

**BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES**

**SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL**  
B.P. 6009 - 45 Orléans (02) - Tél.: (38) 66.06.60

**ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET MINÉRALOGIQUE DU TRIAS  
DE BETCHAT ET DE BONREPAUX (Ariège)**

par

Gérard GLEIZES



**Service géologique régional MIDI - PYRÉNÉES**  
avenue du Complexe aérospatial, 31 Toulouse (04) - Tél.: (61) 52.12.14

**71 SGN 326 MPY**

Octobre 1971

## A. V A N T - P R O P O S

=====

Que tous ceux qui ont participé à l'élaboration de ce mémoire, trouvent, ici, l'expression de ma profonde gratitude.

Je remercie Monsieur le Professeur L. CAPDECOMME qui m'a accueilli au sein du Laboratoire de Cristallographie et Minéralogie et m'a fait l'honneur d'accepter la présidence du jury de cette thèse. L'intérêt qu'il voulut bien m'accorder me fut un précieux encouragement.

Toute ma reconnaissance va à Monsieur le Professeur R. PULOU qui m'a témoigné sa confiance en me proposant ce sujet de recherche. Il fut pour moi un guide aux conseils précieux et je suis particulièrement sensible à l'honneur qu'il m'a fait en acceptant d'être le rapporteur de ce travail.

Je tiens également à remercier Monsieur le Professeur M. ORLIAC pour l'aide et la bienveillance dont je fus l'objet tout au long de mon 3<sup>ème</sup> cycle.

Je remercie aussi Messieurs J.P. FORTUNE et P. MONCHOUX pour l'intérêt qu'ils témoignèrent à mes travaux et dont les connaissances sur les minéraux phylliteux et les roches ophitiques me furent très profitables.

En janvier 1969, je fus accepté en qualité de stagiaire au B.R.G.M. grâce à l'intervention de Monsieur A. VANDENBERGHE, Directeur du S.G.R. Midi-Pyrénées. Cette aide morale et matérielle m'a permis de mener à bien ce mémoire. Je lui en suis très vivement reconnaissant.

Il m'est agréable d'associer à ces remerciements tout le personnel du SGR Midi-Pyrénées, en particulier Monsieur J.P. PARIS qui a bien voulu me faire bénéficier de son expérience de la Géologie en m'accompagnant sur mon terrain de recherche et Monsieur J. GAJHARAGUE pour ses conseils critiques

et la rigueur qu'il apporta à la correction de ce mémoire.

Qu'il me soit permis d'associer également mes parents à ce travail, car je leur dois d'avoir pu poursuivre mes études jusqu'ici, ainsi que ma femme, pour son aide permanente et ses encouragements.

Je ne saurais conclure sans remercier tous les chercheurs et techniciens du Laboratoire de Cristallographie et Minéralogie qui me firent part de leur expérience et de leur aide.





2-2-6-2 - Examen des minéraux lourds .....	42
2-2-6-2-1 - Minéraux lourds dans le gypse compact	
2-2-6-2-1-1 - Séparation magnétique	43
- Magnétite	
- Ilménite	
- Hématite	
2-2-6-2-1-2 - Séparation électromagnétique	
- Epidotes .....	44
- Tourmalines .....	45
- Pyrite .....	47
- Rutile .....	48
- Célestite .....	49
2-2-6-2-2 - Minéraux lourds dans les boues	
2-2-6-3 - Origine des minéraux rencontrés dans la masse gypseuse .....	50
2-2-6-3-1 - Origine détritique	
2-2-6-3-2 - Origine métamorphique	52
2-2-7 - Analyses spectrographiques du gypse .....	53
2-2-7-1 - Si, Mg, Al	
2-2-7-2 - Fe	
2-2-7-3 - Na	
2-2-7-4 - Ti	
2-2-7-5 - B, Mn, Cr	
2-2-7-6 - Ba, Ni, V, Cu	
2-2-7-7 - Sr	
2-2-8 - Répartition du strontium dans les gisements	57
2-2-9 - Cristallisation du gypse par évaporation d'une solution de sulfate de calcium .....	58
2-2-9-1 - Mode opératoire .....	59
2-2-9-2 - Cristallisation du sulfate de calcium dihydraté pur	

2-2-9-3 - Cristallisation du gypse en présence de strontium .....	60
2-2-9-4 - Cristallisation du gypse en présence de divers ions .....	62
2-2-9-5 - Influence de la température sur la cristallisation du gypse .....	65
2-2-9-6 - Influence de la sursaturation	
2-2-9-7 - Description des cristaux de gypse	66
2-2-9-8 - Conclusions .....	67
2-3 - ETUDE DES PHYLLITES DANS LES SEDIMENTS TRIASIQUES ..	69
2-3-1 - Introduction	
2-3-2 - Etude des phyllites dans les sédiments argilo-gypseux	
2-3-2-1 - Phyllites constituant les argiles	
2-3-2-1-1 - Analyses chimiques ..	70
2-3-2-1-2 - Analyses thermiques différentielles .....	71
2-3-2-1-3 - Analyses diffractométriques	
2-3-2-1-4 - Conclusions .....	72
2-3-2-2 - Phyllites associées au gypse ....	73
2-3-2-2-1 - Analyse thermique différentielle	
2-3-2-2-2 - Analyse diffractométrique	74
2-3-2-3 - Phyllites associées aux cargneules ..	75
2-3-2-3-1 - Détermination des cargneules	
2-3-2-3-2 - Les phyllites .....	76
2-3-2-4 - Conclusions	
2-3-3 - Etude des phyllites associées aux ophites .....	77
2-3-3-1 - Localisation des gisements	
2-3-3-1-1 - Dans le secteur de Bonrepaux	
2-3-3-1-2 - Dans le secteur de Betchat	

2-3-3-2 - Etude des phyllites .....	78
2-3-3-2-1 - Les différents faciès des phyllites	
2-3-3-2-2 - Séparation des phyllites des gisements de Betchat	79
2-3-3-2-2-1 - Gisement des "Graves"	80
2-3-3-2-2-2 - Gisement de "Charot"	
2-3-3-2-3 - Propriétés optiques ..	81
2-3-3-2-4 - Analyses chimiques ...	82
2-3-3-2-5 - Analyses thermiques ...	83
2-3-3-2-5-1 - Courbes d'analyses thermiques différentielles	
2-3-3-2-5-2 - Courbes d'analyses thermiques pondérales	84
2-3-3-2-6 - Analyses diffractométriques	85
2-3-3-2-7 - Analyses spectrographiques	87
2-3-3-2-8 - Interprétation des analyses chimiques ...	88
2-3-3-2-9 - Conclusions .....	89
2-3-3-2-9-1 - Nature des phyllites	
2-3-3-2-9-2 - Hypothèses génétiques	90
 2-4 - ETUDE DES OPHITES DE PRAT ET BONREPAUX .....	 94
2-4-1 - Introduction	
2-4-2 - Etude minéralogique sommaire .....	95
2-4-2-1 - Les pyroxènes .....	96
2-4-2-2 - Les plagioclases .....	97
2-4-3 - Analyse modale de la roche	
2-4-4 - Composition chimique de la roche .....	99
2-4-5 - Composition chimique des pyroxènes .....	103
2-4-6 - Composition chimique des plagioclases .....	108

2-4-7- Analyses spectrographiques .....	110
2-4-7-1 - Analyses spectrographiques de la roche	111
2-4-7-2 - Analyses spectrographiques des épidotes	
2-4-8 - Possibilités d'exploitation des ophites ....	112
- CONCLUSIONS GENERALES .....	113
- INDEX BIBLIOGRAPHIQUE .....	115

## LISTE DES FIGURES DANS LE TEXTE

-----		Pages
fig. 1	- Cadre géographique et structural .....	13
fig. 2	- Carte géologique du secteur triasique de Betchat. ....	16
fig. 3	- Coupe schématique de la série stratigraphique de Bonrepaux	20
fig. 4	- Carte géologique de la région de Bonrepaux .....	22
fig. 5	- Coupes géologiques dans la région de Bonrepaux .....	25
fig. 6	- Coupes schématiques des gisements de gypse de Bonrepaux et de Betchat. ....	31
fig. 7	- Plan de la carrière de gypse DEDIEU à Bonrepaux (Janvier 1970). ....	34
fig. 8	- Plan de la carrière de gypse BOUE à Bonrepaux (Février 1970). ....	35
fig. 9	- Plan de la carrière de gypse BOUE d'Escoulis (Janvier 1970). ....	36
fig.10	- Mode de cristallisation du gypse fibreux dans les fractures; déformation des fibres de gypse sous l'effet de contraintes dues au rejeu des fractures. ....	39
fig.11	- Formes cristallines des minéraux inclus dans le gypse (pyrite et tourmaline). ....	46
fig.12	- Tableau comparatif des teneurs en strontium (en ppm) en fonction du faciès cristallin du gypse .....	57
fig.13	- Etude des argiles du Trias de Bonrepaux (analyses thermiques différentielles et analyses diffractométriques).	71
fig.13 bis	- Etude des phyllites associées au gypse (analyse thermique différentielle et analyse diffractométrique).	74
fig.14	- Analyses thermiques différentielles comparées des phyllites du Trias de Betchat. ....	83
fig.15	- Analyses thermiques pondérales comparées des phyllites du Trias de Betchat. ....	85
fig.16	- Diagrammes diffractométriques comparés des phyllites du Trias de Betchat. ....	86
fig.17	- Diagrammes diffractométriques des phyllites du Trias de Betchat; variations et déplacements des raies en fonction de la température. ....	87

	Pages
fig.18 - Détermination des chlorites du Trias de Betchat (diagramme de HEY - 1954). . . . .	89
fig.19 - Les ophites de Prat (1/20 000). . . . .	94
fig.20 - Position des pyroxènes de Prat et de Bonrepaux . . . .	107
fig.21 - Relations entre les proportions atomiques de Si, Al, et Ti, dans les clinopyroxènes; détermination des pyroxènes des ophites de Prat et de Bonrepaux. . . . .	108

## LISTE DES PLANCHES HORS-TEXTE

-----

- Pl. I - Microfaciès de terrains secondaires, dans le secteur de Bonrepaux.
- Pl. II - Carrières de gypse dans les secteurs de Betchat et de Bonrepaux
- Pl. III - Minéraux inclus dans la masse gypseuse des gisements de Betchat et de Bonrepaux
- Pl. IV - Minéraux inclus dans la masse gypseuse des gisements de Betchat et de Bonrepaux
- Pl. V - Cristallisation du gypse par évaporation en présence de strontium.
- Pl. VI - Influence des cations étrangers sur le faciès cristallin du gypse.

## R E S U M E

=====

L'objet de ce travail est l'étude des deux lambeaux de Trias de Betchat et de Bonrepaux, affleurant au Nord-Est de Saint-Girons. Les gisements de gypse qu'ils renferment, ont été exploités depuis très longtemps comme en témoignent les anciennes carrières aujourd'hui abandonnées.

Nous avons effectué, tout d'abord, une étude géologique préliminaire qui a abouti à la réalisation des cartes géologiques détaillées des deux secteurs intéressés.

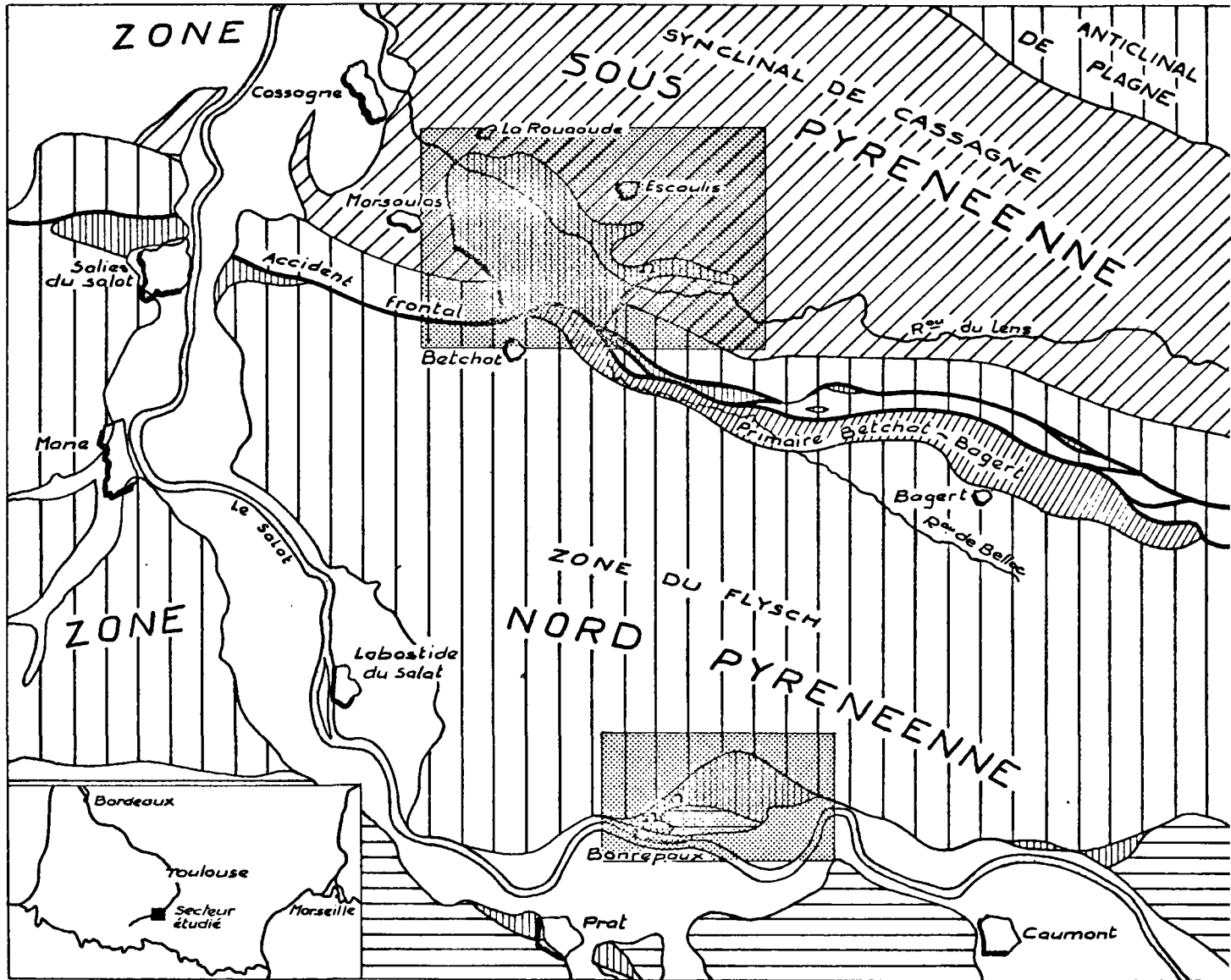
La seconde étape de notre travail concerne l'étude minéralogique des divers constituants du Trias, divisée en trois parties :

- l'étude des gisements de gypse comportant une description de leur structure, des carrières en exploitation, des différents faciès du gypse et des minéraux étrangers inclus dans la masse gypseuse, qui a permis de mettre en évidence l'influence de certains ions sur le faciès cristallin du gypse, par évaporation de solutions saturées,
- l'étude minéralogique sommaire des argiles et des cargneules du Keuper qui nous a conduit à un examen plus détaillé des phyllites associées aux ophites et amené à certaines hypothèses permettant d'expliquer leur origine,
- l'étude des ophites orientée plus particulièrement vers la composition chimique de leurs minéraux principaux.

Fig. 1

# CADRE GEOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL

1/80000



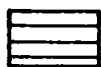
Quaternaire



Tertiaire



Crétacé supérieur



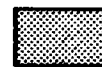
Crétacé inférieur - Jurassique



Trias



Primaire



Zones étudiées



Carrières de gypse

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

## CADRE GEOGRAPHIQUE

Les deux amas triasiques étudiés sont situés à la limite des départements de l'Ariège et de la Haute-Garonne (feuille de St. Gaudens 4 et 8 de la carte topographique au 1/20 000 de l'I.G.N.).

- Le secteur de Betchat :

Le lambeau triasique de Betchat se trouve environ à 5 kilomètres à l'Est du village de Salies-du-Salat. Il occupe une zone de  $3,5 \text{ km}^2$ , délimitée à l'Est, par les ruisseaux de Belloc et du Lens, au Nord, par les hameaux de la Rouaoude et Escoulis, et à l'Ouest et au Sud, par les villages de Marsoulas et de Betchat (cf. fig. 1). La topographie est caractéristique du Trias : le paysage est formé de petites buttes boisées, correspondant à des dômes ophitiques, séparées par des vallons herbeux ou des reliefs très peu accusés dûs aux argiles du Keuper. L'ensemble est traversé par la vallée du Lens qui forme des petites gorges au niveau des ophites et s'étale largement dans les zones argileuses.

- Le secteur de Bonrepaux :

Le lambeau triasique de Bonrepaux, d'une superficie de  $1,3 \text{ km}^2$  environ, est situé à une dizaine de kilomètres au Sud du précédent, près du village de Bonrepaux. Il est bordé, au Sud, par la rivière du Salat et à l'Ouest et à l'Est, respectivement par les ruisseaux de Côtépugnère et des Buffaux (cf. fig. 4). Son extension vers le Nord est limitée au parallèle passant par les deux points cotés 460,2 et 431,2. La partie méridionale de l'affleurement est formée par un massif calcaire donnant à la topographie un relief bien marqué au niveau des falaises bordant la départementale D.134. Les argiles, forment, au Nord, une dépression continue en demi-cercle de Bonrepaux au cap de la Lane, avec quelques pointements d'ophites.

## CADRE GEOLOGIQUE

=====

L'affleurement de Betchat est situé au Sud du chaînon des Petites Pyrénées, dans la zone Sous-Pyrénéenne. Le Trias, injecté dans l'accident frontal Nord-Pyrénéen, s'est épanché là, sur le synclinal tertiaire de Cassagne-Fabas, lors de l'orogénèse pyrénéenne (cf. fig. 1).

L'affleurement de Bonrepaux se trouve dans la zone Nord-Pyrénéenne, à la limite Sud d'une vaste zone synclinale de Flysch schisto-gréseux, reposant, au Nord, dans le secteur de Betchat à Bagert, sur le socle primaire qui apparaît à la faveur du chevauchement frontal. La bordure méridionale du lambeau triasique de Bonrepaux est recouverte par les alluvions récentes du Salat. Il appartient à la fermeture septentrionale du synclinal jura-crétacé de Caumont.

1 - PREMIERE PARTIE

---

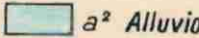
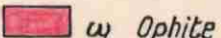

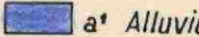


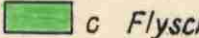


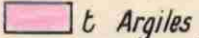
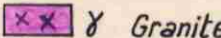

ETUDE GEOLOGIQUE

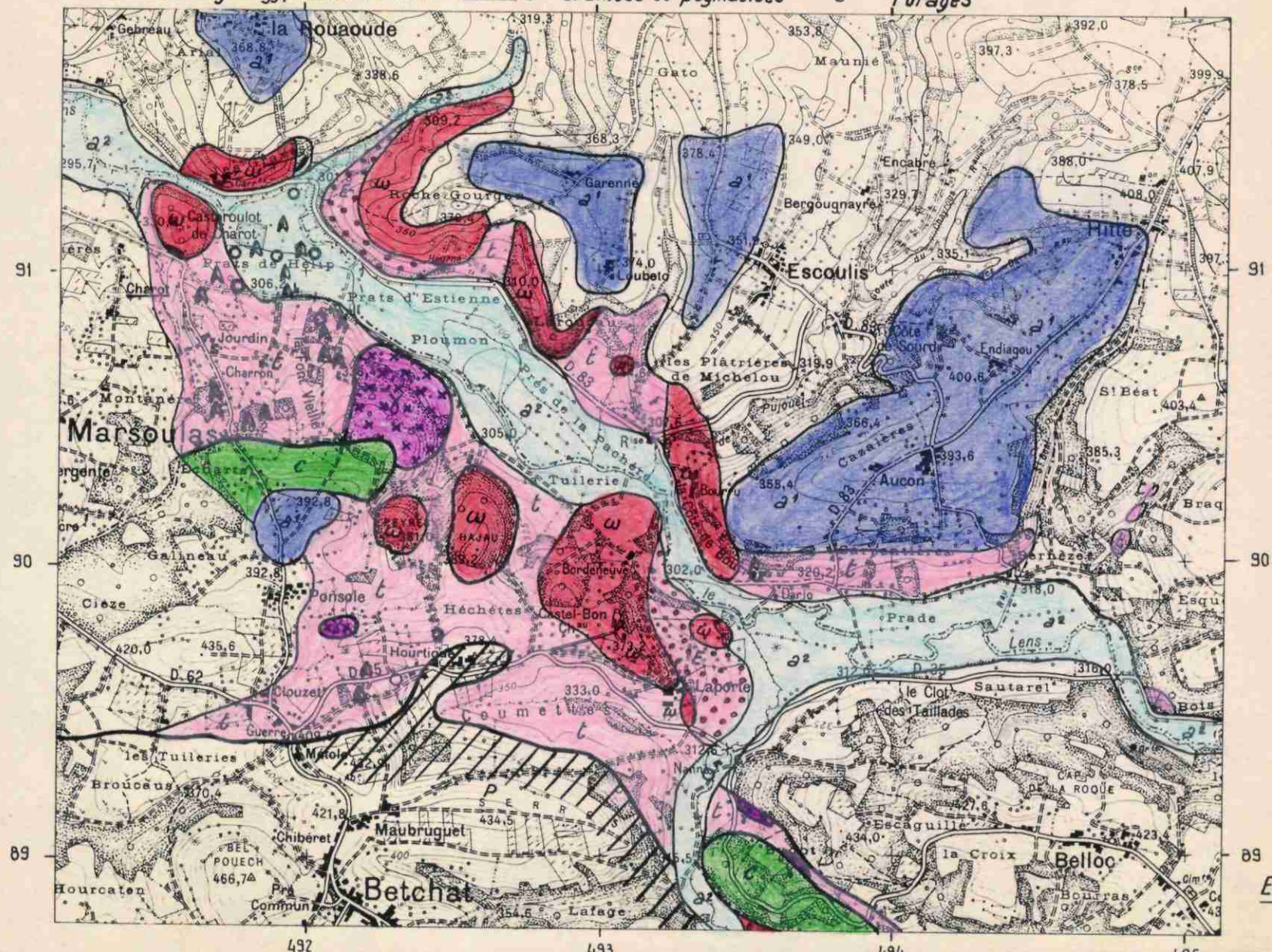
---

---

# CARTE GEOLOGIQUE DU SECTEUR TRIASIQUE DE BETCHAT

Fig. 2

- |  |   |  |
|--|---|--|
|  a <sup>2</sup> Alluvions récentes  |  ω Ophite                 |  Gisements de terres blanches |
|  a <sup>1</sup> Alluvions anciennes |  E Eboulis d'ophite       |  Carrières                    |
|  c Flysch Santanien                 |  P Schistes primaires     |  Puits de gypse               |
|  t Argiles gypsifères du Trias      |  γ Granites et pegmatites |  Forages                      |



Echelle : 1/20.000

## 1-1 - PRESENTATION

=====

Les cartes géologiques des régions de Betchat et de Bonrepaux (cf. fig 2 et fig. 4) ont été réalisées d'après les levés que nous avons effectués au cours du printemps et de l'été 1970 (1), en tenant compte des contours de la carte géologique au 1/80 000 de St. Gaudens et de la carte au 1/50 000 de la Société ELF-ERAP.

## 1-2 - LE SECTEUR DE BETCHAT

=====

1-2-1 - Stratigraphie

Nous décrirons simplement, dans ce chapitre, les modifications que nous avons apportées aux contours des feuilles au 1/80 000 de St. Gaudens et au 1/50 000 de la Société ELF-ERAP.

1-2-1-1 - L'écaille de Flysch de Marsoulas

Dans la région de Marsoulas, au Nord du point coté 392,8, on rencontre une écaille de Flysch calcaréo-marneux, couronnée par un placage d'alluvions anciennes; cette écaille a déjà été signalée par J. THIEBAUT (1968) puis par P. SOUQUET et B. PEYBERNES (1970). Elle est jalonnée sur son bord septentrional par des granites et pegmatites qui apparaissent en blocs épars, sans continuité entre eux, comme au Nord de la lame de Flysch située à l'Est du ruisseau de Belloc; ces blocs semblent toutefois plus abondants en bordure du Lens dans le bois situé immédiatement à l'Est de la "Font-Vieille". (cf. fig. 2). Ces granites ont souvent une texture pegmatitique; ils sont constitués de gros cristaux de quartz, parfois automorphes, de plagioclases acides à macle polysynthétique très fine (An 10-15) et de muscovite; ils renferment très souvent des tourmalines noires ferrifères ou schorlites, très pléochroïques dans les sections allongées (brun foncé) et peu ou non pléochroïques dans les sections transversales subtriangulaires zonées.

(1) Ces cartes, réalisées en liaison avec le B.R.G.M. - S.G.R. Midi-Pyrénées, ont été incluses dans la carte géologique de St. Gaudens au 1/50 000, en cours d'impression.

Des lavages effectués dans les niveaux marneux, gris-verdâtre du Flysch, ont fourni une riche microfaune de Globotruncana avec : (1)

G. concava

G. lapparenti

G. gr. renzi-angusticarinata

G. coronata

L'âge de cette association est un peu variable selon les auteurs :

- pour SIGAL : postérieur au Coniacien basal et antérieur au Santonien
- pour PESSAGNO : Coniacien terminal à Santonien moyen
- pour BOLLI : moitié inférieure du Santonien.

Cette écaille représente sans doute le prolongement vers le Nord-Ouest de la série crétacée supérieure bréchique et calcaréo-marneuse rencontrée le long de la petite route qui va de la ferme de Nane au lieu-dit Belloc.

#### 1-2-1-2 - La limite Sud du Trias

La limite Sud du Trias a été modifiée; en effet, on trouve du Keuper dans le vallon de la Coumette, 300 m au Sud du Château de Castel-Bon, là où figurait, sur la feuille de St. Gaudens au 1/80 000, une bande importante attribuée aux schistes siluriens.

Il faut signaler, en outre, que la majeure partie des schistes siluriens doit être rapportée au Crétacé supérieur. Cette formation est constituée de brèches monogéniques à éléments de schistes noirâtres primaires (P. SOUQUET et B. PEYBERNES, 1970).

Seule subsiste une mince bande de substratum paléozoïque sur la bordure Nord de ces brèches, qui se développe vers l'Est, pour constituer le massif primaire de Betchat-Bagert. Nous avons observé ce Primaire dans le talus de

---

(1) Détermination de C. Monciardini. Laboratoire de micropaléontologie  
B.R.G.M. - ORLEANS.

la départementale D.35, près de la ferme de Hourtigué; il est constitué par des schistes écrasés et broyés qui reposent anormalement à l'horizontale sur le Trias. Il y a donc apparemment charriage du Primaire sur le Trias.

#### 1-2-1-3 - La limite Ouest du Trias

Nous avons également effectué une légère modification des contours de la limite Ouest du Keuper. Il est moins étendu que ne le figurent les contours précédents. En effet, sur la route qui va de la ferme du Clouzet au village de Cassagne, le Trias n'apparaît que près du point coté 360,2 à 200 m au Sud-Ouest du lieu-dit Charron (figures 1 et 2). La limite du Trias passe à l'Est de la ferme de Ponsole. Vers l'Ouest, les éboulis soliflués recouvrent les versants du ravin des Echarts, ne laissant apparaître, çà et là, que de petits affleurements de Crétacé supérieur et de Nummulitique, non reportés sur la figure 2.

#### 1-2-1-4 - Les placages alluviaux

Au Nord de l'alignement ophitique, qui longe la départementale D.83, du lieu-dit les Graves, à la côte de Bourru, on remarque, dans les talus de divers chemins transversaux, des niveaux franchement alluvionnaires. Ces niveaux, correspondant à des placages d'alluvions anciennes solifluées, recouvrent en partie la bordure septentrionale du lambeau de Trias, comme en témoignent les anciennes plâtrières creusées au Nord des affleurements de Trias, dans les alluvions.

On distingue ainsi les placages de la Rouaoude, de Garenne, d'Escoulis et de Aucon-Hitte. Au Sud de la vallée du Lens, on retrouve un petit lambeau témoin de ce niveau ancien, à 200 m au Nord de la ferme de Ponsole.

### 1-2-2 - Tectonique

La position tectonique du lambeau de Betchat, dans le cadre géologique de la région, a été étudiée par de nombreux auteurs; nous citerons notamment L. BERTRAND (1908), G. DUBAR (1923), R. BUXTORF (1930), M. CASTERAS (1933).

L'interprétation admise actuellement est celle d'un Trias enraciné sur le front septentrional de l'accident frontal Nord-pyrénéen, éjecté et épanché vers le Nord, lors des plissements pyrénéo-alpins.

Cette interprétation a été confirmée par quelques forages en vue de l'exploitation du gypse: ceux-ci, après avoir recoupé les formations triasiques sur une centaine de mètres, ont atteint le substratum tertiaire calcaire. On trouve souvent, à la base du chevauchement, une brèche de friction à granulites et autres roches cristallines.

L'épanchement de masses importantes de sédiments triasiques argilo-gypseux dans la zone de Betchat, pourrait être dû à une très faible inclinaison de l'accident frontal, lié à une échancrure dans la série de couverture du massif primaire de Betchat-Bagert.

### 1-3 - LE SECTEUR DE BONREPAUX

=====

Le Trias supporte, dans ce secteur, une partie de sa couverture secondaire qui forme, au Sud, un massif calcaire très fracturé (cf. fig. 4).

#### 1-3-1 - Stratigraphie

La série que l'on rencontre dans le secteur de Bonrepaux est schématisée dans la figure 3.



### 1-3-1-1 - La série triasique

Elle est réduite au Keuper qui est constitué en majeure partie par des argiles gypsifères, dans lesquelles sont englobés des calcaires dolomitiques et des ophites.

#### - Les argiles gypsifères

Les argiles sont verdâtres ou violacées; le gypse forme, dans les argiles verdâtres, d'importantes lentilles exploitées localement; au contact des ophites, les argiles passent à des terres chloriteuses blanchâtres.

On trouve de très nombreux quartz bipyramidés, tant dans les argiles rouges que dans les argiles blanches; leur taille ne dépasse généralement pas le millimètre.

#### - Les calcaires dolomitiques

Ce sont des cargneules ocre, d'aspect très caverneux en surface. Lorsqu'on brise la roche, on constate que les trous sont remplis d'une poudre jaune pulvérulente formée de dolomie pratiquement pure.

Ces bancs de cargneules se rencontrent, sans ordre apparent, souvent à proximité d'ophites; ils ne sont pas en place et leur position est due à la tectonique du Keuper.

#### - Les ophites

De nombreuses études sur les ophites des Pyrénées ont permis de leur attribuer un âge triasique, notamment A. LACROIX (1917), A. DUFFOUR (1933) et J. THIEBAUT (1965); elles forment, ici, dans la topographie, de petits dômes typiques tels que la colline du Barbu ou du Tuquet. On rencontre également de l'ophite sous forme de boules très altérées dans le gypse.

### 1-3-1-2 - La série jurassique

L'absence de fossiles, nous a conduit à dater les différentes assises par analogie de faciès.

#### 1-3-1-2-1 - Le Lias

On trouve localement, au-dessus des argiles du Keuper, notamment dans une petite dépression située au Nord-Est du village de Bonrepaux, un banc de calcaire très argileux, finement lité, en plaquettes, d'une dizaine de mètres de puissance.

Au-dessus, vient une assise de brèches dolomitiques, surmontée par des calcaires rubannés et oolithiques en bancs métriques.

Le banc de calcaires en plaquettes, épisodique, présente le faciès habituel du Rhétien dans les Pyrénées et pourrait appartenir à cet étage. On peut attribuer aux brèches dolomitiques un âge Hettangien supérieur et aux calcaires rubannés un âge Sinémurien. L'Hettangien inférieur ne semble donc pas représenté; il s'agit vraisemblablement d'un étirement tectonique.
















Le Lias moyen, habituellement marneux, n'apparaît pas en affleurement cependant, au Nord de Bonrepaux, la présence d'un replat dans la topographie pourrait correspondre à ce Lias marneux. Plus à l'Est, à 100 m au Nord du point coté 453,0, le Jurassique repose directement sur le Lias inférieur calcaire. Il y a là, soit une lacune de sédimentation du Lias moyen, soit un étirement tectonique entre les niveaux compétents du Lias inférieur calcaire et des dolomies jurassiques.

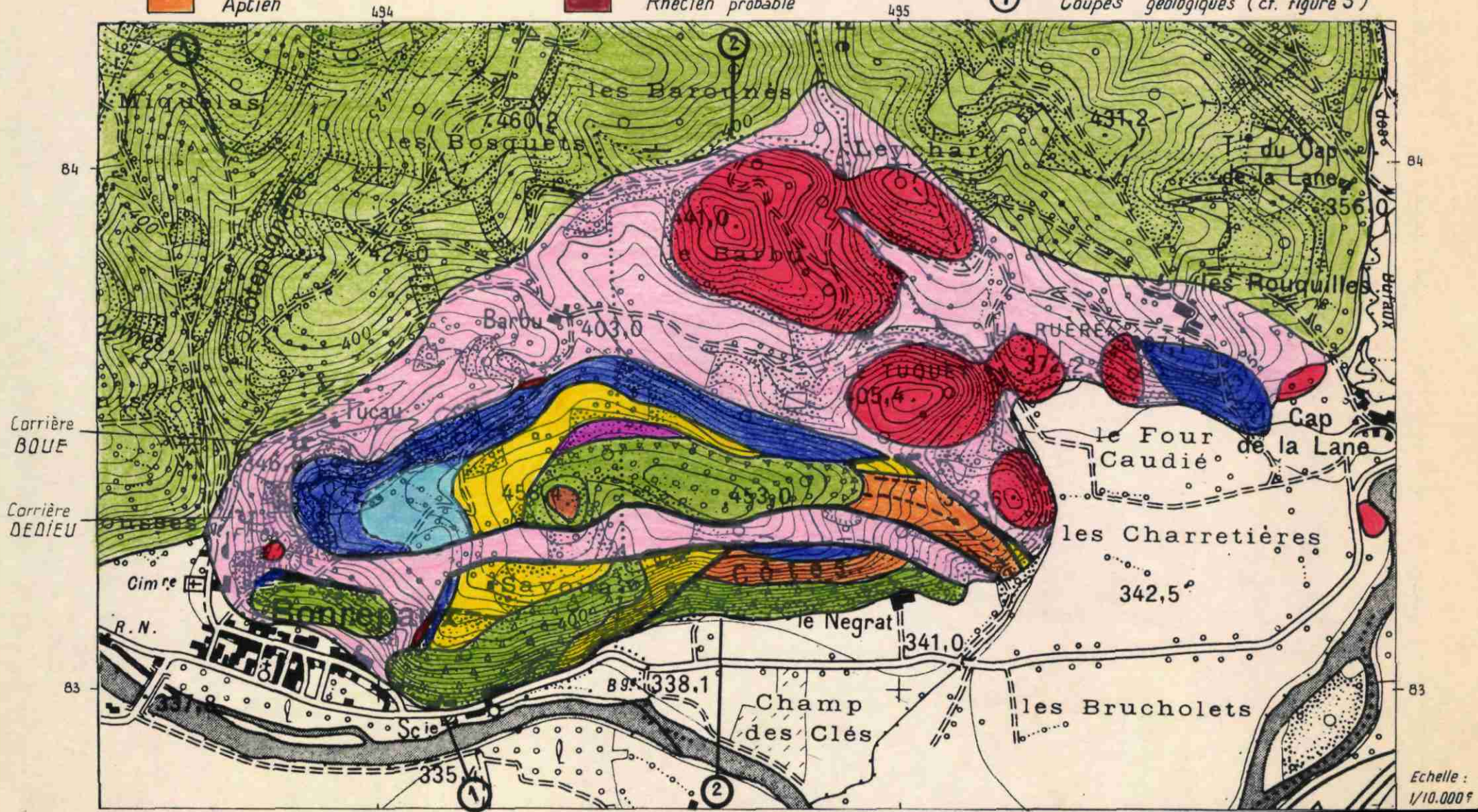
#### 1-3-1-2-2 - Le Jurassique moyen et supérieur

La série débute par une assise de dolomies noires cristallines, essen-

# CARTE GEOLOGIQUE DE LA REGION DE BONREPAUX

Fig. 4

- |   |                             |   |                        |   |                                     |
|---|-----------------------------|---|------------------------|---|-------------------------------------|
|  | Alluvions récentes          |  | Kimméridgien supérieur |  | Keuper                              |
|  | Pliocène                    |  | Jurassique supérieur   |  | Ophites (roches éruptives)          |
|  | Albien et Cénomanién        |  | Lias moyen probable    |  | Gisements de terres blanches        |
|  | Albien bréchiqne ou récifal |  | Lias inférieur         |  | Carrières de gypse                  |
|  | Aptien                      |  | Rhétien probable       |  | ① Coupes géologiques (cf. figure 5) |



tiellement bréchiques, de 100 m de puissance environ, qui repose, au Sud de la ferme du Barbu, directement sur le Lias calcaire. (cf. fig. 4 et Pl.I).

Dans la région, cette série est généralement datée du Dogger au Kimméridgien inférieur; nous n'avons pas trouvé de bancs calcaires, épargnés par la dolomitisation, qui nous auraient permis de préciser l'attribution stratigraphique de ces assises.

Au-dessus, viennent des calcaires noirs à grain fin que l'on trouve à 250 m au-dessus de la ferme du Barbu. Ces calcaires ont un faciès analogue au faciès habituel du Kimméridgien; mais l'absence d'une microfaune ne permet pas de préciser l'âge de ces couches avec certitude.

#### 1-3-1-3 - La série du Crétacé inférieur

Les termes de base du Crétacé semblent manquer. Ce fait est général dans les Pyrénées où une émergence s'est produite vers la fin du Jurassique.

#### 1-3-1-3-1 - La série barrémienne à aptienne

\*Au Sud du lieu-dit le Tuquet, on rencontre la succession suivante :

- brèches de base (localement),
- calcaires gris clair, mouchetés, à grain très fin, peu fossilifères (quelques miliolites seulement),
- calcaires plus sombres, compacts, à microfaune pérorécifale abondante (1): nombreux textularidés, valvulinidés, miliolidés, ophtalmidiidés, avec Pseudotextulariella sp, Nummoloculina sp, Iraqia, Cuneolina, Orbitolina sp (peu évoluée).

---

(1) Détermination de C. MONCIARDINI - service de micropaléontologie - B.R.G.M. - ORLEANS.

On rencontre, également, quelques tests de lamellibranches et spongiaires coloniaux.

Cette microfaune indique un âge Barrémien à Aptien (cf. Pl. I).

• Au lieu-dit "Les Côtes", des calcaires blancs à Toucasia apparaissent, notamment dans une petite carrière abandonnée, à 100 m au Nord-Ouest de la ferme du Negrat; ces calcaires ont fourni une microfaune comprenant des orbitolines assez aplaties et des textularidés; ils sont vraisemblablement plus élevés dans la série que les calcaires au Sud du Tuquet. Les faciès sont ici franchement Urgo-Aptien.

#### 1-3-1-3-2 - La série albienne

L'Albien est partout discordant et se présente sous deux faciès.

##### - Calcaires à algues

Au sommet du massif calcaire, non loin des points cotés 458,4 et 453,0, on rencontre des calcaires blancs, débutant par une brèche remaniant les éléments sur lesquels elle repose. Ainsi, lorsque les calcaires reposent sur du Lias ou du Kimméridgien, les éléments de la brèche sont calcaires (100 m au Nord du point coté 458,4). Lorsqu'ils reposent sur le Jurassique supérieur, les éléments deviennent dolomitiques. Enfin, dans leur partie la plus orientale, les calcaires à algues débutent par une brèche à très gros éléments (30 à 40 cm) remaniant les calcaires de l'Aptien.

Les calcaires à algues ont fourni une faune abondante de polypiers, bryozoaires, orbitolines évoluées et une flore composée de nombreuses mélobésiées de VINPORT (floridées):

(cf; Pl. I)	- <u>Paraphyllum primaevum</u>	ROTH
	- <u>Kymalithon belgicum</u>	FOSLIE
	- <u>Agardhiellopsis cretacea</u>	LEMOINE

- Brèches de Bonrepaux

Elles forment une puissante série dans les falaises du Sud du massif. Les éléments de la brèche sont très variables en nature (Lias à Aptien) et en dimension (1 cm à plusieurs mètres). La présence de mélobésiées dans le ciment de ces brèches a permis de leur attribuer un âge albien (B. PEYBERNES 1968) (1).

On rencontre d'Ouest en Est, trois placages d'Albien bréchiq ue :

- le premier, 100 m au Nord de Bonrepaux, repose directement sur le Trias et le Lias inférieur;
- le second, au Nord de la Scierie, à la sortie du village de Bonrepaux, recoupe en discordance la série jurassique; il remonte jusque dans le vallon situé entre les points cotés 458,4 et 453,0;
- le dernier, au Nord de la ferme du Negrat, est plaqué contre l'Aptien calcaire; on peut le suivre depuis le Nord du barrage situé sur le Salat, 500 m en amont de Bonrepaux, jusqu'au Nord du point coté 341,0.

1-3-1-4 - Le Ponto-pliocène

Non loin du point culminant (458,4 m) , on remarque une lentille d'argile ocre, de faible épaisseur (1 à 2 m), contenant des galets de quartzites roses.

Cette formation, d'allure circulaire, d'une quarantaine de mètres de diamètre, repose directement sur les calcaires à algues. C'est le témoin d'un ancien niveau pliocène enlevé dans sa presque totalité par l'érosion et

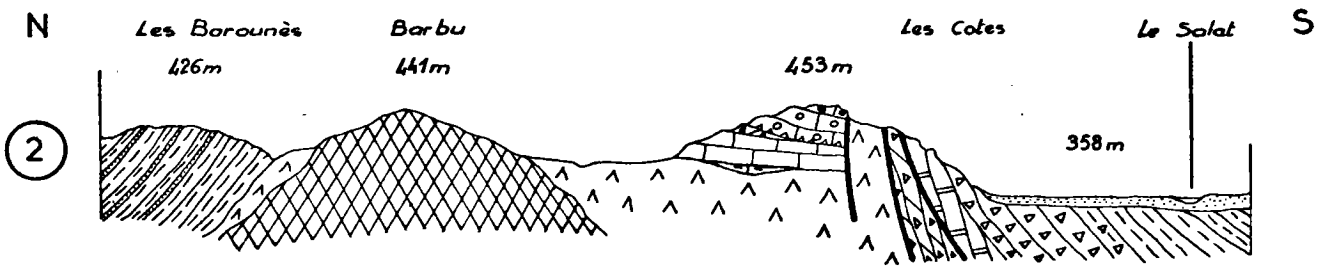
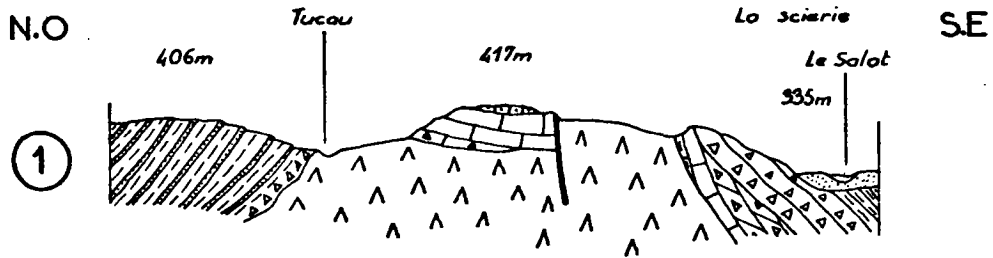
---

(1) Cet auteur, dans une communication orale de 1971, nous a précisé l'âge de ces brèches. Il leur attribue un âge post-leymeriellien plus récent que les calcaires à algues qui représenteraient le Clansayésien.

Fig. 5

COUPES GEOLOGIQUES DANS LA REGION DE BONREPAUX

1/10000



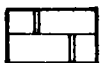
Alluvions.



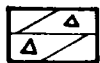
Cénomannien:  
Flysch schisto-gréseux



Albien: Calcaires à algues  
brèches passant à des marnes noires



Aptien:  
Calcaires blancs



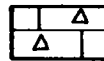
Jurassique moyen et supérieur:  
dolomies noires, bréchiques



Lias moyen:  
Calcaire marneux.



Sinémurien:  
Calcaire oolithique et rubané



Hettangien supérieur:  
brèche dolomitique



Rhétien:  
Calcaire marneux en plaquettes



Keuper:  
Argiles et gypse.



Ophites.

qui correspond, par son altitude, au Ponto-pliocène de Pointis, situé deux kilomètres plus au Nord.

### 1-3-2 - Tectonique

L'affleurement triasique de Bonrepaux est la conséquence d'une tectonique intense ayant provoqué une remontée du matériel plastique argileux du Keuper. Cette remontée a entraîné un redressement des couches de bordure des bassins synclinaux de Flysch au Nord, et de terrains jura-crétacés au Sud. (cf. fig. 5).

Des accidents secondaires se sont produits dans cette couverture juracrétacée qui est très fracturée (cf. fig.4). On peut suivre un accident Est-Ouest, de largeur à peu près constante, où s'est injecté le Trias, depuis la carrière DEDIEU jusqu'au Nord de la ferme du Negrat; cet accident, marqué dans la topographie par une légère dépression, divise le massif calcaire en deux ensembles.

- L'ensemble nord est constitué à l'Ouest par des terrains jurassiques dont le pendage est très faible (30° S.E. environ) recouverts en discordance au sommet du massif par les calcaires à algues de l'Albien. Au centre, les couches jurassiques semblent se redresser et à l'Est, un contact par faille, fait apparaître l'Aptien dont le pendage est subvertical.

- L'ensemble sud limité au Nord par l'accident Est-Ouest, montre des couches jurassiques et crétaées très redressées qui plongent fortement vers le Sud. Il est divisé en deux compartiments par une fracture de direction Sud-Ouest - Nord-Est qui vient buter, au Nord, sur l'accident Est-Ouest.

Ces formations, qui représentent la fermeture du synclinal de Caumont-Bonrepaux, sont constituées de terrains jurassiques et urgoniens, recouverts en discordance par des placages de brèches albiennes.

On remarque, au-dessus du village de Bonrepaux, un placage de brèches

albiennes, flottant sur le Trias et ayant conservé, au Nord, un lambeau de calcaires liasiques.

Citons, enfin, indépendamment de l'ensemble Nord et de l'ensemble Sud, un lambeau témoin de calcaire du Lias, au Sud du hameau des Rouquilles.

### 1-3-3 - Conclusions

La bréchification de presque tous les niveaux, la présence de lacunes, failles et discordances, montrent la grande instabilité du secteur.

Il est intéressant de remarquer les variations de faciès de l'Albien qui est récifal au sommet du massif, bréchique dans les falaises du Sud et de faciès Flysch au Nord et au Sud de l'accident triasique; la discordance anté-albienne souligne les mouvements qui ont provoqué l'individualisation d'une cordillère :

- l'Albien récifal correspond à une sédimentation calme sur un haut-fond,
- l'Albien bréchique correspond aux brèches formées sur le talus du massif par démantèlement progressif de ce dernier. La continuité de ces brèches semble indiquer la présence de mouvements durant l'Albien.
- l'Albien de faciès Flysch correspond à une sédimentation plus calme et plus profonde dans deux bassins individualisés, séparés par la cordillère de Bonrepaux.

La complexité de la région de Bonrepaux a été acquise lors de l'orogénèse pyrénéo-alpine, mais le secteur a sans doute joué tout au long des temps géologiques.

2 - DEUXIEME PARTIE

---

ETUDE MINERALOGIQUE DES DIVERS CONSTITUANTS DU TRIAS

---

---

## 2-1 - PRESENTATION

=====

Les formations triasiques, limitées au Keuper, sont constituées essentiellement d'assises gypsifères, de minéraux phylliteux et d'ophites.

Nous étudierons successivement ces trois termes.

## 2-2 - ETUDE DU GYPSE

=====

2-2-1 - Généralités

Le gypse est un minéral très répandu dans la nature. Il appartient au système monoclinique et les cristaux présentent généralement des formes cristallines très variées : ils sont groupés ou isolés, cassants ou flexibles, souvent maclés. L'agencement des cristaux est également très différent dans les gisements : texture lamellaire, fibreuse, grenue ou saccharoïde.

La faible solubilité du gypse (2 g . par l. à 20°C ), explique sa conservation dans les gisements. Elle est cependant suffisante pour permettre un transport et une recristallisation aisée dans les fissures. Il ne forme pas de solution solide avec d'autres minéraux; aussi, les cristaux sont souvent très purs en dehors des inclusions.

Sous l'action de la chaleur, le gypse se déshydrate en hémihydrate, puis en sulfate anhydre (anhydrite). L'hémihydrate donne le plâtre à bâtir, car il peut régénérer le gypse si on l'hydrate à nouveau. Cette propriété est à l'origine d'une industrie artisanale très ancienne qui, de nos jours, est devenue une activité industrielle dont les besoins sont de plus en plus importants. L'anhydrite peut s'hydrater très lentement en se transformant ainsi en gypse.

Les gisements sont nombreux et variés. Les auteurs attribuent

actuellement aux gypses triasiques une origine lagunaire : ils pensent que ces gypses proviennent de la cristallisation du sulfate de calcium contenu dans l'eau de lagunes sursalées, par évaporation. Les gisements de Betchat et de Bonrepaux ont une origine primaire de ce type.

#### 2-2-2 - Historique de l'exploitation des gisements de Betchat et de Bonrepaux

Le gypse est connu et exploité depuis fort longtemps déjà (300 ans environ) dans les régions de Betchat et de Bonrepaux. Les "anciens" l'utilisaient comme pierre à plâtre; le mode d'extraction était particulier : l'exploitation se faisait par des puits verticaux, de forme conique, s'évasant vers le bas; ceci avait l'avantage d'éviter les éboulements du toit, mais nécessitait un gypse pur et résistant car la remontée du gypse s'effectuait à dos d'homme dans des paniers ou "oiseaux", par un escalier taillé en hélice dans les parois.

Des venues d'eau se produisaient assez souvent, ce qui rendait l'extraction difficile, car on ne pouvait pas enlever cette eau par gravité ou siphonage; il fallait la pomper. Le gypse, une fois remonté et broyé, était cuit sur place dans des fours dont il subsiste encore parfois quelques vestiges, comme près du village de Bonrepaux.

Il existe actuellement une quinzaine de puits dans le secteur de Bonrepaux et plus d'une soixantaine dans le Trias de Betchat. Il faut mentionner également un petit gisement exploité autrefois dans le Keuper bordant l'alignement ophitique de Prat, au lieu-dit "Goutasses" (cf. fig. 18). Tous ces puits sont fort dangereux, car ils sont assez profonds (30 à 50 m), souvent remplis d'eau et mal signalés. Cependant, la connaissance de leurs emplacements est précieuse, car elle permet de déceler avec précision les zones où le gypse est assez pur pour être exploité.

Ce mode d'exploitation a été abandonné; plus tard, l'extraction a repris sous une forme plus rentable: des galeries subhorizontales ont été creusées à la dynamite et l'on sortait le gypse au moyen de wagonnets.

De nos jours, la mécanisation a rendu l'extraction plus méthodique; le gypse est exploité de deux manières :

- soit en carrières souterraines, formées par de vastes galeries pouvant atteindre plus de dix mètres de hauteur; ces galeries permettent la circulation de camions capables de transporter plus de dix tonnes de gypse, que l'on charge sur le front de taille au moyen de tracteurs à pelle; ceci entraîne un gain considérable de temps et une rapidité de manoeuvre augmentant l'importance de la production,

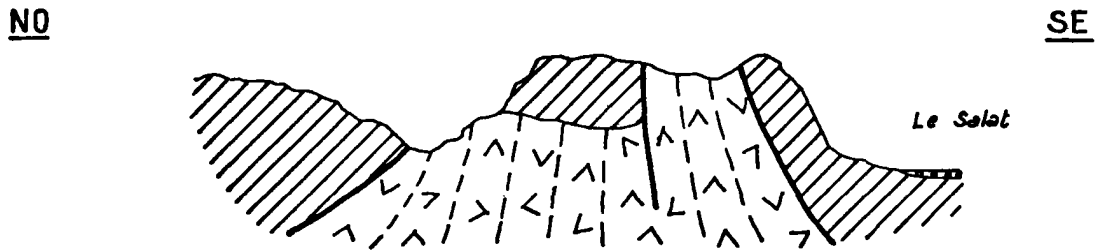
- soit en carrière à ciel ouvert, lorsque les conditions topographiques s'y prêtent; ce mode d'exploitation n'est possible qu'en été, quand le terrain est sec (3 ou 4 mois par an). Le gypse doit être rapidement stocké dans les galeries, avant qu'il ne soit mouillé par les intempéries, car il se transforme alors en boue à cause des impuretés argileuses et devient impossible à manipuler. Cela nécessite une reprise du stock, mais les frais supplémentaires que cette manipulation occasionne sont compensés par l'abaissement des dépenses d'abattage des carrières à ciel ouvert; de plus, le tonnage quotidien est beaucoup plus important qu'en exploitation souterraine.

### 2-2-3 - Structure des gisements de Betchat et de Bonrepaux

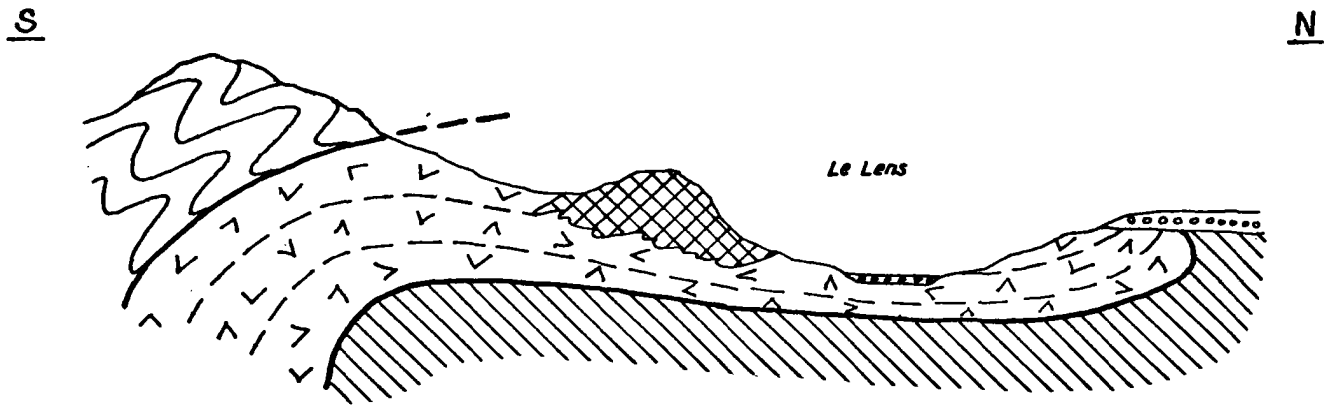
La situation actuelle de ces gisements résulte d'une remontée de sédiments triasiques argilo-gypseux, liée à une tectonique intense. Ce type de mise en place a été rendu possible par la grande plasticité du matériel et explique vraisemblablement la grande impureté du gypse: il est, en effet, mélangé à des quantités importantes de minéraux phylliteux et à de nombreux minéraux détritiques; on peut admettre que la tectonique a provoqué dans la masse gypseuse, à l'origine assez pure, des fracturations et des boudinages

Fig. 6







# COUPES SCHEMATIQUES DES GISEMENTS DE GYPSE DE BONREPAUX(a) ET BETCHAT(b)



-a-



-b-

- |   |   |
|---|---|
|  Alluvions                                 |  Argiles gypsifères du Trias |
|  Substratum Crétacé supérieur et tertiaire |  Terrains paléozoïques       |
|  Terrains Jurassique et Crétacé inférieur  |  Ophites                     |

1/7500  
└───┬───  
1/10000

ayant entraîné son mélange avec les formations encaissantes argileuses.

### 2-2-3-1 - Le gisement de Betchat

Comme nous l'avons décrit précédemment, dans le chapitre géologie, (cf. page 19), le gisement de Betchat forme une nappe d'amplitude assez grande, épanchée sur le synclinal tertiaire de Cassagne, (cf. fig. 6 a).

Le Trias est donc extravasé et posé à plat sur les couches calcaires très redressées du flanc sud du synclinal. Cette disposition a été confirmée par des forages d'exploitation de gypse.

Le gypse se présente en couches assez régulières, subhorizontales. Cette pseudostratification indique une certaine fluidalité dans les formations, lors de la mise en place du gisement. Ce dernier a une extension assez vaste, mais son épaisseur est limitée (70 à 90 m suivant les forages), ce qui diminue les possibilités d'exploitation sur de nombreux étages.

La grande dispersion de vieux puits dans tout l'amas de Betchat indique une répartition homogène des formations gypsifères dans les argiles. Toutefois, il semble que la zone d'exploitabilité la meilleure soit située dans la partie Nord du lambeau de Betchat, comme le montrent les forages.

- Le forage de la "plâtrière" (1929), situé presque au front du charriage, recoupe 70 mètres de Trias dont 55 mètres constitués de gypse.

- Le forage de "Nane" (1929), plus près de la racine du charriage, n'atteint le tertiaire que vers 150 m. Le Trias est donc plus épais près de l'enracinement du chevauchement; cependant, les formations gypsifères ne dépassent pas 80 m car la partie inférieure est surtout constituée d'argiles.

- Le forage de "Hourtigué" (1957), est situé pratiquement contre le primaire et atteint 160 mètres de profondeur. Les formations traversées sont

constituées presque uniquement d'un mélange d'argile du Trias et de calcaires marneux du Crétacé supérieur. Le gypse est pratiquement absent.

On remarque, en outre, que les anciens puits sont surtout concentrés dans la partie nord-ouest de l'affleurement (cf. fig. 2), notamment près du lieu-dit "Jourdin", où le gypse semble être continu sur une superficie de  $0,4 \text{ km}^2$ , environ. Dans cette zone, si l'on admet que le gypse a une épaisseur constante de 50 m, le cubage exploitable serait de l'ordre de  $20 \times 10^6 \text{ m}^3$  de gypse.

De plus, l'extension vers le Nord du Trias est plus grande que ne l'indique la limite des affleurements : en effet, le Keuper est en partie masqué par des dépôts récents; le gypse se prolonge donc vers le Nord, sous les alluvions, comme en témoignent les anciennes plâtrières de "Michelou" et les affleurements de gypse compact, le long du ravin situé entre les lieux-dits "Braquet" et "Bernèze".

Les réserves en gypse du gisement sont donc très importantes. Ce gypse est cependant assez impur et son emploi est limité aux cimenteries.

#### 2-2-3-2 - Le gisement de Bonrepaux

Les mouvements tectoniques ont été beaucoup plus réduits; il n'y a pas eu charriage. L'affleurement comporte une partie de sa couverture secondaire (cf. fig. 6b).

Le gypse se présente en couches subverticales d'épaisseur très variable; ces variations d'épaisseur doivent être liées aux déformations provoquées par l'étirement du massif lors de sa remontée. L'aspect général, assez chaotique, est probablement en relation avec la transformation de l'anhydrite en gypse qui s'accompagne d'une augmentation importante de volume.

Ce gisement a déjà fait l'objet d'une exploitation assez poussée. Le gypse est surtout localisé dans la partie ouest de l'affleurement triasique. Vers l'Est, on ne rencontre que des formations argileuses rougeâtres renfermant localement quelques filonets de gypse fibreux, notamment près des lieux-dits "Leychart" et la "Ruère".

Les réserves de gypse doivent cependant être importantes car, si le gypse est peu étendu en surface, son extension en profondeur est certainement très grande.

#### 2-2-4 - Description des carrières en exploitation

Les exploitations sont, à l'heure actuelle, au nombre de trois :

- deux, dans le secteur de Bonrepaux :

- carrière DEDIEU,

- carrière BOUE de Bonrepaux

- une, dans le secteur de Betchat, près du hameau d'Escoulis :

- carrière BOUE, d'Escoulis.

La production moyenne annuelle de l'ensemble est de 70 000 tonnes (1).

Le gypse a une qualité médiocre et la production est destinée aux cimenteries.

2-2-4-1 - La carrière DEDIEU, à Bonrepaux (X = 493,75-Y = 83,33  
Z = 345 m)

C'est la plus ancienne. L'exploitation a commencé sous forme de puits,

---

(1) A titre de comparaison, la production française de gypse cru de 1969 a été de 5 500 000 tonnes et la production du gisement triasique de Tarascon sur Ariège de 200 000 tonnes environ dont 30% destinés aux cimenteries et 70 % destinés à la fabrication de plâtre à bâtir.

PLAN DE LA CARRIERE DE GYPSE DEDIEU A BONREPAUX (JANVIER 1970)

50 m



*Pilier*



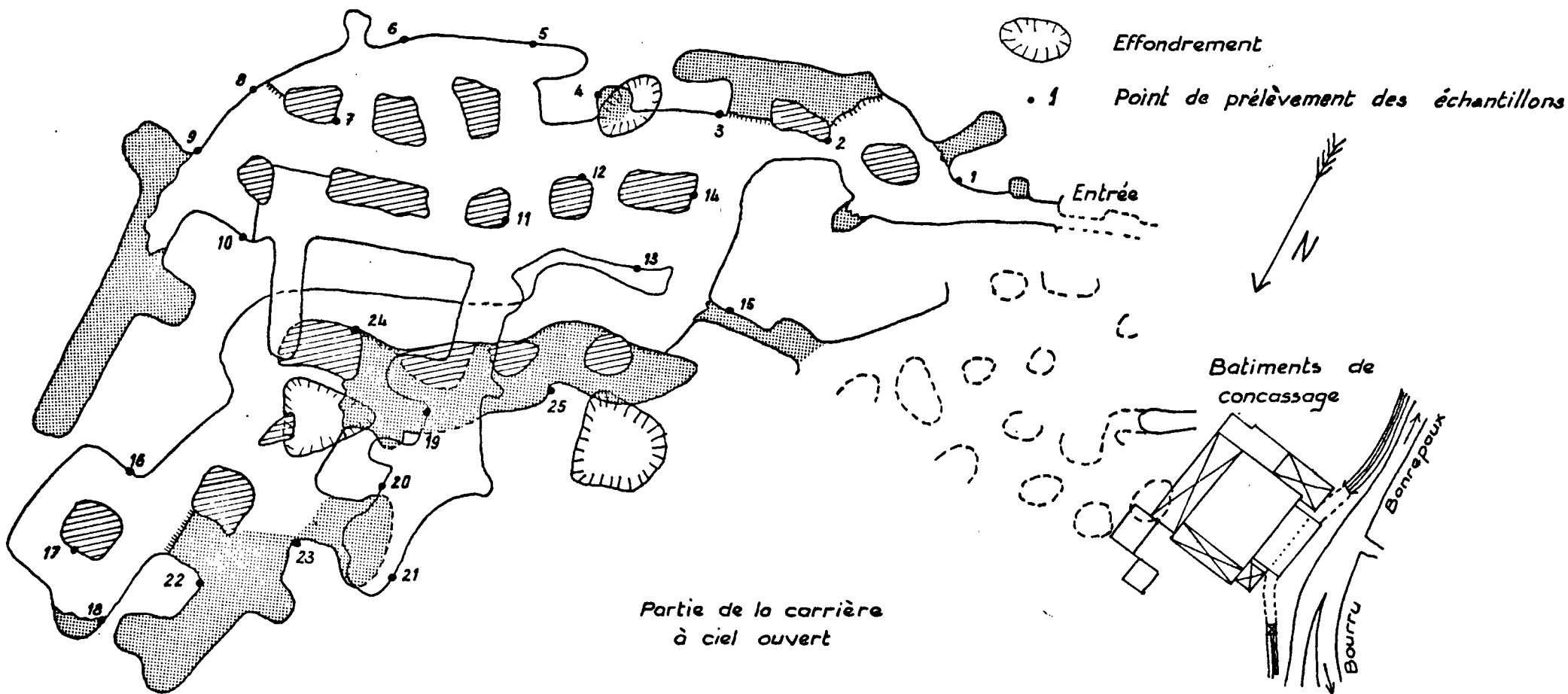
*Zone remplie d'eau ou d'argile*



*Effondrement*



*Point de prélèvement des échantillons*



*Partie de la carrière  
à ciel ouvert*

*Batiments de  
concassage*

*Bourru  
Bonrepaux*

*Entrée*

*N*

il y a trois siècles, puis fut reprise en 1906 par Mr CORNEILLE qui creusa les premières galeries horizontales. Le gypse était extrait au moyen de wagonnets. En 1957, Mr DEDIEU reprit l'extraction en élargissant les galeries, permettant ainsi le passage de camions. L'exploitation se fait actuellement sous deux formes :

- Carrière à ciel ouvert : elle a été ouverte en 1966; c'est la seule de la région, les autres étant toutes souterraines. Elle s'ouvre à flanc de colline (cf. Pl II). Ce mode d'extraction ne se pratique que l'été et les galeries servent alors de hangar de stockage. Le décapage est peu important (3 à 5 m), mais il est rendu difficile par la verticalité des couches de gypse qui présentent des poches de dissolution remplies d'argile, gênant les travaux.

- Galeries souterraines : la galerie d'entrée est située dans la carrière à ciel ouvert, près d'un ancien puits. L'exploitation comporte deux étages mais actuellement le minage ne se fait que dans l'étage inférieur, l'étage supérieur servant de magasin pour le gypse mis en réserve (cf. fig.7). Cet étage fournissait d'ailleurs un gypse rougeâtre, très impur, car il était situé à proximité du toit argilo-calcaire de la formation.

Les difficultés d'extraction sont nombreuses : des blocs d'ophite gênent parfois l'avancement des galeries; à leur contact se produisent souvent des venues d'eau, noyant complètement certaines galeries, ce qui nécessite des installations de pompage et de nombreux travaux de colmatage.

La production varie selon les saisons; elle est en moyenne de 25 000 tonnes par an (au mois de mai 1970, 2 250 tonnes extraites, soit un peu plus de 100 tonnes par jour de travail). Le gypse est très impur, il présente en moyenne 30% de  $SO_3$ , soit 65% de gypse et 35% d'impuretés (1). Il est desti-




---

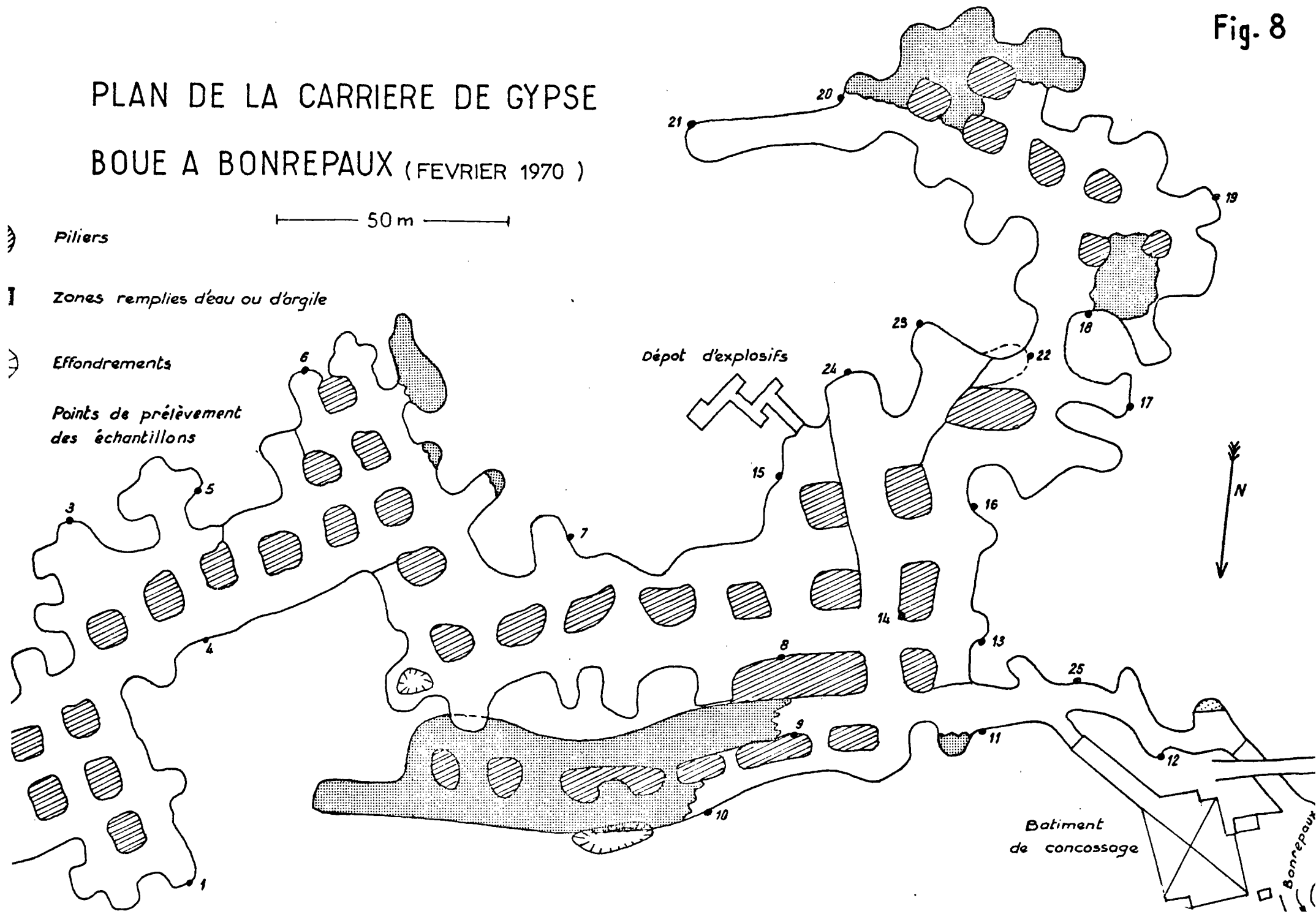
(1) Nous tenons ici, à remercier vivement la Direction des Laboratoires d'Analyses des Ciments Lafarge de Boussens, qui a bien voulu nous communiquer les résultats des analyses partielles effectuées sur le gypse: teneur en  $SO_3$  ( $H_2O$  et  $CaO$  n'étant pas dosés). Dans la suite de notre travail, nous avons traduit ces résultats en teneur de gypse.

Fig. 8

# PLAN DE LA CARRIERE DE GYPSE BOUE A BONREPAUX (FEVRIER 1970)

50 m

-  Piliers
-  Zones remplies d'eau ou d'argile
-  Effondrements
- Points de prélèvement des échantillons



né pour sa plus grande part à la cimenterie Lafarge de Boussens. Une faible partie est expédiée à la cimenterie de Lannemezan.

2-2-4-2 - La carrière BOUE, à Bonrepaux (X = 493,85 - Y = 83,47  
Z = 370 m)

Commencée par un vieux puits, il y a environ deux siècles, elle fut reprise en 1910 sous forme de galeries jusqu'en 1939 où les travaux cessèrent avec une centaine de mètres de galeries. Elle fut ensuite ouverte à nouveau en 1950, par Mr BOUE.

L'entrée de la mine se situe à environ 300 m au Nord-Est de celle de la carrière DEDIEU (cf. Pl. II); la tranche gypsifère exploitée au-dessus de l'entrée est restreinte car le toit calcaire est proche.

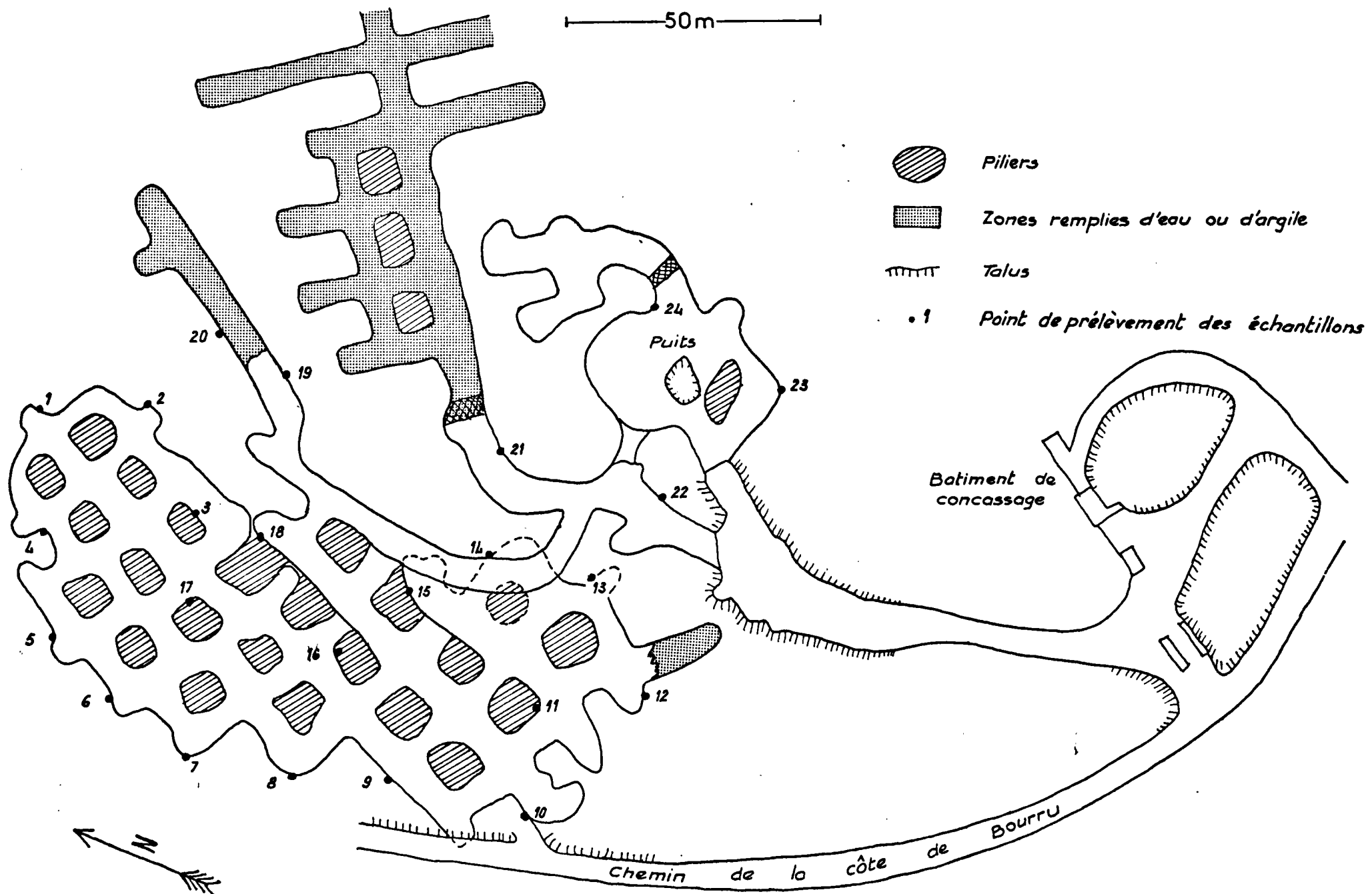
L'exploitation s'effectue actuellement sur un seul étage mais un second niveau a été amorcé vers le bas en 1969. Les galeries ont une direction d'ensemble Est-Ouest (cf. fig. 8). En effet, la progression des travaux vers le Nord est rendue impossible par la proximité de la pente topographique qui occasionne de nombreux éboulements et vers le Sud, l'exploitation est limitée par le toit calcaire qui s'enfonce en pente douce et provoque à son contact des venues d'eau.

La production est de 70 tonnes par jour, soit 19 000 tonnes par an, environ. Le gypse, assez impur (35 à 40% d'impuretés), est envoyé essentiellement aux cimenteries de Boussens. Une faible partie est convoyée vers les cimenteries de Lannemezan.

2-2-4-3 - La carrière BOUE, d'Escoulis (X = 493,54 - Y = 89,95  
Z = 315 m)

Elle est beaucoup plus récente que les précédentes (1960) et s'ouvre près du ruisseau du Lens dans une petite colline appelée "La Côte de Bourru",

PLAN DE LA CARRIERE DE GYPSE D'ESCOULIS (JANVIER 1970)



à 1 km au Sud du village d'Escoulis (cf. fig. 2). Son implantation s'est faite près d'un ancien puits de gypse dont les travaux avaient été arrêtés en 1874. Ce puits a d'abord servi comme entrée de la mine, puis une autre entrée a été creusée à côté et la galerie de départ s'enfonce rapidement pour éviter les risques d'éboulement. (cf. fig. 9 et Pl. II).

Le gypse se présente souvent en bancs subhorizontaux de faible épaisseur (0,20 à 2 m). Les galeries sont plus hautes que larges afin d'éviter le décollement de plaques de gypse du plafond qui peuvent occasionner des accidents.

Dans l'ensemble, le gypse contient assez peu d'impuretés (25 à 30%). Les couches sont assez continues, ce qui rend l'exploitation régulière. Cependant, la présence de l'ancien puits à l'entrée, rempli d'eau sur 30 à 40 mètres, constitue une menace d'inondation brusque des galeries.

La production est de 100 tonnes par jour environ et est dirigée en majeure partie vers la cimenterie de Boussens. Notons que la présence de gypse pur en quantité importante pourrait permettre la fabrication de plâtre à bâtir.

#### 2-2-5 - Description des différents faciès du gypse

Les gisements de Betchat et de Bonrepaux présentent des variétés de gypse à peu près comparables. La masse gypseuse est formée, dans sa plus grande partie, par du gypse très impur dans lequel se trouvent des lentilles de gypse pur. Nous avons distingué quatre faciès suivant la pureté du gypse :

##### 2-2-5-1 - Faciès "gypse brun"

Localisé souvent en bordure des masses gypseuses, il est coloré en brun par des impuretés argileuses ou terreuses provenant des formations encaissantes.

C'est un mauvais gypse d'exploitation qui a une teneur en  $\text{SO}_3$  souvent inférieure à 25%, ce qui représente plus de 50% d'impuretés mélangées au gypse. C'est dans ce gypse que se produisent fréquemment les venues d'eau.

#### 2-2-5-2 - Faciès "gypse vert"

Il est constitué par de petits cristaux de gypse, transparents, souvent agglomérés en amas fibreux blancs, emballés dans des argiles chloriteuses qui lui confèrent cette teinte verdâtre. Il forme plus de la moitié du gypse exploité et contient entre 40 et 50% d'impuretés.

#### 2-2-5-3 - Faciès "gypse compact"

Il est formé de minuscules cristaux imbriqués les uns dans les autres formant un édifice très compact et résistant: en effet, la roche est difficilement cassante, car, sous un choc violent, elle se creuse mais ne se brise pas; les fissures ne peuvent pas se propager, compte tenu de la texture. C'est dans ces formations que sont creusés les anciens puits.

Ce gypse compact semble provenir d'une hydratation progressive de blocs d'anhydrite; il est beaucoup plus pur que les faciès décrits précédemment (5 à 15% d'impuretés). Les impuretés, rarement chloriteuses, sont surtout formées de dolomie et de nombreux minéraux lourds, en particulier la pyrite. Celle-ci, en quantité parfois importante, constitue une gêne pour la fabrication du plâtre, car, une fois broyée finement, elle provoque des taches de rouille par oxydation.

Ce faciès forme, environ, 10 à 15% de la masse gypseuse. On peut rattacher à ce gypse deux autres variétés plus pures : l'une, blanc neige, à grain très fin, pouvant être travaillée comme l'albâtre, l'autre, d'une belle teinte orangée, due probablement à des oxydes de fer. Ces deux faciès sont très rares et ne se rencontrent qu'accidentellement en lentilles d'une qua-

rantaine de centimètres de diamètre, dans le gypse impur compact.

#### 2-2-5-4 - Gypse pur

Trois variétés ont été reconnues.

##### - Gypse saccharoïde blanc

Présent surtout dans la carrière d'Escoulis, il est formé de petits cristaux de faciès très aplati, simplement juxtaposés les uns aux autres, de sorte qu'il se désagrège en poudre analogue à du sucre, par simple pression manuelle. Ce gypse forme des enclaves dans du gypse chloriteux vert. Il est dû probablement à des recristallisations au sein même de la masse gypseuse.

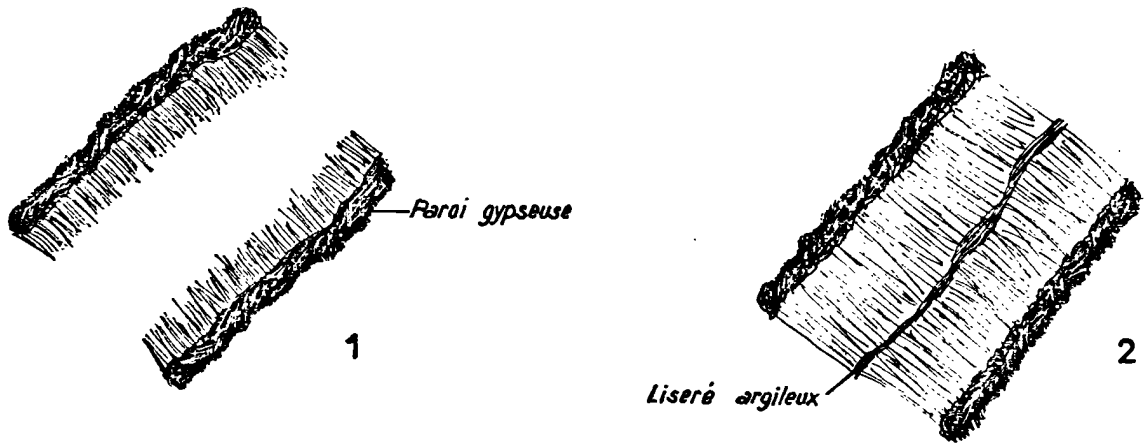
##### - Gypse fibreux blanc

Il n'est pas contemporain de la formation du gisement et a recristallisé secondairement dans les fissures, à partir de solutions de sulfate de calcium, résultant de la dissolution partielle du gypse par les eaux circulant dans les gisements; elles sont en effet très chargées en ions  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{SO}_4^{2-}$  (eaux séléniteuses). Ce gypse recristallisé est très pur; il est constitué par des cristaux en forme de petites aiguilles transparentes qui sont agglomérées parallèlement entre elles, lui donnant un aspect fibreux blanc caractéristique.

Le mode de cristallisation dans les fissures est toujours le même: les aiguilles sont perpendiculaires aux parois de la fracture; elles ne sont pas continues d'une paroi à l'autre mais au contraire interrompues vers le milieu de la fissure. Cette interruption est souvent marquée par un liseré argileux analogue à la druse des filons (cf. fig.10). La cristallisation des aiguilles doit donc s'amorcer sur les parois; les cristaux se développent vers le centre et tendent à se rejoindre. La circulation des impuretés

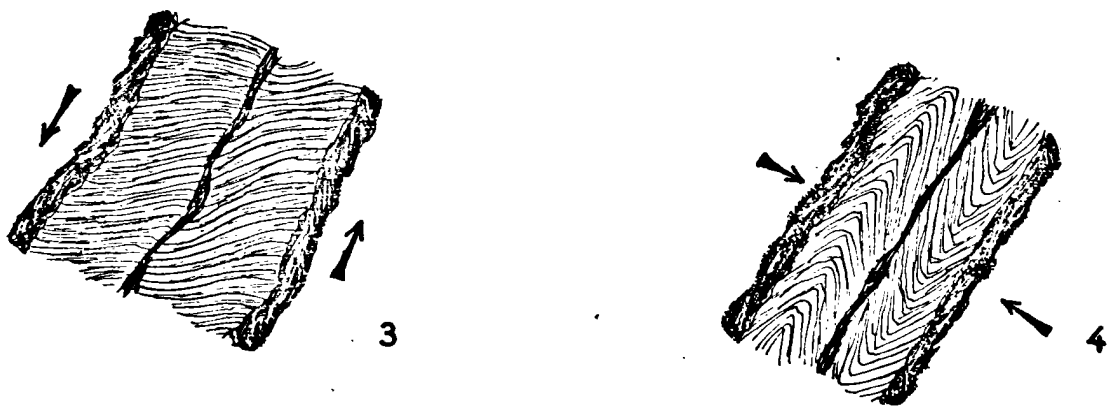
MODE DE CRISTALLISATION DU GYPSE

FIBREUX DANS LES FRACTURES



- 1 Début de la cristallisation
- 2 Remplissage de la fissure achevé

DEFORMATIONS DES FIBRES DE GYPSE SOUS L'EFFET DE  
CONTRAINTES DUES AU REJEU DES FRACTURES



- Direction des contraintes
- 3 Déplacement longitudinal
  - 4 Compression latérale

contenues dans l'eau séléniteuse n'est alors plus possible et celles-ci se concentrent au niveau du raccordement des aiguilles, en formant le liseré argileux.

Les aiguilles portent souvent la trace de déformations (cf. fig.10) : elles sont tordues sous l'effet de contraintes d'orientation diverses. Les fissures ont donc rejoué après le dépôt du gypse fibreux : il y a eu, soit des glissements longitudinaux entraînant des étirements, soit des écrasements latéraux provoquant la formation de plis caractéristiques. Si le gypse fibreux s'est formé dans les cassures d'un massif d'anhydrite, il est possible d'attribuer ces mouvements de compression et de glissement à la transformation ultérieure d'anhydrite en gypse.

#### - Gypse translucide rose

On rencontre localement un gypse translucide rose ayant rempli tardivement des fissures ou des géodes. C'est une variété d'albâtre très pur mais en quantité beaucoup trop faible pour faire l'objet d'une exploitation. La couleur rose est sans doute due à une faible proportion d'oxydes de fer.

Pour être complets dans notre description, nous devons signaler la présence de blocs de gypse compact blanc, dans la carrière DEDIEU, criblés de petits cristaux d'ilménite, attirables à l'aimant.

#### REMARQUES

1- Nous n'avons trouvé dans aucune des trois carrières des cristaux de gypse bien formés et de grande taille, comparables à ceux que R. PULOU (1964) a décrits dans le gypse de Tarascon sur Ariège. Cependant, on rencontre parfois des empilements de lamelles transparentes pouvant atteindre deux centimètres de large, sur 0,5 cm de hauteur. Ces lamelles sont très fines, très flexibles et souvent tordues. Elles passent latéralement à de

petits cristaux enchevêtrés.

2- On ne trouve pratiquement pas d'anhydrite dans les gisements de Betchat et de Bonrepaux : R. BUXTORF (1930) en avait signalé la présence près d'un ancien puits du secteur de Betchat. Pour notre part, nous n'avons découvert qu'un seul échantillon d'anhydrite, non en place, près d'un ancien puits : peut-être s'agit-il du même indice.

Cette absence d'anhydrite peut être due au fait que les exploitations, étant près de la surface, n'ont pas encore atteint le noyau d'anhydrite, s'il existe. Cette hypothèse semble toutefois peu probable, car les forages traversant la totalité du Trias dans le secteur de Betchat, ne recoupent que très rarement quelques bancs d'anhydrite d'épaisseur inférieure au mètre. La formation est donc presque entièrement constituée de gypse.

A l'origine, les gisements ont pu être à l'état d'anhydrite et on peut admettre que la transformation anhydrite-gypse s'est effectuée avant leur mise en place tertiaire; il est difficile, en effet, de concevoir une tectonique de glissements si le matériel transporté n'est pas très plastique. Or, l'anhydrite est une roche assez dure et cassante, s'opposant à ce genre de tectonique. En outre, on distingue souvent dans le gypse une pseudostratification indiquant un écoulement ou un étirement. Le gypse était donc déjà formé lors de la remontée du Trias et cela expliquerait sa grande impureté, car il a pu se mélanger avec les formations encaissantes.

#### 2-2-6 - Etude des minéraux inclus dans la masse gypseuse

Différents auteurs et notamment M. JANNETAZ (1881) à Sainte Colombe, A. LACROIX (1896) à Arnave, et, plus récemment, C. BOUSCARY (1966) à Tarascon, ont décrit des minéraux d'origine métamorphique en inclusion dans les gisements de gypse.

Les gypses des gisements de Betchat et de Bonrepaux contiennent un grand nombre de minéraux étrangers, identiques dans les deux secteurs. Les minéraux légers ont été étudiés au microscope (lames minces) et les minerais lourds ont été concentrés à la batée puis séparés par liqueur dense et au séparateur magnétique.

#### 2-2-6-1 - Examen microscopique des minéraux légers

Les minéraux étrangers se trouvent essentiellement dans le faciès "gypse compact" mises à part les chlorites mêlées étroitement au gypse dans le faciès "gypse vert". Nous décrirons successivement les chlorites, les micas, la dolomie, le talc, les feldspaths et le quartz.

##### - Chlorites

Les chlorites peuvent atteindre des proportions de 30% dans le gypse verdâtre. Elles sont formées par de minuscules cristaux légèrement pléochroïques dans le vert. Nous verrons, par la suite, qu'il s'agit de vermiculite-chlorite, de structure interstratifiée. Dans le gypse compact, les chlorites sont plus rares, de dimension plus grosse et ne sont pas pléochroïques.

##### - Micas

On rencontre assez fréquemment, dans certains échantillons de gypse compact beige, des lamelles de mica très légèrement pléochroïque, presque uniaxe et de biréfringence proche de 0,035. Ces caractères sont ceux du phlogopite qui peut être, parfois, partiellement chloritisé.

##### - Dolomie

Macroscopiquement, elle se rencontre soit en cristaux translucides épars, présentant le rhomboèdre primitif  $p(10\bar{1}1)$ , soit en masse plus ou moins finement cristallisée qui passe latéralement à du gypse. Au microscope, elle

forme souvent de grands cristaux automorphes dans lesquels on trouve parfois de minuscules cristaux de trémolite développée au dépend de la dolomie.

- Talc

Il forme de minuscules paillettes au contact de la dolomie.

- Feldspaths

Les cristaux sont rares; ce sont des plagioclases alcalins (An 10 environ), présentant souvent la macle de l'albite.

- Quartz

Le quartz est présent dans de nombreux échantillons en cristaux parfois automorphes (quartz bipyramidé).

2-2-6-2 - Examen des minéraux lourds

L'étude a été effectuée dans le gypse compact cristallin, d'une part, et dans les boues des fossés de circulation d'eau des galeries, d'autre part.

2-2-6-2-1 - Minéraux lourds dans le gypse compact

Nous avons concassé et broyé assez finement cinq kilos de gypse compact; les éléments lourds ont été concentrés à la batée puis séparés des résidus de batée par liqueurs denses (bromoforme  $d = 2,9$  et iodure de méthylène  $d = 3,3$ ). En raison du grand nombre de minéraux obtenus, nous avons effectué de nouvelles séparations magnétiques et électromagnétiques afin de concentrer ces minéraux en différents lots. Les minéraux ainsi concentrés ont été étudiés séparément par diverses méthodes (optiques, chimiques, rayons X).

2-2-6-2-1-1 - Séparation magnétique  
 .....

Nous avons pu isoler la magnétite, l'ilménite et quelques cristaux d'hématite.

- Magnétite

Elle est très fortement attirée par l'aimant. Les petits grains séparés ont tendance à s'accoler les uns aux autres en forme de chapelet.

- Ilménite

Les grains sont beaucoup moins magnétiques que les précédents et n'ont pas de forme bien définie. Aux rayons X ( $K\alpha$  Fe), les diagrammes de poudre apparaissent mal: on ne distingue que la raie principale de l'ilménite, les autres étant très faibles ou absentes. Nous avons vu précédemment (cf. page 39) que certains échantillons de gypse pouvaient contenir des proportions importantes d'ilménite visible à l'oeil nu (parfois supérieures à 1%).

- Hématite

Les grains sont assez peu nombreux. Les cristaux ont un éclat métallique vif; leur faciès est tabulaire. Certaines faces présentent des stries parallèles caractéristiques. Ces grains d'hématite peuvent provenir de la transformation de la magnétite que l'on trouve en quantité plus importante.

2-2-6-2-1-2 - Séparation électromagnétique  
 .....

Le résidu non attiré par l'aimant a été passé dans un séparateur électromagnétique (FRANTZ). Il convient, pour cela, de fractionner les grains dans des intervalles de tamis étroits (entre 200 et 400 microns par exemple) pour avoir une séparation optimale. Celle-ci dépend en effet, non seulement de l'intensité électrique utilisée et de l'inclinaison de la gouttière, mais

également de la taille des grains (l'inclinaison utilisée est latéralement de 20° et d'avant en arrière de 15°).

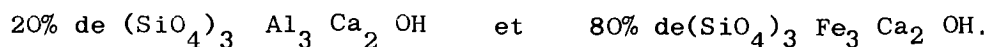
Nous avons obtenu plusieurs lots de minéraux, dont certains sont remarquables par la netteté de leurs faces. Nous avons ainsi séparé des épidotes, des tourmalines et du rutile. Dans la partie non attirée, il restait de la pyrite et parfois de la célestite.

#### - Epidotes

Les grains sont très peu nombreux. Ils ont une susceptibilité magnétique assez forte qui permet de les concentrer dans le premier lot obtenu à faible intensité. Il y a deux types de grains :

• les uns sont allongés et colorés légèrement en jaune à extinction droite, biaxes positifs, avec pour indice moyen,  $N_m = 1,70$ ; il s'agit de zoïsite.

• les autres, plus nombreux, sont colorés en vert et ont des indices extrêmes,  $N_g = 1,75$  et  $N_p = 1,72$  (cf. Pl. IV); ils sont biaxes négatifs et présentent en lumière polarisée des teintes vives en "manteau d'Arlequin", caractéristiques des épidotes de la série de la pistachite. Si l'on se réfère au diagramme de TROGER (1952), il s'agit d'une épidote formée d'environ :



Nous avons fait effectuer une analyse spectrale (1) de ces épidotes; les concentrations des éléments sont indiquées dans le tableau ci-après :

---

(1) Toutes les analyses spectrographiques de ce travail sont de Mr ORTELLI, analyste au Laboratoire de Minéralogie et Cristallographie de Toulouse.

(les valeurs sont données en ppm).

Ti	Sr	Mn	V	Cu	B	Ga	Cr	Co Ni Pb
≈1%	2000	1000	500	100	50	50	50	traces

Cette analyse montre des teneurs en Ti, Sr, Mn importantes. D'autre part, ces épidotes ne contiennent pas de terres rares en teneur dosable par spectrométrie.

#### - Tourmalines

Les cristaux sont remarquablement bien formés; ici également, on peut isoler deux types de cristaux :

• le premier, correspondant à des tourmalines vert-pâle, transparentes, de petite taille (0,5mm maximum), assez allongées suivant l'axe ternaire, semble être constant dans le gypse cristallin beige. Les caractères sont les suivants :

incolore suivant Np, très légèrement jaunâtre suivant Ng.

$n_p = 1,612$      $n_g = 1,639$      $d = 3,05$ ;

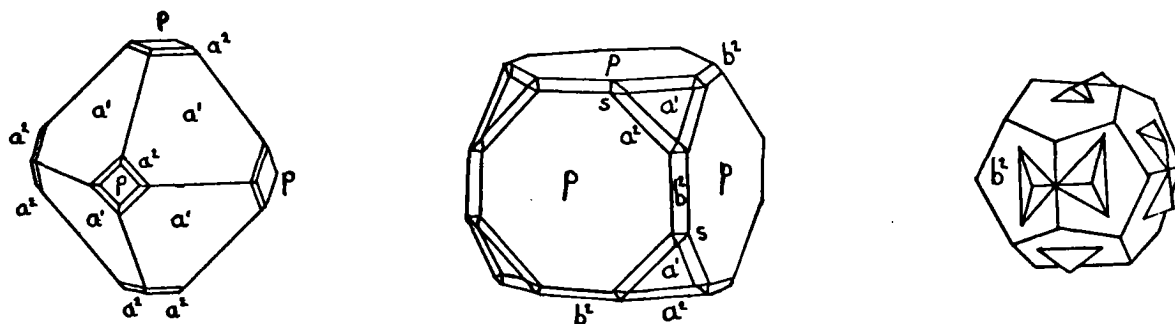
le second, correspondant à des tourmalines de teinte sombre, plus grosses que les précédentes (0,5 à 3 mm), se rencontre accidentellement dans un gypse blanc, dur, finement cristallisé. Les tourmalines sont facilement visibles, car elles forment de petits points bruns sur un fond très clair. Les individus ont tendance à se macler. Leurs caractères sont les suivants:

pléochroïsme inverse accusé (beige pâle suivant Np, brun soutenu suivant Ng).  $n_p = 1,621$  et  $n_g = 1,647$ .

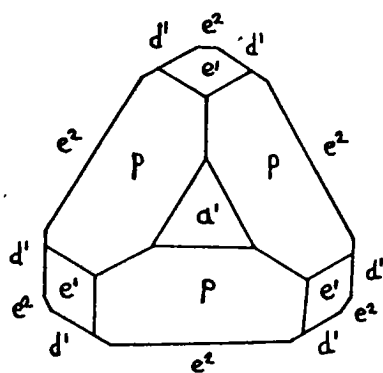
Ces indices, ainsi que la densité qui est voisine de 3,10, sont légèrement supérieurs à ceux des tourmalines précédentes. Il s'agit donc d'une tourmaline plus ferrifère.

FORMES CRISTALLINES DES MINERAUX INCLUS DANS LE GYPSE

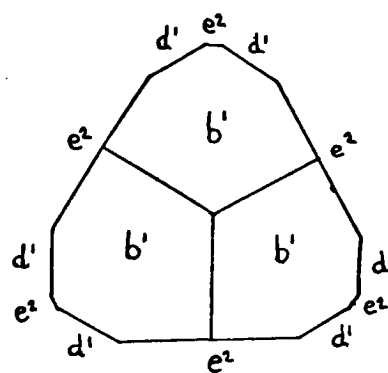
PYRITE



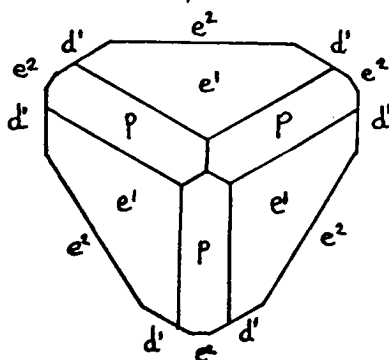
TOURMALINE



1. Pôles analogues



2. Pôles antilogues



3. Faces e' (022̄1) très développées

Nous avons effectué une analyse spectrographique sur ces tourmalines. Elle indique une absence totale de lithium. Il s'agit donc de tourmalines appartenant à la série dravite-schorlite.

D'après le diagramme de WINCHELL (1961), le premier type est presque entièrement magnésien (5% de schorlite) et le deuxième type est plus fer-rifère (30% de schorlite).

Les résultats de l'analyse spectrographique sont indiqués dans le tableau suivant (teneurs en ppm).

Ti	Sr	V	Cr	Ga	Ni	Mn	Pb	Cu	Sc	Sn
≈ 1%	1000	1000	500	70	70	traces				

Ces teneurs sont très proches de celles de l'analyse spectrale des épidotes : Ti et Sr y sont à des concentrations comparables. Il y a cependant diminution de la teneur en Mn et Cu dans les tourmalines.

#### - Point de vue cristallographique

Les cristaux présentent des formes très nettes avec des extrémités bien individualisées. Nous avons mesuré les angles des faces sur un cristal de 1,5 mm :

Sur une des extrémités (pôle analogue) nous avons trouvé

$$\begin{array}{l} p(10\bar{1}1) \quad \widehat{pp} = 133^\circ \\ e^1(02\bar{2}1) \quad \widehat{e^1 e^1} = 103^\circ \\ a^1(0001) \end{array}$$

Sur l'autre extrémité (pôle antilogue) il y a seulement des faces

$$b^1(01\bar{1}2) \quad \widehat{b^1 b^1} = 155^\circ$$

Ceci traduit l'antihémiédrie du cristal (cf. fig.11). Sur certains cristaux, les faces  $a^1(0001)$  et  $b^1(01\bar{1}2)$  sont absentes. Les faces  $e^1(02\bar{2}1)$  peuvent devenir prépondérantes et les faces  $p(10\bar{1}1)$  sont alors réduites à de minces

faces à bords parallèles (cf. fig.11). Quand  $b^1$  ( $01\bar{1}2$ ) est absent, le pôle antilogue est formé par  $p$  ( $10\bar{1}1$ ) - cf. Pl. IV.

Les faces longitudinales sont formées par  $e^2$  ( $10\bar{1}0$ ) et  $d^1$  ( $11\bar{2}0$ ).

On a  $\widehat{e^2 e^2} = 120^\circ$        $\widehat{d^1 d^1} = 120^\circ$        $\widehat{d^1 e^2} = 150^\circ$

Dans la plupart des cas, il n'y a que trois faces  $e^2$  ( $10\bar{1}0$ ). Quand il y a les six faces, elles sont alternativement larges et très peu développées et le cristal présente une section triangulaire caractéristique. A. LACROIX (1896) a décrit des tourmalines similaires dans le gypse d'Arnavé.

### - Pyrite

Elle se distingue facilement, car les cristaux sont très brillants et leur taille peut dépasser le centimètre. Les cristaux altérés sont peu nombreux et, dans ce cas, l'oxydation en surface les rend ternes. La limonitisation, même partielle, est très rare. On rencontre parfois des groupes de petits cristaux mal formés, constituant des amas pouvant atteindre 20 cm de diamètre. La teneur en pyrite dans certains échantillons de gypse peut dépasser 10%.

Nous avons dégagé de leur gangue gypseuse et étudié un assez grand nombre de cristaux, de taille variant de 2 à 5 mm: tantôt les faces sont bien développées d'un côté du cristal, tantôt, surtout pour les petits individus, les faces sont arrondies et ne présentent pas de formes cristallographiques bien nettes. Les cristaux entiers et bien formés sont rares. Leurs formes ne diffèrent pas de celles décrites par A. LACROIX (1896) dans les gypses métamorphiques d'Arnavé et de Betchat.

Nous avons dégagé un cristal de la gangue gypseuse et l'avons étudié au théodolite. Après avoir reporté sur un canevas de Wulf les valeurs des angles  $\rho$  et  $\varphi$ , nous avons obtenu, par comparaison avec un abaque du système

cubique, les faces suivantes (cf. fig. 11) :

p	(001)
a <sup>1</sup>	(111)
a <sup>2</sup>	(211)
$\frac{1}{2}$	b <sup>2</sup> (210)
$\frac{1}{2}$	s (321)

Ces faces se retrouvent sur divers cristaux, mais leur développement est variable, donnant ainsi aux cristaux des aspects différents :

- le cube p {001} seul, est rare et ne se rencontre que dans les petits cristaux.
- l'octaèdre a<sup>1</sup> {111} est assez fréquent mais est souvent combiné à d'autres formes. (cf. Pl. III).
- le trapézoèdre a<sup>2</sup> {211} très fréquent dans tous les cristaux.
- le dodécaèdre pentagonal b<sup>2</sup> {210} est au moins à l'état d'indication dans presque tous les cristaux.

Lorsque les faces b<sup>2</sup> (210) sont prépondérantes, on peut observer de magnifiques individus maclés suivant la loi de la croix de fer (cf. Pl. III). Sur les faces b<sup>2</sup> (210), on voit apparaître de petits pointements correspondant à la répétition du trièdre b<sup>2</sup> {210}.

Tous ces cristaux de pyrite ne se rencontrent que dans le gypse compact beige. Nous avons fait effectuer une analyse spectrale sur ces pyrites qui a donné les résultats suivants :

Co	Ni	Zn	Ba	B	Cu	Ti	Sc	V	Pb	Mn
1000	500	100	100	100	traces					

Les teneurs en Co et Ni observées sont courantes dans les pyrites.

- Rutile

On peut apercevoir, dans les lots où l'intensité magnétique est forte,

des cristaux brun-rouge de rutile, de très petite taille (inférieure à 0,1mm) Ils se présentent, soit sous la forme de baguettes allongées, de section carrée où l'on peut distinguer les faces  $m$  (100) et  $h^1$  (110), soit sous la forme de cristaux plus courts et plus larges avec de nombreuses faces longitudinales donnant un aspect strié. Les individus sont rarement maclés (maclé en genou). Les cristaux ont, en général, des faces très nettes sans trace d'usure (cf. Pl.III).

#### - Célestite

Dans le lot non attiré au séparateur magnétique, il ne reste plus que des grains de pyrite et des grains prismatiques blanchâtres, parfois translucides. Les caractères de ces derniers sont les suivants: extinction droite, biaxe positif,  $N_g = 1,63$ ,  $N_p = 1,62$ ;  $B = 0,010$ ;  $d = 3,9$ . Ce sont les caractéristiques de la célestite. Ce minéral n'est pas présent dans tous les échantillons. On le trouve essentiellement, dans les échantillons où la teneur en strontium est assez élevée (supérieure à 1000 ppm).

Les cristaux sont assez courts et ne présentent pas de faces nettes ; cela est dû probablement à une dissolution partielle des cristaux qui leur donne un aspect granulaire. J.C. ICART (1964), dans son étude sur le strontium des évaporites de Tarascon, avait mis en évidence la célestite, uniquement à proximité de gypse très pur, recristallisé; dans les gisements de Betchat et de Bonrepaux, par contre, la célestite est exprimée minéralogiquement dans la masse gypseuse bien que les teneurs en strontium de la roche soient comparables.

#### 2-2-6-2-2 Minéraux lourds dans les boues

Il y a une préconcentration naturelle des éléments lourds de ces boues dans les fossés de circulation d'eau, car les parties légères, chlorites ou gypse, sont emportées par l'eau.

On y retrouve, plus concentrés, les mêmes éléments que dans le gypse, à l'exception de la célestite qui n'est pas représentée. En outre, il y a aussi un début de classification et les épidotes y sont plus nombreuses. On trouve aussi quelques grains d'amphiboles qui proviennent, sans doute, des ophites altérées que l'on observe sous forme de boules plus ou moins importantes dans le gypse.

### 2-2-6-3 - Origine des minéraux rencontrés dans la masse gypseuse

Les deux gisements de Betchat et de Bonrepaux se sont mis en place à la suite d'une tectonique violente. On pourrait admettre, à priori, que la grande impureté du gypse est due à un mélange de gypse et des formations encaissantes: en effet, les mouvements tectoniques auraient pu entraîner des minéraux étrangers à la bordure des gisements de gypse. Mais, d'une part, les impuretés sont constantes dans tout le gisement et, d'autre part, nous n'avons pas pu isoler des minéraux comme la tourmaline ou le rutile dans les argiles encaissantes. Il semble donc que la présence de ces minéraux ne soit pas due à un mélange gypse-argile.

De plus, dans certains gisements de gypses triasiques, tels que Tarascon ou Arnave, (Ariège) le phlogopite ou la tourmaline, se rencontrent en inclusion dans des blocs d'anhydrite. On ne peut envisager, dans un tel cas, un mélange des formations gypsifères avec les formations encaissantes, compte tenu de la faible plasticité de l'anhydrite.

Nous avons donc été amenés à formuler d'autres hypothèses génétiques :

#### 2-2-6-3-1 - Origine détritique

Les minéraux pourraient provenir, au moins en partie, d'apports détri-

tiques des continents voisins. Certaines observations semblent confirmer cette hypothèse: il est tentant, par exemple, de rapprocher la présence de blocs de pegmatites à tourmaline que l'on rencontre au sein des formations triasiques, de l'association quartz-mica-tourmaline-feldspath, décrite dans le gypse.

Cependant, des minéraux comme la tourmaline ou le rutile sont présents dans le gypse et absents dans les argiles et ont des faces remarquablement bien formées, ce qui paraît en contradiction avec une origine détritique. On pourrait toutefois expliquer cette conservation des faces par les propriétés physiques de ces minéraux: ils sont en effet peu altérables, pratiquement insolubles et leur dureté est très supérieure à celle de la roche encaissante (gypse-argiles): leur usure aurait été, de ce fait, pratiquement nulle.

Les tourmalines dans le gypse et dans les pegmatites sont différentes: les tourmalines du gypse sont très magnésiennes; elles se présentent sous la forme de prismes aplatis suivant  $\lambda_3$ , aux pôles bien terminés, alors que les tourmalines des pegmatites sont beaucoup plus ferrifères et sont, au contraire, allongées suivant l'axe ternaire. Ce dernier faciès est général dans de nombreux gisements de tourmaline et les cristaux bien formés sont, d'ordinaire, rares; ils sont le plus souvent brisés.

L'hypothèse d'une origine détritique pour ces minéraux ne semble donc pas satisfaisante. Par contre, pour les minéraux de haute température, tels que la magnétite et l'ilménite que l'on rencontre également dans les argiles, cette hypothèse semble la seule envisageable.

2-2-6-3-2 - Origine métamorphique

Cette origine est généralement adoptée par les auteurs : M. TOPKAYA (1950) a étudié les tourmalines "authigènes" dans les formations triasiques et C. BOUSCARY (1966) a décrit les minéraux de métamorphisme de Bèdeillac (Ariège). Dans les gisements que nous avons étudiés, nous retrouvons les mêmes minéraux.

Si l'on admet que le sulfate de calcium est déposé à l'état d'anhydrite ou a été transformé en anhydrite sous l'effet des conditions particulières de température et de pression dues à un enfouissement en profondeur, il est possible d'envisager qu'un métamorphisme d'assez forte température (400°C) favorise la formation de minéraux tels que les dravites ou des épidotes dans l'anhydrite.

Les ions nécessaires à l'édification de ces minéraux sont souvent présents dans la formation: en effet, de nombreuses analyses spectrographiques réalisées sur des échantillons de gypse (cf. page 53) les plus purs, nous ont permis de mettre en évidence la présence des ions B, Al, Mg, Fe, Na.

Cette hypothèse paraît donc plausible et il est intéressant de remarquer que l'on peut trouver, dans certains calcaires métamorphiques, des tourmalines de même type (dravite).

Le processus de formation des pyrites n'est pas clair, mais il est incontestable qu'elles se sont formées au sein même de la masse gypseuse (milieu réducteur).

## 2-2-7 - Analyses spectrographiques du gypse

Nous avons pratiqué une série d'analyses spectrographiques sur une centaine d'échantillons de gypse le plus pur possible, prélevés avec une maille très lache dans les trois carrières. Ce gypse contient cependant toujours des impuretés et les analyses révèlent la présence de nombreux ions: Si, Mg, Al, Fe, Na, Ti, Sr, Ba, B, Cr, Mn, Ni, V, Cu, en quantités comparables dans les deux gisements.

Ces ions peuvent être diffus dans le réseau du gypse ou bien peuvent provenir des différents minéraux associés au gypse. Les teneurs les plus importantes de ces ions se trouvent dans le faciès du gypse compact où l'on rencontre également les minéraux étrangers. Dans le gypse fibreux ou le gypse saccharoïde, par contre, il y a très peu d'ions. On peut souvent faire un lien entre la présence de certains minéraux et la teneur élevée en ions constituant ces éléments.

### 2-2-7-1 - Si, Mg, Al

Les teneurs en Si et Mg sont souvent comparables et varient de 10 ppm à quelques %. Les teneurs en Al sont nettement plus faibles, et les valeurs s'étalent de 10 ppm à 5 000 ppm maximum. Ces trois ions se retrouvent en grande quantité dans le faciès "gypse vert", où ils sont dûs, sans aucun doute, à la proportion parfois élevée de chlorites.

Les ions Si et Mg ont probablement aussi d'autres origines :

- Si : la présence de quartz et de nombreux silicates dans le gypse compact peut expliquer les teneurs élevées en silice que l'on rencontre dans ce faciès.

- Mg : cet ion provient vraisemblablement en grande partie de la dolomie dont les cristaux sont fréquemment inclus dans le gypse compact. Les petites lamelles de talc formées au voisinage de la dolomie soulignent la teneur notable en magnésium des évaporites.

#### 2-2-7-2 - Fe

Les quantités sont assez faibles et peu constantes (10 à 500 ppm). Dans le gypse vert, elles peuvent être dues à la présence de fer dans les chlorites. Dans le gypse compact, elles proviennent surtout des pyrites et de l'ilménite. Dans le gypse fibreux très pur, le fer, présent avec des teneurs de l'ordre de 100 ppm, est certainement inclus dans le réseau du gypse.

#### 2-2-7-3 - Na

Il atteint parfois, dans certains échantillons de gypse impur, plus ou moins fibreux, des proportions de 0,1%. On peut penser que ces concentrations, relativement élevées, sont dues à la présence de glaubérite ( $\text{SO}_4\text{Ca}$ ,  $\text{SO}_4\text{Na}_2$ ) que nous n'avons pas mise en évidence dans les carrières. Celle-ci est fréquemment associée au gypse dans de nombreux gisements.

#### 2-2-7-4 - Ti

Sa concentration est très variable (10 à 5 000 ppm). Les fortes teneurs se rencontrent dans le gypse compact et peuvent s'expliquer par la présence d'ilménite qui, comme nous l'avons vu précédemment (cf. page 39), peut se trouver en quantité importante dans certains échantillons (1%). Le rutile, en quantité infime, ne peut intervenir que pour une part très faible.

Nous avons cherché à voir s'il y avait une relation entre la présence de titane et la proximité d'ophites. Pour cela, cinq analyses spectrographiques ont été réalisées sur des échantillons de gypse prélevé à des distances régulières de 1 mètre environ en s'éloignant progressivement d'une boule d'ophite contenue dans la carrière DEDIEU, renfermant 1,3 % de  $TiO_2$ . Nous avons constaté que les concentrations en titane variaient brusquement sans régularité; l'échantillon le plus voisin de l'ophite contenait moins de titane que les autres. Il semble donc qu'il n'y ait pas lieu de faire intervenir les ophites pour un apport éventuel en titane.

2-2-7-5 - B, Mn, Cr

Tous ces éléments sont en trace: B (0 à 200 ppm), Mn (0 à 200 ppm), Cr (0 à 50 ppm). Ils ne sont présents que dans le gypse compact, ce qui laisse à penser qu'ils proviennent des tourmalines et des épidotes, présentes uniquement dans ce faciès.

2-2-7-6 - Ba, Ni, V, Cu

L'analyse spectrographique des pyrites montre la présence de ces éléments. Il est donc normal de les retrouver en trace (0 à 50 ppm) dans les échantillons contenant des pyrites (gypse compact). Dans le gypse fibreux, ces ions sont absents.

2-2-7-7 - Sr

Il mérite une étude particulière car il est présent dans tous les faciès et les teneurs varient de 200 ppm à 1 000 ppm. Exceptionnellement, dans de très rares échantillons de gypse compact, les teneurs peuvent atteindre

4 000 ppm. On peut penser que sa concentration varie de façon continue dans le gisement. Dans les échantillons de teneur supérieure à 1 000 ppm, nous avons vu qu'il y avait de la célestite; sa présence peut expliquer ces fortes teneurs en strontium. Dans les échantillons où le strontium est en concentration plus faible, il n'est pas exprimé en célestite; l'ion strontium est, dans ce cas, probablement inclus dans le réseau du gypse. Nous examinerons ultérieurement la répartition de cet ion dans le gisement (cf. page 57).

Cette étude par analyses spectrographiques permet de rassembler les nombreux faciès gypseux en trois groupes :

- le gypse compact

Ce gypse résistant qui forme des amas à contours plus ou moins nets dans les carrières, renferme beaucoup d'ions et de minéraux étrangers que l'on trouve généralement dans des gisements d'anhydrite. Il semble donc provenir de l'hydratation sur place de blocs d'anhydrite, au sein de la masse gypseuse.

- le gypse impur vert ou brun

Il renferme peu de minéraux étrangers, en dehors des argiles chloriteuses. Il devait être déjà à l'état de gypse lors de la tectonique en diapir qui a entraîné son mélange avec des impuretés. Dans ce gypse, devaient être emballés des blocs d'anhydrite ayant formé par la suite le gypse compact.

- le gypse fibreux, le gypse saccharoïde et l'albâtre

Ils renferment très peu d'ions étrangers et sont très purs: ils sont le résultat d'une cristallisation tardive dans le gisement une fois en place.

Fig. 12

TABLEAU COMPARATIF DES TENEURS EN STRONTIUM (en ppm)  
EN FONCTION DU FACIES CRISTALLIN DU GYPSE

carrière	n°	G. fibreux	n°	G. argileux	n°	G. cristallin
DEDIEU Bonrepaux	2	< 200	4	500	11	700
	3	200	5	700	16	500
	6	200	13	500	17	500
	9	< 200	14	500	18	500
	10	< 200	22	500	21	1000
	15	200	23	700		
	19	200	24	500		
	20	200				
BOUE Bonrepaux	1	200	2	300	3	500
	4	200	9	500	7	700
	5	300	11	700	19	700
	6	200	18	500	26	1000
	8	200	20	500		
	10	200	23	300		
	12	200	24	200		
	13	200	25	700		
	14	200				
	15	200				
	16	200				
17	200					
21	200					
BOUE Escoulis	3	300	1	500	2	500
	5	< 200	7	300	8	300
	6	< 200	10	500	11	300
	9	< 200	12	500	14	700
	20	300	13	500	16	700
			15	500	17	500
			19	300	18	500
			21	500		
			22	500		
			23	500		
		24	500			
Moyenne :		≈ 200 ppm		≈ 500 ppm		≈ 600 ppm

## 2-2-8 - Répartition du strontium dans les gisements

Nous avons essayé d'établir des cartes de répartition du strontium dans les différentes carrières. Lorsque la maille de prélèvement des échantillons est assez lâche, (20 à 30 mètres) il est possible de construire des courbes d'isoteneur en strontium déterminant des zones de forte teneur et des zones de plus faible concentration. Mais lorsque nous avons voulu préciser ces courbes par une nouvelle série d'analyses à maille plus serrée, nous avons constaté qu'il était impossible de confirmer les zones d'isoteneur précédentes. Ceci détruit l'hypothèse d'une variation progressive et continue du strontium dans le gypse; les teneurs changent en effet brusquement d'un échantillon à l'autre, sans règle apparente. Ces variations pourraient être dues :

- soit au fait que le gypse se présente en bancs verticaux et que, par conséquent, les échantillons sont prélevés dans des bancs différents,

- soit au fait que les analyses ne portent que sur des quantités très faibles de matière et ne sont pas représentatives de la teneur moyenne de l'échantillon s'il y a des concentrations locales.

Nous avons pensé, toutefois, que ces variations étaient plutôt liées aux différents faciès gypseux: en effet, dans 80% des échantillons, la teneur est à peu près constante pour un même faciès gypseux (cf. fig. 12). Les valeurs obtenues sont les suivantes :

### - Gypse fibreux blanc

Les teneurs en strontium sont les plus faibles: environ 200 ppm. C'est un gypse recristallisé et par conséquent purifié; il semble que la recristallisation ait entraîné un départ du strontium.

- Gypse vert chloriteux

Il contient, en moyenne, 500 ppm de Sr, mais les variations sont assez importantes (300 à 700 ppm), suivant la texture des cristaux: s'il est constitué par des amas plus ou moins fibreux, la teneur est de 300 ppm; s'il est constitué par des amas plus résistants par suite de l'enchevêtrement des cristaux, la teneur est de 700 ppm.

- Gypse compact cristallin

La valeur moyenne est de 600 ppm de Sr, mais certains échantillons peuvent dépasser 1 000 ppm. Le strontium est donc en quantité plus importante dans ce faciès. Les résultats de J.C. ICART (1965), montrant que l'anhydrite contient davantage de strontium que le gypse recristallisé, semblerait confirmer l'hypothèse qui fait résulter le gypse compact d'une transformation progressive de masses d'anhydrite.

Il semble donc qu'il y ait une relation étroite entre les faciès du gypse et la teneur en strontium.

2-2-9 - Cristallisation du gypse par évaporation d'une solution de sulfate de calcium

Nous avons essayé d'observer l'influence du strontium et de divers ions sur le faciès cristallin du gypse obtenu par évaporation. Ce mode de cristallisation se rapproche des conditions naturelles; les gypses de la plupart des gisements triasiques sont en effet considérés comme des évaporites formées dans un milieu lagunaire sursalé.

### 2-2-9-1 - Mode opératoire

Nous avons fait évaporer totalement à 20°C, dans des boîtes de Pétri placées dans une enceinte à hygrométrie constante, 20 cm<sup>3</sup> d'une solution aqueuse à 1,722 g de CaSO<sub>4</sub> · 2H<sub>2</sub>O par litre (1/100 de mole). Dans ces conditions, l'évaporation complète est obtenue au bout d'une vingtaine de jours.

### 2-2-9-2 - Cristallisation du sulfate de calcium dihydraté pur

La germination est hétérogène, car elle s'amorce sur les parois du verre qui sert de support étranger. A mesure que l'évaporation s'effectue, les cristaux se développent; on observe, après l'évaporation complète, sur le fond et sur les bords des boîtes de Pétri, de petits cristaux de gypse à faciès aciculaire (cf. Pl. V.I), qui ne sont pas répartis de façon uniforme.

- Sur les parois verticales et vers le centre des boîtes, les cristaux sont assez gros et peu nombreux; ils se sont formés en début d'évaporation lorsqu'il y avait beaucoup de liquide. La sursaturation étant très faible, la vitesse de croissance des germes est très lente; les plus petits, instables, ne peuvent se développer et, seuls, les plus gros progressent.

- Dans les zones périphériques, au fond des boîtes de Pétri, les cristaux assez gros sont noyés dans un feutrage serré de minuscules cristaux très nombreux. Ces derniers se sont formés à la fin de l'évaporation de la solution, concentrée dans ces zones, car le fond des boîtes est souvent légèrement bombé. La sursaturation étant alors très forte, de nombreux germes se développent.

On remarque également des groupements de cristaux en "étoile", ou en "oursin"; les cristaux aciculaires ont une extrémité commune sur un support

central de nature étrangère et les aiguilles se développent d'une façon centrifuge, donnant finalement une figure étoilée. La formation de ces oursins est favorisée par la présence de poussières qui constituent un support étranger et doivent ainsi faciliter la germination. Si la solution est maintenue à l'abri des poussières, il y a, en effet, beaucoup moins "d'oursins".

Nous avons donc été amenés à utiliser un dispositif protégeant les solutions tout en permettant une observation directe. Une vingtaine de cristallisoirs de 10 cm de diamètre ont été placés dans une boîte de 50 x 70 cm dont les parois sont percées de trous et dont le couvercle est constitué par une feuille de cellophane.

Les expériences décrites ci-dessous ont été réalisées plusieurs fois pour contrôler la reproductibilité des résultats. Les zones étudiées sont celles où les cristaux sont assez gros et régulièrement répartis (début de la cristallisation), et où les oursins, qui rendraient l'interprétation difficile, sont peu nombreux.

#### 2-2-9-3 - Cristallisation du gypse en présence de strontium

Dans une solution saturée, où la germination s'amorce, la présence d'ions étrangers gêne la croissance des germes; ceux-ci ne peuvent progresser que si l'ion est chassé ou admis comme défaut dans le cristal.

Afin d'observer l'influence de l'ion  $\text{Sr}^{++}$  sur la cristallisation du gypse, nous avons fait cristalliser ce dernier par évaporation de solutions contenant des ions  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Sr}^{++}$  et  $\text{SO}_4^{--}$ . Elles ont été réalisées par mélange de solutions de  $\text{CaSO}_4$  et de  $\text{SrSO}_4$ , de telle façon que le strontium soit présent avec des rapports  $R = \frac{\text{Sr}^{++}}{\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}}$  comparables aux teneurs en strontium

décelées dans le gypse des différentes carrières (200 ppm pour le gypse fibreux et 1 000 ppm pour le gypse compact). Nous avons, en outre, réalisé une solution contenant des ions  $\text{Sr}^{++}$  dans un rapport  $R = 5\%$ , afin de déterminer si cet ion pouvait s'insérer en quantités importantes dans le réseau du gypse.

-  $R = 200 \text{ ppm}$  (cf. Pl. V. 2)

Nous avons ajouté aux  $20 \text{ cm}^3$  de solution à  $1,722 \text{ g/l}$  de  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ,  $1 \text{ cm}^3$  de solution aqueuse à  $0,144 \cdot 10^{-1} \text{ g/l}$  de sulfate de strontium. Les cristaux aciculaires sont un peu plus courts que lorsque la solution est pure et l'on observe quelques rares cristaux plats supplémentaires.

-  $R = 1 \text{ 000 ppm}$  (cf. Pl. V. 3)

Nous avons ajouté  $1 \text{ cm}^3$  d'une solution aqueuse à  $0,72 \cdot 10^{-1} \text{ g/l}$  de sulfate de strontium à  $20 \text{ cm}^3$  de solution de  $\text{CaSO}_4$ . Les cristaux aciculaires deviennent plus courts et enchevêtrés. Les cristaux à faciès tabulaire sont plus nombreux.

-  $R = 5\%$  (cf. Pl. V. 4)

Nous avons ajouté à  $10 \text{ cm}^3$  de solution de  $\text{CaSO}_4$ ,  $12,5 \text{ cm}^3$  d'une solution aqueuse à  $0,144 \text{ g/l}$  de sulfate de strontium (solution saturée à  $20^\circ\text{C}$ ). Les cristaux de gypse sont devenus très petits, très enchevêtrés et forment de minuscules oursins. L'ion  $\text{Sr}^{++}$  gêne donc considérablement la croissance des germes.

Ces résultats sont en accord avec les observations effectuées dans les carrières :

- lorsque la teneur en  $\text{Sr}^{++}$  est faible (200 ppm), les cristaux ont un

faciès aciculaire; cela correspond au gypse fibreux.

- lorsque la teneur en  $\text{Sr}^{++}$  est élevée (1 000 ppm et plus), les cristaux sont très petits et enchevêtrés; c'est le faciès du gypse compact, très tenace, par suite de l'enchevêtrement des cristaux; il est souvent accompagné de célestite.

Ceci rejoint les observations de J.C. ICART (1965) qui avait noté dans les carrières de gypse de Tarascon-sur-Ariège, la séparation du strontium sous forme de célestite à proximité du gypse recristallisé.

#### 2-2-9-4 - Cristallisation du gypse en présence de divers ions

Les ions étrangers peuvent être adsorbés sélectivement sur certaines faces de cristaux pendant leur formation dans une solution. Ils diminuent ainsi la vitesse de croissance de ces faces et modifient la forme du cristal. H. FORESTIER (1952) avait étudié les variations des faciès du gypse obtenu par addition d'acide sulfurique à une solution de sel de calcium contenant des cations étrangers; il avait observé que le pourcentage des cristaux tabulaires par rapport aux cristaux aciculaires augmentait en même temps que les rapports :

$$R = \frac{\text{nombre de cations étrangers}}{\text{nombre d'ions calcium}}$$

et

$$r = \frac{\text{valence du cation}}{\text{surface du cation}}$$

Nous avons repris ces expériences, non par précipitation chimique, mais par évaporation, avec les ions K, Na, Mg, Fe, Zn et Al que nous avons introduits dans des rapports R variant de 1% à 20%. Dans toutes ces expériences, ces rapports ont été obtenus en ajoutant aux 20 cm<sup>3</sup> de solution de

sulfate de calcium, 1 cm<sup>3</sup> de diverses solutions étalons contenant le cation étranger à l'état de sulfate. Le faible volume de solution ajoutée permet des évaporations rapides, ce qui facilite la répétition des expériences.

Les résultats que nous avons obtenus par évaporation sont généralement comparables à ceux que H.FORESTIER avait obtenu par précipitation; on constate, en effet, que les cristaux de faciès aplati, sont plus nombreux, pour les mêmes rapports R, dans les expériences réalisées avec des ions étrangers bivalents ou trivalents, à rayon ionique petit (r grand):

- en présence de K<sup>+</sup> ou de Na<sup>+</sup> (cf. Pl. VI.1), dont les rayons ioniques dépassent ou égalent celui de Ca<sup>++</sup>, le pourcentage de cristaux tabulaires est faible;

- en présence de Mg<sup>++</sup> ou Zn<sup>++</sup> (cf. Pl. VI.2), dont les rayons ioniques sont plus petits que celui de Ca<sup>++</sup>, le pourcentage de cristaux tabulaires est important; les cristaux sont plus gros et moins nombreux;

- en présence d'Al<sup>+++</sup> (cf. Pl. VI.3), qui a un petit rayon ionique, les cristaux de faciès aplati sont très nombreux.

Des différences apparaissent cependant en ce qui concerne le fer ferreux; en effet, celui-ci ne nous a pas donné de cristaux aplatis, mais a favorisé, au contraire, la formation de cristaux très allongés (3 à 5 fois leur taille normale, pour un rapport R= 10% (cf. Pl.VI.4).

L'influence de R est moins nette; lorsque R est voisin de 1% le pourcentage de cristaux tabulaires est faible, quel que soit l'ion utilisé; il augmente pour des rapports R plus grands, puis semble se stabiliser lorsque R dépasse 10%.

Il est difficile de déterminer les valeurs des rapports cristaux tabulaires, car les comptages des cristaux sont rendus très imprécis par la présence de cristaux aciculaires.

cis par la présence de groupements de cristaux "en étoile" et par le fait que les cristaux aplatis, perpendiculaires à la paroi de verre, apparaissent comme des cristaux aciculaires; néanmoins, les valeurs très approximatives de ces rapports semblent être toujours inférieures à celles données par FORESTIER pour les mêmes concentrations.

Les résultats obtenus recourent les observations faites dans les gisements de gypse :

- Le gypse fibreux est un gypse très pur : mises à part des quantités de  $\text{Sr}^{++}$  de 200 ppm, l'analyse spectrographique ne décèle pratiquement que du fer (100 ppm, environ). Les cristaux ont donc un aspect aciculaire.

- Le gypse saccharoïde, très pur également, peut contenir cependant jusqu'à 2 000 ppm de  $\text{Mg}^{++}$  et 1 000 ppm d' $\text{Al}^{+++}$ . L'absence d'impuretés chloriteuses montre que ces ions sont probablement inclus dans le réseau du gypse. La quantité de  $\text{Fe}^{++}$  est environ 10 fois plus faible que la quantité d' $\text{Al}^{+++}$ ; ici, les cristaux ont un faciès très aplati et sont simplement juxtaposés les uns aux autres, de sorte que la roche a une faible cohérence et se désagrège sous une faible pression en donnant une poudre analogue à du sucre.

En conclusion, la proportion de cristaux tabulaires est d'autant plus élevée que le diamètre de l'ion étranger est plus petit et sa concentration plus grande. Ces ions peuvent effectivement être adsorbés par certaines faces, alors qu'un ion de gros diamètre sera expulsé et le germe cristallin se développera normalement (1).

---

(1) Cette propriété de variation de faciès cristallin du gypse avec l'addition de certains ions a des applications industrielles : les ions  $\text{Cr}^{+++}$  ou  $\text{Fe}^{+++}$ , par exemple, favorisent la formation de cristaux tabulaires en diminuant ainsi le colmatage lors de la filtration du sulfate de calcium précipité.

2-2-9-5 - Influence de la température sur la cristallisation  
du gypse

Pour que les résultats soient comparables, nous avons fait cristalliser du gypse à 35°C, 65°C et 90°C, en maintenant constantes les autres conditions opératoires, en particulier le temps nécessaire à l'évaporation des 21 cm<sup>3</sup> de solution. En effet, la vitesse d'évaporation augmente avec la température et la cristallisation est plus rapide à température élevée, qu'à température ordinaire.

Pour pallier cet inconvénient, nous avons dû couvrir plus ou moins les boîtes de Pétri suivant la température, de manière à conserver les mêmes temps d'évaporation que dans les expériences précédentes.

On observe, d'une manière générale, que les cristaux obtenus à diverses températures, ont les mêmes faciès qu'à 20°C. Par contre, leur taille augmente avec la température: à 65°C, par exemple, elle est multipliée par 5 ou 6, alors qu'à 35°C, le coefficient d'augmentation n'est que de 1,5 à 2.

A température plus élevée, 90°C, il se produit une déshydratation partielle du gypse rendant toute interprétation impossible: les cristaux deviennent plus courts, assez épais et sont, par endroits, laiteux. Examinés en lumière polarisée, ils sont uniformément gris et ne présentent pas d'extinction complète; il y a déjà altération du réseau avec un départ d'eau amorçant la formation de l'hémihydrate. Nous n'avons donc pas effectué d'expériences à des températures plus élevées, d'autant plus qu'il aurait fallu opérer sous pression pour éviter l'ébullition de la solution.

2-2-9-6 - Influence de la sursaturation

Pour observer l'influence de la vitesse d'évaporation, donc du degré de

sursaturation, sur le faciès cristallin du gypse, il faudrait opérer à des températures constantes dans des atmosphères plus ou moins desséchantes, ou sous vide. Nous n'avons étudié que les influences combinées de la température et de la sursaturation, en laissant évaporer normalement à 40°C une solution de  $\text{CaSO}_4$  pur.

L'évaporation est réalisée en deux jours environ. Les cristaux sont plus petits qu'à température ordinaire, ce qui confirme que les fortes sursaturations tendent à former de petits cristaux. L'action de la sursaturation est donc prépondérante sur celle de la température puisque une augmentation de la température entraîne au contraire un accroissement dans la taille des cristaux (cf. p. 65).

#### 2-2-9-7 - Description des cristaux de gypse

Les cristaux ont des tailles permettant une bonne observation au microscope. Les notations que nous avons utilisées sont celles correspondant aux rapports paramétriques définis par A. LACROIX (1910) (1) :

$$a : b : c \quad 0,74624 : 1 : 0,41238 \quad \beta = 66^\circ 10'$$

#### - Cristaux aciculaires

Ils sont allongés suivant l'axe cristallographique c  $[001]$  et la face  $g^1$  (010) est peu développée.

#### - Cristaux tabulaires

Ils sont aplatis suivant  $g^1$  (010) et se présentent en parallélogrammes

---

(1) Dans le Dana's system of mineralogy, on a adopté les rapports paramétriques suivants : 0,3722 : 1 : 0,4124, avec a réduit de moitié, de sorte que les symboles (H K L) de cet ouvrage sont liés aux symboles de LACROIX par les relations suivantes :  $H = h$ ,  $K = 2k$  et  $L = 2l$ .

dont un des côtés représente la trace du plan  $h^1$  (100), et l'autre, vraisemblablement la trace d'une face  $a_3$  ( $\bar{2}11$ ) (l'épaisseur des cristaux étant trop faible, il est impossible de déterminer cette dernière avec certitude).

Les faces  $g^1$  (010) sont largement prépondérantes. L'allongement est à peu près le même suivant l'axe cristallographique  $c$   $[001]$  et l'axe  $[102]$ . Les cristaux sont parfois maclés suivant  $h^1$  (100) en donnant une figure caractéristique en forme de X. L'allongement suivant l'axe cristallographique est, dans ce cas, inférieur à l'allongement suivant l'axe  $[102]$ .

Les cristaux tabulaires, étant obtenus par l'addition de cations étrangers, il semble donc que la présence d'ions étrangers dans les solutions ralentissent la vitesse de croissance suivant l'axe cristallographique  $c$   $[001]$ .

#### REMARQUES

L'angle d'extinction que fait Ng avec la trace du plan  $h^1$  (100) est de  $52^\circ$  sur  $g^1$  (010). Les teintes de polarisation, observées sur  $g^1$  (010) vont au maximum jusqu'au rouge orangé du premier ordre. La biréfringence du gypse étant de 0,010 ces teintes correspondent à des épaisseurs de l'ordre de  $5/100^{\text{ème}}$  de mm, tandis que l'allongement suivant  $h^1$  (100) peut dépasser le mm. Ces faciès sont donc très aplatis suivant l'axe cristallographique,  $b$   $[010]$ . Il est donc possible que des cations étrangers, également adsorbés sélectivement sur les faces  $g^1$  (010), ralentissent leur croissance et entraînent ainsi leur développement prépondérant par rapport aux autres faces.

#### 2-2-9-8 - Conclusions

Cette étude de la cristallisation du gypse par évaporation met en évi-

dense l'influence de certains ions sur le faciès cristallin du gypse. Elle permet de formuler certaines hypothèses expliquant la diversité des formes des cristaux de gypse dans les amas gypseux du Keuper :

ceux-ci proviendraient en partie, sinon en totalité, de la recristallisation progressive du sulfate de calcium mis en solution dans les eaux de percolation, en bordure des massifs d'anhydrite plus ou moins fracturés. Les gypses de Tarascon en sont un bon exemple: ils sont formés, en effet, par un noyau d'anhydrite à enveloppe gypseuse.

Les cristaux aciculaires pourraient alors résulter d'une cristallisation à partir d'une solution très peu chargée en ions autres que  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{SO}_4^{--}$ . La taille des cristaux serait en liaison avec le degré de sursaturation.

Les cristaux tabulaires se formeraient de la même manière mais avec des solutions contenant des quantités non négligeables d'ions tels que  $\text{Mg}^{++}$  ou  $\text{Al}^{+++}$ .

Les cristaux assez gros et bien formés proviendraient d'une recristallisation secondaire très lente du gypse, à partir de solutions très peu chargées en  $\text{CaSO}_4$ , alimentant progressivement des cristaux déjà formés.

## 2-3 - ETUDE DES PHYLLITES DANS LES SEDIMENTS TRIASIQUES

=====

### 2-3-1 - Introduction

Les argiles du Trias sont formées en majeure partie d'illites et de chlorites de structure plus ou moins interstratifiée, comme l'ont montré A. SALLELES (1942) et J. LUCAS (1963). Ces argiles, de couleur verdâtre ou rouge, renferment des lentilles de gypse contenant également des minéraux phylliteux.

On trouve, localement, des concentrations anormales de phyllites magnésiennes, notamment au contact de cargneules ou de massifs d'ophites. Les "terres blanches" autour des ophites, déjà étudiées par A. LACROIX (1896), A. DUFFOUR (1933) et plus récemment par J.P. FORTUNE (1968), sont constituées essentiellement, par ordre d'importance, de chlorite, vermiculite-chlorite, phlogopite et vermiculite.

Nous décrirons d'abord les phyllites des sédiments argilo-gypseux, puis les phyllites associées aux ophites en essayant d'expliquer leur origine.

### 2-3-2 - Etude des phyllites dans les sédiments argilo-gypseux

#### 2-3-2-1 - Phyllites constituant les argiles

Nous avons effectué sur ces argiles, des analyses chimiques, thermiques et diffractométriques.

2-3-2-1-1 - Analyses chimiques

Elles ont été effectuées sur les argiles rouges d'une part, et sur les argiles vertes d'autre part. (1) Les compositions chimiques sont données dans le tableau ci-dessous :

	Argile rouge		argile verte	
	%	nombre de millimoles pour 100 g	%	nombre de millimoles pour 100 g
Si O <sub>2</sub>	40,8	680	46,1	707
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,7	163	20,6	202
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,0	50	7,0	40
Ca O	8,8	157	2,2	39
Mg O	8,2	205	8,9	222
K <sub>2</sub> O	4,0	42	5,2	55
Na <sub>2</sub> O	0,2	3	0,3	5

Les teneurs en K<sub>2</sub>O indiquent la présence d'illites. Les proportions sont plus importantes dans les argiles vertes que dans les argiles rouges.

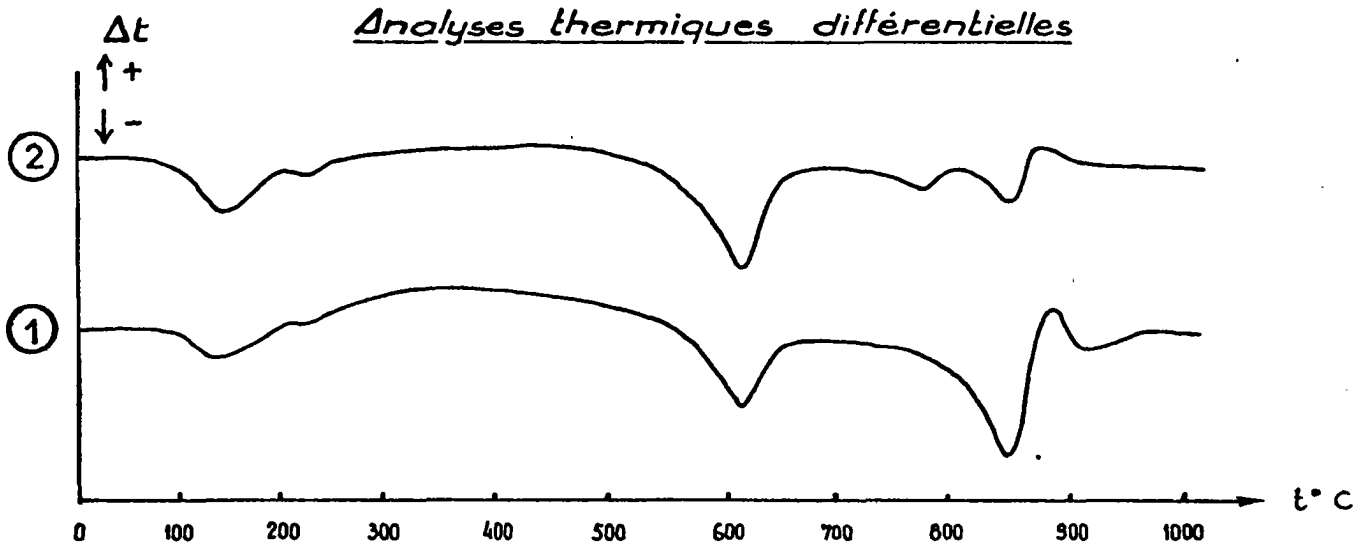
Les teneurs en CaO peuvent être attribuées, soit à la calcite, soit à la dolomie; les teneurs en MgO, à la dolomie ou aux chlorites. On note une teneur élevée en CaO dans les argiles rouges.

---

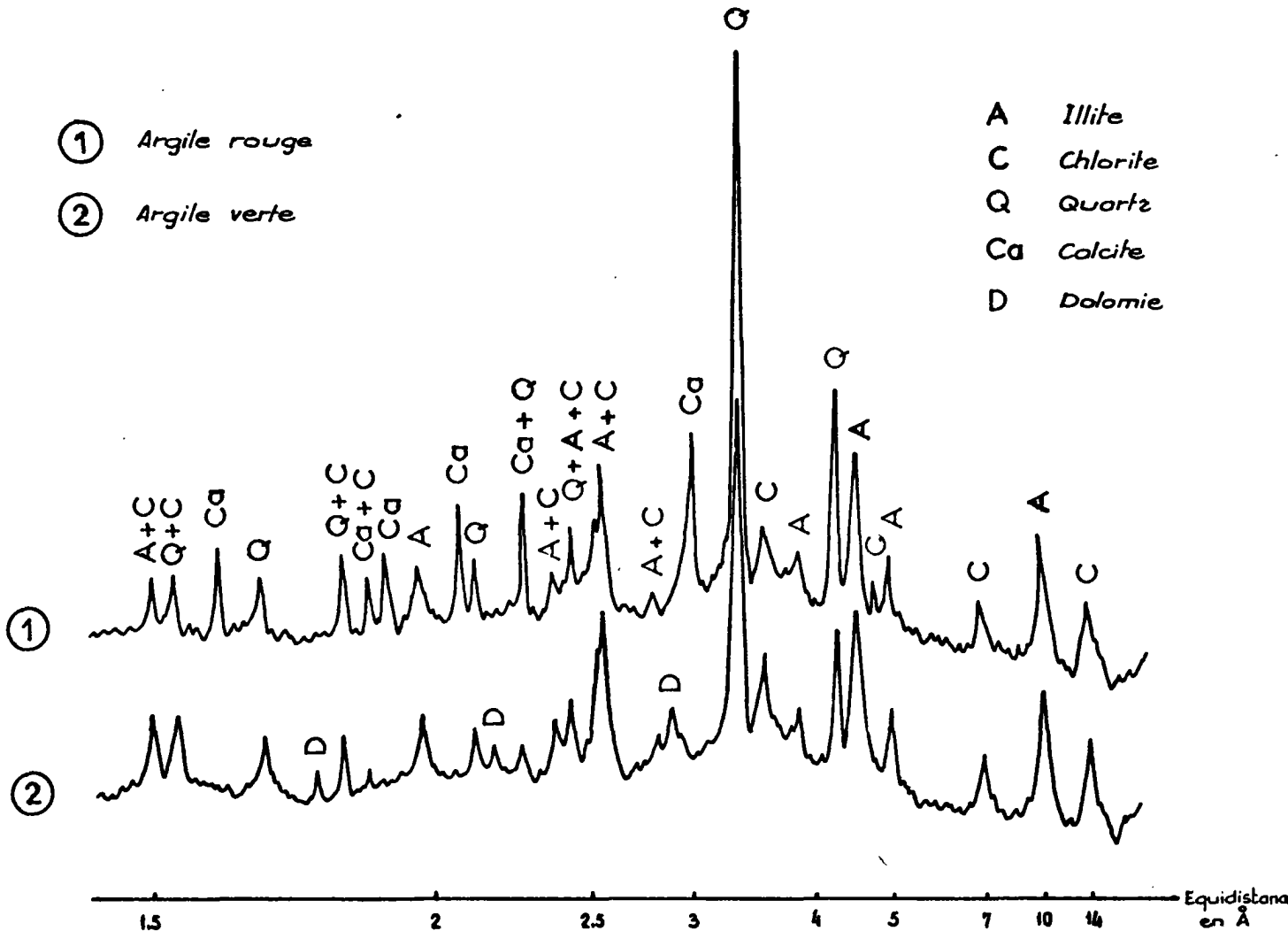
(1) Analyses de S. LAFFONT, analyste au Laboratoire de Minéralogie et Cristallographie de Toulouse.

Fig. 13

ÉTUDE DES ARGILES DU TRIAS DE BONREPAUX



Analyses diffractométriques



### 2-3-2-1-2 - Analyses thermiques différentielles

Les courbes correspondant aux deux échantillons sont semblables. (cf. fig.13). Elles montrent deux crochets endothermiques peu marqués vers 120°C et 220°C et deux autres crochets endothermiques plus accusés vers 610°C et 840°C, suivis d'un léger pic exothermique vers 880°C. Ces courbes présentent donc des analogies avec les courbes de chlorites. Cependant, les crochets supplémentaires entre 100°C et 300°C proviennent d'un départ d'eau interfoliaire indiquant que les phyllites sont, en partie, vermiculitisées.

On note également un léger crochet endothermique vers 800°C pour les argiles vertes et vers 900°C pour les argiles rouges. Ils peuvent être dus respectivement à de la dolomie et à de la calcite.

### 2-3-2-1-3 - Analyses diffractométriques

Les diagrammes des deux types d'argile sont très voisins (cf. fig.13); on constate, dans les deux cas, la présence de raies vers 10 Å et 5 Å correspondant à des illites (A) et de raies vers 14 Å et 7 Å caractéristiques des chlorites (C). La raie à 14 Å a une intensité plus forte que la raie à 7 Å; nous retrouvons ainsi l'indice de vermiculitisation de ces minéraux, déjà indiqué par l'analyse thermique.

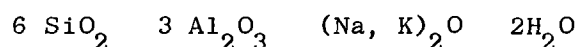
Quelques différences apparaissent cependant pour les autres minéraux. En effet, les diagrammes des argiles rouges montrent des raies C propres à la calcite et ceux des argiles vertes, des raies D, d'intensité très faible, attribuables à la dolomie. Le quartz, présent dans les deux échantillons, se trouve en quantité supérieure dans les argiles rouges. Nous avons effectué un dosage du quartz par les rayons X: il peut être évalué à 17% dans les

argiles rouges et à 14%, dans les argiles vertes.

#### 2-3-2-1-4 - Conclusions

Les données de l'analyse chimique peuvent être interprétées à partir des résultats de l' A.T.D. et de l'analyse diffractométrique.

Nous avons pris pour l'illite la formule approchée :



En tenant compte des pourcentages de quartz, de la présence de calcite dans les argiles rouges et de dolomie dans les argiles vertes, on obtient, par déduction, des chlorites dont la composition chimique est indiquée ci-dessous :

- dans les argiles rouges : 6,5 SiO<sub>2</sub>    1,5 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>    10,5 MgO    8 H<sub>2</sub>O
- dans les argiles vertes : 6,6 SiO<sub>2</sub>    1,4 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>    10,8 MgO    8 H<sub>2</sub>O

Ces formules chimiques, très voisines, sont évidemment approchées, car nous n'avons pas pu évaluer la teneur en fer. Elles donnent cependant une indication sur le type de chlorite: il s'agit de chlorites magnésiennes de type pennine. Ceci correspond aux résultats de J. LUCAS (1963) qui admet que les chlorites de type pennine sont les plus fréquentes dans les argiles du Keuper. Elles sont souvent plus ou moins interstratifiées.

Les pourcentages des minéraux constituant les argiles rouges et vertes étudiées, sont donnés dans le tableau ci-après :

argile rouge		argile verte	
minéraux	pourcentage	minéraux	pourcentage
illite	36%	illite	49%
pennine	21%	pennine	19%
quartz	17%	quartz	14%
calcite	16%	dolomie	8%

Ces pourcentages ne sont pas complets; il faudrait pour cela, tenir compte de la quantité de  $Fe_2O_3$ , dont une partie est combinée aux phyllites et le reste représenté par des oxydes libres.

Les "argiles" du Trias ne sont donc, en réalité, constituées que par 50% maximum d'argile proprement dite. Les teneurs en chlorite sont de l'ordre de 20%.

#### 2-3-2-2 - Phyllites associées au gypse

Le gypse est fréquemment coloré en vert par des impuretés chloriteuses en quantités variables qui peuvent dépasser 20%. Il est très difficile de séparer les particules phylliteuses du gypse en raison de leur dimension très faible (inférieure à  $40\mu$ ). Nous avons essayé de les concentrer par dissolution progressive du gypse dans l'eau. L'échantillon obtenu a été soumis à l'analyse thermique différentielle et à l'analyse diffractométrique.

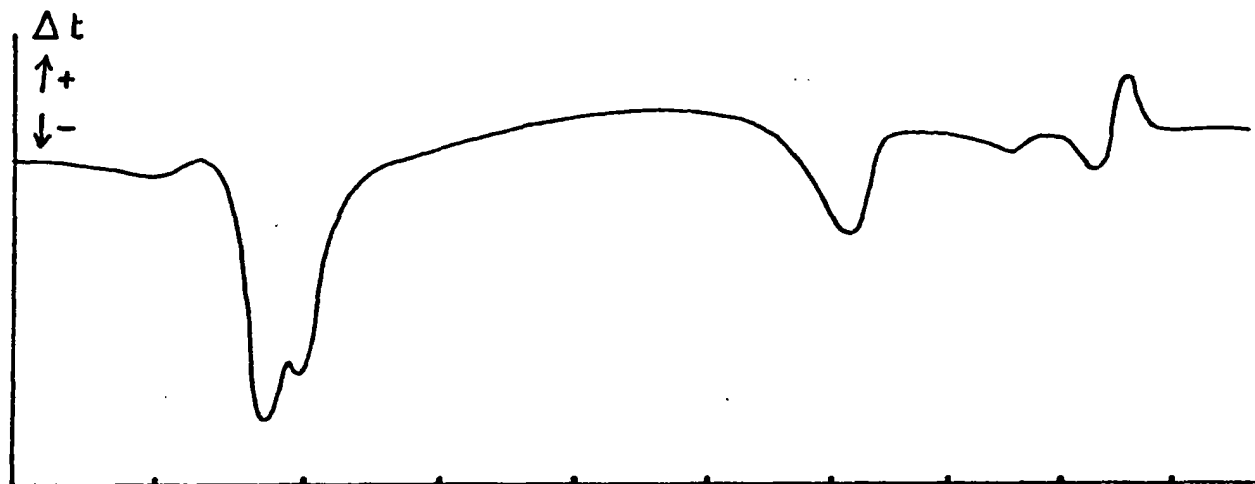
#### 2-3-2-2-1 - Analyse thermique différentielle

Elle montre deux crochets endothermiques très accusés entre  $100^{\circ}C$  et

Fig 13 <sub>bir</sub>

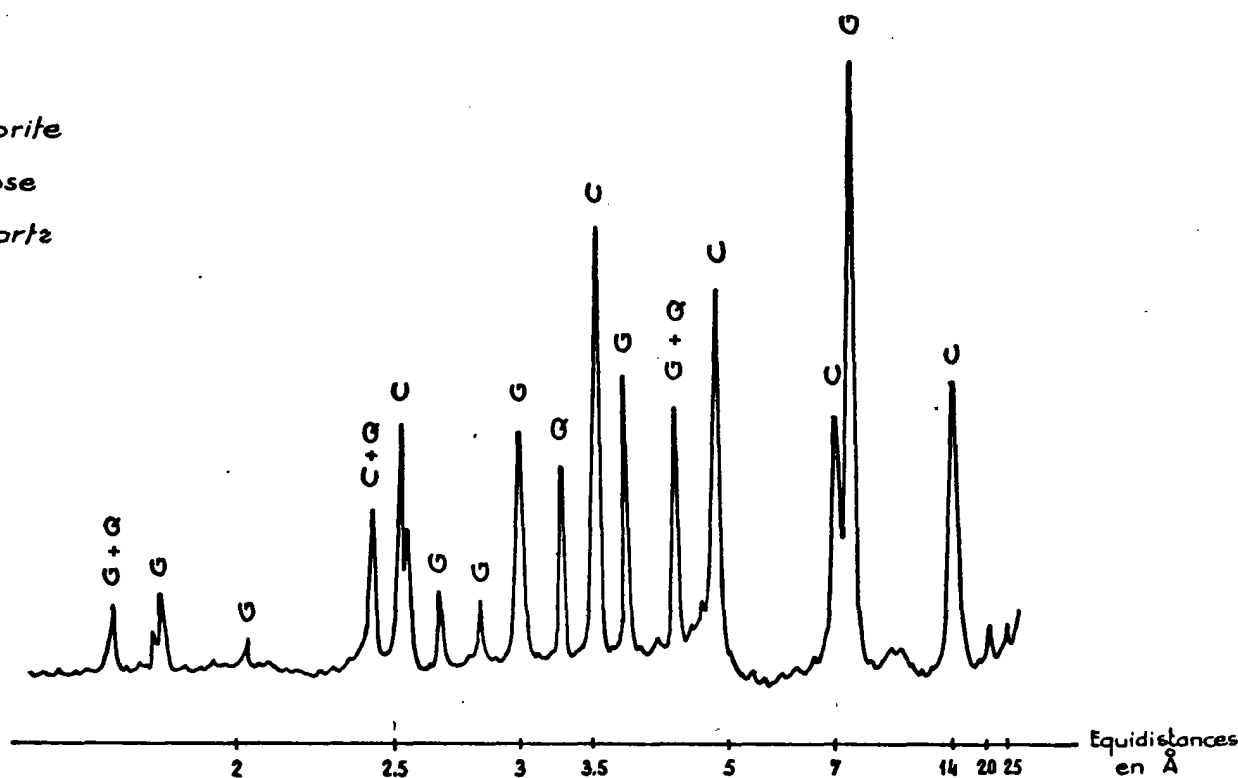
# ÉTUDE DES PHYLLITES ASSOCIÉES AU GYPSE

## Analyse thermique différentielle



## Analyse diffractométrique

- C - Chlorite
- G - Gypse
- C - Quartz



300°C, puis deux crochets endothermiques plus faibles à 620°C et 840°C, suivis d'un pic exothermique à 870°C (cf. fig. 13 bis). Les deux premières inflexions correspondent au départ de l'eau du gypse, les trois dernières sont caractéristiques des chlorites. Un léger crochet endothermique supplémentaire vers 800°C peut être attribué à une faible quantité de dolomie.

Il est difficile de voir si ces phyllites contiennent beaucoup d'eau interfoliaire car le départ de cette eau s'effectue aux mêmes températures que la déshydratation du gypse et les crochets sont donc superposés.

#### 2-3-2-2-2 - Analyse diffractométrique

Le diagramme de poudre montre les raies du gypse et les raies des chlorites (cf. fig. 13 bis); les illites n'apparaissent pas. La raie à 14 Å des chlorites a une intensité légèrement supérieure à celle de la raie à 7 Å. Le minéral est donc plus ou moins vermiculitisé. On remarque, de plus, deux raies d'intensité très faible et de grand écartement à 20 Å et 25 Å; ces raies sont l'indice de minéraux interstratifiés.

La présence de chlorite dans les gypses triasiques semble être un phénomène général. A. ROMERO (1961) a signalé une argile formée essentiellement de chlorite dans les gypses d'Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales); C. BOUSCARY (1966) a mentionné de la leuchtenbergite dans les gypses de Bédouilhac (Ariège).

Les chlorites associées au gypse et celles qui sont contenues dans les argiles, présentent des caractères communs; il s'agit, dans les deux cas, de minéraux interstratifiés.

2-3-2-3 - Phyllites associées aux cargneules

On peut remarquer le développement particulier de minéraux phylliteux à la bordure de bancs de cargneules situées à proximité de massifs d'ophites. Nous avons essayé d'expliquer l'apparition de ces phyllites au contact des cargneules.

2-3-2-3-1 - Détermination des cargneules

Elles sont très vacuolaires, les vacuoles étant remplies par une poudre jaunâtre pulvérulente. Nous avons effectué un dosage du calcium et du magnésium dans deux échantillons de cargneules prélevés, l'un, dans le secteur de Betchat, l'autre, dans le secteur de Bonrepaux, mais tous deux à proximité d'un massif d'ophite (50 m environ).

Les analyses ont été faites de façon sélective, d'une part sur les parois des vacuoles et, d'autre part, sur la poudre contenue dans les vacuoles. Les résultats sont indiqués dans le tableau ci-après.

	Betchat		Bonrepaux	
	paroi	poudre	paroi	poudre
CaO	44,2	30,9	42,25	28,7
MgO	9,2	19,2	10,5	20,3
% dolomie	42,3	88,3	47,9	93,5

On remarque que la poudre des cavités est beaucoup plus riche en dolomite que les parois dures de la roche. Ce fait est général pour les cargneules de ce type (J. RICOUR - 1962). Cependant, les pourcentages de dolomie

sont beaucoup plus élevés que dans d'autres cargneules du Keuper. A. SALLELE (1950) indique 3,2% de dolomie dans les parois d'une cargneule du Trias des Corbières; J. RICOUR (1962) donne une teneur globale en dolomie de 20,4% pour un échantillon du Trias alpin. Il semble donc que les cargneules étudiées au voisinage des ophites aient été dolomitisées à leur contact. Pour l'apport du magnésium, on peut envisager des processus hydrothermaux liés aux ophites (A. LACROIX - 1895 - et J. THIEBAUT - 1967).

#### 2-3-2-3-2 - Les phyllites

Dans le Trias de Betchat, elles sont visibles près du lieu-dit "Charot" et dans le Trias de Bonrepaux on les trouve au lieu-dit "Leychart" (cf. fig.2 et 4).

Les courbes d'analyses thermiques présentent un crochet endothermique accentué vers 950°C et les diagrammes diffractométriques montrent des raies à 3,11 Å<sup>o</sup> et 9,4 Å. Ces phyllites correspondent donc à du talc. Elles sont mélangées à d'autres phyllites dont l'étude sera effectuée plus loin avec celles des phyllites associées aux ophites, mais le talc est nettement prépondérant.

#### 2-3-2-4 - Conclusions

Les chlorites interstratifiées contenues dans les argiles peuvent être néoformées dans les sédiments ou peuvent résulter de la transformation d'illites, rendue possible dans un milieu marin riche en magnésium.

Le talc a pu se former à partir des cargneules dolomitisées par réaction tardive de solutions riches en silice pouvant provenir de matériel triasique qui contient environ 20% de quartz libre. Des lames minces, taillées

dans des échantillons prélevés à la limite de bancs de cargneules, montrent de très petites lamelles de talc, juxtaposées à des cristaux de dolomie.

### 2-3-3 - Etude des phyllites associées aux ophites

La prospection autour des ophites est rendue difficile par la couverture végétale qui masque presque toujours le contact ophite-encaissant. Cependant, à la faveur de chemins ou de ruisseaux entaillant cette couverture, nous avons pu découvrir des formations analogues aux "terres blanches" au contact des ophites qui affleurent dans le Trias de Betchat et de Bonrepaux.

#### 2-3-3-1 - Localisation des gisements

##### 2-3-3-1-1 - Dans le secteur de Bonrepaux

Les phyllites sont localisées en trois endroits autour du massif d'ophite formant la colline du "Barbu". Deux affleurements sont visibles aux extrémités nord et sud des gorges d'un petit ruisseau traversant l'ophite; le troisième a été mis à jour au moment de travaux d'alimentation en eau de la ferme du "Barbu" (cf. fig.4).

##### 2-3-3-1-2 - Dans le secteur de Betchat

Les phyllites sont localisées principalement près du lieu-dit "Les Graves", en bordure d'une petite route allant de Cassagne à Escoulis et près du lieu-dit "Charot", en bordure d'une petite route reliant Cassagne à Betchat. (cf. fig. 2).

Le gisement des "Graves" affleure sur une cinquantaine de mètres à la limite Nord d'un massif ophitique dans un petit chemin entaillant la couverture végétale sur 1 à 2 mètres. Il est difficile d'estimer son extension, car le sol superficiel masque les limites.

Le gisement de "Charot" est situé au Sud du même massif ophitique. Il n'est pas directement au contact de l'ophite. Il se trouve contre un banc de cargneules distant de l'ophite d'une cinquantaine de mètres. L'affleurement apparaît à la faveur d'anciens travaux effectués pour l'extraction du gypse.

#### 2-3-3-2 - Etude des phyllites

##### 2-3-3-2-1 - Les différents faciès des phyllites

Les phyllites ont des aspects variables suivant les gisements.

- Dans le secteur de Bonrepaux, elles se présentent sous deux formes :

- soit des terres très blanches, peu cohérentes, directement situées au contact de l'ophite saine, onctueuses au toucher, de granulométrie très fine (la fraction inférieure à 40 microns dépasse 50% et la fraction supérieure à 100 microns est inférieure à 1%.

- soit des terres jaunâtres, assez compactes, qui remplacent progressivement l'ophite comme le montrent les stades d'altération successifs: ophite saine, partiellement altérée (développement de séricite), puis très altérée (développement de talc, chlorite, ouralite, épidote et quartz) et enfin, passage aux terres ocres, formées essentiellement de chlorite, talc et quartz.

Il semble donc que ces terres résultent de l'altération secondaire, sur

place, d'une zone préférentielle d'ophite (fracturation intense facilitant les circulations d'eau).

Dans le secteur de Betchat, les phyllites des gisements des "Graves" et de "Charot" sont formées de petites lamelles visibles à l'oeil nu. Nous n'avons pas pu construire de courbe granulométrique significative de ces phyllites à l'état brut dans le gisement, en raison de l'impureté des échantillons. Les phyllites du gisement de "Charot" sont étroitement mêlées à du gypse et à de la dolomie et celles du gisement des "Graves", à du quartz et de la dolomie.

Les lamelles peuvent atteindre 3 mm et la fraction inférieure à 40 microns semble très faible (inférieure à 10%).

Nous avons noté, en outre, pour les phyllites des "Graves" la présence de minéraux lourds identiques à ceux décelés dans les gypses, tels que tourmaline, rutile et pyrite entièrement limonitisée.

Nous avons effectué, tout d'abord, des diagrammes diffractométriques et des analyses thermiques sur des échantillons prélevés dans le secteur de Betchat et de Bonrepaux. Cette étude préliminaire qui montre l'analogie de ces deux secteurs, nous a conduit à nous limiter à l'étude détaillée du secteur de Betchat, choisi parce que les phyllites sont de grandes dimensions et peuvent ainsi être isolées.

#### 2-3-2-2 - Séparation des phyllites des gisements de Betchat

Nous avons lavé les échantillons et séparé les minéraux lourds par li-  
queur dense. Les phyllites contenues dans le mélange restant, tamisé entre

200  $\mu$  et 500  $\mu$ , ont été concentrées en différents lots par séparation électromagnétique (FRANTZ).

2-3-3-2-2-1 - Gisement des "Graves"  
.....

Nous avons obtenu trois lots;

- un lot constitué par des lamelles brun pâle : G<sub>1</sub> qui sont très peu nombreuses (inférieures à 1%), attirables sous des intensités faibles (0,6 Ampères);
- un lot formé par des lamelles grises : G<sub>2</sub> qui représentent environ 50% de l'échantillon et se séparent, dans les mêmes conditions, sous des intensités de l'ordre de 1 Ampère;
- un dernier lot constitué par un mélange de lamelles blanches et d'impuretés : G<sub>3</sub> formant entre 5 et 10% de l'échantillon. Les impuretés, constituées essentiellement de quartz et de dolomie ont été enlevées, en partie, par broyage et tamisage du mélange. En effet, ces minéraux, plus broyables que les phyllites, se concentrent dans les parties fines.

2-3-3-2-2-2 - Gisement de "Charot"  
.....

Nous avons obtenu seulement deux lots :

- l'un, formé de lamelles grises : C<sub>1</sub>, comparables à celles du lot G<sub>2</sub>;
- l'autre, constitué de lamelles blanches : C<sub>2</sub>, analogues à celles du lot G<sub>3</sub>. Ces lamelles sont mélangées à du gypse et de la dolomie qui ont été enlevés de la même manière que précédemment (broyage et tamisage).

Les densités des divers lots, mesurées sur les poudres, sont données dans le tableau ci-dessous.

différents lots	G <sub>1</sub>	G <sub>2</sub>	G <sub>3</sub>	C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>
densité	2,604	2,634	2,678	2,618	2,674

Ces densités confirment l'analogie entre les lots G<sub>3</sub> et C<sub>2</sub>.

### 2-3-3-2-3 - Propriétés optiques

Les propriétés optiques sont résumées dans le tableau suivant :

caractères optiques	L E S G R A V E S			C H A R O T	
	G <sub>1</sub>	G <sub>2</sub>	G <sub>3</sub>	C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>
Indices	Ng=1,55 à 1,56 Np=1,52 à 1,53	Nm=1,58	Ng=1,58 Np=1,54	Ng=1,55 à 1,56 Np=1,53 à 1,54	Ng=1,58 Np=1,54
Biréfringence	0,030	0,005 à 0,008	0,040	0,020	0,040
2 V	0 à 10°	0 à 20°	10 à 30	0 à 10°	10 à 30°
Signe optique	négatif	variable	négatif	négatif	négatif

Ces propriétés optiques montrent que les phyllites blanches (lots G<sub>3</sub> et C<sub>2</sub>) sont formées de talc; par contre, elles sont insuffisantes pour la détermination des autres lots: G<sub>1</sub>, G<sub>2</sub> et C<sub>1</sub>. Les analyses chimiques, thermiques et diffractométriques, seront nécessaires pour en préciser la nature.

2-3-3-2-4 - Analyses chimiques

En raison de l'analogie entre les lots  $G_3$  et  $C_2$ , nous n'avons effectué les analyses chimiques que sur les quatre lots:  $G_1$ ,  $G_2$ ,  $G_3$  et  $C_1$ . Les résultats sont donnés dans le tableau ci-dessous (1).

	L E S   G R A V E S			C H A R O T
	$G_1$	$G_2$	$G_3$	$C_1$
$SiO_2$	36,2	30,1	45,7	29,8
$TiO_2$	0,6	-	-	-
$Al_2O_3$	10,0	21,9	12,6	22,0
$Fe_2O_3$	6,2	4,6	1,2	3,6
CaO	0,2	-	-	3,1
MgO	28,1	31,1	31,2	26,1
$K_2O$	4,0	-	0,4	-
$Na_2O$	0,4	-	0,3	-
$H_2O$	13,8	13,0	8,3	16
Total	99,5	100,7	99,6	100,6

Les diverses teneurs en MgO sont élevées et très voisines. Par contre, des différences importantes apparaissent dans les pourcentages en  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $K_2O$  et  $H_2O$ .

Notons principalement :

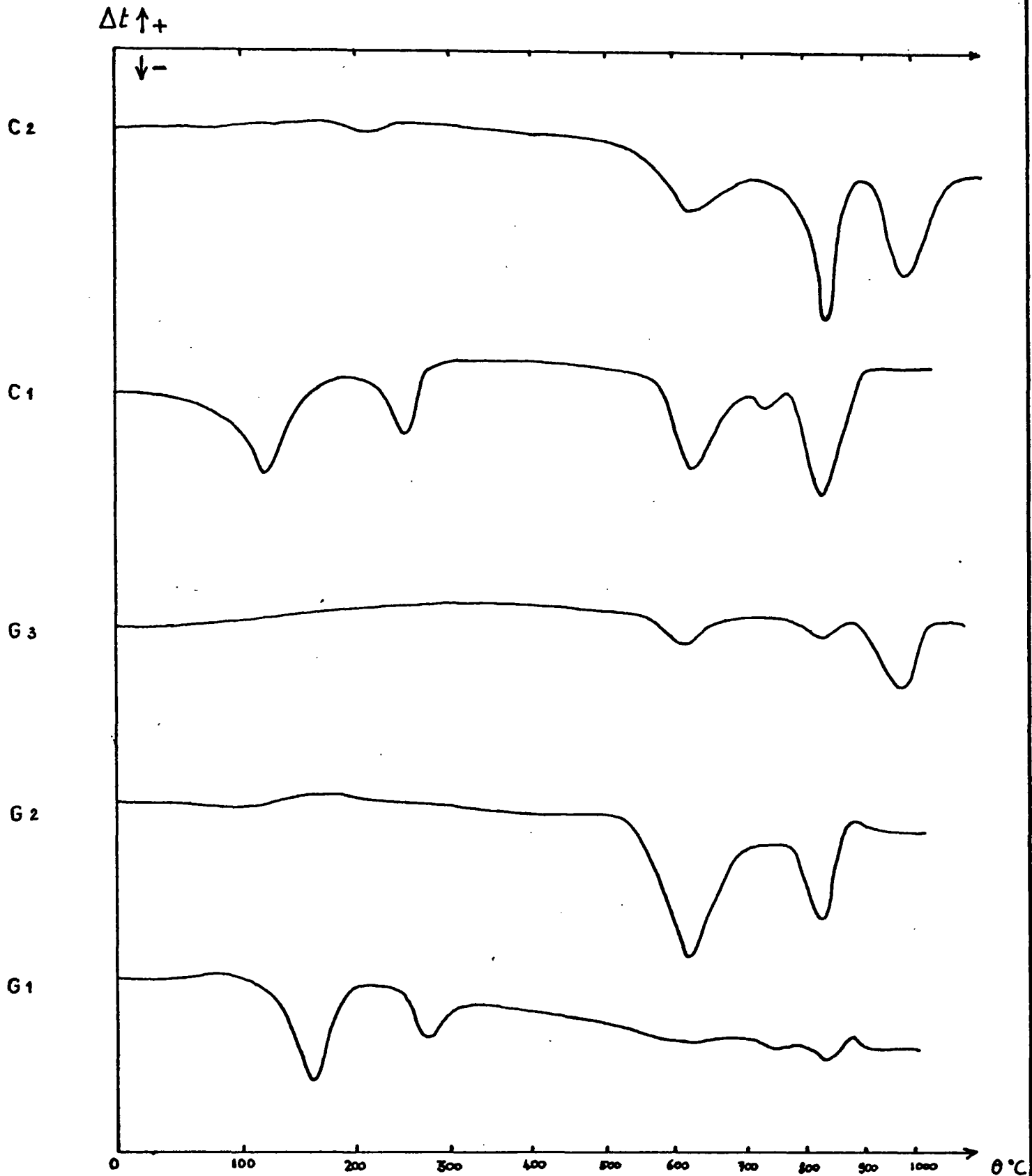
- dans l'échantillon  $G_1$ , les pourcentages élevés en  $K_2O$ ,  $Fe_2O_3$  et  $TiO_2$

---

(1) Ces Analyses ont été effectuées par S. LAFFONT, analyste au Laboratoire de Minéralogie et Cristallographie de Toulouse.

Fig.14

ANALYSES THERMIQUES DIFFERENTIELLES COMPAREES  
DES PHYLLITES DU TRIAS DE BETCHAT



qui l'apparentent aux micas,

- dans les échantillons  $G_2$  et  $C_1$ , les teneurs élevées en  $Al_2O_3$ ,
- dans les échantillons  $C_1$  et  $G_3$ , les pertes en eau respectivement élevées et faibles.

#### 2-3-3-2-5 - Analyses thermiques

##### 2-3-3-2-5-1 - Courbes d'analyses thermiques ..... différentielles (A.T.D.) .....

La comparaison des courbes d'A.T.D. (cf. fig.14) montre certains crochets communs et d'autres, propres à certaines courbes.

##### - Crochets communs

Ce sont les crochets endothermiques à  $620^\circ C$  et à  $840^\circ C$ , suivis d'un pic exothermique à  $870^\circ C$ , généralement très peu accusé.

Ils sont caractéristiques des chlorites, le premier crochet, à  $620^\circ C$ , correspondant à la destruction du feuillet brucitique et le second, à  $840^\circ C$ , à la destruction des feuillets micacés. Le pic exothermique à  $870^\circ C$  s'explique par une recristallisation de la matière.

##### - Crochets propres à certaines courbes

- Les courbes  $G_1$  et  $C_1$  montrent deux crochets endothermiques très accusés vers  $150^\circ C$  et  $250^\circ C$ . Ils traduisent le départ de l'eau interfoliaire, provenant de la vermiculitisation de ces phyllites.

- Les courbes  $G_3$  et  $C_2$  comportent un crochet endothermique bien marqué

au-delà de 900°C qui est attribuable à une proportion élevée de talc.

On peut noter enfin l'exagération du crochet à 840°C sur la courbe C<sub>2</sub> provoquée, sans doute, par la présence de dolomie, et la présence, sur cette courbe, d'un crochet peu accusé vers 250°C dû à une faible proportion de lamelles C<sub>1</sub> entraînées lors de la séparation.

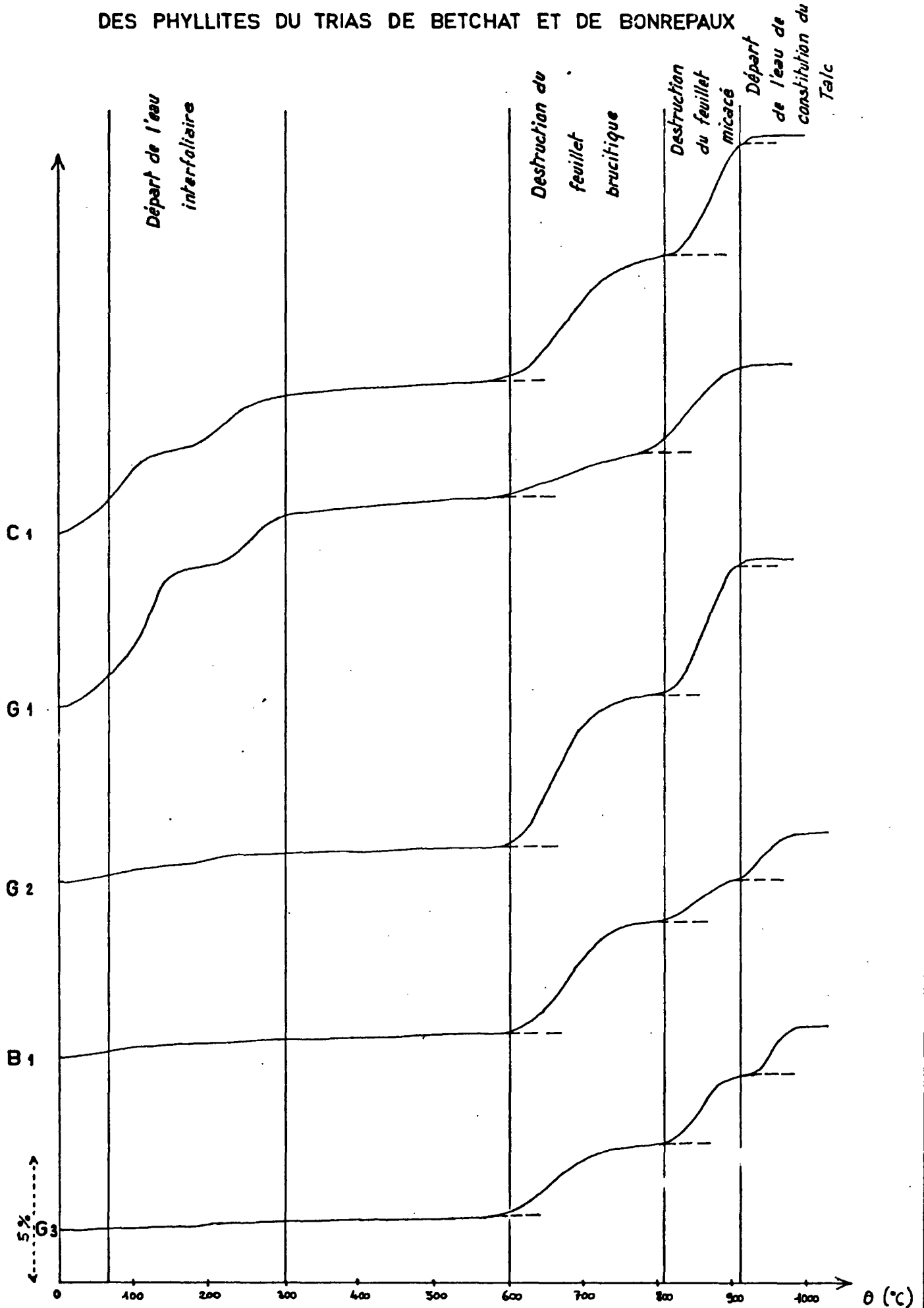
2-3-3-2-5-2 - Les courbes d'analyses thermiques  
 .....  
 pondérales (A.T.P.)  
 ..... .....

Nous retrouvons ici (cf. fig. 15) les caractères précédents, mais nous pouvons, en plus, évaluer quantitativement, les départs d'eau. La figure contient une courbe supplémentaire (B<sub>1</sub>) correspondant à un échantillon brut, du secteur de Bonrepaux.

Le tableau suivant indique les pertes en eau (H<sub>2</sub>O %), déduites des courbes d'A.T.P.

Fig.15

ANALYSES THERMIQUES PONDERALES COMPAREES  
DES PHYLITES DU TRIAS DE BETCHAT ET DE BONREPAUX



Différents lots de phyllites		Départ de l'eau interfoliaire moins de 550°C	Destruction du feuillet brucitique 550°C-820°C	Destruction du feuillet micacé 820°C -900°C	Départ de l'eau de constitution du talc plus de 900°C
LES GRAVES	G <sub>1</sub>	8,6	1,8	3,4	-
	G <sub>2</sub>	1,55	6,1	4,9	0,45
	G <sub>3</sub>	0,80	2,8	2,6	2,1
CHAROT	C <sub>1</sub>	6,4	4,95	4,35	0,3
BONREPAUX	B <sub>1</sub>	1,1	4,35	1,6	1,9

On remarque les quantités importantes d'eau interfoliaire pour les échantillons G<sub>1</sub> et C<sub>1</sub>.

Tous les échantillons, mis à part G<sub>1</sub>, contiennent du talc dont les proportions peuvent être évaluées par les pertes en eau correspondantes au delà de 900°C: pour G<sub>2</sub> à 9%, pour G<sub>3</sub> à 44%, pour C<sub>1</sub> à 6% et pour B<sub>1</sub> à 40%.

#### 2-3-3-2-6 - Analyses diffractométriques

Nous observons, sur tous les diagrammes de rayons X, (cf. fig.16), excepté G<sub>1</sub>, des équidistances correspondant à des chlorites (C) et à du talc (T). Les raies du talc ont des intensités très fortes sur les diagrammes C<sub>2</sub> et G<sub>3</sub>; on remarque, en outre, sur le diagramme G<sub>3</sub> des raies supplémentaires, d'intensité très faible, pouvant être attribuées à une petite proportion de phlogopite (P).

Fig.16

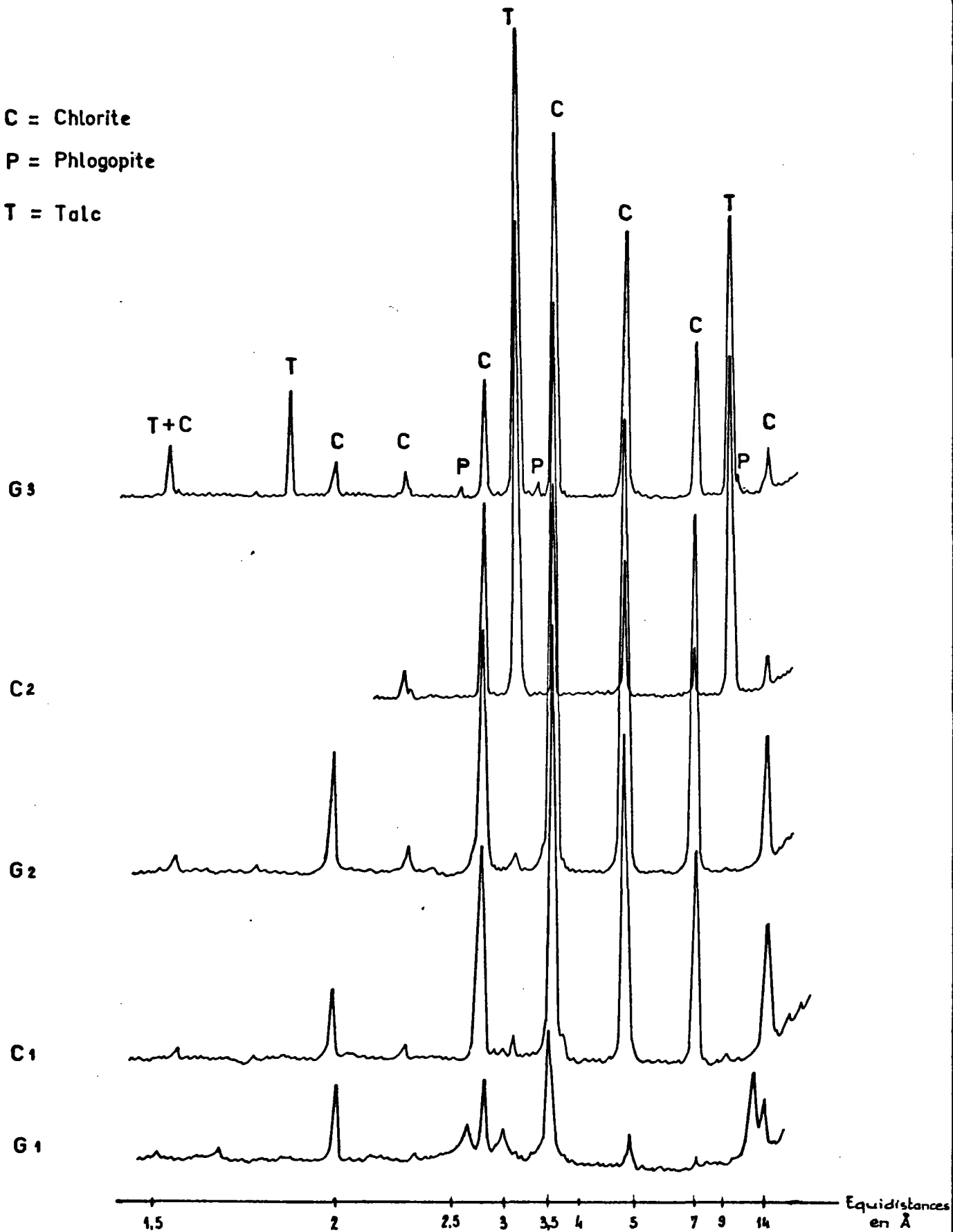
DIAGRAMMES DIFFRACTOMETRIQUES COMPARÉS

DES PHYLLITES DU TRIAS DE BETCHAT

C = Chlorite

P = Phlogopite

T = Talc



- Le diagramme G<sub>1</sub> est particulier : à côté de la raie à 14 Å apparaît une raie supplémentaire à 12,6 Å. La raie à 14 Å, d'autre part, est beaucoup plus intense que la raie à 7,1 Å. Ceci est caractéristique des vermiculites. La raie à 12,6 Å se rencontre sur certains diagrammes d'hydrobiotite.

Si on chauffe ces phyllites à 550°C pendant 5 h (cf. fig.17), on note l'apparition d'une raie supplémentaire vers 10 Å. Un phénomène analogue s'observe en chauffant des vermiculites.

- Les diagrammes G<sub>2</sub> et C<sub>1</sub> sont semblables

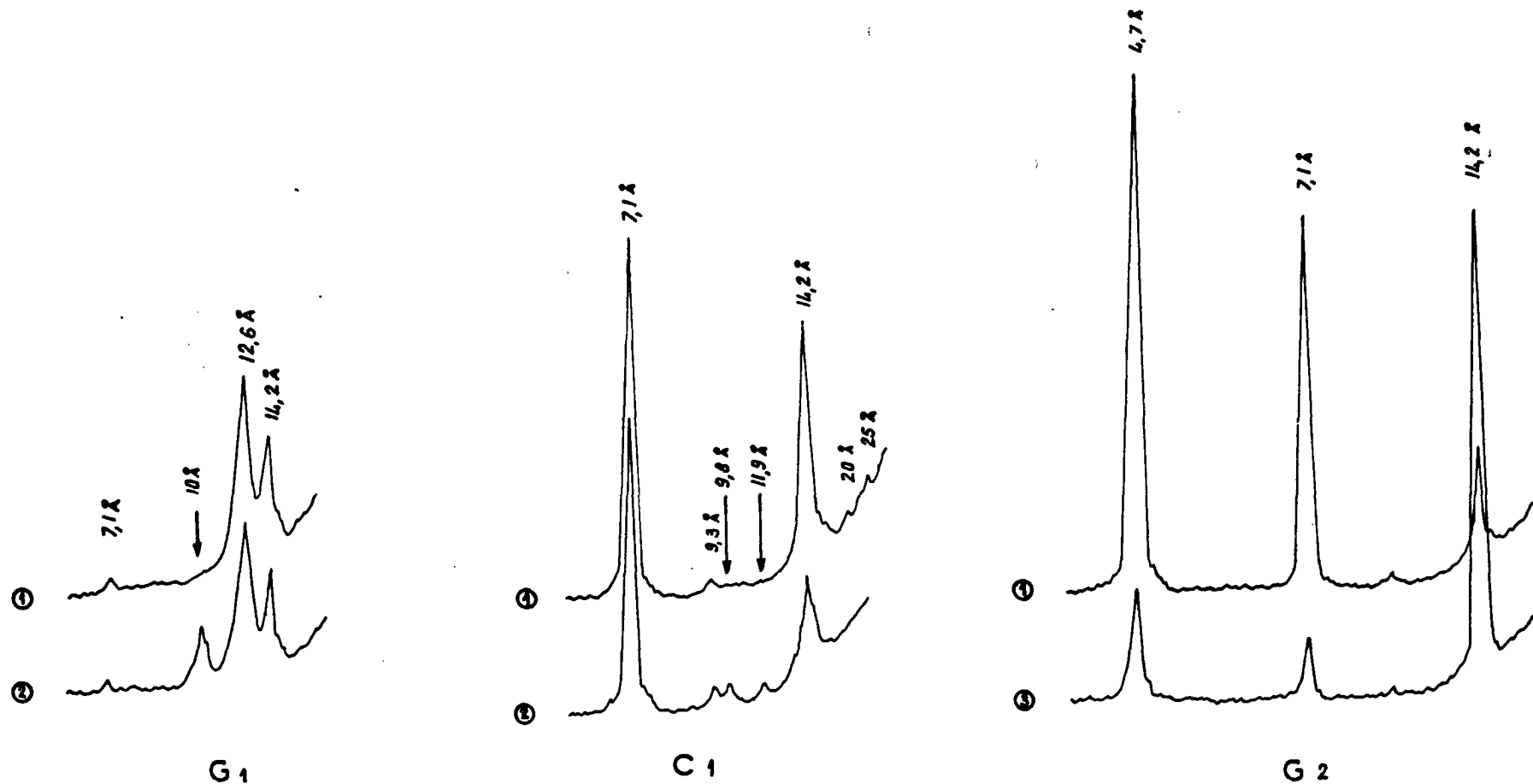
Ils comportent, tous deux, des raies intenses, appartenant aux chlorites et des raies très faibles, attribuables au talc. Quelques différences apparaissent cependant entre ces deux diagrammes: le diagramme C<sub>1</sub> présente, en effet, deux raies supplémentaires d'intensité très faible, à 20 Å et 25 Å. On note, également, sur ce dernier, que les raies à 14 Å et 7,1 Å ont des intensités voisines, ce qui indique la présence simultanée de feuillets de chlorite et de vermiculite.

Nous avons chauffé ces deux échantillons pour pouvoir préciser la nature des phyllites. On sait qu'après chauffage vers 550°C, les équidistances à 14 Å sont pratiquement inchangées pour les chlorites et que pour les vermiculites, ces équidistances subissent un aplatissement de 4 à 5 Å, tandis que l'aplatissement est plus faible pour les interstratifiés, (C.E. WEAVER -1956).

Après avoir chauffé les échantillons G<sub>2</sub> et C<sub>1</sub> à 550°C pendant cinq heures, nous avons effectué de nouveaux enregistrements diffractométriques (cf. fig. 17)

VARIATIONS ET DEPLACEMENTS DES RAIES EN FONCTIONS DE LA TEMPERATURE

- ① Echantillon non chauffé
- ② Echantillon chauffé à 350°C. pendant 5h.
- ③ " " à 700°C. pendant 5h.



- Pour l'échantillon  $G_2$ , on n'observe aucun déplacement de raies. Il y a simplement une diminution générale de leur intensité avec conservation de leur importance relative. Si on chauffe l'échantillon à  $700^\circ\text{C}$ , on constate que l'intensité de la raie à  $14 \text{ \AA}$  est supérieure à celle des autres raies. Ces phyllites sont donc constituées de chlorite.

- Pour l'échantillon  $C_1$ , l'intensité de la raie à  $14 \text{ \AA}$  a diminué et on observe l'apparition de deux nouvelles raies très peu marquées à  $11,9 \text{ \AA}$  et  $9,8 \text{ \AA}$ . La première correspond à des feuillets de structure interstratifiée vermiculite-chlorite, la seconde, à de la vermiculite individualisée.

#### 2-3-3-2-7 - Analyses spectrographiques

Ces analyses permettent d'évaluer les éléments en trace dans les phyllites. Les teneurs de ces éléments sont indiquées en ppm dans le tableau suivant :

	Ti	V	Mn	Ni	B	Ga	Cu	Co	Pb
Lot $G_1$	1%	30	300	100	-	100	5	50	-
Lot $G_2$	500	200	70	100	50	100	20	-	-
Lot $G_3$	300	100	30	70	100	50	10	-	-
Lot $C_1$	700	200	100	100	50	100	20	-	20
Lot $C_2$	500	100	70	70	100	100	7	-	20

Elles confirment les analogies entre les lots  $G_2$  et  $C_1$ , d'une part et  $G_3$  et  $C_2$ , d'autre part. Le lot  $G_1$  est différent des autres par ses teneurs

élevées en Ti, Mn et Co.

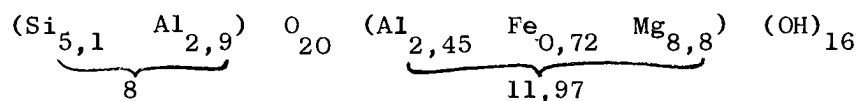
2-3-3-2-8 - Interprétation des analyses chimiques

Les données des analyses chimiques peuvent être interprétées à partir des résultats des analyses thermiques et diffractométriques.

-Les lamelles G<sub>1</sub> ont une structure analogue à celle des hydrobiotites et doivent provenir de l'altération d'un mica noir. Le fer et le potassium ont été, en partie, remplacés par du magnésium, avec une augmentation importante de la teneur en eau. Ces phyllites sont très peu nombreuses; chauffées rapidement vers 800°C, elles augmentent considérablement de volume (5 à 10 fois leur volume initial).

-Les lamelles C<sub>1</sub> sont constituées d'un mélange de vermiculite et de minéraux de structure interstratifiée vermiculite-chlorite.

-Les lamelles G<sub>2</sub> sont formées par un mélange de talc et de chlorite. Si on enlève de l'analyse globale les 9% de talc décelés par l'A.T.P., on obtient la composition chimique de la chlorite(calculée sur la base de 28 O)



D'après la classification de J. ORCEL (1927), les rapports  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3} =$

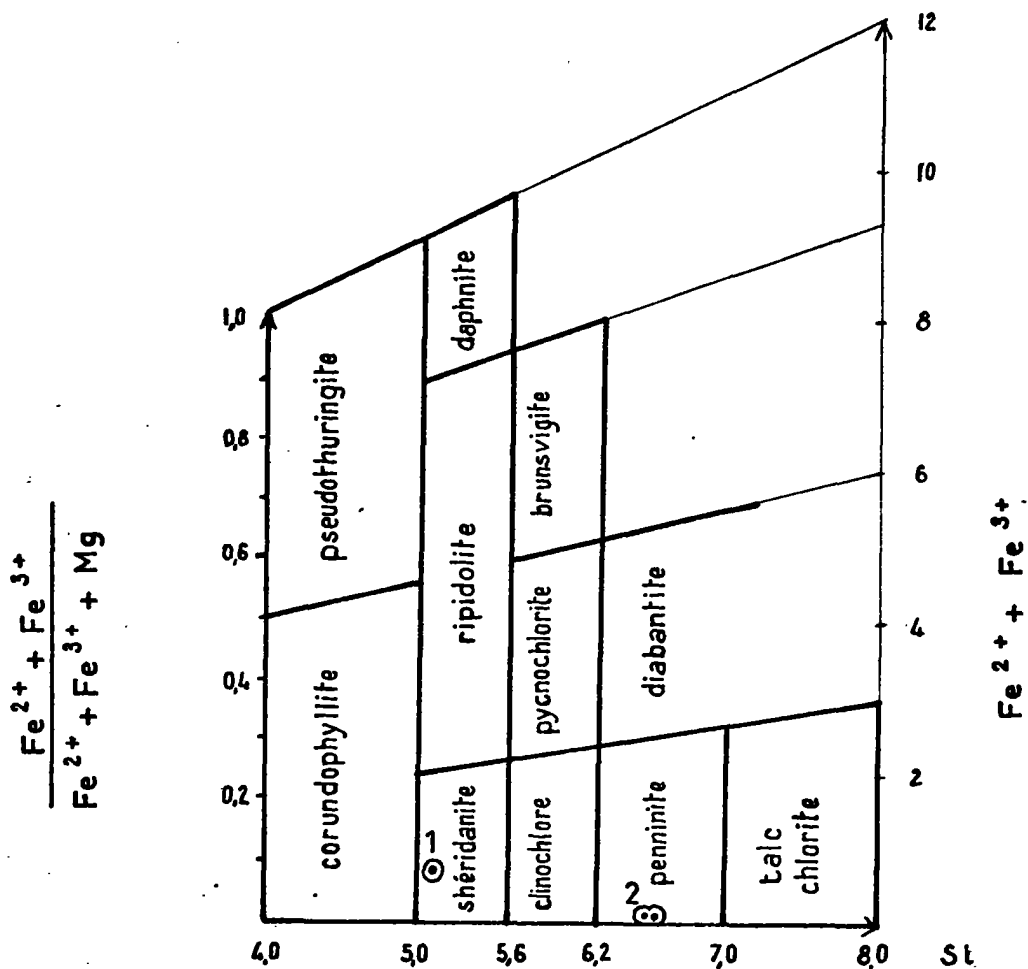
1,67 et le nombre d'atomes de Si, permettent de classer ces chlorites parmi les prochlorites magnésiennes et alumineuses.

Si l'on reporte les valeurs des paramètres correspondant au nombre

Fig.18

DETERMINATION DES CHLORITES DU TRIAS DE BETCHAT

( Diagramme de Hey 1954 )



1 = Chlorite G<sub>2</sub> de Betchat

2 = Chlorites associées aux argiles rouges ou vertes

d'ions Si, d'une part, et au rapport  $\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}}$  d'autre part, sur le diagramme de HEY (1954), le point représentatif de la chlorite est situé dans le domaine des shéridanites (cf. fig. 18).

Il est intéressant de remarquer que cette association talc-shéridanite se retrouve dans de nombreux gisements de talc pyrénéens (J.P. FORTUNE 1971)

- Les lamelles G<sub>3</sub> sont constituées par un mélange de talc, chlorite et phlogopite. En enlevant la quantité de talc déterminée par l'A.T.P. (44%) et en attribuant les teneurs en K<sub>2</sub>O et Na<sub>2</sub>O au phlogopite, nous pouvons former, avec les molécules restantes, une chlorite, de composition très voisine de celle du lot G<sub>2</sub>. Seule, la teneur en fer est légèrement inférieure, ce qui ne nous a pas permis de séparer électromagnétiquement ces phyllites du talc, dans le lot G<sub>2</sub>.

Les teneurs en phlogopite et chlorite peuvent être évaluées respectivement à 7% et 48%.

#### 2-3-3-2-9 - Conclusions

##### 2-3-3-2-9-1 - Nature des phyllites .....

Les phyllites associées aux ophites de Betchat et de Bonrepaux sont constituées essentiellement de chlorites; une proportion plus faible est formée de talc, phlogopite, vermiculite et minéraux interstratifiés vermiculite-chlorite.

Ces phyllites sont donc semblables à celles décrites dans d'autres gisements de "terres blanches". Nous avons constaté une zonation autour des ophites :

- à proximité de l'ophite, dans le gisement des Graves, les phyllites sont très nombreuses et constituées de talc, phlogopite et chlorite,

- à une cinquantaine de mètres de l'ophite, dans le gisement de "Charot", les phyllites sont moins nombreuses; on trouve surtout des minéraux interstratifiés vermiculite-chlorite, renfermant beaucoup d'eau. Le talc est présent, mais semble s'être formé secondairement à partir des dolomies, comme nous l'avons montré précédemment (cf. p. 76).

Nous avons vu également que les assises gypsifères et argileuses, éloignées des ophites, ne contenaient qu'un pourcentage assez faible de phyllites magnésiennes, toujours plus ou moins vermiculitisées.

La répartition de ces phyllites semble donc indiquer une concentration élevée en magnésium près des ophites et leurs températures de formation sont décroissantes en s'éloignant de ces ophites.

#### 2-3-3-2-9-2 - Hypothèses génétiques

Les observations précédentes nous ont permis de formuler des hypothèses sur la genèse de ces phyllites.

Certains auteurs, notamment M. FONTEILLES (1970), ont pensé que ces phyllites pouvaient résulter d'un métamorphisme régional que les ophites auraient subi également; ce métamorphisme se serait manifesté près des ophites par suite des déformations et des différences de compétence entre argilles et ophites.

Pour notre part, nous avons envisagé deux hypothèses pouvant s'accorder avec les observations effectuées sur le terrain :

1- Ces phyllites seraient contemporaines de la montée ophitique, à l'origine de leur formation; on peut, en effet, concevoir une mise en place des ophites créant des déformations et s'accompagnant de phénomènes hydrothermaux, où un apport de magnésium est envisageable. Cette hypothèse respecte la zonalité des minéraux.

La formation du talc, minéral d'assez basse température (300°C), à côté des ophites qui sont des roches de haute température, peut facilement s'expliquer: en effet, compte tenu des faibles dimensions des massifs d'ophite, la température, à leur bordure, a dû diminuer très rapidement lors de l'intrusion dans les argiles gypsifères.

Le refroidissement rapide de l'ophite est mis en évidence par la texture même de la roche formée par de petites lattes de plagioclases imbriquées entre elles.

Par la suite, en raison de l'établissement d'un équilibre thermique dans les diverses couches, la température a pu se maintenir, pendant un temps assez long, entre 400°C et 200°C, favorisant ainsi la formation de minéraux nouveaux. La présence d'une faible quantité de phlogopite parmi ces phyllites peut être interprétée comme le résultat d'un métamorphisme initial lors de l'intrusion du massif d'ophite à température élevée. La faible quantité de vermiculite-chlorite observée, dériverait ainsi de l'altération secondaire du phlogopite (J.P. FORTUNE -1968).

2 - Ces phyllites seraient encore contemporaines de la mise en place des ophites, mais se seraient formées par le fait d'une migration du magnésium provenant des sédiments triasiques, sous l'effet d'un gradient géothermique dont la source chaude est constituée par les ophites. Des études récentes (J. ESTEBE et J. SCHOTT 1970), ont démontré l'importance de ces phénomènes

de diffusion d'ions en milieu poreux.

Lors de la montée ophitique, l'eau contenue dans les sédiments a pu être libérée par l'élévation de température; la microfissuration, liée aux actions mécaniques, a pu faciliter la mise en solution sur place d'ions tels que le magnésium et ces ions ont ainsi migré progressivement vers la source chaude.

Cette hypothèse, bien que séduisante, comporte cependant des incertitudes; si la sélectivité du phénomène de diffusion est bien établie, nous n'avons pas encore les éléments susceptibles d'expliquer que la migration du magnésium domine celle des autres ions qui restent dans les sédiments.

Dans l'état actuel de nos connaissances, la première hypothèse est donc plus vraisemblable; elle rejoint les observations de J.P. DESTOMBES (1956), qui lie la formation des giobertites aux roches vertes, situées à leur proximité.

Il est difficile de tirer des conclusions définitives de la connaissance de la répartition des phyllites, car les formations triasiques ne sont pas en place, et l'étude est très locale. Elle présente cependant un intérêt pratique car ces phyllites peuvent être utilisées en remplacement du talc dans certains cas (protection des caoutchoucs, papeterie, peinture, etc). Ce dernier minéral, peu répandu dans la nature, pourrait ainsi être réservé à des utilisations plus nobles (produits pharmaceutiques, céramiques etc).

Toutefois, les gisements de "terres blanches" des amas triasiques de Betchat et de Bonrepaux ne semblent pas pouvoir faire l'objet d'exploitation (1), du moins dans l'état actuel de nos connaissances; les phyllites

---


(1) Par contre, dans la région de Couserans, le gisement de Bethmale a fait, autrefois, l'objet d'exploitation.

sont en effet mélangées à de nombreuses impuretés telles que gypse, quartz, dolomie et divers minéraux lourds. D'autre part, l'extension des gisements paraît très faible, le plus grand, affleurant sur 50 mètres au maximum. Afin d'estimer l'importance de ces formations, il serait nécessaire d'effectuer une série de sondages de reconnaissance autour des massifs d'ophite.

Fig.19

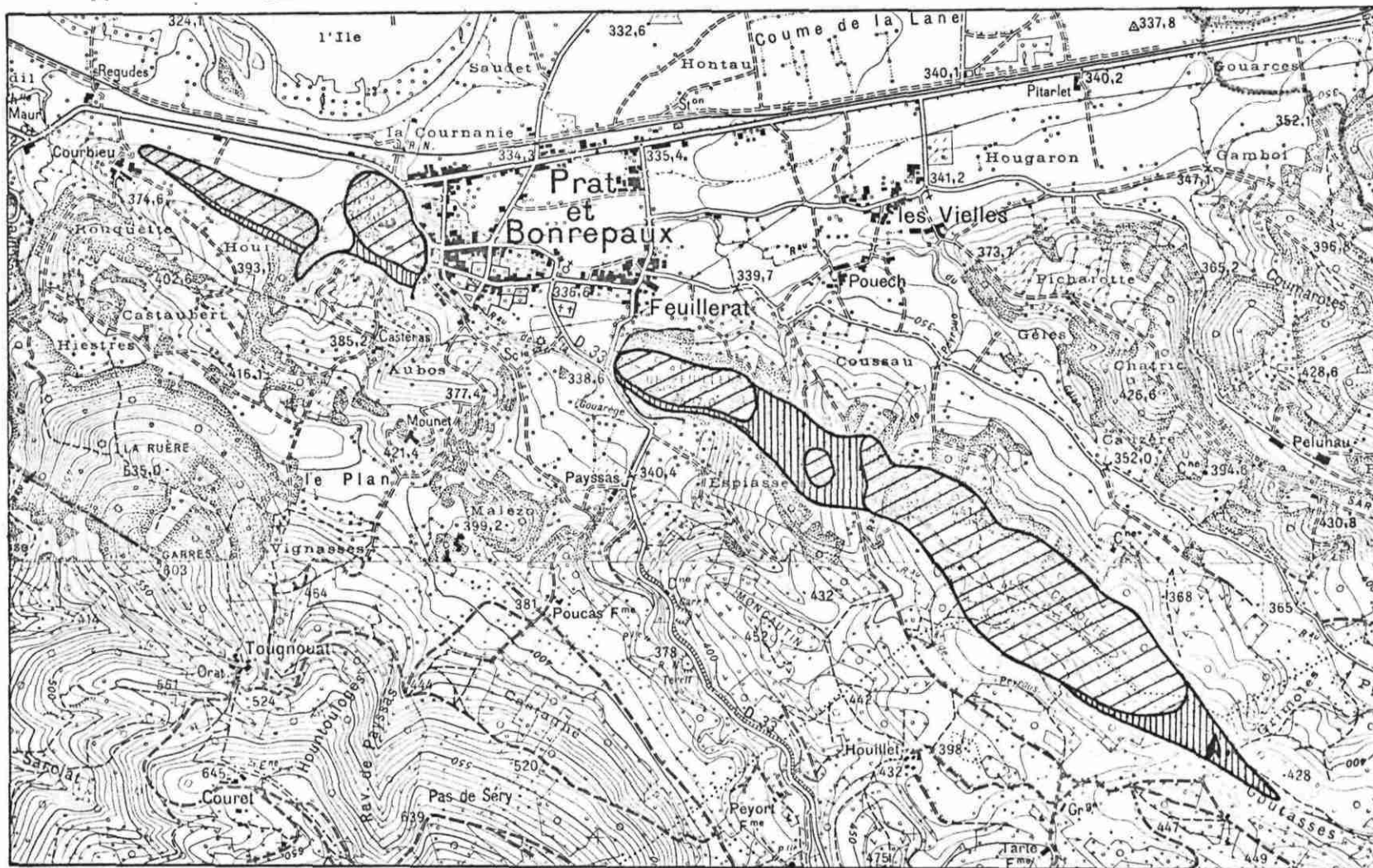
LES OPHITES DE PRAT

1/20.000

 Trias argilo-gypseux

 Ophites

 Puits de gypse



## 2-4 - ETUDE DES OPHITES DE PRAT ET BONREPAUX

### 2-4-1 - Introduction

Les ophites des Pyrénées ont été étudiées par de nombreux auteurs, notamment par A. LACROIX (1917), A. DUFFOUR (1933), et plus récemment J. THIEBAUT (1967) et M. FONTEILLES (1970).

Les ophites de Betchat ont fait l'objet d'une étude détaillée de B. SURREAU (1968); nous nous sommes donc limités à l'étude de celles de Prat et Bonrepaux, orientée plus particulièrement vers la composition chimique de leurs minéraux principaux : pyroxènes et plagioclases.

Le gisement de Prat et Bonrepaux est formé de deux groupes de pointements ophitiques :

- Groupe de Bonrepaux: il est situé environ à 1 km au Nord-Est du village de Bonrepaux et est formé essentiellement de trois buttes (cf. étude géologique du secteur de Bonrepaux, p.20 et fig. 4).

Aucune carrière n'existe, dans ce massif, ce qui a rendu la récolte des échantillons difficile: en effet, en surface, l'ophite saine est rare, notamment dans les zones périphériques du massif, où la roche est très altérée.

- Groupe de Prat : bien qu'il n'ait pas fait l'objet d'une étude géologique détaillée, il a donné lieu à un levé cartographique sommaire (cf. fig.19)

Situé à 3 km au Sud de l'affleurement de Bonrepaux, il est constitué par un alignement de quatre dômes d'ophite, bordés, sur leur versant méridio-

nal, par un mince liseré d'argile du Keuper (20 m environ). Cet alignement Nord-Ouest, Sud-Est, de plus de quatre kilomètres de long, correspond probablement à une cassure, relayée vers l'Ouest par d'autres accidents du même type.

Les prélèvements des échantillons ont été facilités par la présence d'une carrière en exploitation, entamant la butte la plus à l'Ouest de l'alignement; nous avons pu, ainsi, récolter des échantillons d'une ophite très peu altérée.

Les échantillons des secteurs de Prat et Bonrepaux ont été étudiés parallèlement.

#### 2-4-2 - Etude minéralogique sommaire

La roche présente une texture ophitique caractéristique avec de gros cristaux de pyroxènes englobant poecilitiquement des baguettes de plagioclases et un fond assez uniforme, formé essentiellement de petites lattes de plagioclases.

Les examens des lames minces, des sections polies et des minéraux lourds, après séparation, nous ont permis de distinguer les divers constituants de ces roches (cf. tableau ci-dessous) :

minéraux principaux	minéraux accessoires	minéraux d'altération
plagioclases pyroxènes	magnétite ilménite épidote olivine serpentinisée quartz pyrite chalcoppyrite apatite	séricite chlorite

- Examen optique

Un examen optique sommaire nous a permis de préciser les caractères des pyroxènes et des plagioclases.

2-4-2-1 - Les pyroxènes

Ils forment de grandes plages englobant de nombreuses baguettes de plagioclases. Ils présentent, soit des sections à un seul clivage de biréfringence élevée, sensiblement parallèles à  $g^1$  (010), soit des sections de biréfringence plus faible montrant les deux clivages  $m$  (110) orthogonaux. On observe de belles macles d'accolement suivant  $h^1$  (100). L'angle  $2V$  Ng, estimé dans des sections perpendiculaires à la bissectrice de l'angle aigu des axes optiques, est grand (voisin de  $50^\circ$ ). Dans de rares sections, cet angle est très faible, ce qui suggère la présence d'une petite proportion de pigeonite; mais, pour confirmer ce résultat, il faudrait effectuer un très grand nombre de mesures. Rappelons que M. FONTEILLES, dans son étude sur les ophites des Pyrénées Occidentales, a mis en évidence la présence de ce pyroxène.

L'étude en lame mince et sur le minéral isolé en grain, donne des résultats analogues pour les deux gisements :

- angle maximum des sections parallèles à  $g^1$  (010)  $NgAC = 39^\circ$
- indices :  $Np = 1,682 \pm 0,002$   
 $Ng = 1,707$
- biréfringence :  $B = 0,025$
- densité:  $d = 3,27 \pm 0,02$

Si l'on reporte les valeurs de B et Np sur le diagramme de HESS (1949); le point représentatif de ce pyroxène se place dans le domaine des augites,

mais assez près du domaine de l'endiopside.

#### 2-4-2-2 - Les plagioclases

Ils sont formés de petites baguettes maclées polysynthétiquement et souvent zonées.

- A l'intérieur des pyroxènes, les plagioclases sont très basiques; leur composition varie assez peu: An 70-80 (Bytownite).

- A l'extérieur des pyroxènes, des mesures effectuées sur les cristaux de plagioclases non zonés, présentant des sections normales à  $g^1$ , indiquent des angles d'extinction compris entre 25 et 30°. La composition de ces cristaux est donc proche de An 50 (Andésine-Labrador). Dans les cristaux zonés, la différence entre le centre et le bord du cristal semble être assez grande (An 70 à An 30), mais l'étude optique est assez imprécise, compte tenu de la petite taille des individus observés.

#### 2-4-3 - Analyse modale de la roche

Nous avons effectué des comptages au compteur de points (1 500 points) (1) sur quatre lames dont deux venant du secteur de Prat et deux du secteur de Bonrepaux.

Les résultats des mesures sont indiqués dans le tableau ci-après.

---

(1) Compteur de point Swift

minéraux	Prat		Bonrepaux		moyenne
	A	B	C	D	
plagioclases	45,6	44,7	39,7	37,3	41,8
pyroxènes	37,0	40,6	40,0	40,3	39,5
séricite	1,3	2,3	6,3	5,2	3,8
épidote	2,3	1,8	0,9	3,4	2,1
chlorite	0,5	0,2	2,2	2,9	1,4
olivine serpentinisée	3,3	3,0	2,4	3,1	3,0
minéraux opaques	8,8	6,9	7,8	7,4	7,7
divers (Q,Ap)	1,2	0,5	0,7	0,4	0,7

La composition modale moyenne est très proche de celles des ophites de Salies-du-Salat (B. SURREAU-1968).

On peut remarquer que les échantillons de Bonrepaux sont plus altérés que ceux de Prat: en effet, les teneurs en plagioclases sont devenues plus faibles, au profit des teneurs en séricite et chlorite.

2-4-4 - Composition chimique de la roche

Les échantillons correspondant aux lames A et C ont été analysés (1).

Les résultats sont les suivants :

Echantillon	A ( P R A T )		C ( B O N R E P A U X )	
	analyse	nombre de milli- moles pour 100 g	analyse	nombre de milli- moles pour 100 g
SiO <sub>2</sub>	47,9	799	49,3	824
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,3	160	15,2	149
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,9	37	5,1	32
FeO	4,3	60	4,8	67
TiO <sub>2</sub>	1,3	16	1,3	16
CaO	11,0	196	9,0	161
MgO	7,7	193	8,3	208
Na <sub>2</sub> O	2,4	39	3,2	52
K <sub>2</sub> O	0,9	9,5	1,4	15
perte au feu	1,8		1,7	
Total	99,5		99,3	

Les deux analyses sont très comparables : on peut simplement noter une teneur plus forte en CaO pour l'échantillon A et une quantité plus élevée en alcalins, pour l'échantillon C.

(1) Analyses de S. LAFFONT, analyste au Laboratoire de Minéralogie et Cristallographie de Toulouse.

- Nous avons calculé, à partir de ces compositions chimiques,  
les compositions virtuelles des deux échantillons.

Les compositions normatives, ainsi obtenues, permettent de classer la roche, en fonction de la valeur calculée des paramètres C.I.P.W. (LACROIX)

Les compositions normatives sont indiquées dans le tableau suivant :

Eléments	A ( P R A T )		C ( B O N R E P A U X )	
	norme	% virtuel	norme	% virtuel
Orthose	9,5	5,28	15	8,34
Albite	39	20,44	52	27,24
Anorthite	111	30,86	82	22,79
Ilménite	16	2,43	16	2,43
Magnétite	37	8,59	32	7,42
Wollastonite	85	9,86	79	9,16
Ferrosilite	7	0,93	19	2,51
Enstatite	193	19,30	112	11,20
Olivine	-	-	48	6,72
Quartz	1	0,06	-	-
TOTAL		99,75		97,81

Les valeurs des paramètres C.I.P.W. (LACROIX) sont données dans le tableau ci-après.

Paramètre	Formule	A ( P R A T )		C ( B O N R E P A U X )	
		valeur	groupe	valeur	groupe
P	$\frac{\text{coupholites}}{\text{barylites}}$	1,38	III	1,48	III
q	$\frac{\text{quartz}}{\text{feldspaths}}$	0,001	5	0	5
r	$\frac{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{CaO (feld)}}$	0,44	4	0,81	3 (4)
s	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$	0,24	4	0,29	4
h	$\frac{\text{pyrox.} + \text{périd.}}{\text{mineral}}$	2,74	2	3,01	2
k	$\frac{\text{pyroxènes}}{\text{péridots}}$	-	1	3,41	2
l	$\frac{\text{MgO} + \text{FeO}}{\text{CaO (non feld)}}$	2,98	2	3,48	2
m	$\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}}$	3,22	2	3,11	2

Les formules paramétriques de ces roches permettent donc de les ranger parmi les ophites, d'après la classification de A. LACROIX (1930).

On peut remarquer, pour l'échantillon C, une légère variation du paramètre r : ceci peut être dû au fait que la roche est légèrement altérée; les plagioclases sont partiellement transformés en séricite, entraînant une augmentation de la teneur en  $\text{K}_2\text{O}$ .

- Nous avons également calculé, à partir des analyses virtuelles, la composition virtuelle moyenne des pyroxènes et des plagioclases

(tableau ci-dessous) :

minéraux	A (PRAT)	C (BONREPAUX)
pyroxènes	Wo 30 En 67 Fs 3	Wo 37 En 53 Fs 9
feldspaths	An 74	An 61

Il s'agirait donc d'endiopside pour les pyroxènes (diagramme de HESS - 1951) et de labrador pour les plagioclases.

Toutefois, ces valeurs sont simplement indicatives; en effet, les résultats ont été obtenus sans tenir compte des minéraux accessoires et des minéraux d'altération (séricite, chlorite, épidote) et, de plus, on suppose que les pyroxènes ne contiennent pas d'Al, K et Na.

Par ailleurs, les compositions normatives sont très différentes des compositions modales obtenues par comptage; le tableau suivant montre les écarts entre les deux valeurs :

minéraux	A (PRAT)		C (BONREPAUX)	
	composition modale	composition normative	composition modale	composition normative
plagioclases	45,6	56,5	39,7	58,3
pyroxènes	37	30,1	40	22,9
opaques	8,8	11	7,8	9,8
accessoires et altération	8,6	0,06	12,5	6,7

Nous avons donc cherché à avoir des valeurs plus exactes de la composition chimique :

- des pyroxènes, par analyse, après séparation;
- des plagioclases, par analyse "semi-virtuelle", faisant intervenir la composition modale.

#### 2-4-5 - Composition chimique des pyroxènes

La texture ophitique de la roche rend la séparation mécanique des pyroxènes délicate. En effet, les pyroxènes englobent poecilitiquement, des baguettes de plagioclases en proportion importante, évaluée par comptage sur lame mince à 25% - 30%.

Malgré un broyage assez fin de la roche ophitique (200-400  $\mu$ ), on constate que les baguettes de plagioclases restent accrochées aux cristaux de pyroxène. Après séparation au bromoforme, la teneur en feldspath reste de l'ordre de 20% (analyses diffractométriques aux rayons X).

Une fois les éléments magnétiques enlevés, l'analyse chimique du mélange donne les résultats suivants :

	A ( P R A T )		C ( B O N R E P A U X )	
	analyse	nombre de milli-moles pour 100 g	analyse	nombre de milli-moles pour 100 g
SiO <sub>2</sub>	48,8	814	49,7	829
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,3	101	9,8	96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,6	22,5	4,1	25,6
FeO	3,8	52,8	3,7	51,5
TiO <sub>2</sub>	0,2	2,5	0,2	2,5
CaO	15,2	271	14,9	267
MgO	14,0	350	13,5	338
K <sub>2</sub> O	0,8	8,5	1,0	10,7
Na <sub>2</sub> O	1,2	19,1	1,5	24,2
perte au feu	1,4		1,2	
Total	99,3		99,6	

La teneur élevée en  $Al_2O_3$  est due à la présence de plagioclases.

- Pour évaluer la teneur de ces plagioclases, dans le mélange pyroxène-plagioclase, nous avons effectué des comptages sur des lames minces réalisées à partir des échantillons de grains de pyroxènes précédents; ces comptages donnent une teneur très inférieure à celle déduite des analyses diffractométriques (10% seulement).

Afin d'obtenir la valeur exacte du pourcentage de plagioclases contenus dans le mélange, nous avons été amenés à isoler quelques grains de pyroxènes, les plus purs possible, par une nouvelle séparation à l'iodure de méthylène: lorsque ce dernier est pur, aucun grain de pyroxène ne descend; il se sépare uniquement épidotes, magnétite et ilménite. En ajoutant quelques gouttes d'éther, les grains de pyroxène, les plus denses, tombent; leur densité est de  $3,27 \pm 0,02$ .

- Pour vérifier l'absence de plagioclases dans ces grains, nous avons effectué des diagrammes DEBYE-SCHERRER sur leur poudre, et constaté que, la raie la plus importante n'apparaissait pas. Les équidistances sont identiques pour les pyroxènes des échantillons A de Prat et C de Bonrepaux; elles sont reportées dans le tableau ci-après, avec des intensités indiquées par les abréviations suivantes :

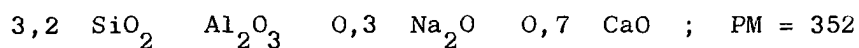
- |      |                   |      |                    |
|------|-------------------|------|--------------------|
| - Tf | très forte        | - Mf | moyennement faible |
| - F  | forte             | - f  | faible             |
| - MF | moyennement forte | - ff | très faible        |
| - M  | moyenne           |      |                    |

d Å	intensité	d Å	intensité
3,336	f	2,04	Mf
3,225	M	2,02	ff
2,994	TF	1,977	ff
2,949	MF	1,835	ff
2,891	MF	1,757	M
2,566	MF	1,678	ff
2,510	F	1,666	ff
2,292	f	1,628	F
2,20	f	1,55	ff
2,155	ff	1,539	ff
2,135	M	1,51	Mf
2,110	ff	1,49	Mf

- Nous avons ensuite, dosé l'alumine dans ces grains de pyroxène pur, par adsorption atomique; les teneurs sont égales pour les deux pyroxènes :

$Al_2O_3 = 3,8\%$ . Par différence avec les teneurs en  $Al_2O_3$  dans l'analyse du mélange pyroxènes-plagioclases, nous avons évalué les pourcentages de plagioclases, leur composition, An 70 en moyenne, étant connue avec une approximation suffisante par leurs caractères optiques.

Le plagioclase a donc la formule suivante :



- Pour l'échantillon A (PRAT), il y a donc :  $6,5 \times 352 \simeq 23\%$  de plagioclases.
- Pour l'échantillon C (BONREPAUX), il y a :  $6 \times 352 \simeq 20\%$  de plagioclases.

Ces teneurs sont vérifiées par densité :

La densité du plagioclase étant voisine de 2,70 et celle du pyroxène de 3,27,

on peut calculer la densité des mélanges :

- échantillon A : 23% de plagioclase + 77% de pyroxène:  $d = 3,13$
- échantillon C : 20% de plagioclase + 80% de pyroxène:  $d = 3,15$

Or, les densités trouvées sur les poudres soumises à l'analyse, sont respectivement de 3,12 et 3,14.

Il est donc possible de déduire les compositions chimiques des pyroxènes, en enlevant les quantités correspondantes de plagioclases; ces compositions sont données dans le tableau ci-dessous :

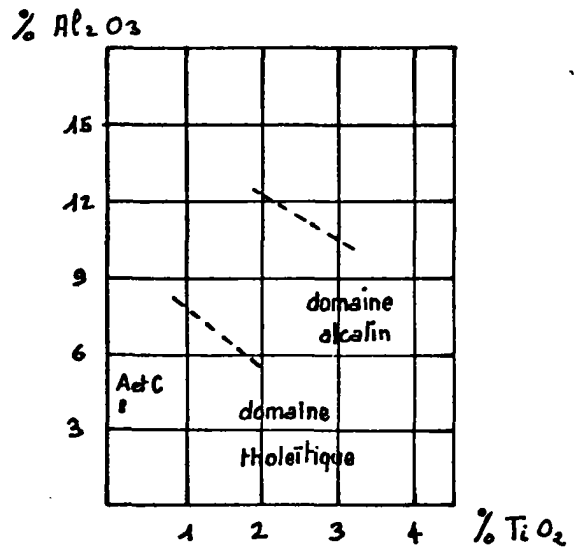
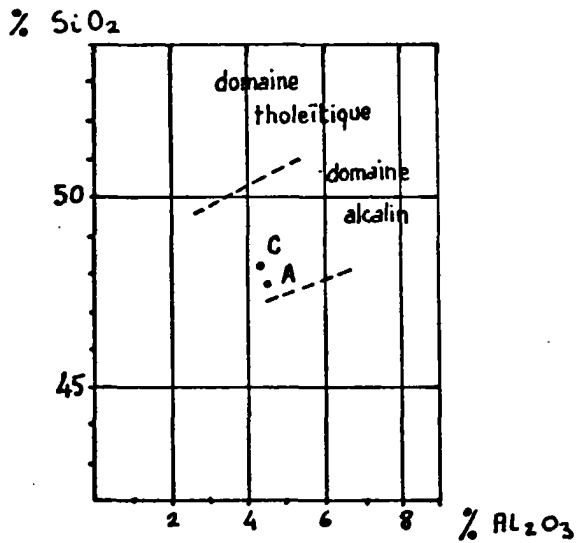
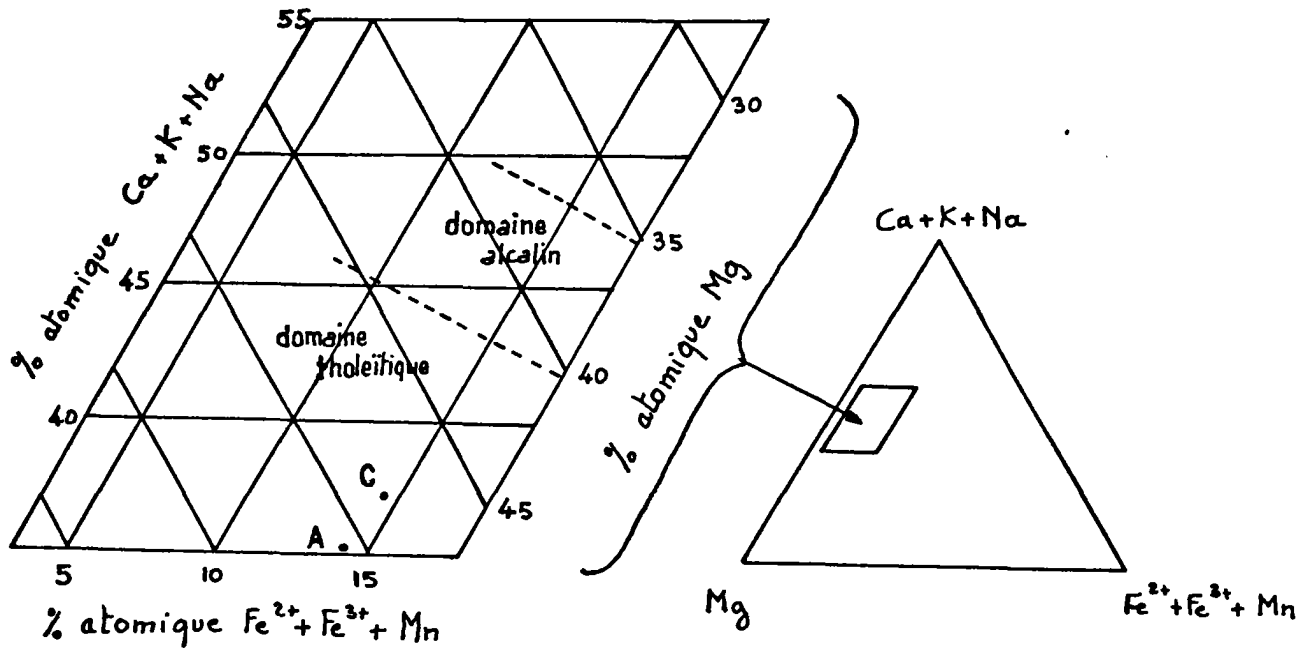
	pyroxène A (PRAT)		pyroxène C (BONREPAUX)	
	%	nombre de millimoles pour 100 g	%	nombre de millimoles pour 100.g
SiO <sub>2</sub>	47,3	788	48,0	800
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,8	47	4,7	46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,7	29	5,1	32
FeO	5,0	69	4,6	64
TiO <sub>2</sub>	0,2	3	0,2	3
CaO	16,3	292	15,9	283
MgO	18,2	454	16,9	422
K <sub>2</sub> O	1,0	11	1,2	13
Na <sub>2</sub> O	-		0,5	8

Au point de vue structural, les ions se répartissent comme l'indique le tableau ci-après :

Fig. 20

POSITION DES PYROXENES DE PRAT ET DE BONREPAUX

(Diagrammes de Le Bas 1962)



- A Pyroxène de Prat
- C Pyroxène de Bonrepaux

	pyroxène A (Prat)	pyroxène C (Bonrepaux)
	nombre d'ions sur la base 6. 0	nombre d'ions sur la base 6. 0
Si	1,792 ]	1,823 ]
Al	0,208 ] 2	0,177 ] 2
Al	0,005 ]	0,033 ]
Fe <sup>3+</sup>	0,132 ]	0,145 ]
Fe <sup>2+</sup>	0,156 ]	0,147 ]
Ti	0,007 ] 2,04	0,007 ] 2,03
Ca	0,665 ]	0,643 ]
Mg	1,033 ]	0,963 ]
K	0,050 ]	0,061 ]
Na	- ]	0,037 ]

Les formules structurales sont équilibrées. Les compositions chimiques sont voisines de celles d'autres pyroxènes provenant de dolérites (W.A. DEER, R.A. HOWIE et J. ZUSSMAN - 1962): Seul, le pourcentage de potassium est différent : les teneurs assez élevées peuvent s'expliquer par le fait que nous n'avons pas tenu compte de la quantité de potassium contenue dans les plagioclases.

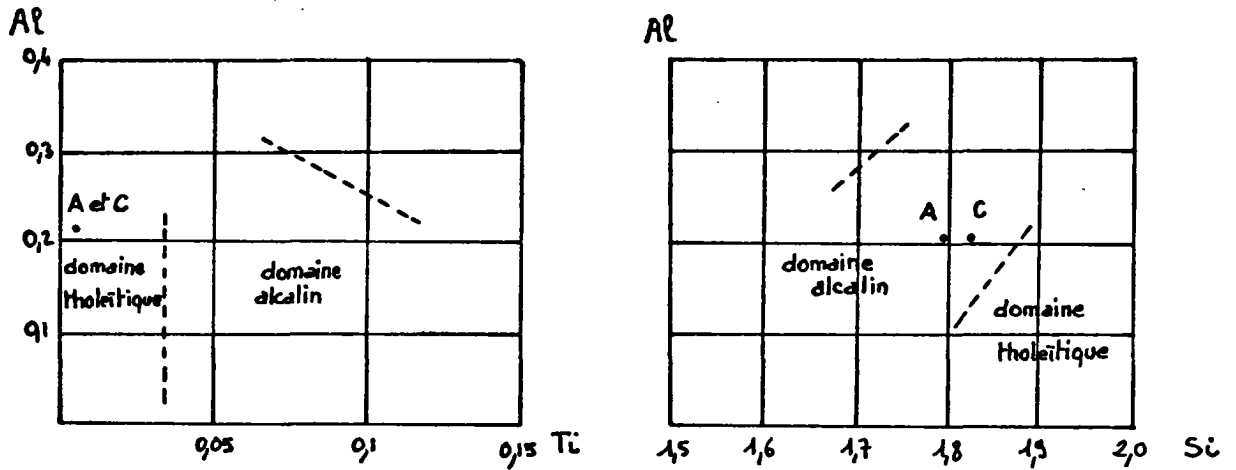
Les deux pyroxènes sont très voisins ; d'après les diagrammes de KUSHIRO (1960) et de LE BAS (1962), sur les relations entre Si, Al et Ti dans les pyroxènes monocliniques, les points représentatifs des pyroxènes se placent à la limite des domaines alcalins et tholéitiques pour le diagramme Si - Al et dans le domaine tholéitique pour le diagramme Ti- Al (cf. fig. 20 et 21).

Fig. 21

RELATIONS ENTRE LES PROPORTIONS ATOMIQUES DE Si, Al et Ti DANS LES CLINOPYROXENES (calculées sur la base de 6 atomes d'oxygène)

Diagrammes de Kushiro (1960)

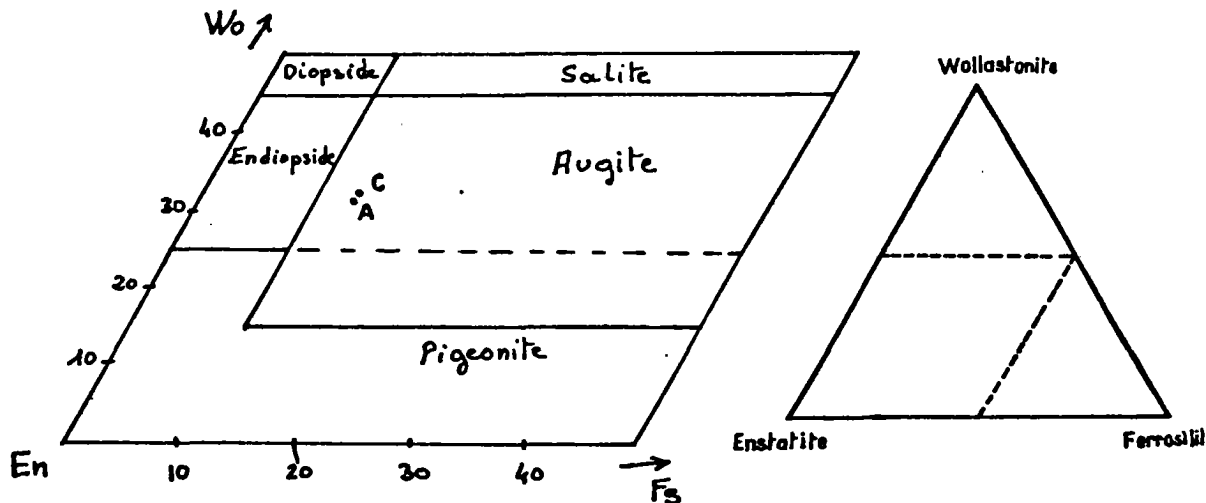
- A Pyroxène de Prat
- C Pyroxène de Bonrepaux



DETERMINATION DES PYROXENES DES OPHITES DE PRAT ET DE BONREPAUX

Diagramme triangulaire de Hess et Polderwaard (1951)

- A Pyroxène de Prat
- C Pyroxène de Bonrepaux



Dans le diagramme triangulaire de LE BAS, Ca + K + Na,  $Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn$ , Mg, les points représentatifs se placent dans le domaine tholéitique (cf. fig. 20).

L'alumine des pyroxènes de haute température et de faible pression est en position tétraédrique, (KUSHIRO 1960). Nous avons donc :

$$Wo = \frac{Ca}{Si + Al} \quad ; \quad Fs = \frac{Fe}{Si + Al} \quad \text{et} \quad En = 100 - Wo - Fs$$

Dans ces conditions nous obtenons :

- pyroxène A (Prat) :  $Wo_{33} \quad En_{53} \quad Fs_{14}$
- pyroxène C (Bonrepaux) :  $Wo_{32} \quad En_{54} \quad Fs_{14}$

Dans le diagramme triangulaire de HESS et POLDERWAART (1951), ces compositions placent le point représentatif des pyroxènes dans le domaine des augites (cf. fig. 21). Les faibles proportions en fer rapprochent ces pyroxènes des endiopsides.

Ces résultats sont donc assez éloignés de ceux obtenus par l'analyse virtuelle. On peut remarquer que la teneur en alumine est élevée. En effet, la teneur la plus élevée donnée par M. FONTEILLES (1970), pour des pyroxènes de dolérites des Pyrénées Occidentales, est de 2,6%. Les pyroxènes des dolérites de Prat et Bonrepaux semblent donc être particulièrement alumineux.

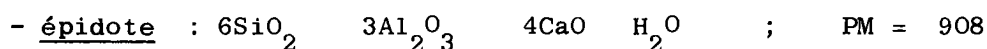
#### 2-4-6 - Composition chimique des plagioclases

L'analyse virtuelle étant trop imprécise, nous avons calculé la composition chimique moyenne des feldspaths contenus dans la roche, en tenant compte

de deux données supplémentaires :

- Le pourcentage modal des minéraux accessoires tels que séricite, épidote et chlorite;
- la composition chimique réelle des pyroxènes, calculée dans le chapitre précédent.

Nous avons d'abord retranché de l'analyse globale de la roche, le nombre de millimoles correspondant à ces quatre minéraux, calculé à partir de leur pourcentage modal en utilisant, pour les pyroxènes, leur analyse chimique et pour les autres minéraux, les formules approchées suivantes :



Nous avons formé, par la suite, avec les millimoles restantes, les minéraux virtuels suivants : orthose, albite, anorthite, ilménite, magnétite, quartz et serpentine ( $4\text{SiO}_2$      $6\text{MgO}$      $4\text{H}_2\text{O}$     ;    PM = 552).

Les résultats obtenus sont satisfaisants, car toutes les molécules d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  sont utilisées (aux imprécisions des comptages près), et les compositions normatives obtenues sont très proches des compositions modales.

Le tableau ci-dessous indique les valeurs trouvées :

minéraux	échantillon A			échantillon C		
	norme	% virtuel	% modal	norme	% virtuel	% modal
orthose	4	2,2	} 45,6	2	1,1	} 39,1
albite	39	20,4		49	25,7	
anorthite	78	21,7		44	12,3	
ilménite	15	2,3	} 8,8	15	2,3	} 7,8
magnétite	20	4,6		19	4,4	
serpentine	21	1,9	3,3	23	2,1	2,4
quartz	63	3,7	1,2	12	0,7	0,7

La composition moyenne réelle des feldspaths est donc très proche de la composition chimique virtuelle ainsi obtenue :

- pour l'échantillon A : An 69
- pour l'échantillon C : An 52

La composition chimique moyenne des feldspaths des ophites de Prat et de Bonrepaux, est donc celle d'un labrador. Ces résultats sont semblables à ceux énoncés par M. FONTEILLES, dans son étude sur les dolérites de St. Michel et de St. Pandélon (Pyrénées Occidentales).

#### 2-4-7 - Analyses spectrographiques

Une douzaine d'échantillons d'ophite, prélevés à Betchat, Bonrepaux et Prat, ont été analysés.

2-4-7-1 - Analyses spectrographiques de la roche

Les teneurs des différents éléments sont très voisines d'un échantillon à l'autre; les valeurs sont indiquées ci-dessous en ppm :

Ti	Mn	Ni	V	Cu	Ba	Cr	Ga	B	Pb
1% à	1000	100	100	100	0	50	50	10	5
plusieurs %	à	à	à	à	à	à	à	à	à
	2000	200	300	300	300	100	70	50	10

A part les fortes teneurs en titane, mises en évidence par l'analyse chimique, on note seulement des teneurs assez élevées en manganèse provenant probablement des pyroxènes.

2-4-7-2 - Analyses spectrographiques des épidotes

Les épidotes ont été séparées à l'iodure de méthylène. Les résultats des analyses spectrales sont donnés dans le tableau suivant :

	Ti	Sr	Mn	Zn	Pb	V	B	Cu	Cr	Ga	Sc
Prat	1%	5000	1000	500	500	100	100	50	50	70	20
Bonrepaux	1%	2000	1000	40	100	500	50	100	70	50	20
Betchat	5000	1000	1000	700	500	200	100	1000	50	50	20

Dans l'ensemble, les teneurs sont semblables pour les épidotes des trois gisements; on note simplement une teneur plus faible en Pb, Zn et B à Bonrepaux et une teneur en Cu plus élevée à Betchat. Les terres rares ne sont pas représentées, à l'exception d'une très faible quantité de Sc.

- Conclusion à l'étude minéralogique des ophites

Les ophites de Prat et Bonrepaux sont très voisines. Il semblerait que le magma originel soit plus calcique dans ces secteurs que dans le secteur de Betchat, puisque la composition moyenne des feldspaths est celle d'un labrador, alors qu'à Betchat, il s'agirait d'andésine (B. SURREAU -1968).

2-4-8 - Possibilités d'exploitation des ophites

Les ophites de Prat et Bonrepaux constituent une réserve importante de matériaux d'empierrement présentant de bonnes caractéristiques.

La roche est généralement saine, résistante et se débite naturellement en blocs. La couche superficielle altérée est assez faible (1 à 5 m). Compte tenu de l'extension importante des affleurements, et de la proximité des voies d'accès, ces gisements offrent donc des possibilités d'exploitation intéressantes; mais la présence de vastes carrières en exploitation à Salies-du-Salat, situées à une vingtaine de kilomètres de là, limite l'ouverture de nouvelles carrières dans les secteurs étudiés.

CONCLUSIONS GENERALES

---

L'étude géologique des affleurements triasiques de Betchat et de Bonrepaux nous a permis de préciser la stratigraphie et la tectonique dans ces secteurs; elle apporte une meilleure connaissance des gisements de gypse qu'ils renferment, base indispensable pour un programme de recherches à venir.

L'examen minéralogique du gypse montre que, dans l'ensemble, il est assez impur et contient divers minéraux étrangers que l'on retrouve dans d'autres gisements de gypses triasiques pyrénéens. La cristallisation du gypse par évaporation de solutions aqueuses de  $\text{CaSO}_4$ , en présence de divers cations étrangers, nous a permis de formuler des hypothèses sur la diversité des faciès cristallins de ce minéral, rencontrés dans les carrières.

L'étude des minéraux phylliteux montre la présence de chlorites dans les argiles du Keuper et de talc à proximité de cargneules dolomitisées. La nature des phyllites associées aux ophites met en évidence une zonalité autour de ces dernières, suivant un gradient de température décroissant à mesure que l'on s'éloigne des ophites: phlogopite, talc, chlorite, vermiculite-chlorite. Cela nous a conduit à former des hypothèses génétiques en relation avec la mise en place des ophites.

Enfin, la détermination des pyroxènes et des plagioclases des ophites de Prat et Bonrepaux indique, par comparaison avec celles de Betchat, des caractères plus basiques dans le premier cas. Ces ophites, abondantes dans la zone étudiée, constituent, par leurs propriétés, un matériau d'empierrement de qualité.

La région de Prat et de Bonrepaux est donc riche en substances utiles. Une prospection, par sondages de reconnaissance, serait nécessaire pour estimer l'importance des gisements.

## INDEX BIBLIOGRAPHIQUE

=====

- ALVINERIE (J.) et LATOUCHE (C.), 1970.- Contribution à la connaissance de l'altération des roches vertes: étude minéralogique des argiles de la carrière de Bassussarry (Basses-Pyrénées). C.R. somm.Soc.Géol.Fr., p. 111-112.
- BARSHAD (I.), 1948.- Vermiculite and its relation to biotite as revealed by base exchange réactions, X. ray analyses, différential thermal curves, and water content. Amer.Min., t. 33, p. 655 - 678.
- BASSET (W.A.), 1959.- The origin of the vermiculite déposit at Libby, Montana. Amer. Min., t. 44, p. 282 - 299.
- BESSON (H.), CAILLERE (S.) et HENIN (S.), 1965.- Altération du mica par voie expérimentale. C. R. Ac. Sc., t. 260, n°3, p. 2858 - 2860.
- BORCHERT (H.) and MUIR (R.O.), 1964.- Salt déposits. The origin, métamorphism, and déformation of évaporites. Van Nostrand, Princeton, 338 p.
- BOSSIERE (G.), 1968.- Etude pétrographique des ophites de la région de Bedous (Basses-Pyrénées). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Paris, 129 p.
- BOUSCARY (C.), 1966.- Les minéraux de métamorphisme du Trias de Bédailhac (Ariège). Bull. Soc. Hist. Nat. Toul., t. 102, fasc. 1 - 2, p. 286 - 291.
- BROWN (G.), 1961.- The X-Ray indentification and crystal structure of clay minéraux. Min. Soc. (Clay. Min. group), London, 345 p.
- BUXTORF (R.), 1930.- Géologie du front septentrional des Pyrénées au Nord de Saint-Girons (Ariège). Bull. Soc. Hist.Nat. Toul. t.59, n°1, p. 19 - 138, pl. I - III.

- CAILLERE (S.), HENIN (S.), GUENNELON (R.), 1949.- Transformation expérimentale de divers types de micas en divers types de minéraux argileux, par séparation des feuillets. C. R. Ac. Sc., t. 228, n°2, p. 1741-1742.
- CAILLERE (S.), HENIN (S.) et POBEGUIN (Th.), 1962.- Présence d'un nouveau type de chlorite dans les bauxites de Saint-Paul-de-Fenouillet (Pyrénées-Orientales). C. R. Ac. Sc., t.254, p. 1657-1658.
- CAMEZ (Th.), FRANC DE FERRIERE (p.J.J.), LUCAS (J.) et MILLOT (G.), 1960.  
- Sur l'importance de la vermiculite dans certains sols tempérés et dans les dépôts du quaternaire ancien. C. R. Ac. Sc., t. 250, p. 3038 - 3040.
- CAPDECOMME (L.), 1950.- Sur la genèse des talcs pyrénéens. Bull. Soc. Hist. Nat. Toul., t. 85, p. 313 - 316.
- CAREZ (L.), 1905.- La géologie des Pyrénées françaises. t. III et IV.
- CASTERAS (M.), 1933.- Recherches sur la structure du versant Nord des Pyrénées centrales et orientales. Bull. carte Géol. Fr., n° 189, 515 p., 64 fig., 9 pl., 1 carte au 1/200 000.
- COLLIGNON (M.), SOUQUET (P.), PEYBERNES (B.) et DUBREUIL (M.), 1968.  
- Recherche sur la limite Aptien-Albien dans la région de Saint-Girons (Pyrénées ariégeoises). Bull. Soc. Hist. Nat. Toul., t. 104, fasc. 1 - 2, p. 221 - 227.
- DEER (W.A.), HOWIE (R.A.) et ZUSSMAN (J.), 1962. - Rock forming minerals. London Longmans édition, 5 vol.
- DESTOMBES (J.P.), 1956.- Magnésites des Pyrénées Occidentales. Bull. Soc. Géol. Fr., t. 6, p. 461 - 476.
- DUBAR (G.), 1923.- Sur la structure des massifs triasiques de la basse vallée du Salat (Haute-Garonne). Ann. Soc. Géol. Nord., t. XLVIII, p. 169 - 172.

- DUFFOUR (A.), 1925.- Sur deux échantillons de gypse. Bull. Soc. Hist. Nat. Toul., p. 1 - 4.
- 1933.- Nouveaux affleurements ariégeois de Lherzolites et d'ophites. 66ème Cong. Soc. Sav., mém. XXVII; p. 154 - 156.
- 1933.- Quelques observations sur le métamorphisme de contact des ophites. 66ème Cong. Soc. Sav., mém. XXVII, p. 157 - 160.
- DURAND (J.), 1934.- Observations sur quelques gisements de gypse des Pyrénées centrales. C. R. Soc. Géol. Fr., t. 4, n° 5, p. 165 - 166.
- ESTEBE (J.) et SCHOTT (J.), 1970.- Concentrations de solutions salines et cristallisation dans un milieu poreux, par effet thermogravitationnel. C. R. Ac. Sc., t. 271, p. 805 - 807.
- FONTEILLES (M.) et MUFFAT (S.), 1970.- Etude pétrographique de deux dolérites (ophites) à pigeonite et olivine des Pyrénées Occidentales. Bull Soc. Franc. Min. Crist., t. 93, p. 555 - 570.
- FORESTIER (H.) et KREMER (G.), 1952.- Influence des cations étrangers en solution, sur le faciès cristallin du gypse précipité. C. R. Ac. Sc., t. 234, p. 941 - 943.
- FORTUNE (J.P.), 1966.- Sur les températures de formation des gîtes de talcs pyrénéens. C. R. Ac. Sc., t. 262, p. 952 - 953.
- 1966.- Le gisement de talc de Caillau (Pyrénées-Orientales). Bull. Soc. Hist. Nat. Toul., t. 102, fasc. 2 - 3, p. 367 - 370.
- 1967.- Le gisement de talc de Corneilla de Conflent (Pyrénées Orientales). Bull. Soc. Hist. Nat. Toul., t. 103, fasc. 3 - 4, p. 532 - 536.
- 1971.- Sur la nature des chlorites des gisements de talc pyrénéens 96ème Cong. Soc. Sav., résumé des communications p. 48.
- FORTUNE (J.P.), MONCHOUX (P.) et ORLIAC (M.), 1968.- Sur les phyllites associées aux ophites de Pouzac (Hautes-Pyrénées). C. R. Ac. Sc., t. 267, p. 387 - 389.

- GARRIGOU (F.), 1910.- Les gypses de la vallée de Tarascon (Ariège). Mém.Ac. Sc. Inscip. et Belles Lettres Toul., 10ème série, t. 10, p.85-97
- HESS (H.H.), 1949.- Chemical composition and optical properties of common clinopyroxènes. Amer. Min., v. 34, p.621 - 666.
- ICART (J.C.), MONCHOUX (P.) et TOLLON (F.), 1965.- Le strontium dans les évaporites de Tarascon (Ariège). Bull. Soc. Franc. Min. Crist., t. LXXXVIII, p. 351 - 352.
- JANNETTAZ (M.), 1881.- Sur les minéraux recueillis dans les Pyrénées par M. de Limur, Sainte-Colombe (Hautes-Pyrénées). Bull. Soc. Franc. Min., t. 4, n°6, p.182.
- KÜNH (J.), 1886.- Recherche sur les ophites des Pyrénées. Bull. Soc. Hist. Nat. Toul., t.20 - 21, p.163 - 209.
- KUNO (H.), 1955.- Ion substitution in the diopside - ferropigeonite, série of clinopyroxènes. Amer. Min., t. 40, p. 70 - 93.
- KUSHIRO (I.), 1960.- Si - Al relation in clinopyroxènes from igneous rocks. Amer. J. Sci.; t. 258, p. 548 - 554.
- LACROIX (A.), 1896.- Minéralogie de la France et de ses anciens territoires d'outre-mer. Albert Blanchard éditeur, Paris, t. I à VI.
- 1898.- Sur le sel gemme métamorphique de Salies-du-Salat (Haute-Garonne). Bull. Soc. Géol. Fr., t. XXI, p. 29.
- 1917.- La composition et les modes d'altération des ophites des Pyrénées. C. R. Ac. Sc., t.165, p. 293 - 298.
- 1933.- Classification des roches éruptives (Paris).
- LE BAS (M.J.), 1962.- The rôle of aluminium in igneous clinopyroxènes, with relation to their parentage. Amer. J. Sci., v. 260, p.267-288.
- LEVY (M.), 1877.- Note sur les ophites des pyrénées. Bull. Soc. Géol. Fr., 3ème série, t. VI, p. 156 - 179.

- LUCAS (J.), 1963.- La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. Thèse Strasbourg, n° 243, Gap, 204 p.
- MIERS (H.A.), 1906.- Manuel pratique de minéralogie. Paris et Liège, CH. Bé-ranger, éditeur, p.324 et 632 - 635.
- MONCHOUX (P.) et BESSON (M.), 1969.- Sur les compositions chimiques des mi-néraux des lherzolites pyrénéennes et leurs significations gé-nétiques. Bull. Soc. Franc. Min. Crist., t. 92, p. 289-298.
- MONCHOUX (P.), PULOU (R.) et VETTER (P.), 1961.- Vermiculite de Decazeville (Aveyron). Bull. Soc. Franc. Min. Crist., t. 84, p. 227 - 230.
- ORCEL (J.), 1927.- Recherches sur la composition chimique des chlorites. Bull. Soc. Franc. Min., t.50, p.75 - 456.
- ORCEL (J.), CAILLÈRE (S.) et HENIN (S.), 1950.- Nouvel essai de classifica-tion des chlorites. Min. Mag., t.29, n°211, p.329 - 340.
- PALACHE (C.), BERMAN (H.) and FRONDEL (C.), 1951.- The system of mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana Yale University 1837 - 1892. New-York, John Wiley and Sons, inc, London, Chapman and Hall, L T D , v.2, p.481 - 486.
- PEYBERNES (B.), 1968.- Sur l'Albien de la basse vallée du Salat (Pyrénées a-riégeoises). C. R. somm. Soc. Géol. Fr., fasc. 7, p. 222 - 224.
- PULOU (R.), 1964.- Le gypse de Tarascon (Ariège). Bull. Soc. Hist. Nat. Toul. t. 99, fasc. 1 - 2, p. 235 - 243.
- RICOUR (J.), 1962.- Contribution à une révision du Trias français. Mém. Carte Géol. Fr., Paris (imp. nat.).
- RIOTTE (C.H.) et THIEBAUT (J.), 1965.- Caractères pétrographiques de l'ophi-te de Vèbre (Ariège). Bull. Soc. Géol. Fr., 7ème série, t. VII, p.168 - 171.

- ROMERO (A.), RUPPLI (C.) et SABATIER (G.), 1961.- Sur une argile essentiellement formée de chlorite, associée au gypse des environs d'Amélie les Bains (Pyrénées-Orientales). Bull. Soc. Franc. Min. Crist., t. 84, p. 404.
- ROUBAULT (M.), 1963.- Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant (Lamarre Poinat éditeur, Paris).
- SALLELES (A.), 1942.- Etude minéralogique des gypses des Corbières. Thèse Toulouse (Imp. régionale Toulouse).
- SOUQUET (P.) et PEYBERNES (B.), 1970.- Distinction de deux bassins Crétacé d'âge différent dans la zone du Flysch, entre les vallées du Salat et de l'Arize (Pyrénées centrales). C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., fasc. 8, p. 321.
- 1970.- Sur l'âge Crétacé des formations prétendues paléozoïques dans la zone cénomaniennne des Pyrénées centrales, entre l'Arize et le Salat. C. R. Ac. Sc., t. 270, série D, n°9, p. 1209 - 1211.
- SURREAU (B.) et THIEBAUT (J.), 1968.- Les ophites de la région de Salies-du-Salat (Haute-Garonne). Bull. Soc. Hist. Nat. Toul., t.105, fasc. 1 - 2, p. 23 - 32.
- THIEBAUT (J.) et MILLE (M.), 1967.- Remarques sur le gisement d'ophite deournac dans la vallée de Bethmale (Ariège). C. R. somm. Soc. Géol. Fr., fasc. 3, p.86.
- TOPKAYA (M.), 1950.- Recherches sur les silicates authigènes dans les roches sédimentaires. Thèse 3ème Cycle, n°19 - 10, Lausanne (Suisse).
- TRÖGER (W.E.), 1959.- Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart, E. Schweizerbartische Verlagsbuchhandlung, t.1, 147 p.

VIE (G.), 1970.- Observations à propos de la connaissance des argiles du Keuper de la carrière de Bassussarry (Pyrénées-Atlantiques).

C.R. somm. Soc. Géol. Fr., fasc. 7 , p. 267.

WEAVER (C.E.), 1956.- The distribution and indentification of mixed-layer clays in sédimentary Rocks. Amer. Min., t. 41, p. 202 - 221.

WINCHEL (A et H.), 1961.- Eléments of optical Minéralogy. New-York, John Wiley & Sons, inc, 4ème édit., t. II, 551 p.

Ce travail a fait l'objet d'une publication :

GLEIZES (G.), 1971.- Les gisements de gypse de Betchat et de Bonrepaux (Ariège). 96ème Cong. Soc. Sav., résumé des communications, p. 49.

PLANCHE I

Microfaciès de terrains secondaires dans le secteur de Bonrepaux :

- 1 - Brèches dolomitiques : Jurassique supérieur (x 10).
- 2 - Biomicrosparite à foraminifères : Barrémien à Aptien (x 15).  
Textularidés, Miliolidés : Nummuloculina sp.
- 3 - Biosparite fine à foraminifères : Barrémien à Aptien (x 12)  
Valvulinidés, Miliolidés, Orbitolines : Iraquia.
- 4 - Biosparite à algues (floridées): Clansayésien (x 10).

Paraphyllum primaevum (ROTH) et Agardhiellopsis cretacea  
(LEMOINE).

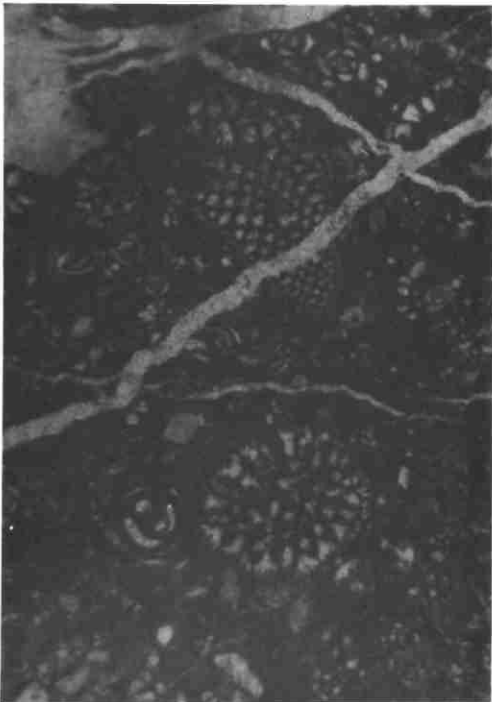
---



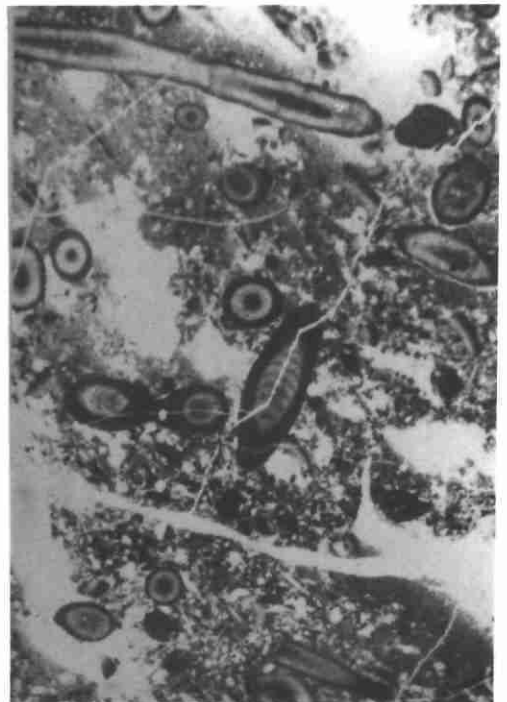
1



2



3



4

PLANCHE      II

Carrières de gypse dans les secteurs de Betchat et de Bonrepaux :

1 - Carrière DEDIEU, à Bonrepaux :

La carrière à ciel ouvert entame le flanc de la colline et recoupe une ancienne galerie souterraine (Centre de la photo).

2 - Carrière BOUE, à Bonrepaux :

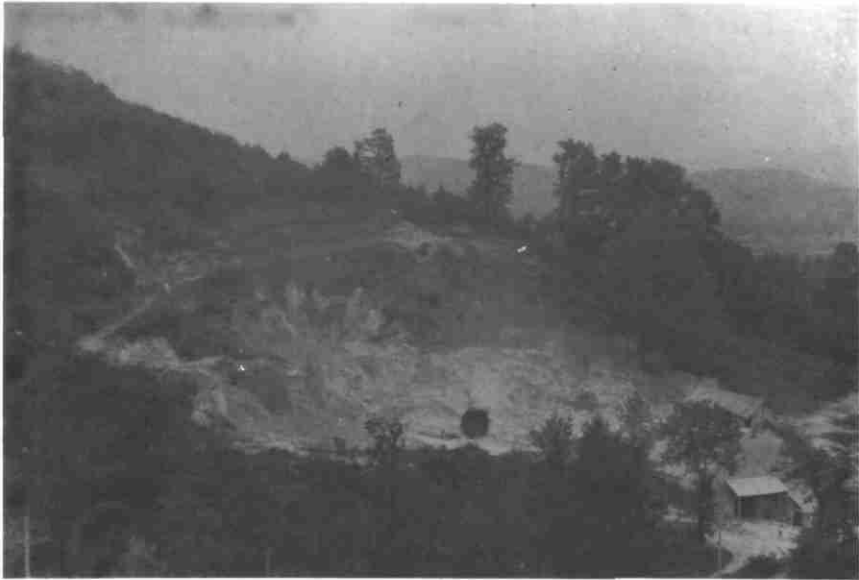
On distingue les bâtiments d'exploitation et, à droite, au deuxième plan, l'entrée de carrière souterraine, consolidée par des murs.

3 - Carrière BOUE, d'Escoulis (Betchat) :

Sur les deux galeries d'entrée, seule, celle de gauche est fonctionnelle. L'autre, s'enfonce vers un ancien puits où se produisent fréquemment des éboulements et des venues d'eau.

---

1



2



3



PLANCHE III

Minéraux inclus dans la masse gypseuse des gisements de Betchat et de Bonrepaux.

1 - Cristal de pyrite (x 25)

Octaèdre  $a^1$   $\{111\}$  combiné au cube et à  $a^2$   $\{211\}$

2 - Cristal de pyrite (x 15).

Dodécaèdre pentagonal. Macle de la croix de fer.

3 - Cristal de pyrite (x 150).

Octaèdre  $a^1$   $\{111\}$  seul.

4 - Cristal de rutile (x 120).

Faciès très allongé (aciculaire). Section carrée.

5 - Cristaux de rutile (x 100).

Faciès moins allongé. Nombreuses faces longitudinales.

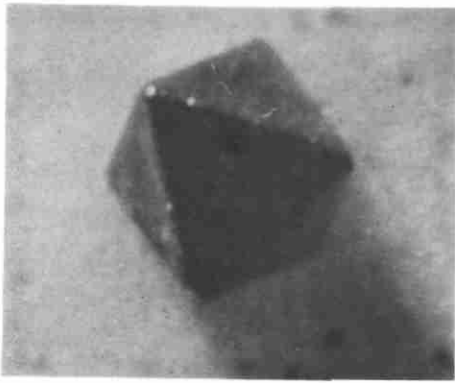
---



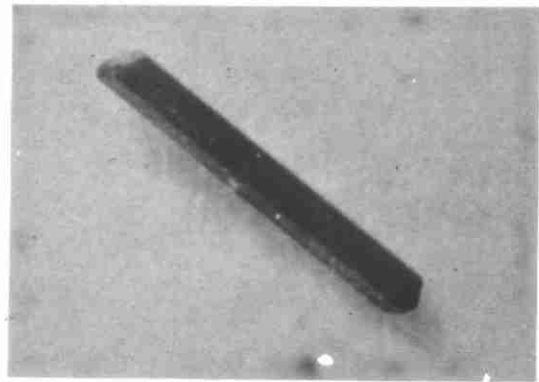
1



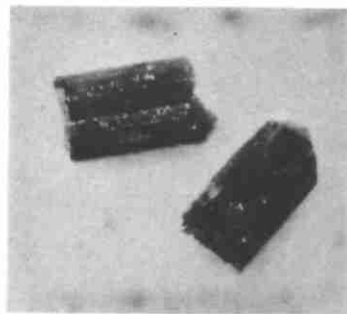
2



3



4



5

PLANCHE IV  
=====

Minéraux inclus dans la masse gypseuse des gisements de Betchat  
et de Bonrepaux.

1 - Cristal de tourmaline (x 60) : pôle analogue.

faces terminales :  $a^1$  (0001);  $p$  ( $10\bar{1}1$ ).

faces longitudinales :  $e^2$  ( $10\bar{1}0$ );  $d^1$  ( $11\bar{2}0$ ).

2 - Même cristal ( x 50) : pôle antilogue.

faces terminales :  $p$  ( $10\bar{1}1$ );  $e^1$  ( $02\bar{2}1$ ).

3 - Cristal de tourmaline (x 70):

faces  $p$  ( $10\bar{1}1$ ) et  $e^1$  ( $02\bar{2}1$ ). Ces dernières sont  
bien développées.

4 - Cristaux de tourmaline (x 15 ) :

Cristaux maclés.

5 - Cristal d'épidote (x 30) :

Pas de forme nette.

---



1



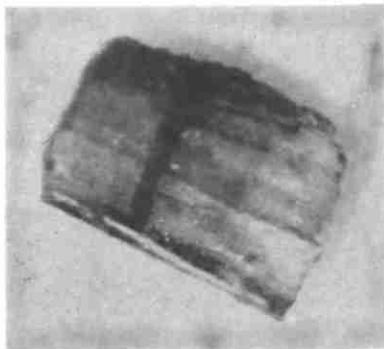
2



3



4



5

PLANCHE      V

Cristallisation du gypse par évaporation en présence de strontium

1 -  $\text{CaSO}_4$  pur (x 20) :

Cristaux de forme aciculaire.

2 -  $\text{CaSO}_4$  + 200 ppm de Sr (x 20) :

Cristaux plus courts; apparition de quelques cristaux de faciès tabulaire.

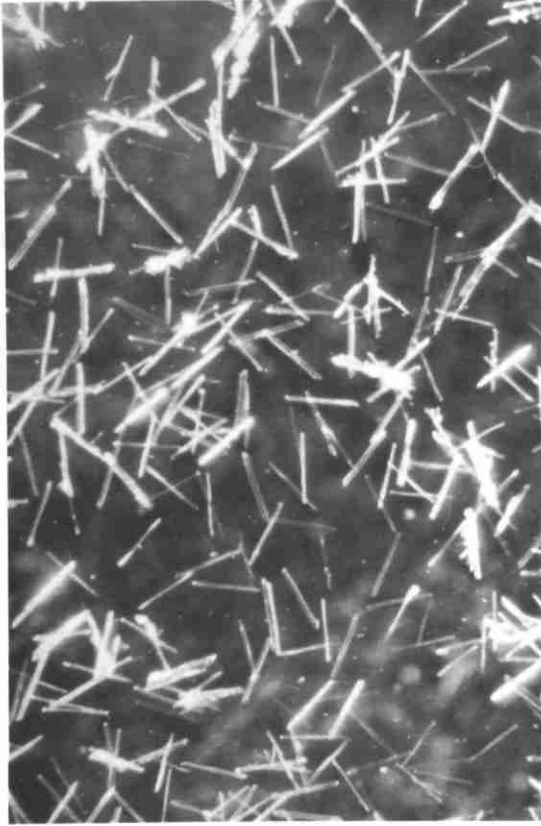
3 -  $\text{CaSO}_4$  + 1000 ppm de Sr (x 20) :

Cristaux courts, souvent groupés en étoile. Présence de cristaux tabulaires.

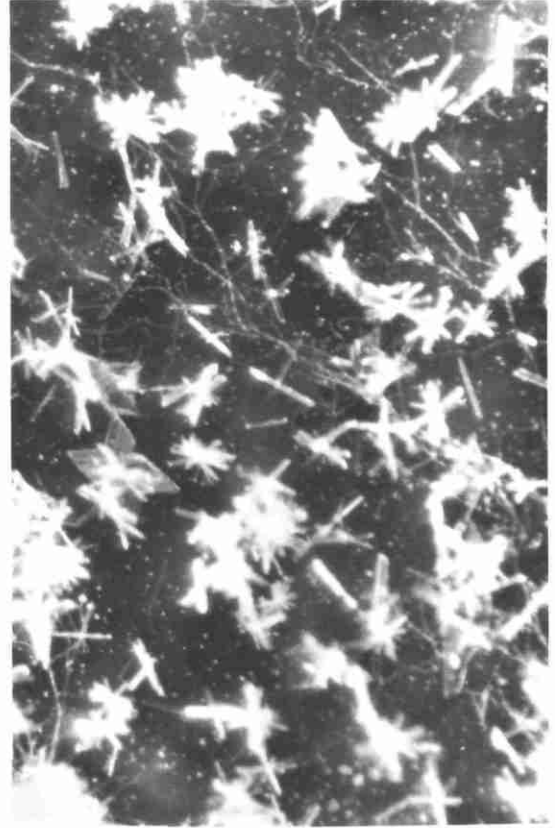
4 -  $\text{CaSO}_4$  + 5% de Sr (x 20) :

Cristaux très petits et enchevêtrés.

---



1



2



3



4

PLANCHE VI  
=====

Influence des cations étrangers sur le faciès cristallin du gypse (x20)

1 - Cation ajouté :  $K^+$  avec  $R = 5\%$

Cristaux de faciès tabulaire rares.

2 - Cation ajouté :  $Zn^{++}$  avec  $R = 10\%$

Cristaux tabulaires nombreux. Les autres cristaux sont peu allongés.

3 - Cation ajouté :  $Al^{+++}$  avec  $R = 10\%$

Cristaux tabulaires nombreux. Les autres cristaux ont un faciès aciculaire et sont groupés en "étoile".

4 - Cation ajouté :  $Fe^{++}$  avec  $R = 10\%$

Les cristaux sont tous aciculaires et ont un faciès très allongé. (trois à cinq fois leur dimension lorsque la solution est pure).

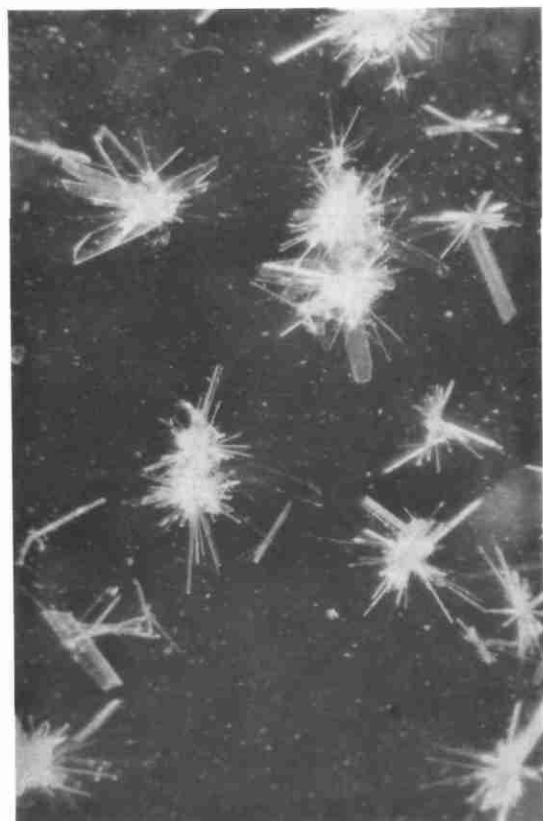
---



1



2



3



4