fumades), ainsi que sur la D620, 150 m avant le virage du Roc Suzadou on peut observer des niveaux de tufs grossiers. Cet ensemble puissant de 80 m au maximum présente une organisation sédimentaire montrant des alternances rythmiques parfois granoclassées de grès feldspathiques et de schistes noirs tachetés.

Aucune trace de minéralisation stratiforme n'a été observée en association spatiale avec ces niveaux.

Au microscope, ces roches présentent l'association quartz, albite An04, muscovite, chlorite, biotite et accessoirement tourmaline, zircon, apatite, sphène, ilménite et parfois pyrite. Les textures assez variées peuvent se classer en 3 types :

Figure 1.34 Evolution sédimentaire de la série du Cabardès
selon les critères définis dans le St Ponais (Demange 1982)



1) - des produits pyroclastiques ou des laves avec des phénocristaux felspathiques millimétriques automorphes qui se dispersent sans orientation dans une matrice fine de quartz et de phyllites (secteur de Sériès).
2) - des produits faiblement remaniés à phénocristaux brisés, plus dispersés, orientés dans une matrice montrant nettement un litage sédimentaire (secteur des Fumades).
3) - des produits très remaniés formés d'une matrice quartzo phylliteuse litée où se dispersent de petits clasts ovoïdes d'albite et de quartz (secteur de Citou).

En ne gardant que les roches à texture de tuf, on constate que certaines ont subit des transformations: séricitisation, silicification, greisenification, et probablement spilitisation précoce. Le chimisme de ces roches a donc été modifié, surtout au niveau des alcalins. En raisonnant sur des éléments supposés inertes lors de ces modifications (diagramme $Al_2O_3/(Fe_2O_3)_t/MgO$, Figure 1.33), on constate que ces points s'alignent entre le trend calcoalcalin et le trend tholéitique avec une organisation assez bonne selon des teneurs en SiO_2 croissantes, et une légère préférence pour le trend calcoalcalin.

2.5. L'histoire sédimentaire de la couverture des gneiss de Nore

Un essai de reconstitution de l'histoire sédimentaire des séries du Cabardès, du Roc Suzadou et des schistes sommitaux est désormais possible.

1 - la série du Cabardès

L'ensemble inférieur présente un régime rythmique. Il débute par la formation de Cubserviès correspondant au remplissage d'un bassin qui s'est instauré sur le socle des gneiss de Nore. Les sédiments sont peu classés, il s'agit de grauwackes et de shales organisés en séquences décimétriques à métriques dans lesquelles s'intercalent des termes volcanosédimentaires précurseurs des métarhyolites de l'Orbiel.

Après cet important épisode volcanique, le bassin devient progressivement plus confiné lors de l'évolution continue entre les formations de Miraval et Mas-Cabardès, quelques termes volcaniques sont encore intercalés, mais les niveaux de marbre et de grès calcareux deviennent abondants ainsi que les niveaux graphiteux témoignant de conditions réductrices. Le matériel argileux est banal : muscovite, illite, chlorite parfois kaolinite.

L'ensemble supérieur débute par une sédimentation purement détritique dont témoigne la formation gréseuse de St-Julien jusqu'à la formation de Serremijeanne.

L'uniformisation des conditions de sédimentation s'oppose au régime rythmique précédent. Les séquences très fines témoignent d'un caractère distal dans lequel les sédiments se banalisent. A partir de la formation du Saut de Nadal, on retrouve un régime rythmique caractérisé par la présence de roches classées "grès lithiques" représentant des termes bien triés. Ce régime rythmique pourrait indiquer un caractère progressivement plus proximal de la sédimentation.

En fin d'évolution de cette série, un retour à des grauwackes un peu modifiés (A20, G24A: lessivage de la chaux) marque le passage et l'influence dans la sédimentation des produits de remaniement des tufs volcaniques acides.

2 - La série du Roc Suzadou

La série transgressive du Roc Suzadou correspond à une sédimentation de type plateforme littorale et dans des conditions d'énergie suffisantes pour trier des minéraux lourds et former des placers titanifères. La zone source est enrichie en alumine et en fer. Il pourrait s'agir de produits du démantèlement de latérites, (sédiments très alumineux K_1), alternant avec un matériel plus banal (grès K_2).

La sédimentation de plateforme se poursuit avec les shales alumineux du Roc Suzadou puis des shales plus banaux (formation des schistes de Cabrespine) contenant progressivement des niveaux carbonatés et une récurrence de grès verts indiquant un nouveau cycle régression transgression (schistes sommitaux des Ilhes-Villardonnel).

2.6. Les problèmes de datation des séries

A - La série du Cabardès

Mme Fournier Vinas et M. Debat (1970) ont découvert des faunes d'Acritarches dans les schistes X du Sorézois. Ce sont les seules faunes connues dans cette série. Elles ont fourni un âge briovérien, avec doute selon les auteurs. Nous n'avons pas d'argument définitif en ce qui concerne l'âge de la série du Cabardès, voisine de celle du Sorézois. Néanmoins il existe des arguments permettant de fixer une fourchette :

- la série est globalement en position normale et sans redoublement tectonique majeur,
- les gneiss de l'Orbiel peuvent être corrélés tant sur des critères pétrographiques que géochimiques avec les gneiss de Murat-Massif de l'Agout (M.Demange 1975) datés tant par la méthode Rb-Sr (J.Hamet 1975) que par U-Pb sur zircon (J.Ducrot et al. 1979) à 530 ± 15 millions d'années.
- la série du Cabardès est surmontée en concordance par la série du Roc Suzadou attribuée avec doute au Caradoc, elle-même surmontée en contact stratigraphique par des formations attribuées en St-Ponais au Dévonien (G.Vignard 1976).

Nous pouvons donc dater cette série par un âge inférieur cambrien et un âge supérieur ordovicien. Mais rien ne permet d'affirmer qu'elle recouvre toute la période cambro-ordovicienne.

En ce qui concerne l'âge du volcanisme du sommet de la série du Cabardès, on peut envisager trois hypothèses :

-1) Il pourrait s'agir de l'équivalent des tufs et coulées du Cambrien inférieur dans les monts de l'est de Lacaune: les blaviérites (M.Donnot et B.Guérangé 1978).

Objections :

- la série cambrienne encaissante est gréseuse et gréso-carbonatée, de faciès différents de ceux des schistes du Cabardès,
- le volcanisme lui-même contient des termes acides, des rhyolites, très modifiées (Si,K), d'origine sans doute tholéitique (M. Demange 1982).

-2) Ce serait l'équivalent du volcanisme du Cambrien inférieur à moyen du Versant Nord : série calcoalcaline riche en termes basiques et intermédiaires, largement spilitisés. Cependant, le contexte est carbonaté.

-3) Une autre possibilité consiste à corréler ces tufs à l'épisode volcanique ordovicien connu dans les nappes de Cabrières et dans les Pyrénées Orientales où l'on observe des pyroclastites liées à des épanchements volcaniques acides rhyolitiques (F. Robert et J. Thiébaut 1976). Mais là aussi l'encaissant est différent des schistes du Cabardès et de plus le chimisme est nettement de caractère tholéitique (Figure 1.33).

B - La série du Roc Suzadou

Nous avons vu que cette série reposait en discordance sur la série du Cabardès sur l'ensemble de la bordure sud de la zone axiale. Aucun fossile n'a été trouvé dans cette série. Mais tant du point de vue pétrographique et minéralogique (quartzites clairs à muscovite, conglomérats lenticulaires, schistes blancs, niveaux à chloritoïde et andalousite) que géochimique pour le pôle gréseux (Figures 1.24 à 1.28), la série du Roc Suzadou présente des analogies avec le **Caradoc** des pyrénées orientales et plus particulièrement du massif de l'Agly (M. Fonteilles 1976).

C - La série des schistes sommitaux

La présence d'entroques dans les lits calcaires intercalés dans ces schistes est un élément favorable pour espérer une datation par la paléontologie. Des recherches pour conodontes effectuées dans les bancs calcaires de Cabrespine se sont révélées vaines. Par analogie de faciès, F. Boyer (communication orale) attribue ces schistes au Gédinnien. Toutefois les niveaux ferrifères et oolithiques de base du Gédinnien en Minervois sont absents. D'autre part, il faut noter la non-continuité de ces schistes jalonnant le sommet de la formation du Roc Suzadou ; une hétérochronie de ces niveaux n'est pas à rejeter.

3 - L'unité de Sériès

L'unité de Carbonates de Sériès est bien visible jusqu'au hameau de Sériès, au nord du plateau de Fournes ; elle forme la dépression des Ilhes, se poursuit vers Nartau, et, décalée vers le sud par un accident N.S. tardif en décrochement senestre, vient au droit de la mine de Salsigne. Ce sont les calcschistes 3a de la mine (Crouzet et al. 1980).

La définition de la limite sud de cette unité de Sériès mérite une discussion détaillée qui sera abordée dans le chapitre 2. Nous proposons de limiter cette unité au sud par un accident majeur qui la mettrait en contact avec l'unité de Fournes dont la lithostratigraphie sera présentée au paragraphe 3.

3.1. Lithostratigraphie

Sur la coupe du Menhir du chemin des Fumades, complétée par une coupe à Nartau on peut établir une lithostratigraphie de cette série. Dans l'ensemble, la succession observée sur ces coupes nous paraît monoclinale, avec parfois des laminages internes marqués par des brèches tectoniques. La succession sera présentée du Nord au Sud, correspondant à la polarité de la série.

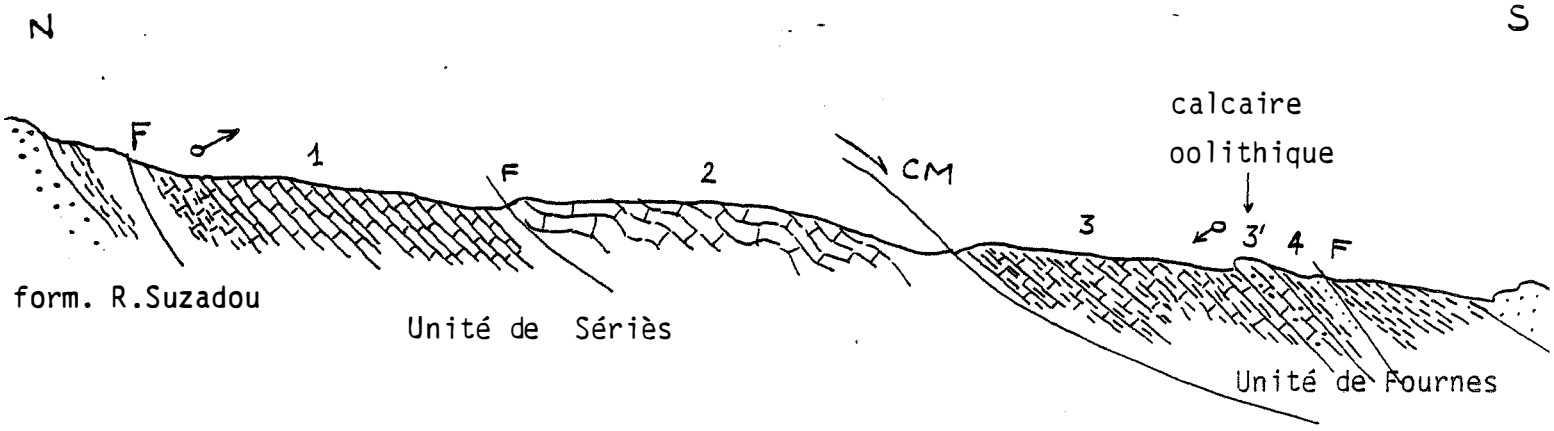
On observe successivement (Figure 1.35).

1) **Des calcaires en plaquettes** noirs à patine grise. "Le passage supérieur des schistes aux calcaires en plaquettes est progressif" signalait F. Boyer (1963). Nous n'avons pas observé nettement le contact mais il semble difficile, étant donné la continuité des bancs, de faire passer un accident majeur en cet endroit. La puissance de ces calcaires est de 50 à 80 mètres.

2) **Des calcaires gris clairs** cristallins contenant un peu de quartz, souvent veinés de calcite à filets rouges dans sa partie supérieure. Cet ensemble plus massif a une puissance maximale de 40 mètres. Sur la coupe du Menhir, il est séparé des calcaires en plaquettes 1 par une brèche associée à un accident tardif.

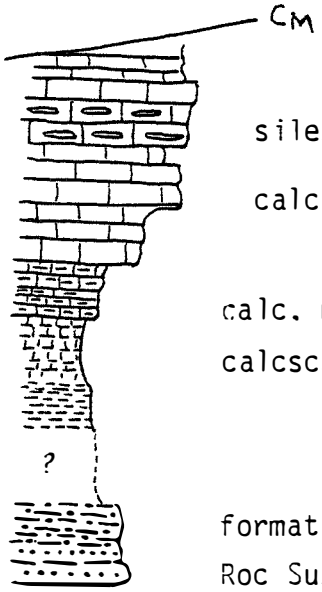
3) **Des calcschistes** à patine **jaune,** riches en muscovite bien cristallisée (épaisseur 15 m). Ils sont séparés des calcaires 2 précédents par un contact tectonique. Sur la coupe du Menhir des Fumades, la continuité de ces calcschistes avec un banc repère oolithique 3' plus massif est assurée.

Figure 1.35 Lithostratigraphie de la formation de Sériès



a . Coupe du Menhir des Fumades

CM : Chevauchement majeur du Minervois



b. Log de la formation de Sériès à Nartau

CM : Chevauchement Majeur du Minervois

Echantillonné sur les indications de F. Boyer, ce banc repère calcaire de 50 cm maximum a livré en lame mince des oolithes. Cette succession de calcaire oolithique et de calcschistes pourrait correspondre à la série de base des carbonates dévoniens en position inverse.
4) Sur le calcaire oolithique, des schistes noirs et des grès ferrugineux à petits quartz anguleux, mal exprimés sur quelques mètres de puissance, collés à la série cambrienne ici en position inverse.

Il apparaît que deux séries sont présentes sur cette coupe. Une série normale : les calcaires de l'unité de Sériès ; et une série inverse probablement gédinnienne de l'unité de Fournes.

Plus à l'Est, la série normale calcaire se suit jusqu'à Sériès et se termine dans le secteur de Font-Viala, Nord du Mont Simel tandis que la série calcschisteuse scellée au Cambrien forme une bande étroite au Nord et à l'Est du Mont Simel.

A l'Ouest, la série de Sériès s'épaissit et contient des termes nouveaux, visibles sur le chemin haut des Ilhes comme sur la coupe de Nartau (Figure 1.35). On observe :

1) **calcaires noirs en plaquettes,** parfois à filets phylliteux à la base,
2) **calcaires gris clairs** massifs,
3) **calcaires à silex,** irrégulièrement répartis.

Au Souleillol, une dolomie noire, "primaire" s'intercale au dessus des calcaires massifs peut être dans les calcaires à silex.

Enfin en mine, nous avons levé des coupes et échantillonné dans la formation de Sériès (calcschistes 3a des mineurs au niveau 12) (Figure 1.36). Les niveaux de calcaires en plaquettes sont bien exprimés et leur minéralogie est plus riche : calcite, quartz, muscovite, graphite, pyrite. Les microfracturations, la schistosité de flux et la recristallisation qui l'accompagnent, ont effacé la texture d'origine de ces carbonates. Quelques microlithons à entroques, bryozoaires et fragments de coquilles de lamellibranches (?) sont les seules zones non recristallisées. Le contact tectonique avec les formations sus-jacentes oblitère la partie supérieure de la série de Sériès.

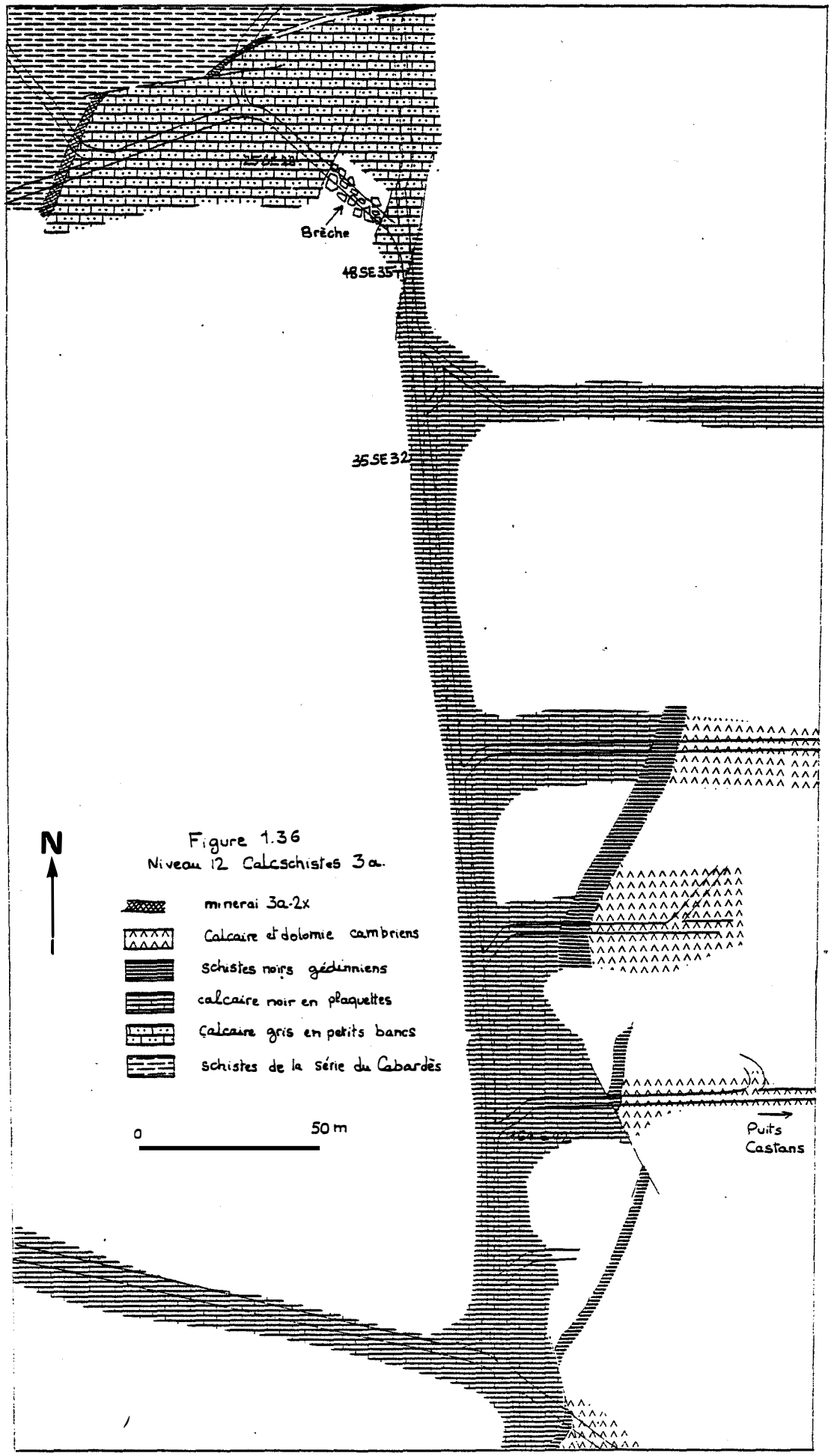


Figure 1.36
Niveau 12 Calcschistes 3a.

3.2. Age et rapports avec les ensembles détritiques sous-jacents

La présence d'entroques et de bryozoaires exclut un âge cambrien pour cette série. Les recherches en microfossiles se sont révélées vaines. Néanmoins il est possible d'attribuer à la série de Sériès un âge dévonien par analogie avec le Dévonien de l'unité de Fournes et de la nappe du Minervois.

La continuité de cette série avec les schistes sommitaux et la formation du Roc Suzadou s'intègre bien dans la logique sédimentaire de cette région.

Après l'instauration d'un régime de plateforme très littorale (série du Roc Suzadou), on observe l'apparition progressive d'une sédimentation chimique et/ou organogène (intercalations calcaires dans les schistes sommitaux), pour aboutir à un faisceau carbonaté (calcaires de Sériès) où la fraction détritique ne subsiste qu'en traces. Une **succession de faciès sédimentaires cohérente** apparait donc depuis la série du Cabardès jusqu'aux calcaires de l'unité de Sériès qui pourraient représenter le **sommet des formations autochtones du sud-ouest de la Montagne Noire .**

4 - Le Minervois

Sous le recouvrement éocène, le chainon paléozoïque du Minervois est constitué de trois unités structurales: le Nord Minervois, le Minervois Central et le Sud Minervois (Boyer 1963) qui s'intègrent aux nappes à déversement sud du versant méridional de la Montagne Noire (Arthaud 1970).

Alongées WSW-ENE ces unités sont séparées les unes des autres par des accidents chevauchants correspondent à des cisaillements majeurs (cf chapitre 2).

Le Sud-Minervois (région de Caunes-Minervois) est constitué par du flysch ordovicien, le Nord-Minervois et le Minervois central par des terrains qui vont du Cambrien inférieur au Viséen inférieur avec une lacune complète à partir du sommet de l'Ordovicien inférieur jusqu'au sommet du Silurien.

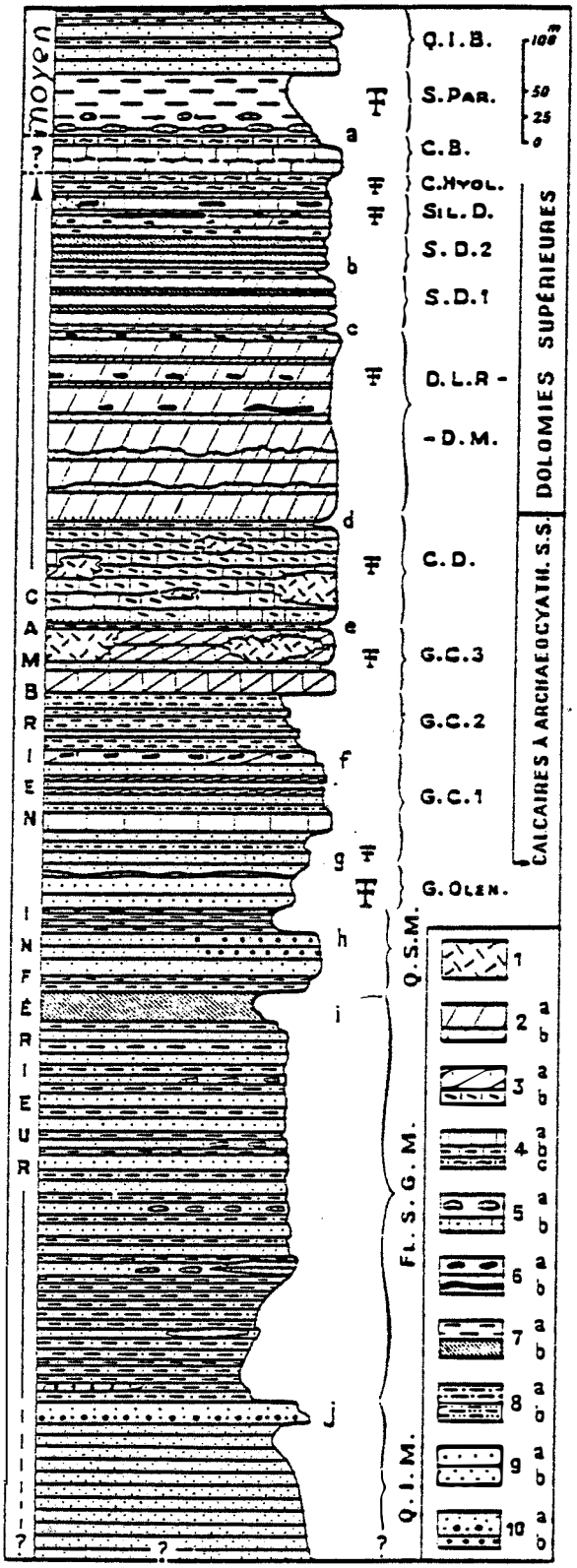
Le Minervois Central a fait l'objet d'études fines :

1. Etudes cartographiques et lithostratigraphiques :M.Thoral (1935), B. Gèze (1949), F. Boyer (1962), L. Laville (1974).
2. Etudes biostratigraphiques et paléontologiques : M. Dreyfus (1948), F. Debrenne (1964), R. Courtessole (1967 1973).
3. Etudes sédimentologiques : P. Courjault-Radé (1982)

La succession et les âges proposés par ces auteurs n'ont pas été remis en cause. La série paléozoïque correspond à la succession de deux cycles sédimentaires séparés par une discordance cartographique majeure :

- Un cycle cambro-ordovicien montrant une évolution depuis des conditions de plateforme : série de Marcory, parfois peu profonde : série des alternances gréso-carbonatées et calcaires à Archaeocyathes jusqu'à des conditions de talus et/ou de bassin : le flysch ordovicien.

- Un cycle dévono-carbonifère correspondant à une transgression et à un régime de plateforme peu profonde (Dévonien moyen) puis à l'évolution vers un régime de talus ou de marge (Dévonien Supérieur) enfin à un régime de bassin (Carbonifère inférieur). Notre étude a porté sur le Nord-Minervois principalement, mais nous comparerons les



Colonne lithostratigraphique du Cambrien inférieur des monts du Minervois et du Pardailhan occidental.

ÉLÉMENTS LITHOLOGIQUES. — 1 : dolomie cristalline rousse ; 2 a : dolomie noire finement cristalline ; 2 b : dolomie claire sublithographique siliceuse ; 3 a : calcaire dolomitique ; 3 b : calcaire dolomitique « hétérogène » ; 4 a : calcaire massif ; 4 b : calcaire marneux ou lité ; 4 c : calcaire noduleux faciès « griotte » ; 5 a : calcaire en amande dans schiste ou grès ; 5 b : calcaire gréseux ; 6 a : jaspes en lentilles ; 6 b : en lits ; 7 a : schiste argileux ; 7 b : schiste pélitique et jaspoïde ; 8 a : schiste gréseux ; 8 b : grès psammitique ; 9 a : grès ; 9 b : quartzite ; 10 a : grès microconglomératique ; 10 b : conglomérat.

LITHOFACIÈS-REPÈRES. — a : calcaires rose lilas, pseudo « griotte » (5 à 8 m) ; b : schistes pélitiques verts et violines (3-4 m) ; c : calcaire marneux noir à patine beige (2-3 m) ; d : schistes gréseux vert-noir (2 à 4 m) ; e : schistes fins brun-noir (2 m) ; f : calcaire dolomitique gris clair à jaspes jaunes (12 m) ; g : calcaires gréseux à petits Archaeocyathidés (2 à 10 m) ; h : microconglomérats et quartzites feldspathiques brun violacé (10 à 20 m) ; i : schistes pélitiques vert jade et violets (très variable : 20 à 100 m et plus) ; j : conglomérats, microconglomérats et quartzites blancs à stratification entrecroisée et minéraux lourds (10 à 20 m).

GROUPES DE LITHOFACIÈS. — Q. I. B. : quartzites inférieurs vert clair du « Barroubio » ; S. PAR. : schistes verts et violets (à Paradoxides) ; C. B. : calcaire blanc marmoréen ; C. HYOL. : calcaires noirs à filets jaune ocre, dits « entrelacés » (à Ellipsocéphalidés et Hyolithes) ; SIL. D. : calcaires et dolomies grises à jaspes noirs (et Stromatolithes) = « silico-dolomitique » ; S. D. : alternances schisto-dolomitiques s. l., de schistes jaspoïdes et dolomies lithographiques claires à patine jaune ; (S. D. 2 : séquences supérieures à schistes dominants ; S. D. 1 : séquences inférieures à gros bancs dolomitiques) ; D. L. R. - D. M. : dolomies « litées-rubanées » grises et dolomies massives noires à pois noirs et vermicules gris, avec jaspes noirs et blancs (et Stromatolithes) ; C. D. : calcaires gris clair à dolomitisation incomplète par « yeux » (à Archaeocyathidés) ; G. C. : alternances gréso-carbonatées (à Archaeocyathidés), (G. C. 3 : séq. sup. à gros bancs carbonatés ; G. C. 2 : séq. moyennes à faciès détritiques prédominants ; G. C. 1 : séq. inf. à carbonates-détritiques équilibrés) ; G. OLEN. : grès blancs piquetés de limonite (à *Olenopsis*) ; Q. S. M. : quartzites supérieurs du Marcory, vert clair et brun violacé avec grès grossiers ou psammitiques ; FL. S. G. M. : flysch gréso-schisteux, parfois légèrement carbonaté ; Q. I. M. : quartzites inférieurs du Marcory, blancs ou vert clair.

Figure 1.37a Log stratigraphique du Cambrien inférieur et moyen du Minervois d'après F. Boyer 1962.

coupes de références du Minervois central et du Nord Minervois successivement dans le Cambrien (4.1.) et dans le Dévonien (4.3.).

4.1. Le Cambrien du Minervois

4.1.1. La série de référence du Minervois central

Le but de ce travail étant avant tout structural, nous présentons ici la lithostratigraphie de référence dont la connaissance est indispensable pour deux raisons. Elle apporte des arguments supplémentaires dans les zones complexes sur le plan structural et elle est nécessaire pour la synthèse entre les reconstructions paléogéographiques possibles et la tectonique régionale.

C'est dans l'unité du Minervois Central que la stratigraphie de référence des terrains cambriens inférieur à moyen du Sud de la Montagne Noire a été établie par F. Boyer (1962) (Figure 1.37a) et n'a pas été modifiée depuis. Dans le détail, la succession s'établit comme suit depuis les terrains les plus anciens jusqu'aux plus récents :

A) Le Cambrien inférieur

1) la formation des grès de Marcory

Il s'agit d'un important épisode détritique (1200 m) de couleur verte à brune, étudié en détail des points de vue minéralogique et lithostratigraphique par L. Laville Timsit (1974). Cet auteur distingue quatre unités sédimentaires.

- le Marcory I : 200 à 250 m

Ce sont des grès notés quartzites inférieurs de Marcory (Q.I.M.) par F. Boyer (1962). La base de cette série n'est pas connue. Les niveaux les plus anciens sont constitués par des lits de schistes noirs à carbonates alternant avec des bancs calcaires de quelques mètres (calcschistes de Villanière). Ensuite viennent des grès et pélites "inférieurs". Dans cette puissante formation, les lits calcaires sont plus rares et d'épaisseur réduite.

- le Marcory II : 450 m

Des grès verts en petits bancs centimétriques à décimétriques constituent cette importante séquence détritique très monotone.

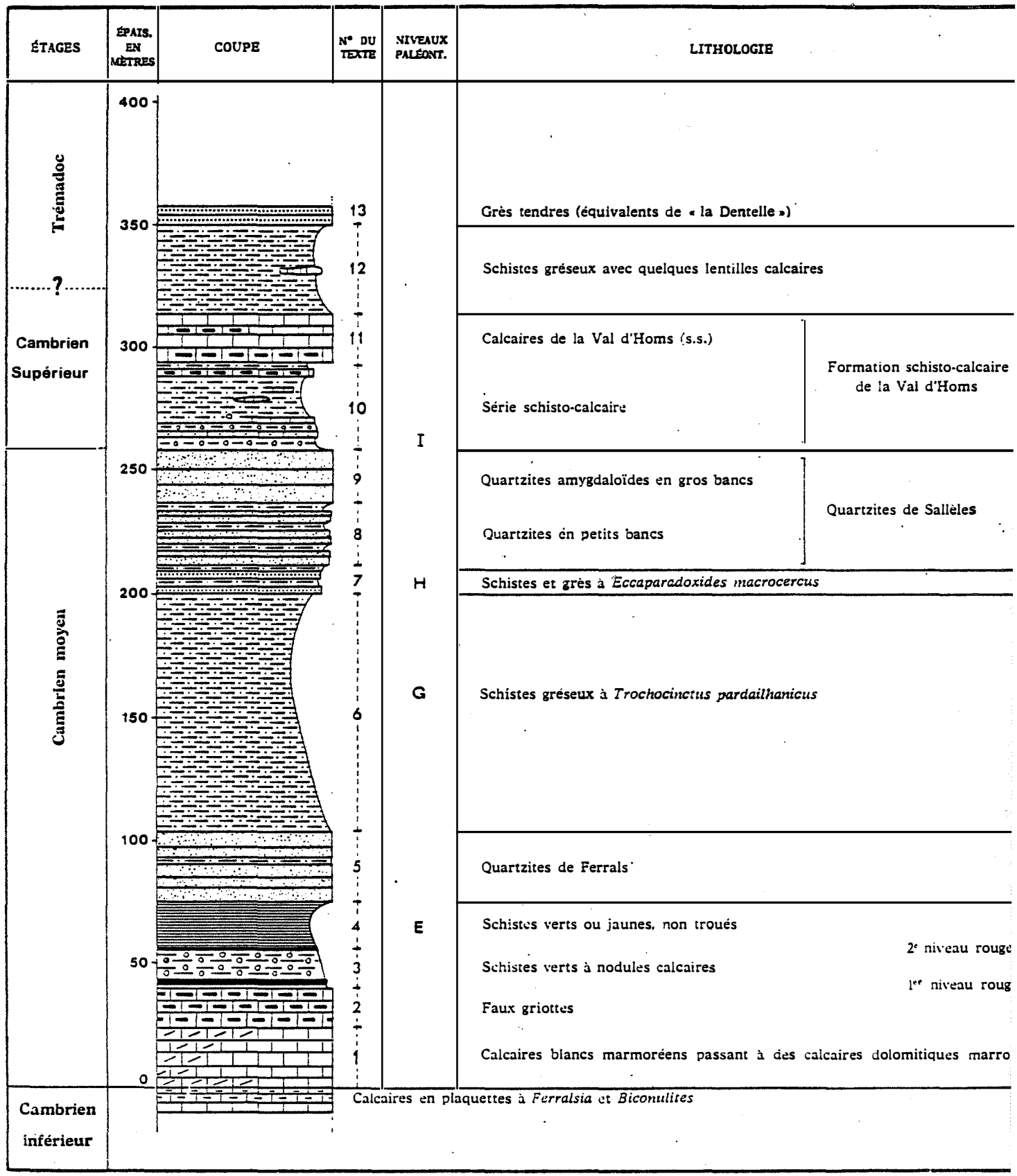


Figure 1.37b Log stratigraphique du Cambrien moyen à supérieur, et passage au Trémadoc dans la région de Sallèles, d'après Courtessole 1973, modifié.

- le Marcory III : 400 m

Débutant par un quartzite blanc, cette unité sédimentaire est marquée par des variations de faciès plus grandes. Tout d'abord, des grès verts bien stratifiés montrent des bases de bancs à figures sédimentaires : ripple marks, figures de charge, viennent ensuite des pélites vert sombre à lits carbonatés, parfois à petits nodules phosphatés et des grès gris sombre bioturbés. Puis au sommet de cet ensemble un faisceau de pélites très tendres : les pélites vertes repère (= niveau i de F. Boyer 1962).

- le Marcory IV : 120 m (Q.S.M.)

Il s'agit d'un ensemble quartzitique contrastant avec le reste de la série. Ce sont les "quartzites supérieurs de Marcory" de F. Boyer 1962. Ces grès peuvent être violet sombre ou verts, parfois roses ou roux avec un ciment carbonaté. Ils sont organisés en bancs de 50 cm à 1 m environ séparés par de fins interlits schisteux.
On note l'abondance des micas blancs détritiques déjà reconnus dans les grès du Marcory III, et la présence fréquente de produits ferrugineux (hydroxydes de fer). F. Boyer signale des amandes de calcaire gris dans lesquelles nous avons découvert des Archéocyathes (en cours d'étude).

Des grès verts, à figures sédimentaires forment la partie supérieure de cet ensemble avant le passage aux alternances gréso-carbonatées de la formation des calcaires à Archéocyathes. Nous avons étudié les faciès lithologiques et la géochimie de ces grès mais par commodité, l'analyse géochimique est reportée au paragraphe 3.2.

2) la formation des calcaires à Archéocyathes (s.l.)

les alternances gréso-carbonatées

Daté par F. Debrenne (1964) (Archéocyathes) du Lénien, cet ensemble débute par un niveau repère de calcaire gréseux gris clair (1 à 2 m). Les 8 à 9 récurrences gréso-carbonatées reconnues présentent une succession caractéristique d'une régression selon P. Courjault Radé (1982) :

- argilites vertes
- grès verts
- grès roux
- calcaires gris ou blancs ou dolomies

Le même auteur décompose les alternances en deux sous-ensembles :

les alternances inférieures n° 1 2 3 4 et 5 sont caractérisées par un équilibre des faciès détritiques et des faciès carbonatés, nuancé par une augmentation relative des épisodes calcaires de l'alternance 1 à l'alternance 5. Le niveau calcaire de l'alternance 5 à accidents siliceux constitue un bon repère régional.

les alternances supérieures n° 6 7 8 et 9 débutent par la "contre-attaque détritique", ensemble de schistes et de grès verts légèrement carbonatés. Ce niveau est surmonté par l'alternance calcaire n° 6 à lacis pélitique qui constitue un repère régional. Dans la partie supérieure les termes carbonatés, contenant souvent des Archéocyathes, prédominent sur les termes silico-clastiques et anoncent ainsi la formation des calcaires dolomitiques (CD) qui coiffent la séquence régressive.

les calcaires dolomitiques (CD) correspondent donc à une nouvelle occurence calcaréo-dolomitique ; "ils sont indissociables des alternances" (P. Courjault Radé 1982). Ce sont des calcaires gris à Archeocyathes à yeux de dolomie orange (faciès Léopard).

les dolomies supérieures sont constituées successivement par :

- une récurrence pélitique repère (1 m) (= niveau d de Boyer 1962)
- des dolomies massives et dolomies litées rubannées à jaspes noirs et blancs. Présence de pseudomorphoses d'évaporites (P. Courjault Radé 1982).
- des alternances schisto-dolomitiques de couleur orange très caractéristique (SD)
- un niveau "silico-dolomitique" (SIL. D.) constitué de calcaires et dolomies grises et jaspes noirs, présence de stromatolithes.
- des calcaires en plaquettes à Ferralsia considérés comme le sommet du Cambrien inférieur (R. Courtessole), notées calcaires à Hyolithes (C. HYOL.) par F. Boyer.

B) Le **Cambrien moyen** (Figure 1.37b)

Marqué par un retour de faciès détritiques, il présente la succession suivante, les numéros se rapportant à la figure :

1 et 2 - à la base marbre blanc azoïque surmonté par des calcaires noduleux à "faciès griotte"

3 - schistes lie-de-vin ou verts à nodules calcaires

4 - schistes "à Paradoxidès" verts à jaunes
5 - grands quartzites blancs : les quartzites de Ferrals avec des intercalations de psammites et de schistes verts
6 - schistes argilo-gréseux verts, mats
7 et 8 - grès tendres, alternant avec des quartzites en petits bancs
9 - quartzites flexueux ou amygdaloïdes
10 - complexe schisto-calcaire débutant par des schistes verts à amandes et lits calcaires

C) Le Cambrien supérieur et le passage au Trémadoc

11 - calcaires dits de la Val d'Homs (M. Thoral 1935) marmoréens en bancs épais à passées schisteuses, datés du Néocambrien par les faunes de trilobites Bergeronites et Prochuangia (R. Feist et R. Courtessole 1984).
12 - schistes verts ou ocracés à rares lentilles de calcaire blanc
13 - grès tendres, équivalents de "la Dentelle", (F. Boyer et R. Guiraud (1964)) niveau repère de la base du Trémadoc.

4.1.2. Le Cambrien du Nord-Minervois

Dans le Nord-Minervois, les terrains cambriens dessinent un anticlinal en tête plongeante déversé vers le Sud : la synforme de Salsigne. Le chapitre 2 étudiera plus précisément cette structure.

Nous avons établi une lithostratigraphie de ces terrains Cambriens à partir de la coupe de la vallée de l'Orbiel (D101) d'une part, et de la coupe du mont Simel d'autre part. Cette dernière coupe montre une partie de la série du Cambrien moyen, absente dans la première coupe. Globalement, il s'agit d'une série analogue à la série de référence et qui comprend successivement (Figure 1.38) :

la formation de Marcory (la partie supérieure III et IV étant seule représentée)

Les alternances grésocarbonatées

Le calcaire dolomitique

Les dolomies supérieures

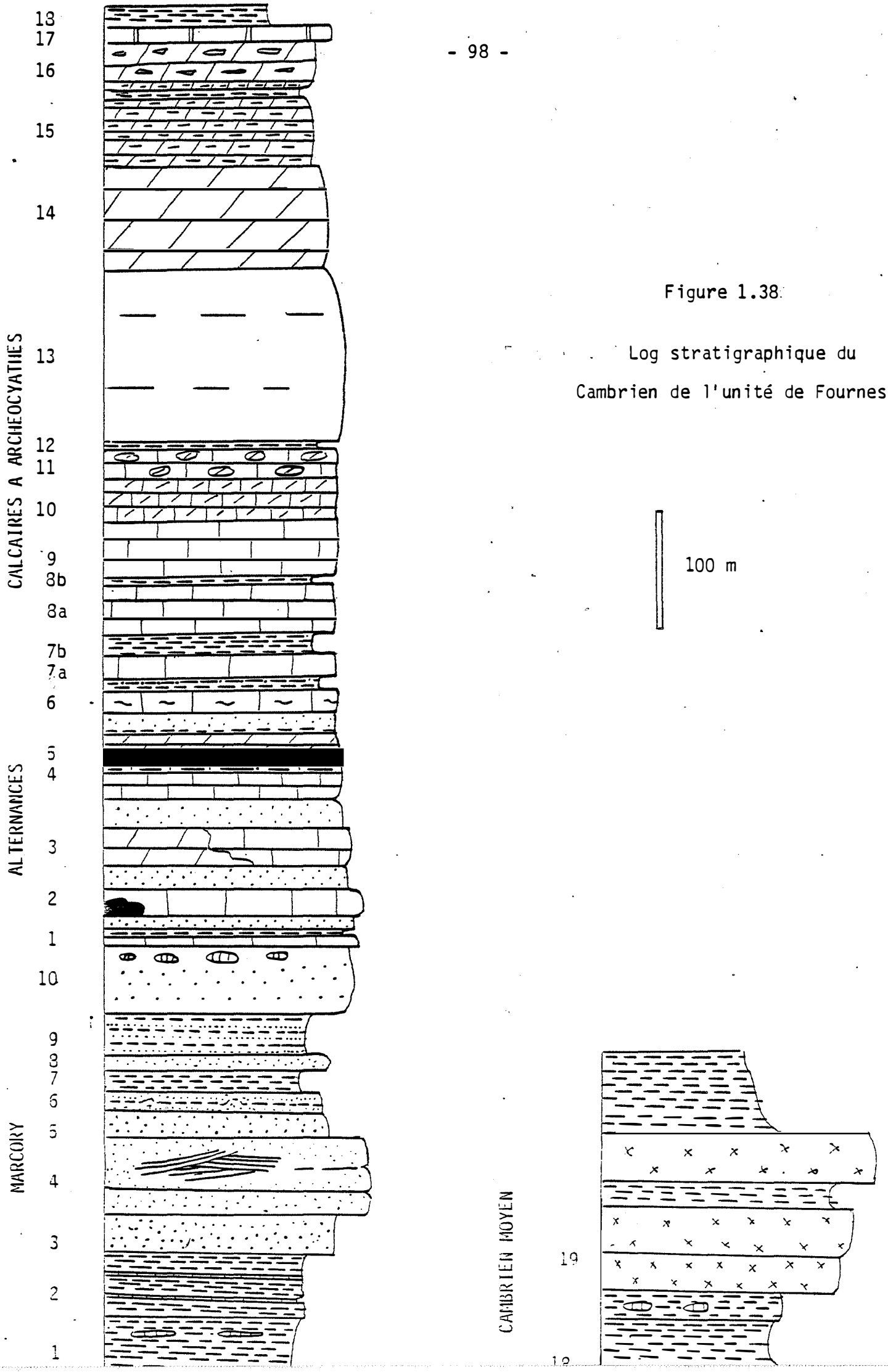


Figure 1.38

Log stratigraphique du Cambrien de l'unité de Fournes

légende

Marcory III

1 - pélites bleues à noires, assez gréseuses, contenant des amandes carbonatées
2 - schistes verts fins assez tendres à interlits calcaires centimétriques

Marcory IV

3 - grès noirs en bancs décimétriques séparés par des lits millimétriques de schistes
4 - quartzite blanc à vert-pâle, à stratifications entrecroisées et nombreuses surfaces dépositionnelles-érosives
5 - grès noirs assez grossiers à chenaux centimétriques à décimétriques indiquant une polarité normale - fins interlits pélitiques. Au sommet on trouve des grès brunâtres carbonatés
6 - alternances argilogréseuses centimétriques montrant des bioturbations
7 - schistes verts
8 - grès verts à bancs en blancs décimétriques
9 - schistes à petites intercalations gréseuses centimétriques montrant une succession séquentielle à granoclassement inverse
10- grès bruns verts en séquences régressives, à galets calcaires au sommet

Alternances grésocarbonatées (dont la numérotation se réfère à F. Boyer 1962)

1 a calcaire gréseux
  b schistes verts à ripple marks
  c grès roses à chenaux
2 a calcaire gris karstique
  b grès rose
3 a calcaire dolomitique
  b grès verts
4.5 a calcaires gris à silex au sommet
  b schistes verts "contre attaque détrique"
  c grès roses
6 a calcaire violet à rose pyriteux à lacis pélitique surmonté d'un calcaire marmoréen blanc
  b schistes à passées limonitiques
  c grès roses en bancs de 50 cm à 1 m
7 a dolomie grise
  b grès roses
8 a calcaires gris
  b schistes verts

Le **calcaire dolomitique**

9 calcaire gris, mal lité, parfois à taches de dolomie orange
10 dolomies grises, massives, contenant l'indice de Pb-Zn du Pestril
11 calcaire dolomitisé faciès "léopard", contenant des Archeocyathes

Les dolomies supérieures

12 niveau pélitique repère métrique (niveau d)
13 dolomies sombres massives des chateaux de Lastours
14 dolomies en bancs métriques
15 schisto-dolomitique orange contenant une récurrence pélitique verte
16 silico-dolomitique, clair, bien lité

Le **cambrien moyen** (Flanc inverse)

17 marbre blanc, peu épais (1 à 2 m)
18 schistes lie de vin à noirs, très rarement à nodules calcaires, verts dans leur partie supérieure, contenant des fragments de trilobites (La Grave, est de Lastours).
19 Grands quartzites, n'affleurant pas à Lastours où la transgression "gothlando-dévonienne" repose sur le terme 18, mais connus sur l'autre flanc de la synforme.

La base du Cambrien moyen visible uniquement dans le flanc inverse de la synforme

Indépendamment de l'arrasement antédévonien, l'épaisseur des couches du Cambrien inférieur carbonaté est très variable (les dolomies massives, par exemple, ont une puissance de 300m aux chateaux de Lastours et de quelques mètres seulement au Sud-Est des Ilhes dans le flanc inverse de la synforme). Comme dans le Minervois central, il existe des niveaux à caractère évaporitique.

Pour les termes de base, formation de Marcory et Alternances, ces résultats coincident bien avec les données de L. Laville (1974) sur cette même région.

Le cortège de minéraux lourds et phyllites indique selon cet auteur une proximité plus grande du littoral pour le Nord Minervois. Le Minervois central correspond à une zone plus septentrionale que le Nord Minervois avant le déplacement des nappes . Ces deux faits indiquent un continent situé au Sud pendant la période cambrienne.

4.2. Géochimie des grès de Marcory (Cambrien inférieur I)

Le caractère ubiquiste du faciès Marcory dans les formations gréseuses du Cambrien inférieur I autour de la Montagne Noire tant au Sud : B. Gèze (1949), F. Boyer (1962) qu'au Nord: F. Boyer et J.P. Prian (1977), M. Donnot et M. Guérangé (1978) est particulièrement frappant.

L'étude géochimique de cette formation présente donc un intérêt en soi, et permet d'interpréter cet ensemble en termes de roches sédimentaires et de milieu de dépôt.

D'autre part, il est probable qu'une partie au moins de la série du Cabardès est d'âge cambrien inférieur. L'existence de ces deux séries au Sud Ouest de la Montagne Noire pose donc le problème d'une éventuelle corrélation. La géochimie constitue un bon outil de comparaison, dans la mesure où le métamorphisme et la déformation intense de la série du Cabardès rendent difficile une comparaison sédimentologique.

Nous avons procédé à un échantillonage de la série de référence des grès de Marcory dans le Minervois Central. Ce travail a été entrepris en collaboration avec MM. Barnier et Perrin de l'Ecole des Mines. Deux secteurs ont été sélectionnés pour la bonne continuité des affleurements et l'absence de répétition tectonique :

1) la coupe de la Clamoux (Figure 1.39a) le long de la D112 entre les ruisseaux de Filète et Rémol au Sud du village de Cabrespine. Cette coupe montre la série de Marcory depuis les quartzites inférieurs jusqu'aux alternances sans discontinuité.

2) la coupe de l'Argent double (Figure 1.39b) le long de la D620 à partir du point côté 269 jusqu'au vallon de Citou. Seule, la partie supérieure Marcory III et Marcory IV (L. Laville 1974) est présente sur cette coupe.

Description des lithofaciès et pétrographie des roches sédimentaires

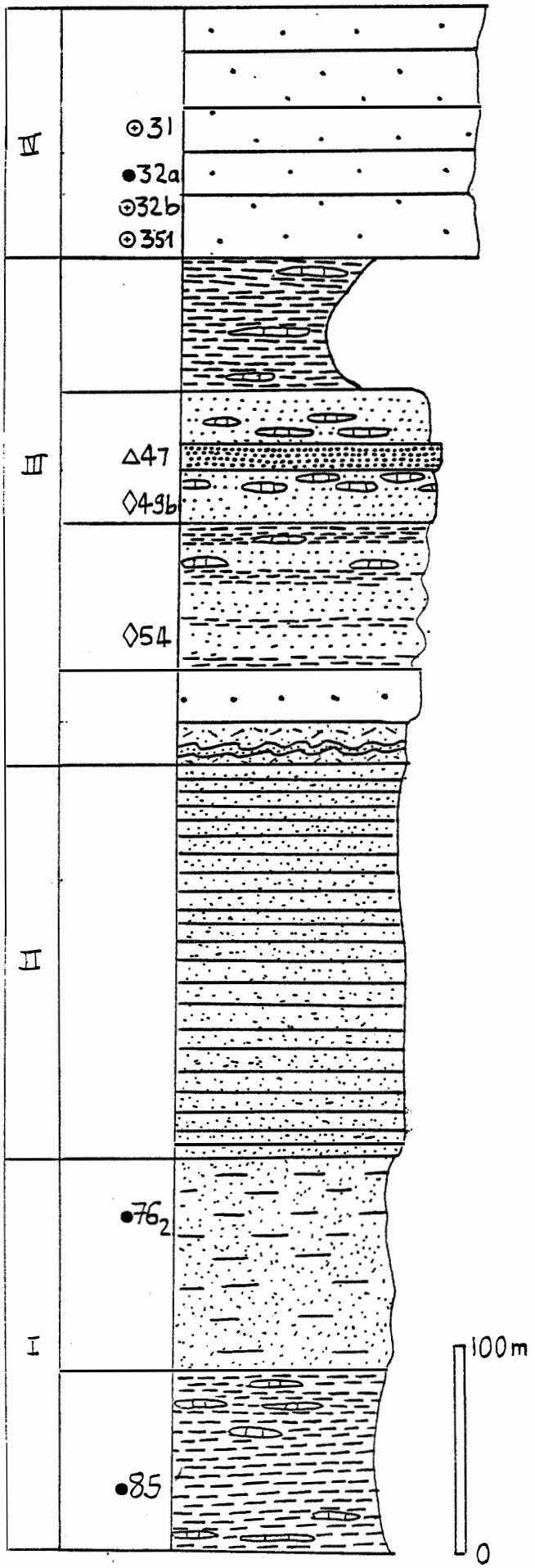
Une étude sommaire des lithofaciès permet de distinguer :

- des lithofaciès gréseux à laminations parallèles, quelquefois faisant un angle faible, localement montrant de véritables stratifications arquées et des bancs de 10 cm à 200 cm. Ces termes évoluent rapidement aussi bien horizontalement (vérifié dans le Nord-Minervois) que verticalement vers des lithofaciès hétérolithiques mélangés, plutôt dominés par les grès (granulométrie 200-400μ), avec des interlits argileux centimétriques fins (granulométrie inférieure à 60 microns). Très localement, il semble qu'il y ait des granoclassements inverses (Nord-Minervois). H.D. Johnson (in Reading H.G. 1978) indique des conditions de grande énergie pour de tels niveaux (dépôts de tempête, houle de fond...)

- des lithofaciès hétérolithiques mélangés gréso-argileux non laminés, très homogènes en bancs plus minces (cm), le tri est moins important mais la granulométrie maximale est plus faible (200μ). Il peut s'agir de dépôts de suspensions par un courant marin perdant progressivement de l'énergie.

Figure 1.39a Echantillonnage des Grès de Marcory - Vallée de la Clamoux

Les numéros se réfèrent aux analyses reportées en annexe



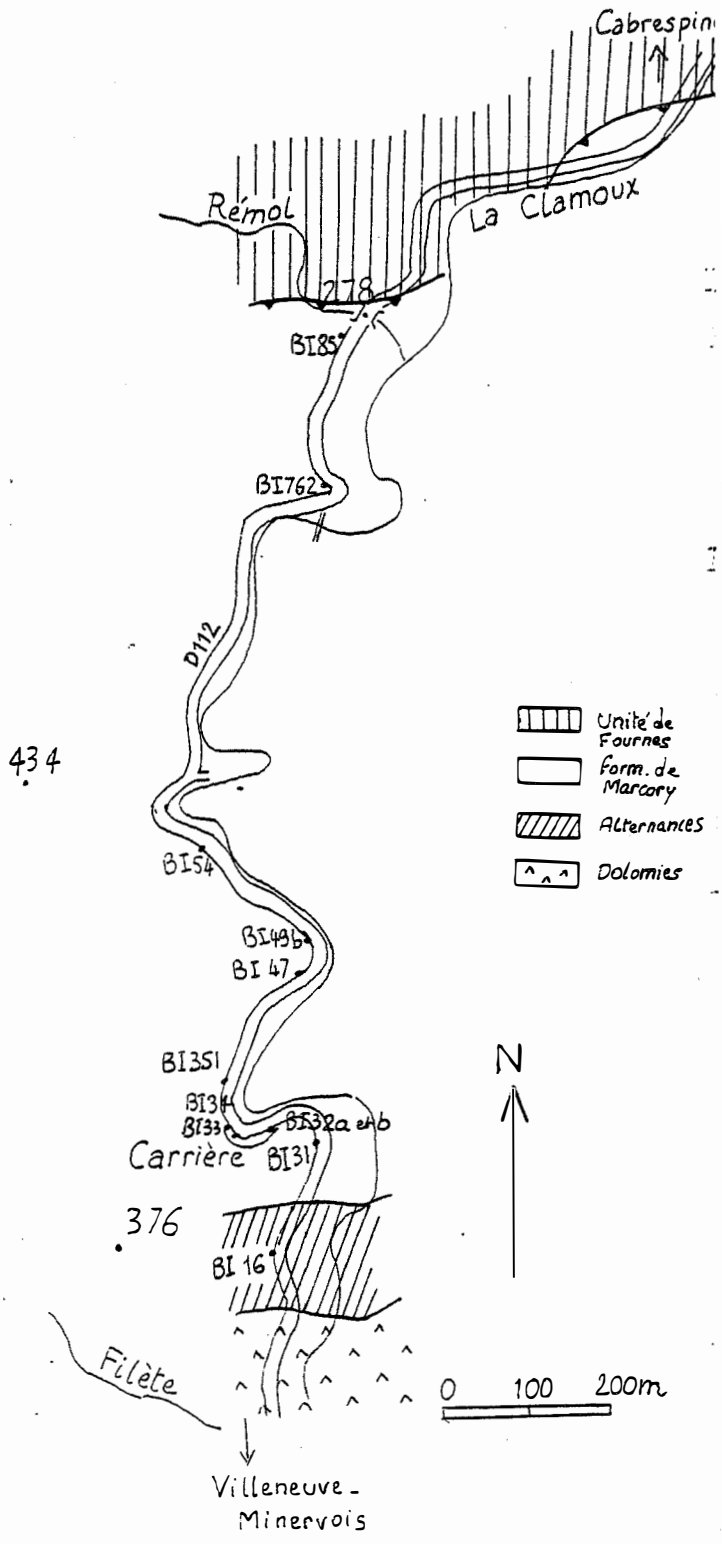
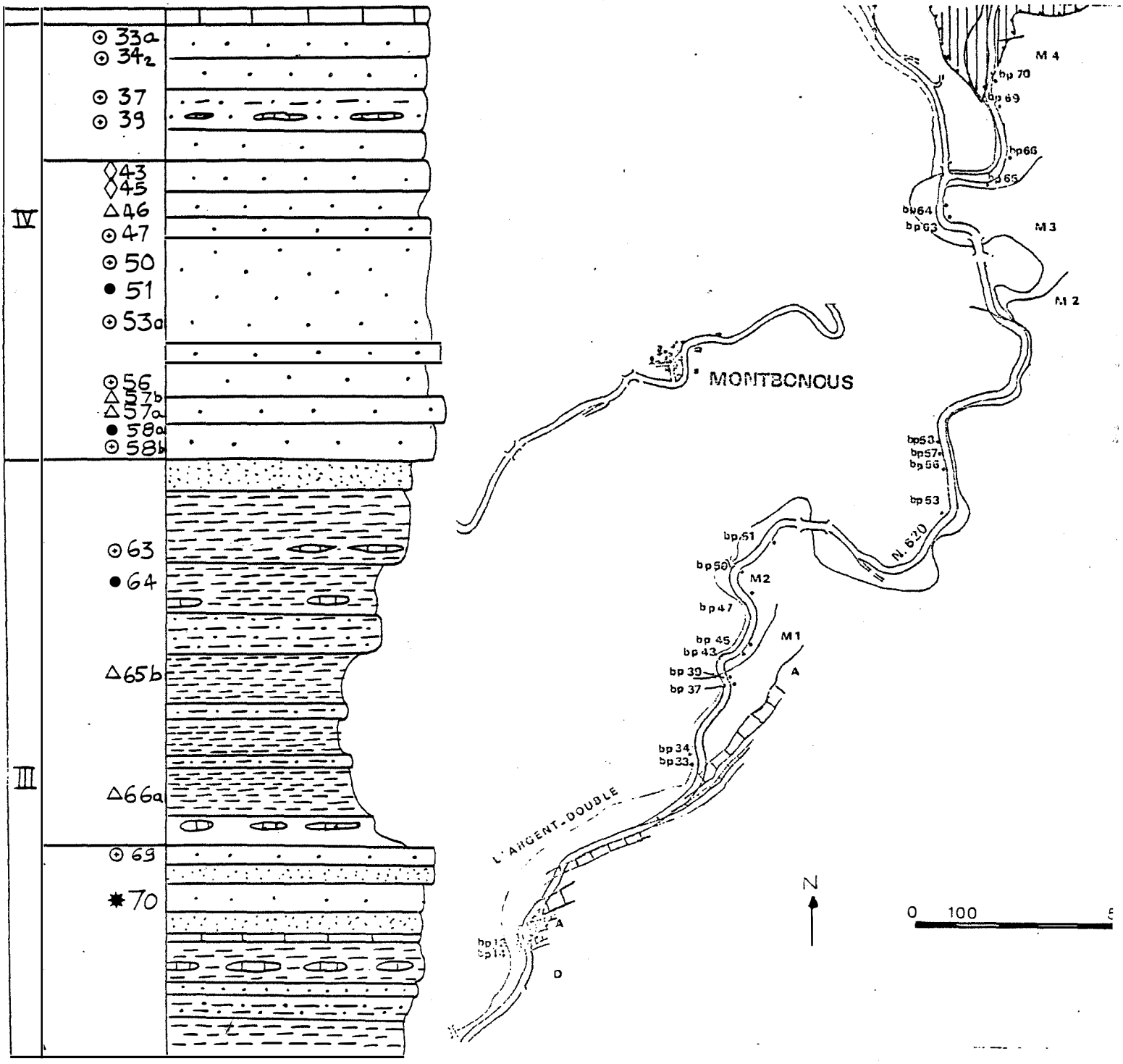


Figure 1.39b Echantillonage pour géochimie grès de Marcory
vallée de l'Argent-double



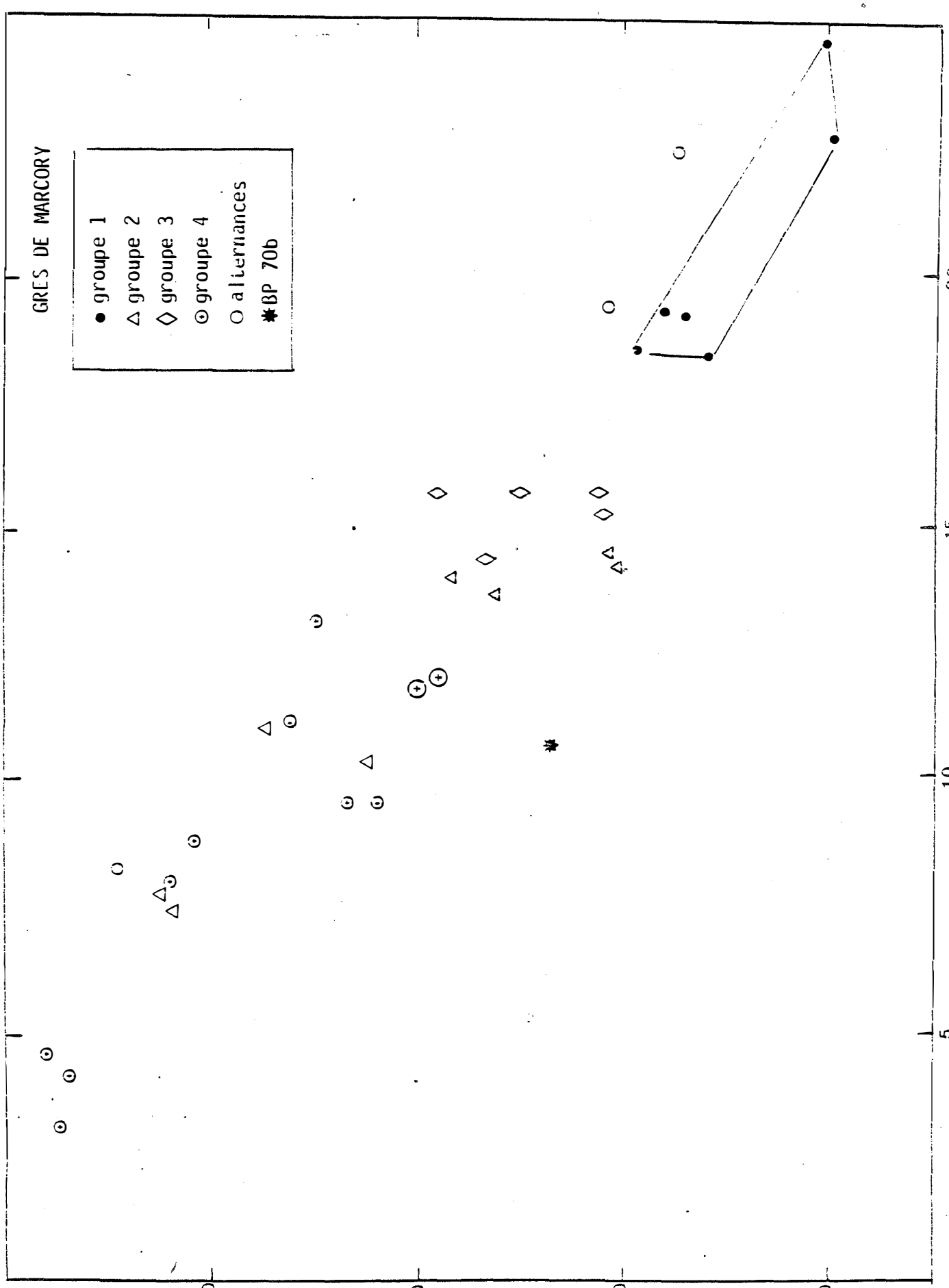


Figure 1.40 Diagramme SiO_2/Al_2O_3

L'ensemble des lithofaciès peut subir un début d'oolithisation (milieu agité oxydant) indiquant des conditions de bathymétrie assez faibles liées par exemple à des barres , ou encore à un littoral très proche.

Au microscope les niveaux schisteux évoquent des faciès mudstone, très riches en argiles et micas recristallisés lors du métamorphisme. Les autres minéraux sont : quartz, plagioclase (An 23 à 32), muscovite (paillettes millimétriques), feldspath potassique, zircon, tourmaline, rutile ilménite, anatase, calcite.

Classification géochimique

Les analyses dont nous disposons recouvrent l'ensemble des lithofaciès à l'exclusion des niveaux carbonatés et sont réparties dans l'ensemble du log stratigraphique de la formation de Marcory.

Deux séquences binaires très contrastées ont fait l'objet d'un couple d'analyse (terme quartzitique et terme argileux) : BI32a BI32b d'une part et BP58a BP58b d'autre part. Les autres échantillons ont été choisis comme représentant au mieux le terme arénacé et/ou argileux pour un groupe de séquences observées sur les coupes.

Nous distinguons quatre groupes sur les diagrammes géochimiques SiO_2/Al_2O_3, K_2O/Al_2O_3, Na_2O/Al_2O_3. Les trois premiers groupes constituent le matériau principal de la formation de Marcory environ 80% de cette série. Le groupe 4 est totalement différent.
Le diagramme SiO_2/Al_2O_3 montre que le groupe 1 représente des shales tandis que les trois autres groupes sont contitués de grès que nous allons tenter de caractériser.

1) les **schistes verts (shales)** BI32a, BP58a, BP51, BP64, BI762, BI85. Leurs teneurs en Al_2O_3 et en K_2O élevées les rangent parmi les **shales.** BP762 est un **shale phosphaté.** Les schistes fins BI32a et BP58a constituent le pôle shaleux de cette série. Leur teneur en K_2O avoisine 8 %.

Un calcul de la norme sédimentaire (annexe) montre que ces shales contiennent du quartz, très peu de plagioclase, et une association argileuse de chlorite, illite et muscovite, l'illite étant largement prédominante.

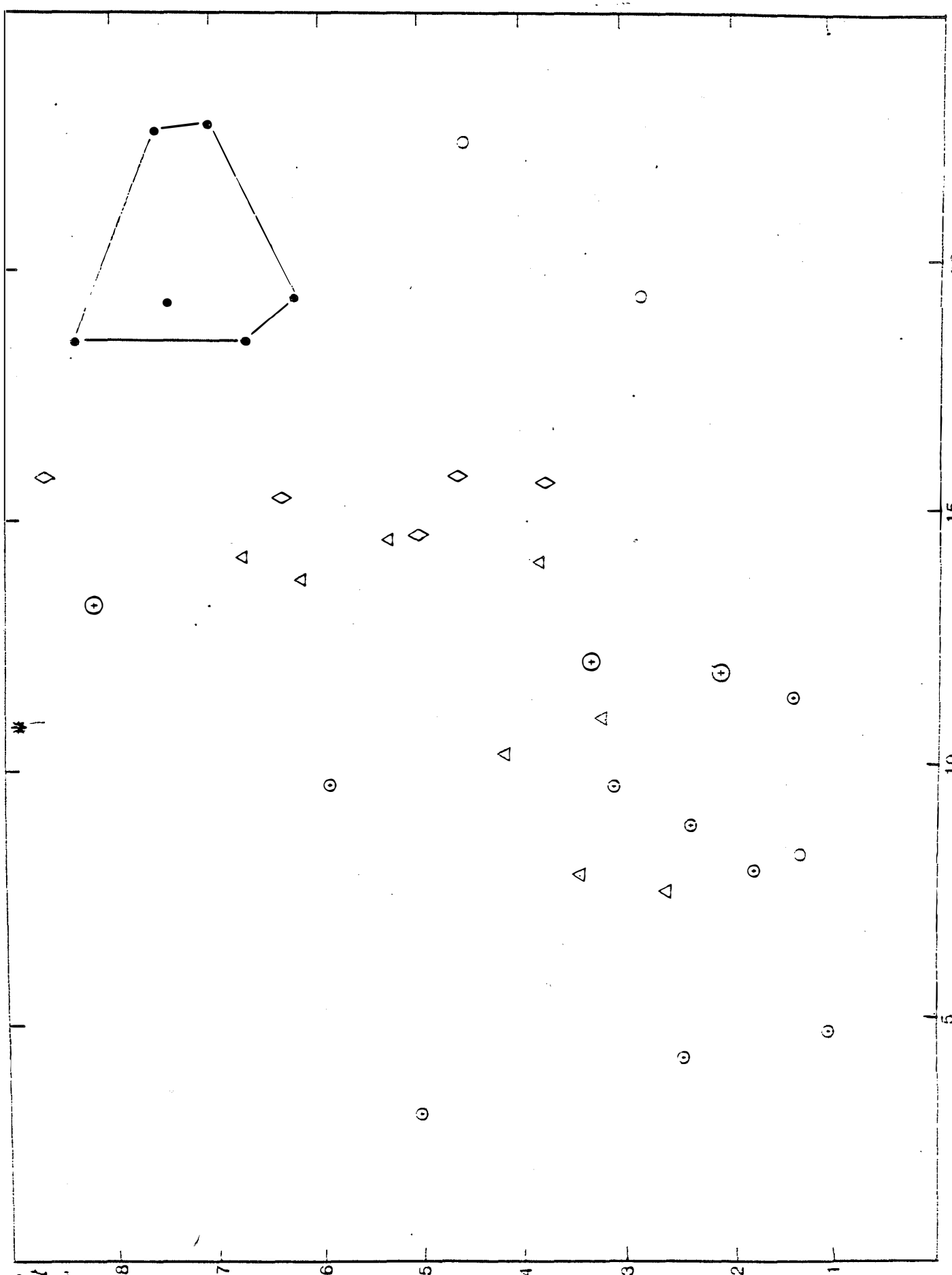


Figure 1.41 Diagramme Fe_2O_3/Al_2O_3, légende cf 1.40

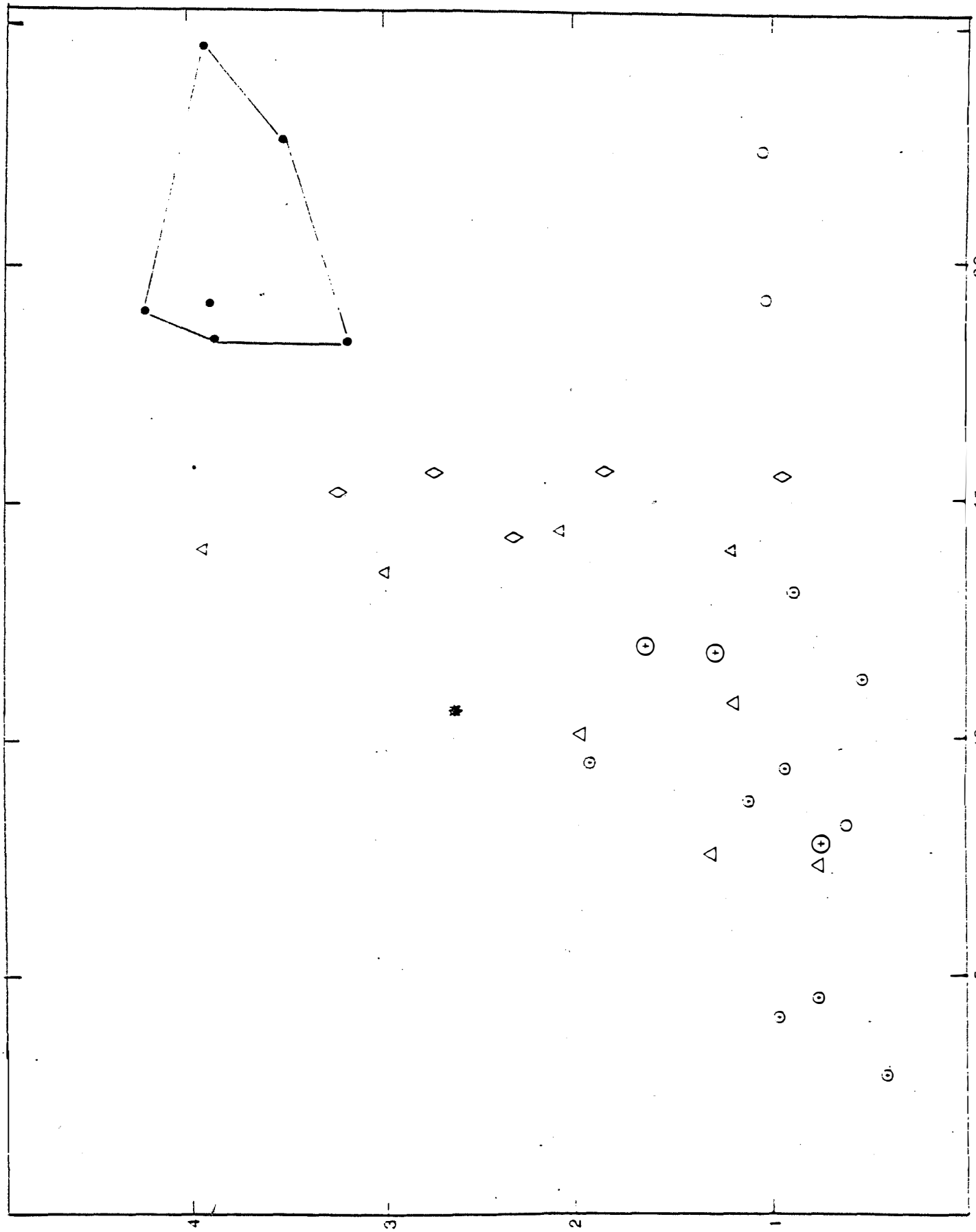


Figure 1.42 Diagramme MgO/ Al_2O_3, légende cf 1.40

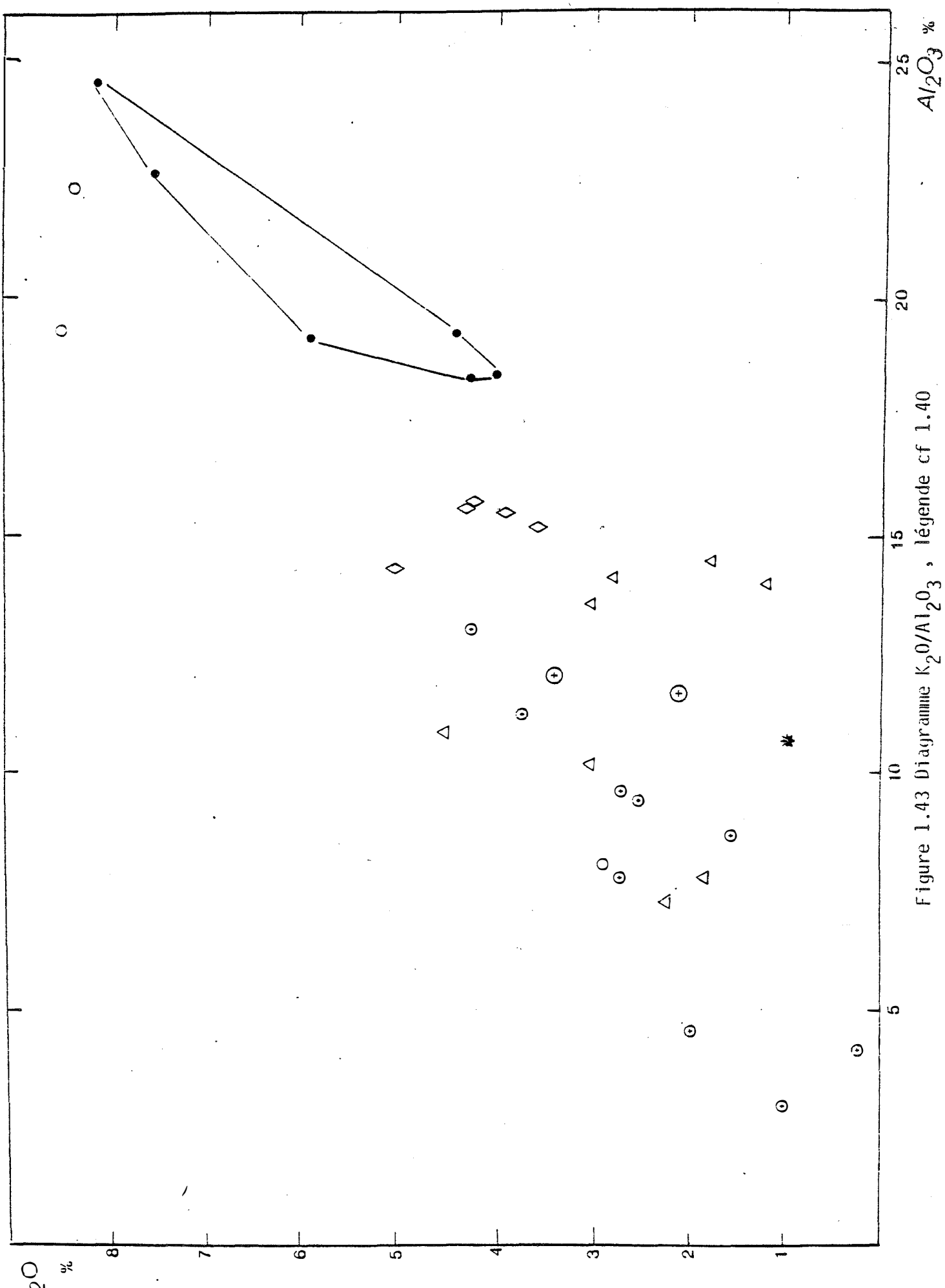


Figure 1.43 Diagramme K_2O/Al_2O_3 , légende cf 1.40

Figure 1.44 Diagramme Na_2O/Al_2O_3 , légende cf 1.40

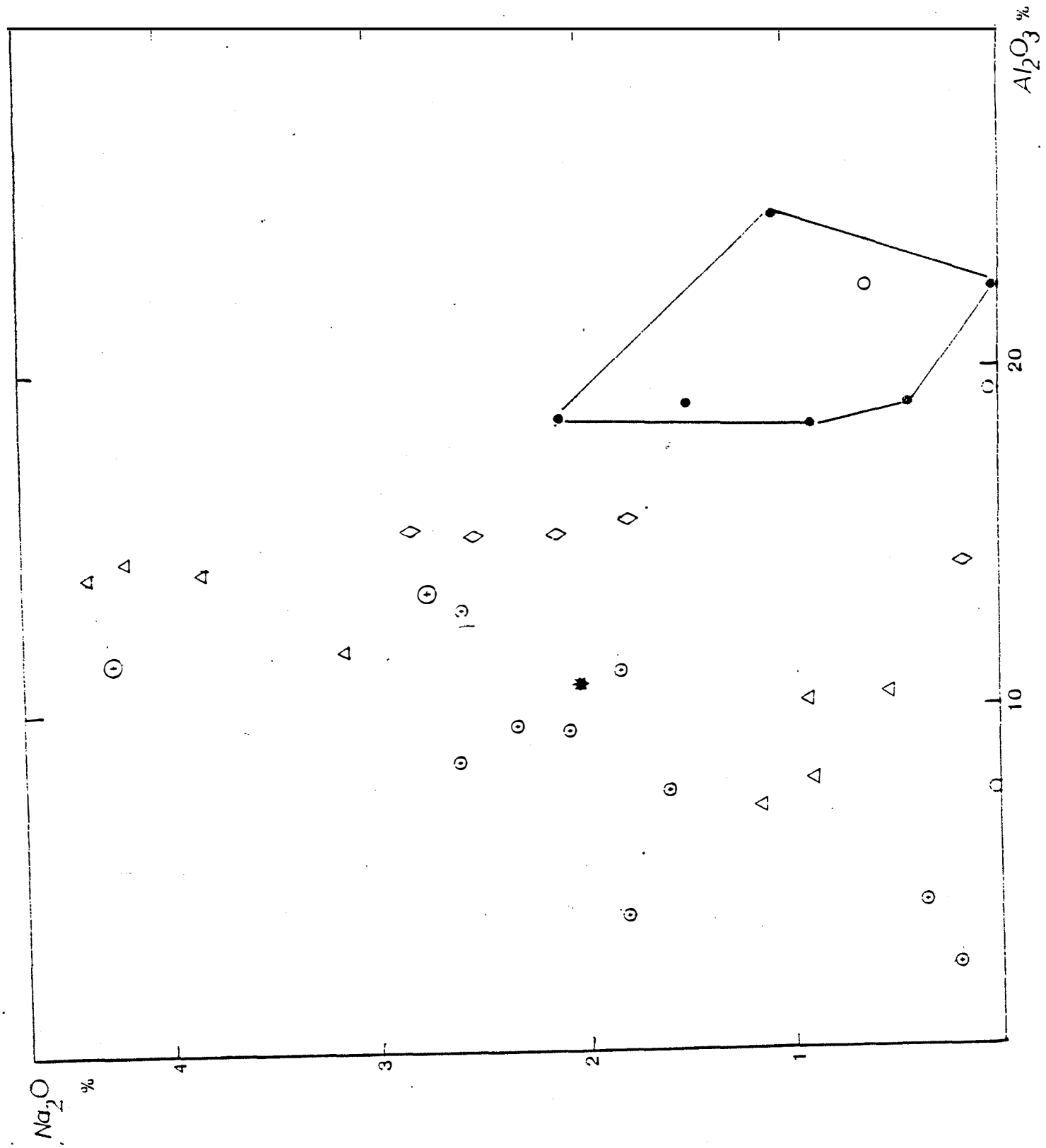
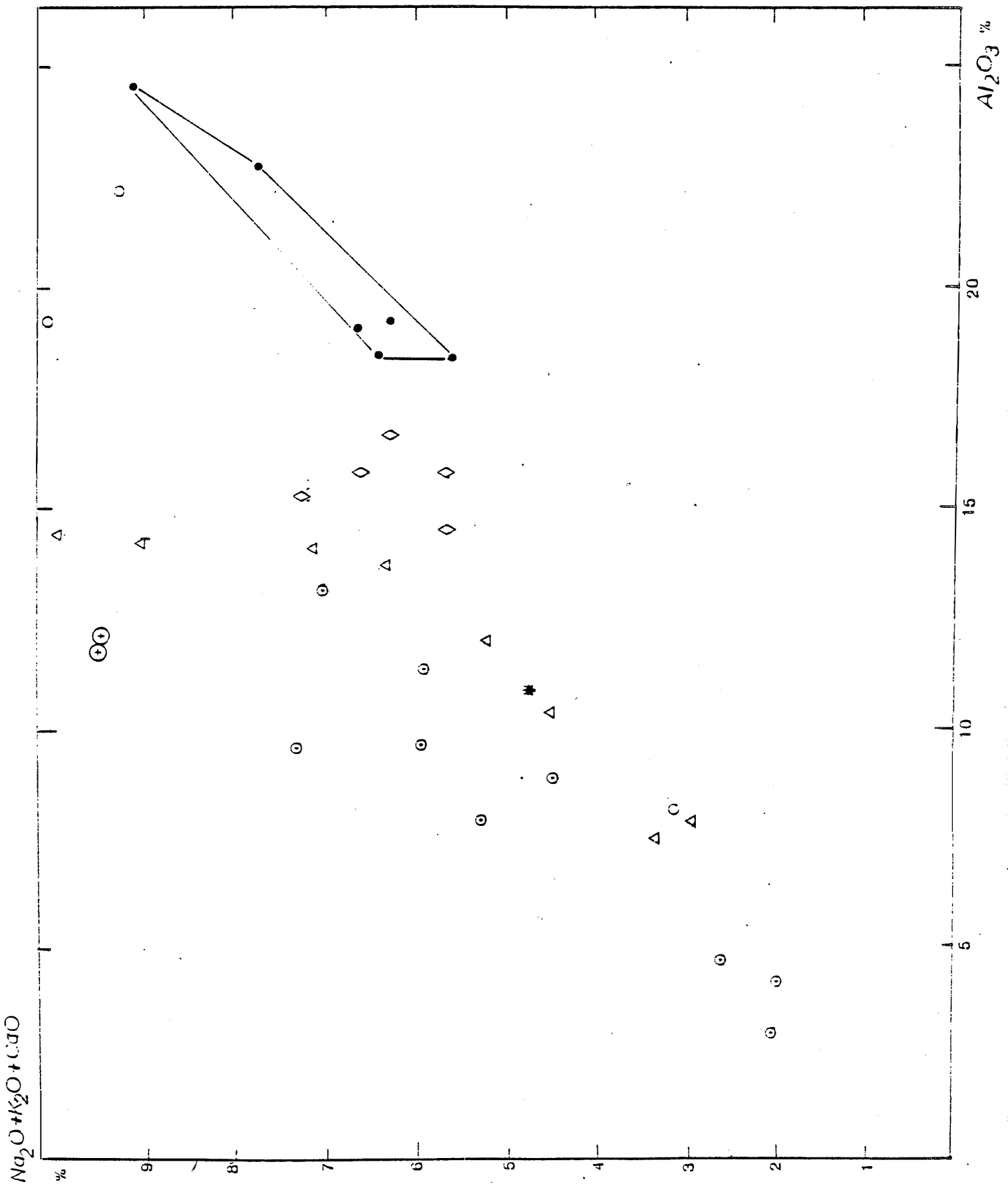


Figure 1.45 Diagramme Na_2O+K_2O+CaO / Al_2O_3 , légende cf 1.40



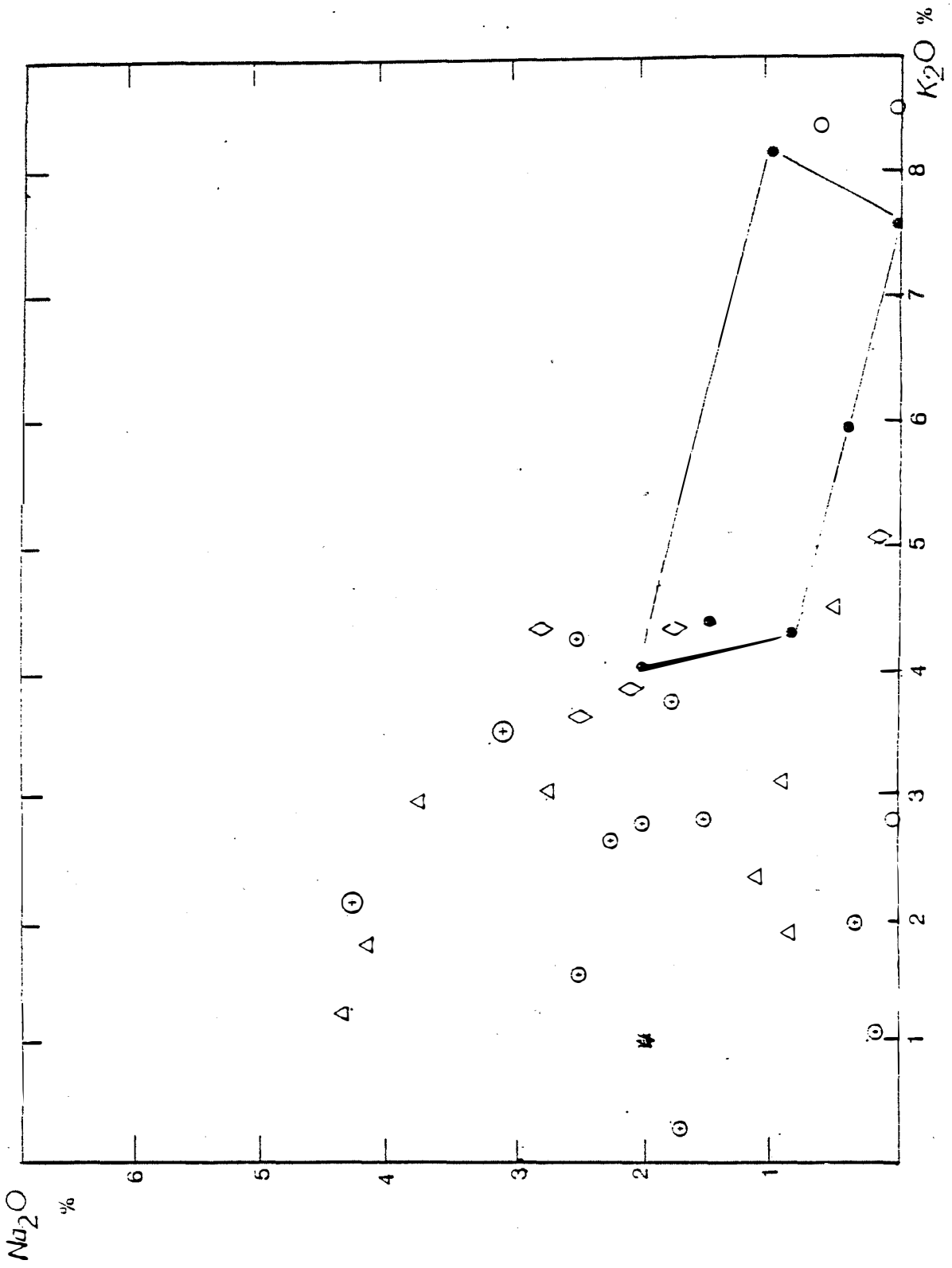
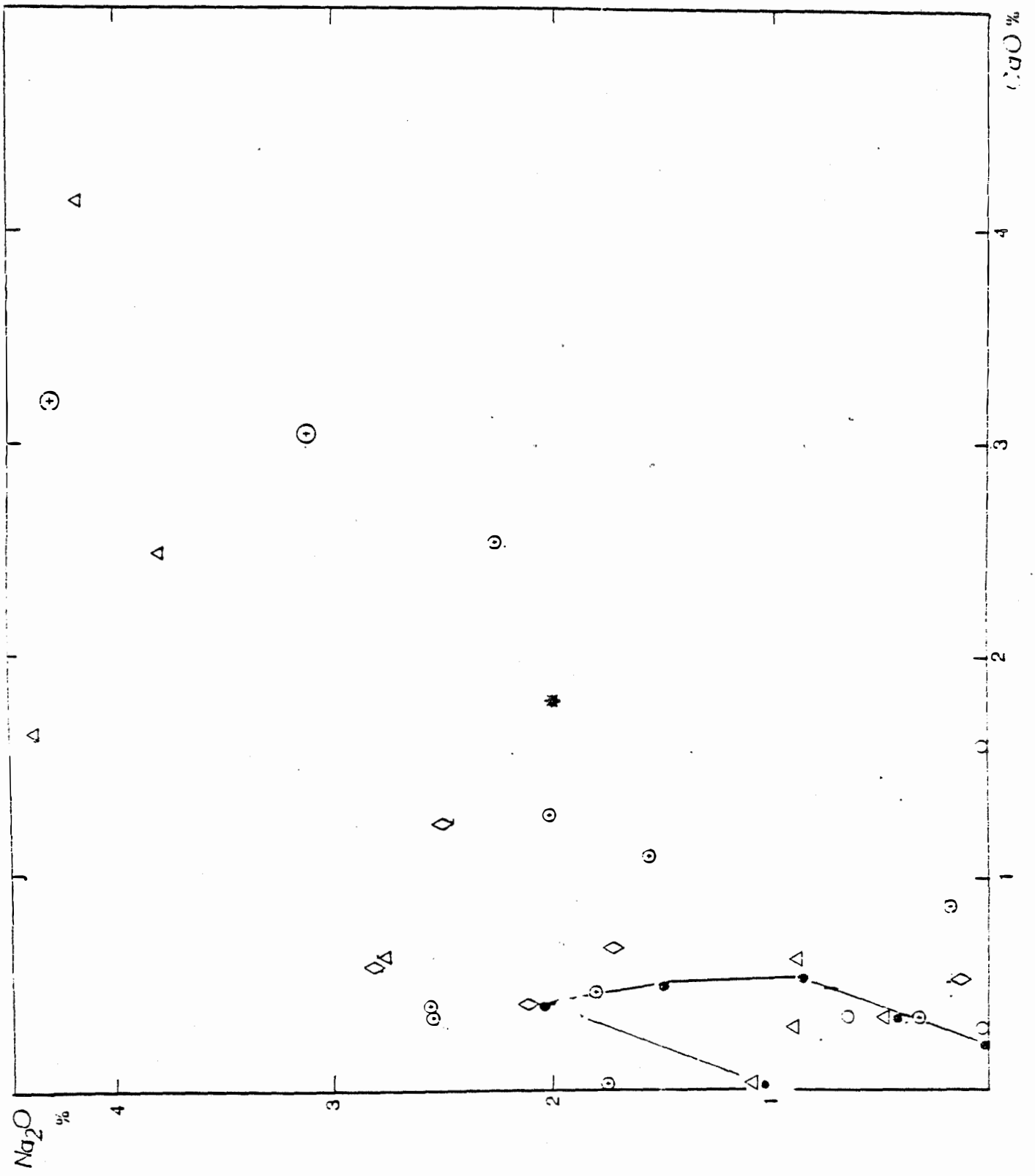


Figure 1.46 Diagramme Na_2O/K_2O , légende cf 1.40

Figure 1.47 Diagramme Na_2O/CaO , légende cf 1.40



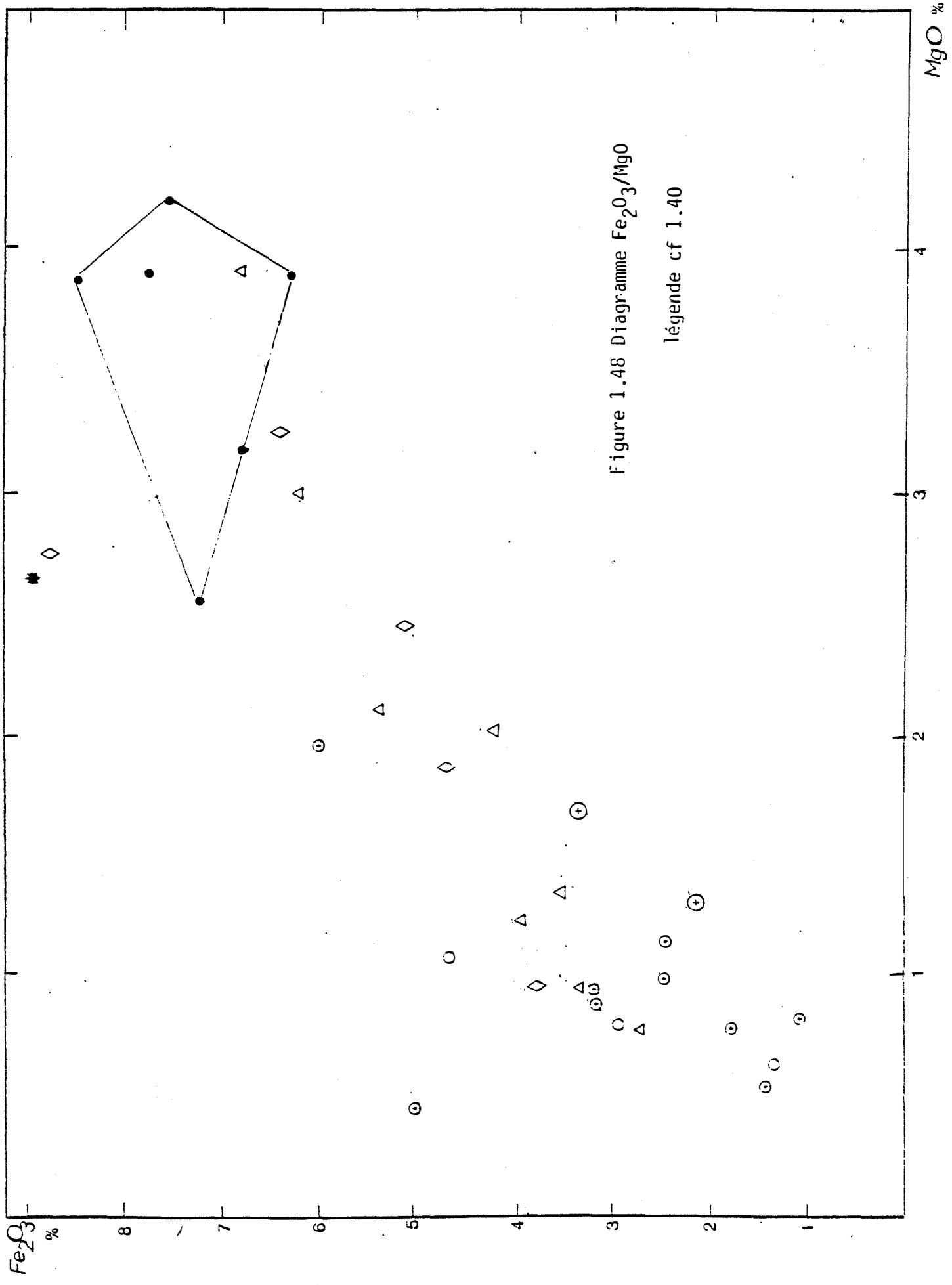


Figure 1.48 Diagramme Fe_2O_3/MgO

légende cf 1.40

Figure 1.49 Diagramme $Na_2O+31/47K_2O$ / Al_2O_3 légende cf 1.40

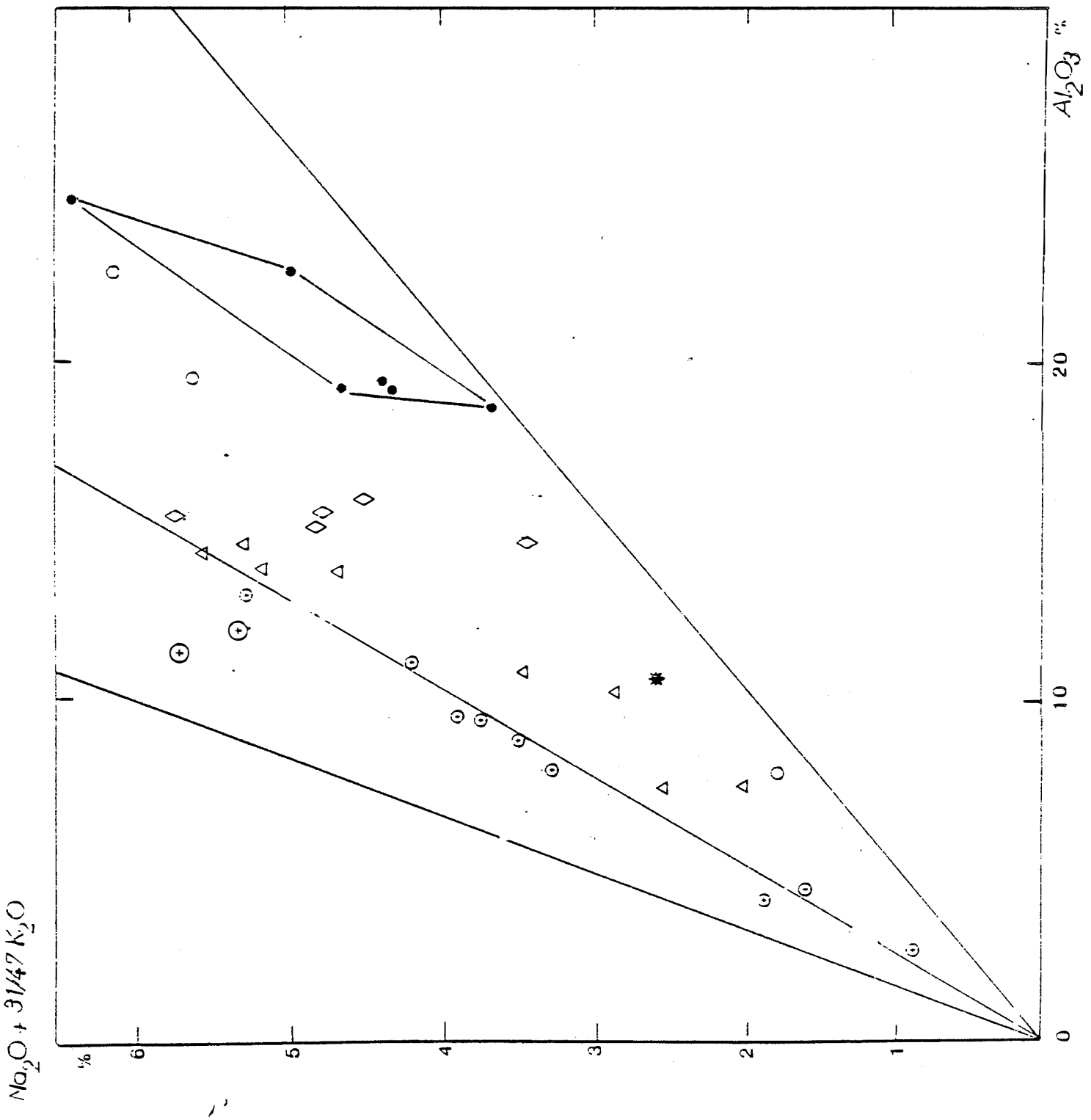
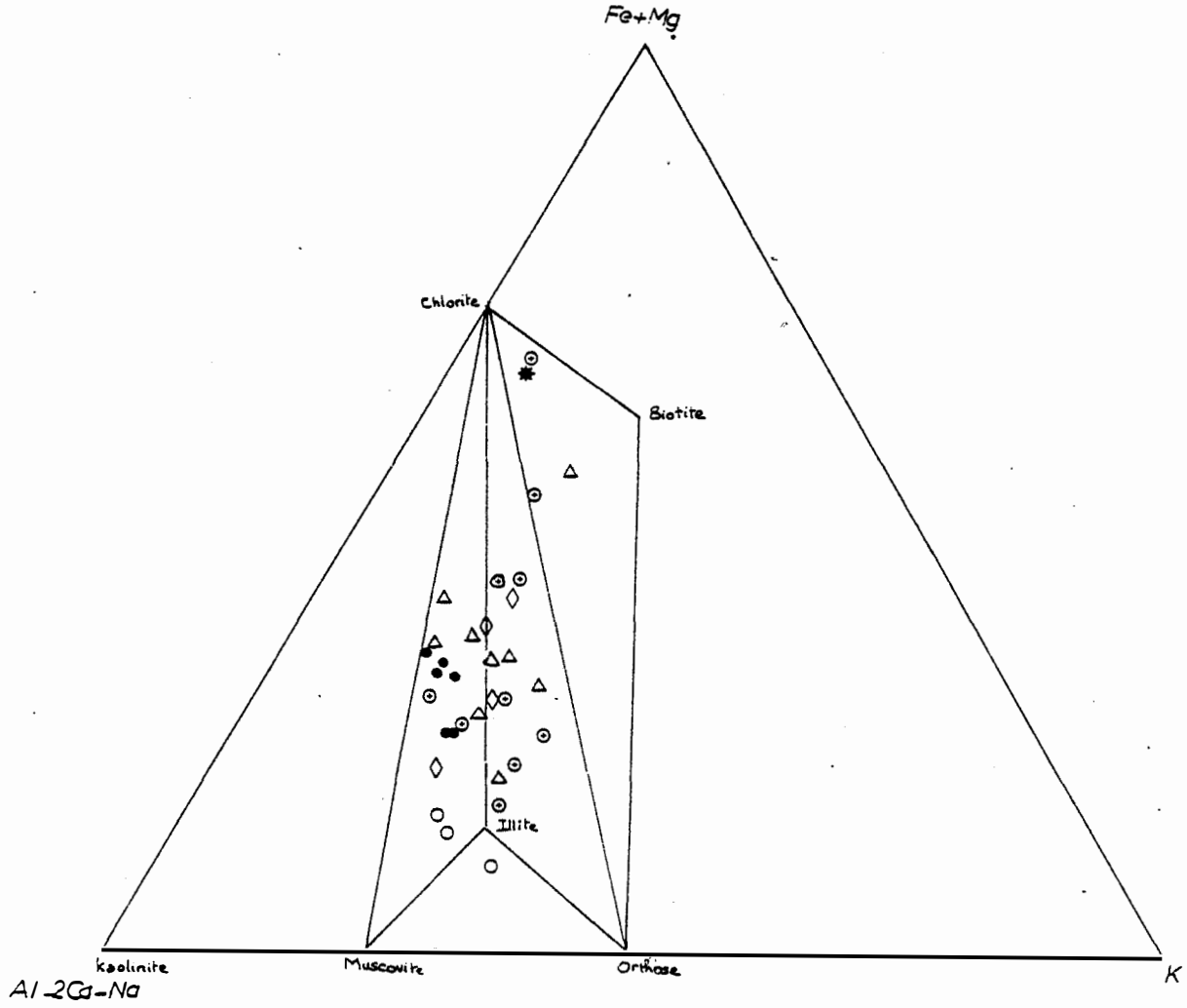


Figure 1.50 Norme de roche sédimentaire des grès de Marcory



2) **les grès du groupe 2**

Les échantillons BP37, BP46, BP53a, BP57a, BP66a, BI32b, BI351 à faciès gréseux fin riches en plagioclase et contenant des lithoclasts présentent les caractéristiques géochimiques suivantes:

-saturation en alumine inférieure à 66%

-plus siliceux que les grès du groupe 3 (diagramme SiO_2/Al_2O_3)

-plus pauvre en potassium que les grès du groupe 4 (diagramme K_2O/Al_2O_3)

-riches en Na_2O, ce qui les distingue de l'ensemble des autres groupes.

-comportement erratique de Na_2O+K_2O+CaO par rapport à Al_2O_3, ce qui est du principalement au comportement erratique de la chaux (diagramme Na_2O/CaO)

-rapport Fe_2O_3/MgO plus faible que les autres groupes

Un calcul de la norme sédimentaire donne une norme approximative:

quartz: 33%
plagioclase: 40% (An25)
orthose: 5%
argiles: chlorite + biotite.
calcite: fréquente

Ces grès peuvent-ils être des arkoses? La fraction phylliteuse supérieure à 15% et la grande prédominance des plagioclases sur l'orthose écartent cette hypothèse. La saturation en alumine et la teneur en magnésium éliminent de même l'hypothèse de grès lithiques. La norme sédimentaire ne correspond pas à une norme banale de grauwackes, on remarque que les phyllites sont peu évoluées (présence de biotite); ce ne sont pas des vrais grauwackes. Il peut s'agir de **grès volcanosédimentaires** ce qui expliquerait la présence dans la roche d'un grand nombre de plagioclases détritiques.

Ces roches qui forment une grande partie du fond continu de la série de Marcory ont leur individualité propre.

A rapprocher de ce groupe, l'échantillon BP70b, noté par une étoile sur les diagrammes contient des nodules d'oxydes de fer et manganèse et des produits phosphatés microcristallins d'origine biogénique. Notons qu'il existe également des shales phosphatés: BI762.

Ces niveaux phosphatés, très discrets sur le terrain en Minervois sont connus dans le cambrien inférieur et moyen du versant Nord (Camarès) de la Montagne Noire (J.P. Prian 1977). Dans la région de Camarès il s'agit de calcaires et pélites phosphatés alors qu'en Minervois nous ne connaissons que des pélites phosphatées.

3) **Les grès intermédiaires.**

Les échantillons BP33a, BP43, BP45, BI49b, BI54 sont des grès verts à matrice abondante et nombreux grains de feldspath et de quartz, et des lithoclasts plus petits que les précédents. Du point de vue géochimique ils sont plus riches en potasse qu'en soude (Figure 1.46). Sur l'ensemble des diagrammes des Figures 1.40 à 1.44, ils définissent clairement un **intermédiaire** entre les shales 1 et les niveaux volcano détritiques 2 ou les arkoses 4.

La norme sédimentaire calculée en annexe montre qu'il s'agit de sédiments contenant du quartz, du plagioclase (5 à 15%), rarement de l'orthose, de la chlorite et de l'illite. Le spectre argileux plus évolué se rapproche du spectre des shales 1. les roches BP43 et BP45 contiennent encore beaucoup de feldspaths et aussi de l'illite, il peut s'agir d'arkoses illitiques.

4) Le **groupe 4 : arkoses**

Les échantillons BP34.2, BP39, BP47, BP50, BP56, BP57b, BP58b, BP63, BP69, BI31, BI47 correspondent à des faciès de **grès violets,** grès roses parfois à paillettes de micas détritiques.

Le diagramme Na_2O/K_2O (Figure 1.46) sépare clairement ce groupe des grès du groupe 3 et la teneur en silice (diagramme SiO_2/Al_2O_3 Figure 1.40) le sépare des deux autres groupes. Ces roches ont un rapport Fe_2O_3/MgO plus élevé.

Le diagramme de saturation de l'alumine (Figure 1.49) indique une forte proportion d'alumine (saturation supérieure à 66%) piégée dans les feldspaths. IL pourrait s'agir d'arkoses. Cependant certaines roches ne correspondent pas à des arkoses. Nous proposons de distinguer trois sous-groupes:

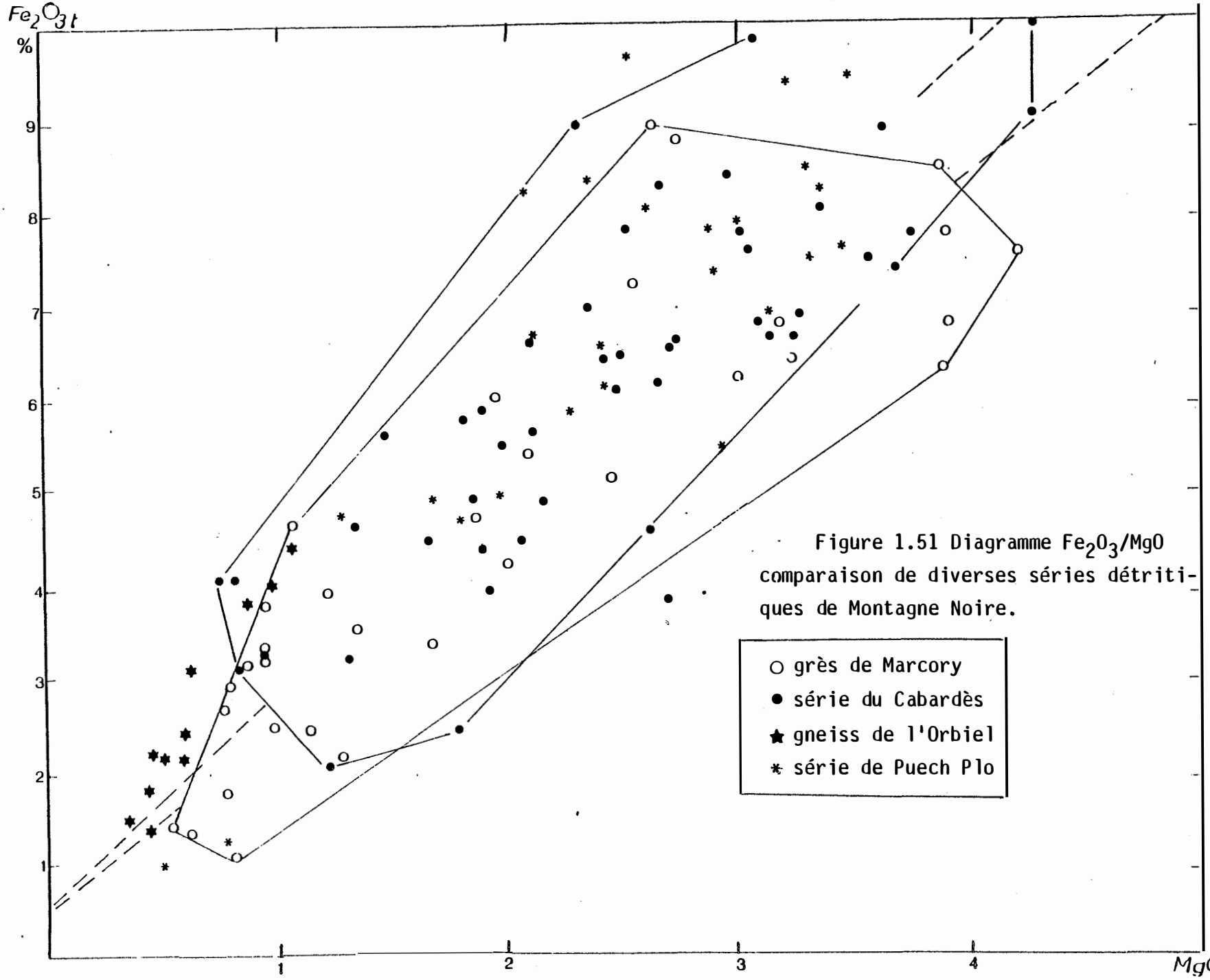


Figure 1.51 Diagramme Fe_2O_3/MgO comparaison de diverses séries détritiques de Montagne Noire.

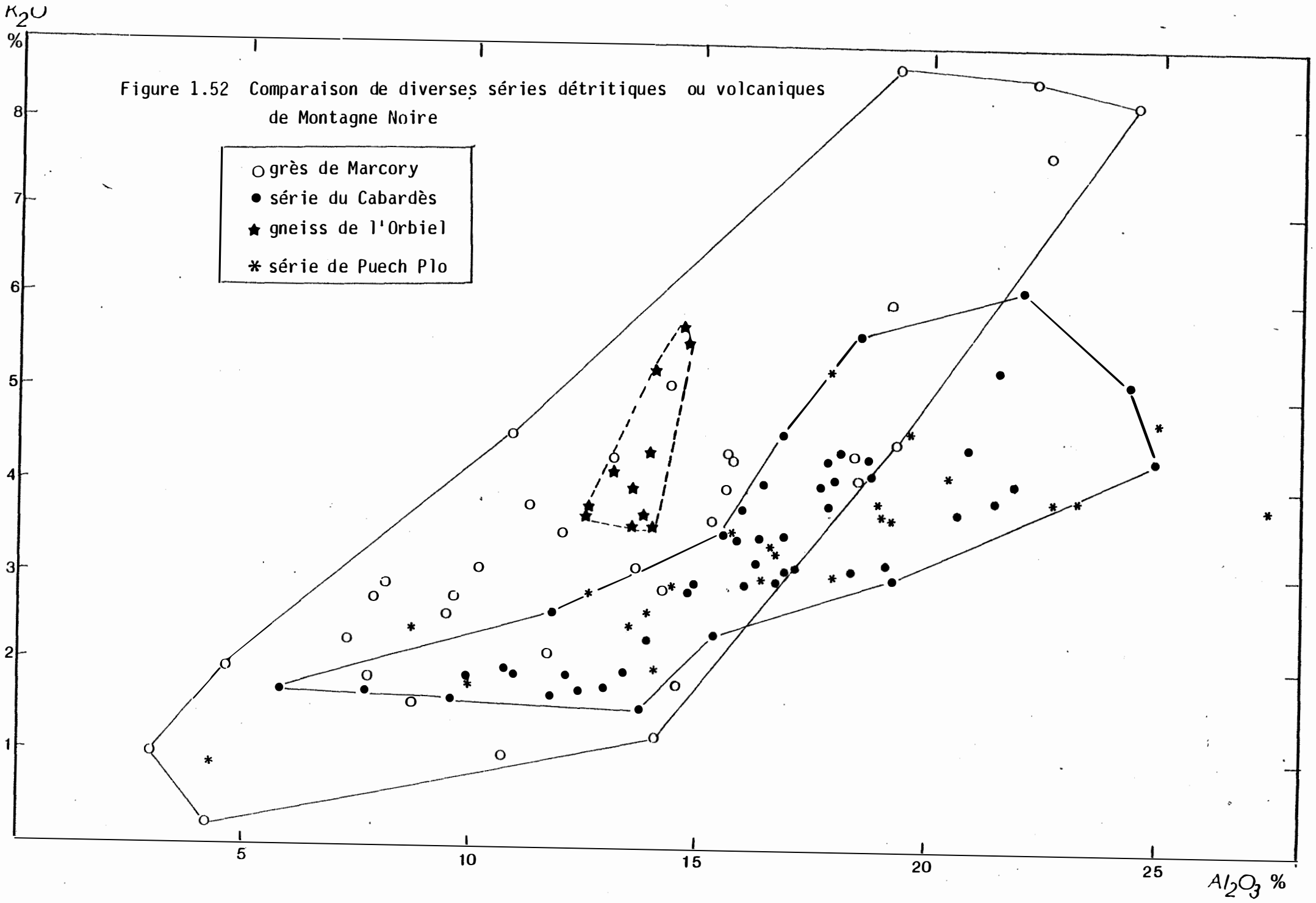


Figure 1.52 Comparaison de diverses séries détritiques ou volcaniques de Montagne Noire

-les subarkoses $BP34_2$ et BI31 contenant plus de 85% de silice

norme: quartz 77%; plagioclase 6%; orthose 2%; illite-chlorite ou chlorite-biotite.

- les arkoses BP39, BP47, BP50, BP56, BP57b, BP58b, BP69, BI47.

norme: quartz 46%; Plagioclase 18%; orthose 15%; chlorite-biotite ou chlorite-illite. Cependant cette légère prédominance du plagioclase sur le feldspath potassique est gênante pour des arkoses.

-la roche BP63 dont l'analyse est particulière qui s'apparente à une subarkose, transformée au niveau des alcalins (départ de K_2O).

Les débris lithiques sont fréquents dans ces roches et témoignent du démantèlement de roches cristallophylliennes (présence de biotites, de muscovites, de feldspath potassique etc..). Ces sédiments pourraient avoir comme zone source, un socle granitogneissique ou bien une série de laves acides, par exemple les blaviérites des Monts de Lacaune (Donnot et Guérangé 1978, Landes 1980). La deuxième hypothèse parait plus probable, cependant deux échantillons correspondent à de véritables arkoses : BP56 et BP69.

Enfin, il faut noter que les grès des alternances gréso-carbonatées du cambrien inférieur que nous avons analysés, comme ceux analysés par L. Laville (1974) s'inscrivent systématiquement dans le champ des roches du groupe 4 ou dans les schistes du groupe 1 surtout du point de vue de la norme (cf annexe).

A la sédimentation continue des grès et schistes de la formation de Marcory inférieure, se substituent progressivement, vers le sommet de cette formation, des grès roses ou violets, présentant une singularité géochimique par rapport aux précédents, et qui vont constituer le matériel détritique principal des alternances gréso-carbonatées.

Histoire sédimentaire de la série de Marcory

Une sédimentation continue, de grès volcanodétritiques ou de grauwackes à composition argileuse très peu évoluée associés à des shales dans un milieu peu profond (traces de faune benthique) constitue l'essentiel de la formation de Marcory. Dans la partie supérieure Marcory III et surtout Marcory IV on voit apparaître des intercalations de faciès arénacés très peu évolués (cf norme des argiles Figure 1.50) qui sont des subarkoses et des arkoses.

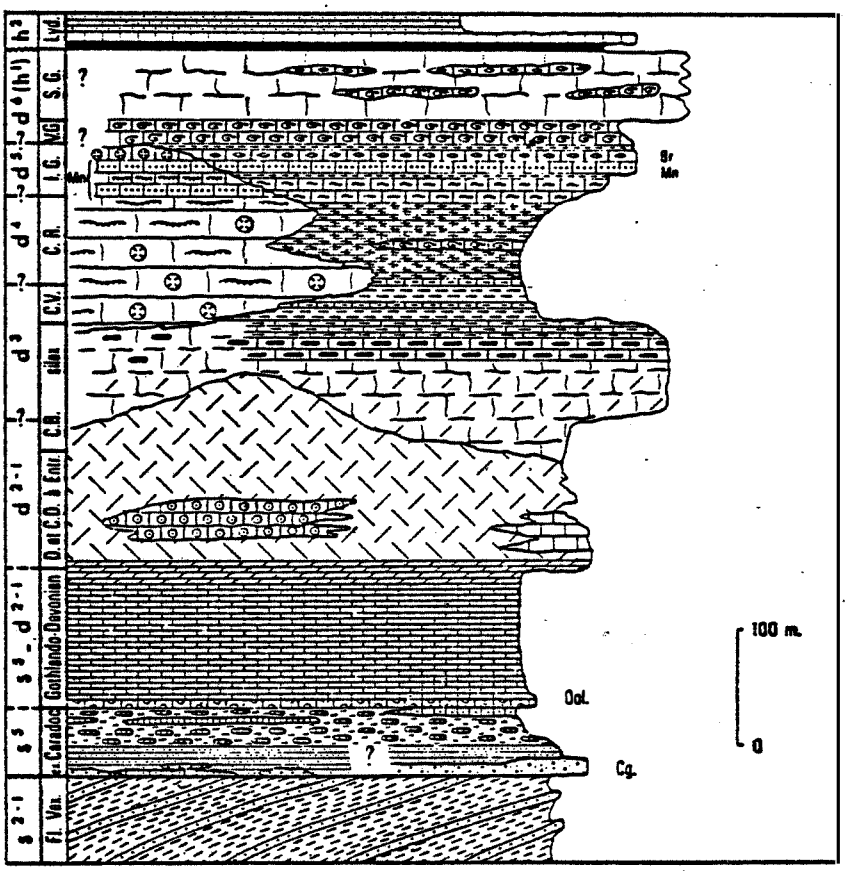
Comparaison géochimique avec les séries du Cabardès et de La Salvetat (Puech Plo)

Il nous a paru intéressant de comparer la géochimie des grésopélites du Cabardès, avec celle des grès de Marcory mais aussi celle de la formation de Puech Plo, qui fait partie de la série de la Salvetat-sur-Agout (M. Demange 1982).

Les grès de Marcory du Minervois ont des compositions chimiques plus riches en SiO_2 que les grésopélites du Cabardès mais la distinction ne s'arrête pas à la teneur en silice. Rappelons que le rapport Fe/Mg est un paramètre souvent important dans les séries détritiques simples. Le diagramme Fe_2O_{3t}/MgO de la Figure 1.51 montre un alignement grossier avec l'origine pour chacune des séries, mais il semble que la pente du domaine du Cabardès soit légèrement différente des deux autres pentes. De même, sur K_2O/Al_2O_3, les grès de Marcory se distinguent du reste par la présence de termes riches en potasse.

Sur ces diagrammes géochimiques, la série du Cabardès vue dans son ensemble et la série de Marcory sont bien distinctes. A contrario, il est possible d'envisager un degré de parenté entre les grès de la formation de Cubserviès et la formation de Puech-Plo d'une part et les grès de Marcory du groupe 2 d'autre part, bien que ces derniers contiennent des shales potassiques particuliers. En effet la formation de Cubserviès comme la série de Puech Plo présente plusieurs points communs avec les grès de Marcory au niveau des grès:

-présence dans les deux cas d'orthose normatif
-roches contenant une proportion notable de plagioclase normatif
-argiles normatives peu évolués dans les deux cas
-proportion de chlorite importante



Échelle lithostratigraphique schématique
des terrains du cycle postcalédonien dans le S du Minervois.

Lyd., Horizon des lydiennes et des calcaires du Viséen inférieur. — **S. G.**, Calcaires supragriottes, à lentilles de brèches et de faciès vraies griottes. — **V. G.**, Horizon des « vraies griottes » à Goniatites. — **I. G.**, Calcaires infragriottes à niveaux de brèches (**Br**) et de nodules de manganèse (**Mn**). — **C. R., C. V.**, Calcaires réticulés et calcschistes versicolores passant latéralement aux calcaires à Algues et Polypiers, avec lentilles et lits de manganèse au sommet (Mn), et formant le « récif » de Villerambert. — **C. B. silex**, Calcaires « blancs » avec silex dans la partie sommitale et passant, vers le bas, à des dolomies. — **D. et C. D. à entr.**, Dolomies et calcaires dolomitiques à entroques du Dévonien inférieur. — **Gothlando-Dévonien.** Formation de passage (calcaires en plaquettes) du Dévonien au Gothlandien, comportant à la base un banc de calcaire oolithique repère (**Ool.**). — **Ex-Caradoc.** Formation attribuée au Caradoc par les auteurs antérieurs, en réalité gothlandienne très vraisemblablement, comportant des grès grossiers, des conglomérats et des lentilles de calcaires gréseux à Polypiers, surmontés de grès fins et de schistes à amandes calcaires à Bryozoaires. — **Fl. Vex.**, Substratum soit tectonique, soit stratigraphique des terrains postcalédoniens dans le S du Minervois ; alternances de grès et de schistes du Trémadoc supérieur et de l'Arenig inférieur.

Figure 1.53 Le Dévonien du Minervois Central
(F.Boyer 1964)

Cependant, les grès de Marcory contiennent de la biotite normative et 40% de plagioclase normatif au lieu de 20% dans la Formation de Cubserviès (tableau de normes en annexe). Le domaine du Cabardès pourait représenter des sédiments plus distaux contenant moins de feldspaths et des argiles plus évoluées.

4.3. Stratigraphie du Dévonien du Minervois

a) Dans le Minervois Central

A titre de référence, nous décrirons la coupe classique du Dévonien du Minervois Central telle qu'elle a été résumée par F. Boyer (1964) (Figure 1.53).

la base détritique (50 m)

Un grès grossier, parfois conglomératique à lentilles calcaires à polypiers marque la transgression dévonienne et repose en **discordance** sur différents niveaux de la série cambro-ordovicienne sous-jacente. Il est surmonté par des grès fins et des schistes à amandes calcaires. Cet ensemble a d'abord été attribué au Caradoc, (Thoral 1938) puis au Silurien (Prantl 1939) et en dernier lieu au Gédinnien (F. Boyer, communication orale).

Les calcaires en plaquettes (120 m)

Débutent par un calcaire oolithique repère métrique connu depuis M. Thoral (1939).

Les dolomies et calcaires dolomitiques (70 m)

Il s'agit de calcaires noirs fétides riches en entroques, de calcaires gris rosés cristallins et de dolomies massives gris clair cristallines.

Les **calcaires blancs** (100-150 m)

Sur les dolomies repose une série d'épaisseur variable (partiellement dolomitisée) de calcaires blancs contenant des silex dans leur partie sommitale.

Les calcschistes versicolores (80-100 m)

Ces calcaires et calcschistes blancs rosâtres à verts et parfois noirs à paillettes de muscovite passent latéralement à des calcaires à Algues et Polypiers formant le "récif de Villerambert".

Les calcaires noduleux "infragriotte" et "griottes" (50 m)

Cet ensemble, contient des faciès resédimentés, des calcaires bréchiques, des calcaires oranges "infragriottes", des "griottes vraies" riches en goniatites.

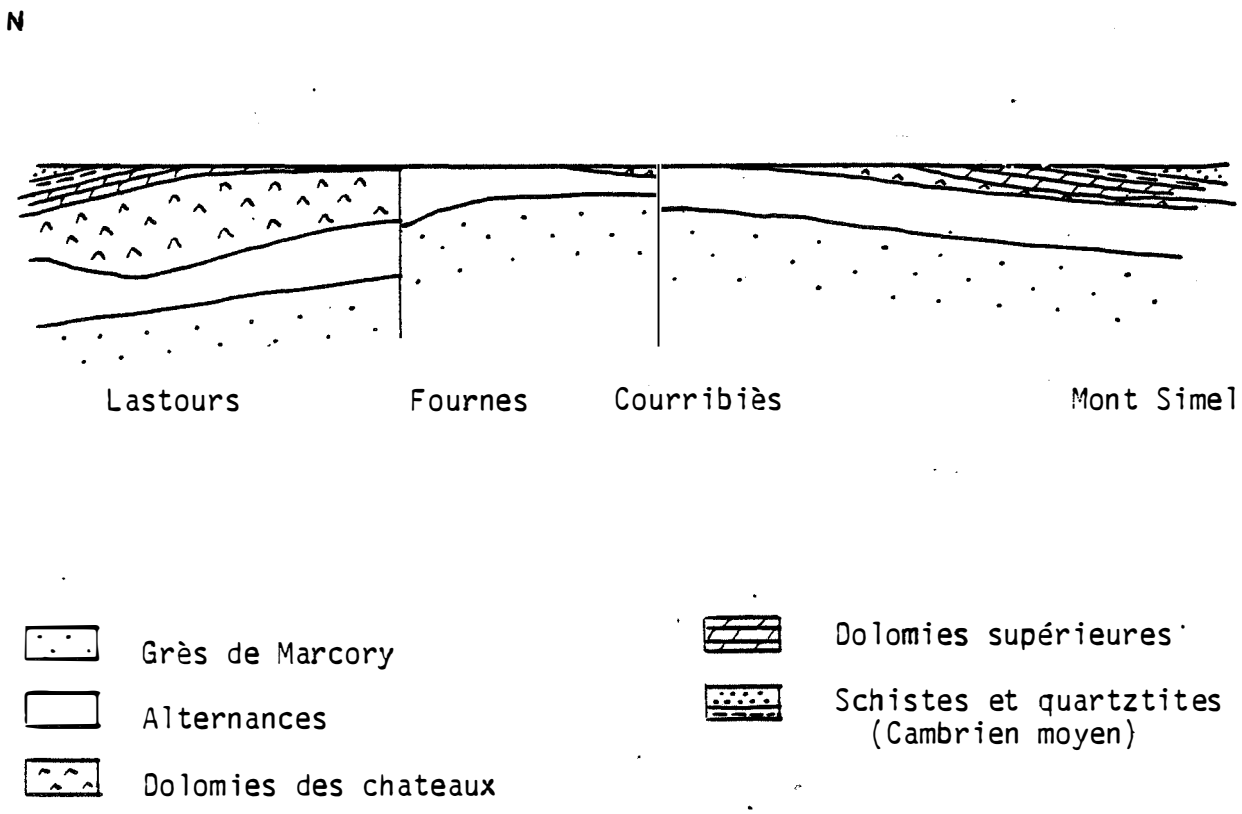


Figure 1.54 Essai de reconstitution des structures antédévoniennes.

Les calcaires supragriottes (50 m)

Il s'agit de calcaires noduleux clairs à lentilles de griottes, puis d'un calcaire gris rosé en gros bancs.

Les horizons de lydiennes à nodules phosphatés et calcaires à lits siliceux du viséen inférieur

Ils sont peu exprimés dans le Minervois (région de Caunes Minervois) mais correspondent bien aux niveaux siliceux noirs et calcaires à lits siliceux des nappes des Monts de Faugères.

b) Dans le Nord Minervois

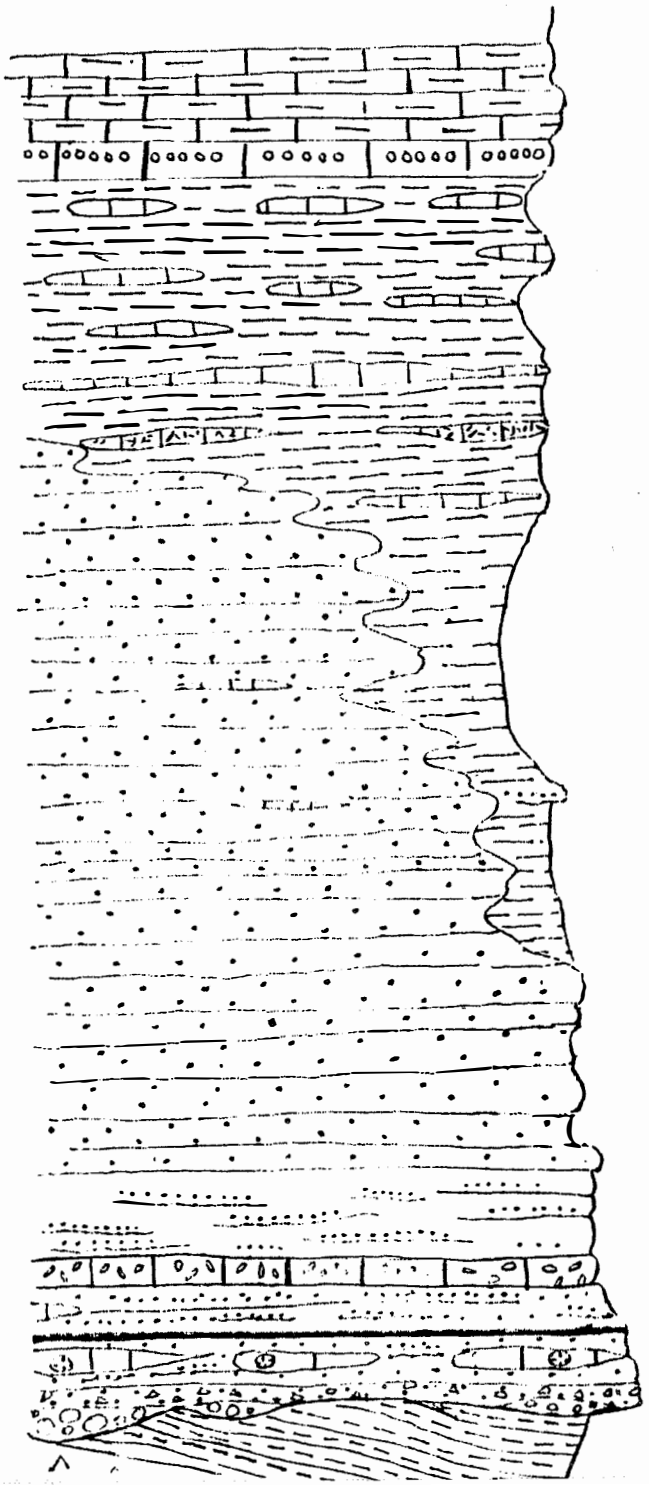
Comme dans le Minervois Central les terrains dévoniens du Nord Minervois reposent en discordance sur le sous-bassement cambrien. Cependant, l'arrasement des séries est plus profond et le Gédinnien se trouve parfois au contact des alternances gréso carbonatées inférieures (ferme des Pujols, plateau de Fournes).

La juxtaposition des coupes intersectant le contact discordant permet de proposer une reconstitution des structures antédévoniennes (Figure 1.54). Si l'on exclut le creusement de profonds chenaux à l'époque gédinnienne, l'explication la plus vraisemblable de l'aspect de cette transgression au Dévonien inférieur consiste à imaginer un socle cambrien affecté par un réseau de failles antégédinniennes (contre-coup lointain de l'oronénèse calédonnienne ?). L'hypothèse de plissements profonds calédoniens ne peut être rejetée pour l'ensemble de la montagne Noire (M. Demange communication orale), mais l'étude tectonique du Minervois a permis de s'assurer qu'aucune structure antéhercynienne de type pli couché n'y est présente.

En ce qui concerne la succession dévonienne elle-même les colonnes stratigraphiques sont analogues à celles du Minervois Central. Le suivi cartographique de niveaux repères a permis de distinguer certaines récurrences stratigraphiques des redoublements tectoniques (Figure 1.55).

La base détritique ou formation de Lastours

1 - Un ensemble discontinu de **conglomérats et de poudingues** marque la transgression. Des lentilles calcaires à organismes constructeurs (polypiers) sont présentes dans ces niveaux ainsi que dans les grès ferrugineux qui les surmontent.



lentilles de poudingue
conglomérat à quartz anguleux
grès conglomératiques à stratifications entrecroisées
calcaires gréseux gris, polypiers
niveau à oolithes ferrugineuses
niveau carbonaté à oolithes chloriteuses
grès calcareux et dolomitiques bruns et schistesbeiges
schistes beiges à passées de lumachelles
schistes noirs à amandes carbonatées
calcaire oolithique
calcschistes de base de la formation de Trassanel

10 m

Figure 1.55 a

Log synthétique de la formation de Lastours

2 - Des **grès microconglomératiques à ciments ferrugineux** venant ensuite montrent des stratifications entrecroisées et des granoclassements. A la base, s'observe une zone très oxydée à hématite, magnétite d'origine métamorphique. Les fossiles sont épigénisés par des hydroxydes de fer (goethite ?), ce sont des fragments de tests d'organismes, lamellibranches, bryozoaires, polypiers... Puis vient un grès oolithique à oolithes d'hématite de type "couche rouge" du minerai de fer lorrain (Caillère et Kraut 1954). Enfin vient un calcaire gréseux vert à oolithes chloriteuses riche en bioclastes.

Ce groupe de faciès a une bonne continuité autour de la synforme de Salsigne. Sur le flanc Sud, il est facile à suivre, et il jalonne le flanc nord, plus déformé.

3 - Nous trouvons ensuite des grès fins bruns à beiges, souvent dolomitiques, puis des schistes beiges à bleus contenant des lentilles de lumachelles à débris de trilobites, et enfin des schistes noirs se chargeant en amandes calcaires. L'épaisseur totale varie de 50 mètres à l'Est de Lastours à 1 ou 2 m sur le flanc Nord de la Synforme où la continuité n'est pas assurée. L'ensemble de cette base détritique montre des conodontes d'affinité dévonienne inférieure.

Les calcaires en plaquettes

Il s'agit de calcaires noirs souvent à patine jaune riches en organismes, montrant un délitage caractéristique en plaquettes d'épaisseur centimétrique. Nous observons : à la base le calcaire repère "poivre et sel" riche en bryozoaires, parfois oolithique, d'épaisseur inférieure au mètre sur le flanc sud et inférieure à 30 cm sur le flanc nord ;

- un ensemble de calcaires noirs à patine jaune comprenant :
  - des calcschistes noirs à gris bleus à rares entroques de taille pluri-centimétrique (15 m)
  - des calcaires à filets rouges (oxydes) (60 m)
  - des calcaires en séquences décimétriques débutant par des calcarénites riches en bioclastes (Entroques, Bryozoaires, Polypiers) souvent granoclassées, suivies par des calcaires noirs laminés puis couronnées par un interlit rouge constitué d'oxydes de fer coïncidant avec une zone de dissolution. Ces calcaires réapparaissent à l'extrémité ouest du terrain étudié, sous le recouvrement tertiaire, ce sont

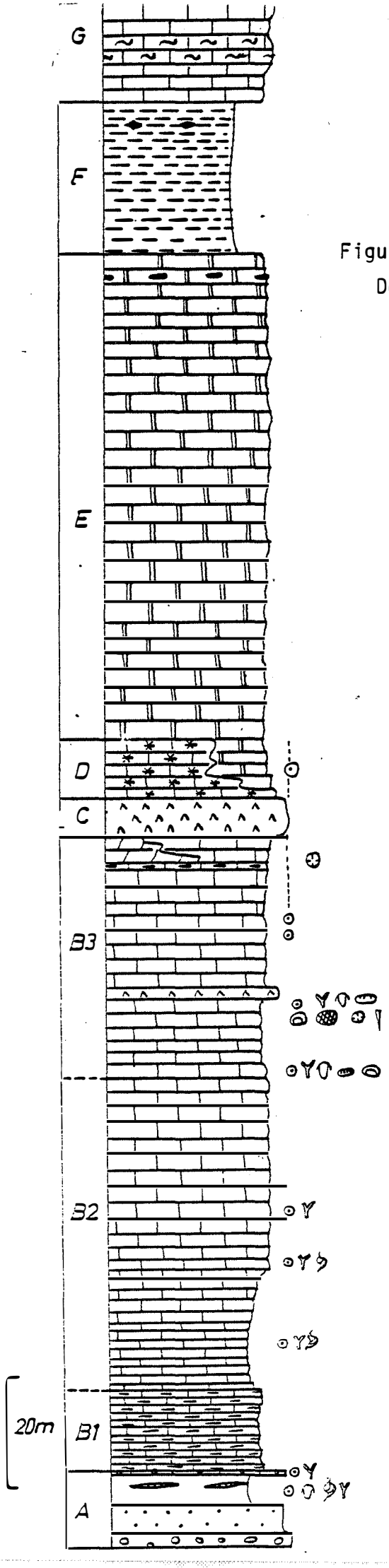
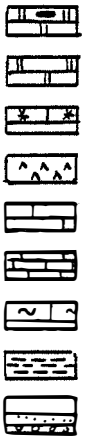


Figure 1.55b Log stratigraphique du Dévonien de l'unité de Fournes cf légende ci-contre.

Légende de la figure 1.55b Dévonien de l'unité de Fournes



calcaire blanc à silex
calcaire blanc
dolomie à crinoides
dolomie noire
calcaire noir
calcaire noir en plaquettes
calcaire noduleux
calcschistes versicolores
schistes et grès

entroques
tentaculites
bryozoaires
gastéropodes
trilobites
polypiers
ostracodes
stromatopores
brachiopodes

A formation de Lastours
B_1 calcschistes gris bleu
B_2 calcaires noirs en plaquettes à interlits rouges
B_3 calcaires noirs nuageux en séquences sédimentaires riches en organismes
C dolomies noires à patine crème et cassure esquilleuse
D dolomies beiges à crinoides
E calcaires blancs cristallins parfois en plaquettes parfois rubannés gris-sombre (Citou)
F calcschistes supérieurs versicolores contenant des nodules de manganèse
G calcaire noduleux orangé à rose (griottes)

les calcaires de Peyrebrune très riches en organismes. Ils jouxtent les calcaires de Sériès (unité de Sériès) dont ils sont séparés par un contact tectonique. Dans l'ensemble du terrain étudié, s'interstratifie une dolomie noire métrique : le niveau "précurseur" de même faciès que le niveau repère de 10-15 m de dolomie noire.

Au pied du Roc de l'Aigle comme vers le roc Pezoul, on rencontre des calcaires noirs à silex qui ne se suivent pas latéralement. Ils sont localisés au sommet de la formation des calcaires en plaquettes. Au dessus, on observe des calcaires à flammes de dolomie beige (Pas de Lagaste, Roc de l'Aigle) (5 m). Les calcaires en plaquettes ont livré des faunes de conodontes indiquant un âge situé entre le dévonien inférieur et le début du dévonien moyen (Emsien ou Eifelien).

les dolomies

De couleur noire à patine gris clair. De puissance 5 à 20 mètres, ce niveau constitue un excellent repère dans le Nord Minervois. Il est surmonté par un faisceau lenticulaire de dolomies crèmes à crinoïdes pouvant passer à de véritables entroquites (0 à 30 m) en lentilles pluri-hectométriques.

les calcaires blancs

Identiques au faciès du Minervois Central dans le secteur du Roc de l'Aigle, ces calcaires saccharoïdes homogènes passent latéralement à des calcaires rubannés noir et blanc (calcaires de Citou) et à des dolomies jaunes géodiques secondaires. Vers le sommet, ils se chargent en silex, vers l'Est (région de Castanviels) ils sont entièrement dolomitisés. La puissance totale est de 100 à 120 m.

les **calcschistes versicolores et calcschistes noirs**

Il s'agit de calcschistes roses ou blancs à muscovites plurimillimétriques de puissance 50 mètres environ. Ils sont surmontés par des calcschistes noirs ou gris-sombre se chargeant progressivement en filets rouges (oxydes de Fer). Nous y avons trouvé localement des nodules centimétriques d'oxyde de manganèse (D620 au Sud de Citou). Les bancs deviennent plus épais et un calcaire blanc, feuilleté, sans muscovite s'interstratifie dans cette série (Col des Bious, Est de Citou).

les calcaires noduleux

Au coeur de la structure antiforme de Cabrespine dans le secteur de Trabès de Griffe, F. Boyer signale des calcaires noduleux gris ou orangés à Manticoceras. Nous avons trouvé, lors d'une campagne commune, 10 cm d'un calcaire très noir qui pourrait correspondre au "kellwasserkalk" à la base de ces calcaires noduleux.

Cette succession évoque le Frasnien du Minervois Central.

Enfin, dans le ravin de Linze et dans les schistes noirs de la mine de Rieussec, nous avons observé des niveaux siliceux noirs à nodules phosphatés centimétriques évoquant les lydiennes du Viséen, mais qui pourraient tout aussi bien correspondre à des passées connues dans le Frasnien (J.P. Prian 1980).

c) Conclusions, évolution paléogéographique

Il existe des hétérogénéités précoces de faciès sédimentaire qui subsistent entre Nord Minervois et Minervois Central au Dévonien.

Dans le Minervois Central les dolomies du Dévonien inférieur sont plus développées, on ne rencontre pas de calcaires noirs à silex, les faciès calcschisteux sont plus réduits que dans le Nord Minervois.

La série du Dévonien moyen comprend des formations récifales dans le Minervois Central, elle est essentiellement constituée de calcschistes versicolores au Nord.

Tout au long de la période dévonienne, le Nord Minervois semble s'être maintenu dans une zone plus distale. Si on remet les terrains du Minervois Central à leur "place initiale", au Nord des terrains du Nord Minervois, la polarité sédimentaire indique un continent situé au Nord. Cette polarité semblerait donc s'inverser du cycle cambro-ordovicien au cycle dévono-viséen, ce basculement peut s'interpréter comme un contre-coup de l'orogénèse calédonienne. La présence de témoins de cet orogénèse (arrasement) avait déjà été démontrée par B. Gèze (1949) et F. Boyer (1962).

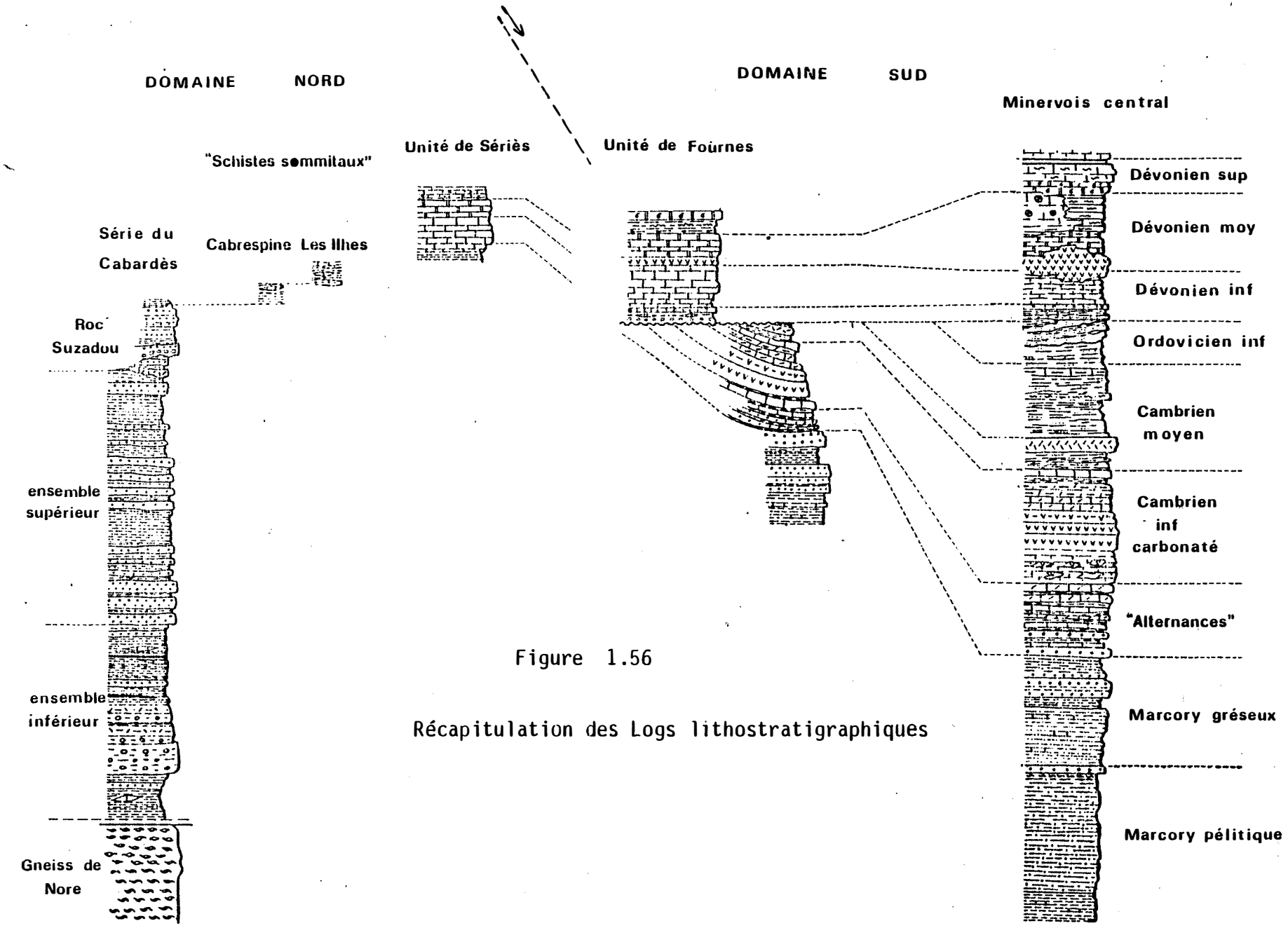


Figure 1.56

Récapitulation des Logs lithostratigraphiques

5. Résumé des résultats lithostratigraphiques

La récapitulation des log stratigraphiques de la Figure 1.56 permet d'organiser les résultats précédemment acquis. La remise en place des unités tectoniques conduit à séparer deux domaines paléogéographiques :

Un **domaine Nord** est constitué par la puissante série du Cabardès, la série du Roc Suzadou, la série des schistes sommitaux passant aux calcaires de Sériès. L'appellation "domaine nord" se réfère à sa position actuelle.

Un **domaine Sud** (position actuelle) ou domaine du "sédimentaire daté" est formé par la série cambro-ordovicienne et la série dévono-viséenne du Minervois.

Dans la région étudiée, l'ensemble des formations s'organise en deux cycles sédimentaires : un cycle cambrien-ordovicien inférieur, et un cycle ordovicien supérieur (?) -dévonien- carbonifère inférieur. Dans le domaine Sud (nappes), chacun de ces cycles montre le passage progressif d'une sédimentation de plateforme à une sédimentation de bassin. Le domaine Nord voit s'instaurer un régime de bassin parfois confiné (série du Cabardès partie inférieure) auquel succède un régime de plateforme (série du Cabardès partie supérieure jusqu'aux carbonates de Sériès), puis la formation du Roc Suzadou correspond à des faciès littoraux.

Dans le détail l'examen des corrélations possibles entre les deux domaines permet de proposer un modèle d'évolution paléogéographique (Figure 1.57).

Au Cambrien inférieur I, on assiste à la sédimentation d'une série détritique de plateforme : les grès de Marcory. L'organisation des faciès (plus littoraux dans le domaine situé initialement au Sud: le Nord-Minervois) et la minéralogie indiquent un continent situé au Sud. A une distance difficile à évaluer en raison de l'abscence de racine des nappes, s'ouvre au Sud le domaine sédimentaire de la formation de Puech Plo (La Salvetat) présente des affinités géochimiques avec la série de Marcory quoique d'épaisseur plus réduite. Plus au Sud encore, se trouve le domaine du Cabardès.

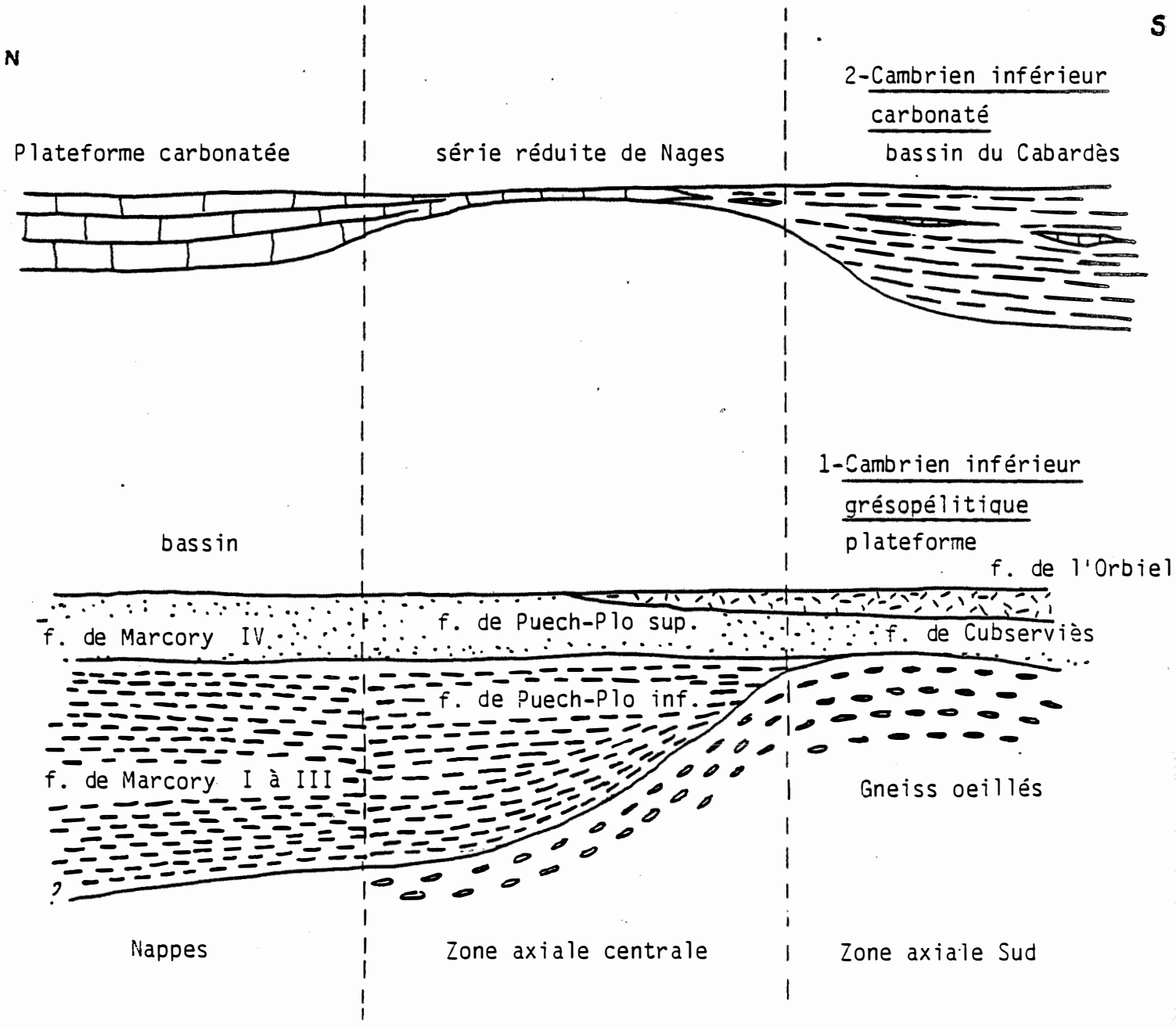


Figure 1.57 Corrélation entre les séries du Cambrien inférieur de la zone axiale et des nappes du Versant Sud de la Montagne Noire.

Le Cambrien inférieur (Cambrien inférieur II) se poursuit par un épisode volcanique (équivalent des blaviérites des Monts de Lacaune ?) souligné par des grès volcanosédimentaires au sommet de la série de Marcory et dans les alternances grésocarbonatées.
Les faciès correspondent à une plateforme très peu profonde (P. Courjault Radé 1982). Plus au Sud, les métarhyolites de la zone axiale : gneiss de Murat dans le Massif de l'Agout (M. Demange 1982) et gneiss de l'Orbiel en Cabardès témoignent de cette activité volcanique, suivi d'un épisode carbonaté réduit (formation de Nages, puis de Mas-Cabardès).

Le Cambrien moyen à supérieur et l'Ordovicien inférieur sont dans les deux domaines constitués de séries détritiques grésopélitiques : série du Cabardès-partie supérieure dans le domaine Nord (position actuelle), série du Cambrien moyen à Ordovicien du domaine Sud en position actuelle.

Le deuxième cycle débute plus tôt au Sud par les conglomérats supposés caradociens (formation du Roc Suzadou). Il se poursuit dans les deux domaines par des pélites, puis des carbonates.

En résumé, il y a eu un basculement des polarités sédimentaires. Alors que pendant le premier cycle, il est tentant d'envisager un continent situé au Sud, au cours du 2ème cycle les faciès indiquent un continent Dévono-Viséen situé au Nord. La même conclusion est proposée par Vignard (1976) dans le St Ponais.

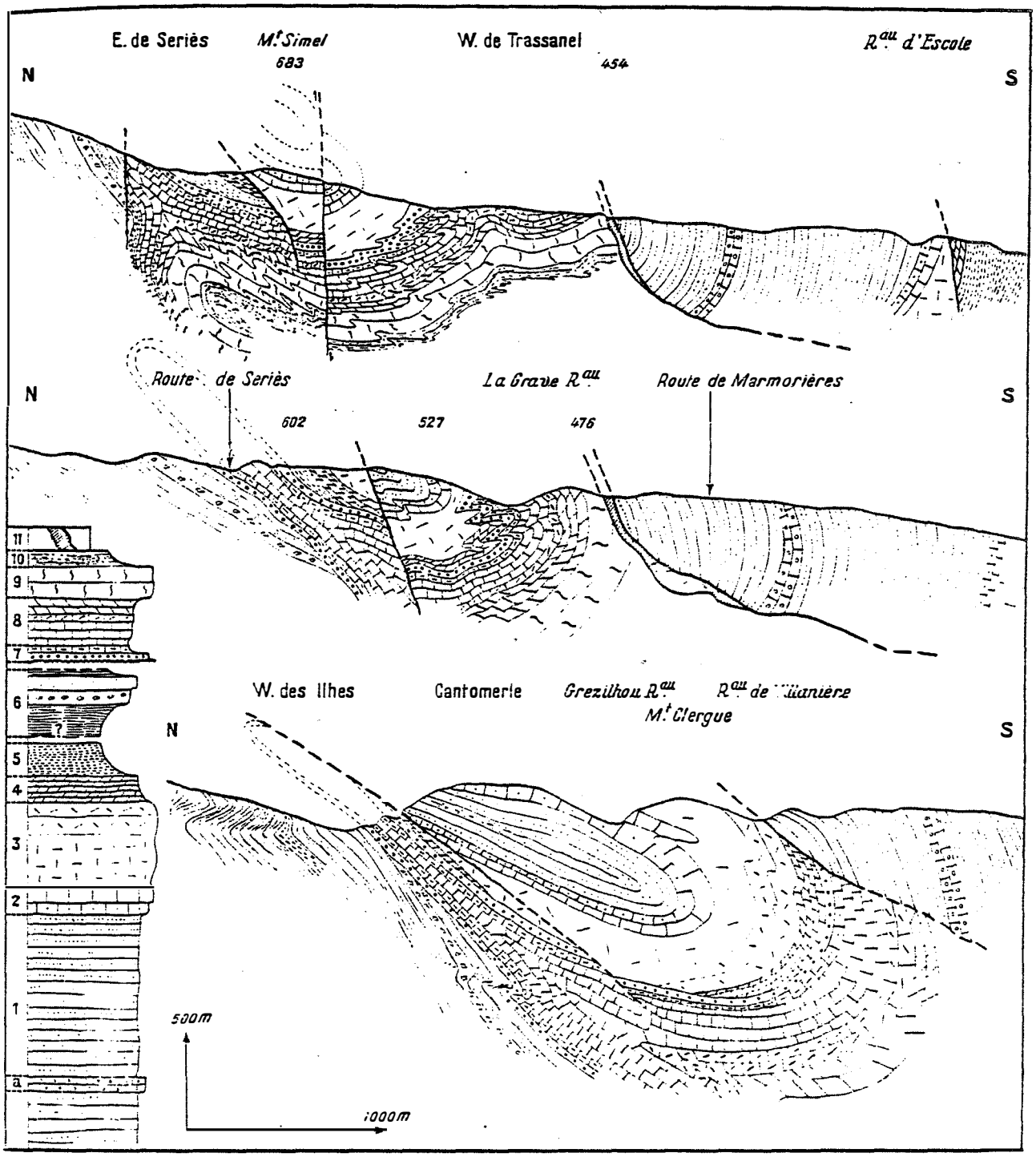
Retenons, pour conclure, l'impossibilité que les domaines Nord et Sud aient été contigüs à quelque moment de leur histoire sédimentaire.

CHAPITRE 2 - ANALYSE STRUCTURALE

1 - Travaux antérieurs sur la tectonique du Cabardès et du Minervois

Sur le plan structural, le versant Sud de la Montagne Noire a été décrit dans un premier temps comme une succession de plis couchés enracinés au Sud (B. Gèze 1949, F. Boyer 1958). Mais l'hypothèse d'une poussée tangentielle venue du Nord a finalement été retenue par F. Boyer (1963) après la découverte des fermetures au Sud des têtes anticlinales plongeantes du Minervois qui a obligé les auteurs à rejeter l'hypothèse antérieure. En 1966, Arthaud, Mattauer et Proust proposent le terme de "nappe du Minervois" et l'intègrent dans le système des nappes du versant sud. Ces nappes proviendraient, selon ces auteurs, de plis couchés hercyniens profonds dont les flancs normaux auraient été laminés. Arthaud (1970) précise que la nappe du Minervois est l'équivalent de la nappe du Mt Peyroux présente plus à l'Est, sous le chevauchement des unités du Pardailhan. Vignard (1976) montre l'allochtonie du St Ponais qu'il associe aux Unités des Monts de Faugères à l'Est et qu'il décompose en deux unités charriées l'une sur l'autre.

En ce qui concerne le problème de la mise en place de l'allochtone en Minervois et Cabardès, F. Boyer (1963, 1964) observe les témoins d'un **rabotage basal** qui prend en écharpe le flanc normal du pli couché de la nappe du Minervois. Il décrit des copeaux écrasés de nature et d'âge divers, jalonnant la base de la nappe.L'unité de Fournes-Lastours au Nord du contact de base de la nappe se rattache, selon cet auteur, au domaine autochtone (Figure 2.1).



– Coupes interprétatives de la structure du pli couché de Fournes-Lastours.

1 à 11 : Cambrien inférieur (1 : grès de Marcory ; a : niveau de calcaire pseudo-oolithique ; 2 : alternances carbonatées-détritiques ; 3 : calcaires dolomitiques à Archaeocyathidés et dolomies massives ; 4 : niveaux schisto-dolomitiques) ; 5 : Acadien et Postdamnien ; 6 : schistes X d'âge incertain avec niveaux volcano-détritiques au sommet ; 7 : Caradoc-Ashgill transgressif et discordant sur un substratum variable pouvant aller de 1 à 6 ; 8 : Gothlandien-Devonien inférieur I (calcaires en plaquettes et dolomies) ; 9 : Devonien inférieur II (calcaires blancs massifs) ; 10 : Devonien moyen (calcschistes versicolores) ; 11 : copeaux lamines d'age variable entre le pli couché de Fournes et l'unité médiane (en particulier dolomies cambriennes).

Figure 2.1 Coupes du paraautochtone par F. Boyer 1963

Arthaud (1970) souligne également que la nappe du Minervois est rabotée à la base par un "contact cisaillant" qui la sépare du domaine autochtone surmonté de sa couverture paraautochtone de Fournes-Lastours. La géométrie et la chronologie des phases tectoniques est présentée à partir d'une analyse systématique des déformations superposées dans les nappes par les méthodes microtectoniques.

L'étude structurale de Fornari (1974) dans la mine de Salsigne et dans le "domaine paraautochtone" montre que les phases de déformation souples de la région s'étendant de Fournes à Salsigne sont corrélables avec celles définies par Arthaud pour l'ensemble du versant Sud.

Les travaux de M. Demange (1975-1982), M. Léger (1981), M. Demange, H. Issard, M. Perrin (1983) enfin livrent une description et une chronologie des déformations superposées des schistes de la zone axiale, notamment en Cabardès. La succession des phases est cohérente entre les massifs de Nore et de l'Agout. A la différence du versant Sud, la zone axiale dans le Massif de l'Agout est affectée par une schistosité liée à des plissements déversés au Nord, de style pennique. Notons néanmoins que la première phase de déformation en Cabardès a également un déversement Nord.

2 - Position du problème

Nous avons vu que le domaine de Fournes est tantôt interprété comme allochtone, tantôt comme copeau d'autochtone faiblement déplacé vers le Sud sous l'avancée des nappes (cf introduction générale). Ce chapitre vise à élucider la question du paraautochtone.

L'inconnue majeure est la nature de ce domaine paraautochtone, et notament son homogénéité ou son hétérogénéité du point de vue structural. Ce problème se décompose en deux versants :

- versant chronologique : à savoir quelles sont
  - -1) les successions des phases de déformation souple de la zone axiale d'une part et des nappes d'autre part,
  - -2) la liste, la localisation et l'importance des contacts anormaux (écaillages, charriages ?) et leur place dans la chronologie ainsi définie.

- versant cartographique et géométrique
  - -localisation des contacts anormaux
  - -détermination cartographique des structures attribuées aux diverses phases et détermination de leurs limites.

La qualité et la continuité des observations, la présence de travaux miniers recoupant des secteurs clés, la moindre importance des grands décrochements tardifs et des cisaillements font du Minervois une région privilégiée pour une étude de la tectonique précoce. Nous avons là une pièce du puzzle déterminante pour l'interprétation des rapports entre zone axiale et versant sud et donc pour l'interprétation générale de la Montagne Noire.

3 - Plan de l'étude

La cartographie détaillée au 1/10000e des terrains dont la succession a été présentée au chapitre 1, a été effectuée dans une région comprise entre Salsigne à l'Ouest et Citou à l'Est. Le but poursuivi était de caractériser les phases de déformation et les grandes structures du Nord Minervois ainsi que les phases de déformations du Minervois Central, et de les comparer à celles du Cabardès.

Comme nous l'avons vu au chapitre 1, le Minervois est un système complexe d'unités tectoniques disposées dans l'ordre suivant du Nord vers le Sud :

1 - le Cabardès
2 - les copeaux des Ilhes et de Cabrespine
3 - l'unité de Sériès
4 - l'unité de Fournes
5 - les écailles
6 - le Minervois Central
7 - le Sud Minervois

L'unité 7, séparée du Minervois Central par un contact tectonique jalonné de niveaux variés, a fait l'objet d'une publication de F. Boyer (1964).

Les unités 3 à 5 représentent le paraautochtone des auteurs, ce sont des terrains paléozoïques corrélables avec le sédimentaire daté plus au Sud. Par ce découpage, nous remettons en question la définition du domaine paraautochtone, terme peu précis recouvrant une réalité complexe.

Par commodité pour la démonstration, nous discutons les structures souples et cassantes dans l'ordre régional suivant :

- le domaine nord gréso-pélitique : série du Cabardès, série du Roc Suzadou, série des schistes sommitaux, dont il a pu être montré la continuité stratigraphique et dont on constate qu'elles ont subi les mêmes déformations.
- l'unité de Sériès qui jouxte le domaine nord.
- l'unité de Fournes et la nappe du Minervois ou Minervois central, séparées par un contact tectonique. Elles présentent une homogénéité structurale.

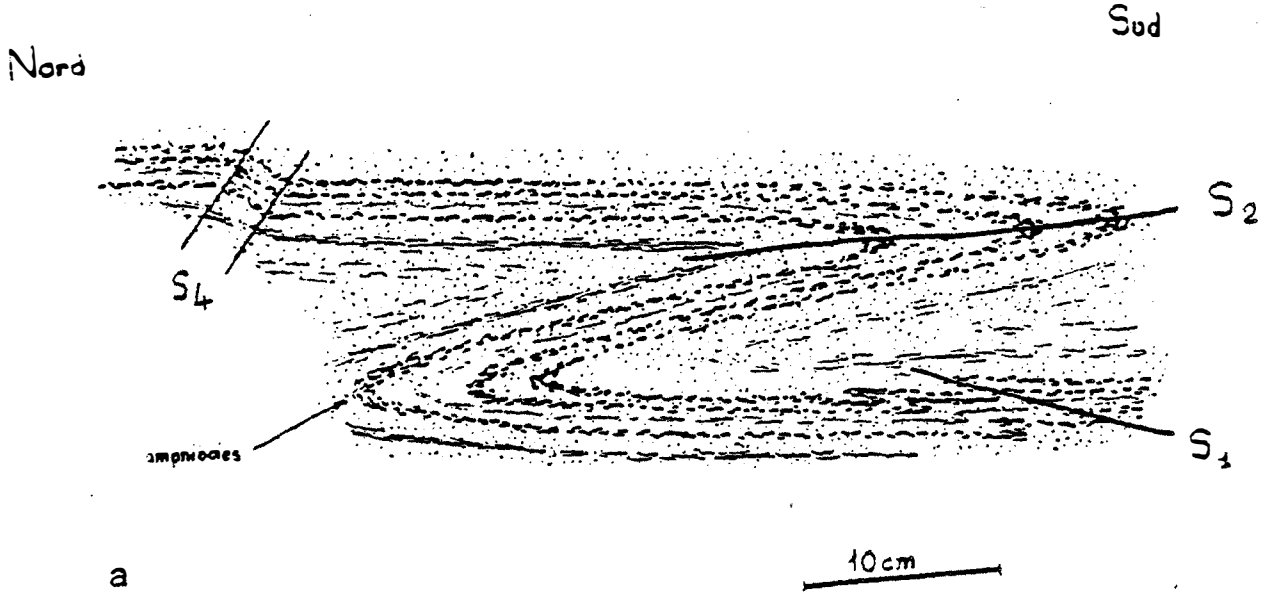
Enfin, nous traitons le problème des contacts anormaux avant de conclure sur l'histoire tectonique de la région.

Dans tout ce chapitre, il est fait usage de la projection méridienne de l'hémisphère supérieur sur canevas de Wulff.

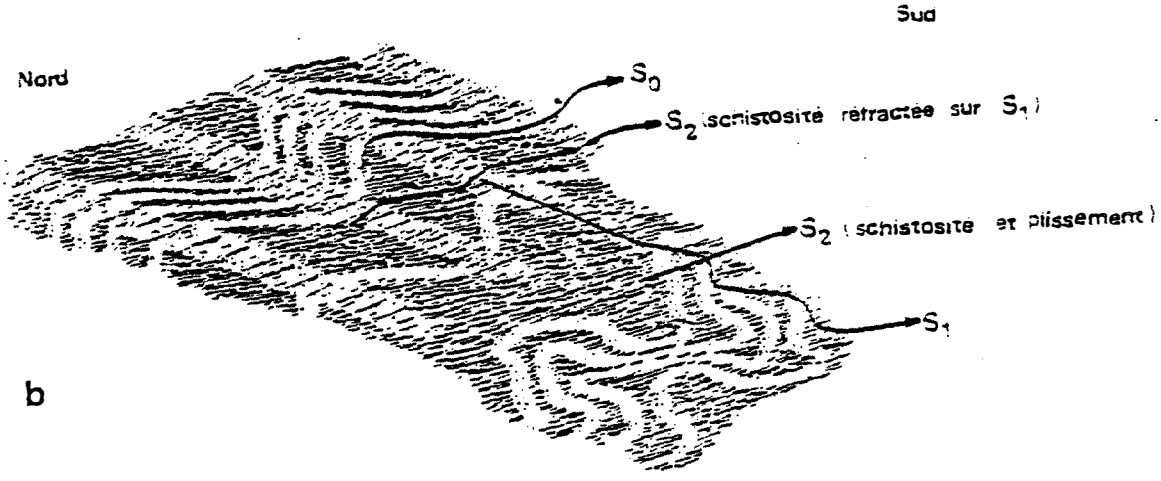
4 - La déformation souple des grès et schistes du domaine Nord

Nous avons regroupé dans cette partie les travaux effectués lors de l'action concertée VRSS 79/7/0383 en ce qui concerne l'analyse structurale. Un certain nombre de ces résultats sont précisés et modifiés dans cette étude par rapport à M. Demange et al.(1981).

Nous avons procédé à une analyse microtectonique afin de vérifier ou d'infirmer les résultats précédemment obtenus, et nous avons ajouté des compléments cartographiques dans la partie méridionale des schistes du Cabardès : sommet de la série du Cabardès, formations du Roc Suzadou et des schistes sommitaux. Dans cette partie, on observe des structures plissées dont l'importance est capitale dans le contexte métallogénique de Salsigne.



Plis 2 et 4 et repli 1 de La Tourette



Echelle 1/3

Affleurement de Serremijeanne

Relations entre les phases $\varphi 1$ et $\varphi 2$

Figure 2.2 Plis de phase ϕ_1 d'après Léger 1981.

Les travaux de M. Léger (1981) et de M. Demange et al. (1981) ont montré que si les schistes du Cabardès constituent globalement un **monoclinal de schistosité** , ils ont néanmoins subi une tectonique intense et **six phases souples** ont pu être identifiées.

4.1. Etude macroscopique des phases souples

les phases précoces

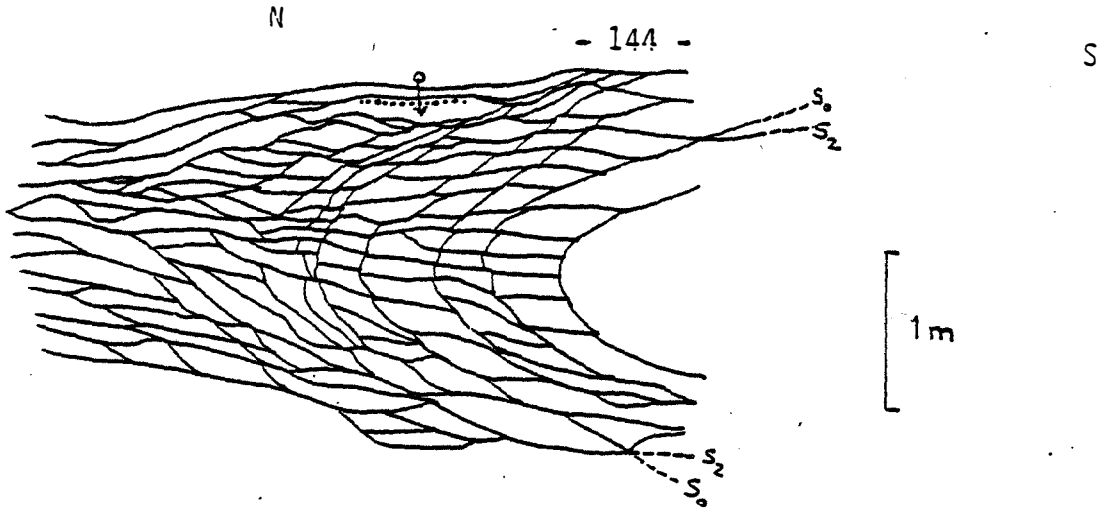
la phase ϕ_1

Cette phase se manifeste par une foliation précoce dans les gneiss de Nore, par une schistosité de flux dans les schistes et par une linéation d'intersection S_0/S_1 orientée N80 dans les schistes du Cabardès. Il existe également de rares plis isoclinaux centimétriques avec une schistosité S_1 de plan axial que M. Léger (1981) a décrit dans sa thèse (Figure 2.2). De style très anisopaque (souvent de classe 3 dans la terminologie de Ramsay), ces plis sont déversés vers le Nord et sont accompagnés d'une transposition intense. La cartographie montre que cette phase n'est responsable d'aucun redoublement important de la série.

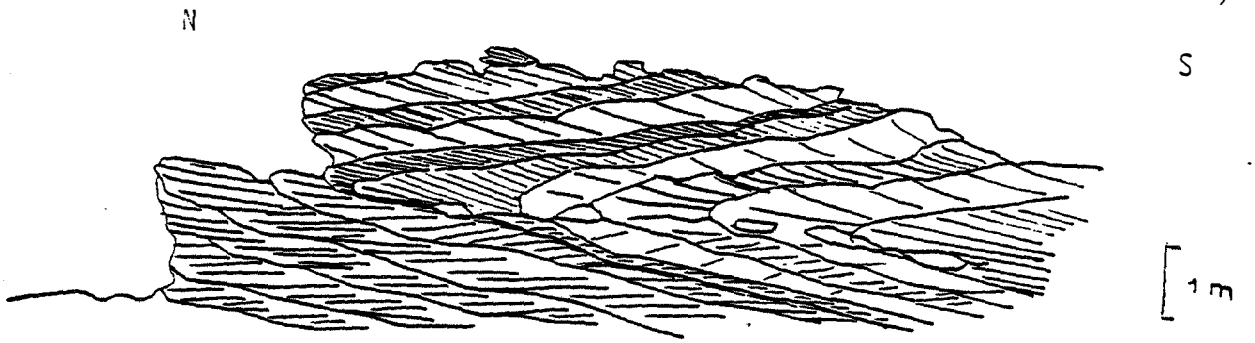
Nous avons observé des reliques de cette phase dans la partie supérieure de la série à Castanviels (Figure 2.11) ; il semble donc que le domaine affecté par la phase ϕ_1 s'étende à toute les séries du domaine nord. B. Ferret (1983) signale de même des biotites Syn S_1 au Nord de Salsigne dans les schistes tachetés du sommet de la série du Cabardès.

la phase ϕ_2

Il s'agit de la phase la plus apparente dans la couverture schisteuse des gneiss de Nore. Elle se traduit par une schistosité S_2 pénétrative ubiquiste, des plissements à toute échelle de longueur d'onde parfois hectométrique et par une linéation fine et bien réglée sur les plans de stratification.



a Schistes du Roc d' Engalières (vallée de l'Orbiel)



b Schistes du Pas de Montserrat

c Schistes du Saut de Nadal

d Grès des Thérondels

23 Style des charnières métriques de phase P_2 dans le Cabardès.

la schistosité S_2

La phase ϕ_2 donne lieu à une schistosité horizontale ou à faible pendage sud, confondue avec le débit des schistes. Elle occasionne un glissement le long du plan qu'elle définit et parfois une transposition millimétrique à centimétrique visible à l'affleurement.

La schistosité S_2 est plan axial de petits plis isoclinaux (Figure 2.12) comme des grandes charnières métriques (Figure 2.3). Les phénomènes de réfraction de schistosité sont fréquents. Dans les bancs gréseux présentant un gradient de granulométrie (granoclassement), la schistosité réfractée montre une dissymétrie (M. Léger 1981).

les plis: style et importance cartographique

Il s'agit de plis semblables isoclinaux dans la partie inférieure de la série où leur longueur d'onde est le plus souvent décimétrique, parfois métrique alors que leur amplitude peut être hectométrique. Dans la partie supérieure, à partir de la formation de St Julien, la lithologie contrastée (grès et schistes) favorise l'apparition de plis métriques à décamétriques de style anisopaque presque isoclinal (Figure 2.3). Ces plis sont de classe 2 dans la terminologie de Ramsay.

L'étude systématique que nous avons déjà publiée (M. Demange et al. 1981) des rapports schistosité-stratification (vergence) a permis de découvrir :

- que le déversement des plis est Sud. La schistosité S_2 est moins pentée vers le Sud que la stratification sur les flancs longs des plissements,
- qu'il existe des domaines d'isovergence cartographiables,
- que les charnières de plis de phase ϕ_2 pluridécamétriques sont localisées dans des zones de faible extension. Ceci peut s'intégrer cartographiquement par un système de "couloirs tectoniques" (M. Demange et al. 1981) où sont localisés les charnières et les flancs courts, réduits, de phase ϕ_2. La partie supérieure de la série du Cabardès, de caractère plus rythmique, est privilégiée quant à l'expression de ces "couloirs tectoniques".

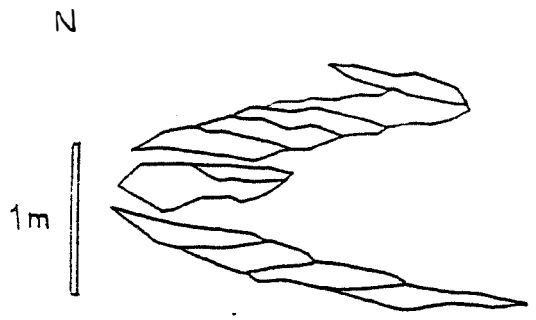


Figure 2.4 Pli de phase ϕ_2, banc plus gréseux dans les schistes de Peyremale

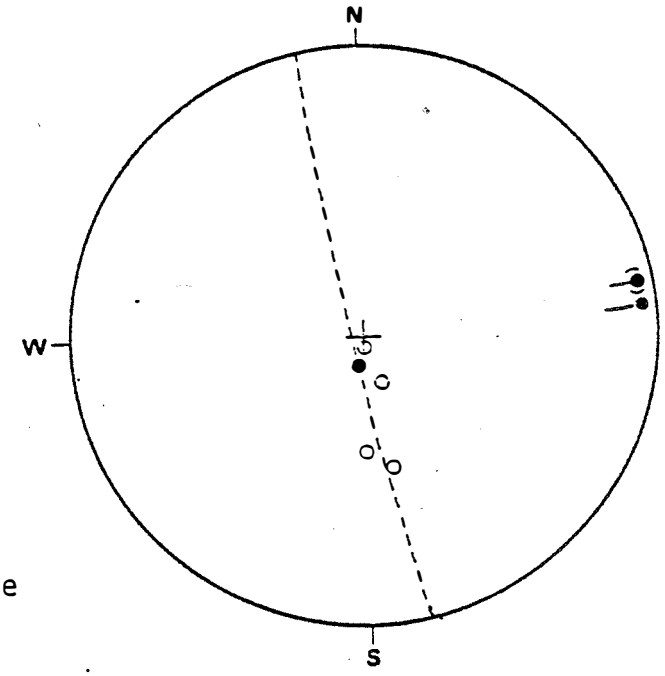


Diagramme 1

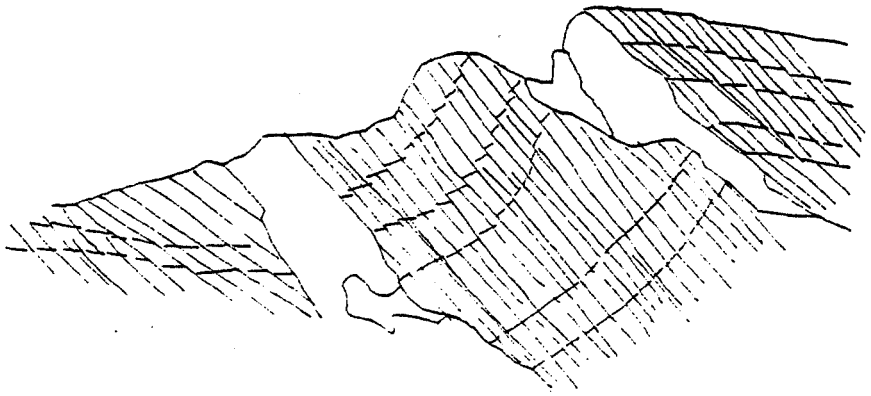


Figure 2.5 Pli de phase ϕ_3, formation des schistes de Serremijeanne, vallée de la Clamoux.

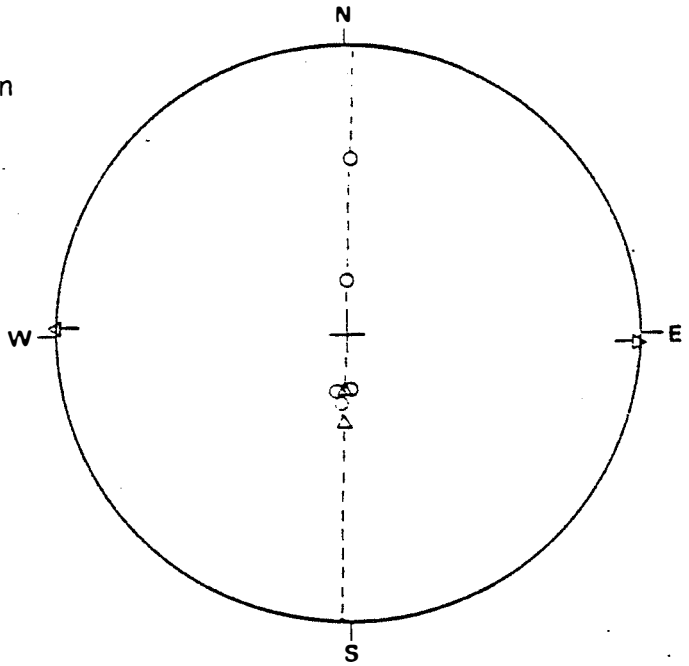
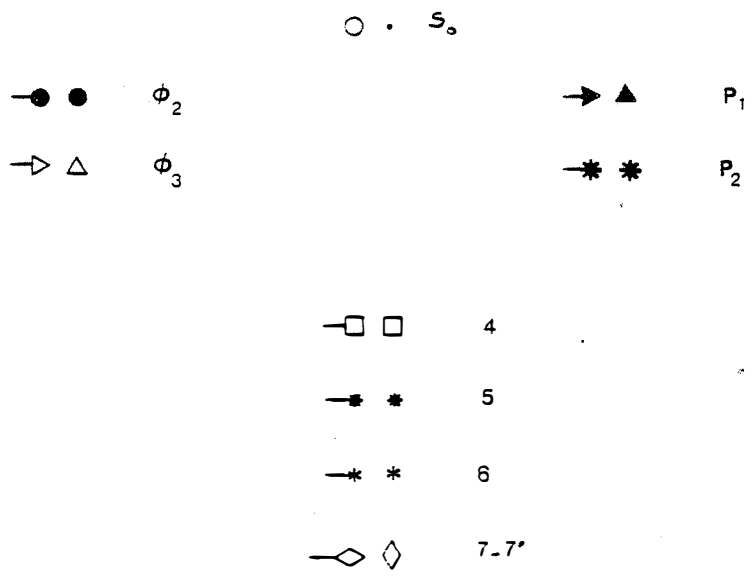


Diagramme 2

LEGENDE DES DIAGRAMMES



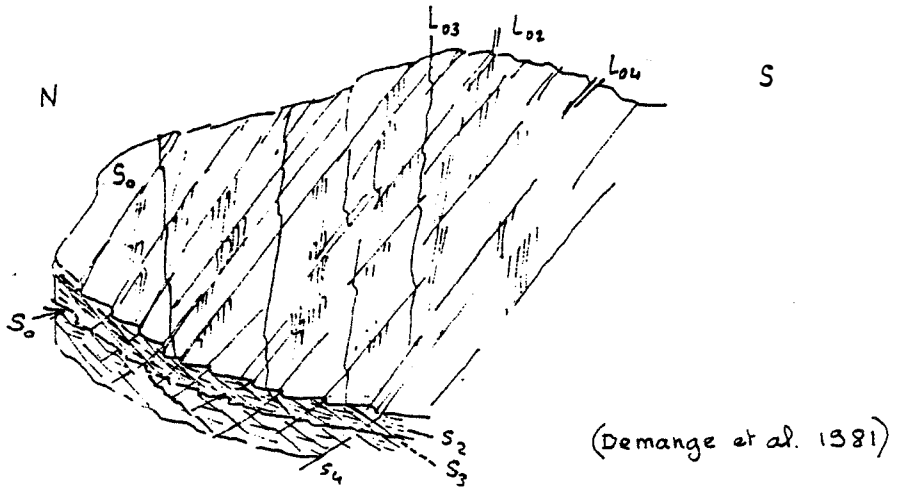


Figure 2.6 Aspect des linéations d'intersection L_{02}, L_{03} et de crénulation L_{04} sur le plan de stratification S_0.

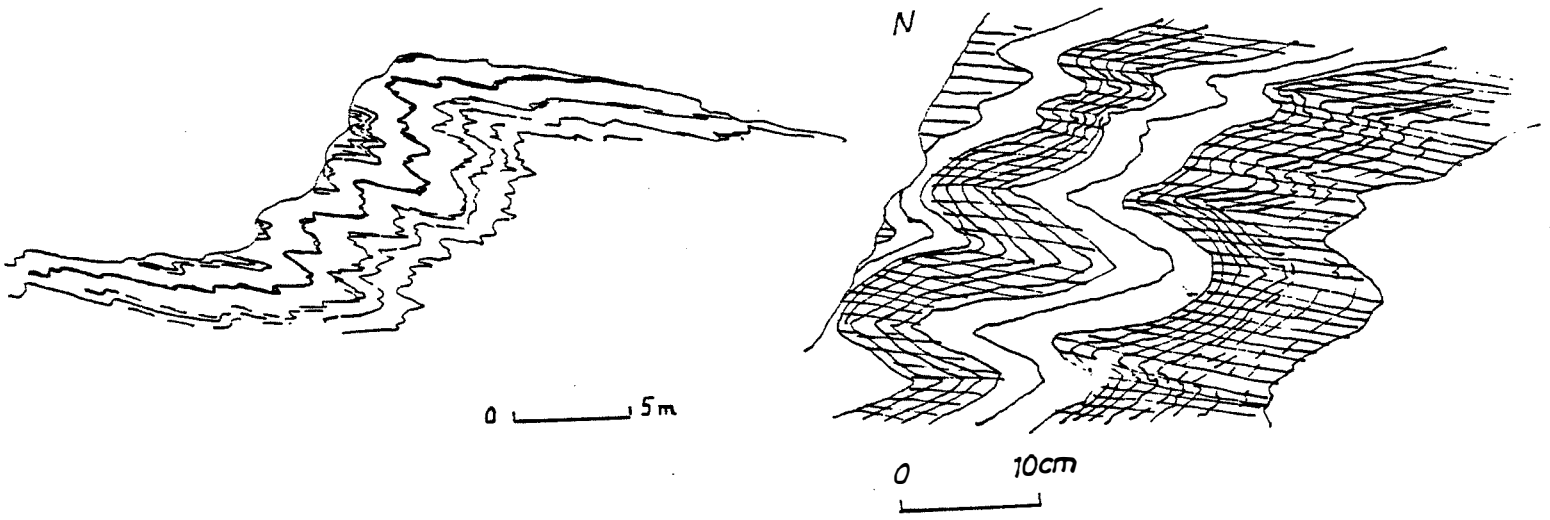


Figure 2.7 Plis de phase D_3, Pic de Rey.

Lorsque la schistosité de phase ϕ_2 est en vergence sud, la série est toujours à l'endroit, ce qui indique l'absence de mégastructures de phase ϕ_1 qui auraient inversé la série. Les linéations de phase ϕ_2 sont d'ailleurs toujours bien groupées sur les diagrammes.

Géométrie du plissement

Les plis antérieurs et postérieurs à la phase ϕ_2 sont d'amplitude plus faible ou bien plus rares et plus localisés quoique la schistosité de la phase ϕ_3 puisse être très développée localement. Les domaines polyplissés sont somme toute assez rares. Néanmoins nous avons observé quelques interférences de plissement (Figure 2.2a où l'on voit une foliation précoce de phase ϕ_1 antérieure au plissement de phase ϕ_2).
La plupart du temps, les terrains affectés par des plis de phase ϕ_2 observés sur le terrain n'ont pas subi de déformation ultérieure autres que des schistosités (strain-slip ou fracturation).

Les mesures des axes coincident avec les axes construits sur les diagrammes (Figure 2.4) ce qui témoigne d'un plissement cylindrique. Les caractéristiques géométriques sont les suivantes :

axe A_2	120 W 5
plan axial S_2	110 S 10

la phase ϕ_3

Cette phase de déformation est la deuxième dans l'ordre d'importance. Elle n'est identifiable que dans la partie supérieure de la série du Cabardès à partir de la formation de St Julien. Elle se traduit, comme la phase ϕ_2 par des plis (Figure 2.5), une schistosité et une linéation d'intersection. Néanmoins la déformation n'est pas générale et concerne des secteurs particuliers (couloirs de déformation).

la schistosité S_3 n'est visible que dans les zones plissées, c'est une schistosité de strain-slip, plus pentée vers le Sud que la stratification. Sur les plans de stratification, la linéation L_3 appartenant à ce plan de schistosité S_3 est nettement postérieure à la linéation L_2 (Figure 2.6).

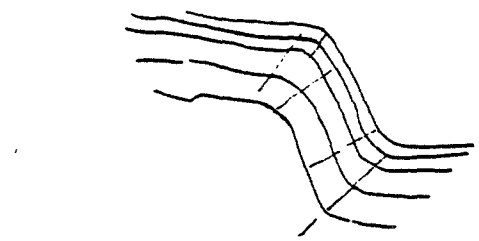


Figure 2.8 Pli de phase 4
à Citou

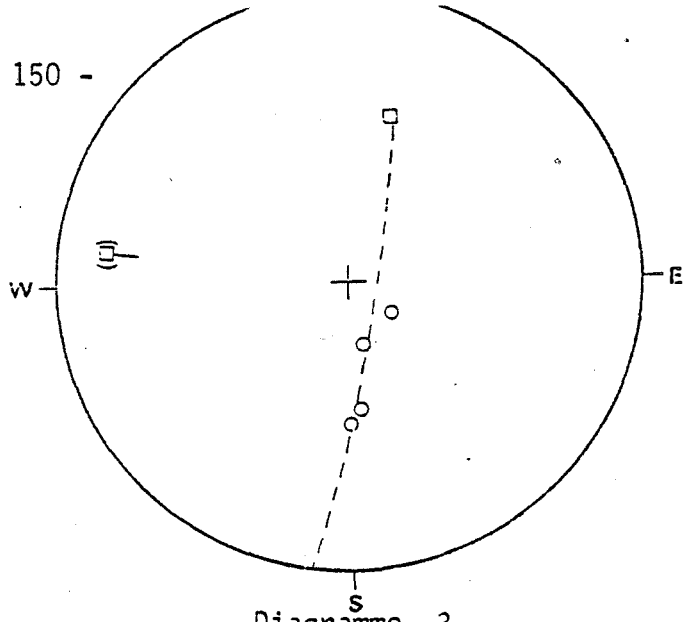


Diagramme 3

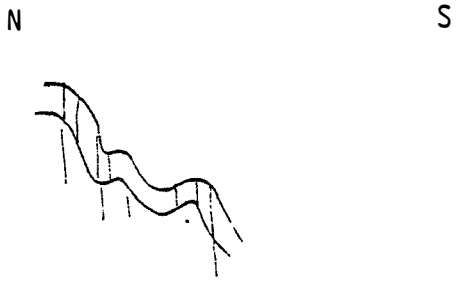
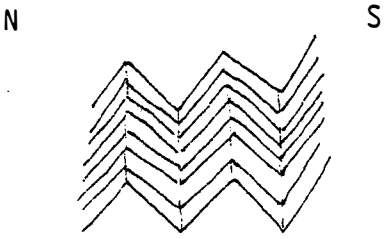


Figure 2.9a Plis de phase 5



2.9b Plis en chevrons de phase 6

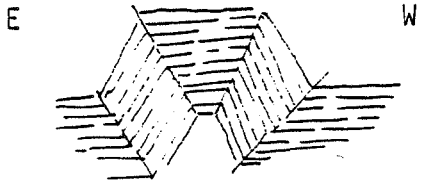
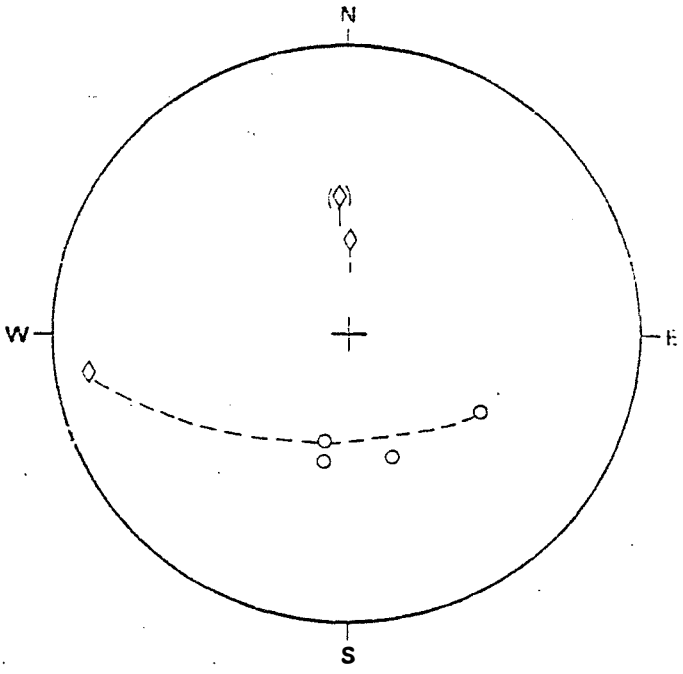


Figure 2.10 Plis en boite de Phase 7-7'

Diagramme 4
Pli 7, vallée de la
Clamoux.



les plis 3

Ce sont des plis quasi-semblables (classe 1c à 2) déversés vers le Nord) montrant des flancs inverses réduits ou inexistants. La stratification est verticalisée dans la charnière pour retourner à un pendage sud ensuite, ce qui confère à ces plis un style en marches d'escalier caractéristique (Figure 2.7). En effet, plusieurs plis se succèdent, "formant un train de plis 3" et sont soulignés morphologiquement par des ressauts ou des barres à regard Nord. Sur le plan cartographique, les trains de plis ϕ_3 définissent des couloirs de déformation. Comme pour la phase ϕ_2, ces couloirs sont localisés dans la partie supérieure de la série du Cabardès.

la géométrie du plissement

Les mesures de plis ϕ_3 que nous avons effectuées fournissent les caractéristiques géométriques suivantes (Figure 2.5) :

axe : 95 horizontal

plan axial : 90 S 30

Les phases tardives

la phase 4

Il s'agit de plis en chaise à regard sud. Ils ont un plan axial d'orientation variable de N50 à N100 et pendage Nord 40 à 60° (Figure 2.8).

D'après E. Matoussowsky (1981) ces plis se regroupent dans trois secteurs : St Julien, Pas de Montserrat, Laval. La cartographie des grandes flexions tardives de phase 4 dans la vallée de l'Orbiel a été réalisée par M. Léger (1981).

La schistosité S_4

Il s'agit d'une schistosité de strain-slip ou de fracture dans les niveaux compétents. Dans les niveaux finement rubannés, apparaît une schistosité de crénulation ou de microplissement. Mis à part les zones de charnière, la schistosité S_4 est absente.

Géométrie du plissement (Diagramme 3)

Les plis sont plus ou moins serrés 50° à 120° et les plans

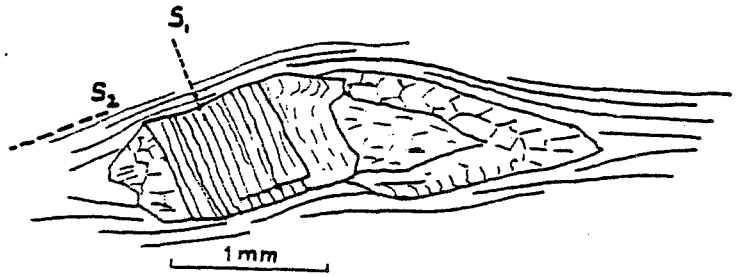


Figure 2.11 Porphyroblaste de chlorite contenant une schistosité précoce et queues de cristallisation quartzo-phylliteuses syn-phase φ_2

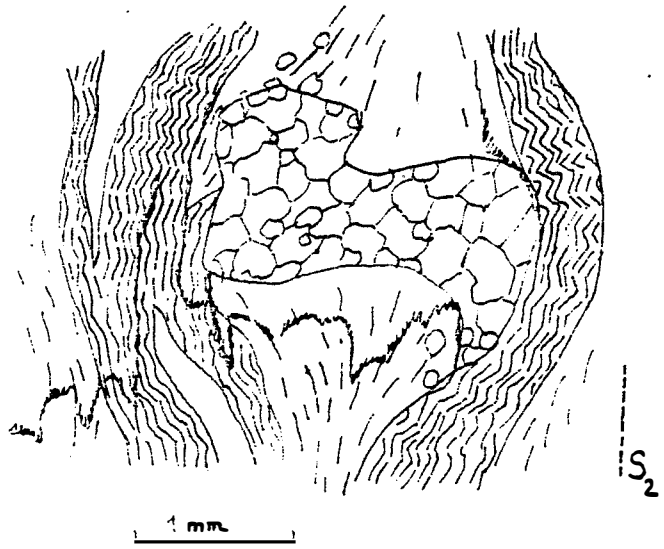


Figure 2.12 Aggrégat de quartz de forme sigmoïde témoignant d'une déformation rotationnelle

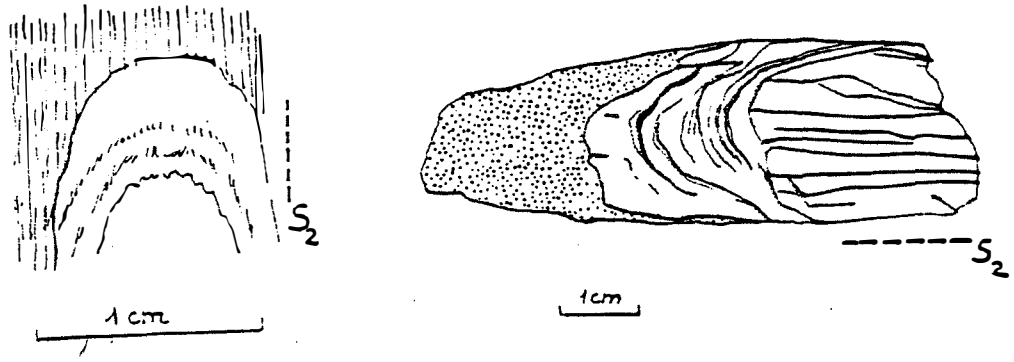


Figure 2.13 Micropli de phase φ_2 avec schistosité de flux associée

axiaux sont très variables sans que ce soit dû à des phases postérieures. On observe une dispersion en éventail, l'axe a une orientation constante

Axe: 80 W 5 (Dans les flancs longs des plis précoces)

Les phases 5 et 6 (Figure 2.9)

La phase 5 est marquée par des plis ouverts de plans axiaux orientés N130 et une schistosité subverticale. Ils sont présents à l'ouest de l'Orbiel (col des tempêtes, au Sud de Labastide-Esparbairenque), inconnus ailleurs en Cabardès.Cette phase a été décrite dans la région de St Pons par M.Demange (1982).

La phase 6 se manifeste par des plis en chevrons ou des plis droits de plan axial N90 vertical. Bien connue dans le St Ponais elle est quasiment absente en Cabardès.

les phases 7-7'

La série du Cabardès est affectée par une dernière phase de déformation, marquée tantôt par des plis en chevrons d'ouverture 50 à 70°, tantôt par des plis en boite (120°) (Figure 2.10). Ces structures plicatives ont été observées de l'échelle centimétrique à l'échelle décamétrique. Les plans axiaux des plis en chevrons sont groupés autour de la direction N180, ceux des plis en boite sont groupés autour des deux directions conjuguées N160 et N20 (phases 7, 7'). La phase 7 induit de grandes flexures décamétriques que l'on suit très bien sur photographie aérienne.

4.2. Etude microscopique des petites structures

Les structures observées au microscope dans les schistes du Cabardès sont de trois types : les schistosités, les microplissements et les cristallisations dans les zones abritées.

Les deux schistosités connues régionalement sont liées aux phases ϕ_2 et ϕ_3, et ont été caractérisées dans des roches échantillonnées dans les flancs des plis préalablement reconnus sur des coupes présentant des observations structurales continues.

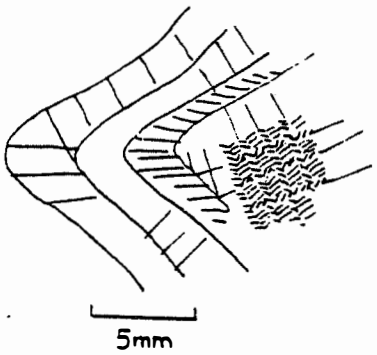
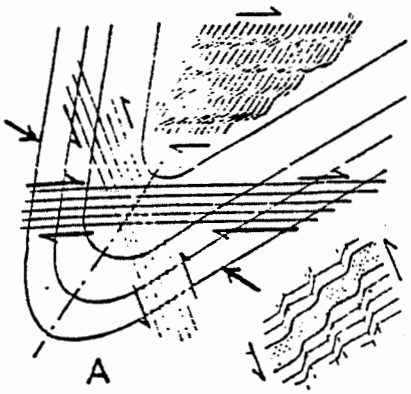


Figure 2.15
Gaufrage des niveaux phylliteux au coeur d'un pli de phase φ_3



Crénulations conjuguées d'après Wilson (1961)

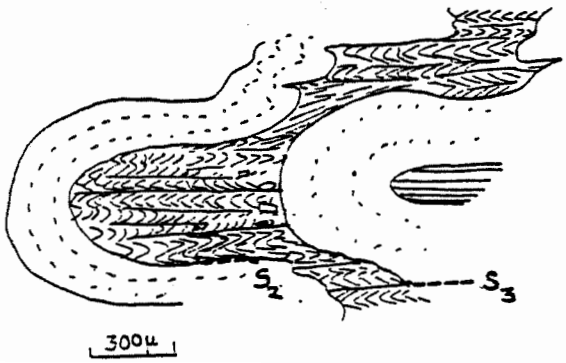


Figure 2.14
Allure microscopique des plis de phase φ_3

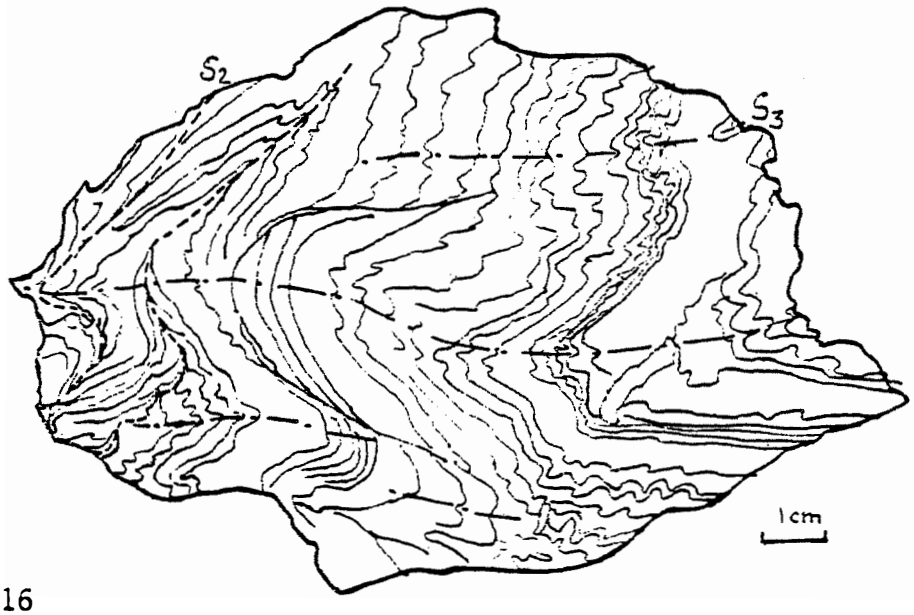


Figure 2.16
Interférence de plissement sur mini-échantillon (phases φ_2 et φ_3)

La schistosité S_2 définit des alternances millimétriques de lits micacés et de lits quartzofeldspathiques.*

Tous les minéraux phylliteux subissent une réorientation systématique dans le plan S_2. Il s'agit donc d'une schistosité de flux ou "slaty-cleavage" contrairement à l'interprétation de M. Demange, M. Léger et M. Perrin(1981) qui notaient une schistosité de strain-slip. Néanmoins, dans les niveaux microconglomératiques de la série du Roc Suzadou, la distance qui sépare les surfaces de glissement discontinu est plus grande que dans les schistes du Cabardès, donnant parfois un strain-slip primaire, la variation de la nature de la schistosité selon la taille des minéraux est un phénomène bien connu par ailleurs (A. Autran et al. 1974). De nombreuses cristallisations en zone abritée sont synchrones de la phase ϕ_2. Elles présentent l'association Quartz Chlorite et ont souvent un axe de symétrie de révolution. Il est possible d'observer des queues de cristallisation synchrones de la phase ϕ_1 ou, du moins, antérieures à la phase ϕ_2 qui donne lieu à d'autres cristallisations à 90° des précédentes (Figure 2.11). Cependant, ces figures sont assez rares et dans la plupart des cas, il s'agit de phénomènes syn-phase ϕ_2.

Dans de rares cas, ces cristallisations sont sigmoïdes et témoignent de mouvements de rotation (Figure 2.12) soit de l'objet, soit des axes de la déformation, soit de la matrice, l'objet restant fixe (P. Choukroune 1971). Nous ne connaissons qu'une seule figure de cette espèce et son unicité ne permet pas de conclure quant au mécanisme.

Des microplis associés à la schistosité de flux S_2 ont été observés dans des lithologies particulières (grès fins ou tufs remaniés). Il s'agit de plis semblables (Figure 2.13) ou de plis en chevrons ou encore de plis soulignés par un arc polygonal de muscovites flexurées . Ces plis présentent des disharmonies.

---

* Dans la série du Roc Suzadou, il existe des roches formées d'alternances de lits très fins de quartz et de chloritoïde (0,5 mm), l'origine peut être la cristallisation sous contrainte lors de la phase S_2 confondue avec ce litage de différenciation.

Une schistosité postérieure recoupant la schistosité de flux S_2 qui s'infléchit à proximité, a pu être identifiée à S_3 dans des secteurs plissés par cette phase, bien reconnue à l'affleurement. Il s'agit d'un strain-slip (crénulation) évoluant suivant la lithologie (niveaux pélitiques) vers une schistosité de type "differenciated crenulation"(B.E.Hobbs et al. 1976) où l'ensemble des phyllites des zones intercalaires sont plus ou moins infléchies par la schistosité.

Les plans de glissement sont épais quelques microns et leur espacement est variable autour de 100 microns. De nombreuses structures microscopiques ont pu être définies et sont liées à cette phase. La déformation de petits filons de quartz montre ainsi que la composante rotationnelle n'est pas négligeable (aplatissement rotationnel):

- déformation hétérogène de grès rubannés montrant des plis d'aplatissement des lits pélitiques avec crénulations au coeur et des plis par flexion des lits gréseux (Figure 2.14).

- plissement avec schistosité de crénulation de plan axial,évoluant en coeur de pli en deux schistosités conjuguées selon le mécanisme décrit par G. Wilson (1961) (Figure 2.15).

La phase 4 se manifeste par des microkinks et des chevrons en lame mince. Dans les niveaux fins pélitiques l'espacement de la schistosité de plan axial est de 100 microns .

Enfin, des schlieren de quartz, parfois minéralisés en mispickel (Rieussec) découpent l'ensemble des structures précédemment observées au microscope, ils sont liés aux fracturations tardives de phase 7-7'.

Conclusion :

L'étude au microscope des déformations précoces de la série du Cabardès et de l'ensemble de la couverture des gneiss de Nore (séries du Roc Suzadou et série des schistes sommitaux comprises) montre que le niveau structural dans lequel ces déformations ont eu lieu est profond. La schistosité précoce S_1 de flux rarement observée a probablement été effacée par la schistosité S_2 dominante également de flux qui a été replissée par la crénulation S_3.

Ces déformations correspondent chacune à un aplatissement résultant d'une compression axiale initialement verticale (Debat et al. 1981). Pour la phase ϕ_3 et peut être la phase $\phi_2$la déformation s'apparente à un aplatissement rotationnel.

4.3. Grandes structures et géométrie des superpositions

La série du Cabardès ne présente pas de grandes structures hectométriques dans sa partie inférieure jusqu'à la formation de Mas-Cabardès incluse. La cartographie des niveaux repères (schistes noirs) (M. Léger 1981) a permis de s'en assurer. Comme nous l'avons remarqué précédemment, il n'en est pas de même pour la partie supérieure.

Nous avons procédé à quelques analyses de secteurs privilégiés en partant de la carte tectonique déjà réalisée par l'équipe de St-Etienne (M. Léger, M.L. Pascal, M. Perrin, E. Matoussowsky, H. Issard). Cette carte a été complétée au niveau de la structure de l'ensemble "caradoc" transgressif (Roc Suzadou et schistes sommitaux). Nous avons reproduit la partie centrale de cette carte autour de la vallée de la Clamoux (Figure 2.17).

La phase ϕ_2, en vergence sud, donne lieu à des plissements de plan axial orienté approximativement Est-Ouest, et de pendage faible vers le Sud. L'écart de pendage entre S_0 (flanc long) et S_2 étant faible (10-15°) et les directions de l'horizontale du plan S_2 et de la stratification étant identiques, il n'est pas étonnant que cartographiquement les couloirs restent encaissés dans une même formation.

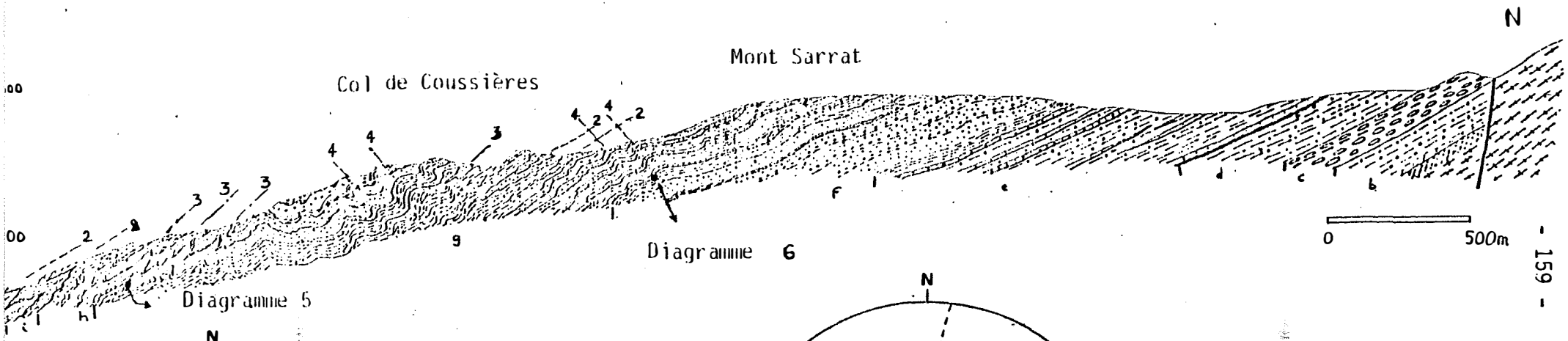
Nous distinguons les couloirs du milieu de la série (formation de Serremijeanne et du Saut de Nadal) et les couloirs du sommet de la série (formation de Laval) replissant parfois la limite transgressive de la série du Roc Suzadou et les schistes sommitaux.

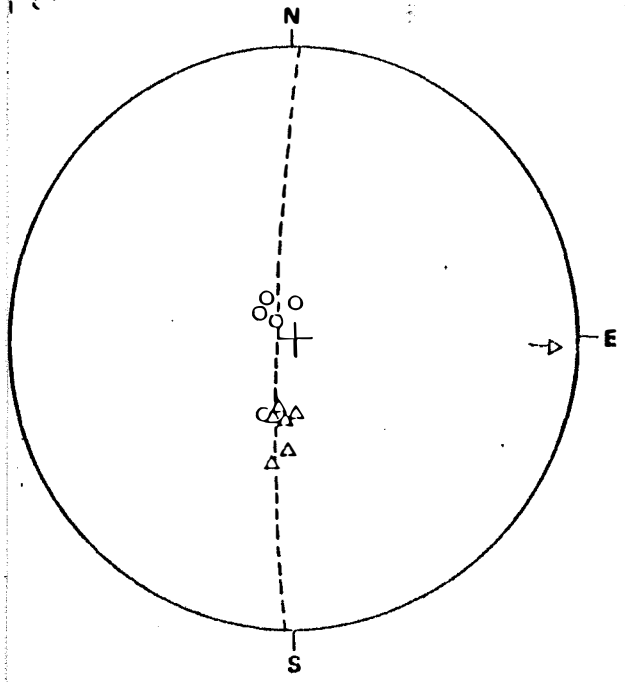
1) les couloirs de plis 2 et 3 au milieu de la série, exemple du secteur du Saut de Nadal

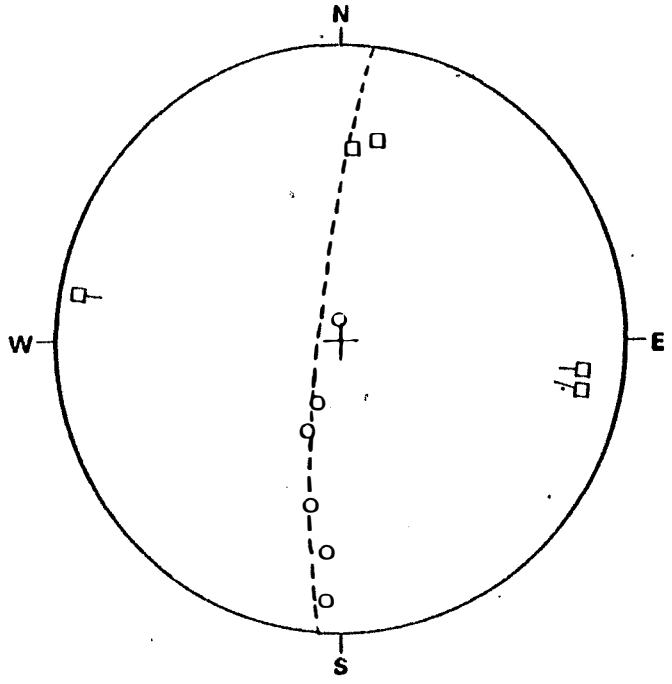
Dans ce secteur délimité sur la Figure 2.17, il apparaît un anticlinal de phase ϕ_2 (diagramme 8) dont l'axe constant est 108 E 8

Figure 2.17 Couloirs tectoniques de phase ϕ_1, ϕ_2, ϕ_3 dans la vallée de la Clamoux, scteurs du Saut de Nadal, du Pas de Montserrat.

Figure 2.18 Coupe NS des schistes du Cabardès à l'ouest de la vallée de la Clamoux.







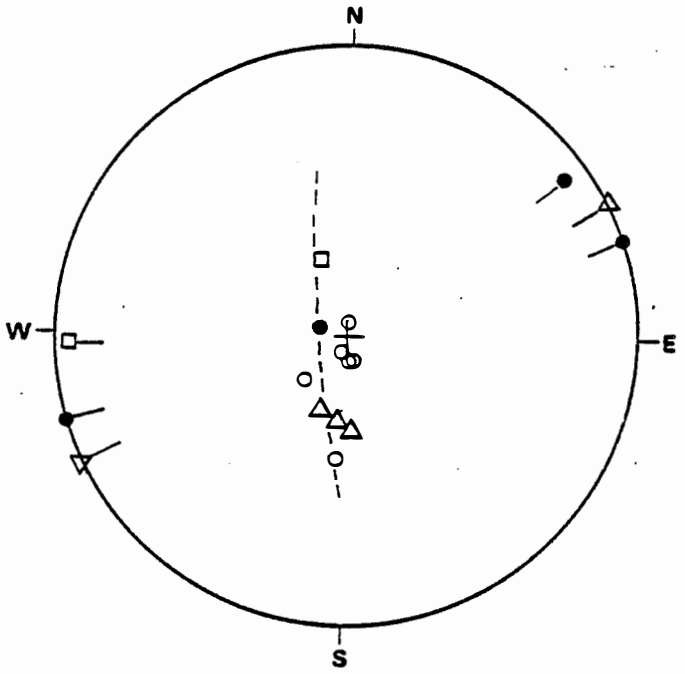


Diagramme 7 Roc d'Engalières présence des phases $\Phi_2, \phi_3, 4$.

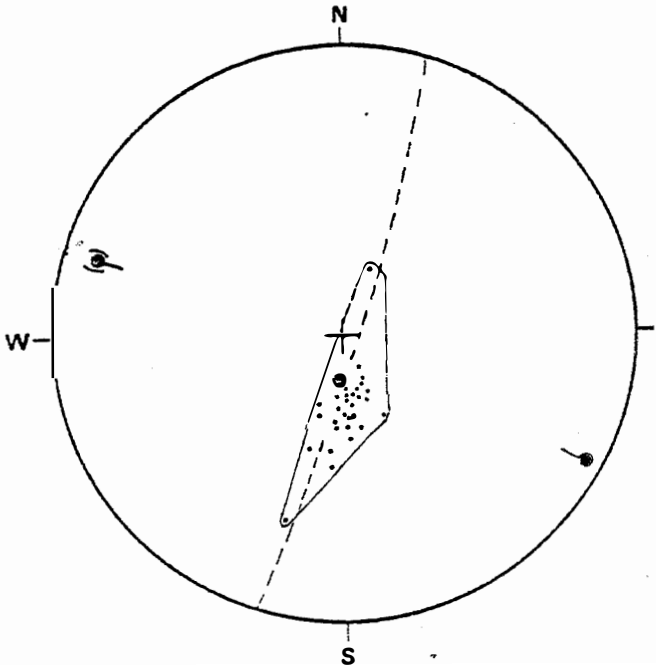


Diagramme 8 Pli de phase ϕ_2, dessiné à la figure 2.3 c, schistes du Saut de Nadal.

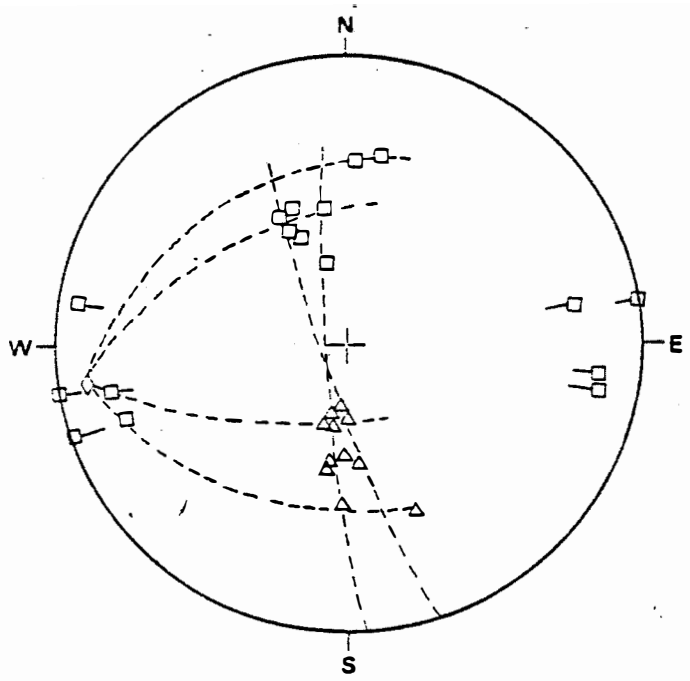


Diagramme 9 Synthèse des Phases tardives dans le secteur du Saut de Nadal.

mesuré à l'affleurement 118 W 03. Les plans de stratification restent bien groupés sur le diagramme ce qui indique un pli quasiment isoclinal. Au Sud de la ligne charnière 2 définissant un couloir hectométrique, la série du Cabardès subit d'autres plissements importants attribuables à la phase ϕ_3 et mesurés de part et d'autre de la Clamoux (Diagramme 5).

Enfin, la phase 4 occasionne des plis métriques en chaise (Diagrammes 6). L'ensemble des phases tardives du secteur est reporté sur le diagramme 9. Sur ce diagramme, on constate que la schistosité de strain-slip très serré de phase ϕ_3 est dispersée par les plis de phase 4 qui présentent eux-mêmes un éventail de 30° environ au départ. Le tout est basculé par les ondulations de phase 7-7'. La coupe de la Figure 2.18 synthétise les structures observées dans ce secteur.

2) Extension latérale de ce couloir au milieu de la série

Dans le prolongement ouest du couloir de plis ϕ_2 du Saut de Nadal, une charnière métrique caractéristique affleure au Pas de Montserrat; elle a déjà été décrite par M. Léger (1981).

Par rapport au secteur du Saut de Nadal, la stratification ainsi que la schistosité S_2 sont plus proches du plan horizontal. Ce léger basculement peut être associé à la phase 4 qui occasionne dans la vallée de l'Orbiel des successions de pendages donnant une série de marches d'escalier. Il pourrait s'agir du prolongement vers l'Est de ces structures 4.

Au Sud Est de Roquefère, la coupe du Roc d'Engalières montre à nouveau ce même couloir de phase ϕ_2. Le diagramme 7 indique un début de basculement des axes vers le Nord Est et plans axiaux vers le Nord Ouest. Ces bombements sont dus à une grande structure tardive kilométrique de phase 7. Une interférence entre les plis ϕ_2 et ϕ_3 est bien visible au col des tempêtes (au Nord du Roc d'Engalières, Figure 2.19). D'autre part, la cartographie de l'extrémité est de notre terrain a montré que ces couloirs tectoniques se suivent dans la vallée de l'Argent-double (Figure 2.20).

Figure 2.19 Coupe du col des tempêtes au sud de Labastide-Esparbairenque

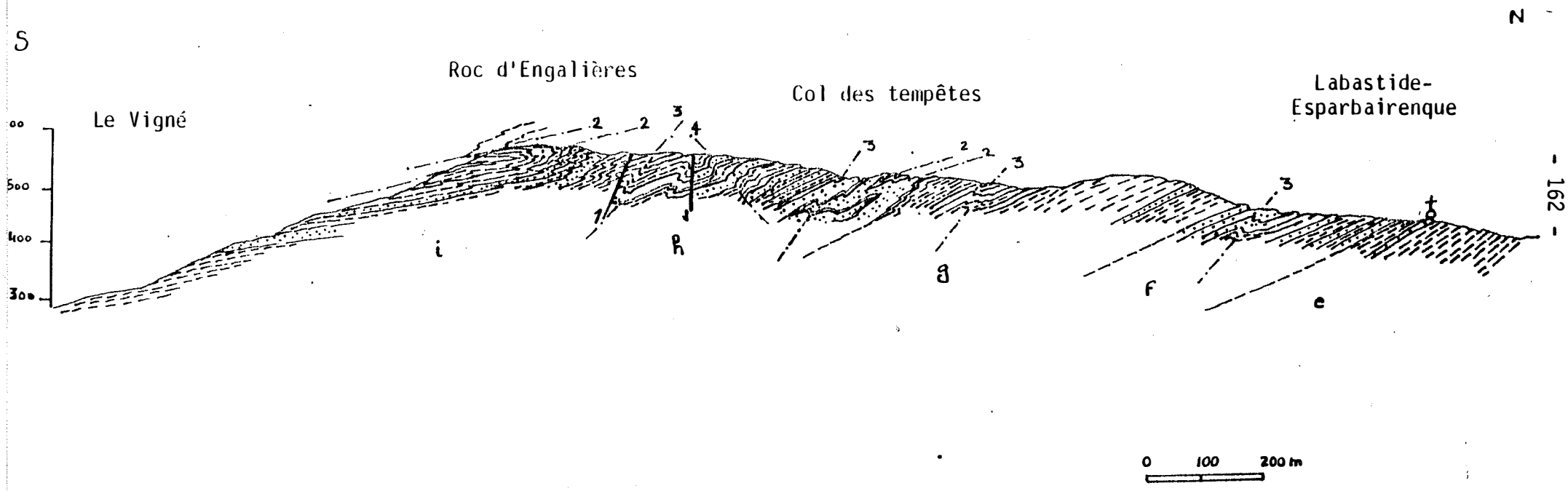
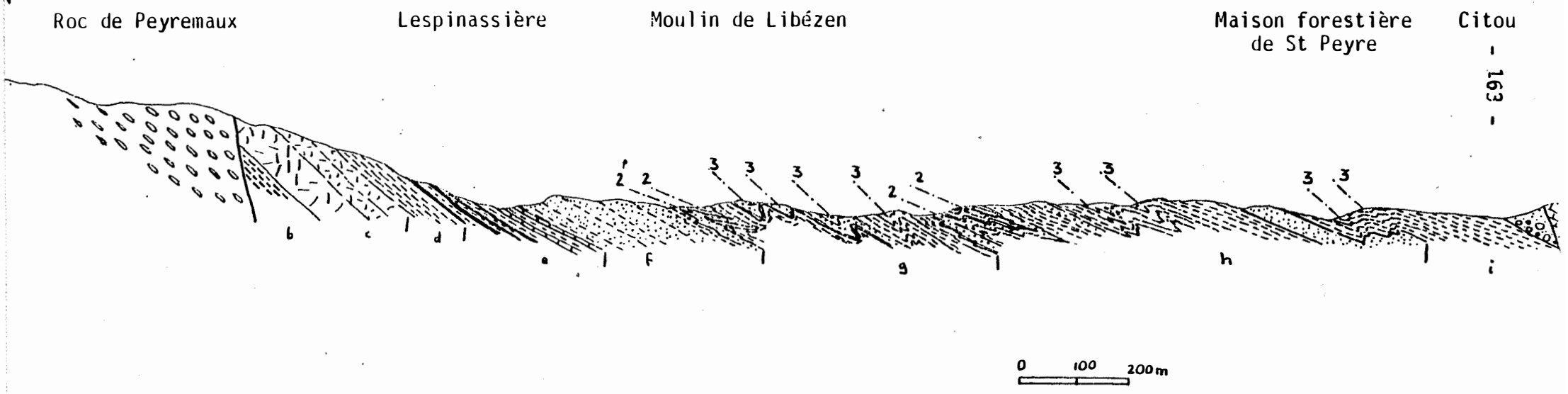


Figure 2.20 Coupe de la vallée de l'Argent-double



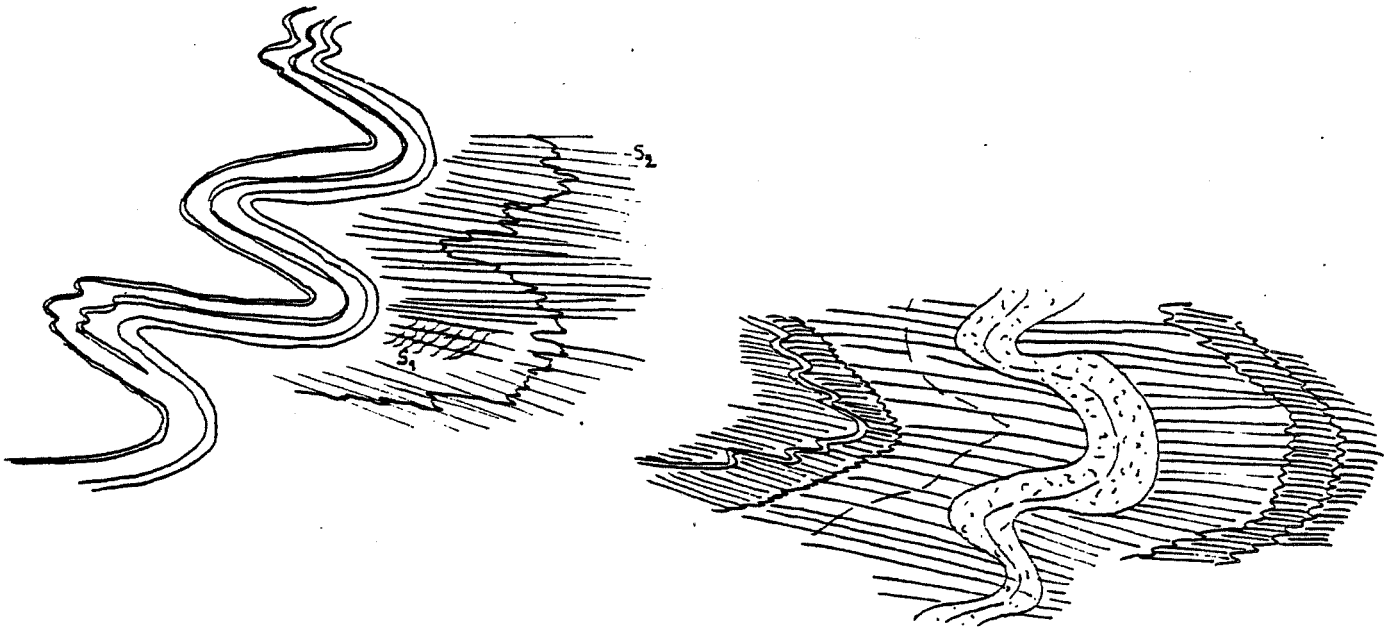


Figure 2.21 Plis centimétriques de phase ϕ_2 dans les schistes sommitaux du village de Citou. Vallée de l'Argent-double.

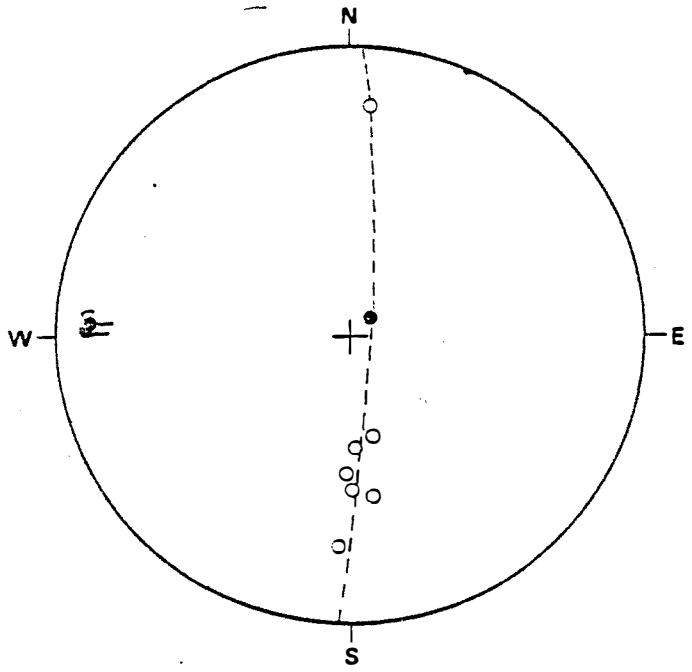


Diagramme 10

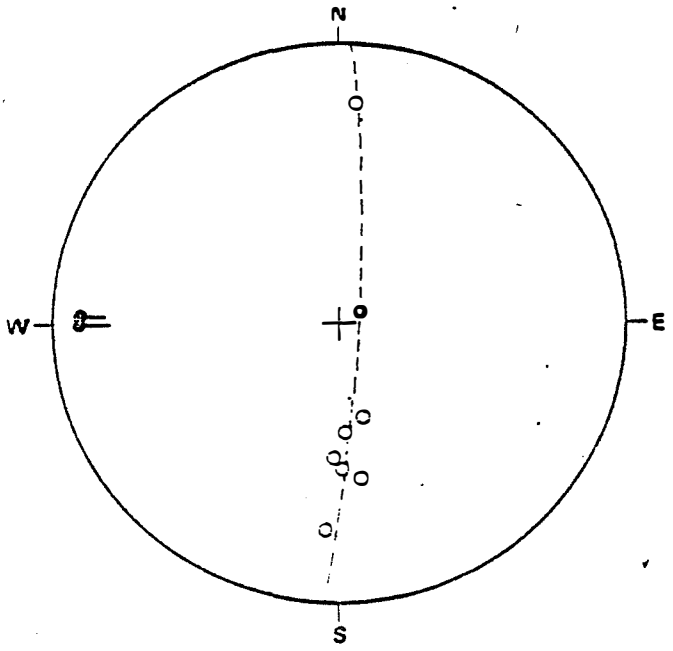


Diagramme 11

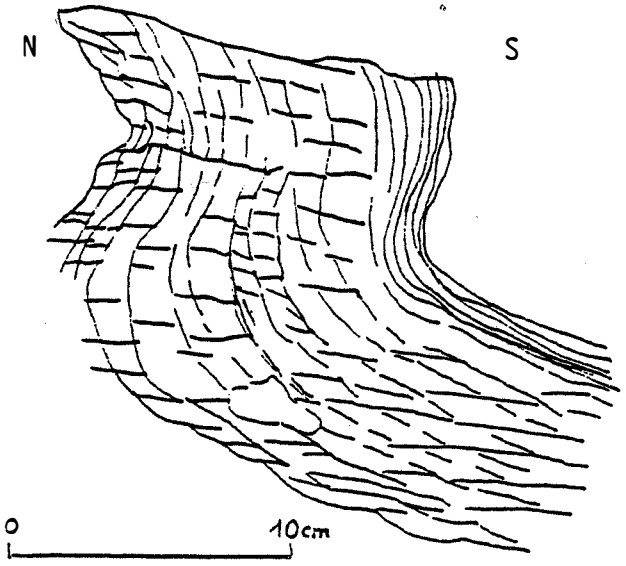


Figure 2.22 Pli de phase ϕ_2, grès feuilletés Citou.

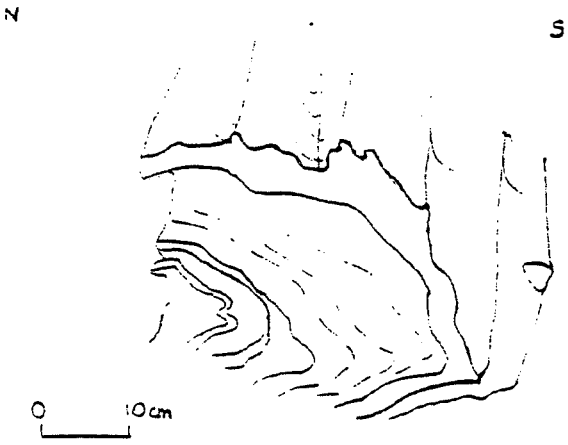


Figure 2.23 Pli de phase ϕ_2, grès verts, Cabrespine.

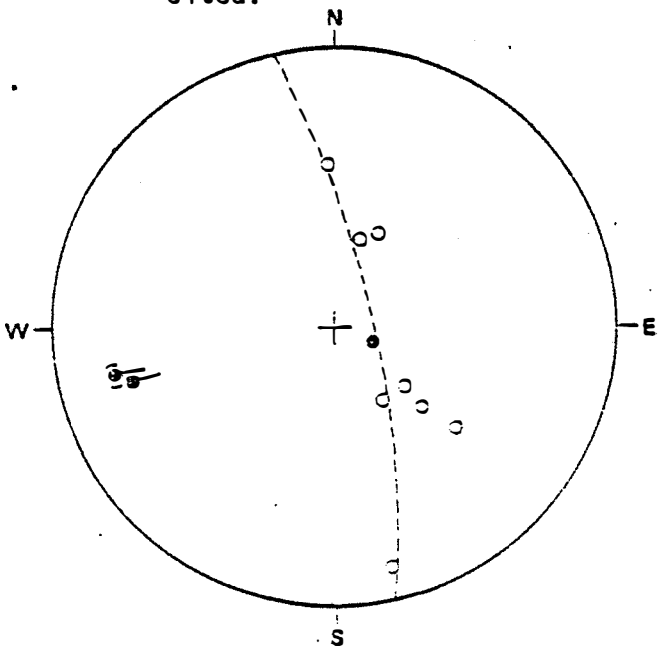


Diagramme 12

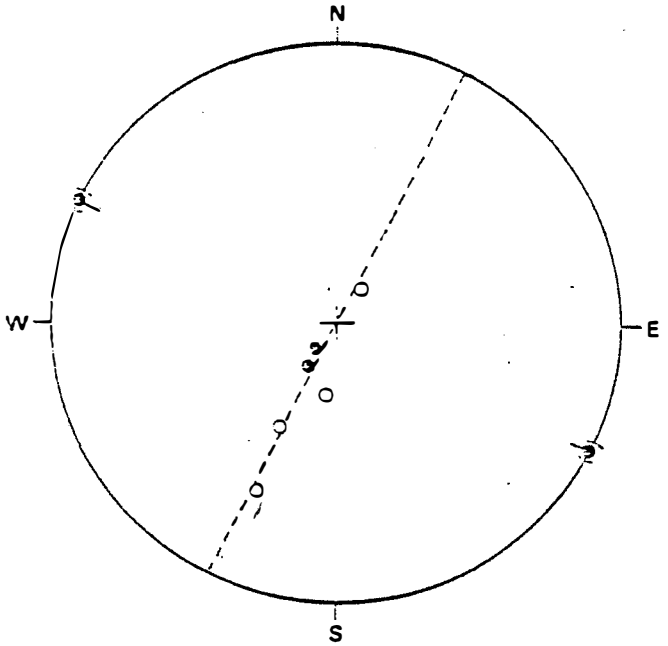


Diagramme 13

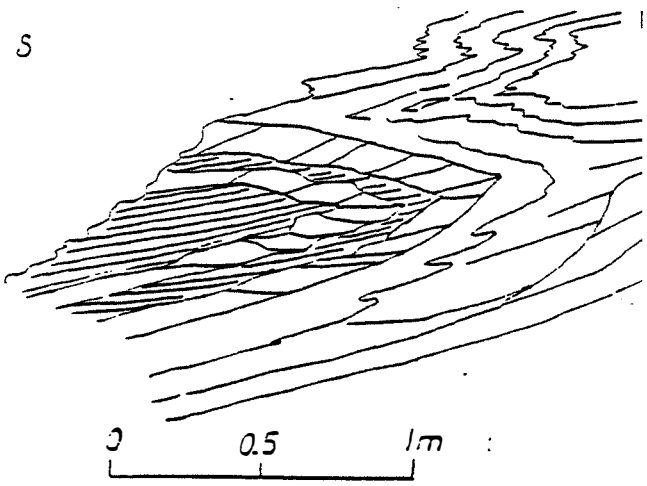


Figure 2.24 Pli de phase ϕ_2, schiste écailleux, Cabrespine Est.

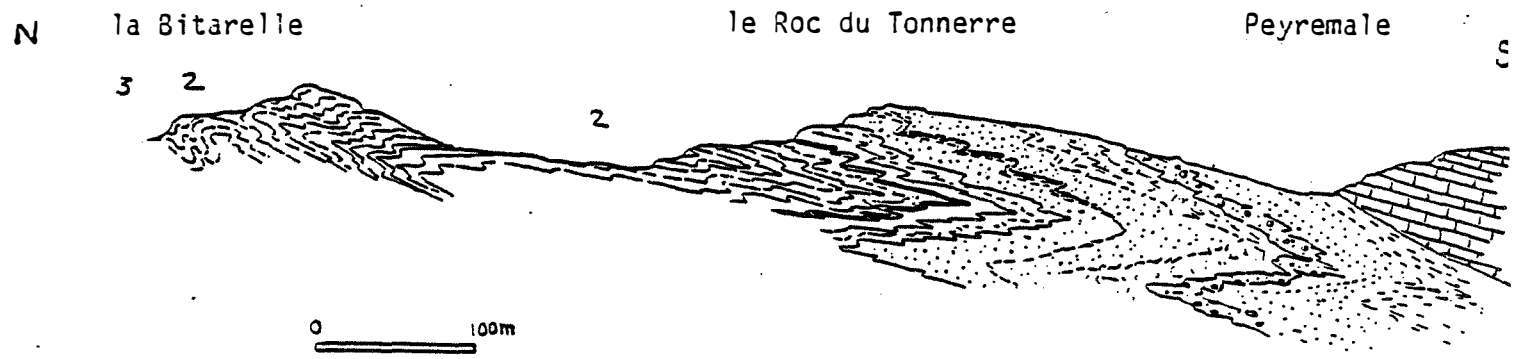


Figure 2.25 Coupe de la Bitarelle

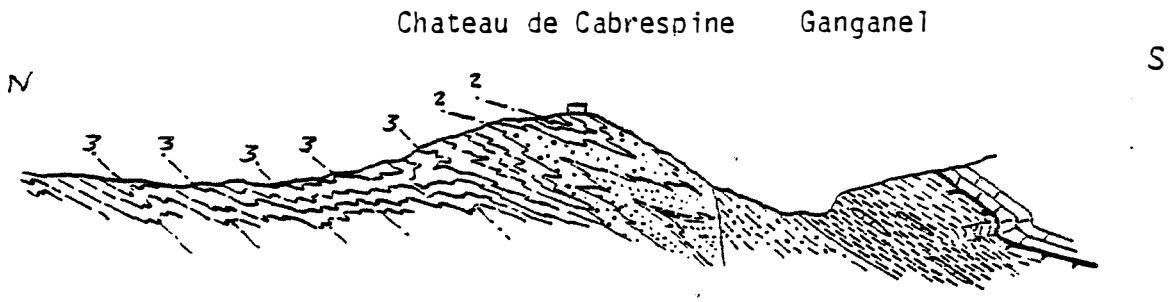


Figure 2.26 Coupe de Cabrespine

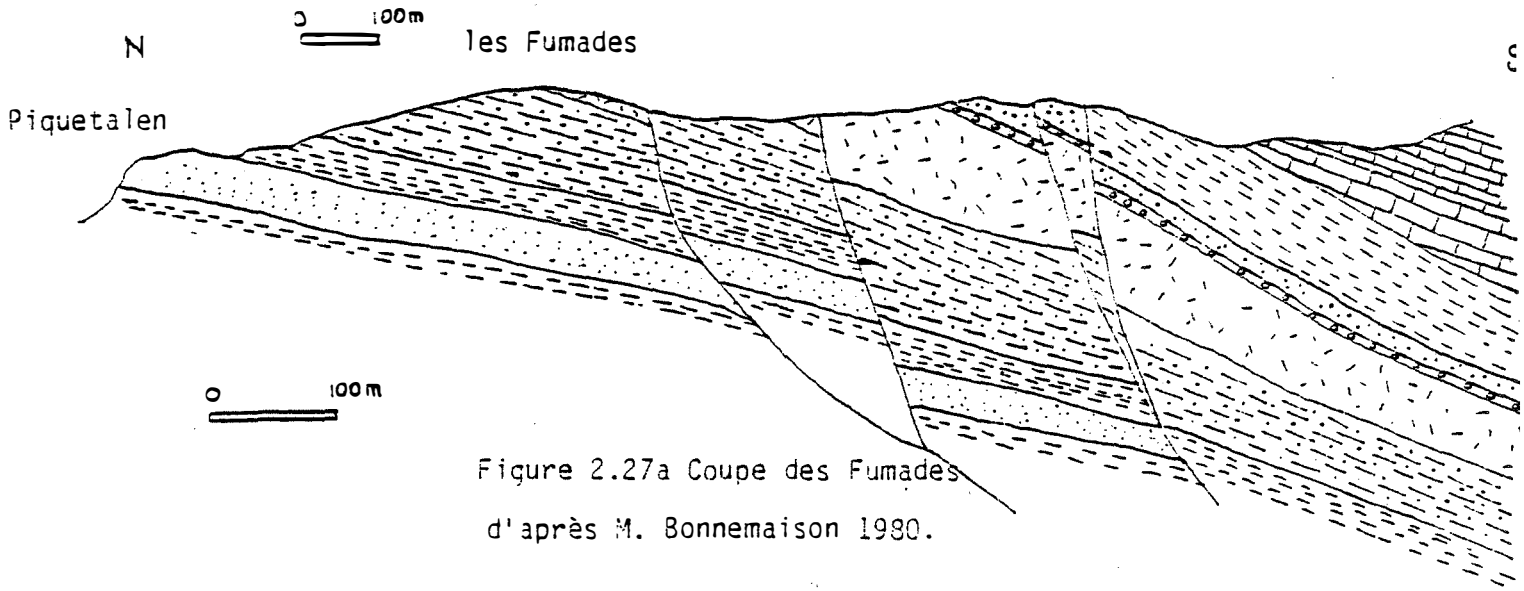


Figure 2.27a Coupe des Fumades
d'après M. Bonnemaison 1980.

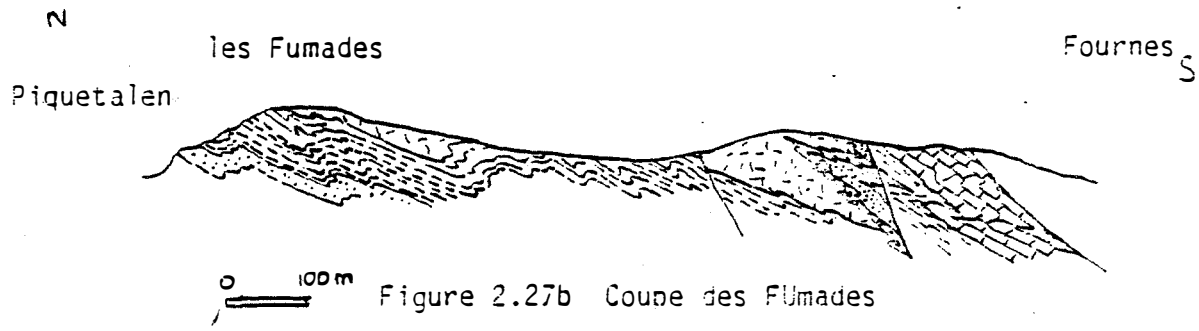


Figure 2.27b Coupe des Fumades

3) les couloirs de plis 2 au sommet de la série du Cabardès et dans les séries du Roc Suzadou et des schistes sommitaux

Dans le village de Citou en montant vers le chateau, on observe de nombreux petits plis centimétriques avec une schistosité de flux de plan axial, reprenant une schistosité précoce (Figure 2.21). Il s'agit (Diagramme 10) de plis ϕ_2 dans le flanc court d'une grande structure d'axe EW à plongement Ouest affectant la barre de grès de la formation du Roc Suzadou. Plus au Nord, au chateau de Citou, affleurent des grès feuilletés, plissés par la phase ϕ_2 : il s'agit du flanc normal (Diagramme 11, Figure 2.22). La structure est affectée par des plis de phase 4 dont on peut observer un exemple à la fontaine le long du chemin du chateau .

Localement, nous observons des filonnets de quartz plissés par la phase ϕ_2 qui semblent parallèles à la schistosité précoce S_1 . Entre le chateau et le col des Bious à l'Est, l'ensemble du bati est affecté par une grande flexure 7 tardive. Plus à l'Ouest, la Coupe de la Bitarelle au Nord Ouest de Castanviels (Figure 2.25) montre une grande structure hectométrique de phase ϕ_2 mise en évidence par M. Demange et al. (1981). Un pli de flanc a été mesuré dans ce secteur, (pli de Peyremale, Figure 2.4). Le Diagramme 1 montre un axe plongeant légèrement vers l'Ouest. La formation du Roc Suzadou et le contact qui marque la transgression sont impliqués dans la structure ainsi définie.

Il semble que l'on puisse définir un couloir de pli ϕ_2 connu désormais à Citou, à la Bitarelle et s'exprimant remarquablement à Cabrespine. Le chateau de Cabrespine est situé sur la formation du Roc Suzadou plissée par la phase ϕ_2. En rive Ouest de la Clamoux, vers la Mine de Cabrespine, la structure synclinale des grès feuilletés se ferme à la cote 570. Les schistes noirs encaissant les tufs des Fumades coiffent cette tête synclinale (antiforme à valeur de synclinal). Notons que le flanc inverse est laminé et affecté par des fractures Nord-Sud tardives. Deux plis de flanc ont été mesurés, l'un au village en rive Est de la Clamoux (Figure 2.23, diagramme 12), l'autre dans le ravin du Migné à l'Ouest (Figure 2.24, diagramme 13). La coupe de la Figure 2.26 montre l'ensemble de la structure.

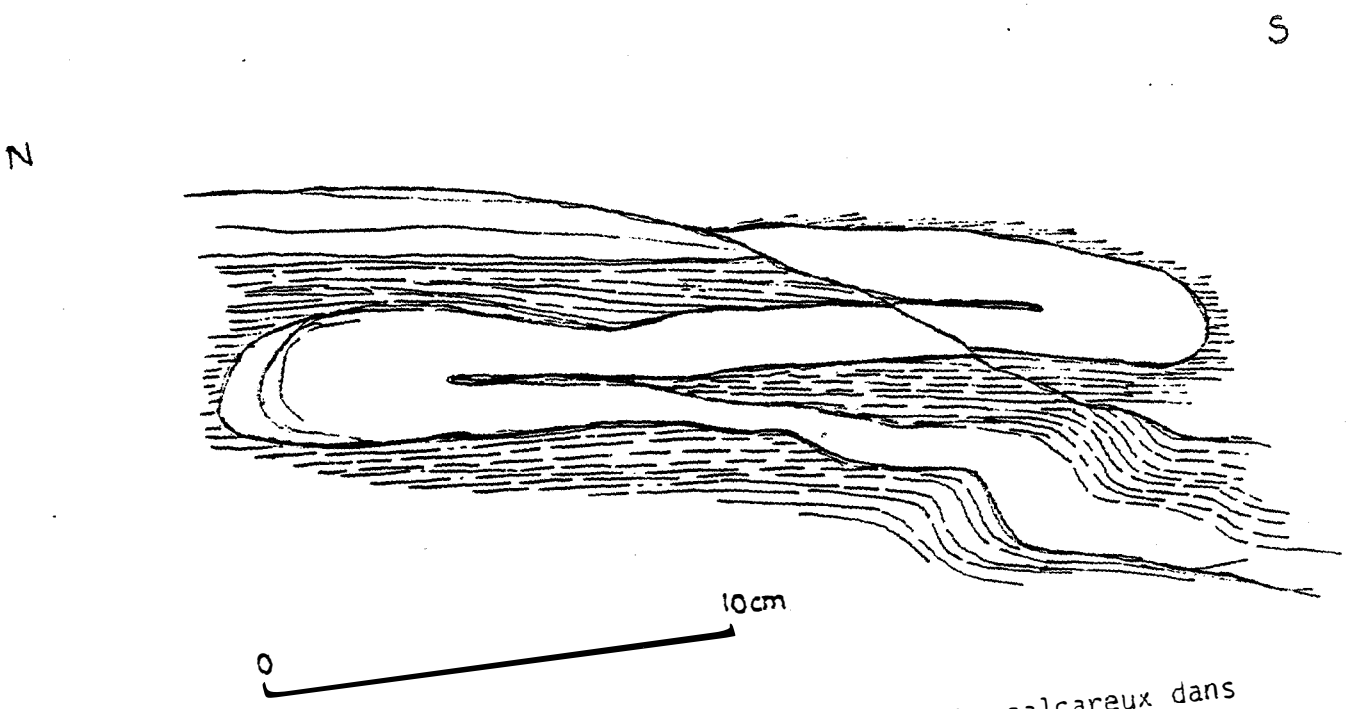


Figure 2.28 Pli de phase Φ_2, banc de grès calcareux dans les schistes sommitaux des Ilhes, d'après photo .

Il est possible que les redoublements de la formation du Roc Suzadou sur le plateau de Sériès décrits par Bonnemaison (1981) s'expliquent par un laminage de cette structure plissée précoce et non par des "failles en cuillère" (Figure 2.27a et b).

4) Présence de plis 2 dans les schistes sommitaux

Dans le secteur des Ilhes, les schistes noirs du sommet de la série du Cabardès constituent un monoclinal de schistosité depuis la Grave jusqu'à la Bergerie du Pradet. La série du Roc Suzadou est affectée par la schistosité S_2. L'ensemble des formations est plissé par la phase 4 (Diagramme 14). La schistosité S_2 semble se poursuivre dans les schistes sommitaux. Il existe des plis de phase ϕ_2 à l'intérieur de cette formation (Figure 2.28). Le grès vert de base est affecté par un pli décimétrique isoclinal que nous attribuons à cette phase. Ces schistes sommitaux font donc partie du domaine Nord sur le plan structural.

5) Structure des schistes de Carrus-Nartau-Salsigne

A Carrus, les grès et schistes de la série du Roc Suzadou comme les schistes de la série du Cabardès sont plissés par la phase 7 en plis centimétriques à décamétriques (Figure 2.29 et Diagramme 15). Les plis de phase 7 sont les structures les plus évidentes au droit de la mine de Salsigne. Les grands bombements ou un plan axial vertical d'orientation variable N140 à N10. Dans cette région il s'agit sans aucun doute de manifestations de plusieurs phases de plissement : phases 5, 7 et 7'. Le pli de la "couche sulfurée" décrit par M. Bonnemaison en mine appartient à la famille de plis de phase 5. Mais la structure la plus importante consiste en remarquable pli **couché hectométrique de phase ϕ_2** affectant les séries du Cabardès du Roc Suzadou et de Sériès et leurs contacts, pli bien visible sur la crête de Carrus lorsqu'on suit la coupe NS (Figure 2.34)

De petits plis métriques ou décimétriques des phases 7-7' sont observables (Diagramme 16) en mine aux niveaux 12 et 13.

Des manifestations mineures de la phase 4 (plis décimétriques) apparaissent épisodiquement dans les schistes noirs de la mine (Figure 2.30 et Diagramme 17). Nous avons observé les schistosités S_2 et S_3 presque toujours présentes dans les schistes de la mine.

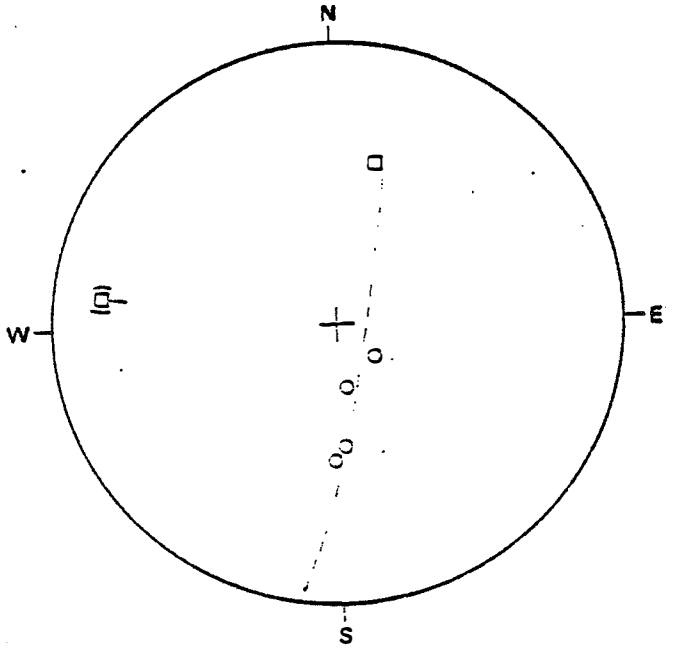


Diagramme 14

Plis de phase 4 dans les schistes sommitaux de la bergerie du Pradet, N des ILh

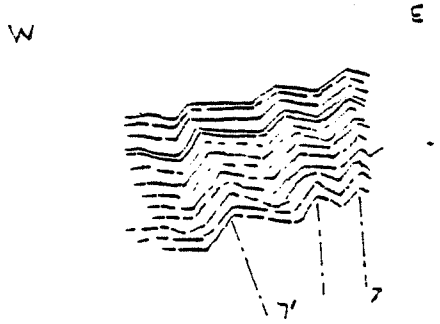


Figure 2.29 Plis en kinks de phase 7-7' Carrus.

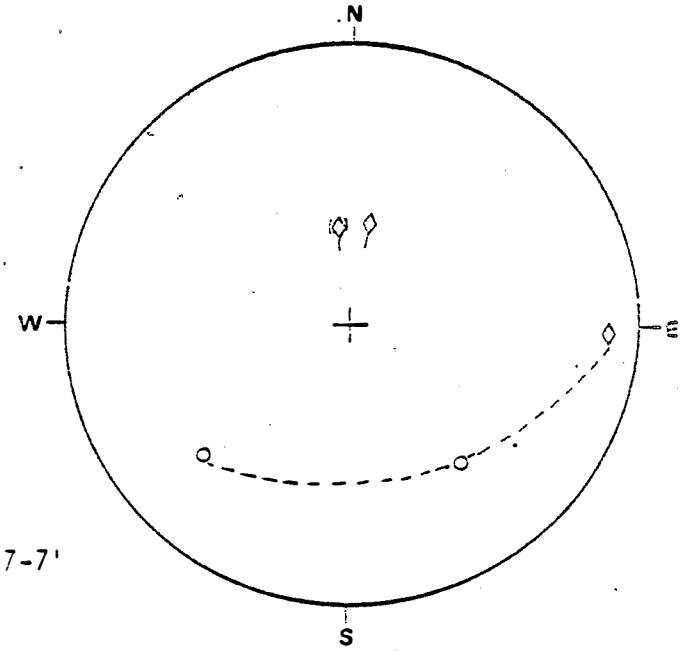


Diagramme 15

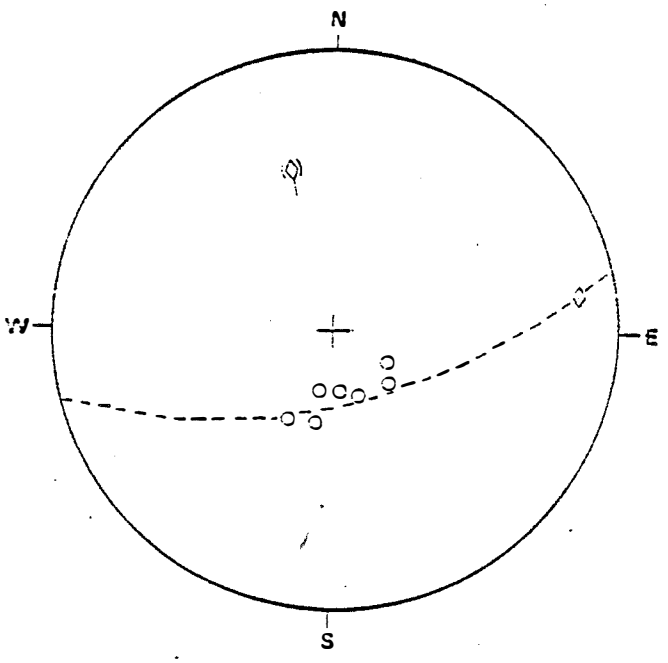


Diagramme 16

Plis de phase 7 , schistes noirs de la Mine de Salsigne.

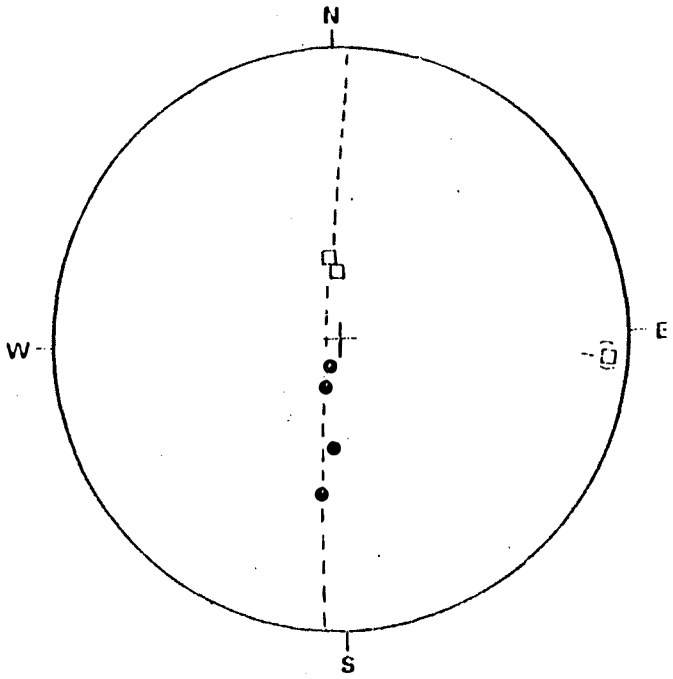


Diagramme 17

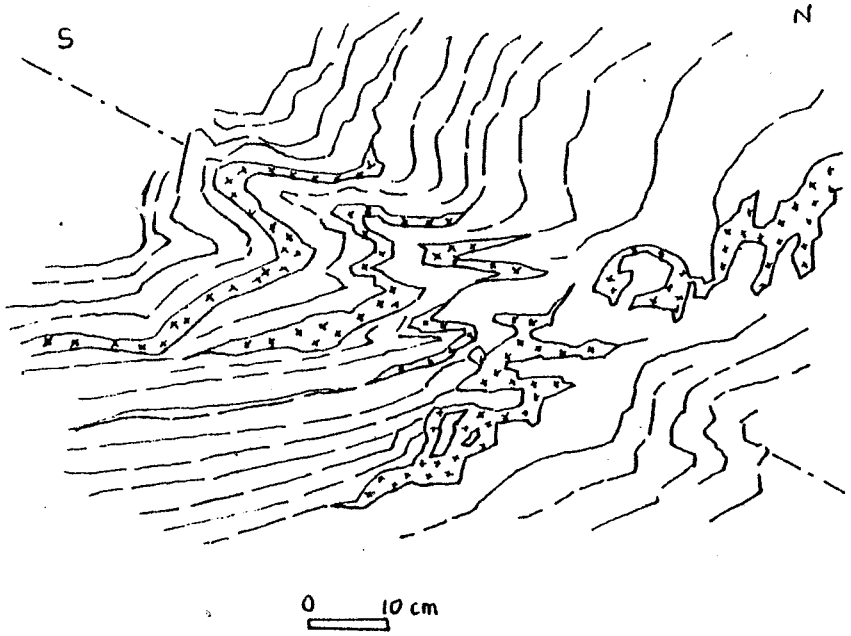


Figure 2.30 Pli 4, schistes noirs injectés de veines de quartz, Niveau 12, Mine de Salsigne

Figure 2.31 : Phases tectoniques du domaine étudié.

Ensemble Nord

3 phases isoclinales serrées

N S

ϕ_1 axe E-W schistosité de flux. Vergence N

ϕ_2 axe E-W schistosité de flux. Vergence S

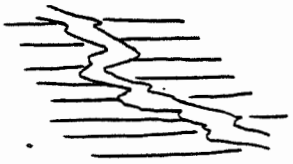
ϕ_3 axe E-W schistosité de strain-slip.

Ensemble Sud

2phases peu serrées

N S

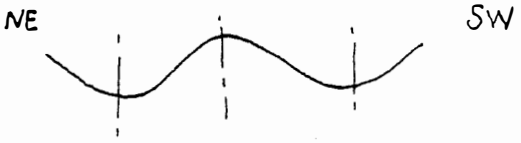
P_1 axe E-W schistosité Vergence S

P_2  axe E-W schistosité dominante Vergence S

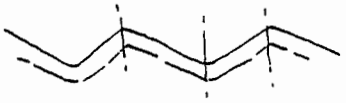
-écaillage-

4 Plis en chaises de plan axial 70 N 50

5 Plis droits de plan axial 135 vertical



6 Plis droits ou chevrons de plan axial 90 vertical



7-7' Plis en boite de plan axial méridien

6) Structure de la "couche sulfurée" de la mine de Salsigne

La série du Cabardès contient une couche sulfurée en mine, qui a fait l'objet d'une étude de M. Bonnemaison (1980). Nous avons observé une "schistosité" sécante sur la direction de la couche, le long de laquelle la pyrite cristallise. Ces plans de cisaillement se poursuivent dans l'encaissant schisteux et ils se confondent avec la schistosité S_3. Il s'agit de phénomènes de parasitage des structures précoces par les écaillages.

Il nous semble que le parallélisme de la "couche" avec les plans de stratification est une hypothèse hasardeuse. Dans l'état actuel, la couche a une orientation confondue avec les plans S_2 bien qu'elle ne soit pas affectée par la phase ϕ_2. Un niveau repère de grès beiges très siliceux observé à la fois au toit et au mur indique le caractère sécant de cette "couche" (cf. chapitre 4). Deramond et al. (1981) affirment d'ailleurs que la foliation générale des schistes et le plan défini par la couche minéralisée ont la même orientation. Nous ajoutons que la couche n'est pas affectée par cette foliation.

7) Récapitulation provisoire de la tectonique du domaine Nord

Sur la Figure 2.31 colonne de gauche, nous avons représenté les caractéristiques des sept phases souples du domaine Nord. La présence de phases précoces synschisteuses donnant lieu à des transpositions importantes est significative de l'intensité des déformations.

Trois résultats importants sont à retenir :

a) - les plis isoclinaux de phase précoce sont organisés en "couloirs tectoniques" présents surtout dans la moitié supérieure de la série du Cabardès.

b) - la mesure de plis et l'observation des schistosités permettent de s'assurer de l'appartenance des formation du Roc Suzadou et des schistes sommitaux au domaine nord.

c) - la couche minéralisée aurifère des schistes X de la mine de Salsigne est affectée par les phases tardives 5, 6, 7-7'. Elle est localisée dans des plans de schistosité de phase ϕ_2 et elle est parfois affectée par des cisaillements parallèles à la schistosité S_3 mais vraisemblablement postérieurs à celle-ci.

Déformation de l'unité de Sériès.

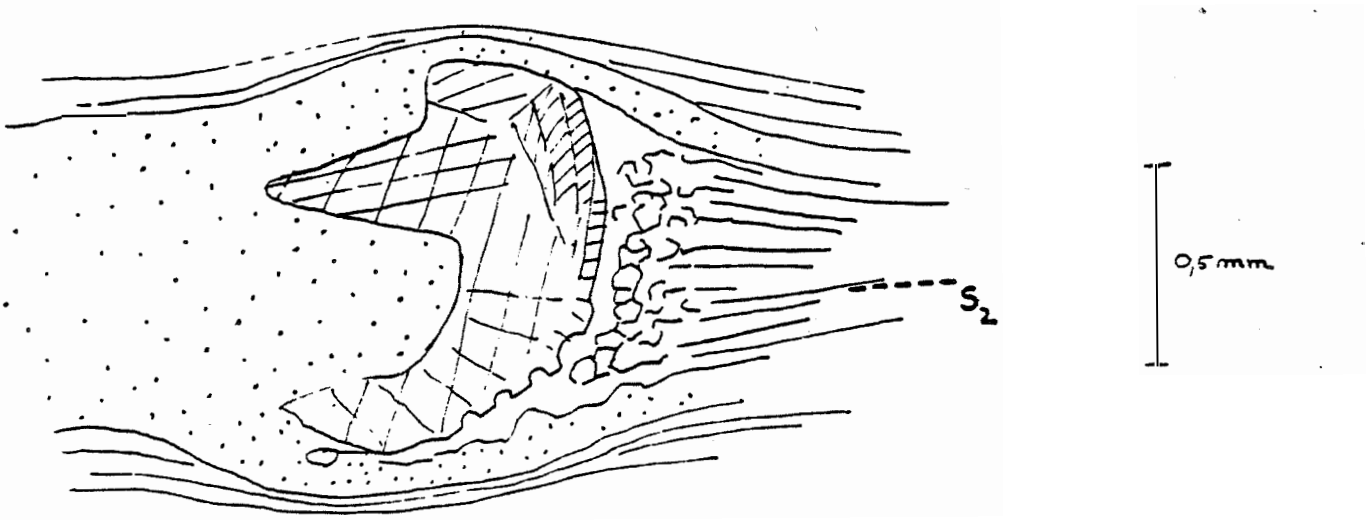


Figure 2.32
Fossile de lamellibranche dans les calcschistes de l'unité de Sériès (Mine de Salsigne, niveau 12).

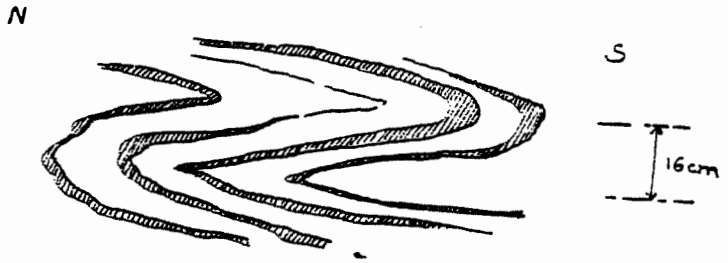


Figure 2.33 Pli de phase ϕ_2, dans les calcaires à chailles du Souleillol, Nord de Fournes-Cabardès.

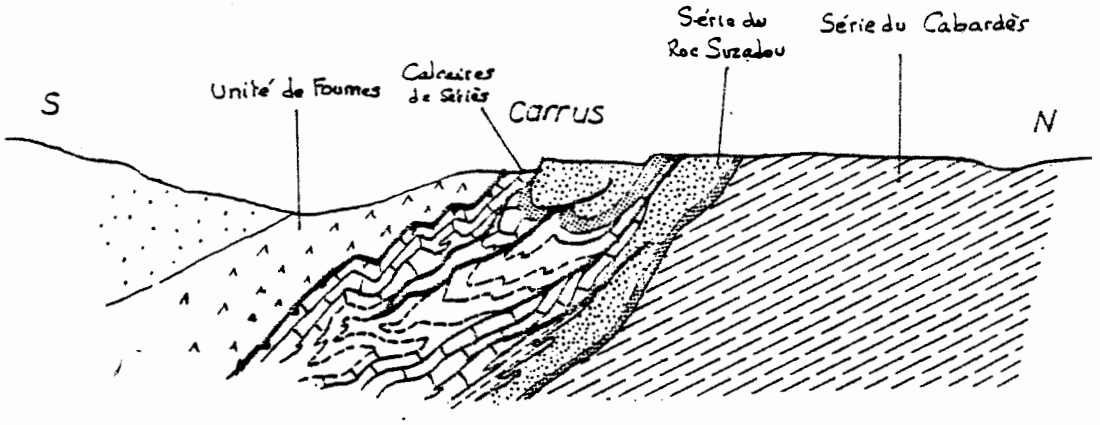


Figure 2.34 Coupe de Carrus.

5 - Les déformations souples de l'unité de Sériès

5.1. Les phases précoces

Les calcaires de l'unité de Sériès sont très homogènes et recristallisés et leur débit en plaquettes est souvent le seul débit de la roche. Dans ces conditions, il est difficile de déterminer la présence de plis précoces isoclinaux synschisteux, tels que ceux associés aux phases ϕ_2 et ϕ_3 du Cabardès.

Néanmoins, dans les calcaires à silex du Souleillol, des plis décimétriques isoclinaux (Figure 2.33) sont observables et présentent des plans axiaux 100 S 10. Malheureusement ces plis à déversement Sud ne sont pas mesurables. Il semble qu'on puisse les rattacher à la phase principale (phase ϕ_2) de la série du Cabardès.

D'autres petits plis isoclinaux décimétriques affectent les calcaires en petits bancs à l'ouest des Ilhes sur le chemin de Carrus.

Marqué par des écaillages, le contact sur la crête de Carrus entre la formation du Roc Suzadou et la série de Sériès est complexe : (Figure 2.34), sur la crête, comme en contrebas vers l'Ouest, affleure une charnière synclinale dans les grès feuilletés. Les calcaires se suivent au Nord de cette charnière. Ils sont vraisemblablement affectés par le même pli. L'étude du pli dans la formation du Roc Suzadou a permis de l'attribuer à la phase ϕ_2 (voir précédament "structure des schistes de Carrus-Nartau-Salsigne"). Sur le plan des microstructures, cette phase précoce donne lieu à une schistosité de flux bien visible en lame mince. La déformation semble liée à un aplatissement, parfois inhomogène lorsque la roche contenait des débris organiques (Figure 2.32).

En résumé, l'unité de Sériès est affectée précocement par une phase de **plis isoclinaux synschisteux à plans axiaux subhorizontaux** ou faiblement pentés vers le Sud. Il a pu y avoir des phases antérieures effacées par la recristallisation. La phase précoce de cette unité est corrélable avec la phase ϕ_2 du domaine Nord qui semble affecter le contact (stratigraphique ?) avec la série du Roc Suzadou à Carrus.

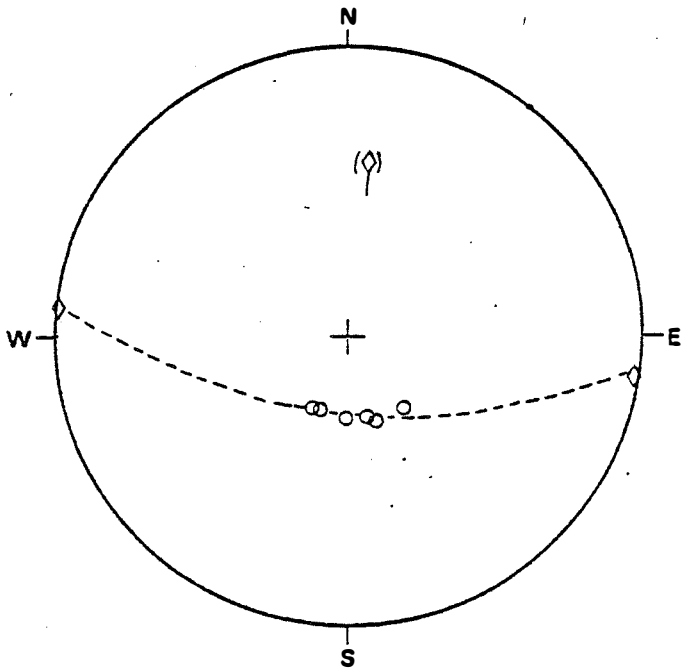


Diagramme 18

Pli de phase 7 dans les calcaires de Carrus.

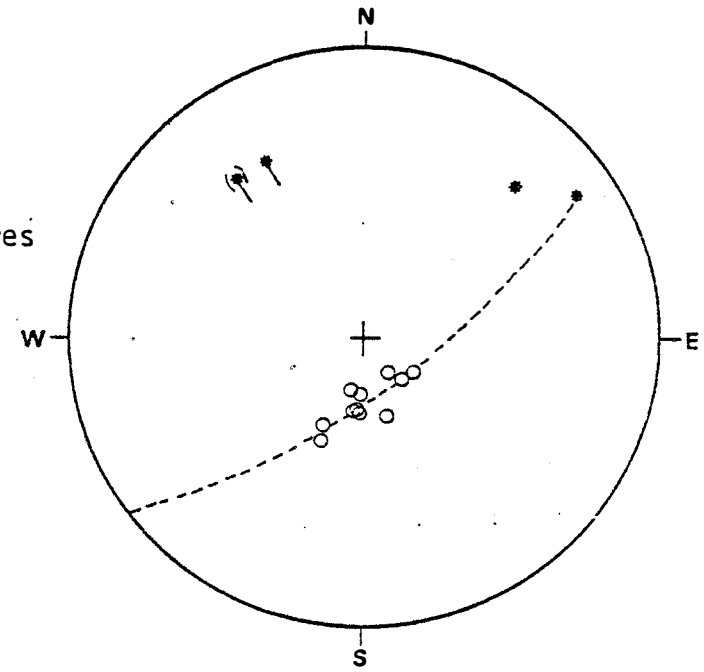


Diagramme 19

Pli de phase 5 dans les calcaires dévoniens de Carrus.

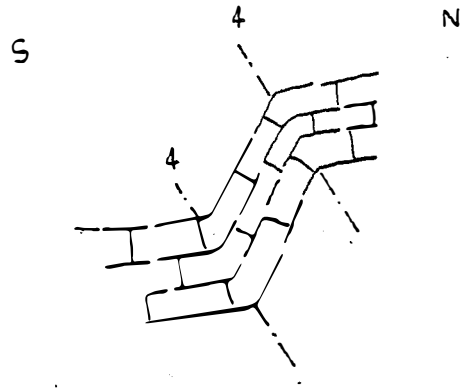


Figure 2.35 Pli de phase 4 dans les calcaires noirs rubanés de l'unité de Sériès en mine, niveau 12.

Plan axial: 73 N 47 ; Axe: 120 W 09.

5.2. Les phases tardives

5.2.1. Les plis en chaise de la phase 4

L'unité de Sériès est affectée par des plis en chaise de phase 4, visibles dans le secteur de Nartau et dans la mine de Salsigne (calcschistes 3a) comme le montre la figure 2.35. Il s'agit sans nul doute du même épisode tectonique que les plis en chaise du Cabardès.

5.2.2. Les plis ouverts de plan axial Nord-Sud

Dans le secteur de Carrus-Nartau, au Nord Est de la mine de Salsigne, les calcaires de l'unité de Sériès, comme l'ensemble du bâti, sont affectés de plis 7-7' et de plis 5. Les diagrammes 18 et 19 montrent la géométrie de ces plis.

5.3. Conclusion

L'unité de Sériès, suite stratigraphique de la formation des schistes sommitaux (cf chapitre 1), présente à toute échelle des déformations (plis, schistosités) dont la géométrie et la chronologie peuvent s'intégrer dans le schéma tectonique du domaine nord (cf paragraphe 4.6.).

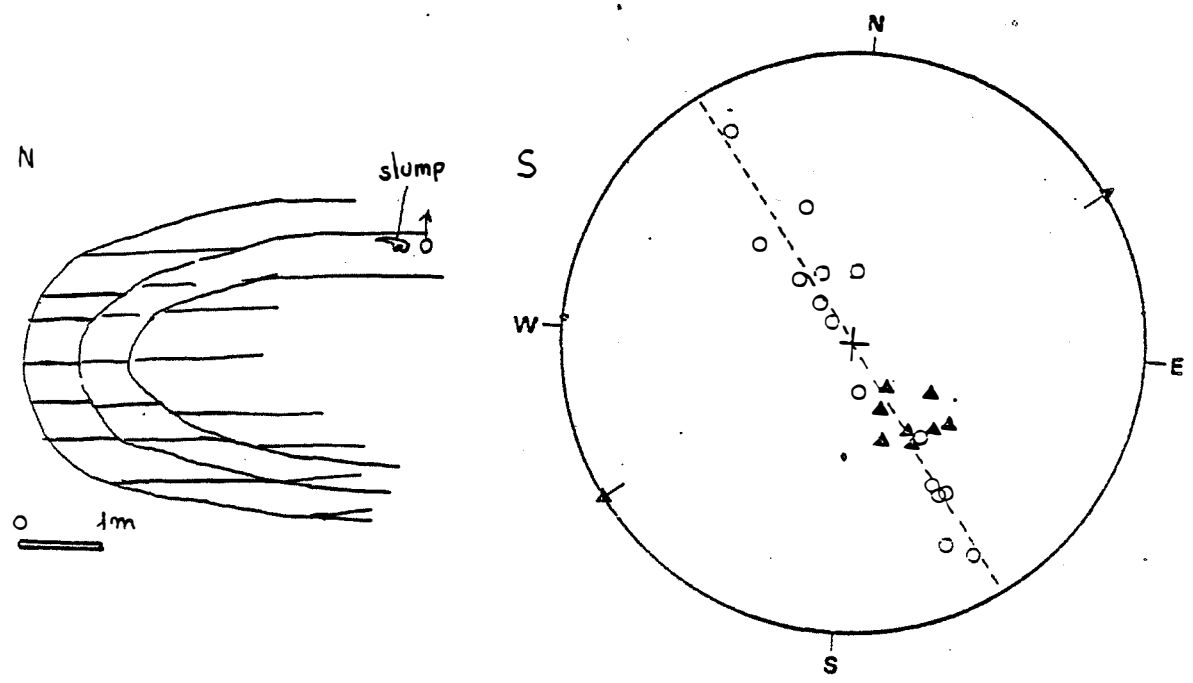


Figure 2.36a Pli de phase P1 à Rieussec, nappe du Minervois, et diagramme 20.

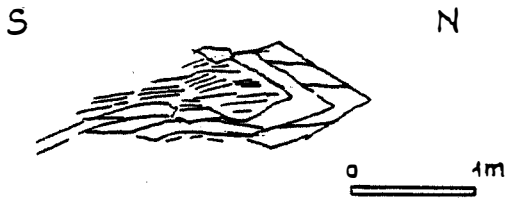


Figure 2.36b Style des plis de phase P1 dans les calcschistes du Dévonien moyen de l'unité de Fournes.

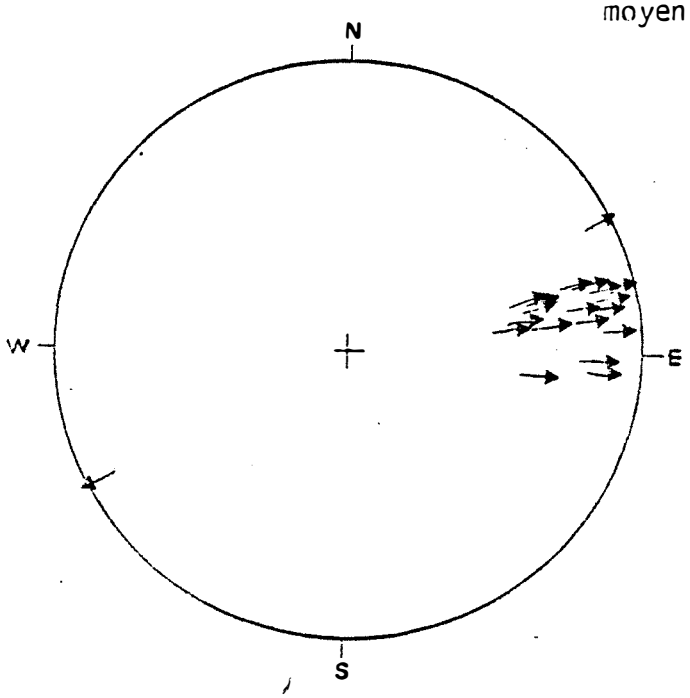


Diagramme 21 Mesures des linéations

L_{01}

6 - Les déformations souples du Minervois

Les structures à toute échelle sont identiques dans le Minervois Central et dans l'unité de Fournes (Nord Minervois). Dans les deux premières parties (6.1 et 6.2), nous donnons la description macroscopique et microscopique des phases appuyée sur des exemples figurés dans les deux unités tectoniques. L'étude sectorielle du Nord Minervois qui suit a pour but de :

1°) préciser la valeur des contacts tectoniques et,

2°) connaître la géométrie de ce secteur qui contient de nombreux indices métalliques.

6.1. Phases de plissement en Minervois (étude macroscopique)

Cinq phases souples ont pu être identifiées dans ces ensembles à lithologie variée. Une récapitulation de ces phases est reportée sur la Figure 2.32, colonne de droite.

la phase P1

La première phase de déformation souple dans le Nord Minervois donne lieu à des plissements à toute échelle. Elle développe une schistosité de plan axial de flux ou de strain slip selon la lithologie. Dans les schistes et dans le schisto-dolomitique, elle se traduit par une linéation d'intersection schistosité stratification et une schistosité pénétrative. Dans les grès, la schistosité évolue vers un strain-slip. Enfin, dans les calcaires massifs ou lités, la recristallisation est systématique.

les plis

Les plis sont de style anisopaque serrés mais non isoclinaux. Dans les niveaux compétents, les charnières peuvent être rondes, tandis que dans les niveaux de schistes ou de calcschistes, les plis sont de style isoclinal (Figure 2.36).

Le plan axial moyen non replissé de ces plis P_1 a une orientation N90 et un pendage de 20° vers le Sud. L'axe est orienté N70 à plongement ouest faible 5 à 15°. Les linéations L_1 sont groupées sur

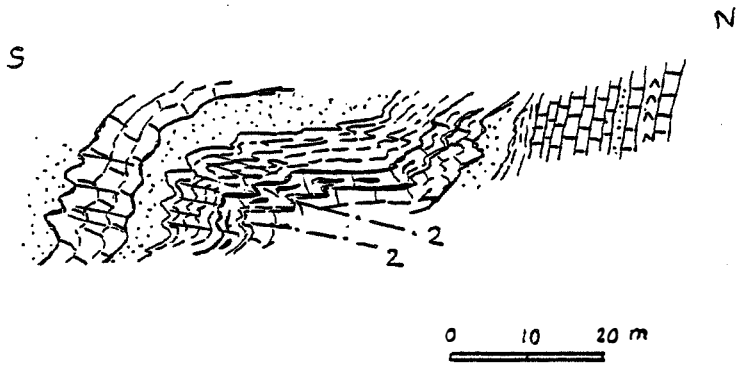


Figure 2.37 Pli de phase 2 dans les alternances de l'Orbiel

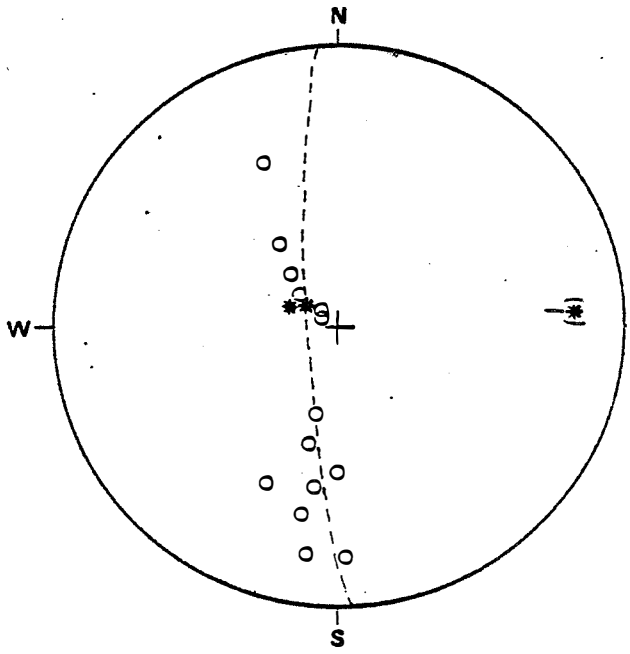


Diagramme 23

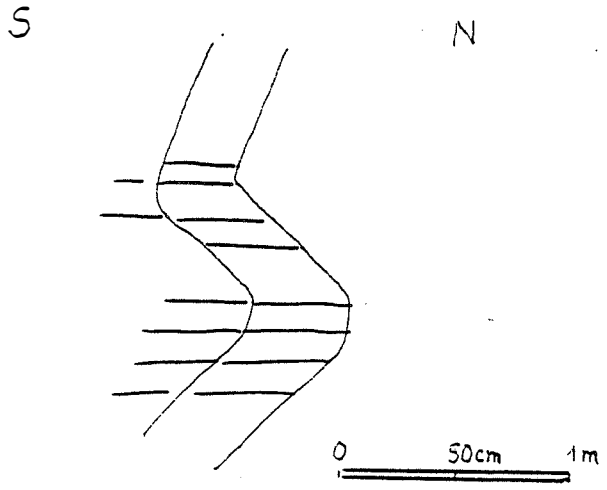


Figure 2.38 Pli de phase P_2 dans la nappe du Minervois (cambrien moyen de la vallée de la Clamoux) .

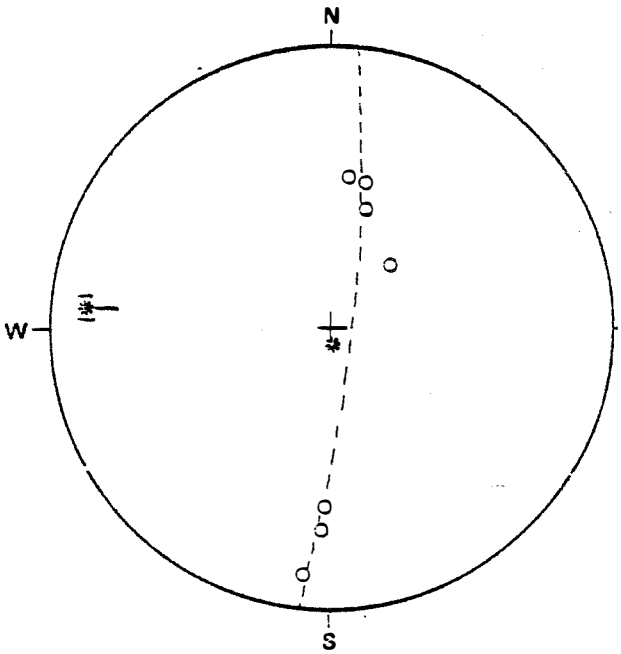


Diagramme 24

les diagrammes et leur disposition montre l'absence de phase antéschisteuse. (diagrammes 21).

la phase P2

Cette phase isoclinale se manifeste surtout par une schistosité subhorizontale de strain-slip ; très marquée sur toutes les lithologies, et sécante sur les structures précédentes. Son orientation moyenne est 40NW20 mais les variations d'orientation sont importantes, dues aux phases ultérieures. Les valeurs extrêmes sont : 123SW18 ; 18E8 ; 139NE09 ; 76W5.

Les plis, décimétriques à métriques, ont un flanc court très réduit, et il n'y a pas de grande structure associée à cette phase. Dans les schistes et les grès ce sont des plis serrés (cf Figure 2.37) et rarement des plis ouverts (Figure 2.38). Systématiquement, nous avons observé une schistosité de strain-slip de plan axial. D'autre part, l'axe moyen non déformé est : 76W05. Un exemple de pli P_2 est représenté sur la Figure 2.37, et sur le diagramme 23 pour l'unité de Fournes et sur la Figure 2.38 diagramme 24 pour la nappe du Minervois.

les phases tardives

L'analyse microtectonique montre qu'il s'agit des mêmes phases que dans le Cabardès avec néanmoins des variations de style selon la lithologie. Ces phases ne développent pas de schistosité pénétrative. Dans les charnières des plis seulement, on observe des schistosités de fracture. Dans les niveaux compétents correspondant à ces phases, nous avons observé de nombreuses diaclases.

la phase 4

Une famille de plis à regard Sud, assez ouverts (120°) est attribuée à la phase 4 du Cabardès. Le plan axial a un pendage Nord très variable et on observe dans les niveaux compétents une schistosité en éventail. (Figure 2.39) (Diagrammes 25 et 26). Ces plis réduisent l'épaisseur apparente des couches sur les coupes Nord-Sud.

les kinks orientés N140 (phase 5)

Dans les niveaux moins compétents (calcschistes, schistes)

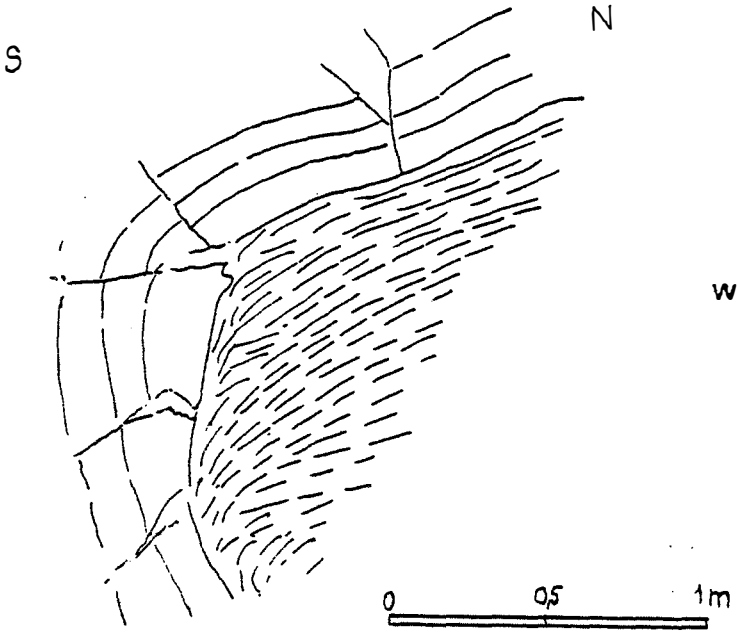


Figure 2.39 Pli de phase 4
contact des calcaires noirs dévoniens de l'unité de Fournes et des schistes sommitaux

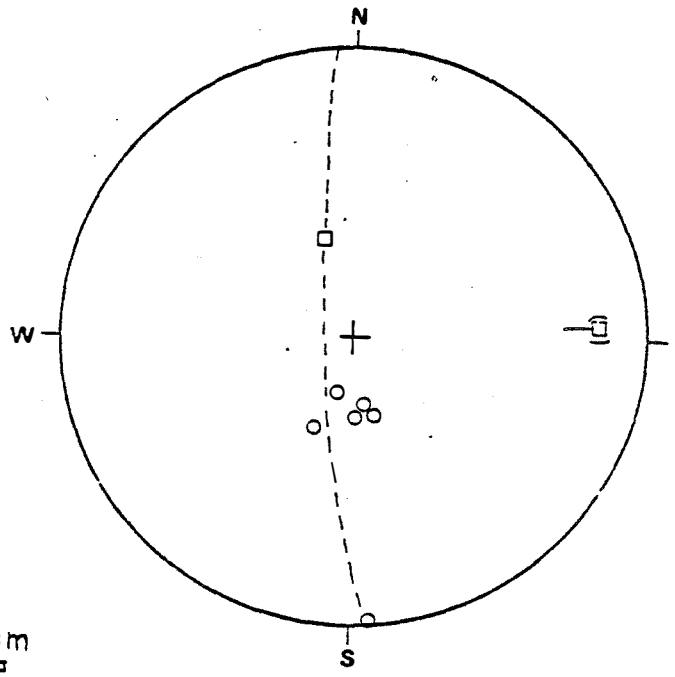
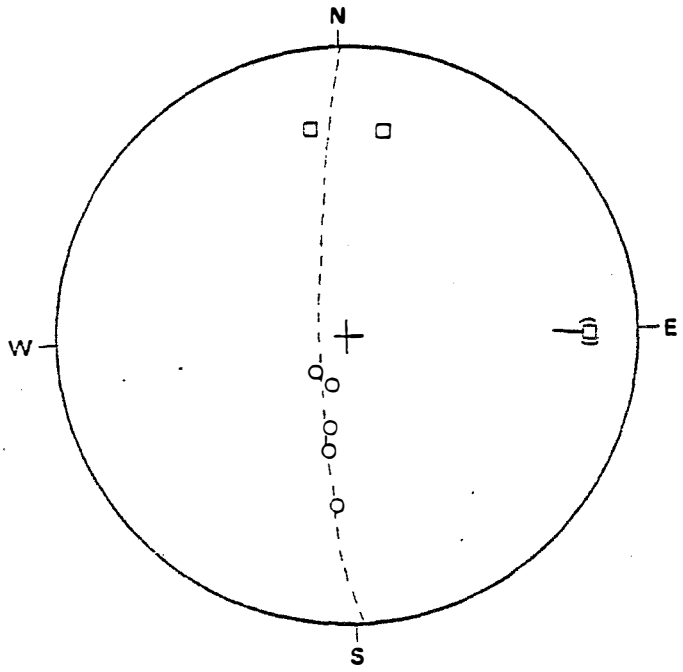


Diagramme 25

Diagramme 26 Pli de phase 4
schisto-dolomitique des Ilhes



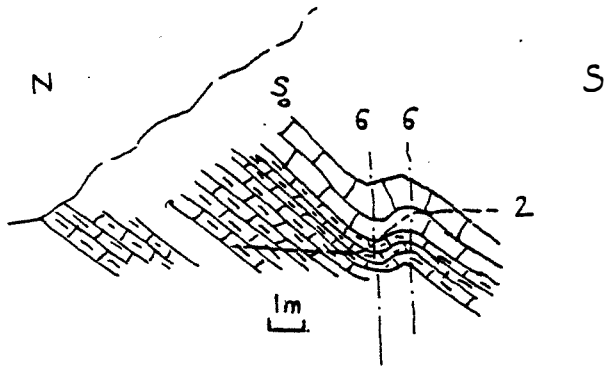


Figure 2.40 Plis de phase 6 dans les calcaires noirs en plaquettes du Roc Pezoul

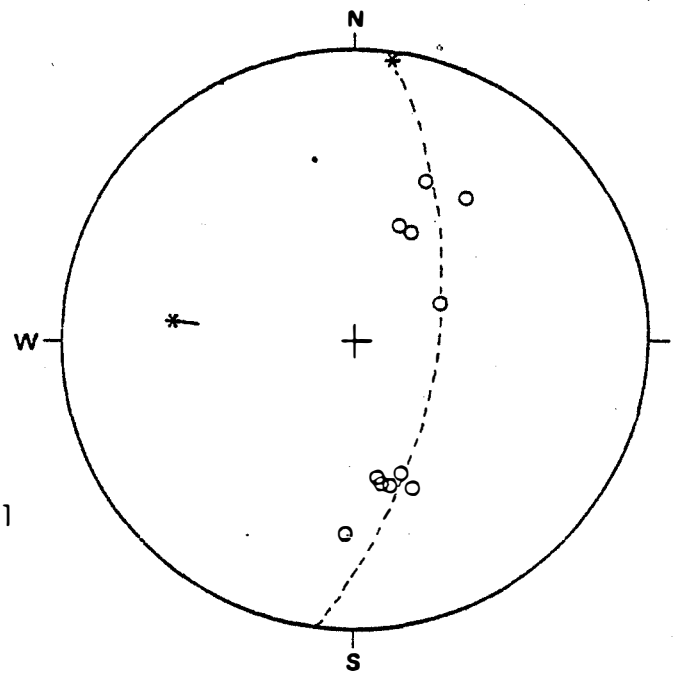
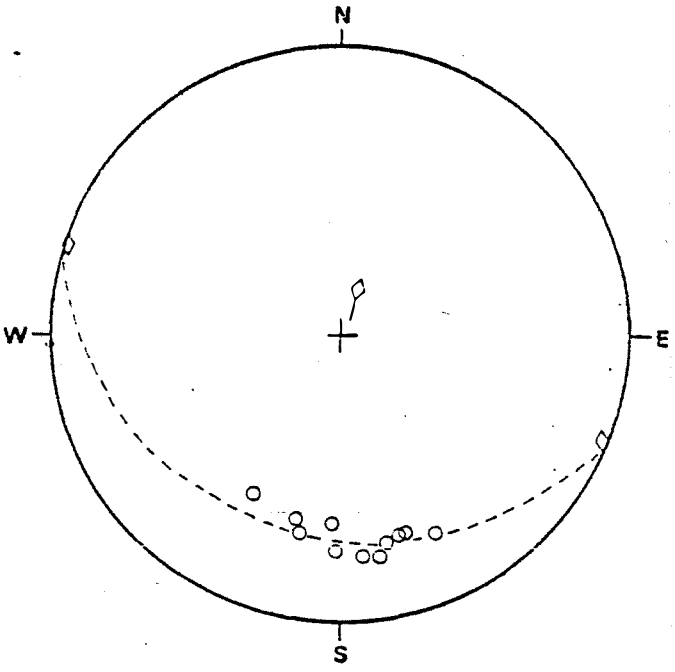


Diagramme 27

Diagramme 28 Pli de phase 7' dans les grès de Marcory de la nappe du Minervois, galeries de Garel-bas à Lastours.



il existe de rares plis en kinks centimétriques à décimétriques de plan axial N130 à N150 et à pendage NE. Nous n'avons pas de chronologie établie entre cette phase et la suivante et nous appelerons cette phase "les plis en kinks à 140". Il pourrait s'agir de la phase 5 du Cabardès.

les plis droits orientés N90 (= phase 6) (Figure 2.40, diagramme 27)

Ces plis droits, parfois à regard nord sont assez ouverts (90° à 120°), de plan axial vertical (ou à fort pendage Sud ou Nord). Il n'y a pas de schistosité associée. Ilpourrait s'agir d'une phase connue en zone axiale (Vignard 1976).

les plis en boite NS (phase 7-7')

On observe des plis en boite d'importance centimétrique à décamétrique, parfois hectométrique, dont les plans axiaux sont groupés en 2 familles (phases conjuguées) d'orientation N160 et N20, respectivement pentés vers l'Ouest et vers l'Est (pendage 70° à 90°).

Suivant la lithologie, les charnières peuvent être plus ou moins aigües. Sur le diagramme 28 nous avons reporté un pli de cette phase.

6.2. Etude des petites structures

Comme pour le domaine nord, nous avons procédé à une étude des schistosités au microscope afin d'identifier les déformations et de préciser leur chronologie. Dans le Nord-Minervois comme dans la nappe du Minervois s'ajoute à cet objectif le problème de l'éventuelle définition d'un front de schistosité.

Nous avons observé 16 échantillons structuraux du Nord-Minervois et de la nappe du Minervois. Il apparaît de manière générale que l'aspect des deux schistosités liées aux phases P_1 et P_2 est très variable selon la lithologie.

Ubiquiste, la schistosité de la phase P_1 (figure 2.41) est une schistosité de flux sans transposition dans les niveaux phylliteux, comme dans les lits calcaires ou calcschisteux. Il n'existe pas

de front de schistosité. Cependant, dans les grès arkosiques la schistosité évolue vers un strain-slip primaire assez serré (150 microns et parfois inférieur à 80 microns) souligné par des phyllites et des oxydes de fer. Il se vérifie que l'ordre de grandeur des phyllites et de l'espacement du strain-slip est le même (Autran et al. 1974). L'épaisseur du filet phylliteux est de 5 microns.

Les porphyroblastes mixtes chlorite et muscovite dans les grès de Marcory ou dans les grès gédinniens montrent une recristallisation parallèle à la schistosité autour d'un noyau originel d'orientation aléatoire. Les angles des plans (001) des phyllites avec le clivage varient énormément dans une même lame présentant une schistosité de flux dans une matrice assez fine avec des porphyroblastes phylliteux ou quartzophylliteux.

Valeurs mesurées dans PI538 (Gédinnien de Téchounières) en degrés :

-66, +93, -31, -64, +41, -65, -25, +67

De même l'allongement des baguettes de zircon est aléatoire. Il semble donc que au dessus d'une taille critique du minéral dans une roche donnée, la schistosité associée à la phase P_1 ne donne pas lieu à une réorientation ou à une rotation mais plutôt à des recristallisations en bordure, parallèles à la schistosité. La prédominance de la récristallisation sur la rotation des phyllites est une donnée déjà décrite dans la **zone de la chlorite** par B. Woodland (1982) dans les grès de la formation de Martinsburg (Pennsylvanie).

La **déformation des oolithes** (figure 2.42)

L'étude en lame mince des grès et calcaires oolithiques gédinniens permet d'approcher les mécanismes de déformation liés à la phase P_1. Par exemple, le calcaire gréseux à oolithes chloriteuses proche de la base de la formation de Lastours montre à l'origine des oolithes variés dans l'ensemble peu déformés (formes rondes).
Les nucléi de ces oolithes sont constitués de lithoclasts ou bioclasts, ces derniers pouvant être des fragments courbes de coquilles ou de tests d'organismes.

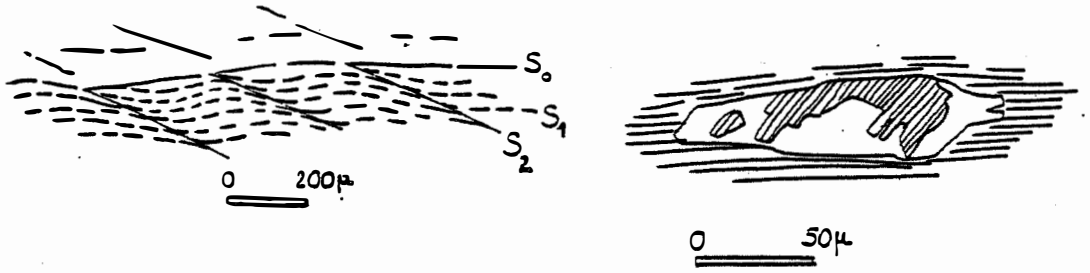


Figure 2.41 Aspect des schistosités de phase P1 (flux S_1) et de phase P2 (strain-slip S_2), porphyroblaste de chlorite oblique sur S_1 schistes du Cambrien moyen, unité de Fournes.

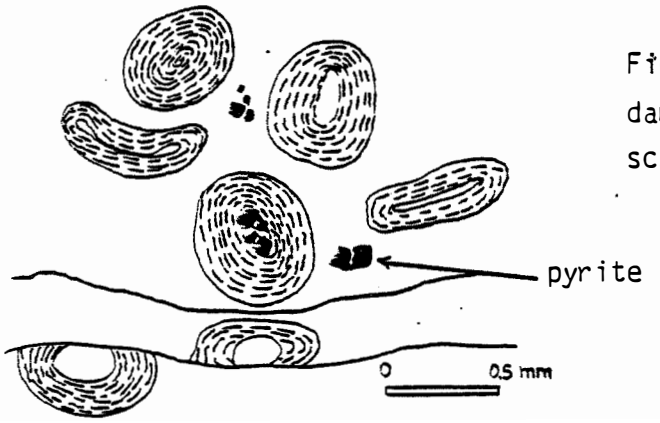


Figure 2.42 Calcaire à oolithes chloriteuse dans la formation de Lastours (Gédinnien), schistosité de strain-slip.

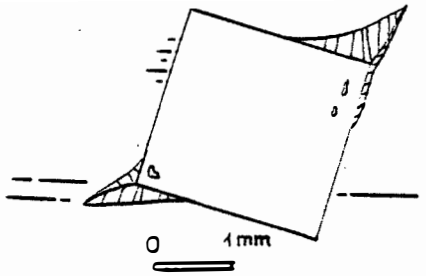


Figure 2.43 Cristallisations en zone abritée, pyrite dans les grès de Marcory, nappe du Minervois, vallée de l'Argent-doubl

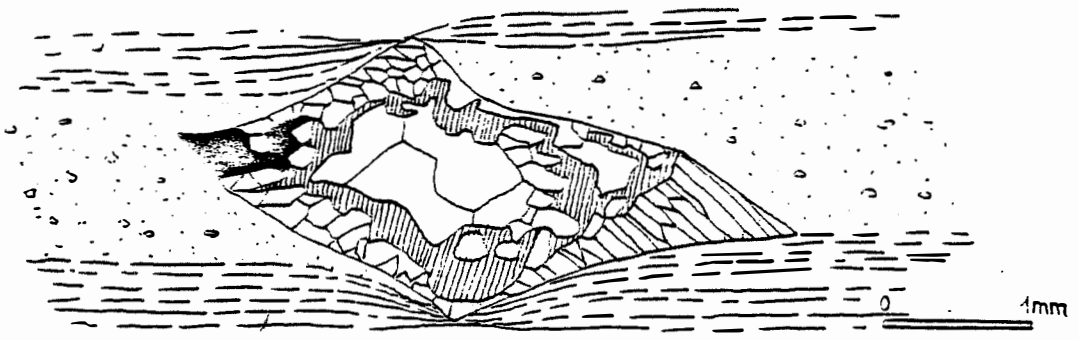


Figure 2.44 objet déformé par écrasement à proximité du contact anormal majeur du Minervois (pyrite).

Certaines formes allongées en bananes ou en haltères peuvent s'expliquer par un applatissement lors de la diagenèse (intérieur soluble...). Dans certains cas, il existe une schistosité de strain slip marquée par un plan de cisaillement ou par un filet oxydé. Cette schistosité constitue un réseau anastomosé autour des oolithes.

Des cristallisations en zone abritée semblent synchrones de la phase P_2. Elles sont assez rares, nous les avons surtout observées autour des cristaux de pyrite. Il semble que la composante de rotation soit très faible et corresponde à une réorientation partielle des faciès du cristal parallèlement à la schistosité (Figure 2.43).

Il est plus intéressant de comparer la déformation des pyrites du Minervois ou du flanc Sud de la synforme de Salsigne avec celle des pyrites contenus dans les schistes du flanc Nord inverse, à proximité du contact avec l'unité de Sériès. Sur la Figure 2.44, il apparaît que le cristal de pyrite dissous a laissé place à une pseudo morphose de quartz et oxydes de fer, de forme losangique. On distingue deux sortes de cristaux de quartz, les cristaux "fibreux" cristallisés en zone abritée et les grains équants de la pseudomorphose dessinant un losange. L'applatissement mesuré est de 30 %.

Enfin, la schistosité associée à la phase P_2 est systématiquement une schistosité de strain-slip très régulière, espacée de 100 microns en moyenne. Dans les niveaux fins, les phyllites sont tournées à proximité des plans de schistosité et les lames minces montrent une très belle crénulation.

Conclusion

Si la phase P_1 a donné lieu dans le Minervois à une schistosité de flux dans les niveaux très phylliteux, l'absence de transpositions importantes, la faible déformation des oolithes contenues dans la série, la prédominance des recristallisations limitées aux bordures des minéraux indiquent une intensité de déformation moindre dans ce domaine que dans le domaine nord précédent. Sans préjuger de la corrélation des phases tectoniques, le niveau structural atteint dans les deux domaines n'a pas été le même.

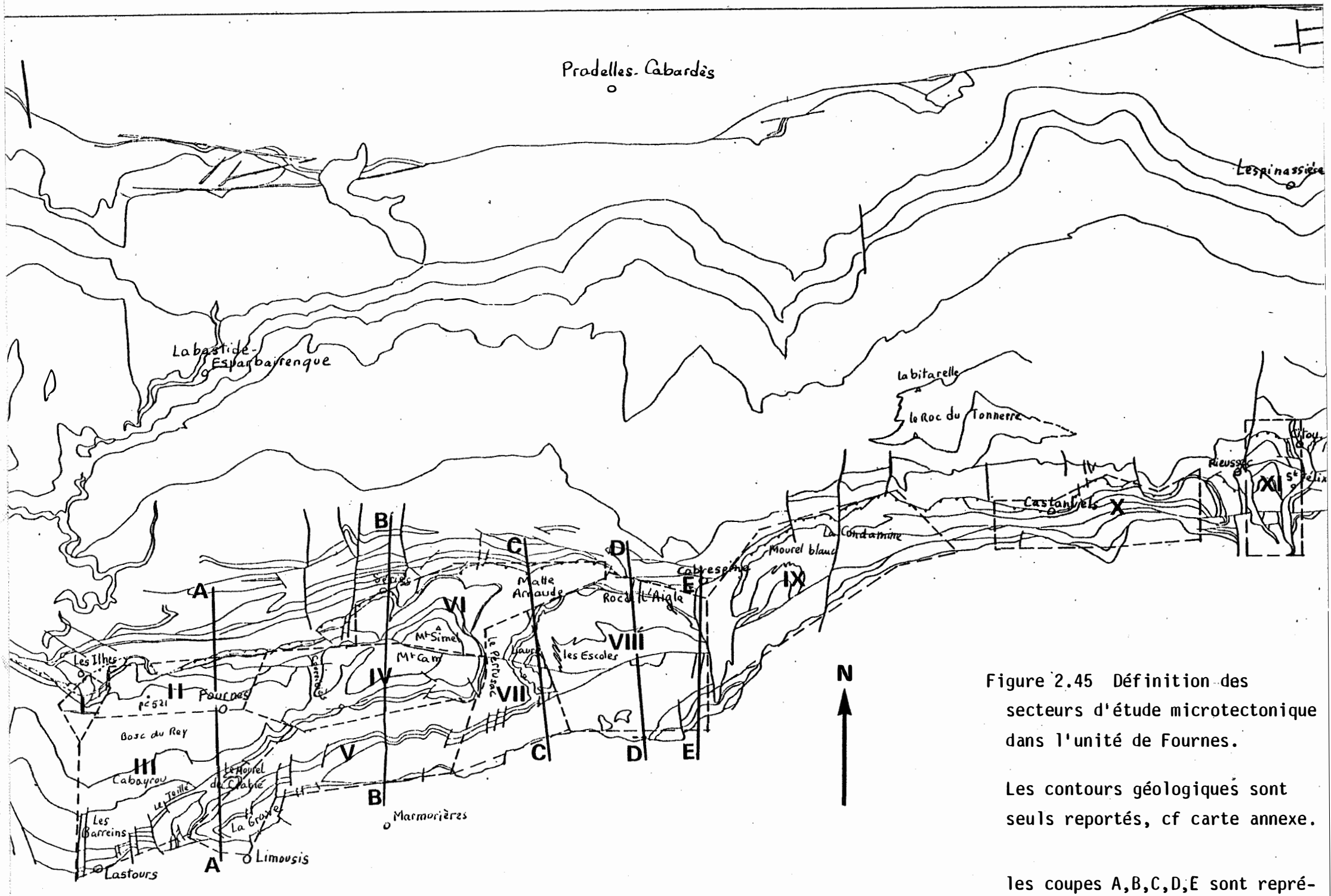


Figure 2.45 Définition des secteurs d'étude microtectonique dans l'unité de Fournes.

Les contours géologiques sont seuls reportés, cf carte annexe.

les coupes A,B,C,D,E sont représentées à la Fig. 2.47

6.3. Etude par secteurs dans le Nord-Minervois de la géométrie des superpositions

Nous avons rappelé en introduction la structure en grand de l'unité de Fournes : à l'Est, Antiforme (synclinal de Cabrespine à coeur de Dévonien moyen) et à l'Ouest, Synforme (Anticlinal en tête plongeante) de Salsigne à coeur de Cambrien inférieur.

Ces grandes structures ont un axe plongeant faiblement vers l'ouest, le plongement pouvant atteindre 30°.

La synforme de Salsigne et l'antiforme de Cabrespine sont de phase P_1:

L'étude microtectonique du Ravin de Courribiès (secteur IV) montre sans ambiguité que la synforme de Salsigne décrite par Boyer (1963) est de phase P_1. De même l'étude de la charnière de l'antiforme de Cabrespine dans le secteur des Escoles démontre que celle ci est de phase P_1 (Diagramme 53 secteur VIII).

De la vallée de l'Orbiel jusqu'à Citou, le territoire cartographié a été découpé en 11 secteurs d'étude microtectonique, afin de préciser la géométrie et les déformations ultérieures de ces deux grandes structures. (Figure 2.45). Les coupes sériées ainsi obtenues sont regroupées à la Figure 2.46.

I **Secteur de Moulin bas** : le flanc inverse laminé de la synforme.

Une carte au 1/25000 de la partie Ouest du terrain étudié, partie incluant ce secteur (Figure 2.46) montre la zone à vergence nord (P_1) en hachures (flanc inverse de la synforme) et la répartition des orientations des plans de stratification. Ce secteur est traversé par un filon de quartz de 3 m de puissance correspondant à un accident cassant très tardif. Au niveau de la route et des berges de la rivière la charnière de la synforme est oblitérée par un jeu de failles Est-Ouest. Néanmoins sur la rive Est, une charnière métrique précoce P_1 se développe dans des schistes gréseux verts du Cambrien inférieur.

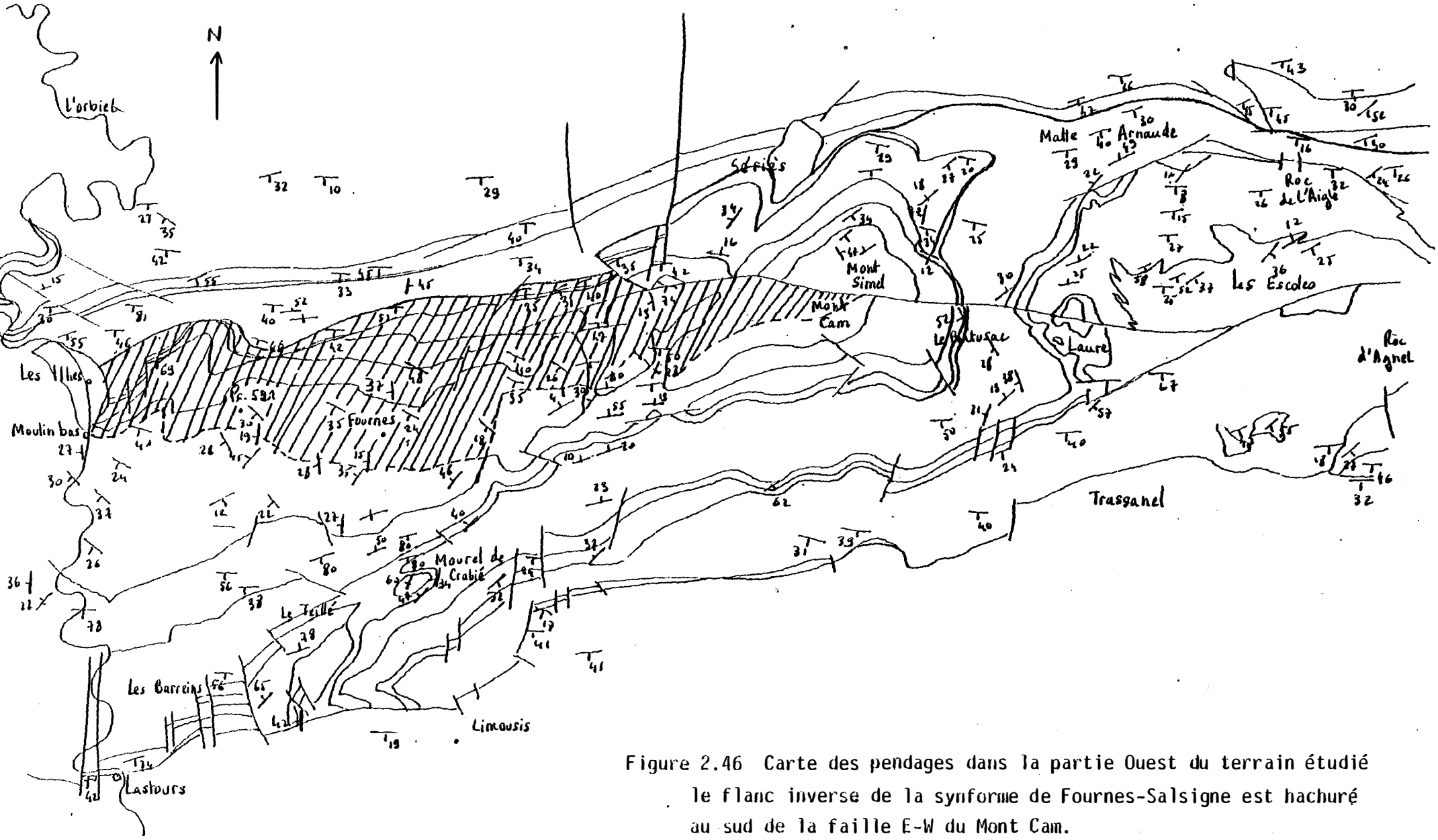
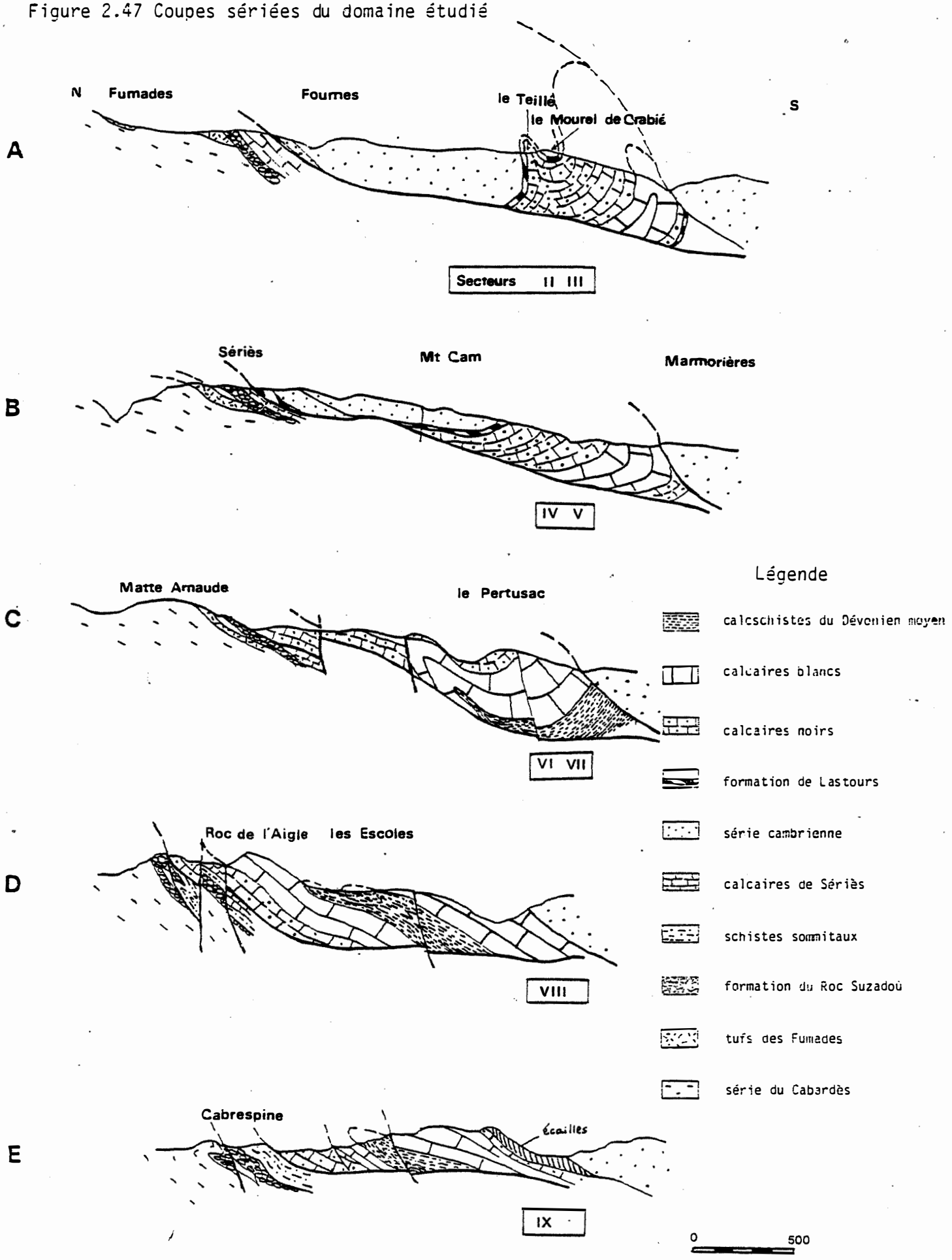


Figure 2.46 Carte des pendages dans la partie Ouest du terrain étudié le flanc inverse de la synforme de Fournes-Salsigne est hachuré au sud de la faille E-W du Mont Cam.

Figure 2.47 Coupes sériées du domaine étudié



SECTEUR DE MOULIN-BAS.

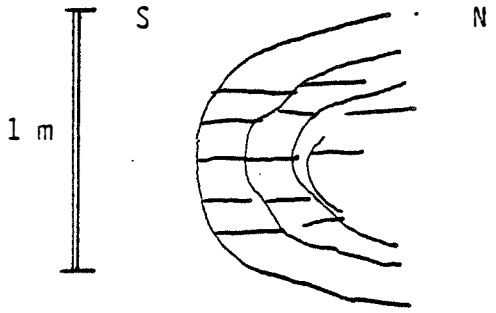


Figure 2.48 Pli de phase P2, grès de Marcory.

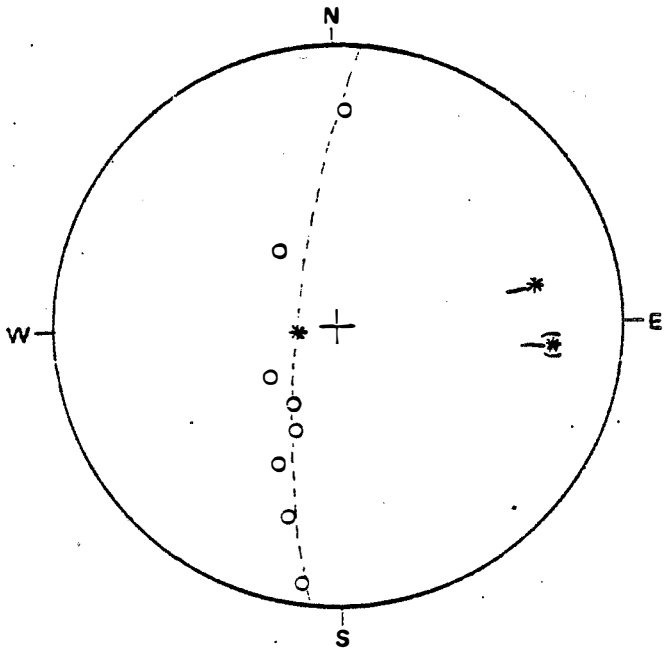


Diagramme 29

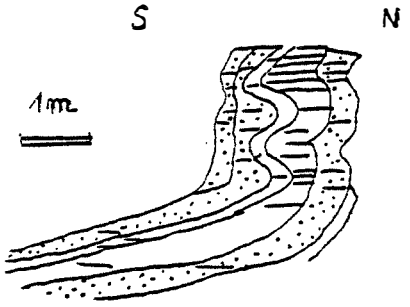


Figure 2.49 Pli de phase P2, grès de Marcory et diagramme 30 associé .

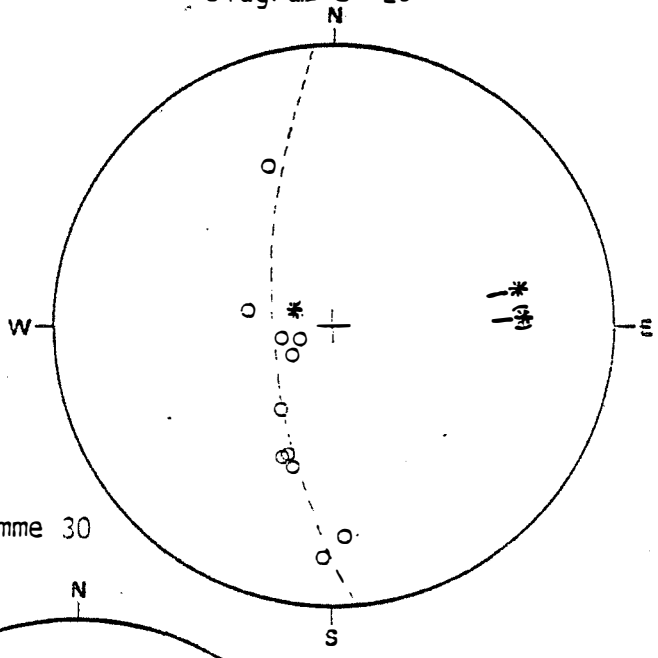
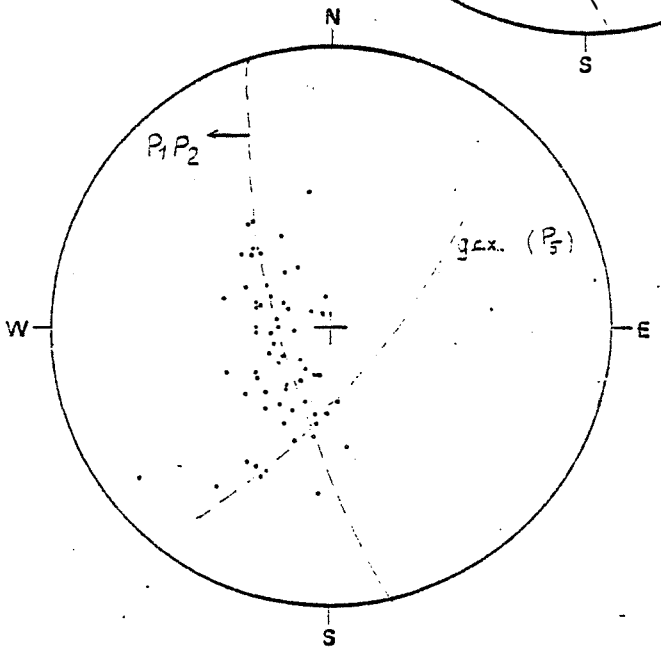


Diagramme 31



En rive Ouest, affleurent deux plis métriques de phase P_2 le long du chemin vers les chateaux au niveau du ruisseau des Fontanelles.

L'un, dans les grès massifs, est parfaitement cylindrique et isopaque (Diagramme 29) tandis que l'autre présente des disharmonies (Figure 2.49 et Diagramme 30). Dans chaque cas il y a une schistosité de plan axial horizontale. Ces deux diagrammes montrent que la répartition des pôles de S_0 pour ces plis précoces est très différente de celle observée dans les plis ϕ_2 et ϕ_3 du domaine Nord.

L'ensemble des stratifications au nord du filon de quartz montre deux dispersions (Diagramme 31). L'une est attribuable aux phases P_1 et P_2 en plis d'axe Est-Ouest, l'autre (grand cercle g.c.x) correspond à une structure d'axe NW SE. Les pôles de schistosité S_2 sont disposés sur un grand cercle (diagramme 32) dont l'intersection avec g.c.x est proche d'une famille de poles de kinks centimétriques mesurés à l'affleurement. Cette phase en kink à N140 (phase 5) permet d'expliquer la deuxième dispersion.

II **Secteur de Fournes-Ouest** : le flanc inverse de la synforme.(coupe A, Figure 1.47)

Ce secteur montre en série inverse, le Cambrien reposant sur le Gédinnien de Fournes. Un contact anormal scellé précocement et jalonné de copeaux dolomitiques sépare ce secteur de l'unité de Sériès ici constituée par les calcaires à silex du Souleillol. La carte jointe montre ce contact ainsi que les deux flancs de la synforme structurant l'unité de Fournes. Dans la dépression à l'ouest de Fournes, la charnière de la synforme est assez ouverte (diagramme 33) et recoupée par des plis de phase P_2 au point côté 521 sur la crête de la Serre de l'Eglise (diagramme 34) qui sont représentés à la figure 2.50.

III Secteur des **Barreins - synforme du Mourel de Crabié** (coupe A)

Au nord de ce secteur, la série cambrienne est monoclinale. C'est le flanc normal de la synforme kilométrique dont la charnière a été observée dans le secteur de Fournes-Ouest.

SECTEUR DE MOULIN-BAS

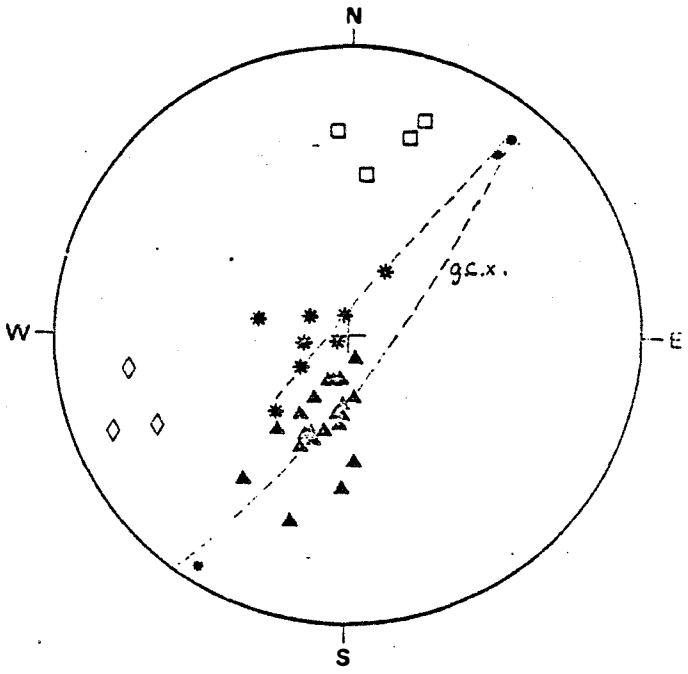


Diagramme 32

Phases tardives de l'ensemble du secteur

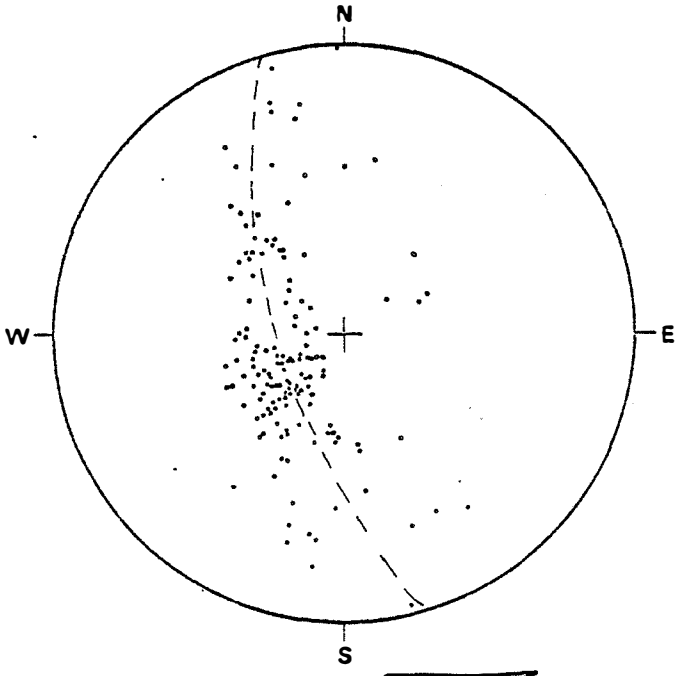


Diagramme 33

Pôles de stratification

(synforme de Fournes)

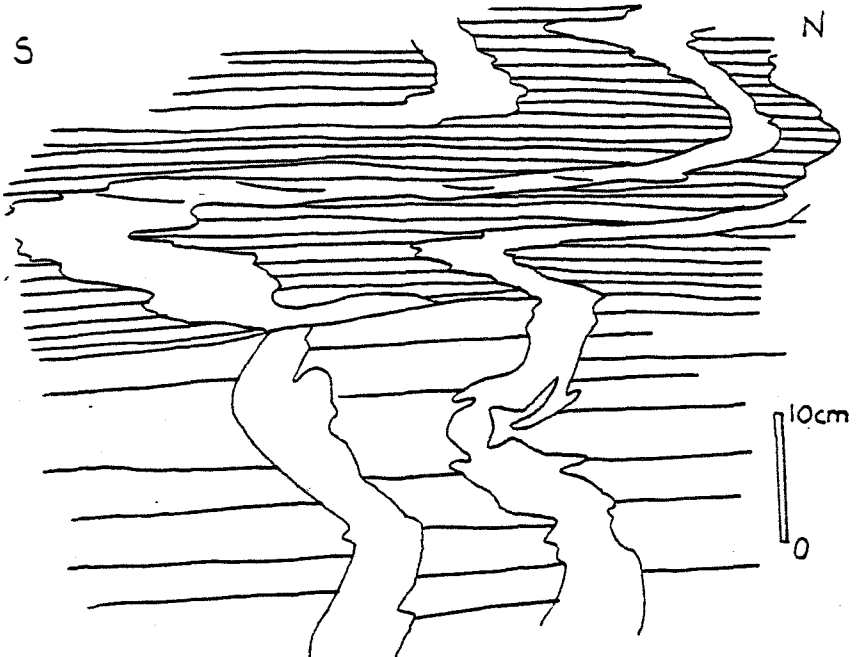


Figure 2.50 Plis P_2 , grès de Marcory, p.c. 521.

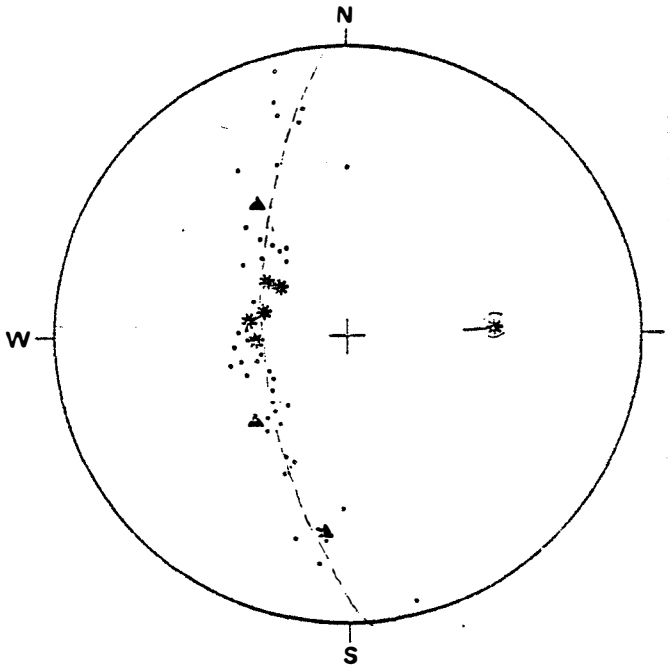


Diagramme 34

SECTEUR DES BARREINS

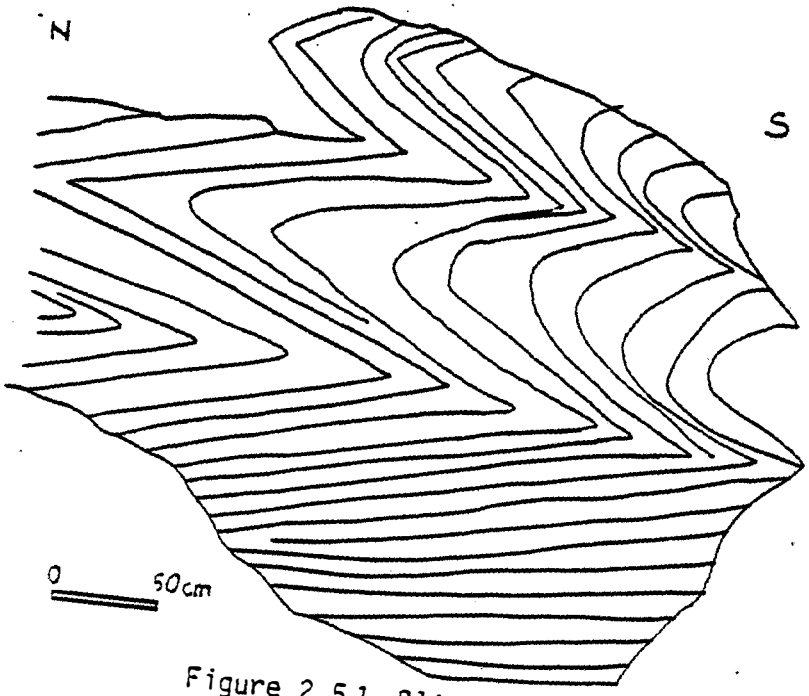


Figure 2.51 Pli P_1 du Bosc du Rey

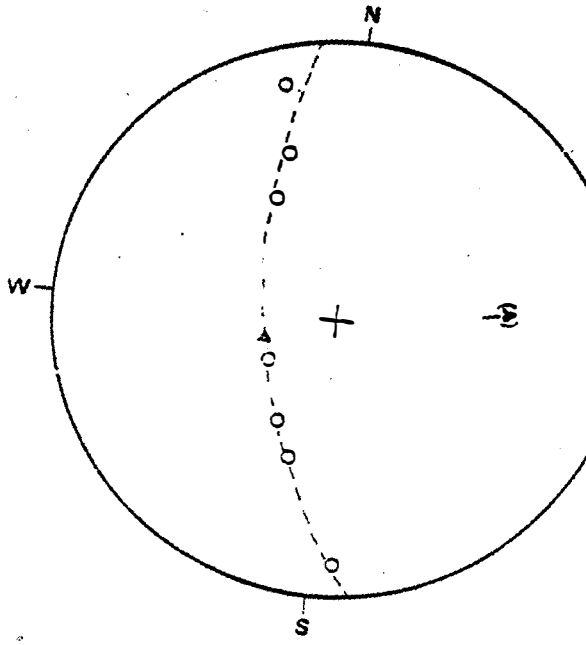


Diagramme 35 Pli P_1 basculé par la phase 4?

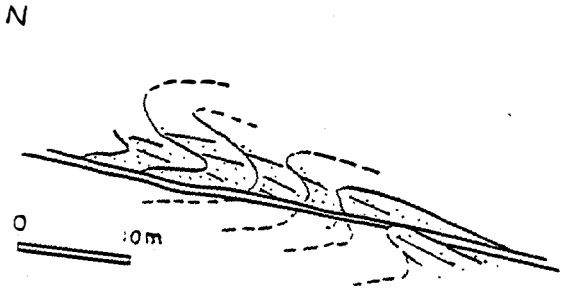


Figure 2.52 Pli P_1 du Cabayrou route des vignes.

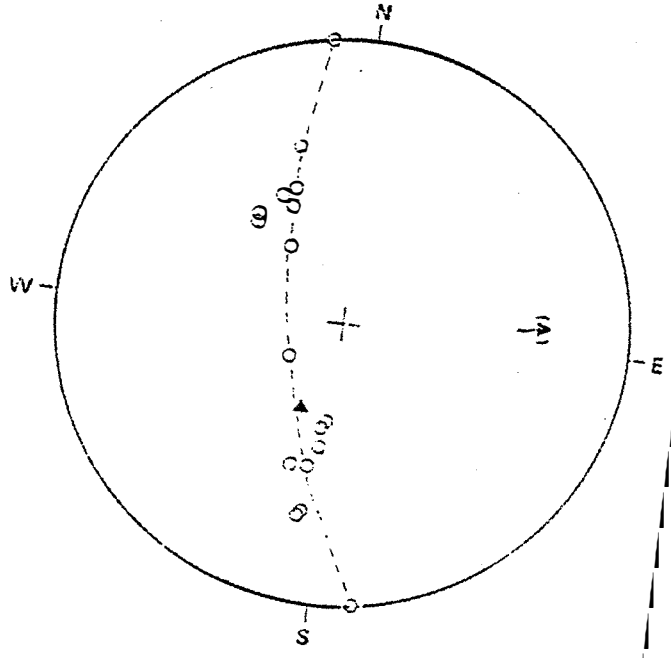


Diagramme 36

SECTEUR DES BARREINS

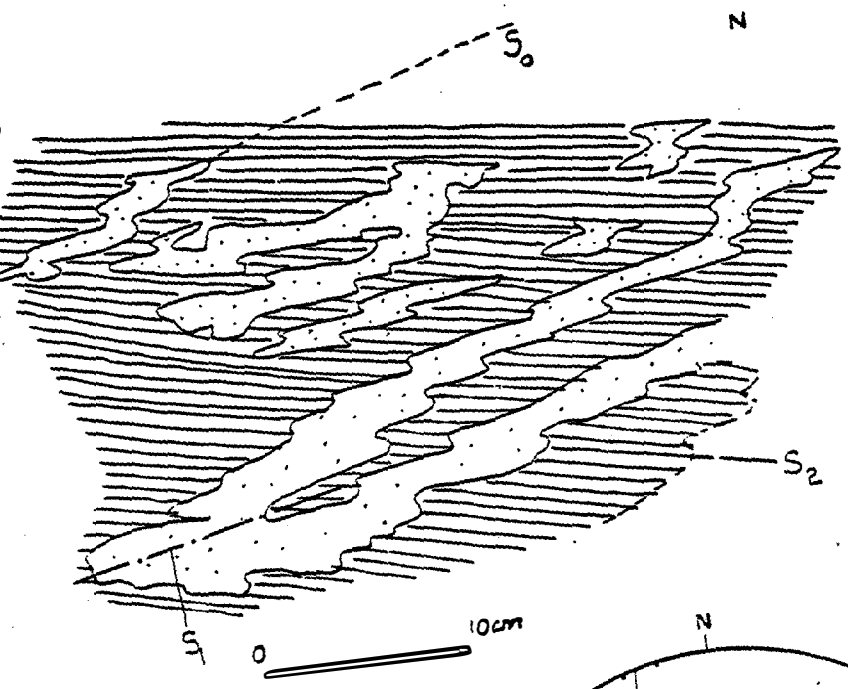


Figure 2.53

Schistosité de phase P_2 et plis de phase P_1, calcaires à silex des alternances du Cambrien inférieur.

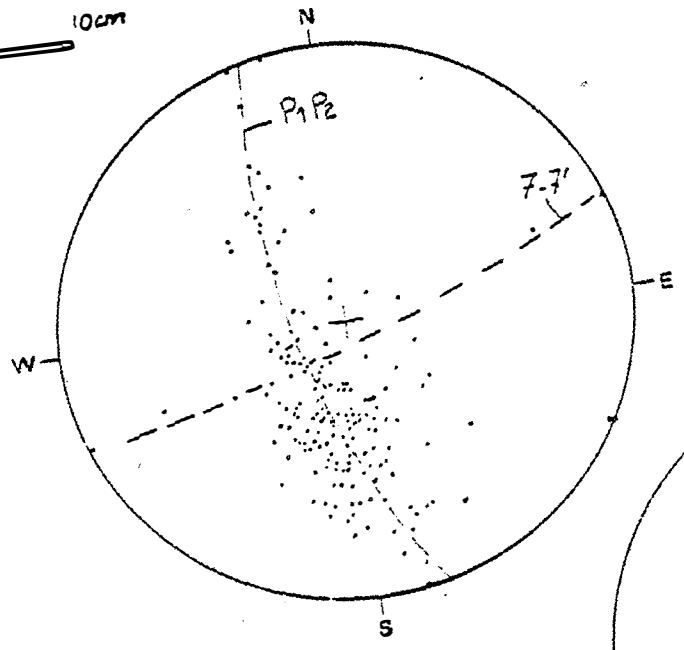


Diagramme 37 dispersion de S_0 secteur III

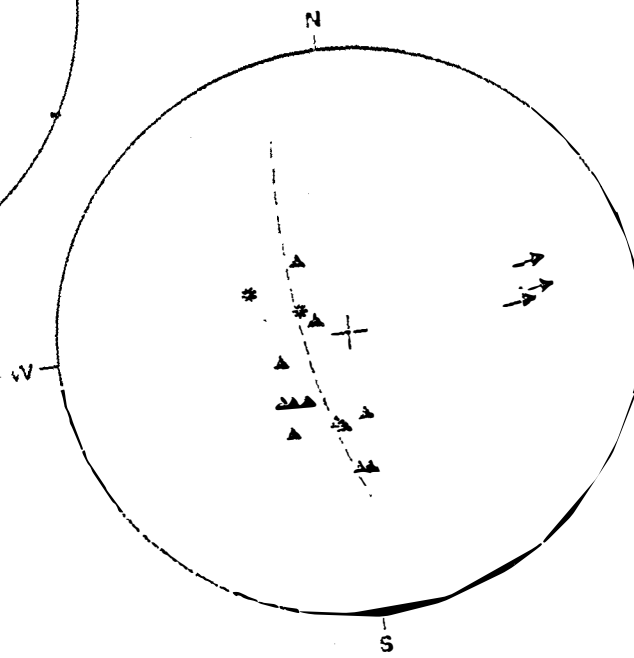


Diagramme 38

dispersion de S_1 secteur III

Au Sud, le ravin du Teillé (coupe A) marque le passage au Gédinnien pélitique. Ces formations sont suivies au Sud immédiatement par des niveaux cambriens : il s'agit d'une structure antiforme à flanc inverse laminé dont le flanc normal a été préservé. Les formations Cambriennes sont elles-mêmes plissées en synforme : c'est le faux synclinal perché du Mourel de Crabié attribuable à la phase P_1. Le contact chevauchant de la nappe du Minervois vient ensuite au Sud.

Le style des plissements métriques ou inframétriques est dépendant de la lithologie : plis serrés dans les grès en petits bancs du Bosc du Rey (Figure 2.51 et diagramme 35), plis ronds dans les quartzites du Cabayrou (figure 2.52 et diagramme 36). Le diagramme 37 des pôles de stratification montre deux dispersions : une dispersion d'axe Est-Ouest correspondant aux phases P_1 et P_2 coaxiales, une dispersion d'axe Nord-Sud, correspondant à un pli 7-7'. Les lits de silex dans les calcaires des alternances montrent l'influence des deux phases P_1 et P_2 (Figure 2.53). Les schistosités de phase P_1 sont replissées par la phase P_2 comme le montrent le diagramme 38 et la figure 2.54.

IV Secteur de Fournes-Est : la charnière "en fond de bateau de la synforme"(coupe B).

La synforme de Salsigne est bien exposée à l'Est de Fournes sur un plateau découpé par les ruisseaux de la Millanquière, de Courribiès et de Sériès. Les grès de Marcory constituent le coeur de cet anticlinal en tête plongeante tandis que les carbonates cambriens en forment l'enveloppe. En coupe Nord-Sud, le passage d'un flanc à l'autre de la synforme se traduit par des variations de pendage induisant un aspect en fond de bateau de la charnière.

Les plis de flancs de phase P_1 sont présents dans les grès (Figure 2.55 diagramme 39) comme dans les niveaux dolomitiques (diagramme 40). Les pôles de stratification se dispersent de la même manière que dans le secteur de Fournes-Ouest (diagramme 41). Les plis en chaise de phase 4 dispersent les schistosités précoces comme le montrent les diagrammes de synthèse 42 et 43. De plus, la phase 7 disperse axes et plans axiaux.

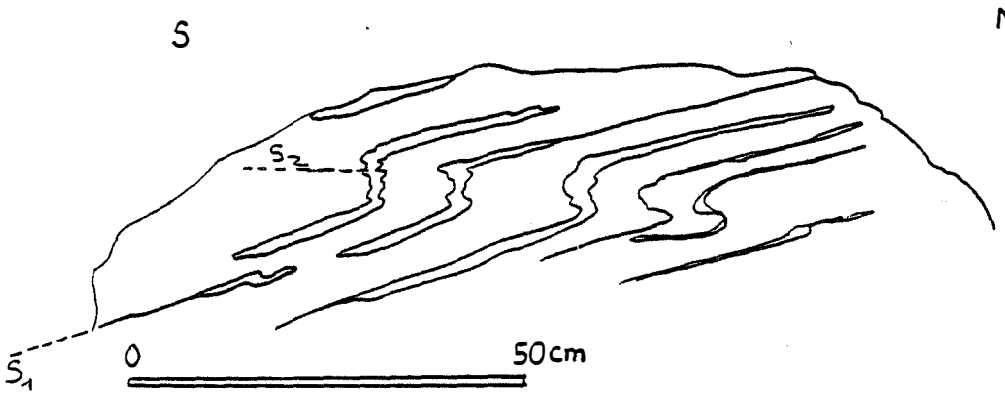


Figure 2.54 Schisto-dolomitique des Barreins plissé par la phase P_2
secteur des Barreins

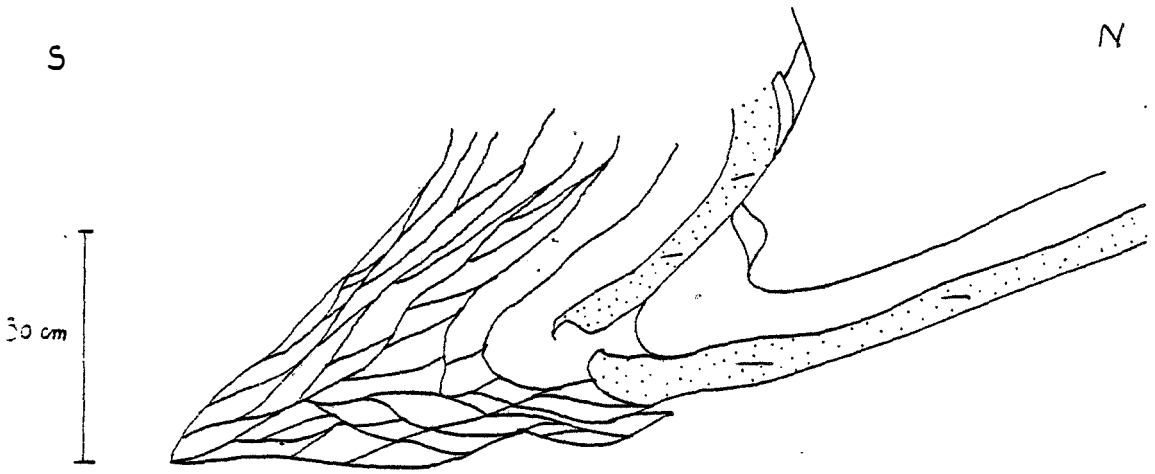


Figure 2.55 Pli de phase P_1 dans les grès de Marcory de la Millanquière
secteur de Fournes-Est.

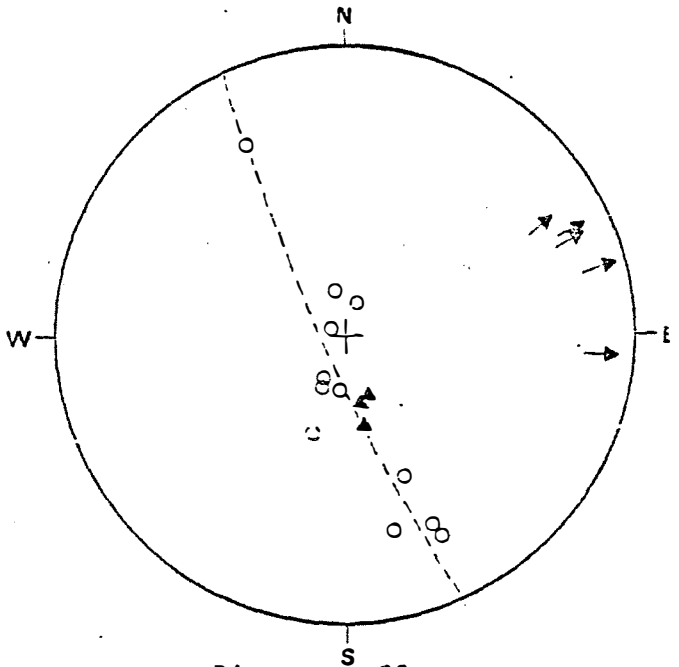


Diagramme 39

Pli de phase P_1 dans les grès de Marcory; cf Fig. 2.55

Aux nombreux décrochements NS senestres qui affectent ce secteur s'ajoutent quelques failles à N140 et un cisaillement senestre selon un plan vertical EW qui se poursuit au Nord du Mt Cam et dans toute la partie est de l'unité de Fournes. Parfois, ce cisaillement est souligné par du jaspe noir.

V Secteur de Limousis : l'antiforme de la Grave (coupe B)

Situé à l'est du secteur des Barreins, ce secteur présente la série du Dévonien inférieur reposant normalement sous le Cambrien du secteur de Fournes-Est. Dans le prolongement de l'antiforme pincée du Teillé et de la synforme du Mourel de Crabié (secteur des Barreins), la stratification dans les calcaires se rapproche de l'horizontale. Quel est donc la signification de ce pli du Mourel de Crabié ? Il peut s'agir d'une structure conique ouverte vers l'Ouest, se terminant au Mourel. Nous pensons plutot à une disharmonie à grande échelle due au contraste de comportement mécanique entre le Cambrien, armé par de puissants niveaux quartzitiques et le Dévonien essentiellement carbonaté .

Dans le ruisseau de la Grave, au sud du Mourel de Crabié, les calcaires dévoniens dessinent une antiforme dont la géométrie peut être appréciée sur le diagramme 44. Il s'agit d'une structure précoce de phase P_1.

Vient ensuite le contact chevauchant de la nappe limitant le secteur au Sud et tronquant la structure **antiforme de la Grave.** Ce contact est jalonné par des écailles présentant des terrains d'âge varié du Cambrien au Dévonien formant une succession toujours cohérente du Nord au Sud. Il s'agit sans doute du flanc inverse laminé d'un grand pli couché **antérieur à la formation des nappes.**

La présence dans les failles Nord-Sud de minéralisations cuprifères dans lesquelles l'or fut historiquement découvert (cf chapitre 4) fait également l'intérêt de ce secteur.

VI le secteur du Mont Simel - Matte Arnaude (coupe C)

Situé dans le flanc inverse de la synforme ce secteur montre une série Cambrienne allant des alternances jusqu'au Cambrien moyen et reposant sur les calcaires dévoniens de la série de Trassanel.

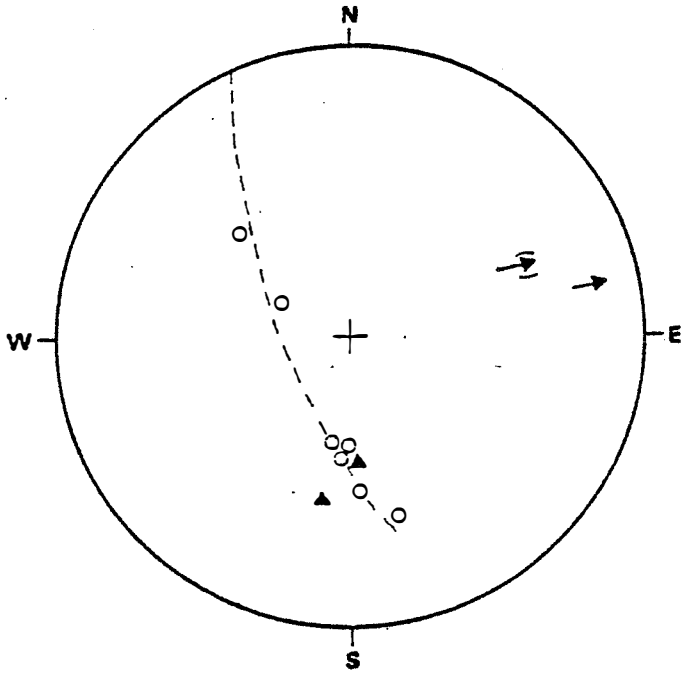


Diagramme 40

Pli de phase P_1 dans les dolomies du secteur de Fournes - Est

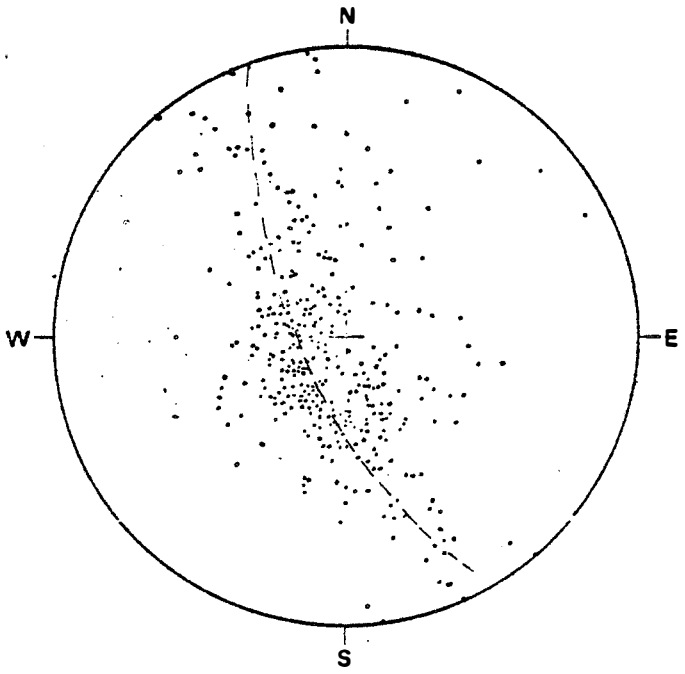


Diagramme 41

Dispersion de S_0 secteur IV (Fournes- Est)

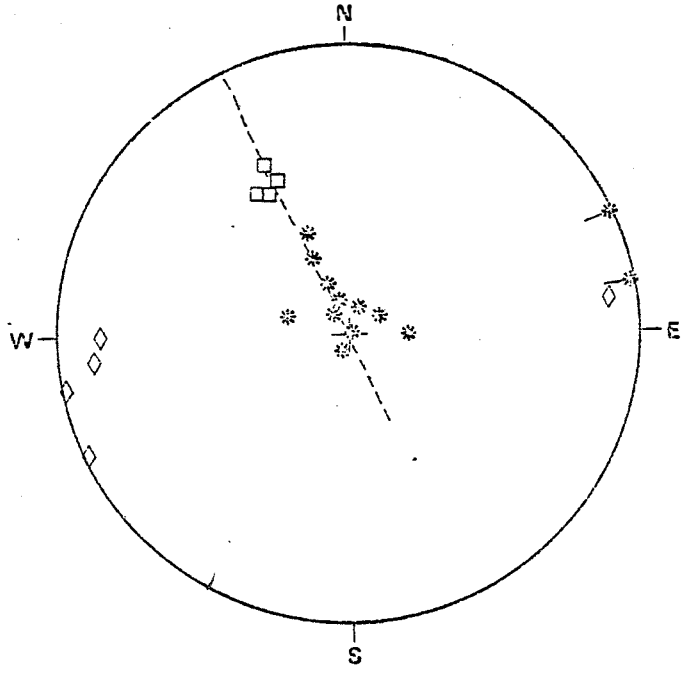


Diagramme 42

Dispersion de P_2

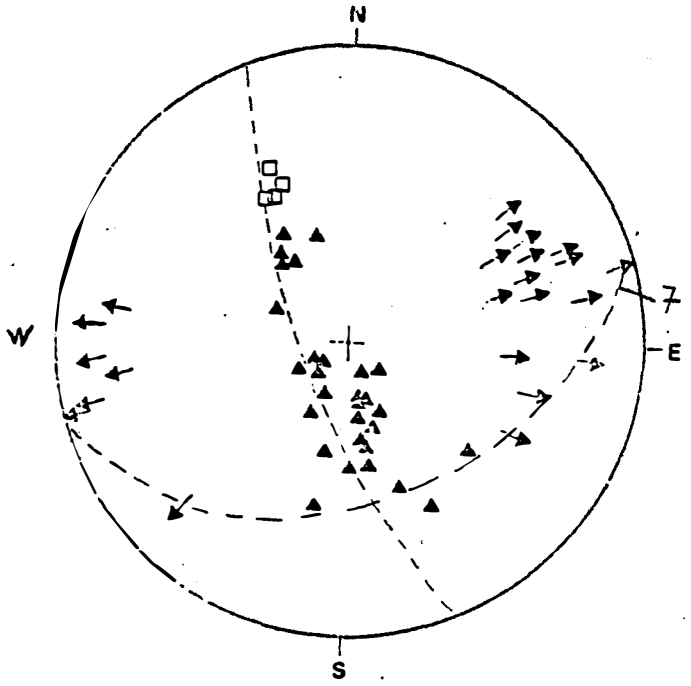


Diagramme 43 : Dispersion de la phase précoce P_1 par la phase 4 dans le secteur IV (Fournes-Est)

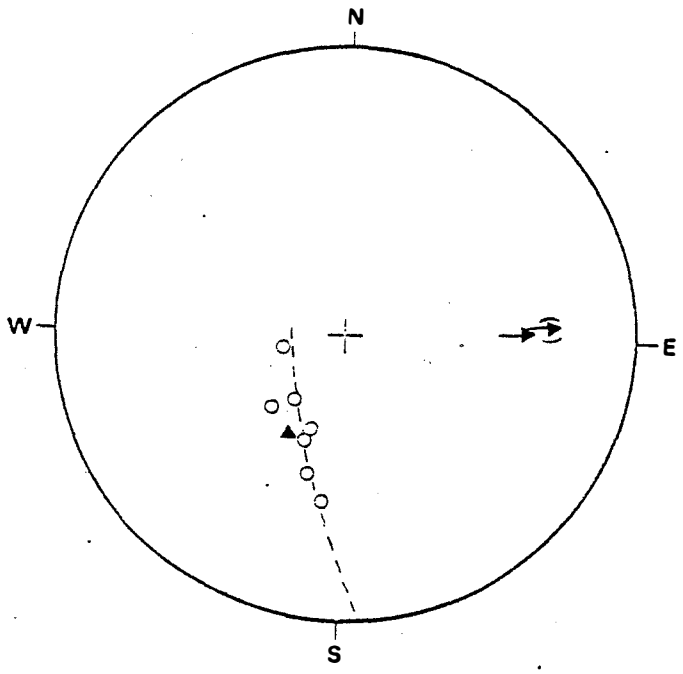


Diagramme 44 : Pli de phase P_1, antiforme de la Grave Calcaires dévoniens, secteur V (Limousis)

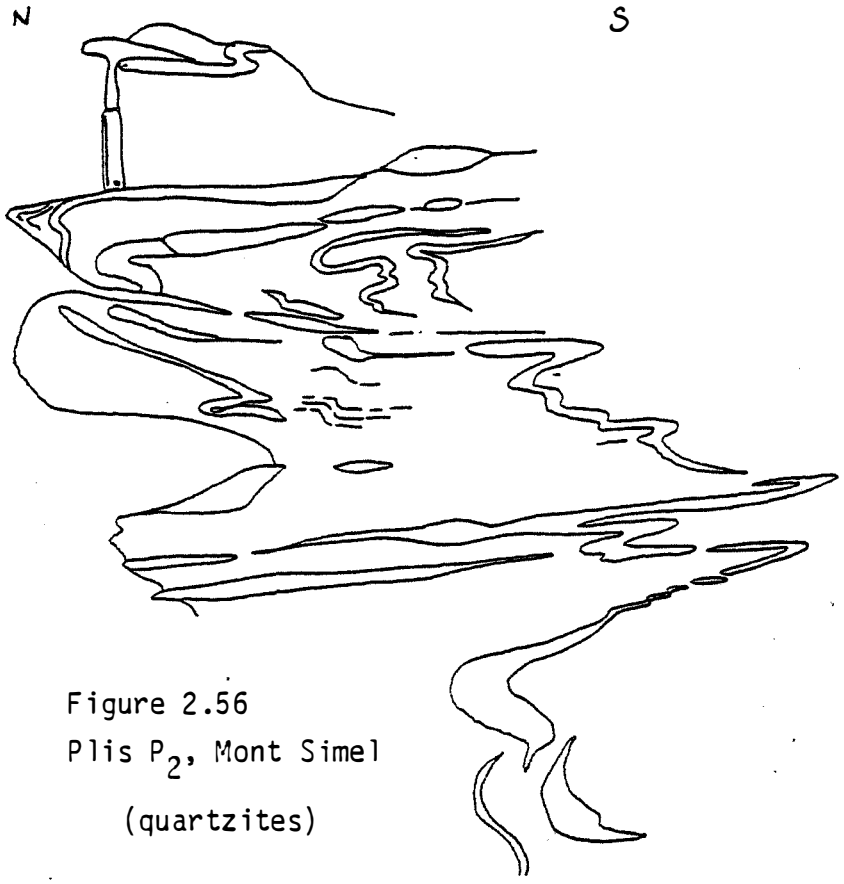


Figure 2.56
Plis P_2, Mont Simel
(quartzites)

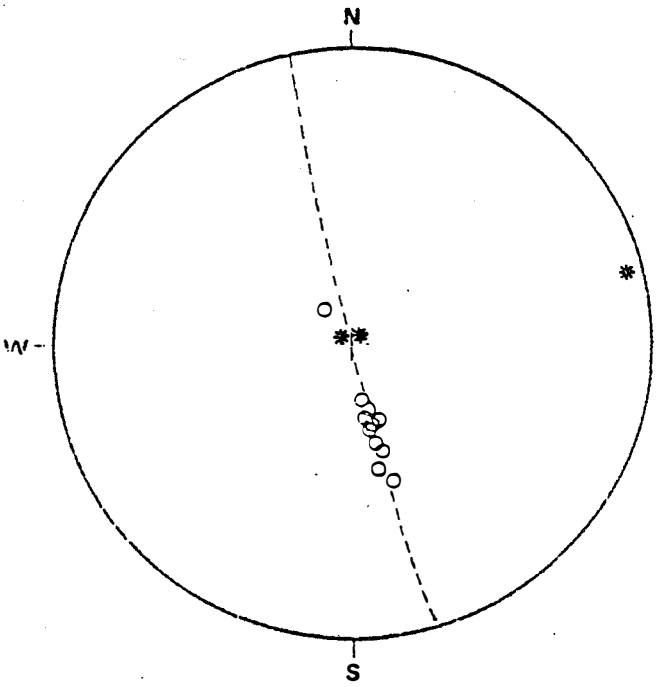


Diagramme 45
Pli P_1 de la figure 2.56 .

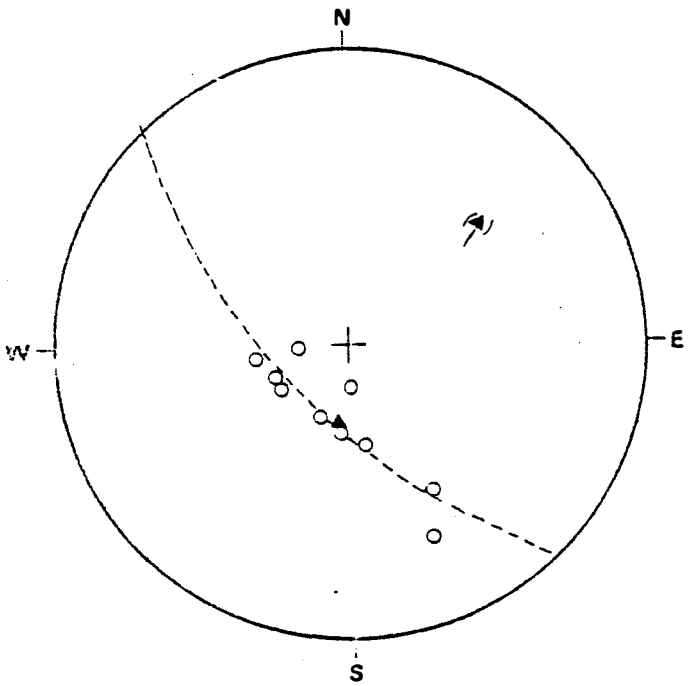


Diagramme 46
Pli P_1 calcaires dévoniens de Pertusac, secteur VI

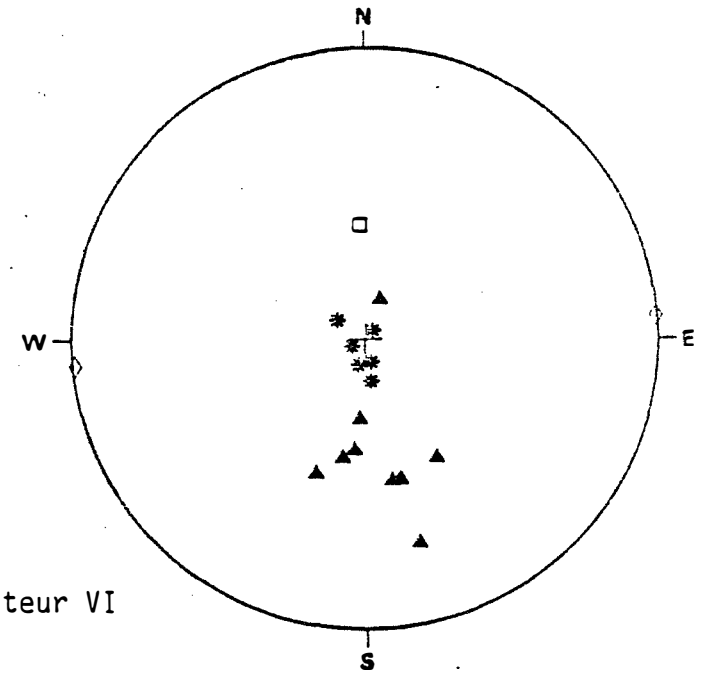


Diagramme 47
synthèse secteur VI

Au niveau du ravin de Pertusac, la terminaison de la synforme est bien visible et matérialise bien les résultats obtenus plus à l'Ouest : il s'agit d'un pli couché à tête plongeante, déversée vers le Sud.

Des plis métriques P_2 replissent cette structure (Figure 2.56, diagramme 45) que ce soit dans les quartzites du Cambrien moyen ou dans les calcaires de Trassanel du Dévonien moyen.

Dans le ravin de Pertusac, les calcaires noirs du Dévonien inférieur sont plissés par P_1 (diagramme 46). Il s'agit clairement d'un pli de flanc de la synforme bien que légèrement basculé par la phase 7-7'. Malgré les disharmonies (cf secteur de Limousis), il apparaît donc que la géométrie des plis de phase P_1 reste comparable d'une lithologie à l'autre. La synthèse sectorielle des phases(diagramme 47) montre l'existence de dispersions tardives peu importantes par la phase 4 et les phases 7-7'.

Enfin, la cartographie fait apparaître un accident EW cisaillant qui a été suivi, il passe au niveau du col entre le MtCam et le Mt Simel, c'est la faille du Mt Cam. Nous remarquons cartographiquement la présence d'une composante de rejet inverse (faille en ciseau).

VII Le secteur de Laure. : l'interférence entre la synforme et les plis 6 (coupe C).

Ce secteur comprend le ravin de Pertusac (rive Est), le ravin de Laure et la crête qui les sépare. Il montre les calcaires dévoniens de la série de Trassanel plissés par les phases P_1 et P_2 mais aussi 4, 6, 7.

Au Sud du Pertusac, les calcaires affleurent bien et dessinent une synforme basculée vers le Sud-Est du fait de la phase 7-7' (diagramme 48). Il s'agit de la synforme de Salsigne en parfaite continuité sur les deux rives du Pertusac.

Au Nord du Pertusac, des plis P_2, prolongeant les plis déjà mesurés dans les quartzites cambriens, affectent la schistosité préco

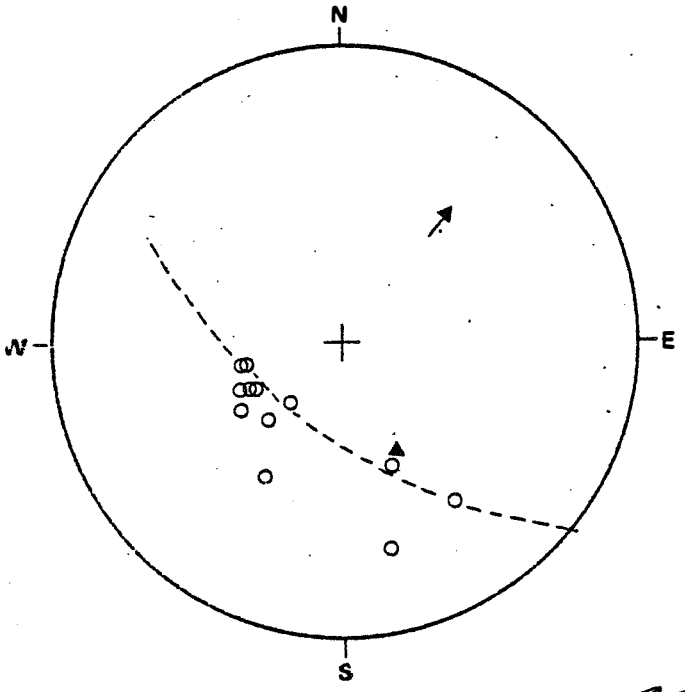


Diagramme 48

Synforme P_1 basculée calcaires dévoniens secteur VII

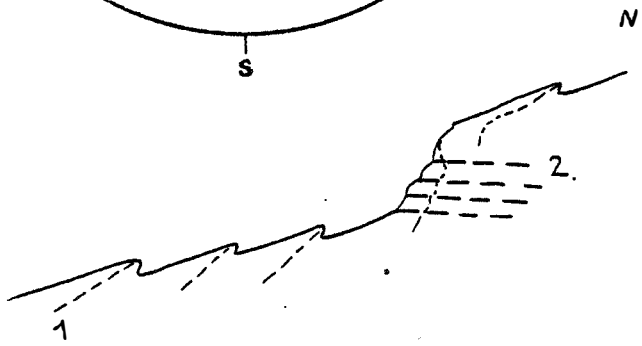


Figure 2.57 Route de Trassanel débit en frites dans calc-schistes.

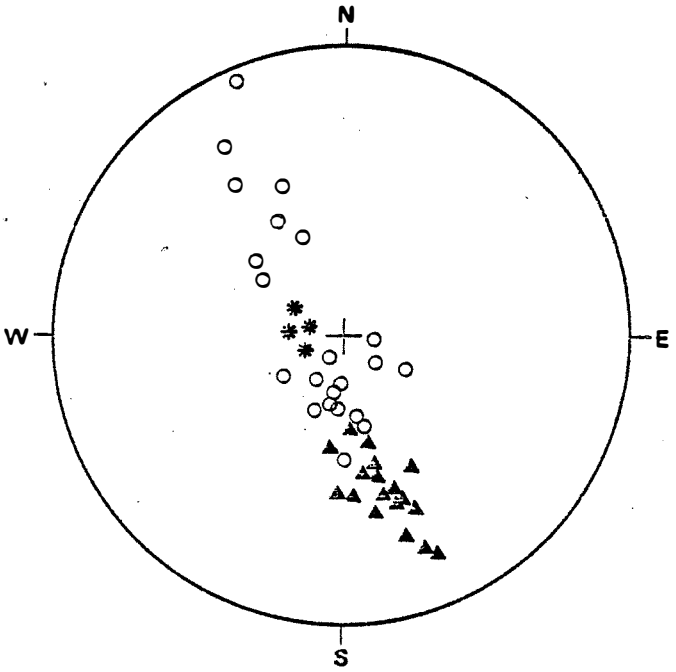


Diagramme 49

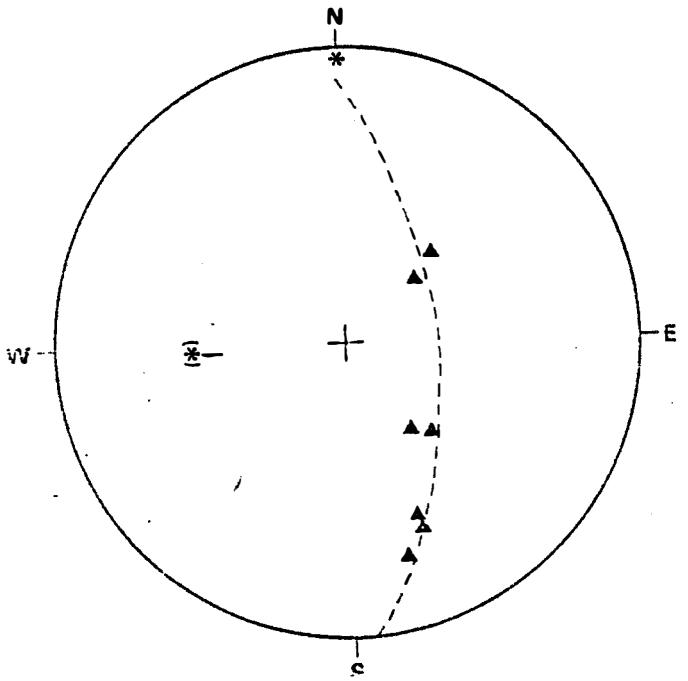


Diagramme 50

Interférence du Ravin de Laure secteur VII .

ce des calcaires et occasionnent un débit en frites dans les calcschistes (Figure 2.57, diagramme 49).

Le ravin de Laure montre une interférence entre les phases P_1 et 6 (diagramme 50), les plans axiaux de phase 6 verticaux, étant eux mêmes dispersés par 7-7' (diagramme 51). Les structures toujours très ouvertes de phase 6 sont peu fréquentes à l'Ouest dans les terrains cambriens mais se manifestent bien à Cabrespine.

La présence de ces interférences nombreuses explique la grande dispersion des stratifications mesurées dans ce secteur (diagramme 52).

VIII Le secteur des Escoles. : Grand développement de l'antiforme de Cabrespine(coupe D).

Situé entièrement dans les carbonates dévoniens, ce secteur regroupe la crête du Roc de l'Aigle au Nord, le vallon des Escoles au Sud, formant une zone accidentée avec de fortes déclivités. Un réseau de rivières souterraines traverse d'Ouest en Est ce secteur dans la région de Cabrespine.

Marqué de manière générale par une ligne de cols, l'antiforme P_1 de Cabrespine s'observe très bien dans le ravin des Escoles sur le versant Est de la crête passant par les points côtés 606 et 615. De grands plis couchés pluri-décamétriques en doigts de gants ont été cartographiés. Ils affectent le contact entre les calcaires blancs et les calcschistes versicolores du Dévonien moyen (voir chapitre 1). Nous avons reporté les mesures faites sur ces plis sur le diagrammme 53. L'axe de la structure est quasi-horizontal, ce qui différencie ce secteur du secteur de Laure. Des plis de phase 7-7' en kinks, commme celui dessiné sur la figure 2.58, peuvent expliquer ce plongement faible des axes précoces.

IX Secteur **du Mourel blanc** et **de la Condamine.** : l'antiforme de Cabrespine plus réduit.

A l'Est de Cabrespine (coupe E), une série de rocs dénudés culmine à 700 m, ce sont les affleurements calcaires et dolomitiques du Dévonien inférieur à moyen de l'unité de Fournes.

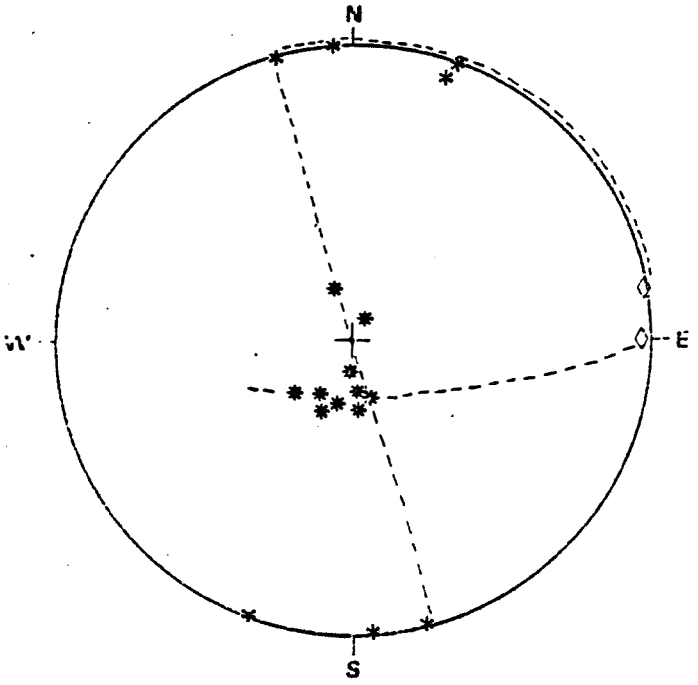


Diagramme 51 Secteur de Laure
la phase P_2 est dispersée par la phase 6
les phases P_2 et 6 sont dispersées par la phase

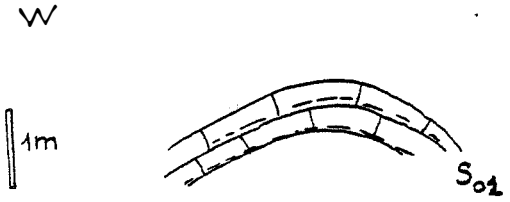
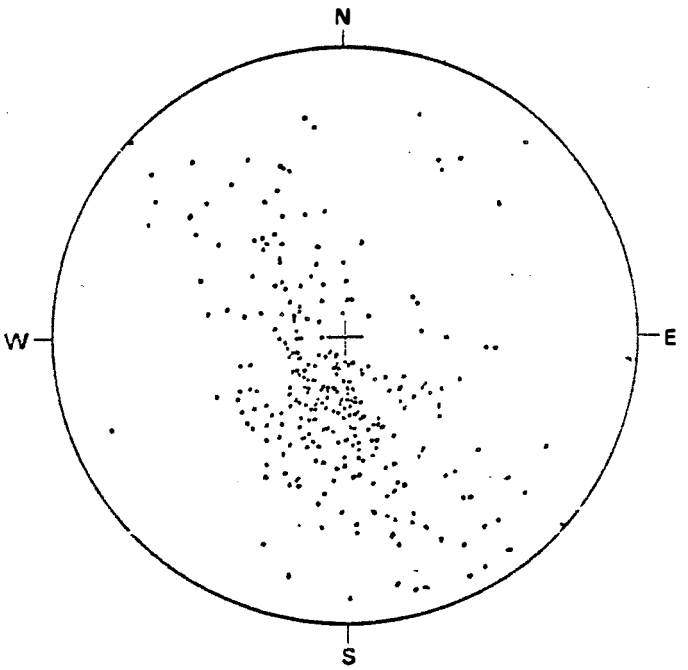


Figure 2.58 Pli de phase 7, calcaires noirs du Pertusac

Diagramme 52 Stratifications
dans le secteur de Laure.



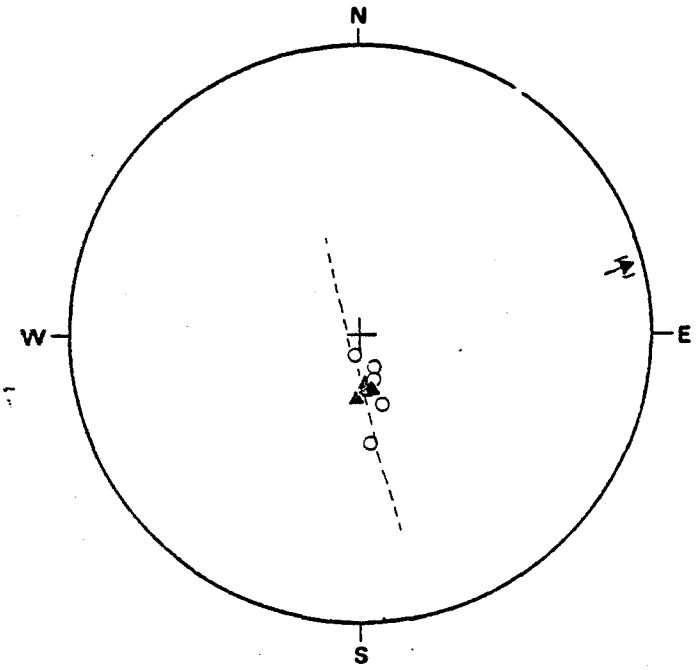


Diagramme 53 secteur des Escoles

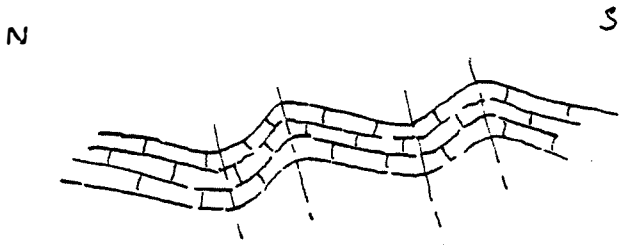


Figure 2.58b Plis de phase 6, Mourel blanc

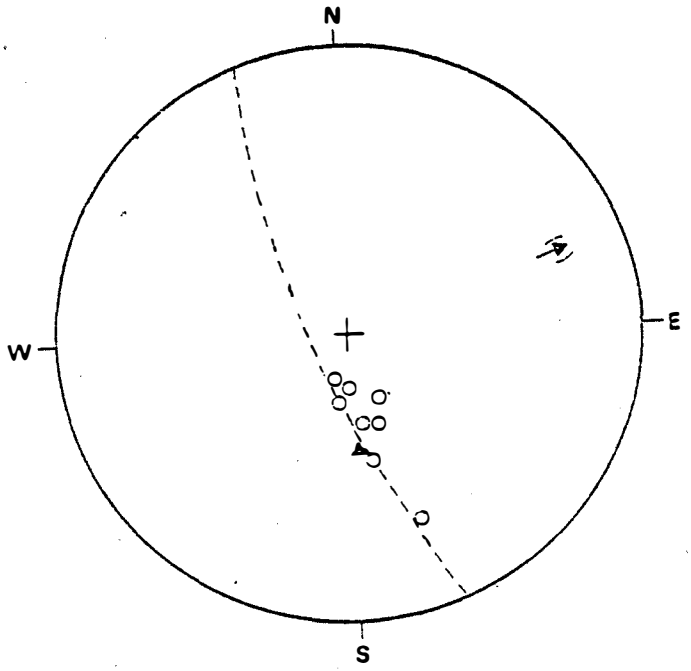


Diagramme 54 Secteur du Mourel Blanc antiforme de phase P_1

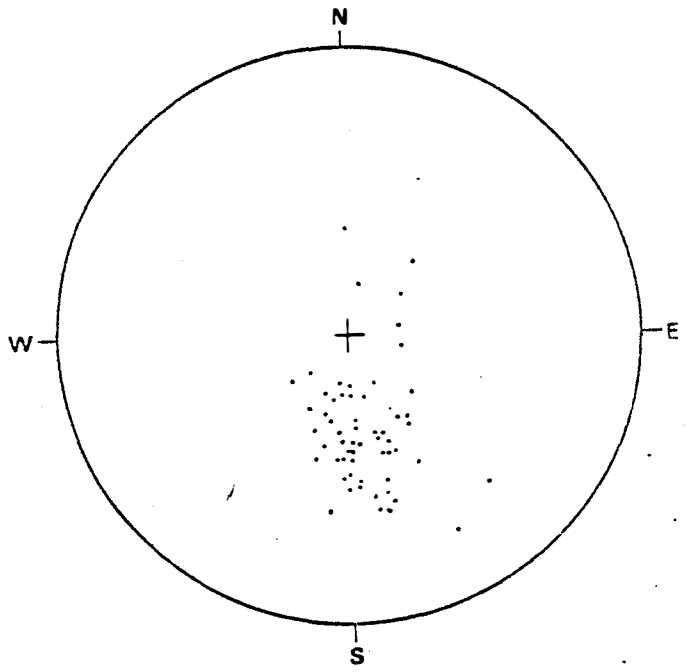
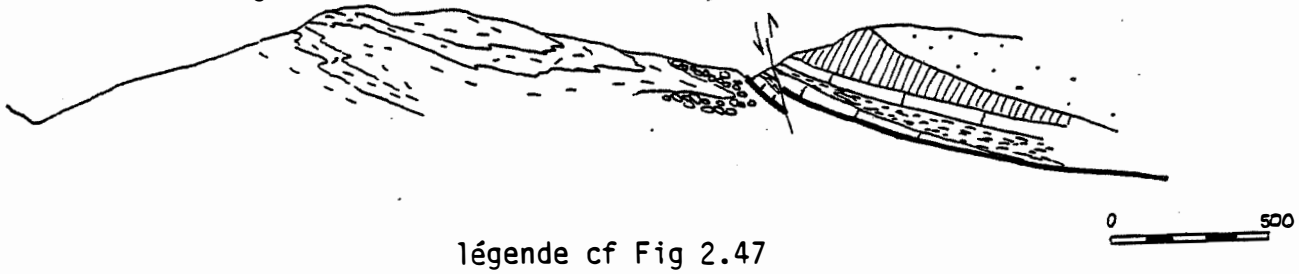


Diagramme 55 secteur du Mourel blanc

Figure 2.59 Coupe de Castanviels (suite de la coupe de la Fig. 2.25)



légende cf Fig 2.47

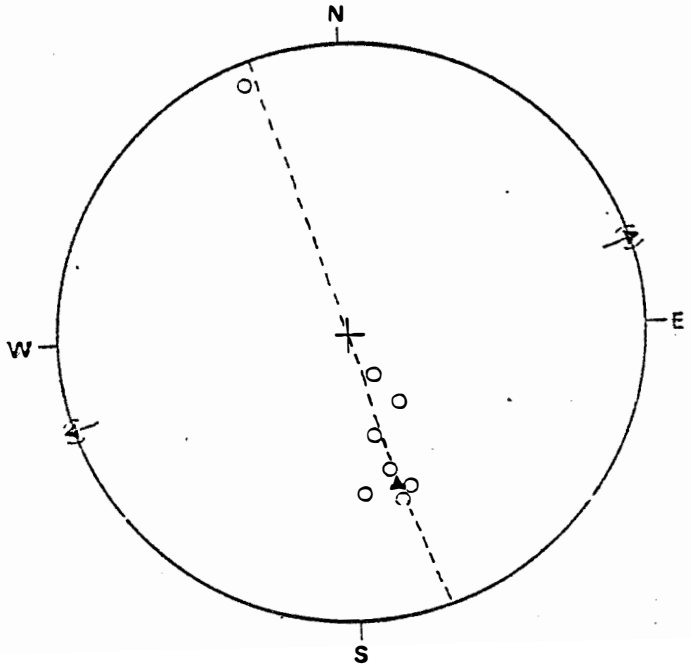
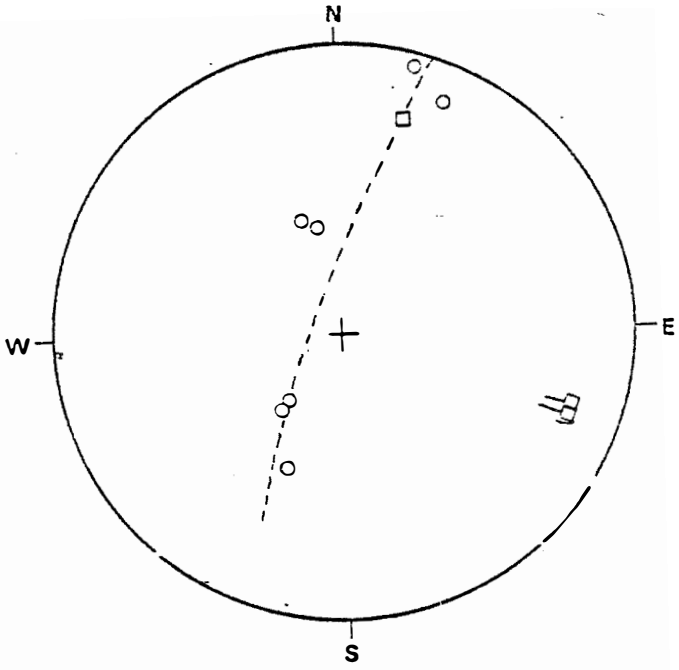


Diagramme 56 Phase P_1 route de Castanviels

Diagramme 57 Plis ronds colline du Pech.



Au Nord, les terrains de la formation du roc Suzadou (domaine Nord) arrivent en biseau sur le contact. Les calcaires au Sud sont également tronqués régionalement par ce contact.

Plus au Sud, la nappe du Minervois est soulignée dans la morphologie par un plateau à faible déclivité vers le Sud. La vallée de la Clamoux contient des formations alluvionnaires récentes, parfois à galets centimétriques, s'étendant sur une largeur de 300 mètres au Sud de Cabrespine. La faille EW inverse du Mont Cam découpe l'unité de Fournes en deux zones. La zone Sud constituée de dolomies secondaires représente le flanc inverse de l'antiforme de Cabrespine du Roc d'Agnel à Trabès de Griffe. La zone Nord présente les deux flancs de cette antiforme au sud du Roc de l'Aigle (diagramme 54) dont le coeur est formé de calcschistes du Dévonien moyen à supérieur et de calcaires noduleux "de faciès Frasnien du Minervois". Nous observons le prolongement de la structure définie entre le Roc de l'Aigle et le Roc d'Agnel. Cependant, les pôles de stratification et les plans axiaux passent d'Ouest en Est de l'orientation 90 S 30 à l'orientation 50 SE 35 (phase 7-7', diagramme 55).

Les plis de phase 6 d'ouverture 140° environ peuvent donner lieu à des ondulations décamétriques dans cette zone Nord (figure 2.58b).

Enfin, le contact avec la nappe du Minervois est jalonné par un faisceau d'écailles dans lequel on peut reconnaître des niveaux du Gédinnien ou du Cambrien inférieur (alternances).

X **Secteur de Castanviels.** : l'antiforme de Cabrespine redoublé et laminé.

Entre la Condamine et Castanviels, l'unité de Fournes, plus réduite, est essentiellement constituée par des terrains du Dévonien moyen : calcaire blanc dolomitisé (dolomies jaunes géodiques), et calcschistes fins versicolores. Ces niveaux affleurent mal mais le double biseau cartographique au contact de l'unité de Fournes et du domaine Nord est encore bien visible.

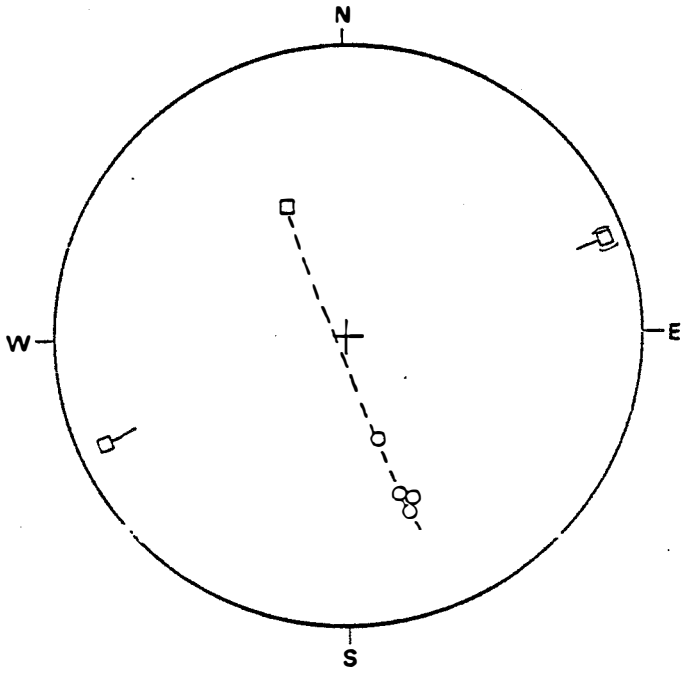


Diagramme 58 Plis de phase 4 à Castanviels

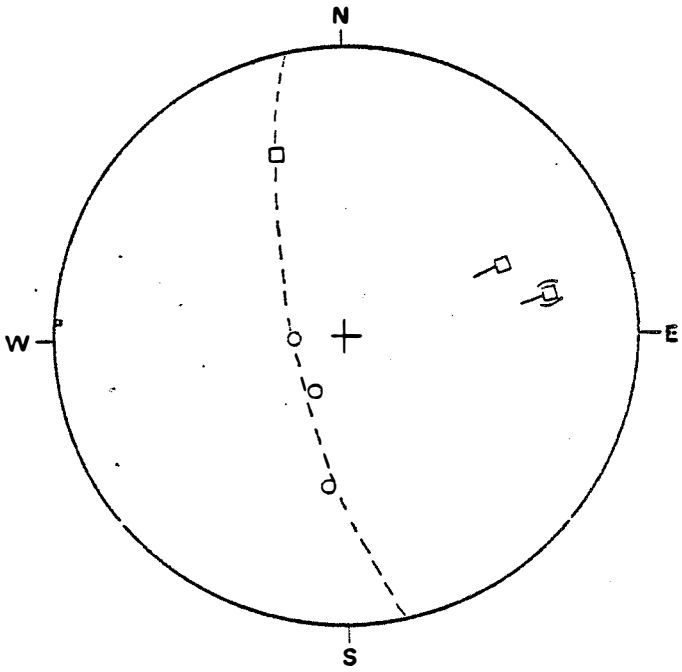


Diagramme 59 Plis de phase 4
à St Félix.

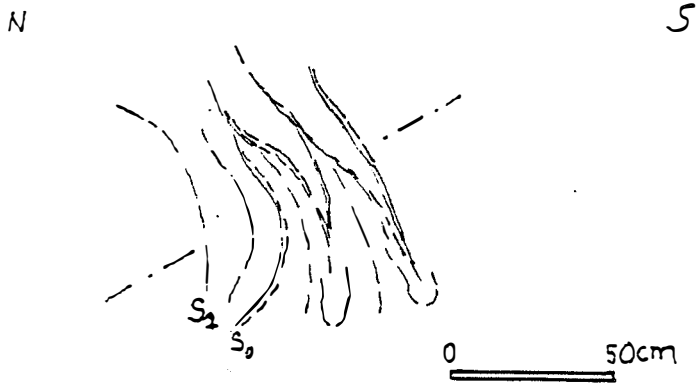


Figure 2.60 Interférence phases P_1 et 4
la Castella, secteur de St Félix

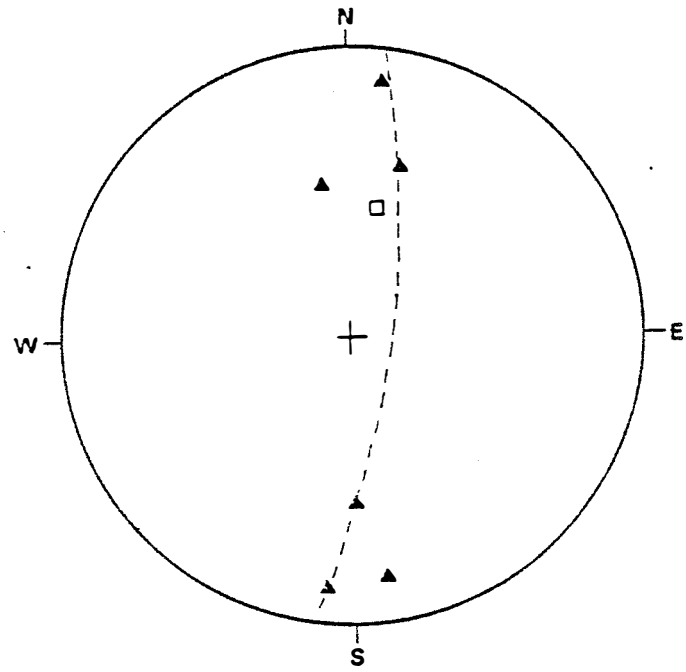


Diagramme 60

Au niveau de l'unité de Fournes elle-même, de bonnes observations structurales peuvent être faites à l'Est du village jusqu'à la route forestière de Patréou qui passe au col de la Croix de Citou (carte au 1/25000° en annexe).

Entre Castanviels et la Croix de Citou, on trouve la faille inverse du Mt Cam qui partage l'unité de Fournes dans le sens de la longueur. Cette faille inverse crée une nouvelle occurence de la même antiforme au Sud.

L'antiforme de Cabrespine affleure au bord de la route de Castanviels (diagramme 56) avec au coeur des calcaires noirs du Dévonien moyen à supérieur. Des plis de flancs sont connus à la galerie de la Croix de Citou.

De petits plis de phase 6 en kinks ont été observés (diagramme 57) ainsi que des plis en chaise de phase 4 (diagramme 58). Ils ne donnent pas de grande structure, tandis que que la phase 7-7' occasionne une flexure au niveau de la crête du Pech.

XI Le secteur de Saint Félix. Importance des failles Est-Ouest.

A l'échelle cartographique, ce secteur montre une grande faille NS dans la vallée de Rieussec (Ruisseau du Gazel) et de nombreuses failles inverses EW postérieures de même style que la faille du Mont Cam. Le suivi cartographique a permis d'identifier la plus méridionale d'entre elles à la faille du Mont Cam.

D'autre part, l'antiforme s'observe très bien dans le paysage et sur la carte, surtout à l'Est de Citou où son coeur est constitué de niveaux dévoniens supérieurs (calcaires noirs à filets rouges).

Sur le plan des petites structures, les plis métriques de phase 4 sont dominants à l'affleurement (diagramme 59) et la crête du Castella montre de belles figures d'interférence entre des petits plis de phase P_1 et des plis de phase 4 dans les calcschistes du Dévonien moyen (figure 2.60 et diagramme 60). A l'Est de Citou, l'infléchissement des structures vers le Sud-Est indique à nouveau un plissement de phase 7-7'.

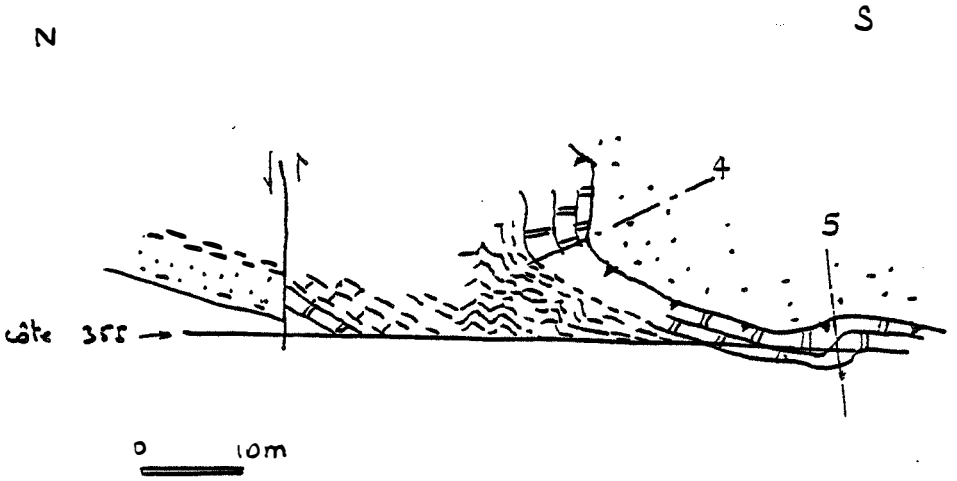


Figure 2.61a Les Traverses, Citou. Contact de base de la nappe du Minervois plissé par les phases 4, 5.

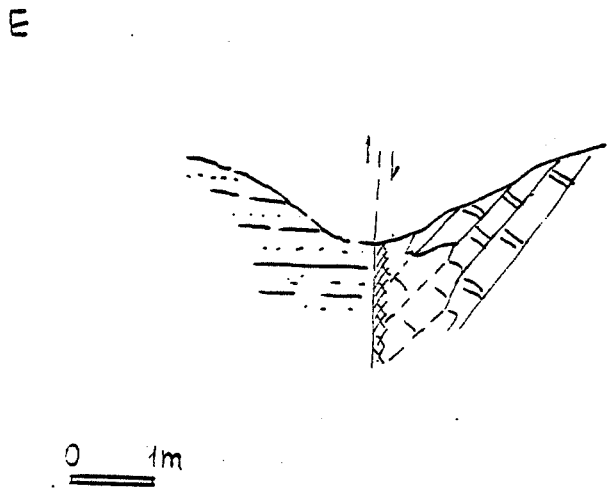


Figure 2.61b Ruisseau de la Grave. N de Limousis
Flexure de phase 7 affectant la base de la nappe

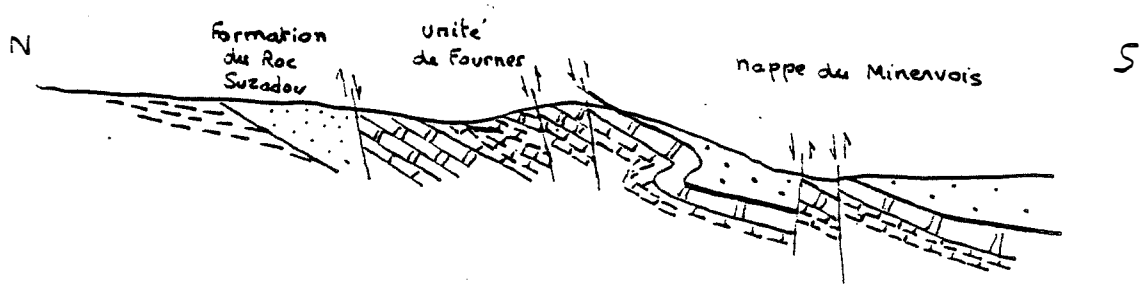


Figure 2.61c Coupe de l'Argent-double
les contacts chevauchants sont plissés par la phase 4 puis sont affectés par les failles E-W.

7 - Les contacts anormaux

Les contacts anormaux sont de plusieurs types, nous nous interessons dans ce paragraphe à ceux qui ont une importance régionale. Il s'agit en fait des contacts séparant les unités.

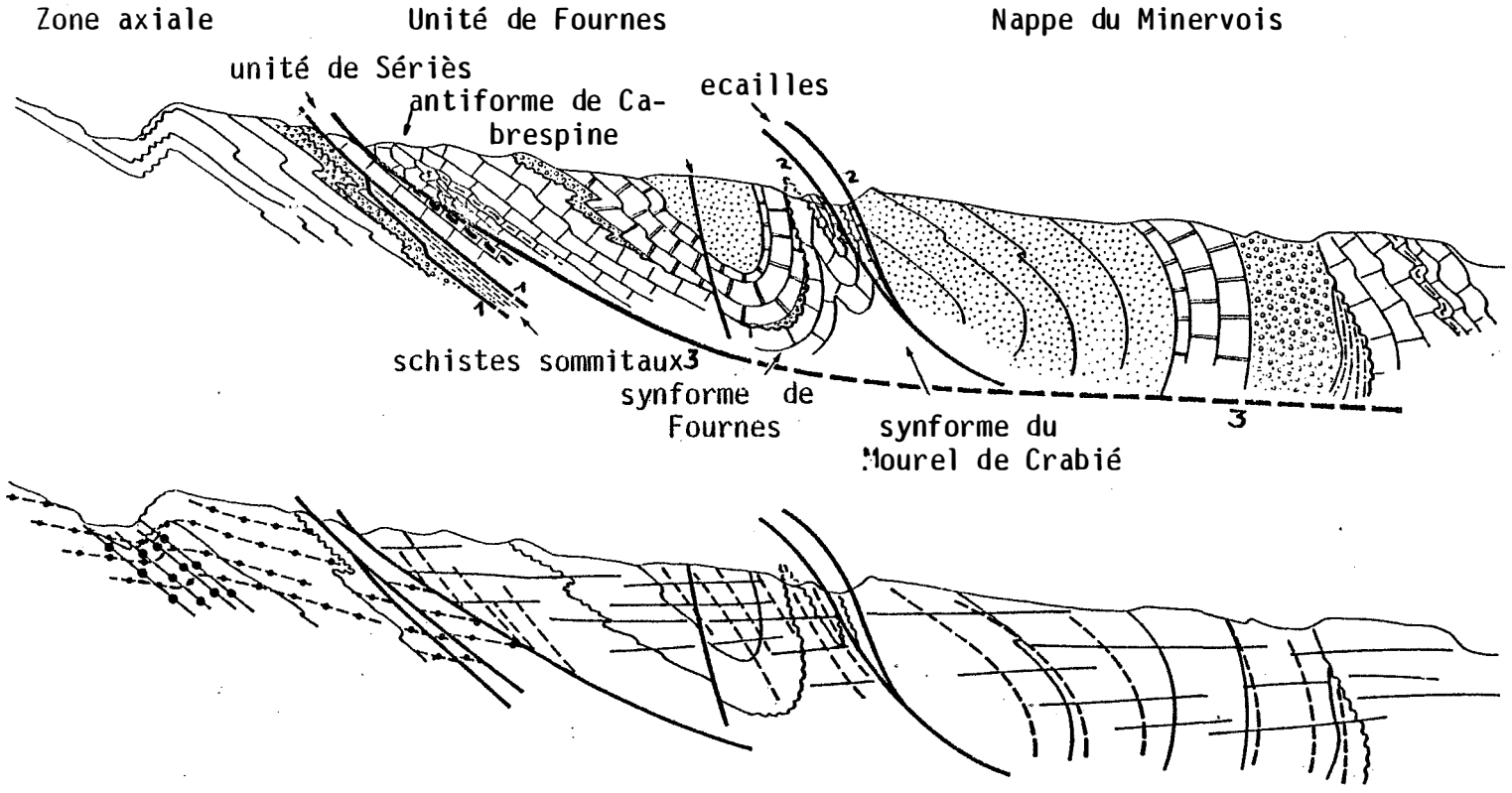
- **contact des schistes sommitaux sur la formation du Roc Suzadou** . Aux Ilhes ce contact est marqué par une zone mylonitique décimétrique tandis qu'à Cabrespine la continuité est assurée. L'importance régionale de ce contact anormal se limite au plateau de Fournes.

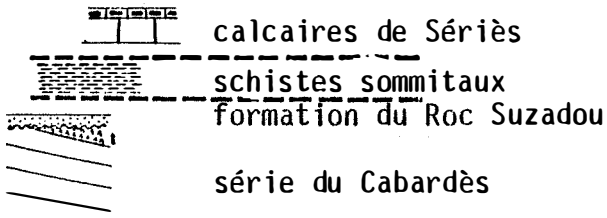
- **contact entre la formation de Sériès et les formations sous-jacentes** qui peuvent être soit la formation du Roc Suzadou soit la formation des schistes sommitaux, ce contact comme le précédent marque simplement la possibilité de glissements entre lithologies contrastées : le sommet du domaine Nord est donc écaillé.
Quelle est la signification de ces écaillages? Il s'agit souvent de de cisaillements tardifs de plis couchés de phase ϕ_2 (par exemple dans la mine de Salsigne, dans le secteur de la mine de Cabrespine ou à Carrus).

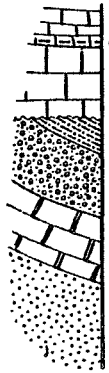
- **contact de base de l'unité de Fournes** : c'est le contact le plus important sur le plan régional, suivi depuis la mine de Salsigne à l'ouest jusqu'au ravin de Linze à l'Est, il juxtapose les calcaires de la formation de Sériès avec la formation de Fournes à l'Ouest, et les grès de l'ensemble Roc Suzadou avec les différents termes de la série dévonienne de Trassanel à l'Est depuis Cabrespine jusqu'au ravin de Linze (cf carte en annexe). La surface séparant l'unité de Fournes des ensembles sous-jacents est une structure majeure sécante sur tous les plans de schistosité des domaines Nord ou Sud. Elle se traduit par un remarquable biseau cartographique affectant la géométrie des domaines Nord et Sud, les contacts stratigraphiques comme les plans axiaux des structures. De plus elle sépare des domaines ayant subi une histoire tectonique totalement différente.

- **contact de** base **de** la nappe **du Minervois**, jalonné d'écailles tectoniques, pouvant parfois constituer de véritables

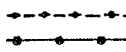
Figure 2.62 Charriages du Minervois: 1 et 2 charriages mineurs, 3 charriage majeur.
d'après M. Demange et al. 1984.



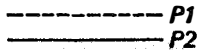




schistosités précoces:



schistosités précoces:



unités laminées en série normale. Les plans de charriage séparant les unités de Fournes, les écailles et la nappe du Minervois sont parallèles aux plans axiaux de la phase P_1. Il s'agit de glissements et d'écaillages du flanc inverse d'une grande structure P_1 postérieurement à la schistosité P_2. Dans la carrière au Sud de Citou, une mince surface de mylonites est sécante sur le plan de la schistosité P_2. Contrairement à ce que dit Arthaud (1970), les nappes sont post-schisteuses.

rapports avec les phases tectoniques tardives:

Les contacts anormaux (écaillages, plans de charriage etc.) sont affectées par les différentes phases souples tardives 4, 5, et 7, 7' (Figures 2.61 a,b,c) et par les phases cassantes NS et EW. Les écaillages sont donc antérieurs à ces déformations.

rapports avec les phases tectoniques précoces:

D'autre part, la cartographie appuyée sur l'analyse structurale a permis de montrer que les structures précoces dans les différentes unités sont tronquées par ces écaillages que ce soient les plis ϕ_2 du domaine Nord (la Bitarelle, Nord du secteur de Castanviels) ou les plis P_1 du domaine Sud (antiforme de la Grave).

Donc **Les écaillages sont postérieurs aux phases précoces.**

8 - Conclusions : évolution tectonique du Sud-Ouest de la Montagne Noire.

Il apparaît donc que durant l'orogène hercynien, le Minervois/Cabardès a subi une histoire tectonique complexe aboutissant à la juxtaposition de deux domaines largement indépendants pendant la plus grande partie de leur histoire géologique.

Un **domaine Nord** qui correspond à la zone axiale : série du Cabardès, écaille des schistes sommitaux, unité de Sériès. La présence de trois phases isoclinales d'amplitude maximum hectométrique, accompagnées pour les deux premières de transpositions du plan de stratification, caractérise ce domaine.

Un **domaine Sud** constitué par l'unité de Fournes, les écailles et la nappe du Minervois, dont la caractéristique est la présence de grands plis couchés kilométriques traversés par une schistosité horizontale postérieure.

Les phases précoces des deux domaines ne se corrèlent pas.

Le domaine Sud repose sur le domaine Nord et le contact correspond à un plan de **charriage cisaillant** tardif séquant sur les structures souples précoces. Il ne s'agit pas d'une éxagération des structures souples antérieures mais d'un charriage cisaillant post-schisteux.

L'histoire tectonique tardive est la même pour les domaines Nord et Sud : phase 4 en plis ouverts correspondant au resserrement du massif sous des contraintes orientées NNW-SSE, puis phases 5 et 6 en chevrons correspondant à d'autres régimes de contrainte, enfin plissement de plan axial méridien peut être lié à la phase cassante Nord-Sud.

Les phases cassantes Nord-Sud et Est-Ouest ont été étudiées par M. Léger dans le domaine Nord et par M. Fornari dans le domaine Sud et en mine. Elles sont similaires et jouent un rôle majeur en tant que définissant des guides pour les minéralisations.

CHAPITRE 3 - LE METAMORPHISME

1 - Le métamorphisme régional

L'hétérogénéité tectonique et lithostratigraphique des domaines Nord et domaine Sud définis aux chapitres précédents nous a amené à aborder séparément l'étude du métamorphisme de ces deux domaines.

Le domaine Nord présente un métamorphisme épizonal à mésozonal dont l'intensité croit du Sud au Nord. Le Massif de Nore constitue ainsi un exemple remarquable de métamorphisme régional, prograde, de basse pression. Ce métamorphisme présente des différences avec celui du flanc sud du Massif de l'Agout: absence de disthène dans l'Ouest du Cabardès.

Le domaine Sud, peu métamorphique en apparence sur le terrain a fait l'objet d'une étude plus spécifique de notre part à l'aide des mesures de cristallinité de l'illite.

1.1. Le domaine Nord

Nous distinguons deux stades : le stade précoce et le stade principal du métamorphisme.

Stade précoce :

Il est souligné par présence d'éclogites, préservées en boudins au sein d'orthoamphibolites jalonnant le contact entre la formation de Cubserviès et les gneiss de Nore à l'Ouest de Cubserviès. Ces éclogites ont subi une rétromorphose dans le faciès amphibolite du métamorphisme mésozonal des pélites.

La signification régionale de ces roches est encore sujette à débat.

les conditions de ce métamorphisme sont:

$650^{\circ}C < T < 700^{\circ}C$

$P < 7,3$ kbar (M. Léger 1981)

Stade principal

Définition et tracé des isogrades

Le principe de cette méthode consiste à comparer les associations minéralogiques de roches de composition chimique voisine. L'apparition ou la disparition de minéraux dans ces roches permet d'apprécier le métamorphisme. Les quatre isogrades tracés par M. Léger et par nous-mêmes en considérant les roches de la séquence pélitique sont les suivants.

isograde	formations
+ biotite	Laval
+ grenat	Mas-Cabardès/St-Julien
+ staurotide	Miraval-Cabardès/Mas-Cabardès
- chlorite + andalousite	Cubserviès

Nous avons associé à ces surfaces, les formations encaissantes. En effet, la carte en annexe, démontre un quasi parallélisme des isogrades et de la lithologie, dans un secteur allant de Miraval-Cabardès à Lespinassière.

Plus à l'Est, l'isograde du grenat a été retrouvé et tracé un peu au Sud du col de la Salette, au Fournas puis à l'Est du Gabach par R.Goutay, le faible nombre d'échantillons n'a pas permis de tracer les autres isogrades qui existent néanmoins.

Faciès de métamorphisme

La méthode des faciès considère les associations minéralogiques à **l'équilibre** dans des roches de composition chimique variable.La méthode des faciès est complémentaire de la méthode des isogrades.

L'analyse des paragénèses figure dans le mémoire de M. Léger nous nous bornerons ici à énumérer les réactions proposées dans les différentes zones à métamorphisme croissant.

Zone de la chlorite

La zone de la chlorite a fait l'objet d'une étude particulière de notre part (paragraphe suivant). De nouvelles associations minérales ont été observées dans l'ensemble du terrain étudié.

Zone de la biotite

A partir de la zone de la biotite, il s'agit des résultats de M.Léger (1981).

réactions d'apparition de la biotite:

$$3KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 5(Mg,Fe)_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 \rightleftharpoons$$

muscovite — chlorite peu alumineuse

$$3K(Mg,Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 4(Mg,Fe)_4Al_4Si_2O_{10}(OH)_8 + 7SiO_2 + 4H_2O$$

biotite — chlorite alumineuse

$$8KAl_2(Mg,Fe)_{05}Si_{35}O_{10}(OH)_2 + (Fe,Mg)_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 \rightleftharpoons$$

phengite — chlorite

$$5KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 3K(Mg,Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 7SiO_2 + 4H_2O$$

muscovite — biotite

Zone du grenat

réaction d'apparition du grenat:

$$12Fe_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 4KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 12SiO_2 \rightleftharpoons$$

Fe-chlorite — muscovite

$$16Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 4KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 48H_2O$$

almandin — Fe-biotite

Figure 3.1 Zone de la chlorite
les échantillons PI887, PI889
contiennent de la pyrite, les
analyses en roche totale sont
donc décalées vers le pôle ferrifère

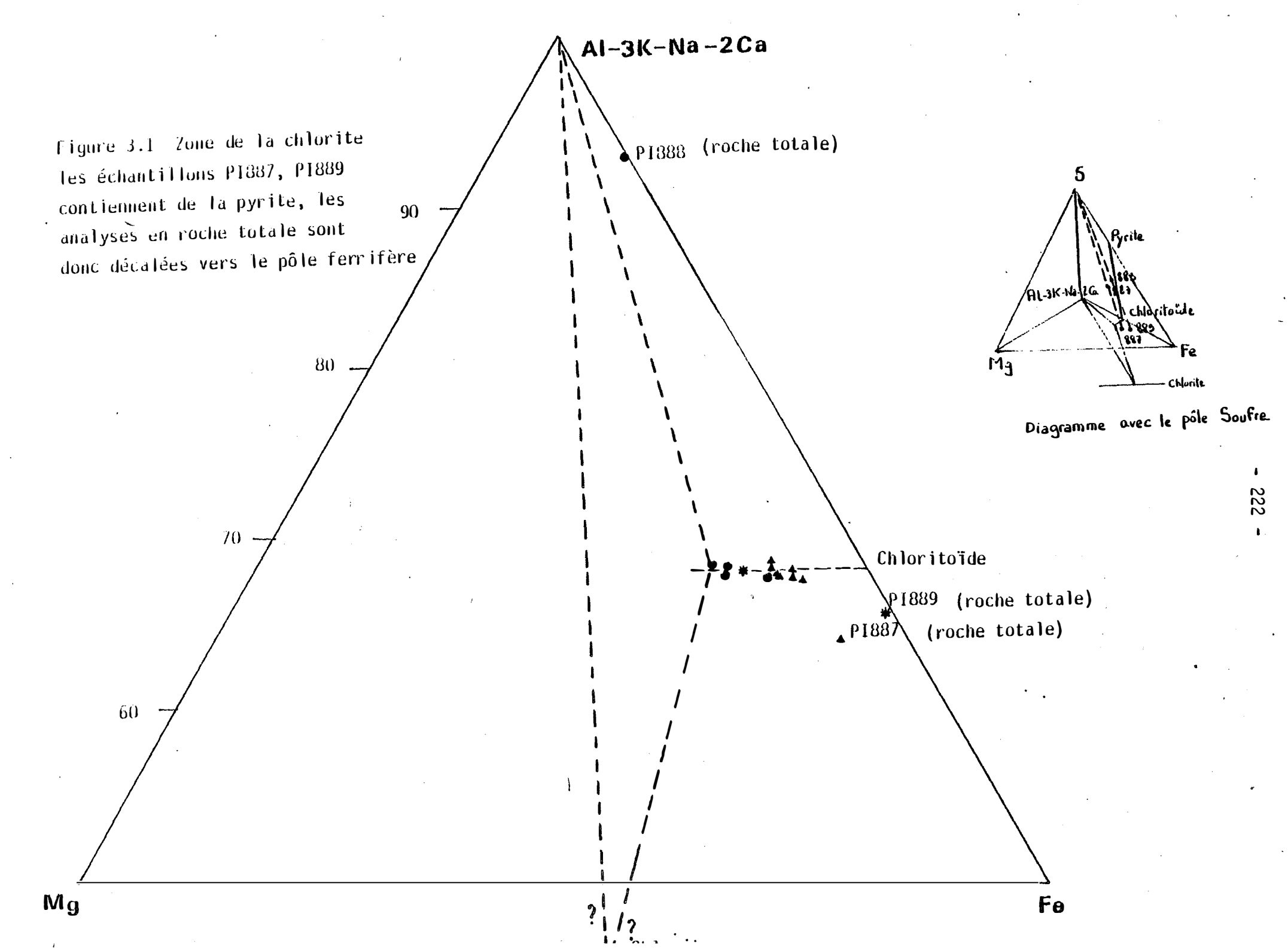


Diagramme avec le pôle Soufre

Zone de la staurotide

réaction d'apparition de la staurotide:

$$16Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 39(Mg,Fe)_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 65KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 \rightleftharpoons$$

almandin — chlorite — muscovite

$$48FeAl_5Si_2O_{12}(OH) + 65K(Fe,Mg)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 69SiO_2 + 132H_2O$$

staurotide — biotite

Zone de l'andalousite

réaction d'apparition de l'andalousite à partir de la cordiérite

$$5(Mg,Fe)_5Al_4Si_5O_{18} + 14(Mg,Fe)_2Al_5Si_2O_{12}(OH) + 8KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$$

cordiérite — staurotide — muscovite

$$\rightleftharpoons 53Al_2SiO_5 + 8K(Fe,Mg)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 7H_2O$$

andalousite — biotite

Liste des associations observées dans la zone de la chlorite.

Tous les échantillons contiennent quartz, zircon, tourmaline et sphène. Si l'on note C'-Φ' la variance du système réduit à trois constituants indépendants Al-3K-Na-2Ca, Fe-Ti, Mg (Demange Gattoni 1978) : on obtient la liste :

associations avec muscovite :

	C'-Φ'	localisation
chlorite	2	RS RMC Ser Ilh Mine
andalousite	2	RS (grès K1)
andalousite chloritoïde	1	RS (grès K1)
chloritoïde	2	RS RMC Ser Mine
andalousite disthène	1	RS

associations sans muscovite :

andalousite chloritoïde	2	RS (grès K1)

(RS = Roc Suzadou ; RMC = crête au Nord de Castanviels ; SER = Sériès Ilh ≠ Les Ilhes ; Mine = mine de Salsigne,niveaux 12 et 13).

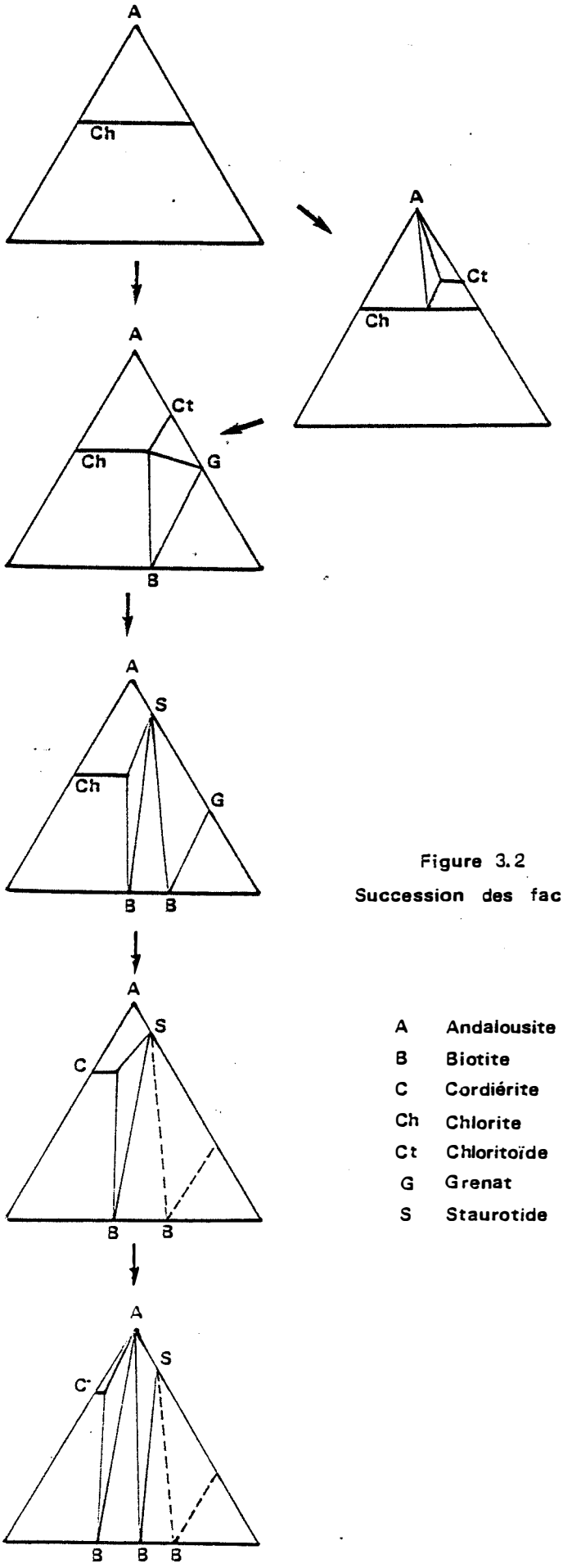


Figure 3.2
Succession des faciès

A	Andalousite
B	Biotite
C	Cordiérite
Ch	Chlorite
Ct	Chloritoïde
G	Grenat
S	Staurotide

Au microscope, l'andalousite se présente en nodules millimétriques aplatis, à section en forme de baguette, souvent flexurée par la phase 4. Le chloritoïde se présente en baguettes de 200µ de long, disposés soit en rosettes, soit en cristaux isolés dont l'orientation statistique est parallèle à S_2. Ces deux minéraux sont situés dans les filets de phyllites entourant les grains de quartz ou bien simplement entre les grains de quartz sans présence de muscovite. Le disthène observé par R. Goutay (1984) est en petits cristaux à bords francs et présente deux clivages nets.

Nous n'avons pas observé les associations chlorite-chloritoïde ni andalousite-chlorite.

Influence du chimisme :

Nous avons reporté sur le diagramme de la figure 3.1 les analyses des trois roches contenant du chloritoïde et de l'andalousite PI887, PI888, PI889 ainsi que les analyses de ces minéraux à la microsonde Camebax de Louvain-la neuve.

La saturation en alumine (M. Fonteilles 1976) des roches (appartenant à l'ensemble K_1) à andalousite de la zone de la chlorite est inférieure à 20 %, ce qui justifie l'apparition de ce minéral selon la réaction :

pyrophyllite → andalousite + vapeur

La chloritoïde est généralement un minéral de la zone de la chlorite dans le faciès des schistes verts, mais il peut être stable dans le faciès des amphibolites, et coexiste avec la staurotide dans le Cabardès.

Hoschek (1969) compare les compositions chimiques des roches à chloritoïde et les roches sans chloritoïde et aboutit à des critères chimiques qui n'indiquent qu'une tendance générale. Les roches où le chloritoïde est stable présentent les caractéristiques suivantes :

1. une teneur en Al_2O_3 relativement élevée
2. une faible teneur en alcalins et calcium
3. un haut rapport Fe/Fe + Mg

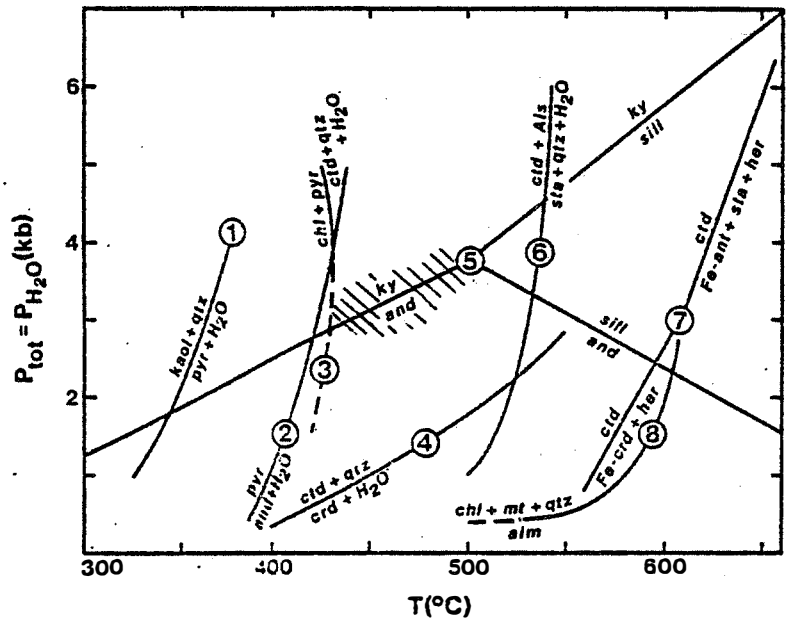


Figure 3.3 d'après La Tour et al. (1980)

Grille de réactions mettant en jeu les associations minérales du Roc Suzadou. Les roches de cette étude ont été métamorphisées dans des conditions physiques comprises entre les courbes des réactions 3 et 4 secteur hachuré. Références des coubes: 1: Thompson 1970, 2:Kerrick 1968, 3: Hoschek 1969, 4: Schreyer 1965, 6: Richardson 1968, 7: Grieve and Fawcett 1974 8: Hsu 1968.

Deux roches à chloritoïde de l'ensemble K_1 (série du Roc Suzadou) ont une composition chimique les plaçant en dehors du domaine théorique correspondant à l'association chloritoïde-andalousite (Figure 3.1). Cependant elles contiennent de la pyrite et sont donc déplacées vers le pôle ferrifère.
La réaction de formation du chloritoïde proposée par Hoschek est la suivante :

Fe-chlorite + pyrophyllite → ct + q + V

Ici la chlorite réagit en présence de la kaolinite ou de pyrophyllite (Hoschek 1969) tandis que pour les roches de composition pélitique banale elle réagit plutôt avec le mica et/ou d'illite (E. Seidel et al. 1975).

Nous sommes donc en mesure de proposer une succession de faciès de métamorphisme pour le massif de Nore, qui est résumée à la Figure 3.2.

Le problème du disthène de Peyroubayle (Roc Suzadou)

Le disthène se rencontre dans des roches siliceuses blanches présentant l'association quartz, plagioclase, muscovite, andalousite, disthène. Ces roches sont situées à proximité du contact avec les carbonates dévoniens. Ce minéral n'étant pas relique, il faut imaginer des conditions physiques compatibles avec sa présence. Rappelons que plus à l'Est et plus bas dans la série, existent des associations à disthène (P. Jamet et M. Demange, communication orale .

Conditions physiques du métamorphisme

zone de la staurotide-chlorite

En utilisant et comparant les géothermomètres et géobaromètres de Ferry et Spear (1978) et de Thompson (1976), Demange et al. (1981) estiment les conditions physiques dans la zone de la staurotide, en deça de l'isograde -chlorite, les valeurs proposées sont:

$T = 550°C \pm 50°C$

$P = 3,5 \pm 0,5$ kbar

zone de la chlorite

La réaction (réaction n°3) :

Fe chlorite + | kaolinite → chloritoïde + quartz
| pyrophyllite

a été calibrée par Hoschek (1969); elle donne un minimum de température de 425°C.

La stabilité de l'assemblage. Ct + M + O et l'absence de Staurotide, de grenat et de cordiérite ferrifère démontre que les conditions dans la zone de la chlorite n'ont pu excéder celles définies par les réactions :

Ct + Als → St + q + V	réaction 6 Richardson (1968)
Ct + q → Fe-cord + V	réaction 4 Schreyer (1965)

Als = silicate d'alumine ; alm = almandin ; Fe-Chl = chlorite ferrifère ; Ct = chloritoïde ; Fe-cord = cordiérite ferrifère ; q = quartz ; v = vapeur.

Ces réaction définissent un domaine du champ T,P.
La température obtenue à partir de la grille de la Figure 3.3 est :

$425 < T < 530°C$

La présence de pyrite et l'absence d'hématite indique des valeurs de fo_2 proches du tampon QFM. $T \simeq 475°C$.

Estimation de la pression par la teneur en Si^{4+} des phengites (Velde 1967) :

Le dosage de la silice dans les micas se heurte à des difficultés. La valeur que nous retiendrons a été mesurée sur une muscovite du Roc Suzadou (PI887) et donne une teneur de 3,23 ce qui indique pour $T = 450°C$: $P = 3,2 \pm 0,5$kbar

Ces valeurs appartiennent au champ précédemment défini dans la grille pétrogénétique et sont compatibles avec la présence de disthène. En effet la courbe de réaction andalousite disthène intersecte le domaine défini pour :

$2.8 < P < 3.7$ kbars
$425 < T < 500\ °C$

1.2 Le domaine Sud

1.2.1. Introduction

Dans cette partie nous considérerons la question du métamorphisme dans le domaine sud : unité de Fournes écailles, nappe du Minervois.

Signalons qu'au Sud-Est de la Montagne Noire la nappe des monts de Faugères a fait l'objet d'une étude métamorphique (in Engel, Feist, Franke 1978).

Cette nappe, quoique dans une position structurale comparable avec le Minervois c'est à dire jouxtant la zone axiale, est séparée du domaine étudié ici par le recouvrement des unités charriées du Pardailhan, inconnues sur le plan du métamorphisme.

Le Minervois dans son ensemble n'a vraisemblablement pas subi de métamorphisme intense. Si on élimine la biotite hydrothermale centrée autour du gisement de Salsigne, la minéralogie observée dans les nombreux niveaux pélitiques se limite à des associations de la zone de chlorite (quartz, plagioclase, orthose, muscovite, chlorite et accessoires.

1.2.2. La fraction phylliteuse comme possible indicateur du métamorphisme

Les roches gréseuses ou carbonatées calcaires ou dolomitiques montrent souvent des évidences de recristallisations aux joints des grains ou de l'ensemble de la roche. Mais ce genre de phénomène existe depuis la diagenèse par enfouissement important jusqu'au métamorphisme. L'évolution de la fraction phylliteuse est beaucoup plus discriminante car cette fraction subit certaines transformations caractéristiques du métamorphisme, tantôt continues (variations de cristallinité, de chimisme des minéraux) tantôt discontinues (disparition des interstratifiés, réactions chimiques entre les phases en présence, départ d'eau, etc...).

Un deuxième avantage consiste dans le fait que le matériel gréso-pélitique à fraction phylliteuse importante est très abondante

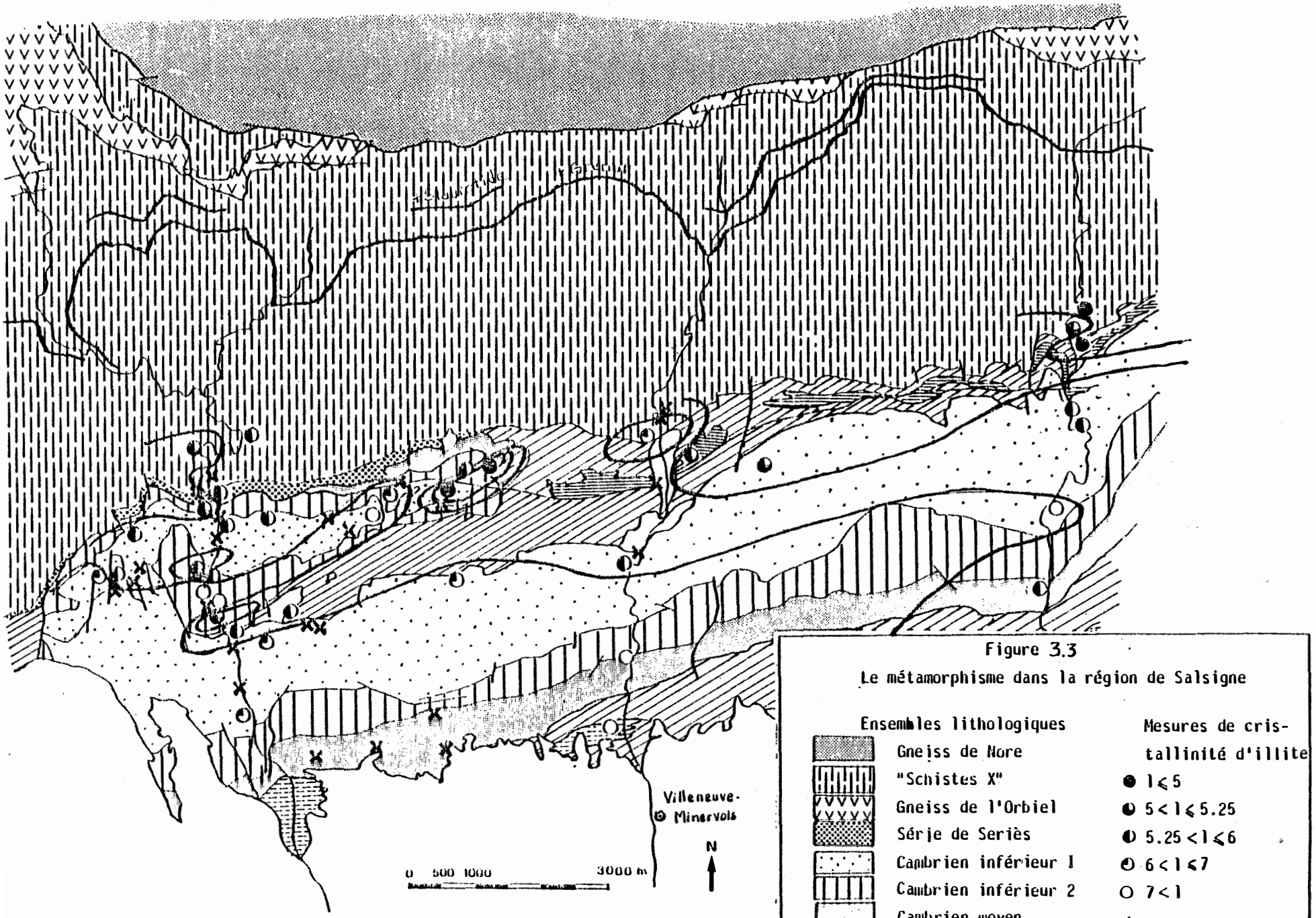


Figure 3.3

Le métamorphisme dans la région de Salsigne

dans le Minervois : la puissante série de Marcory (1200 m) (chapitre 1), et la série des alternances du Cambrien inférieur ainsi que la série schisto-gréseuse du Cambrien moyen couvrent 70 % de la région visée par l'étude métamorphique.

1.2.3. Etude de la cristallinité de l'illite

Accéder à la composition minéralogique des phyllites par l'étude au microscope est parfois difficile du fait de la petite taille des minéraux (10 microns) et des confusions possibles entre les espèces. Nous avons utilisé préférentiellement les rayons X qui donnent des renseignements à la fois sur la composition chimique et sur la structure des minéraux.

L'étude de la **cristallinité de l'Illite** permet de reconnaître la diagenèse d'enfouissement profond, l'anchimétamorphisme et l'épimétamorphisme (Dunoyer de Segonzac et al 1968) et de tracer des limites entre les domaines concernés par ces phénomènes.

Dans ce but, nous avons échantillonné les niveaux pélitiques ne contenant pas de micas détritiques en incluant les roches de toutes les unités structurales du domaine Sud, ainsi que quelques roches de la série du Cabardès. Au Sud, l'ensemble du paléozoïque du Minervois a été échantillonné au contact avec les formations tertiaires du bassin de Carcassonne. Deux échantillons de pélites de la série de Marcory ont été prélevées dans la Mine de Salsigne au niveau 12, dans la galerie du Puits Castans. La carte de la Figure 3.4 synthétise les positions des 68 échantillons.

Les échantillons ont été traités au laboratoire de rayons X du Centre de géologie générale et minière (Ecole des Mines de Paris) par M. Thiry qui a pris en charge la préparation des échantillons et la réalisation du spectre de rayons X, et qui a nous a aimablement aidé dans le dépouillement des résultats.

Préparation : Tout d'abord, il fait rappeler que les roches argileuses contiennent souvent des phyllosilicates provenant du démantèlement de

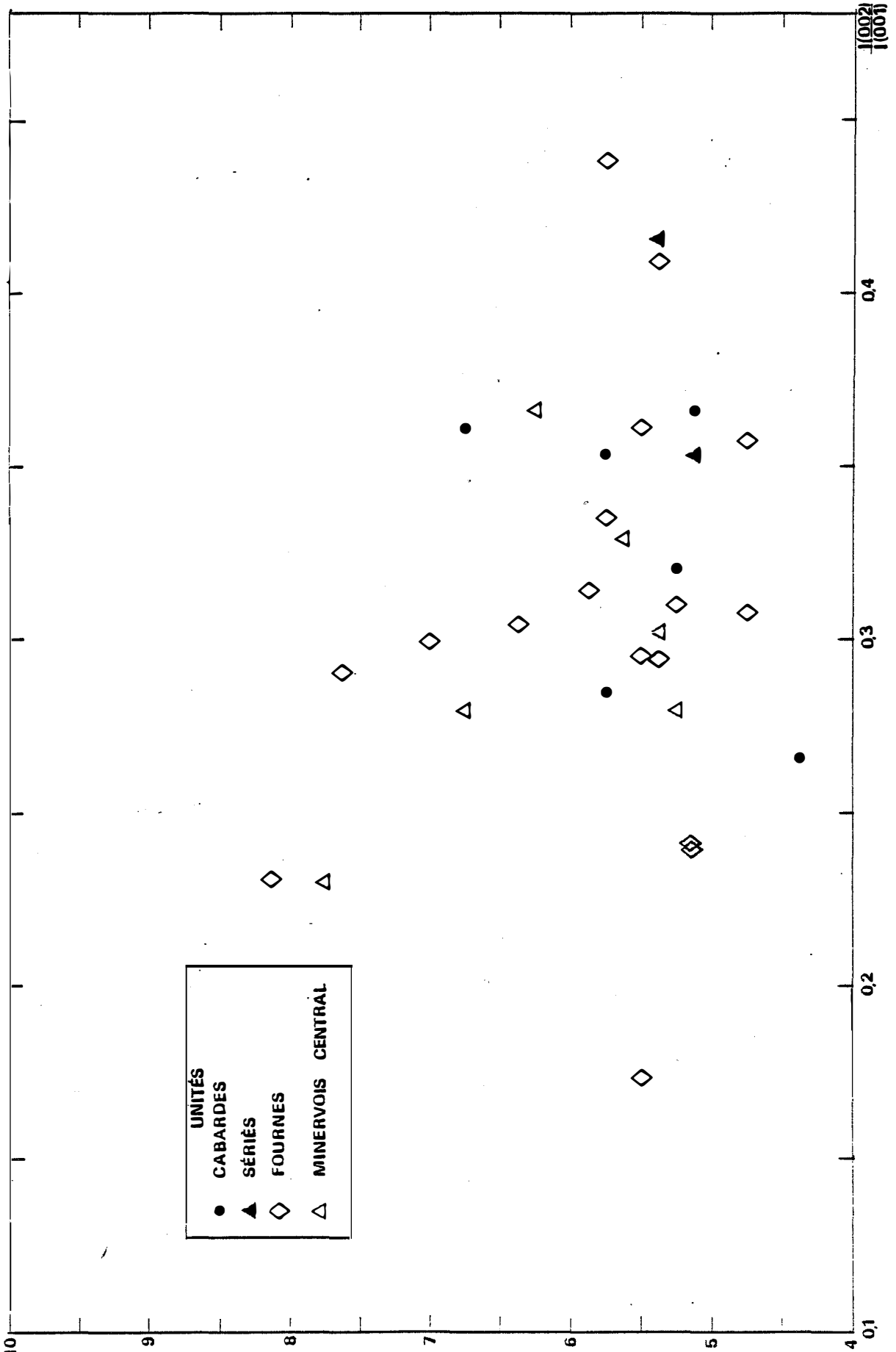

UNITÉS
CABARDES
SÉRIÉS
FOURNES
MINERVOIS CENTRAL
L(001)
I(002)/I(001)
10
9
8
7
6
5
4
0,1
0,2
0,3
0,4

Figure 3.5

roches magmatiques ou métamorphiques qui apportent un degré de cristallinité plus élevé. Il est nécessaire de conserver uniquement les fractions fines dont la cristallinité traduit dans une certaine mesure, le degré de métamorphisme. Ce résidu fin est obtenu par broyage de la roche attaque à l'acide et pipetage.

Etude des spectres de rayons X

La largeur à mi-hauteur du pic à 10 A (001) de l'illite fournit un bon indice de cristallinité de ce minéral (Kubler 1966). Ces indices ont été reportés sur le diagramme de la Figure 3.4 tenant compte du rapport d'intensité des pics à 5 $_f$ (002) et 10 $_f$ (001) (Esquevin 1969).

Les cristallinités mesurées dans le domaine Sud correspondent à des illites recristallisées dans le sommet de l'épizone. Le rapport I(002)/I(001) aux alentours de 0,4 indique qu'il s'agit de micas blancs phengitiques. Une mesure à la microsonde donne 4 % de fer total.

Mais de nombreux échantillons présentent une grande variété de minéraux argileux, vraisemblablement néoformés et doivent être écartés de l'étude métamorphique. Des variations de cristallinité peuvent en effet accompagner les néoformations. Les spectres de rayons X indiquent par exemple la présence fréquente de smectite et de kaolinite, plus rare de vermiculite, minéraux déjà signalés par Dunoyer de Segonzac (1969).

Les indices de cristallinité des 33 échantillons dépourvus de minéraux néoformés sont résumés sur la Figure 3.5 incluant des mesures du domaine Nord.

Cette carte fait apparaître un gradient métamorphique très irrégulier, peut-être croissant du Sud au Nord et des anomalies nombreuses dans l'unité de Fournes. Le Sud du Minervois Central présente des cristallinités faibles la largeur du pic atteignant 9,4, proches de l'anchizone tandis que dans le Nord-Minervois la disposition des mesures est plus complexe. Dans les alternances gréseuses et carbonatées du Cambrien inférieur 2, les valeurs de la cristallinité sont beaucoup plus basses que dans le reste des niveaux échantillonnés.

Les micas blancs sont des illites banales d'après les analyses faites à la microsonde. Il n'y a pas de paragonite dont le pic à 9,7 A pourrait se juxtaposer au pic à 10 A de l'illite. Il est plus vraissemblable d'imaginer que ces terrains n'ont pas subi de métamorphisme important pendant suffisament longtemps pour qu'on atteigne un état stationnaire.

Pour comparaison, le domaine Nord a fait l'objet d'une étude des cristallinités dans la zone de la chlorite et montre une faible dispersion des mesures ($1 \leqslant 6$).

1.3. Conclusions

Dans le chapitre 2, nous avons proposé de distinguer deux domaines dont les histoires tectoniques sont indépendantes. Le domaine Sud repose sur le domaine Nord par l'intermédiaire d'un **contact cisaillant** majeur. Ce chapitre montre que le **degré de métamorphisme semble avoir été différent** dans chacun des domaines.

Le domaine Nord a été métamorphisé dans le faciès des amphibolites (stade principal) ; les isogrades sont parallèles au contact des gneiss et de la couverture. Il s'agit d'un métamorphisme de type intermédiaire basse-pression et le sommet de cet ensemble a subi une température d'environ 400°C, correspondant à des paragénèses typiquement épizonales.

Le domaine Sud correspond au sommet de l'épizone voire à la limite épizone-anchizone d'après l'étude de la cristallinité de l'illite. De plus sa structure métamorphique est indépendante de celle du domaine Nord. Cette singularité de la répartition des intensités du métamorphisme tend à suggérer que la mise en place du domaine sud est postérieure au métamorphisme.

2. Le métamorphisme hydrothermal au voisinage du chevauchement

La région des mines de Cabrespine montre le développement spectaculaire de **nodules plurimillimétriques** verdâtres (Figure 3.6), dont le grand axe est orienté dans le schistosité S_2 (correspondant à la phase ϕ_2 du domaine Nord). Ces nodules se développent dans la formation des tufs (sommet de la série du Cabardès) à la fois dans les niveaux volcaniques et volcanosédimentaires et dans les niveaux purement pélitiques où ils sont plus petits (diamètre 1 mm). Ces transformations affectent une région d'extension limitée, allant de Matte Arnaude à l'Ouest aux mines de Cabrespine à l'Est. Des roches non-altérées sont également présentes dans ce secteur. L'apparition de ces nodules n'est pas régionalement contrôlée par les structures ; il s'agit d'un phénomène post-tectonique.

Au microscope, ces nodules montrent un assemblage de chlorites très colorées et d'opaques. Les chlorites vertes très colorées et de petite taille correspondent vraisemblablement à des amas de pinnite dérivant d'anciennes cordiérites. Dans certains nodules s'observent des minéraux reliques en baguettes ou en rosettes (chloritoïdes ?), pseudomorphosés par des oxydes de fer. Il pourrait s'agir de l'association réactionnelle :

chloritoïde + quartz → Fe-Cordiérite + H_2O

étudiée et calibrée par Schreyer (1965).

Les chlorites vert pâle en grands cristaux observées dans certains de ces nodules pourraient provenir de l'altération des deux minéraux chloritoïde et cordiérite ferrifère et non de l'altération de biotite comme nous l'avions d'abord présumé (Demange et al. 1983). Nous avons en effet observé des reliques de minéraux en baguettes dans les nodules de pinnite.

L'association Fe Cordiérite - muscovite dans la zone de la chlorite est incompatible avec le métamorphisme régional intermédiaire de basse pression. Il s'agit donc d'un métamorphisme de type hydrothermal ou de contact étant donné sa faible extension. Sa position à proximité du "métallotecte contact schistes X paléozoïque" (Tollon 1970) est tout à fait remarquable.

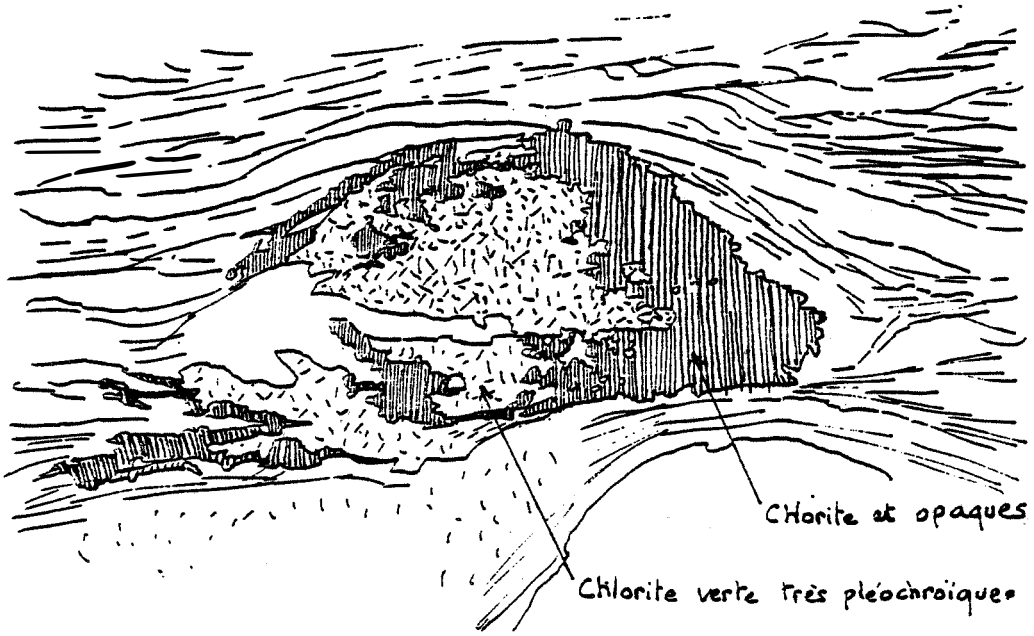


Figure 3.6 Nodule millimétrique de pinnite provenant de Cabrespine, métamorphisme très local, àproximité du contact anormal majeur.

CHAPITRE 4 - LES MINERALISATIONS

Introduction

Le district métallifère de Salsigne regroupe de nombreux gîtes et indices d'importance variable dans un rayon d'une dizaine de kilomètres autour de l'important gisement de Salsigne lui-même exploité pour Au, As, Ag, Cu. La plupart d'entre eux ont été répertoriés par le service géologique de la Société des Mines et Produits Chimiques de Salsigne qui nous a transmis tout document les concernant. Nous nous sommes intéressés à l'activité métallogénique à l'Est de la mine de Salsigne, les indices situés à l'Ouest ayant fait l'objet du travail de F. Thiercelin (à paraître).

Panorama historique

Cette région est riche en vestiges d'activité minière datant parfois de l'époque romaine ou du moyen-âge. Les travaux anciens recherchaient principalement le fer et la cuivre. La découverte de l'or est récente puisqu'elle date de 1892 par M. Esparseil de la société d'études scientifiques de l'Aude. Observé pour la première fois au Roc des Cors, au Nord du village de Limousis, l'or fut trouvé ensuite dans l'ancienne mine de fer de Salsigne. La région connut alors une véritable fièvre de l'or et de nombreuses galeries de prospection furent creusées. Dans le premier quart du XX^{ème} siècle, plusieurs mines ou prospects ont été exploités. Citons Salsigne en 1908, Villanière (1898), Malabau (1913), Villardonnel (1922), pour les gîtes aurifères et Lastours (1922), la Caunette (1910) pour les gîtes argentifères et cuprifères. Certains disparaissaient après quelques années d'activité sans avoir fait de bénéfice.

Finalement, seul le gisement de Salsigne s'est révélé contenir un tonnage rentable. Cette mine est exploitée par la Société des Mines et Produits Chimiques de Salsigne (SMPCS) depuis 1924.

TABLEAU I

type	nom	localisation	travaux	encaissant	paragénèse
Stratiforme sédimentaire	Lastours	Est du village		gédinnien	py. mag. c. hem.
couche à quartz mispickel	(la Jourdanne)				
	Salsigne	Mine de Salsigne	mine depuis 1908	séries du Cabardès, du Roc Suzadou	msp. py. po. bi. bt. c. gal. bl.
	Nartau - Carrus	Nord-Est de Villanière	ancienne mine	séries du Cabardès, du Roc Suzadou	
	Cabrespine	Ouest du village côte 625	ancienne mine	séries du Cabardès, du Roc Suzadou	msp. py. po. bi. bt. c. mc.
	Rieussec-Castanviels	Combe-Lambert	ancienne mine	séries du Cabardès, du Roc Suzadou	msp. py. po. mc. c. bi. bt. bl.
filons Nord-Sud à mispickel	Artémie	Sud de Mas-Cabardès	2 galeries 1899 1907	série du Cabardès (b)	msp. py.
	la Matte	Est de Pradelles	sondages	série du Cabardès (d)	msp.
	le Rieutort	1km au Nord de Labastide	2 galeries 1935 1955	série du Cabardès (d)	msp. py.
	Combe Massagne	Nord du Roc Soufrate	galerie	série du Cabardès (j)	msp. py. po. bi. bt. bl. c.
	les Ilhes	Le Pradet		série du Roc Suzadou	msp. py. po.
	Fontaine de Santé	Mine de Salsigne	carrière exploitée	grès de Marcory	msp. py. po. bi. bt. c. bl. au.
	Cabrespine	Ouest du village	ancienne mine	séries du Cabardès, du Roc Suzadou	msp. py. po. bi. bl. c.
	Rieussec	Combe Lambert	ancienne mine	série du Roc Suzadou	oxydes
filons BPGC	les Barreins	Est de Lastours	ancienne mine galeries	cambrien inférieur dolomitique	bl. py. gal. c. cg.
	Roc des Cors	Nord de Limousis	galeries	dévonien inférieur	py. c.
	la Grave	ruisseau au NE de Limousis		dévonien inférieur	py. c.
filons EW à chalcopyrite	Mas Cabardès	500m au Nord du villlage	galeries 1890 1911	série du Cabardès (e)	py. po. c.
	Labastide-Esparbairempé	sortie Nord du village	galerie 1890	série du Cabardès (e)	py. c. f.
	le Pujol	Cuxac-Cabardès		série du Cabardès (e)	py. c.

Légende : au.= or bi.= bismuth bl.= blende bt.=bismuthinite c.= chalcopyrite cg.= cuivres gris f.= fluorine gal.= galène hem.= hématite mag.= magnétite mc.= marcasite msp.= mispickel po.= pyrrhotite py.= pyrite

En 1970 fut découvert une minéralisation "en couche" encaissée dans les "schistes X" de la mine de Salsigne. Cette couche constitue actuellement une part importante des réserves de la mine. La prospection actuelle est centrée sur cet objectif.

Récapitulation des indices

Le domaine que nous avons cartographié contient une quinzaine d'indices. Le tableau I ci-après en donne la liste ; ils sont également reportés sur la carte au 1/25000 joint en annexe. Ces indices peuvent être classés en quatre catégories :

1. les **minéralisations stratiformes sédimentaires**
2. les **filons EW ou NS à blende, pyrite, galène, chalcopyrite** (et parfois minéraux d'argent)
3. les **filons NS à mispickel,** pyrrhotine, or
4. les **minéralisations en "couche"** en mispickel, quartz, pyrite, pyrrhotine, or.

L'encaissant des filons de type 2 ou 3 peut être soit les "schistes X" des auteurs, séries du Cabardès, du Roc Suzadou et des schistes sommitaux, soit le paléozoïque du Minervois détritique ou carbonaté. La paragénèse n'est pas la même suivant l'encaissant, mais de nombreuses observations (continuité des filons) viennent à l'appui de cette classification simplifiée (voir paragraphes correspondants).

Nous avons limité l'étude métallogénique au Nord-Minervois ; les gisements des nappes de Pardailhan et du Minervois (La Caunette, Pujol de Bosc, Villerambert) n'ont fait l'objet que d'études bibliographiques.

1 - Les minéralisations stratiformes sédimentaires

1.1 Le minerai de fer de Lastours

A la base de la formation gédinnienne de Lastours (cf chapitre 1), existe un niveau remarquable par sa richesse en fer. Ce niveau s'exprime très bien sur les deux flans de la synforme de Salsigne et il est connu également dans la nappe du Minervois. Il s'agit d'un minerai d'origine sédimentaire ayant subi un léger métamorphisme régional (peut être épizonal), comme l'ensemble de l'unité de Fournes (cf chapitre 3). Plus précisément, nous avons séparé deux types de minerai

- une série de couches de minerai de fer oolithique à valeur stratigraphique.
- une couche à hématite et à magnétite interstratifiée dans la série.

Le minerai de fer oolithique

Dans le détail, il s'agit d'une succession de niveaux oolithiques dont seul le terme de base mérite le nom de "minerai de fer". Ces grès rouges sont formés d'une accumulation d'oolithes, d'hématites, de grains de quartz et de fossiles épigénisés par les hydroxydes de fer.

Les fossiles, de diamètre parfois centimétrique, sont reconnaissables bien que fracturés : il s'agit de fragments de Bryozoaires, de Polypiers et d'Entroques. La paragénèse comprend hématite, goethite, quartz, zircon, hydroxydes de fer et chlorite, parfois sidérite et calcite.

Au dessus de cette couche, viennent des faciès ferrugineux intermédiaires rouges, à matrice calcaire et argileuse, et des oolithes d'hématite, moins nombreux. Enfin, l'ensemble est surmonté d'un calcaire gréseux vert à oolithes de chlorite ferrifère, riche en fossiles fracturés.

Origine du minerai de fer oolithique

L'enveloppe concentrique et la présence des mêmes bioclasts- ou lithoclasts dans les nucléi des oolithes et dans le ciment ainsi que l'abscence de traces d'usure de la zone corticale indiquent une formation des oolithes in situ.

Il pourrait s'agir à l'origine d'une zone côtière montrant les produits de désaggrégation d'un relief mature (latéritique?) d'abord en milieu agité oxydant, puis en milieu réducteur. Cette succession est à rapprocher des "couche rouge" et "couche verte" du minerai de fer Lorrain de la région de Longwy-Briey (S. Caillère, M. Kraut (1954)).

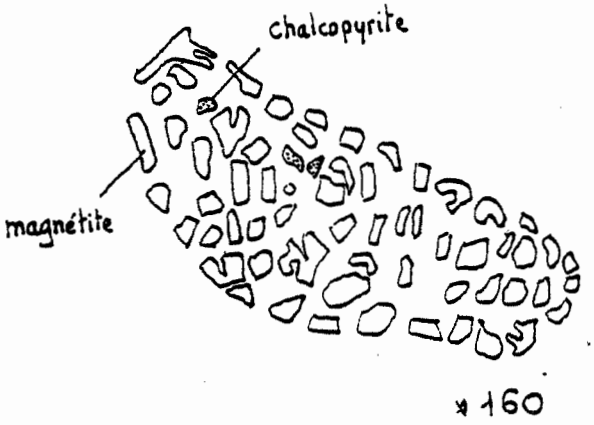
Le **niveau à magnétite**

Le niveau à magnétite et hématite, épais de 10 à 15 cm, est une roche rouge formée de quartz anguleux dans une matrice d'hématite et de magnétite traversée par des filons millimétriques à centimétriques de chlorite verte fibreuse. Les lithoclasts sont identiques à ceux de la couche à oolithes. La paragénèse comprend magnétite, hématite, goethite, quartz, zircon et hydroxydes de fer à pouvoir réflecteur très bas.

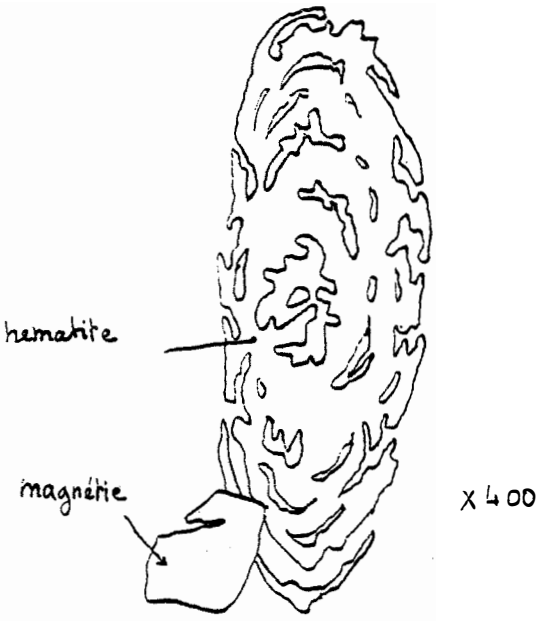
En section polie (Figure 4.1), la magnétite montre des sections octaédriques et se trouve parfois au coeur des ooïdes, parfois dans la zone corticale ou dans l'enveloppe. Ce minéral est sécant sur les filets concentriques d'oxyde de fer constituant l'oolithe. Associé aux zones riches en magnétite, il existe de petites plages de chalcopyrite.

L'origine de cette paragénèse à hématite, magnétite et chalcopyrite est probablement hydrothermale. L'échantillon a été pris dans le faisceau filonien du Mourel de La Grave, à chalcopyrite, blende, galène.

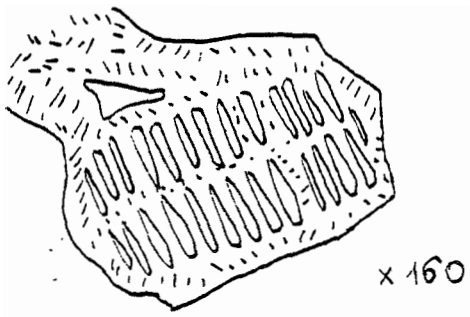
Affleurements régionaux de ces minerais : Mont Simel, Courribiès, Pertusac.



4.1a Niveau à magnétite et chalcopyrite



magnétite sécante sur le cortex des oolithes



fossile épigénisé par les hydroxydes de Fer

4.1b Minerai oolithique

Figure 4.1. Niveaux ferrugineux de Lastours (Gédinnien).

1.2 Les autres minéralisations stratiformes synsédimentaires

Au sein du domaine que nous avons cartographié existent quelques concentrations synsédimentaires sans valeur économique. Nous les signalons pour mémoire :

* manganèse dans le Dévonien supérieur (calcschistes et calcaires du Frasnien)
* barytine et galène dans le Cambrien moyen (Sériès) retrouvées dans le ruisseau d'Ourdivielle (nappe du Minervois)
* blende galène dans les carbonates (dolomies) du Cambrien inférieur (Bibaud, vallée de l'Argent-double).

2 - Les filons mésothermaux à blende, pyrite, galène, chalcopyrite

Nous avons regroupé dans cette catégorie des minéralisations filoniennes encaissées dans des fractures d'orientation diverses NS ou EW mais présentant des associations minéralogiques particulières témoins d'une activité hydrothermale importante sur le plan régional.

Nous avons observé des filons à chalcopyrite et pyrite de part et d'autre du chevauchement majeur du Minervois séparant domaine axial (Nord) et domaine nappé (Sud). Aucune minéralisation sécante sur ce contact à l'affleurement n'a été observée (ni décrite dans la littérature), cependant d'après l'analogie des paragenèses, il paraît vraisemblable que nous avons affaire à une même phase de minéralisation.

2.1 Le Domaine Sud

a. Secteur de Lastours

Dans le secteur de Lastours, plusieurs travaux miniers anciens recoupent les minéralisations filoniennes à chalcopyrite des Barreins (ou Barrencs).

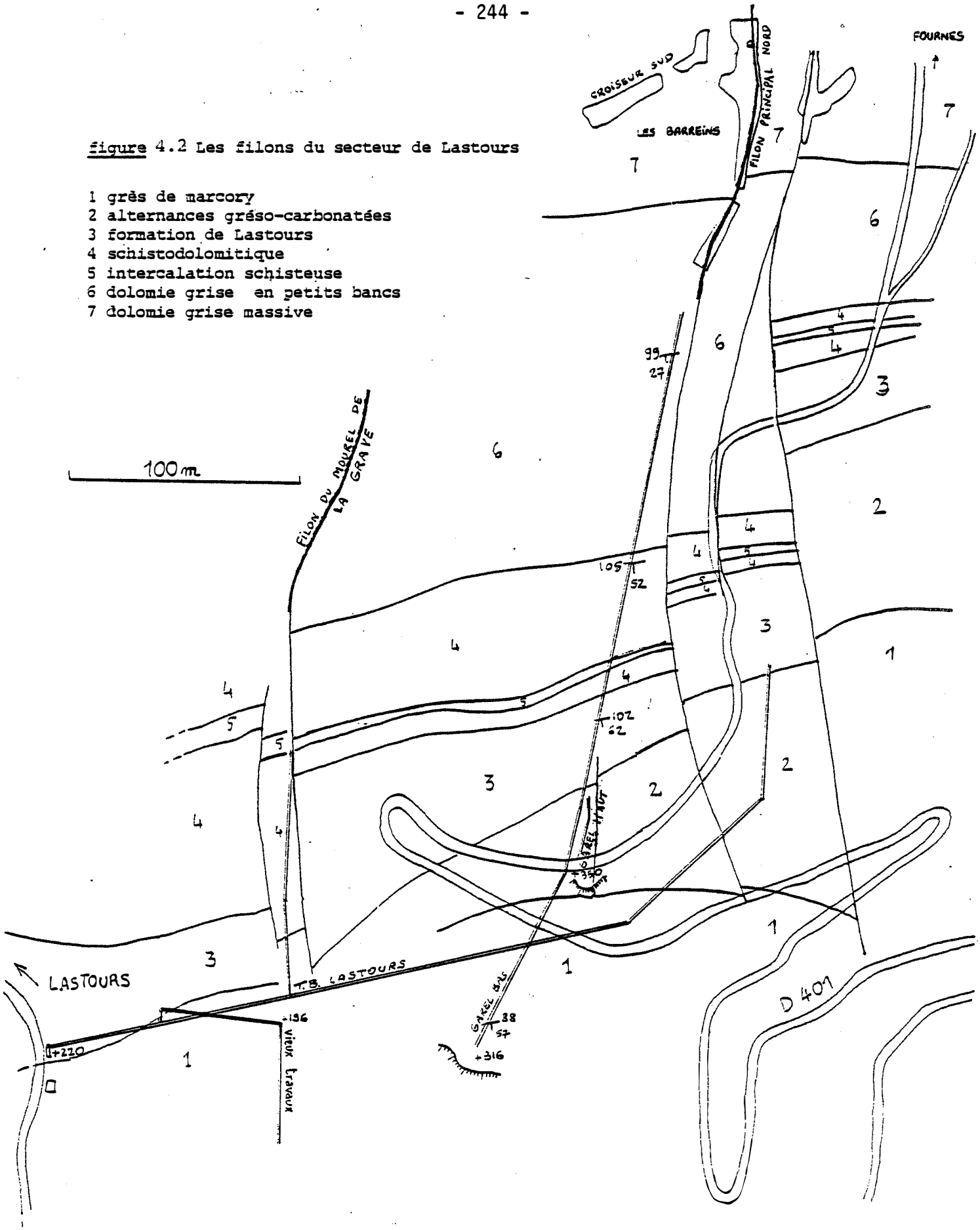


figure 4.2 Les filons du secteur de Lastours

1 grès de marcory
2 alternances gréso-carbonatées
3 formation de Lastours
4 schistodolomitique
5 intercalation schisteuse
6 dolomie grise en petits bancs
7 dolomie grise massive

Deux filons principaux subverticaux (Figure 4.2), représentant l'essentiel de ces minéralisations, ont été exploités depuis l'époque gallo-romaine. Les minéralisations sont encaissées dans des failles ayant joué en décrochement senestre. Selon J. Crouzet (1972), pendant l'exploitation échelonnée sur plusieurs siècles, 200 000 tonnes de minerai ont été extraites pour produire des métaux non ferreux : principalement du cuivre. En 1968, la Société des Mines et Produits Chimiques de Salsigne a effectué une campagne de sondages dans ce secteur et il est apparu que les filons se réduisent : 5 cm en profondeur. L'intérêt suscité par de hautes teneurs de quelques échantillons (Cu 43%, Ag 1200 g/t, selon J.Crouzet (1972)) est vite retombé étant donné le tonnage très restreint. L'or ne dépasse que très rarement 1 p.p.m., le sondage S36 ayant montré des teneurs de 6,6 g/t. Le levé des galeries Garel que nous avons réalisé confirme le contrôle par la tectonique cassante et l'appauvrissement des filons en profondeur.

La paragenèse de ces filons est constituée par chalcopyrite, pyrite, galène, cuivre gris et blende. Cependant la chalcopyrite est dominante. La blende, plus rare, apparaît en cristaux automorphes altérés contenant des exsolutions de chalcopyrite (Figure 4.3). La pyrite est également en cristaux automorphes contenant cette fois des inclusions de galène. La galène existe aussi sous forme de plages indépendantes et les cuivres gris y sont associés.

I Un type à chalcopyrite dominante quasi-exclusive est encaissé dans une brèche carbonatée.

II Un type à pyrite, blende, galène, cuivres gris, sans chalcopyrite est encaissé dans la dolomie noire du Cambrien inférieur (dolomie litée) sous forme de petites veinules.

III Un type à quatre minéraux en proportion équivalente: blende, pyrite, galène, chalcopyrite se trouve dans les dolomies siliceuses claires et/ou dans les niveaux détritiques gréso-argileux.

Une zone de cémentation à bornite a été observée : il s'agit de niveaux contenant des chalcopyrites en cours de transformation complète en bornite.

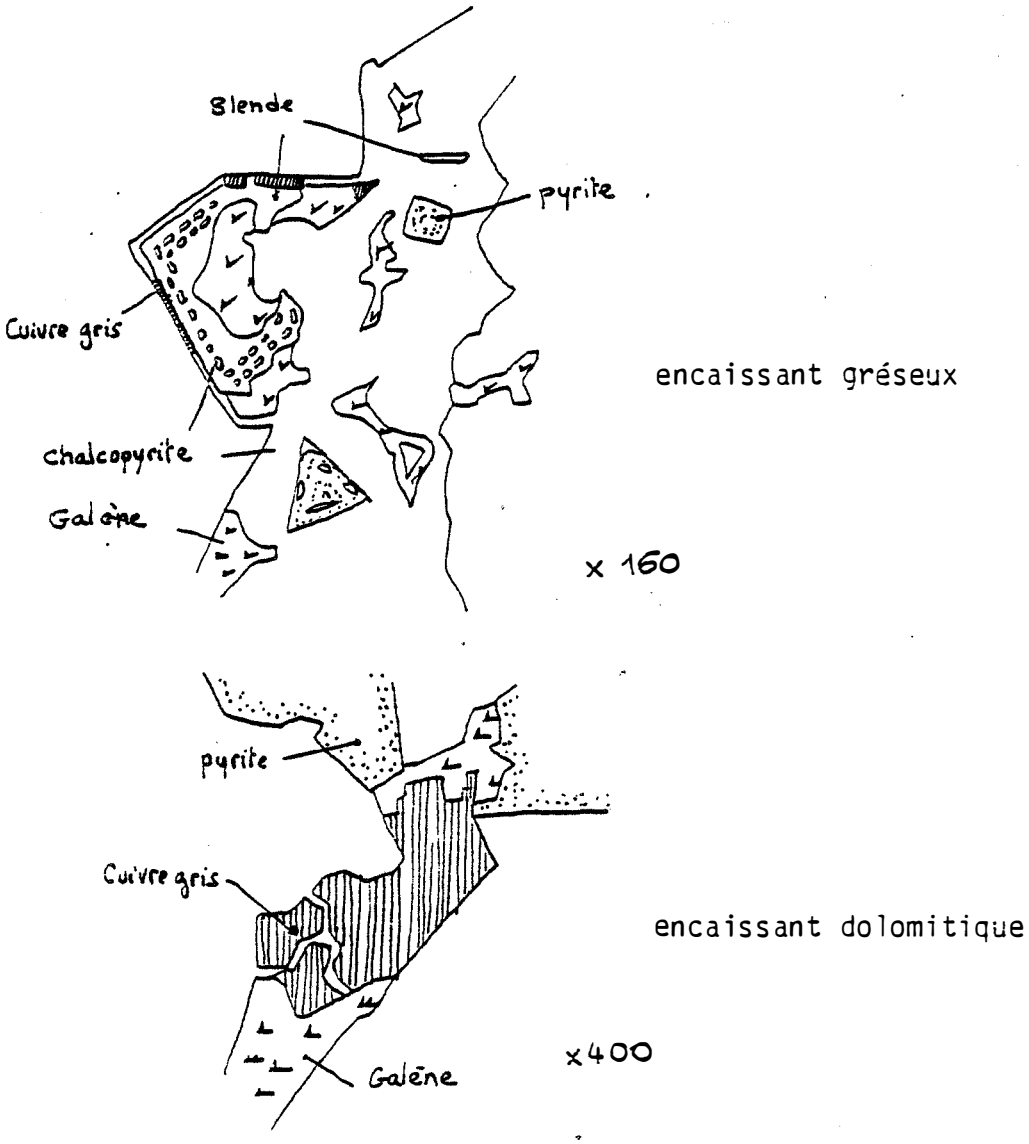


Figure 4.3 Aspect microscopique des minéralisations tardives des filons des Barreins.

Remarque

Dans ces filons de Lastours, MM. Picot et Tollon ont trouvé une phase de minéralisation précoce comparable à celle de Salsigne mais sans or, très réduite par rapport à la phase BPGC.

Ainsi selon ces auteurs, il faudrait rajouter à la paragénèse l'association précoce mispickel, pyrite, pyrrhotite avec matildite $AgBiS_2$ (ou schapbachite) et de plus:

1. une famille de sulfoantimoniures et sulfoarséniures d'argent :Pearceite-Polybasite, Pyrargyrite-Proustite, Jalpaïte (p. 213 de l'atlas des minéraux métalliques, P. Picot et al. 1977).

2. une famille de minéraux de Bismuth, comprenant des sulfures ou sulfoarséniures complexes : Bismuth, Bismuthinite, Aïkinite, Emplectite, Wittichenite.

Ainsi, le secteur de Lastours montre l'exemple d'une succession de deux phases de minéralisations : une minéralisation précoce à mispickel, pyrrhotite, argent et bismuth ; une minéralisation tardive à blende, pyrite, chalcopyrite, galène et cuivres gris.

Plus au Sud, dans la nappe du Minervois, un gisement du même type (La Caunette) montre des paragénèses dépourvues de mispickel (Tollon 1970) et des paragénèses liées à la phase tardive de minéralisations (BPGC minéraux d'argent).

b. Secteur de Limousis

Il s'agit des travaux miniers du Roc des Cors, séparés du village de Limousis au Sud par le ravin de La Grave. De plus, un petit filon méridien affleure à l'Est dans le ruisseau de La Grave et constitue une réplique du filon du Roc des Cors (Figure 4.4).

Comme dans le secteur de Lastours, les minéralisations jalonnent des fractures de décrochement senestre : la flèche du décrochement du Roc des Cors est de 25 mètres, celle du décrochement de La Grave est de 150-200 mètres.

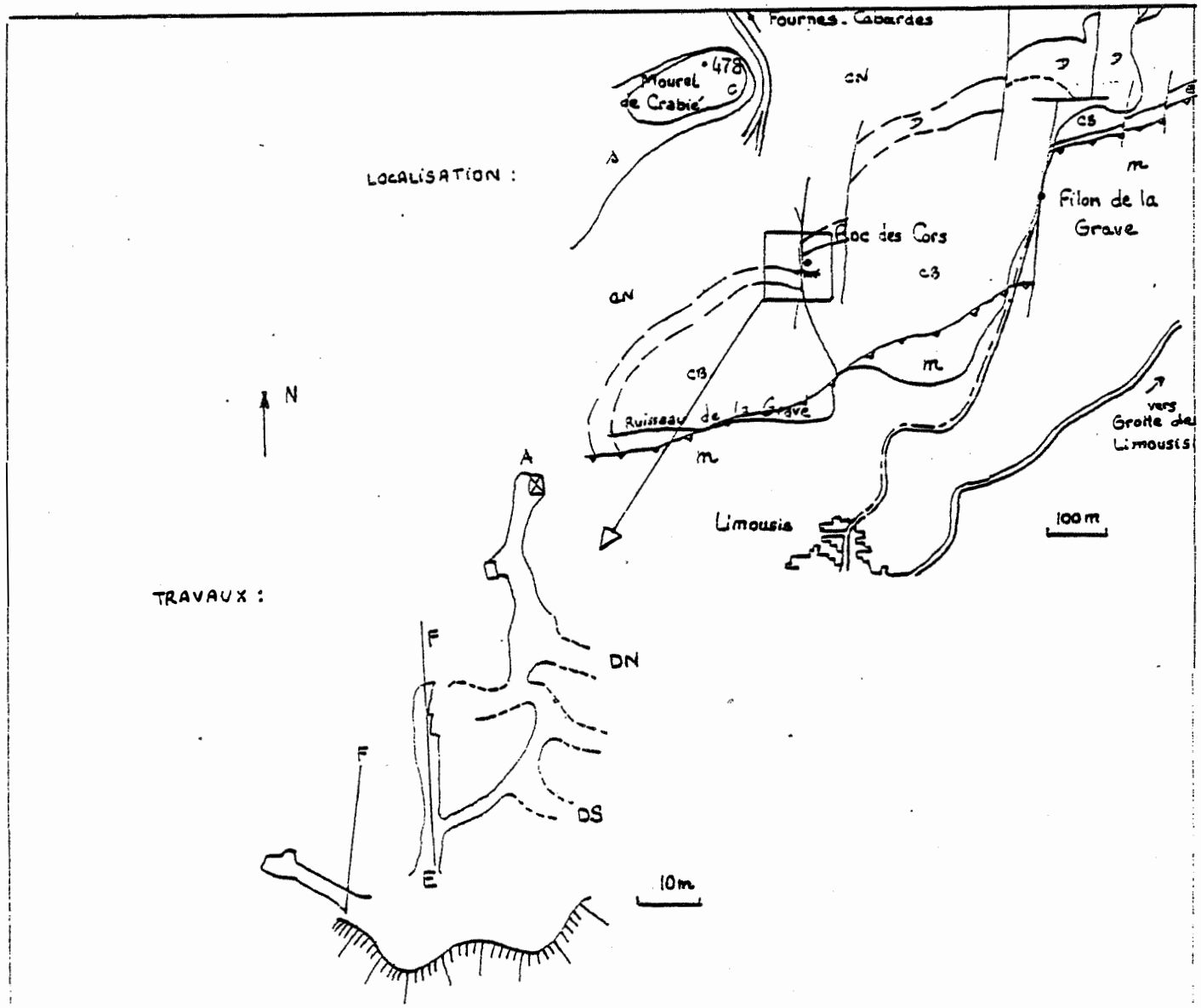


Figure 4.4

Le Roc des Cors

Plan des travaux miniers

n	nappe du Minervois	c	calcaire à *Archéocyathus*	A	avancement
e	écailles	s	schistes noirs	F	faille
CB	calcaire blanc	E	entrée de la galerie		
D	dolomies	DS	descenderie Sud		
CM	calcaire noir	DN	descenderie Nord		

Dans les deux cas, les épontes des filons sont altérées parfois sur plusieurs dizaines de centimètres. L'encaissant est constitué par le calcaire blanc du Dévonien moyen. Dans une zone externe par rapport aux minéralisations, il montre quelques cristaux rhomboédriques de sidérite, de taille plurimillimétrique et de couleur brunâtre. Ensuite, en se rapprochant des veines à chalcopyrite, vient une roche à ciment de sidérite et de limonite. On trouve des élements de calcaire blanc non-altéré. Enfin, le filon lui-même est constitué par de la chalcopyrite et de la pyrite en gros cristaux dans une gangue de sidérite et calcite.

C'est dans le filon du Roc des Cors que M. Esparseil (1894) a découvert de l'or. La paragénèse du filon que nous avons échantillonné sur haldes comprend chalcopyrite, pyrite, blende, galène, cuivre gris. Nous n'avons pas retrouvé d'or s'exprimant minéralogiquement. Enfin, les analyses MPCS du filon de La Grave montrent qu'il est stérile en or.

Par rapport aux filons de Lastours, le contrôle structural par les décrochements Nord-Sud est le même tandis que la paragenèse est différente (large prédominance de la chalcopyrite sur les autres sulfures). Comme à Lastours, le tonnage, lié à la puissance des filons est trop faible pour justifier une poursuite de la prospection.

2.2 Le Domaine Nord
Les minéralisations à chalcopyrite dans les schistes du Cabardès

Il s'agit de minéralisations de faible puissance, encaissées dans les fractures EW liées à la phase cassante la plus tardive en Cabardès.

Ces minéralisations sont connues depuis le début du siècle et ont donné lieu parfois au percement de galeries de prospection : districts de Labastide-Esparbairenque, de Mas-Cabadès, mais aussi de Pujol-La Cabasse, Perayret, Gleyre, La Calm, La Farenque ; donc essentiellement dans les vallées du Rieutort, de l'Orbiel et à l'Ouest de celles-ci.

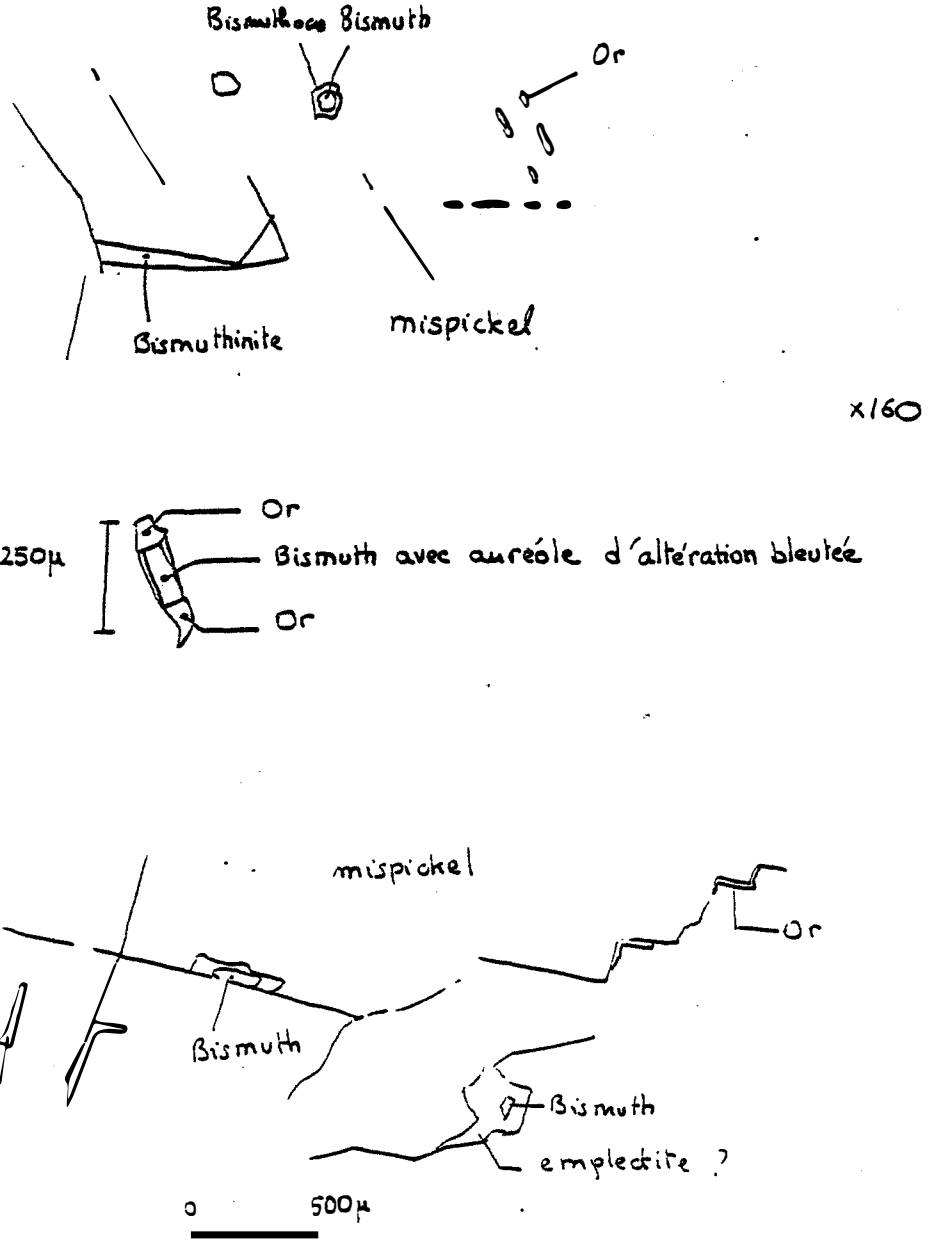


Figure 4.5 Paragenèse des grès riches au microscope. cristaux millimétriques de mispickel contenant des inclusions d'or.

La paragénèse comprend quartz, fluorine, scheelite (M. Desneulins communication orale), barytine, chalcopyrite, pyrite (Viallèle). Exceptionnellement, au Carnier (Nord de Miraval), il existe des minéralisations orientées EW à mispickel et bismuthinite, pyrrhotite. Par contre, il n'a pas été trouvé de blende ou galène dans ces filons.

Les minéralisations à fluorine semblent strictement contrôlées par la présence d'un encaissant légèrement carbonaté (formation de Mas-Cabardès, série du Cabardès).

Une étude métallogénique a permis de décomposer la paragénèse en deux phases de minéralisation :

1. phase à chalcopyrite, quartz et pyrite γ 350° C
2. phase à calcite puis fluorine γ 100° C
3. fractures à remplissage d'Ankérite.

(Léger 1981)

3 - Les filons NS à mispickel et minéralisations associées

3.1 Introduction

De très nombreux indices et gisements de ce type ont été répertoriés par F. Tollon (1970) et par le BRGM (Aubague et al 1977) :

- Capservy, Villardonnel, Malabau, Cumiès, Peyrebrune à l'Ouest de la mine de Salsigne
- Fontaine de Santé, Ramèles qui constituent le gisement de Salsigne proprement dit
- Combe Massagne au Nord de Salsigne, prolongement probable de Fontaine de Santé
- Mas-Cabardès (artémie), Cubserviès, La Matte, Le Rieutort, plus au Nord encore
- Nartau-Carrus (ancienne mine)
- Les Ilhes
- Cabrespine (ancienne mine)
- Castanviels
- Rieussec (mine)

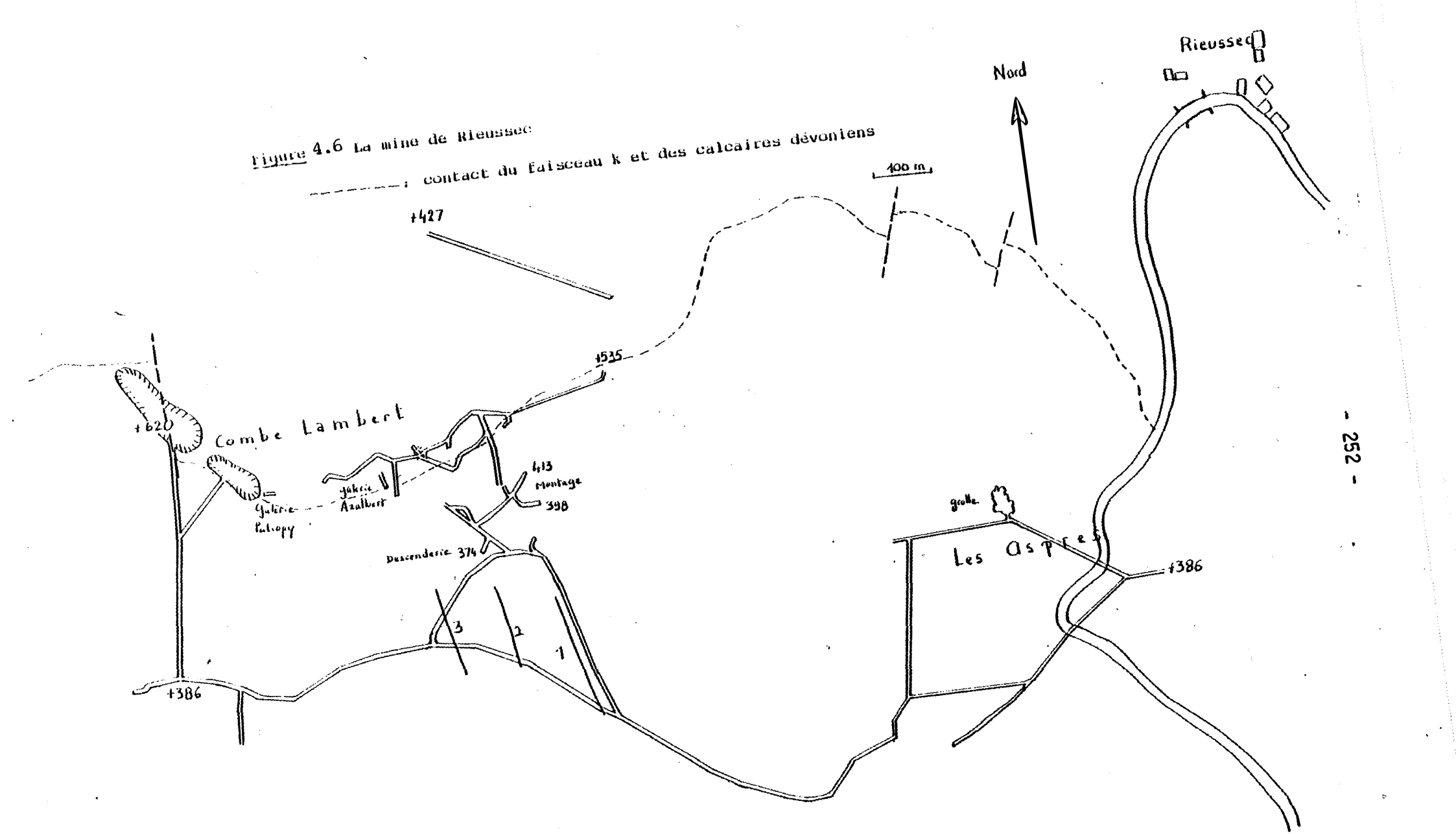


Figure 4.6 La mine de Rieussec

-------- : contact du faisceau k et des calcaires dévoniens

Parmi ces minéralisations filoniennes subverticales Nord Sud et minéralisations associées, nous avons distingué plusieurs types suivant l'encaissant :

1. type **"grès riche"** dans les grès de Marcory ou les grès des alternances du Cambrien inférieur. Il s'agit d'imprégnation à partir de filons et de brèches filoniennes à mispickel prédominant, pyrite, pyrrhotite, bismuth, bismuthinite et or très souvent visible au microscope (Figure 4.5). Les teneurs atteignent facilement plusieurs centaines de grammes par tonne.

2. type **filonien massif à mispickel,** pyrite, pyrrhotite. Exemple Fontaine de Santé, aujourd'hui exploité principalement en carrière. Il s'agit d'un remplissage de fractures ouvertes liées elles-mêmes à la phase 7 de déformation. L'encaissant gréso-pélitique est constitué par les séries du Cabardès, du Roc Suzadou ou bien par le Cambrien inférieur.

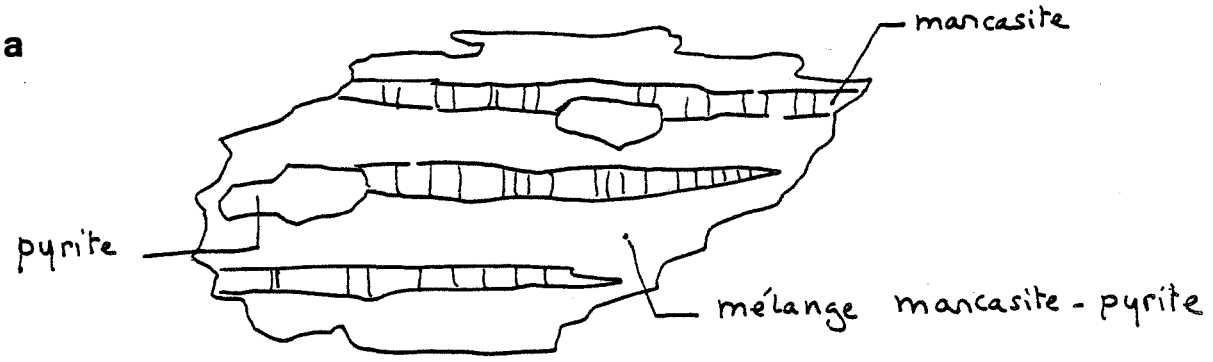
3. type **"minerai d'imprégnation"** aux épontes des filons, à pyrite, pyrrhotite et mispickel. Il se rencontre dans les encaissants carbonatés : dolomies et alternances du Cambrien inférieur de la mine de Salsigne, interlits calcaires dans les schistes sommitaux de Cabrespine.

Nous avons étudié dans notre secteur des indices principalement encaissés dans la formation du Roc Suzadou et apparentés au type 2. Nous en présentons ici deux exemples : la mine de Rieussec et la Mine de Cabrespine.

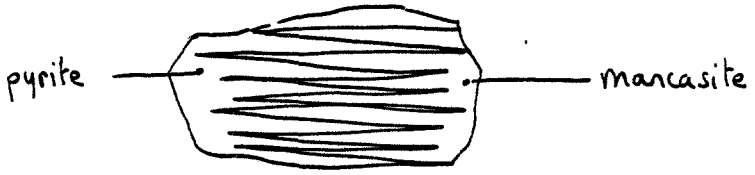
3.2 La mine de Rieussec

Historique

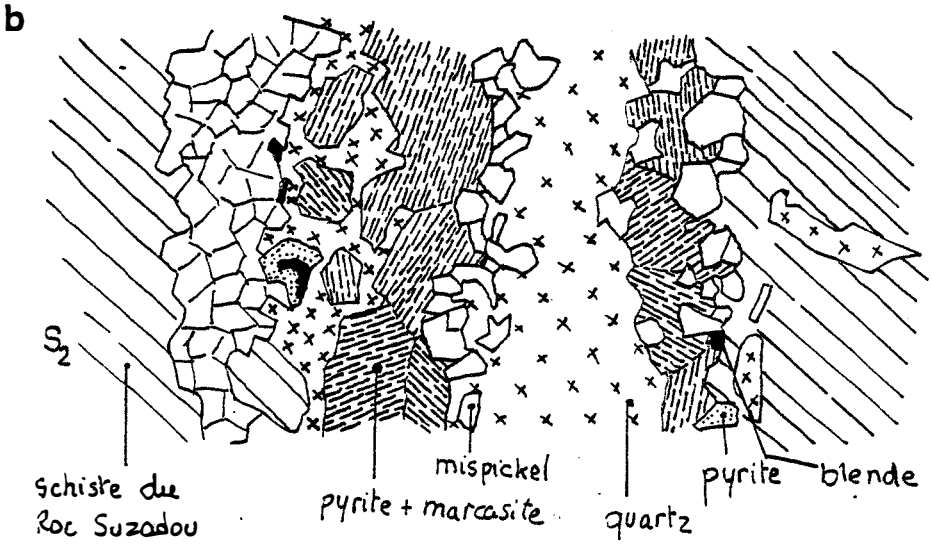
Entre Castanviels et Rieussec, le lieu-dit Combe Lambert fit l'objet, à partir de 1918, de prospections géologiques qui se révélèrent très intéressantes.



Association pyrite-marcasite en plages inframillimétriques



structures "en peigne"



Minerai cataclasé, en veines centimétriques.

Figure 4.7 Minéralisations filoniennes de Rieussec, formation du Roc Suzadou

Dans les galeries creusées à partir de la vallée, dans le talweg des Aspres, puis dans le chapeau de fer de Combe-Lambert, les mineurs trouvèrent des minéralisations à quartz et mispickel, comparables aux filons de la mine de Salsigne. Cependant les teneurs en or se révélèrent beaucoup plus faibles et l'exploitation non rentable. Malgré les lourds investissements déjà réalisés, on cessa les recherches en 1928.

L'ensemble de ces travaux est figuré sur le plan du secteur (Figure 4.6). Le début de la galerie des Aspres (entrée +386 m) est accessible, mais un éboulement important accompagné d'un éboulement continu de boue obstrue la galerie qui mène aux minéralisations. A partir de Combe-Lambert (entrée +620 m) le puits incliné permettait de descendre au niveau de la mine (+390 m) mais il est actuellement obstrué. Après un long travail de dégagement, la galerie des Aspres a été un moment ouverte en 1980 par le club de spéléologie de l'Aude pour rejoindre une grotte située dans les calcaires noirs du Dévonien inférieur, mais depuis nous avons constaté que les travaux miniers sont devenus inaccessibles. Le plan du service des mines indique la présence de trois filons orientés N160 à quartz, pyrite, mispickel et chalcopyrite. Des haldes situées à l'entrée de la galerie ont permis l'échantillonnage.

Sur le plan ci-contre, nous avons figuré un réseau de galeries à la côte 535 m, long de 600 m, orienté EW. Bien que les haldes trouvées à l'entrée soient riches en pyrite, les travaux ne recoupent pas de minéralisations. Ce travers-banc est probablement relié à d'autres réseaux car nous avons vu un puits noyé et une descenderie actuellement comblée.

Géologie de la mine de Rieussec

Le levé de surface du secteur montre que les travaux miniers sont à l'aplomb du contact chevauchant majeur du Minervois. Au Nord, les grès grossiers de la formation du Roc Suzadou affleurent sur la rive Sud du Ruisseau du Bosquet. Après le contact anormal; affecté de nombreux décrochements senestres , les terrains de l'unité de Fournes

sont limités à la série du Dévonien moyen : calcaires blancs dolomitisés et calcschistes versicolores, plissés en antiforme (antiforme de Cabrespine, chapitre 2). Les travers-bancs accessibles à la côte 386 m, montrent le coeur de cet antiforme constitué de schistes carburés à nodules phosphatés, inconnus par ailleurs à l'affleurement.

Les haldes de Rieussec montrent que les minéralisations étaient exclusivement situées dans les schistes et les grès grossiers de la formation du Roc Suzadou.

A Combe-Lambert (+620 m), le filon orienté Nord-Sud est totalement oxydé, il a un pendage Ouest variable (45° environ). Les échantillons prélevés à la côte 386 m, montrent le caractère sécant sur la foliation des veines minéralisées. Il est probable que les filons jalonnaient les décrochements méridiens.

Description microscopique des minéralisations

En section polie comme en lame mince, il s'agit d'une minéralisation liée à une brèche.

Des veines principales sécantes sur la foliation des schistes partent des ramifications secondaires concordante.

La succession des paragenèses et des évènements est la suivante :

1. phase à quartz, feldspath potassique, mispickel
2. phase sulfurée principale à mispickel, pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite, bismuth, bismuthinite, puis vraisemblablement blende
3. altération de la pyrrhotite en marcasite montrant des macles lamellaires et de remarquables textures en peigne (Figure 4.6)
4. cataclase tardive de ces minéralisations, visible également dans la gangue, accompagnée d'une silicification (Figure 4.7)
5. venues tardives de chlorite bleue fibreuse
6. filonnets de calcites dans les fractures ouvertes.

Les analyses de ce minerai indiquent une teneur en or de 1 g/t.

Conclusion

Les filons NS de la mine de Rieussec montrent une paragenèse précoce comparable à celle du filon Fontaine de Santé . On note la richesse remarquable en bismuth (0,3 %), la pauvreté en or.

La marcasite résulte d'une altération de la pyrrhotite donnant un résidu poreux (diminution de volume) selon la réaction :

$$2\ FeS \rightleftharpoons FeS_2 + Fe^{2+} + 2\ e^-.$$

Selon G. Pagis (1983) la pyrrhotite des filons de Salsigne ou de la Jourdanne subit une altération supergène jusqu'à une profondeur importante (200 m).

3.3 La mine de Cabrespine

Historique

La mine de Cabrespine a été exploitée pour le fer à la fin du XIX^{ème} siècle. La prospection systématique du début du siècle a permis d'y découvrir des teneurs en or intéressantes. En 1925, une campagne de sondages est effectuée à l'Est du village sur des anomalies géophysiques décelées par Schlumberger. Des galeries sont percées, cette campagne débouche sur le dépôt d'un permis d'exploitation en 1939 par la Société Minière de Cabrespine, mais les travaux sont ensuite abandonnés. Depuis 1966, la mine de Salsigne étudie cette zone considérée comme intéressante.

Cadre géologique

Les neuf galeries que nous avons visitées (certaines sont actuellement éboulées) sont reportées sur la carte géologique de la Figure 4.8. Au Nord, la formation du Roc Suzadou est affectée par le pli de phase u_2 hectométrique, puis vient le contact chevauchant de l'unité de Fournes (calcaires noirs dévoniens). L' ensemble du bâti est découpé par des failles NS puis par des cisaillements EW. Le gisement de Cabrespine est complexe et renferme des minéralisations de plusieurs types.

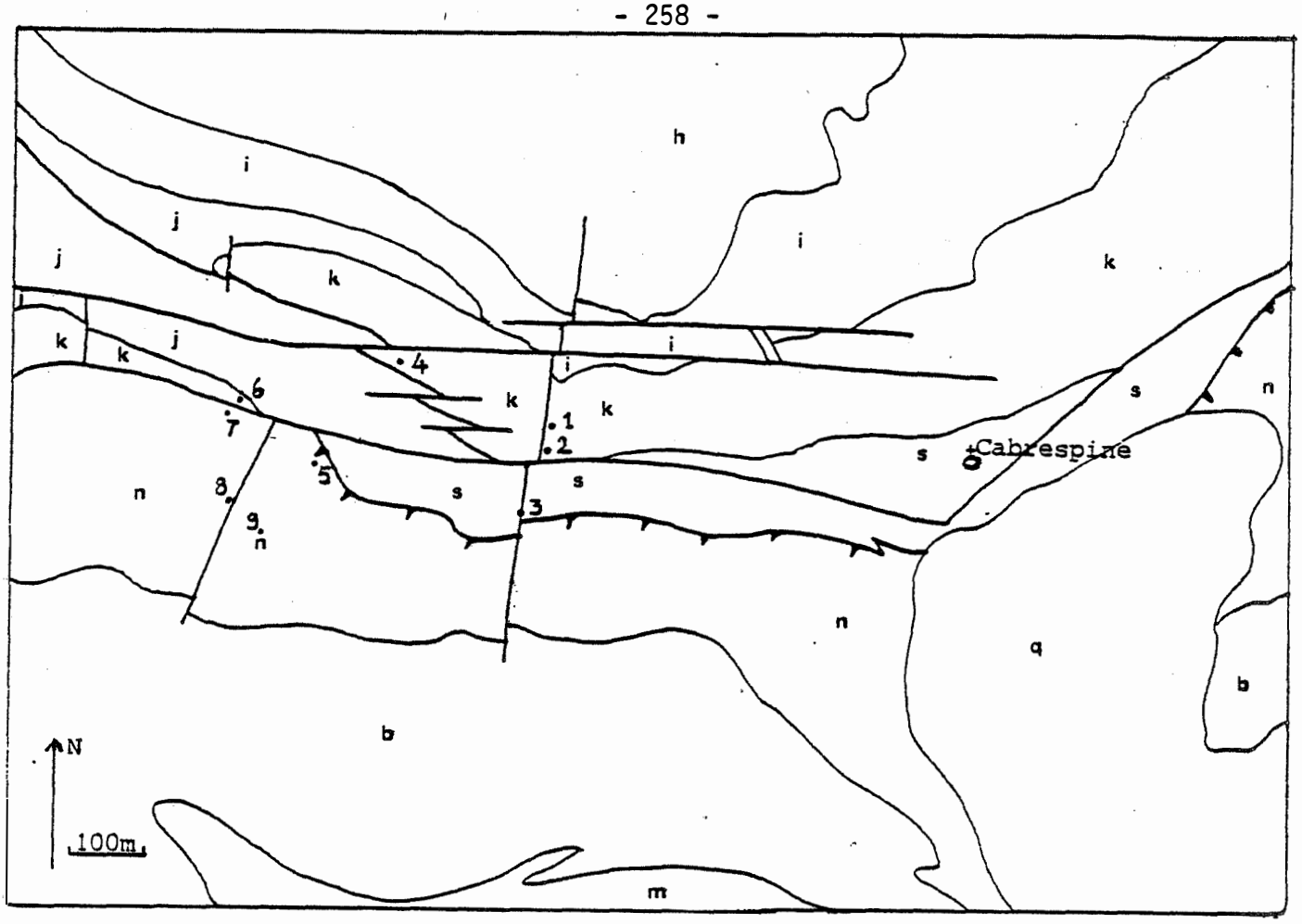
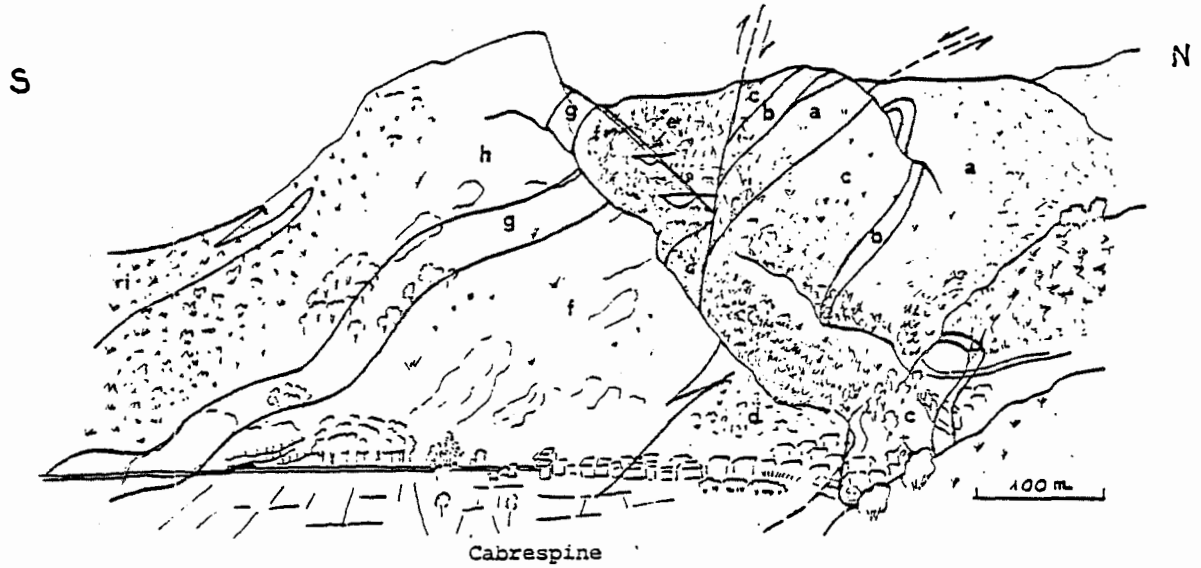


figure 4.8 Localisation des entrées de galeries de prospection à Cabrespine dans le contexte géologique

h: faisceau h
i: faisceau i
j: faisceau j
k: faisceau k
s: schistes sommitaux
n: calcaires noirs de Trassanel
b: calcaires blancs
m: calcschistes à muscovite
q: formations quaternaires
1 à 9: entrées de galeries



Cabrespine

a Série du Cabardès
b Conglomérat
c Quartzites des chateaux
d Schistes sommitaux
f Calcaires noirs et calcschistes
g Dolomies noires
h Calcaires blancs
i Calcschistes à muscovite

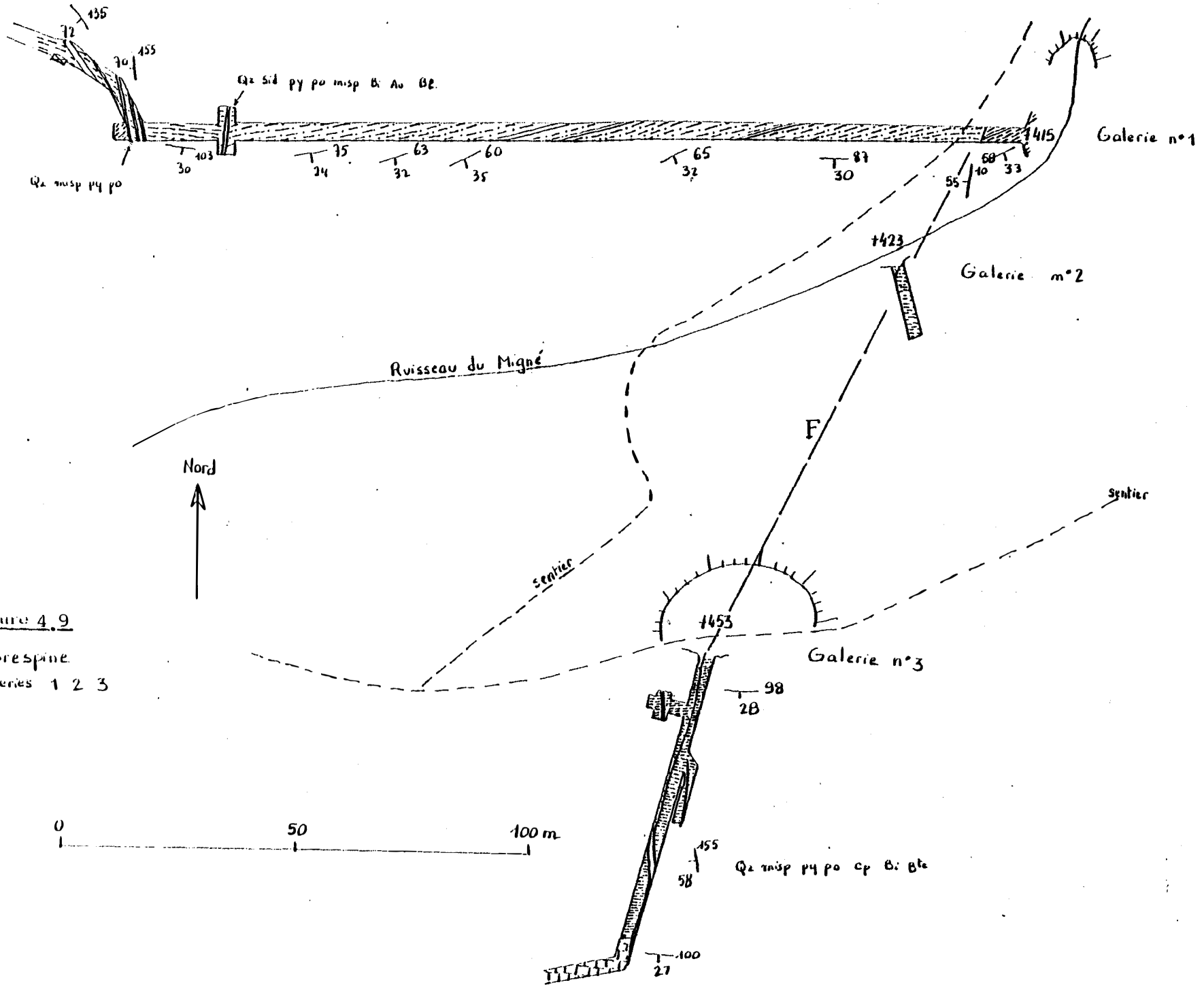


Figure 4.9

Cabrespine

Galeries 1 2 3

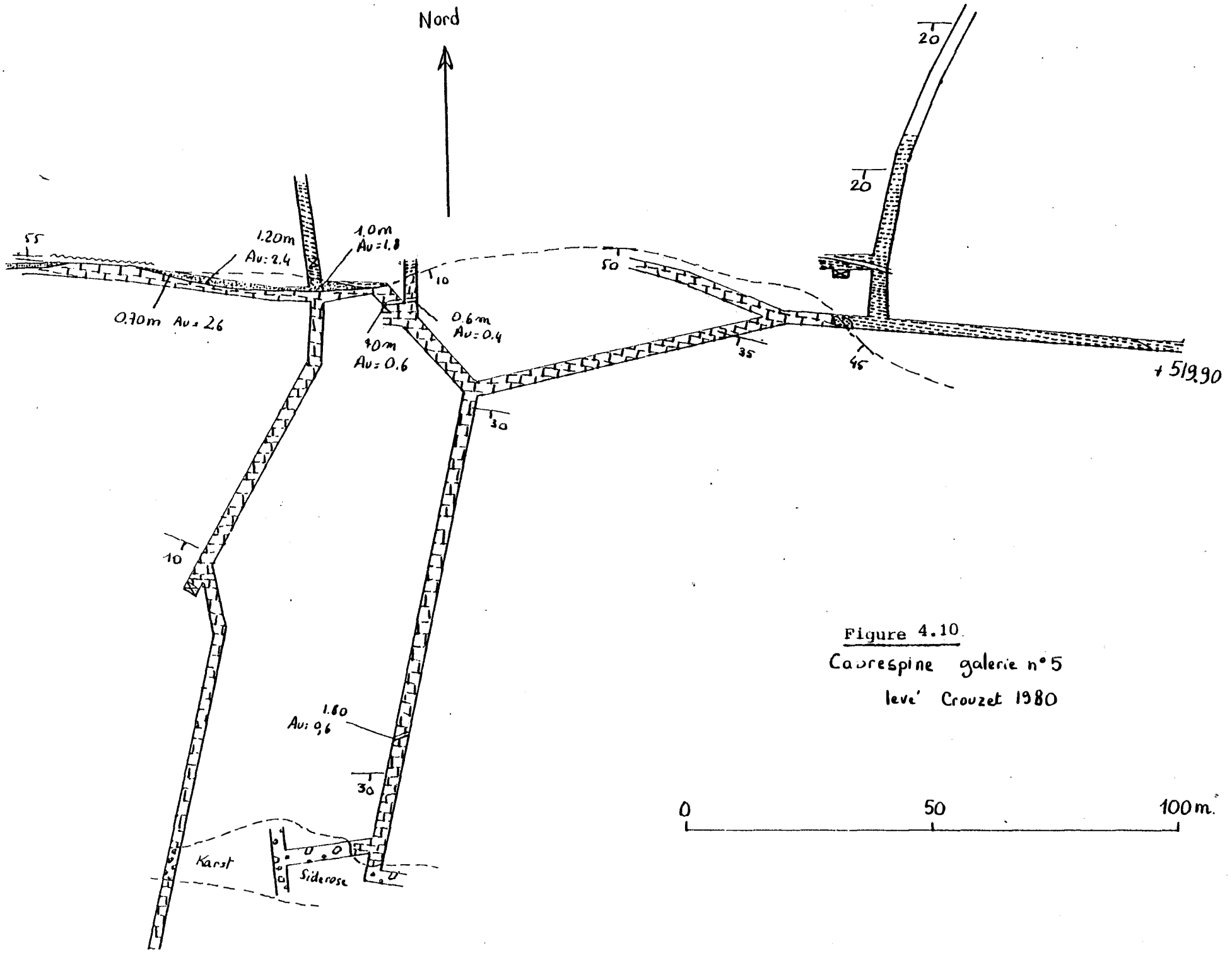


Figure 4.10

Cabrespine galerie n°5

levé Crouzet 1980

Nous distinguons les minéralisations situées le long du contact anormal majeur, des minéralisations jalonnant les accidents méridiens postérieurs à ce contact.

Aspect macroscopique des minéralisations

Au niveau du contact ou parallèlement à celui-ci dans les carbonates dévoniens, on trouve un filon oxydé donnant lieu à un chapeau de fer (côte 586 m).

Ce minerai est aurifère avec des teneurs moyennes de 13 g/t, atteignant localement 32 g/t. D'après G. Pagis, il s'agit d'un minerai oxydé et carbonaté à pyrite résiduelle, goethite, lépidocrocite, covellite, oxydes de fer cryptocristallins, cimentés par de la calcite.

Nous avons observé un niveau à sulfures jalonnant le contact anormal, il sera décrit dans le paragraphe correspondant aux minéralisations en "couche".

Les filons NS jalonnent un décrochement senestre et sont situés dans la formation du Roc Suzadou (levées des galeries, Figures 4.9 et 4.10).

L'étude en lame mince et en section polie de sept échantillons pris dans les galeries 1 et 3 a permis de proposer une succession de paragenèses possible :

1. phase précoce de silicification et muscovitisation
2. phase principale à mispickel, pyrrhotite, pyrite, bismuth, bismuthinite, or natif et peut être chalcopyrite
3. phase tardive d'altération de la pyrrhotite en marcasite (comme à Rieussec) puis de celle-ci en pyrite-sidérite
4. phase à blende et chalcopyrite
5. veines tardives de chlorite, et parfois chloritisation de la roche sur quelques centimètres.

TABLEAU II

district	phases de minéralisations - paragénèses				
·ie du Cabardès :teur de Mas-Cabardès C. 79)	mispickel feldspath potassique muscovitisation ---- ----	quartz mispickel albitisation ----------		quartz mispickel pyrrhotite chalcopyrite	pyrite blende galène
.ons de la mine Salsigne)llon 1970)	mispickel feldspath potassique biotite quartz	quartz mispickel bismuth bismuthinite sidérite calcite	bismuth bismuthinite or natif chlorite	pyrrhotite chalocopyrite quartz chlorite	pyrite chalcopyrite blende galène minéraux d'Argent
	---------- chloritisation ----------				
)respine Rieussec .sceau k	feldspath potassique quartz mispickel	quartz mispickel bismuth or natif		pyrrhotite chalcopyrite	blende galène pyrite chalcopyrite
	------ muscovitisation -------				
		---------- chloritisation ----------			

A partir des filons, il existe des branches secondaires conformes à la foliation des schistes jusqu'à une imprégnation diffuse dans les schistes sommitaux et les carbonates associés (mouches de mispickel, pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, covelline). Cette imprégnation s'accompagne de phénomènes métasomatiques :

- développement de muscovite
- développement massif de chlorite bleue très ferrifère aux dépends des phyllites de la roche. La minéralogie obtenue se limite à chlorite plus quartz.
- développement de calcite en choux-fleurs (nodules millimétriques).

Les phénomènes sont, comme on le voit, très similaires entre les filons de Rieussec et de Cabrespine. Les phases précoces sont identiques mis à part l'expression minéralogique de l'or à Cabrespine non vue à Rieussec.

3.4 Comparaison entre les venues filoniennes

La description des minéralisations présentées dans cette étude montre que ces filons s'intègrent dans le district de Salsigne beaucoup plus vaste. Des points communs entre les filons permettent de définir des guides de prospection. On retiendra :

- le contrôle par la tectonique cassante Nord Sud (avec éventuellement ramifications en filons concordants sur la foliation et imprégnations ou substitutions diffuses au voisinage de ces fractures).

- l'analogie des paragenèses, il s'agit d'une succession de deux grandes phases de minéralisations (tableau II), sans doute plus complexes dans le détail ; une phase précoce à feldspath potassique, mispickel, pyrrhotite, minéraux de bismuth et or, une phase tardive à blende, galène, pyrite en zonalité plus externe (Limousis, Lastours, La Caunette ....)

- le caractère varié de l'encaissant, centré néanmoins sur le contact anormal : séries du Cabardès, du Roc Suzadou, de Marcory, des alternances à proximité du contact.

4 - Les minéralisations en couche

Le contrôle de la disposition régionale des filons NS par un contact entre les domaines Nord et Sud avait été préssenti par F. Tollon (1970) qui soulignait l'importance du "métallotectre contact schistes X-Paléozoïque". La découverte de minéralisations continues, puissantes, orientées EW, à proximité de ce contact dans la mine de Salsigne est venue confirmer l'existence de minerais non strictement controlés par la tectonique cassante Nord-Sud, mais de position stratiforme.

Cette "couche sulfurée aurifère" constitue l'essentiel des réserves de la mine de Salsigne. D'autres minéralisations de la même famille sont connues à Nartau, Cabrespine pro-parte et Rieussec pro-parte.

4.1 La minéralisation en "couche" de Salsigne

Une étude de cette minéralisation aux niveaux 11, 12 et 13 de la mine de Salsigne a montré que les faciès macroscopiques de ce minerai sont remarquablement constants quoiqu'en proportions variables. A la suite de M. Bonnemaison (1980), nous avons observé trois types de minerai : le minerai fin, le minerai massif et le minerai grossier qui constitue généralement la minéralisation la plus externe.

La taille et les proportions des différents minéraux constituant cette couche sont des critères nécessaires et suffisants pour définir ces trois types qui possèdent la même minéralogie d'ensemble : quartz, chlorite, mispickel, pyrite, chalcopyrite, bismuth, bismuthinite, blende, galène, matildite, or et scheelite en traces selon M. Bonnemaison (1980).

Le minerai fin, épais de 10 cm le plus souvent, est composé de mispickel, pyrite et quartz noir souvent cataclasé.

Le minerai massif est très homogène, composé de cristaux inframillimétriques de mispickel, pyrite, pyrrhotite, avec un peu de quartz.

Le minerai grossier est composé de quartz blanc laiteux parsemé d'amas centimétriques à décimétriques de sulfures, mispickel, pyrite et pyrrhotite. Ce dernier minerai a un aspect filonien caractéristique, sécant sur l'ensemble des schistosités.

Position structurale

Le suivi cartographique à l'extérieur de la mine a permis de caractériser les schistes noirs que l'on peut observer au Nord de Nartau et du Camazou et que l'on retrouve en mine. Il s'agit de schistes de la formation de Laval stratigraphiquement en dessous des tufs des Fumades, ceci est confirmé par la géochimie (PI1100). Il faut donc admettre que les tufs manquent en mine du fait de leur arrasement antérieur au dépôt de la formation du Roc Suzadou ; cet arrasement est d'ailleurs observable sur la carte de la vallée de l'Orbiel.

Les schistes noirs de la mine constituent parfois le mur, parfois le toit de la couche. Cette couche ne saurait donc être l'équivalent des tufs des Fumades.

D'autre part, contrairement aux hypothèses de M. Bonnemaison, la formation du Roc Suzadou est bien présente en mine où l'on retrouve un microconglomérat, des quartzites clairs siliceux, des grès à chloritoïde, dont les analyses s'intègrent parfaitement à la série d'analyses du Roc Suzadou (cf en annexe). La roche beige de M. Bonnemaison est très vraisemblablement un grès de cette formation. La présence de pyrite et de veinules de chlorite dans l'ensemble des roches en mine perturbe les analyses en fer et magnésium. C'est pourquoi nous avons éliminé ces échantillons hydrothermalisés. Cette roche se retrouve au toit, parfois au mur de la couche. Ceci peut être du au découpage de ces terrains par des plans de glissement préférentiel à fort pendage Sud (redoublements de la couche décrits par M. Bonnemaison); mais parfois il semble que cette couche soit sécante sur la roche beige.

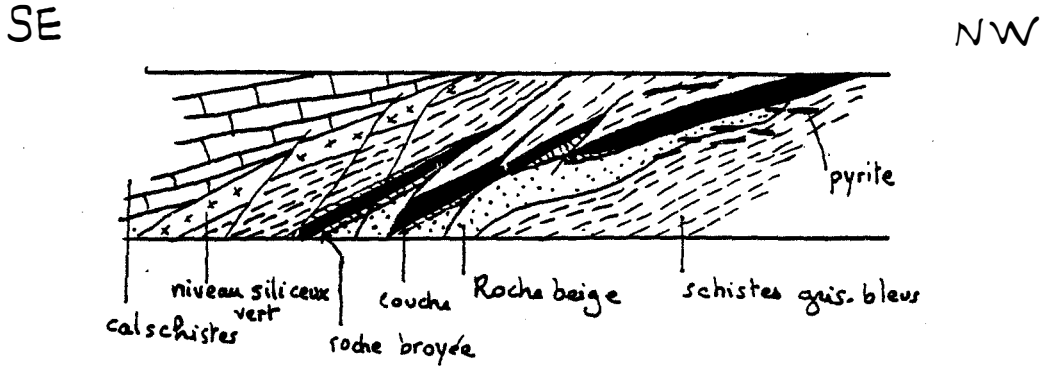


Figure 4.11 Couche minéralisée aurifère accès de la descenderie au niveau 12, la roche beige est ici au mur de la couche.

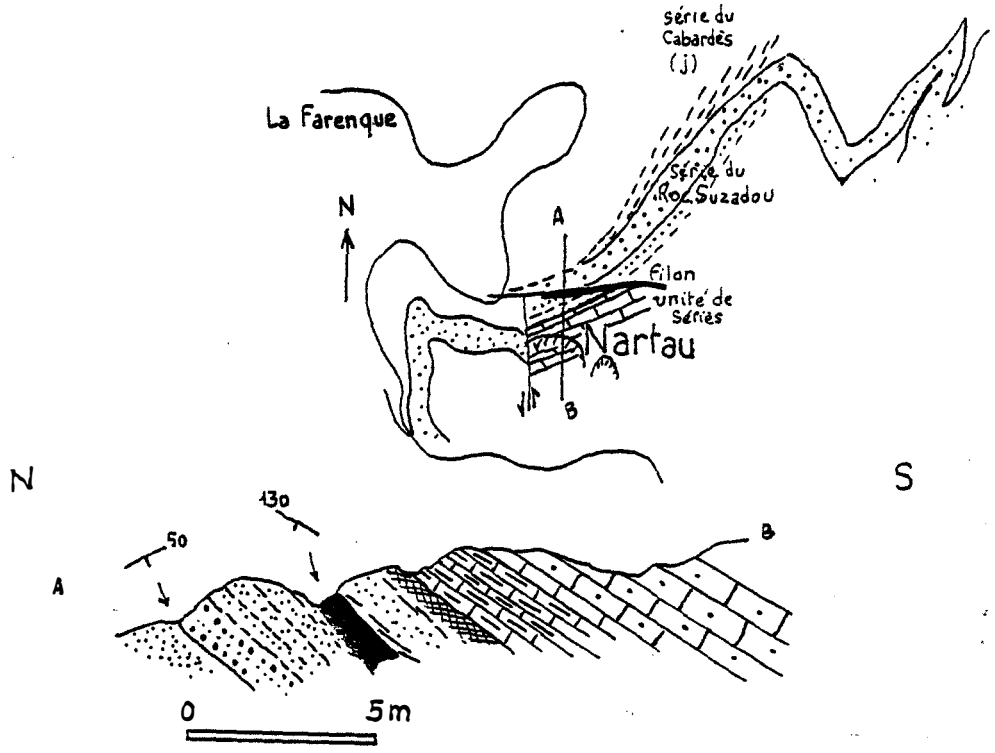


Figure 4.12 Carte et coupe du filon de Nartau et de son encaissant.

De manière générale, le contact de la couche avec son encaissant, marqué par de nombreux filonnets de quartz, une mylonitisation et la présence de pyrite dans les schistes noirs (Figure 4.11), démontre à notre avis son caractère sécant sur ces schistes. Dans l'état actuel, la couche ne semble pas avoir subi la phase Φ_2 du domaine Nord. Il semble qu'elle soit liée aux phénomènes d'écaillages bien connus par ailleurs dans l'ensemble du domaine étudié au sommet du domaine Nord (structure des schistes de Carrus Nartau, chapitre 2).

La géométrie de la couche résulte de l'héritage des structures tectoniques antérieures. Les plans de glissements confondus parfois avec S_0, parfois avec S_2, ayant servi de guide pour sa mise en place.

Enfin il faut souligner l'analogie de la paragenèse entre les filons principaux orientés NS de la mine de Salsigne et la couche minéralisée. L' analogie ne se limite pas aux associations minérales : "les compositions isotopiques du plomb des minéralisations liées à la fracturation NS recouvrent partiellement celles de la couche sulfo-arsénée des schistes X" (Javoy et al 1983).

4.2 Nartau

La mine de Nartau faisait partie des concessions des mines de Villanière. L'essentiel des minéralisations était situé sur le versant Est de la valllée, à mi-pente. Nous avons procédé à un levé de surface de ce secteur et à un échantillonage de l'encaissant et des minéralisations. Il apparaît que la minéralisation de Nartau est un filon orienté Nord 100 sécant sur la stratification et sur les structures (Figure 4.12). Sa puissance maximale est de 1,5 m à l'entrée des travaux miniers, il est encaissé dans les quartzites et les schistes blancs de la formation du Roc Suzadou que nous avons suivi depuis la vallée de l'Orbiel. Le microconglomérat affleure en continu dans la pente.

Au point de vue tectonique, Nartau se situe dans le secteur de Carrus où les plis couchés de phase ϕ_2 ultérieurement écaillés sont particulièrement démonstratifs. L'ouverture des fractures lors de cette phase d'écaillage a été favorable à l'expression d'une minéralisation filonienne importante.

4.3 Cabrespine

Nous avons déjà présenté cette mine dans la partie précédente ; les minéralisations reprennent comme à Salsigne un stock filonien précoce conservé en reliques dans des zones oxydées de type "minerai de contact".

L'échantillon PI595 montre une paragénèse à mispickel, pyrite, blende, chalcopyrite, et pyrrhotite dans une gangue de goethite collomorphe et d'oxydes de fer. Le mispickel est très fracturé. La gangue schisteuse est très altérée et blanchie.

Cette minéralisation sub-concordante occupe la même position structurale que le minerai 3a-2x de "contact" décrit en mine par M. Bonnemaison. Il s'intègre parfaitement dans la famille des minéralisations précoces liées aux phénomènes d'écaillage.

4.4 Rieussec

Au niveau du chapeau de fer de Combe-Lambert, il semble qu'il y ait un minerai précoce concordant sur le contact grès grossiers de la formation du Roc Suzadou - calcaires noirs de l'unité de Fournes. Ce minerai est totalement oxydé de sorte qu'il est impossible de vérifier son identité paragénétique avec le minerai en couche.

4.5 Conclusion

En ce qui concerne la couche minéralisée de la mine de Salsigne, la confrontation des résultats stratigraphiques, géochimiques et tectoniques permet de mettre en doute l'hypothèse d'une minéralisation stratiforme volcano-sédimentaire exhaltative.

Plusieurs arguments s'y opposent :

- l'abscence de liaison entre le minerai en couche et le volcanisme.
- le fait que la couche soit encaissée dans un filon de quartz (minerai grossier).
- le parallèlisme entre cette couche et les écaillages liés à la mise en place de l'allochtone.
- le fait que cette minéralisation emprunte divers plans structurés précocement qui ont rejoué lors de l'écaillage.

Dans son état actuel, il semble que la minéralisation en couche s'intègre par ses paragénèses et par les altérations qui lui sont liées, à l'ensemble des minéralisations filoniennes du district de Salsigne.

Toutes ces paragénèses peuvent s'intègrer dans une suite continue allant de termes relativement plus chauds de type pneumatolytique (Q,F,K, biotite, mispickel, pyrrhotite, or) à des termes plus froids en zonalité externe (BPGC). L'organisation structurale des minéralisations est liée à l'histoire de la tectonique cassante tardive d'une part, mais surtout centrée sur le contact majeur entre les deux domaines, qui constitue régionalement le guide des fluides minéralisateurs.

ANNEXES

	Série du Cabardès - Faisceau b.				Faisceau c.		Faisceau d.					
n°	M345	M42F	A09	A10	PN10b	PN8	PN17a1	PN19c	PL2	RMC7b	M416	M771a
SiO_2	62.58	65.81	65.33	66.42	70.24	57.75	68.08	70.05	58.41	56.15	57.16	56.30
Al_2O_3	16.74	15.23	15.67	15.91	12.86	19.2	14.84	13.27	18.31	20.85	21.38	20.65
Fe_2O_3	7.50	7.64	6.58	5.84	5.00	8.28	5.46	4.88	7.91	7.26	7.71	9.76
MnO	0.09	0.03	0.08	0.06	0.07	0.08	0.04	0.06	0.05	0.04	0.06	0.09
MgO	3.09	3.78	2.12	1.91	1.75	2.96	1.97	1.85	3.40	3.72	2.56	3.12
CaO	1.88	1.89	1.33	0.78	1.79	0.70	1.24	1.10	0.27	1.09	0.40	0.32
Na_2O	2.75	2.50	2.01	2.17	3.36	3.03	2.62	3.32	1.14	1.83	1.59	1.32
K_2O	2.90	2.30	3.36	3.69	1.76	2.91	2.86	1.89	3.04	4.38	3.79	3.56
TiO_2	1.00	0.60	0.81	0.82	0.68	0.91	0.67	0.71	0.78	0.79	0.99	0.88
H_2O^+	1.53	1.20	1.73	1.43	0.94	3.58	2.09	1.62	4.71	4.07	3.64	3.53
H_2O^-	0.04	0.00	0.05	0.13	0.14	0.25	0.34	0.18	0.50	0.03	0.40	0.32
P_2O_5	----	----	----	----	0.19	0.19	0.21	0.20	0.26	0.13	0.20	----
	100.10	99.98	99.07	99.16	98.76	99.84	100.43	99.58	98.77	100.35	99.87	99.85
	micaschiste Vallon de Vidana E de Cubserviès	micaschiste fenêtre de l'Orbiel	Gneiss gris fenêtre de l'Orbiel	micaschiste fenêtre de l'Orbiel	Gneiss gris Castans : arête de Cayac	Gneiss gris Castans : arête de Cayac	micaschiste à grenats D9 W de Bourdials	micaschiste gréseux D9 SW de Bourdials	micaschiste D9 les Jouys - Ste Colombe	micaschiste Route Cun de San Martí	micaschiste à grenats W de Villerouat	micaschiste NE de Villerouat PC 752

Série du Cabardès - Faisceau d, suite.

Faisceau e.

n°	LP17	RMC04b	PN13a$_1$	RMC28b	LP22	RMC13	M138a	RMC309	ML102	RMC306	RMC307	C34
SiO_2	56.44	51.71	62.82	71.33	59.87	45.46	58.71	54.13	61.10	61.37	60.63	62.64
Al_2O_3	21.95	24.93	15.89	12.05	19.23	24.36	16.24	19.14	18.58	17.98	16.83	18.07
Fe_2O_3	8.19	8.86	7.43	5.72	6.52	9.92	8.83	8.94	7.46	6.54	6.80	6.69
MnO	0.08	0.08	0.08	0.10	0.08	0.14	0.03	0.08	0.00	0.07	0.07	0.08
MgO	2.70	2.34	3.59	2.45	2.87	4.26	2.45	4.31	1.41	3.28	3.30	3.12
CaO	0.53	0.24	0.57	1.12	0.84	0.62	0.42	1.18	0.14	0.99	1.68	0.79
Na_2O	0.93	2.37	2.22	2.12	1.87	2.33	2.03	2.74	1.00	0.97	3.14	1.85
K_2O	3.97	4.26	2.88	1.82	2.91	5.11	3.21	3.13	4.06	4.01	3.40	4.34
TiO_2	1.01	0.99	0.82	0.62	0.80	1.19	0.77	0.81	0.78	0.78	0.75	0.74
H_2O^+	3.95	4.11	3.25	1.69	3.50	4.91	5.32	3.99	4.75	3.78	3.60	2.84
H_2O^-	0.07	0.16	0.20	0.04	0.39	0.03	0.43	0.18	0.00	0.04	0.15	0.06
P_2O_5	----	---	0.19	0.15	0.07	0.29	0.14	0.21	0.00	----	0.18	----
	99.82	100.05	100.02	99.21	99.04	98.62	98.58	98.83	99.29	99.81	100.55	101.26
	micaschiste à grenats SW Bourdials Croisement D9 D189	Schiste Route Quintaine Realpo	micaschiste à grenats Castans D89 S du P.C. 752	Gneiss Les pinassières NW croisement D9 RN72	Schiste D189 les Théron dels	schiste SE Plo Imbaout Route Cun de San Marti	schiste noir Sud de Cubservies	schiste N620 Coustaras	schiste N620 Les pinassières	schiste N620 Coustaras	schiste N620 Coustaras	Schiste (Route Cubservies-Roque Fère

Série du Cabardès - Faisceau e, suite.

Faisceaux fgh.

n°	ML101	M76	RMC8	ML106	PI06a	A24	PI08	RMC22a	PI18	A'16	A'27	C19
SiO_2	69.19	67.44	77.48	79.73	58.32	59.91	66.28	63.70	53.47	77.69	77.53	72.99
Al_2O_3	13.82	13.69	9.55	7.67	18.60	18.68	14.73	16.85	22.97	10.82	10.79	11.73
Fe_2O_3	4.63	6.59	4.36	3.89	7.67	6.01	6.02	6.46	6.91	4.22	4.21	5.57
MnO	0.15	0.04	0.05	0.06	0.16	0.03	0.04	0.06	0.03	0.04	0.03	0.01
MgO	1.33	3.17	1.91	1.93	3.12	2.71	2.51	2.73	2.34	0.80	0.73	2.12
CaO	1.82	2.59	0.66	0.20	1.49	0.35	0.44	0.39	0.29	0.09	0.08	0.16
Na_2O	2.54	2.40	0.43	0.00	2.50	1.93	1.65	2.20	1.51	1.29	1.06	2.08
K_2O	2.26	1.50	1.56	1.66	2.43	4.04	2.79	3.00	6.07	1.88	1.89	1.63
TiO_2	0.86	0.38	0.66	0.53	0.95	0.92	0.74	0.89	1.13	0.51	0.54	0.56
H_2O^+	2.19	2.10	1.91	3.30	3.40	3.42	2.84	3.49	4.61	1.83	1.85	2.25
H_2O^-	0.35	0.02	0.03	0.06	0.08	0.20	0.31	0.03	0.48	0.39	0.39	0.19
P_2O_5	----	----	----	----	----	0.23	0.22	0.24	0.23	----	----	0.16
	99.13	99.92	98.60	99.03	98.72	98.44	98.59	100.04	100.04	99.56	99.10	99.45
	schiste noir N620 Iespinassière	micaschiste Mas. Cabardès	schiste gréseux Cun de San Martí	Grès N620 Iespinassière	schiste Nord du Mt Sarrat	schiste gris N620 Moulin de Libézen	schiste Mont Sarrat	schiste Plo Imbaout (S du Cun de San Martí)	schiste Pas de Montserrat	Grès D101 Massefans	Grès à clasts N620 Maison Forestière de St Peyre	Grès vert compact

Série du Cabardès - Faisceau i.

Faisceau j.

n°	A02	A17	ML109	RMC73	A20	PI406	PI416	PI837	PI838	PI839	G24a	G24b	1100
SiO_2	63.15	64.43	63.57	78.71	68.41	65.00	74.69	89.32	65.32	54.55	71.19	72.21	64.57
Al_2O_3	17.82	17.77	17.08	9.89	15.50	17.57	12.34	5.80	16.35	21.50	16.29	11.73	18.38
Fe_2O_3	4.53	3.76	4.83	3.24	5.58	4.39	3.06	1.02	3.20	6.34	2.37	5.70	3.92
MnO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.05	0.02
MgO	2.63	2.72	2.17	0.92	1.48	2.09	0.83	0.38	1.33	2.54	1.81	1.84	1.16
CaO	0.09	0.20	0.14	0.12	0.13	0.00	0.16	0.01	0.01	0.14	0.01	0.16	0.20
Na_2O	2.25	1.42	2.66	1.07	0.58	1.49	3.47	1.27	3.30	2.69	2.03	0.67	0.75
K_2O	3.74	4.22	3.04	1.85	3.41	3.97	1.70	1.66	3.94	5.22	3.38	2.54	5.64
TiO_2	0.88	0.93	0.91	0.46	0.74	0.87	0.57	0.55	0.75	1.13	0.85	0.60	0.92
H_2O^+	3.81	3.59	3.39	1.92	3.27	3.96	2.30	1.30	3.93	5.10	1.90	2.19	3.69
H_2O^-	0.36	0.34	0.28	0.04	0.31	0.49	0.07	0.00	0.31	0.38	0.18	0.23	0.01
P_2O_5	0.13	0.11	0.14	0.15	0.09	0.14	0.08	0.05	0.13	0.18	0.11	0.16	0.20
	99.42	99.49	98.23	98.35	99.43	99.99	99.27	101.35	98.56	99.77	100.14	99.08	99.46
	Matte Arnaude micaschiste	Micaschiste Diol La Grave	micarschiste à trous S Serre de Montredon Matte Arnaude	niveau à clasts NW de Castanviels Crête du Mourel de Rey pc 792	micaschiste les Ilhes N du pc. 243	Schiste noir dans les tufs Nord de Sofriès	Grès clair Route au Nord du Col des Bleus Citou	Niveau silicifié Cabrespine Ouest	Schiste Cabrespine Ouest	niveau schisteux fin dans les tufs Cabrespine Ouest	schiste gris Cabrespine ouest	schiste gris Cabrespine Ouest	Schiste noir lustré Niveau 13 Mine

Série du Roc Suzadou - Faisceau k.

n°	67d	68a	68b	86F	86H	86J	87a	88	409	410	418	86D
SiO_2	82.94	86.70	82.86	85.68	84.09	89.05	77.90	88.81	85.79	90.44	92.81	73.97
Al_2O_3	9.11	8.61	8.75	6.97	9.09	5.74	9.24	4.66	7.34	6.05	3.90	15.29
Fe_2O_3	3.43	0.81	2.40	2.48	1.23	1.09	4.68	2.37	1.32	0.60	0.54	1.35
MnO	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
MgO	0.01	0.41	0.82	0.01	0.30	0.01	1.38	0.25	0.22	0.00	0.00	0.42
CaO	0.00	0.05	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.05	0.07	0.00	0.04
Na_2O	0.00	0.25	0.33	0.00	0.23	0.00	0.00	0.00	0.85	1.07	0.16	0.50
K_2O	2.54	2.31	2.11	2.04	2.42	1.94	3.02	1.09	2.12	1.67	1.09	4.44
TiO_2	0.56	0.16	0.20	0.20	0.15	0.11	0.35	0.12	1.08	0.16	0.09	0.57
H_2O^+	1.82	1.26	1.63	1.51	1.38	1.14	3.21	1.14	1.31	0.98	0.70	2.33
H_2O^-	0.07	0.05	0.13	0.15	0.14	0.16	0.13	0.36	0.54	0.05	0.06	0.21
P_2O_5	----	0.01	0.05	----	0.01	----	----	0.09	0.02	0.01	0.01	0.02
	100.05	100.62	99.36	99.14	99.08	99.24	100.03	98.92	100.62	100.92	99.36	99.17
	Quartzite Crête au N de Feraches	Quartzite blanc Crête au N de Feraches	Quartzite blanc crête au N de Feraches	microconglomérat Castanviels - Croix de Citou	Grès blanc Castanviels - Croix de Citou	conglomérat Castanviels - Croix de Citou	Grès Castanviels - Croix de Citou	Conglomérat Castanviels : crête au Nord de Feraches	Quartzite à muscovite Route au Nord de Sérès	Quartzite à muscovite Route au Nord de Sérès	Conglomérat noir Route au N du Col des Bious (Citou)	schiste blancs Castanviels - Croix de Citou

Série du Roc Suzadou - Faisceau k, suite.

n°	G25	PI810	PI830	PI831	PI832	PI844	PI885	PI886	PI887	PI888	PI889	PI550
SiO_2	71.69	66.15	81.76	76.49	69.63	90.82	88.04	86.23	80.29	77.82	73.42	78.18
Al_2O_3	16.82	19.37	11.36	14.96	15.45	5.90	5.93	9.68	9.23	14.56	12.40	11.64
Fe_2O_3	2.28	1.95	0.85	1.20	4.33	0.86	3.88	1.40	6.26	0.77	6.30	2.08
MnO	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00
MgO	0.66	0.91	0.22	0.21	0.68	0.00	0.00	0.00	0.37	0.00	0.43	0.04
CaO	0.01	0.18	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na_2O	0.12	0.67	1.21	1.02	0.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.61
K_2O	4.50	5.95	2.83	3.47	4.03	1.45	0.45	0.77	0.34	2.58	1.39	3.25
TiO_2	0.98	1.03	1.20	0.96	0.78	0.07	0.15	0.33	1.66	1.12	1.57	0.26
H_2O^+	1.99	4.04	0.83	2.34	3.65	0.80	1.67	1.33	1.70	2.43	4.63	1.71
H_2O^-	0.16	0.19	0.01	0.02	0.26	0.04	0.10	0.20	0.08	0.05	0.10	0.23
P_2O_5	0.01	0.06	0.03	0.02	0.07	0.04	0.02	0.03	0.15	0.12	0.05	0.01
	99.21	100.53	100.70	101.27	99.53	99.98	100.24	99.96	100.12	99.45	100.31	98.02
	Grès Cabrespine, chemin des mines	Schiste blanc La Condamine	Grès massif Castanviels	schiste bleu satiné Castanviels	niveau argileux gris Castanviels	conglomérat Cabrespine D112	Conglomérat Roc Suzadou	Grès noir Roc Suzadou	grès blanc Roc Suzadou	Grès blanc à nodules Roc Suzadou	Grès blanc rubanné Roc Suzadou	Grès blanc Cabrespine-Ouest

Série du Roc Suzadou - Faisceau k.

Série des schistes sommitaux - Faisceau s.

n°	938	958	962	1101	1106A	1106B	PI551	PI553	G29	PI851	PI853	PI855	PI856
SiO_2	39.79	77.92	81.99	67.66	70.62	84.28	74.70	75.31	70.29	59.87	61.49	71.14	69.20
Al_2O_3	12.10	12.43	9.22	18.67	15.14	7.00	11.60	11.61	14.36	18.18	11.99	13.72	15.04
Fe_2O_3	26.23	1.20	2.77	2.48	2.81	3.90	3.24	5.50	4.95	9.36	4.38	3.48	4.96
MnO	0.07	0.00	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.00	0.02	0:00	0.02	0.00
MgO	1.29	0.23	1.10	0.49	1.30	0.76	0.65	1.49	1.12	1.39	1.49	0.75	0.71
CaO	0.23	0.12	0.34	0.15	0.00	0.22	0.15	0.19	0.67	0.01	7.57	1.07	0.34
Na_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.66	0.34	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00
K_2O	3.70	3.58	2.18	5.38	4.34	1.81	2.83	2.27	2.82	3.87	2.74	3.56	3.74
TiO_2	0.74	2.59	0.62	0.81	1.00	0.82	0.86	0.78	0.91	1.12	0.71	0.92	0.93
H_2O^+	0.52	1.69	2.02	2.47	2.97	1.56	2.42	2.67	3.54	3.57	8.64	3.27	3.06
H_2O^-	0.00	0.04	0.03	0.13	0.08	0.14	0.13	0.16	0.14	0.16	0.08	0.04	0.04
P_2O_5	0.10	0.10	0.15	0.03	0.00	0.16	0.05	0.04	0.08	0.06	0.04	0.06	0.06
	84.75	99.91	100.43	98.28	98.28	100.87	99.31	100.35	98.87	98.15	99.13	98.22	98.08
	Grès blanc pyriteux Niveau 12 . Mine	Grès beige Niveau 12 Mine	Grès beige Niveau 12 Mine	Grès gris microconglomérat Niveau 13 Mine	Grès Niveau 13 Mine	Grès Niveau 13. Mine	Schiste bleu Cabrespine-Ouest	Schiste bleu Cabrespine-Ouest	schiste noir Galerie 3 Cabrespine	Schiste contact calcaire Cabrespine-Gangue	schiste bleu fin Cabrespine-Gangue	Schiste noir Cabrespine Gangue	schiste noir Cabrespine Gangue

Série des schistes sommitaux
Faisceau s.

n°	PI850	A31	A32
SiO_2	69.30	72.09	62.10
Al_2O_3	14.88	12.64	19.78
Fe_2O_3	5.32	5.47	5.22
MnO	0.06	0.01	0.01
MgO	1.31	0.81	1.38
CaO	0.15	0.11	0.09
Na_2O	0.00	0.69	0.54
K_2O	3.55	3.23	4.71
TiO_2	0.86	0.81	0.99
H_2O^+	2.93	2.63	3.58
H_2O^-	0.03	0.33	0.21
P_2O_5	0.07	0.08	0.04
	98.45	98.90	98.64
	Cabrespine / Granganel	Schiste noir	schiste bleu Village de Citou	schiste bleu Village de Citou

Série du Cabardès - Tufs

n°	PI401	PI405	PI414	PI407	PI402	PI403A	PI408A	PI417	A04	PI840	PI842	PI800	PI802
SiO_2	67.33	72.64	72.44	69.73	71.75	69.43	65.40	79.82	67.20	67.57	71.58	71.09	63.52
Al_2O_3	16.44	13.57	12.68	14.37	13.70	14.06	14.62	10.09	15.52	15.25	14.70	15.72	15.57
Fe_2O_3	3.42	2.06	4.31	4.65	3.21	3.11	5.97	1.92	5.84	5.70	3.03	2.53	6.67
MnO	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03
MgO	1.38	0.73	1.23	1.65	0.61	0.71	1.46	0.22	1.85	1.69	0.25	0.48	2.01
CaO	0.37	0.07	0.11	0.07	0.16	0.25	0.08	0.13	0.24	0.10	0.12	0.22	0.27
Na_2O	3.51	3.08	2.15	1.82	0.93	2.18	5.11	3.49	2.60	4.00	6.38	5.02	3.06
K_2O	3.17	2.97	2.80	3.23	5.05	3.92	1.55	1.31	2.25	2.52	2.23	1.97	3.35
TiO_2	0.96	0.86	0.68	0.65	0.75	0.72	0.87	0.54	1.04	0.98	0.88	1.00	1.04
H_2O^+	2.44	2.34	2.57	2.65	2.60	3.78	2.82	1.29	2.96	9.26	1.81	1.61	1.86
H_2O^-	0.15	0.60	0.21	0.17	0.21	0.45	0.22	0.19	0.18	0.24	0.02	0.19	0.15
P_2O_5	0.25	0.13	0.13	0.15	0.15	0.14	0.20	0.08	----	0.17	0.17	0.17	0.19
	99.18	98.93	99.19	99.01	98.99	98.62	98.11	99.09	99.69	101.49	101.16	100.00	97.73
	tuf Route du Roc de l'Aigle	tuf altéré Canne brèche (Mt Simel)	tuf à petites ocelles feldspathiques Route Col des Bioux Citou	tuf Nord de Sériès	— tuf Nord de Sériès	tuf Nord de Sériès	tuf Nord de Sériès	tuf silicifié Route Nord du Col des Bioux Citou	tuf Malte Arnaude	tuf à nodules verts (cordierite) Cabrespine Ouest	tuf blanc Cabrespine Ouest	tuf blanc Nord du Mont Simel	tuf noir Nord du Mont Simel

Série du Cabardès - Roches carbonatées (Faisceau e)

n°	RMC43	RMC43A	RMC43B	RMC43C	ML105
SiO_2	40.96	26.434	43.21	33.87	36.48
Al_2O_3	5.68	4.50	18.75	4.23	6.79
Fe_2O_3	1.78	1.88	4.40	1.36	2.09
MnO	0.05	0.06	0.06	0.05	0.07
MgO	2.25	1.99	2.96	1.70	2.21
CaO	25.96	33.24	10.51	30.93	26.61
Na_2O	1.69	1.31	4.86	1.37	1.60
K_2O	0.76	0.72	3.29	0.68	1.17
TiO_2	0.32	0.21	1.20	0.23	0.32
H_2O^+	----	----	10.80	----	----
H_2O^-	0.02	0.02	0.07	0.04	0.30
P_2O_5	0.22	0.24	0.35	0.22	0.27
	101.60	99.49	100.47	100.15	99.54

Grès de Marcory Echantillonage D 112 (Clamoux).

n°	BP70B	BI16	BI31	BI32A	BI32B	BI351	BI47	BI49b	BI54	BI762	BI85
SiO_2	63.67	84.78	87.59	50.00	82.35	77.20	69.74	64.96	69.12	57.15	57.99
Al_2O_3	10.67	8.18	2.93	22.65	7.71	10.84	11.72	15.69	15.53	19.13	19.21
Fe_2O_3	8.97	1.38	5.07	7.22	3.57	3.39	2.21	4.74	3.87	7.55	6.31
MnO	1.24	0.05	0.06	0.44	0.03	0.03	0.10	0.04	0.03	0.06	0.05
MgO	2.63	0.61	0.44	3.55	1.33	0.96	1.28	1.86	0.95	4.23	3.90
CaO	1.81	0.31	0.84	0.21	0.29	0.31	3.20	0.56	0.41	0.33	0.49
Na_2O	1.99	0.00	0.19	0.00	0.90	0.51	4.28	2.82	2.10	0.42	1.50
K_2O	0.99	2.83	1.07	7.60	1.81	4.49	2.11	4.34	39.83	5.94	4.39
TiO_2	0.77	0.14	0.17	0.91	0.17	0.37	0.80	0.91	0.54	0.78	0.89
H_2O	5.22	1.64	0.94	6.90	1.67	1.81	3.52	2.34	1.34	4.11	4.29
P_2O_5	1.22	0.17	0.47	0.18	0.12	0.14	0.28	0.18	0.29	1.90	0.26
	99.18	100.09	99.77	99.30	99.95	100.05	99.24	98.44	98.01	101.60	99.28
	Grès à ciment calcaire, phos phaté et riche en Mn. Marcory III Argent-double	Grès rose Alternance n°2 ○	Grès noir à micas Flottés Marcory II ⊙	Schistes vert Marcory II ●	Grès vert Marcory II △	Grès violet Marcory II △	Quartzite à galets Marcory IV ⊕	Grès noir Marcory IV ◇	Quartzite Marcory VI ◇	Schiste vert Marcory VIII ●	Grès vert fin Marcory IX ●

Grès de Marcory Echantillonage D 720 Argent-Double.

n°	BP51	BP53A	BP56	BP57A	BP57b	BP58a	BP58b	BP63	BP64	BP65B	BP66A	BP69
SiO_2	55.79	72.83	76.43	66.32	69.10	50.33	81.01	86.82	59.42	68.35	60.72	75.08
Al_2O_3	18.38	10.15	11.24	13.59	11.96	24.51	8.72	4.13	18.43	13.99	14.41	13.11
Fe_2O_3	8.47	4.27	1.47	6.24	3.40	7.71	2.45	2.50	6.79	3.93	5.40	3.21
MnO	0.05	0.03	0.01	0.05	0.07	0.03	0.02	0.03	0.05	0.37	0.19	0.06
MgO	3.89	2.00	0.54	3.01	1.66	3.92	1.14	0.98	3.19	1.22	2.09	0.88
CaO	0.50	0.59	0.47	0.61	3.04	0.00	0.42	0.00	0.40	1.66	4.15	0.33
Na_2O	0.87	0.90	1.81	2.76	3.12	1.05	2.56	1.76	2.07	4.37	4.18	2.55
K_2O	4.29	3.06	3.72	3.02	3.42	8.19	1.55	0.27	4.00	1.19	1.77	4.25
TiO_2	0.78	0.50	0.43	0.66	0.46	1.13	0.11	0.29	0.97	0.76	0.80	0.56
H_2O	4.85	2.01	2.59	2.52	4.13	4.29	1.15	1.48	3.43	3.13	5.31	0.22
P_2O_5	0.16	0.19	0.21	0.20	0.24	0.16	0.10	0.13	0.16	0.17	0.15	0.14
	98.23	96.53	98.92	104.98	100.60	101.32	99.23	98.39	98.91	99.74	99.15	100.39
	Schiste Fin Gris-vert Marcory II ●	Grès vert Marcory II △	Quartzite blanc Marcory II ⊙	Grès à micas Flottés Marcory II △	Quartzite blanc Marcory II ⊙	Schiste vert à micas Flottés Marcory II ●	Quartzite vert Marcory II ⊙	Quartzite vert Marcory III ⊙	Schiste vert Marcory III ●	Schiste vert Marcory III △	Grès à ciment calcaire Marcory III △	Grès rose Marcory III ⊙

Grès de Marcory Echantillonage D 720 Argent-Double.

n°	BP12b	BP14	BP30	BP33A	$BP34_2$	BP37	BP39	BP43	BP45	BP46	BP47	BP50
SiO_2	60.82	57.58	75.38	66.72	88.31	81.91	72.16	61.12	60.75	60.16	82.27	73.57
Al_2O_3	19.30	22.30	5.85	14.36	4.54	7.35	9.52	15.21	15.69	14.10	7.83	9.42
Fe_2O_3	2.95	4.63	1.29	5.13	1.11	2.71	6.01	6.45	8.75	6.82	1.86	3.24
MnO	0.02	0.00	0.08	0.03	0.05	0.00	0.04	0.05	0.04	0.09	0.03	0.05
MgO	0.79	1.07	2.28	2.45	0.78	0.77	1.97	3.25	2.75	3.93	0.78	0.95
CaO	1.60	0.34	4.57	0.50	0.36	0.00	1.29	1.23	0.64	2.50	1.09	2.57
Na_2O	0.00	0.64	0.00	0.14	0.34	1.12	2.03	2.51	1.74	3.79	1.56	2.29
K_2O	8.55	8.39	2.63	5.06	1.97	2.23	2.70	3.58	4.26	2.81	2.72	2.54
TiO_2	0.99	0.85	0.22	0.88	0.17	0.45	0.80	0.90	0.73	0.87	0.21	0.37
H_2O	3.01	4.85	6.15	3.66	1.37	1.76	2.69	4.34	3.38	5.28	0.82	3.31
P_2O_5	0.23	0.07	0.16	0.23	0.18	0.23	0.24	0.28	0.18	0.29	0.19	0.17
	98.17	100.72	98.61	99.16	99.20	98.53	99.45	99.97	98.91	100.64	99.36	98.48
	Grès rose Alternance n°7 ○	Schiste vert à points de Limonite. Alternance n°6 ○	Grès beige à Stratifications entrecroisées Alternance n°1 ⊙	Schiste gréseux vert Marcory I ◇	Grès massifs verts Marcory I ⊙	Grès à rythmes fins Marcory I △	Grès à stratif. entrecroisé. Marcory I ⊙	Schiste vert Marcory II ◇	Grès à micas flottés Marcory II ◇	Grès à ciment calcaire Marcory III △	Grès rose en gros bancs Marcory II ⊙	Schiste gréseux brun-vert Marcory II ⊙

NORMES SÉDIMENTAIRES

Série du Cabardès - Faisceaux b,c,d,e

n°	M345	M42F	A09	A10	PN10B	PN8	PN17A1	PN19C	PL2	RMC7B	M416	M771A
Quartz	24.83	31.70	32.19	31.49	36.69	19.98	34.63	37.57	32.70	18.84	25.92	26.15
Orthose					11.75		2.03					
Plagioclase	30.61	27.83	22.37	16.06	31.73	17.65	19.85	32.14	5.56	18.93	2.82	6.59
% An	An 23	An 23	An 23	An 23	An 23	An 12	An 23	An 12	An 23	An 23	An 23	An 23
Qz + Feld.	55.44	59.53	54.56	47.55	80.17	37.63	56.51	69.71	38.26	37.77	28.74	32.74
Kaolinite									0.52			
Muscovite	2.31	1.97	6.90	1.93		16.02		2.83	33.60	24.11	39.05	38.04
Illite	22.66	17.79	21.98	39.47	4.37	23.99	32.30	13.43		14.79	9.70	1.07
Chlorite	20.50	22.90	16.57	12.83	13.20	22.01	10.10	13.11	23.61	21.08	23.41	29.29
Biotite												
Na-Montmor.												
Calcite	0.70	0.96	0.43					0.03				

n°	LP17	RMC4B	PN13A1	RMC28B	LP22	RMC13	M138A	RMC309	ML102	RMC306	RMC307	C34
Quartz	24.93	12.21	29.65	44.17	30.01	0.48	24.62	14.39	33.53	32.39	19.65	25.79
Orthose											11.03	
Plagioclase	10.36	18.75	10.06	19.01	15.41	4.90	7.41	18.60	2.88	10.80	29.73	16.28
% An	An 23	An 06	An 15	An 23	An 23	An 23	An 15	An 23	An 23	An 23	An 23	An 23
Qz + Feld.	35.29	30.96	39.71	63.18	45.42	5.38	32.03	32.99	36.41	43.19	60.41	42.07
Kaolinite	7.92	5.88			0.27							
Muscovite	33.57	39.75	5.06	0.41	31.84	18.96	2.55	6.46	33.37	27.75		8.47
Illite			34.96	20.48		49.47	41.35	34.36	10.38	6.27	19.07	33.64
Chlorite	22.24	22.45	20.97	15.58	19.73	27.38	22.82	25.85	19.20	22.60	18.38	18.75
Biotite												
Na-Montmor.												
Calcite	0.05											

Série du Cabardès, faisceaux e,f,g,h.

n°	ML101	M76	RMC8	ML106	PI06A	A24	PI08	RMC22A	PI18	A16	A27	C19
Quartz	38.56	38.62	63.22	69.40	24.55	25.42	39.52	32.16	13.19	59.40	61.17	49.17
Orthose												
Plagioclase	28.27	26.71	4.79		22.56	2.00	15.77	8.63		7.03	6.25	14.99
% An	An 23	An 23	An 23		An 06	An 11	An 11	An 04		An 06	An 06	An 05
Qz + Feld.	66.83	65.33	68.01	69.40	47.11	27.42	55.29	40.79	13.19	66.43	67.42	64.16
Kaolinite			3.18	0.73	6.28						0.25	
Muscovite	5.47	7.54	13.18	14.03	20.53	15.38	20.07	16.85	24.12	17.58	20.69	11.80
Illite	13.96	5.23				41.65	3.57	24.69	47.61	5.00		7.26
Chlorite	11.57	20.80	13.16	12.40	22.64	16.23	19.10	18.61	17.03	10.90	9.60	16.20
Biotite												
Na-Montmor.												
Calcite	0.80	2.30	0.76		2.14		0.13					

Série du Cabardès, faisceaux i,j.

n°	A02	A17	ML109	RMC73	A20	PI406	PI416	PI839	G24A	G24B	PI1100	PI838
Quartz	28.87	34.56	31.30	62.04	47.29	35.14	46.00	10.72	43.08	53.70	33.94	27.61
Orthose												
Plagioclase	7.03	12.67	21.83	9.23	1.08		5.12	13.11		5.78	6.69	4.67
% An	An 06	An 05	An 03	An 02	An 05		An 05	An 05		An 02	An 05	An 01
Qz + Feld.	35.90	57.23	53.13	71.27	48.37	35.14	51.12	23.83	43.08	59.48	40.63	32.28
Kaolinite				1.90			11.57		0.88			
Muscovite	14.54	30.06	25.88	15.63	32.94	20.74	13.96	13.88	22.03	21.00	28.80	7.41
Illite	36.57	5.68	1.87		1.60	31.79		46.85		0.47	19.30	49.06
Chlorite	13.70	16.15	16.57	8.35	16.70	12.80	7.76	15.75	11.10	17.05	11.07	6.12
Biotite												
Na-Montmor.							14.96?		10.40?			5.81?
Calcite		0.12		0.14						0.24	0.23	

Série du Roc Suzadou

n°	RMC67D	RMC68A	RMC68B	ML86H	ML88	PI409	PI410	PI418	ML86D	G25	PI810	PI830
Quartz	62.09	75.36	70.41	72.44	82.91	70.66	76.42	87.12	51.77	50.69	36.02	61.49
Orthose												
Plagioclase		2.23		1.58		2.22	5.33		1.28	0.94	5.98	
% An		An 05		An 05		An 05	An 05		An 05	An 05	An 05	
Qz + Feld.	62.09	77.59	70.41	74.02	82.91	72.88	81.75	87.12	53.05	51.63	42.00	61.49
Kaolinite		0.59		0.44	0.97					1.94		
Muscovite	7.06	19.53	16.96	21.12	9.22	3.38	1.00	7.52	30.84	38.22	36.36	12.55
Illite	25.78		5.06			22.58	19.68	3.81	11.36		14.19	27.57
Chlorite	4.25	2.60	7.58	7.05	4.95	1.37	0.56	1.31	5.22	7.68	7.83	0.96
Biotite												
Na-Montmor.												
Calcite		0.02									0.14	

Série du Roc Suzadou

n°	PI831	PI832	PI844	PI885	PI886	PI887	PI888	PI889	PI550	PI958	PI962	PI1101
Quartz	51.21	46.58	83.60	80.33	74.49	68.24	60.45	57.63	58.12	62.91	70.26	45.06
Orthose												
Plagioclase									4.48			
% An									An 05			
Qz + Feld.	51.21	46.58	83.60	80.33	74.49	68.24	60.45	57.63	62.60	62.91	70.26	45.06
Kaolinite			2.45	8.79	17.25	16.00	15.13	15.31		0.96	2.20	0.78
Muscovite	21.28	28.02	12.25	3.80	6.51	2.87	21.80	11.75	16.94	30.25	18.42	45.46
Illite	28.37	14.40							13.57			
Chlorite	2.21	10.81	1.56	6.93	2.50	12.29	1.37	12.47	5.01	2.78	8.03	5.80
Biotite												
Na-Montmor.	0.55?											
Calcite												

Séries du Roc Suzadou (fin) et des schistes sommitaux

n°	1106A	1106B	PI551	PI553	G29	PI851	PI853	PI855	PI856	PI850	A31
Quartz	50.58	73.19	54.63	58.94	51.61	36.41	46.18	53.43	50.43	50.48	51.14
Orthose											
Plagioclase		1.64	2.64	3.41				1.81			0.43
% An		An 02	An 15	An 15				An 15			An 05
Qz + Feld.	50.58	74.83	57.27	62.35	51.61	36.41	46.18	55.24	50.43	50.48	51.57
Kaolinite				3.33	9.78	5.70	3.08	1.22	3.20	3.31	
Muscovite	34.46	11.43	13.41	19.18	23.83	32.70	23.15	30.08	31.60	30.00	16.42
Illite	2.25	3.97	16.10								19.35
Chlorite	11.24	9.76	15.12	13.96	11.94	21.98	11.94	8.33	10.82	13.24	11.83
Biotite											
Na-Montmor.											
Calcite					1.01		13.22	1.66	0.47	0.10	

Série des grès de Marcory

n°	BP12B	BP14	BP33A	BP34$_2$	BP37	BP39	BP43	BP45	BP46	BP47	BP50	BP51
Quartz	22.48	14.71	39.81	76.90	64.45	45.23	24.40	25.85	21.07	59.49	46.80	24.80
Orthose				6.51	6.66	14.88	14.97	8.58	6.44	17.18	10.77	
Plagioclase		4.70	1.60	2.33		18.48	16.33	7.64	40.17	15.92	26.20	5.48
% An		An 25	An 25	An 25		An 25	An 25	An 25	An 25	An 25	An 25	An 25
Qz + Feld.	22.48	19.41	41.41	79.23	71.11	78.59	55.70	42.07	67.68	92.59	83.77	29.28
Kaolinite												
Muscovite	9.60	15.72	10.11									22.11
Illite	64.20	59.63	33.28	9.23	22.41		23.17	38.36				19.53
Chlorite	3.10	7.69	14.18	2.81	3.36	9.50	16.97	17.15	6.00	4.99	2.51	26.21
Biotite						8.21			21.02	0.66	7.27	
Na-Montmor.					0.80							
Calcite	2.31		0.20								1.72	

Série des grès de Marcory

n°	BP53A	BP57A	BP57B	BP58A	BP58B	BP63	BP64	BP65B	BP66A	BP69	BP70B	BI16
Quartz	50.56	33.03	33.33	1.78	57.01	74.79	23.52	33.08	22.41	40.52	42.96	71.76
Orthose	3.19	6.32	18.47		5.66				4.07	19.55		
Plagioclase	6.44	6.57	29.48		19.31		8.89	41.29	47.59	9.75	3.83	
% An	An 25	An 25	An 25		An 07		An 10	An 10	An 25	An 07	An 25	
Qz + Feld.	60.19	46.02	81.28	1.78	82.08	74.79	32.41	74.37	74.07	69.82	46.79	71.76
Kaolinite						3.86					2.40	
Muscovite				9.59		3.80	13.23	7.52			13.94	12.93
Illite	26.12	34.13	2.53	74.45	10.91		35.75	2.60		27.64		11.21
Chlorite	9.10	14.20	10.40	19.59	5.84	7.23	19.29	11.55	6.89	3.82	22.03	4.41
Biotite									10.83			
Na-Montmor.		4.89				9.31					6.93	
Calcite			3.74					0.99	2.57			0.15

Série des grès de Marcory

n°	BI31	BI32A	BI32b	BI351	BI47	BI49B	BI54	BI762	BI85
Quartz	79.80	11.86	66.36	53.23	33.40	26.32	37.67	22.21	23.45
Orthose	5.03		0.36	5.02	10.59	11.99			
Plagioclase	2.17		1.25	2.38	40.44	15.17	0.53		2.79
% An	An 25		An 25	An 25	An 10	An 10	An 25		An 25
Qz + Feld.	87.00	11.86	67.97	60.63	84.43	53.48	38.20	22.21	26.24
Kaolinite									
Muscovite		27.21					9.65	14.45	17.33
Illite		37.71	25.47	35.47		35.86	45.42	41.86	36.49
Chlorite	8.47	21.30	6.06	3.05	5.13	7.99	6.72	23.17	20.68
Biotite	2.32				3.11				
Na-Montmor.							2.12		
Calcite	0.19				3.51				

Série de Marcory; unité de Fournes; échantillons de L. Laville 1974

n°	LT149	LT252	LT310	LT316	LT221	LT238	LT268	LT265	LT212	LT205
Quartz	24.61	4.92	38.42	78.84	16.13	26.07	25.27	21.81	60.53	63.36
Orthose	17.85	20.12	8.10	10.87						
Plagioclase	27.69	10.77	2.08	1.23	15.40	5.29	6.90	7.75	8.31	1.42
% An	An 25	An 10	An 10	An 10	An 10	An 10	An 10	An 10	An 10	An 10
Qz + Feld.	70.15	35.81	48.60	90.94	31.53	31.36	32.17	29.56	68.84	64.78
Kaolinite										
Muscovite					22.09	26.45	1.83	1.00	4.45	22.43
Illite	12.63	29.12	44.79	0.70	22.65	21.80	56.90	57.31	16.97	0.05
Chlorite	14.55	31.76	0.36	2.26	23.40	20.88	9.82	11.97	9.51	12.01
Biotite										
Na-Montmor.										
Calcite		1.28	4.81	5.25	0.25	0.76	1.20	1.65	0.58	0.55

REFERENCES CITEES

ARTHAUD F. 1970
Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire (France) et l'Anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne).
USTELA, Montpellier, série Géol. Struct., n°1, 175 p.

ARTHAUD F., MATTAUER M., PROUST F. 1966
La structure et la microtectonique des nappes hercyniennes de la Montagne Noire.
Coll. Etages Tectoniques, Neuchâtel, p.231-243.

AUBAGUE M., ORGEVAL J.J., SOULIE M., BOYER F., COMBES P.J. 1977
Les gîtes minéraux de la terminaison méridionale du Massif Central et de sa bordure languedocienne.
Bull. B.R.G.M., série II, n°3, pp139-181.

AUTRAN A., FONTEILLES M., GOGUEL J., GUITARD G. 1974
Sur le mécanisme de la schistosité.
Centenaire Soc. Geol. Belg., Géologie des domaines cristallins, Liège, p.89.121.

BARNIER M. 1982
Lithostratigraphie et géochimie des grès de Marcory, Montagne Noire.
Rapport de travail personnel d'option. Ecole des Mines de St-Etienne.

BERGERON J. 1889
Etude géologique du massif ancien situé au Sud du Plateau Central.
(Thèse Fac. Sci. Paris) Ann. Sci. Geol., t.XXII, 1 vol in f, IV + 362 p., 55 fig., 8 pl + 1 carte géol. au 1/320.000e.

BERGERON J. 1899
Etudes des terrains paléozoïques et de la tectonique de la Montagne Noire.
Bull. Soc. Geol. Fr., Paris, 3ème série, t.XXVII, Réunion extraordinaire sur le versant méridional de la Montagne Noire, p.617-678, 11 fig., pl. XVIII-XX, 6 sept. 1899.

BONNEMAISON M. 1980
Etude géologique et minéralogique des minéralisations sulfoarséniées aurifères des schistes X de la mine de Salsigne (Aude).
Thèse doc. IIIe cycle, univ. Paul Sabatier Toulouse.

BONNEMAISON M., DEMANGE M., ISSARD H., LEGER M., PASCAL M.L., PERRIN M. 1980
Lithostratigraphie et structure des "schistes X" du Cabardès (Montagne Noire, France).
C.R.Acad.Sciences, Paris, t-291, série D, p.147-150.

BOYER F. 1962
Successions caractéristiques et niveaux repères dans le Paléozoïque de la région de Carcassonne à St-Pons (Montagne Noire, France).
Bull. Soc. Géol. de France, tIV, p.572-575.

BOYER F. 1963
Style en plis couchés et laminages dans le Paléozoïque du Minervois.
Bull.Soc.Geol. de France, tV, p.278-286.

BOYER F. 1964
Observations stratigraphiques et structurales sur le Dévonien de la région de Caunes Minervois (feuille de Carcassonne au 1/50.000e).
Bull. Carte Géol. Fr., Paris, n°277, t. LX, p.105-122.

BOYER F., GUIRAUD R. 1964
Observations nouvelles sur le passage du Cambrien à l'Ordovicien dans la Montagne Noire.
Bull. Soc. Geol. Fr., Paris, (7), t.VI, p.515-512.

BOYER F., KRYLATOV S., LE FEVRE J., STOPPEL D. 1968
Le Dévonien supérieur et la limite dévono-carbonifère en Montagne Noire (France), lithostratigraphie, biostratigraphie (conodontes).
Bull.Centre Rech. Pau SNPA 2.1 , p.5-33.

CAILLERE S., KRAUT F. 1954
Les gisements de fer du bassin lorrain.
Mem. Museum hist. nat. série C, t.IV, fasc.1.

CHOUKROUNE P. 1971
Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les "zones abritées" ("pressure shadows").
Bull. Soc. Géol. de France (7), XIII, n°3-4, p.257-271.

COURJAULT-RADE P. 1982
Contrôles des minéralisations Pb-Zn liées aux strates de la plateforme carbonatée du Cambrien inférieur de la Montagne Noire.
Aspect sédimentologique, géochimique et métallogénique.
Thèse IIIe cycle, université Paul Sabatier.

COURTESSOLE R. 1973
Le Cambrien moyen de la Montagne Noire, Biostratigraphie.
Toulouse, Impr. D'Oc., 248 p., 27 pl.

CROUZET J., TOLLON F. 1981
Le Gisement stratiforme et filonien de Salsigne, Aude, Au As (Ag, Cu, Bi). 26e congrès. Geol. Int. Paris, Gisements français, faxicule E8, 54p.

DEBAT P., DERAMOND J., FERRET B., LELUBRE M., SOULA J.C. 1981
Evolution structurale de l'ouest de la Montagne Noire : les schistes X du Versant sud et la minéralisation.
Compte rendu action concertée DGRST. Université Paul Sabatier Toulouse

DEBRENNE F. 1964
Archeocyathes. Contribution à l'étude des faunes cambriennes du Maroc, de Sardaigne et de France.
Thèse d'Etat Paris 265p.

DEMANGE M. 1975
Style pennique de la zone axiale de la Montagne Noire entre Saint Pons et Murat sur Vèbre (Massif Central).
Bull. Bur. Rech. Geol. Min., 2e ser., n°2, p.91-139, 20 fig., 2 tabl., 5 pl. photos, 2 pl. H.T.

DEMANGE M. 1982
Etude géologique du massif de l'Agout Montagne Noire, France.
Thèse d'Etat. Université Pierre et Marie Curie Paris VI.

DEMANGE M., GATTONI L. 1976
Le métamorphisme progressif des formations d'origine pélitique du flanc sud du massif de l'Agout (zone axiale de la montagne noire, France).
Bull. miner., Paris, 100, p 114-122.

DEMANGE M., LEGER M., PERRIN M. 1981
Rapport final de l'équipe de St-Etienne.
Action Concertée DGRST n°79-7-0383 : Géologie des Schistes X du Cabardès et des minéralisations associées. Ecole des Mines de Saint-Etienne. Juin 1981.

DEMANGE M., ISSARD H., LEGER M., PERRIN M., BONNEMAISON M., TOLLON F. 1983
District métallifère de Salsigne :
minéralisations stratiformes et filoniennes dans les schistes du Cabardès.
Communication Action concertée BRGM doc. n° 61.

DEMANGE M., ISSARD H., PERRIN M. 1983
Etude structurale des rapports entre schistes X et nappes du versant Sud de la Montagne Noire à l'Est de Salsigne. Conséquences métallogéniques.
Action concertée VRSS. 81D. 1098.

DEMANGE M., PERRIN M., ISSARD H., DEBERTRAND T., LANDES P. 1984
New data concerning thrust nappes in Montagne Noire (Massif Central, France) consequences on the altogether structure of the massif.
à paraitre in structural geology.

DONNOT M. GUERANGE B. 1978
Le synclinorium cambrien de Brusque. Implications stratigraphiques et structurales dans les Monts de l'Est de Lacaune (Tarn, Aveyron, Hérault) - versant nord de la Montagne Noire.
Bull. B.R.G.M., Orléans, 2e ser., n°4, p.333-363, 2 pl.H.T.

DREYFUS M. 1948
Contribution à l'étude géologique et paléontologique de l'Ordovicien Supérieur de la Montagne Noire.
Mem. Soc. Geol. Fr., Paris, (nouvelle série), n°53, 22 p.

DUCROT J., LANCELOT J.R., REILLE J.L. 1979
Datation en Montagne Noire d'un témoin d'une phase majeure d'amincissement crustal caractéristique de l'Europe prévarisque.
Bull.Soc.Geol.Fr., Paris, t.XXI, n°4, p.501-505.

DUNOYER DE SEGONZAC G., FERRERO J., KUBLER B. 1968
Sur la cristallinité de l'illite dans la diagénèse et l'anchimétamorphisme.
Sedimentology, 10, p.137-143.

ENGEL W., FEIST R., FRANKE W. 1981
Le carbonifère antéstéphanien de la Montagne Noire: rapports entre mise en place des nappes et sédimentation.
Bull. BRGM , 2ème série, Section I, n°4 , p. 347-389.

ESQUEVIN J. 1964
Etude microstratigraphique des formations paléozoïques du Minervois et du massif de l'Arize.
S.N.P.A. Pau - Mémoire Etudes n°CCII a/64.

FEIST R., COURTESSOLE R. 1984
Découverte de Cambrien Supérieur à trilobites de type est-asiatique dans la Montagne Noire (France Méridionale).
C.R.Acad.Sc.Paris, t298, Série II, n°5, p.177-182.

FERRET B. 1983
Les schistes X du Cabardès (Versant Sud de la Montagne Noire) : Déformation et métamorphisme.
Thèse doc. IIIe cycle, univ. Paul Sabatier Toulouse.

FERRET B., COURJAULT-RADE P., LELUBRE M. 1983
Arguments paléogéographiques et structuraux en faveur de l'attribution des "schistes X" de la Montagne Noire (Aude Hérault) au Cambrien inférieur 1(K1).
C.R.Acad.Sc. Paris, t.296. Série II p.1195-1198.

FONTEILLES M. 1976
Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origine métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales).
Thèse d'Etat. Université P.et M. Curie Paris.

FORNARI M. 1974
Les déformations hercyniennes souples et cassantes dans le minervois (S.W. Montagne Noire, massif central français).
Relations avec le champ filonien du district aurifère de Salsigne
Univ. Sc. et tech. du Languedoc.

FOURNIER-VINAS C., DEBAT P. 1970
Présence de microorganismes dans les terrains métamorphiques précambriens (schistes X) de l'Ouest de la Montagne Noire.
Bull.Soc.Géol. de France t.XII n°2 p.351-355.

GEZE B. 1949
Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales
Mém. Soc. Géol. Fr. (nouvelle série), t.XXIX, n°62.

GOUTAY R. 1984
Cartographie des schistes du Cabardès et du Roc Suzadou.
Ecole des Mines de St Etienne, rapport interne.

GUIRAUD R. 1965
Etude géologique et hydrogéologique de la partie occidentale des Monts de Pardailhan.
Thèse Université de Montpellier.

HAMET J. 1975
Etude systématique par la méthode 87 Rb - 87 Sr des processus orogéniques. Exemple de la Montagne Noire.
Thèse d'Etat, Univ. Paris VI et VII, Laboratoire de Géochimie et Cosmochimie, 248 p.

HOBBS B.E., MEANS W.D., WILLIAMS P.F. 1976
An outline of structural Geology.
Wiley international Edition.

HOSCHEK G. 1969
The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks
Contrib. Miner. Petrol. 22. 208-232.

JAVOY M., BREVART O., TOLLON F. 1983
L'origine des minerais filoniens et des fluides minéralisateurs de Salsigne d'après les données de la géochimie isotopique.
Colloque ATP géochimie Métallogénie BONAS 16-17 juin 1983.

KAELIN J.L. 1982
Analyse structurale du gisement de scheelite de Salau (Ariège-France).
Thèse de docteur ingénieur. Ecole des Mines de Paris.

KUBLER B. 1966
La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme.
Colloque sur les étages tectoniques, Neuchâtel, pp 105-122.

LANDES P. 1980
Etude stratigraphique, pétrographique et structurale des écailles cambriennes entre la vallée du Gijou et la zone axiale de la Montagne Noire.
Ecole des Mines de Paris, rapport interne.

LA TOUR T.E., KERRICK R., HODDER R.W., BARNETT R.L. 1980
Chloritoid stability in very iron-rich altered pillow lavas.
Contrib. Miner. Petrol. 74, p. 165-173.

LAUMONIER B., GUITARD G. 1978
Contribution à l'étude de la tectonique superposée hercynienne des pyrénées orientales : le problème des plissements précoces dans le paléozoïque inférieur épizonal (série de Jujols) du synclinal de Villefranche de Conflent.
Rev. Géo. phys. et geol. dyn. (2), vol. XX, Fasc-2, pp177-212.

LAVILLE-TIMSIT L. 1974
Des minéraux lourds et phyllites de Salsigne.
Thèse IIIe cycle Paris.

LEGER M. 1981
Les minéralisations du district filonien de Labastide Esparbairenque (Aude-France) dans leur contexte géologique.
Thèse Docteur Ingénieur. Ecole des Mines de Paris.

MATOUSSOWSKY E. 1981
Etude des schistes du Cabardès (Montagne Noire, France).
Ecole des Mines de St-Etienne. Rapport interne.

MATTAUER M. 1973
Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre.
Ed. Hermann. Paris.

MIGDISOV A.A. 1960
On the titanium/aluminium ratio in sedimentary rocks.
Geochemistry (USSR) 2.178.

PAGIS G. 1983
Altération supergène du gisement aurifère de Salsigne (Aude, France).
Thèse doc. inq. Ecole des Mines de Paris.

PETTIJOHN F.J., POTTER P.E., SIEVER R. 1972
Sand and Sandstones
Springer verlag.

PETTIJOHN F.J. 1975
Sedimentary Rocks.
Third Edition Harper & Row, New York. 628pp.

PICOT P., JOHAN Z. 1977
Atlas des Minéraux métalliques.
Mémoires du BRGM, n°90.

PRANTL F. 1939
Sur les bryozoaires siluriens de la Montagne Noire.
C.R.Acad.Sc.t.208, p.1415-1416

PRIAN J.P. 1977
Coincidence spatiale et (ou) chronologique du volcanisme et des dépôts calcaro-phosphatés dans le cambro ordovicien de la région de Camarès (versant Nord de la Montagne Noire).
R.A.S.T. 1977

PRIAN J. P. 1980
Les phosphorites cambriennes du versant septentrional de la Montagne Noire au Sud du bassin permien en Camarès (Aveyron).
Thèse Doctorat d'Université, Univ. Paris VI, 407 p.

RAIMBAULT L. 1980
Rapport de stage de Cartographie Cabrespine mai 1980.
Ecole des Mines de Saint-Etienne.

READING H.G. 1978
Sedimentary environments and Faciès.
Blackwell scientific publications 569p.

REVEL J.F. 1979-1980
Compte-rendu des travaux effectués à la mine de Rieussec (non publié).

REYNOLDS D.G. 1965
Geology and mineralisation of the Salsigne Gold Mine, France.
Econ.Geol.U.S.A. n°60 n°4 pp772-791.

ROBERT F. et THIEBAUT J. 1976
Découverte d'un volcanisme acide dans le Caradoc de la région de Ribes de Freser (Prode Gerona).
C.R.Acad.Sc. 282 S.D. 2049-2050.

SAGON J.P., DUNOYER de SEGONZAC G. 1972
La cristallinité des micas dans les schistes paléozoïques et briovériens du bassin de Chateaulin (Massif Armoricain).
C.R.Acad.Sc. Paris, t.275.

SEIDEL E.,OKRUSCH M., SCHUBERT W. 1975
Chloritoid bearing metapelites associated with glaucophane rocks in western crete, Greece.
Contrib. Miner. Petrol. 49. 105-115.

THOMPSON A.B. 1976
Mineral reactions in pelitic rocks.
Am. Journal of Science. vol. 276 p.401-504.

THOMPSON J.B. 1957
The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists.
Am. Mineralogist. vol.42 p.842-858.

THORAL M. 1935
Contribution à l'étude géologique des Monts de Lacaune et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire.
Bull. Carte Géol. Fr., Paris, (192), -t.38, p.319-637.

THORAL M. 1938
Sur l'âge des formation paléozoïques des environs de Caunes-Minervois (Aude).
C.R. somm. Soc. géol. Fr., p308-309.

THORAL M., GEZE B. 1939
Sur la structure de la région occidentale du versant méridional de la Montagne Noire (Aude-Hérault).
C.R.Acad.Sc. t.208 p.211-213.

TOLLON F. 1970
Le district aurifère de Salsigne (Aude).
Thèse d'Etat. Université Paul Sabatier Toulouse.

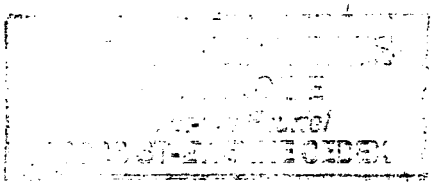
VELDE B. 1967
Si $^{4+}$ content of natural phengites.
Contr.Mineral. and Petrol. 14, p.250-258.

VIGNARD G. 1976
Etude lithostratigraphique et tectonique du paléozoïque de la région de St-Pons (versant Sud de la Montagne Noire)
D.E.S. géologie structurale Montpellier.

WILSON G. 1961
The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field.
Ann. Soc. Geol. de Belgique t.84.

WOODLAND B.G. 1982
Gradational development of domainal slaty cleavage, its origin and relation to chlorite porphyroblasts in the Martinsburg formation, eastern Pennsylvania.
Tectonophysics 82, PP.89-124.

Tous documents M.P.C.S.



Bruno TESSIER