



HAL
open science

Etude gîtologique des minéralisations fluorées du massif de Rocheray, Savoie - Alpes françaises externes.

Aurelio Ochoa Alencastre

► To cite this version:

Aurelio Ochoa Alencastre. Etude gîtologique des minéralisations fluorées du massif de Rocheray, Savoie - Alpes françaises externes.. Minéralogie. Université Claude Bernard - Lyon I, 1979. Français. NNT: . tel-00649769

HAL Id: tel-00649769

<https://theses.hal.science/tel-00649769>

Submitted on 8 Dec 2011

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

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

ETUDE GITOLOGIQUE DES MINERALISATIONS FLUOREES DU MASSIF DU ROCHERAY, SAVOIE

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 43 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

01 SEP. 2003

THÈSE

présentée

DEVANT L'UNIVERSITÉ CLAUDE BERNARD-LYON I

pour obtenir

le Diplôme de DOCTEUR DE SPECIALITÉ (3ème.Cycle)

de

GÉOLOGIE ET MINÉRALOGIE APPLIQUÉES

option: PÉTROGRAPHIE ET GÉOCHIMIE

par

Aurelio OCHOA ALENCASTRE

«ÉTUDE GITOLOGIQUE DES MINERALISATIONS FLUOREÉS
DU MASSIF DU ROCHERAY, SAVOIE »
(ALPES FRANÇAISES EXTERNES)

Soutenue le 29 Octobre 1979, devant la Commission d'Examen:

MM. M. CHENEVOY ,	Président
J. MÉLOUX)	
H. DABROWSKI)	Examineurs
B. MOINE)	
A. PECHER)	

A FLOR ET LUPITAS

A V A N T P R O P O S

Au terme de ce travail et avant d'exposer les résultats, je voudrais exprimer ma reconnaissance aux Organismes et/ou personnes qui ont contribué à sa réalisation :

Au Gouvernement français, à travers le Ministère des Affaires Etrangères, pour l'attribution des bourses d'études, grâce auxquelles j'ai pu séjourner en France, et par conséquent effectuer cette recherche.

A PETROPERU et à l'ancien Servicio de Geología y Minería (Lima), pour m'avoir accordé les facilités nécessaires pour mes études et mon perfectionnement en France.

A Monsieur le Professeur M. CHENEVOY, Directeur du Laboratoire de Pétrographie de l'Université Lyon I, pour avoir bien voulu m'accueillir dans son Laboratoire, et m'avoir confié cette étude, pour laquelle j'ai reçu toutes les facilités requises. Je voudrais le remercier aussi, pour la surveillance du travail, la révision du manuscrit, ainsi que l'honneur qu'il m'a fait de présider ce Jury.

A Monsieur J. MELOUX, Ingénieur Géologue du B.R.G.M., qui m'a offert dès le début, sa collaboration, me permettant d'utiliser le matériel disponible du Rocheray (Rapports, "carottes", etc.), sans lesquels évidemment il aurait été bien difficile de faire aboutir cette étude. Mes remerciements aussi, pour avoir accepté de participer au Jury, comme spécialiste des minéralisations alpines.

Je tiens à remercier également MM. les Professeurs G. DEICHA et J.C. TOURAY, pour m'avoir accueilli lors de stages dans leurs Laboratoires à Paris (1973), où j'ai pu m'initier à l'étude des inclusions fluides.

A Monsieur H. DABROWSKI, Maître Assistent à l'Université de Grenoble, qui m'a fait profiter de son expérience en Gîtologie, en acceptant de sortir sur le terrain et de discuter sur les problèmes qui se posent sur le Rocheray. Je voudrais le remercier aussi, pour avoir accepté de prendre part au Jury.

A Monsieur B. MOINE, Maître Assistent à l'Université Lyon I, pour avoir accepté d'être membre du Jury, comme spécialiste des questions géochimiques.

Je voudrais remercier également, Monsieur A. PECHER, Chercheur à l'Université de Grenoble, par son cordial accueil et les facilités qu'il m'a accordées, mettant ma disposition son Laboratoire de l'I.R.I.G.M., ce qui a permis de compléter les mesures thermo-optiques de cette étude. Ma reconnaissance aussi pour avoir accepté d'être dans mon Jury de thèse, comme spécialiste des inclusions fluides.

A Monsieur J.C. GERMANIQUE, Ingénieur Chimiste au Lab. Pétrographie-Lyon I, pour son aimable collaboration.

A MM. OSWALT et NGUYEN, de la Société Jobin-Ivon (ISA), pour avoir m'accueilli dans le laboratoire d'application à Longjumeau, afin d'utiliser la Microsonde Mole dans les analyses moléculaires des inclusions fluides.

Je voudrais remercier tout particulièrement Madame H. TRUNDE dont le dévouement a été essentiel pour "déchiffrer" le manuscrite pendant le dactylographié.

En fin, aux amis et/ou collègues que d'une manière ou d'une autre ont collaboré à l'aboutissement de cette étude, à tous, mes cordiaux remerciements.

S O M M A I R E

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GÉOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Avant propos

<u>INTRODUCTION</u>	p.	1
<u>PREMIERE PARTIE</u>		
I. <u>LE MASSIF DU ROCHERAY</u>		2
I.1. LOCALISATION GEOGRAPHIQUE		2
I.2. HISTORIQUE DES TRAVAUX GEOLOGIQUES		4
II. <u>L'ENVIRONNEMENT GEOLOGIQUE</u>		8
II.1. GENERALITES		8
II.2. FACIES CRISTALLOPHYLLIENS NON GRANITISES		8
II.2.1. MICASCHISTES		10
II.2.2. GNEISS A BIOTITE		10
II.3. FACIES CRISTALLOPHYLLIENS GRANITISES		12
II.3.1. FACIES GNEISSIQUES MIGMATIQUES		13
II.3.2. FACIES EMBRECHITIQUES OEILLES		14
II.3.3. FACIES ANATEXIQUES		15
II.3.4. FACIES GRANITIQUES		15
II.3.5. PROMONTOIRE DE L'ECHAILLON		19
II.3.6. FACIES AMPHIBOLIQUES		19
II.4. LE GRANITE DU ROCHERAY S.S.		22
II.4.1. LES FACIES SUBORDONNES DU GRANITE DU ROCHERAY ...		24
II.4.2. AGE DU GRANITE DU ROCHERAY		26
II.4.3. MODE DE MISE EN PLACE DU GRANITE		27

01 SEP. 2003

II.5.	LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE	28
II.5.1.	LE TRIAS	28
II.5.2.	LE LIAS	31
II.5.3.	LE DOGGER ET L'OXFORDIEN	32
II.5.4.	LE NUMMULITIQUE	33
II.5.5.	LE QUATERNAIRE	33
II.6.	SYNTHESE STRUCTURALE	34
III.	<u>LES MINERALISATIONS DU ROCHERAY</u>	39
III.1.	CARACTERISTIQUES GENERALES	39
III.2.	HISTORIQUE DES TRAVAUX MINIERES ET DE PROSPECTION	39
III.3.	LE FILON ET LES HORIZONS DE MONTVERNIER	42
III.3.1.	NATURE DES MINERALISATIONS	42
	. LE FILON DE MONTVERNIER	42
	. LES HORIZONS MINERALISES	43
III.3.2.	TRAVAUX DE PROSPECTION : SONDAGES	49
	. GEOMETRIE	49
	. TENEURS	52
III.3.3.	GEOCHIMIE DES SOLS RESIDUELS A PARTIR DE LEUR TENEUR EN FLUOR	52
III.4.	LE FILON DU SAPEY	56
III.4.1.	NATURE DES MINERALISATIONS	56
III.4.2.	TRAVAUX DE PROSPECTION : SONDAGES	58
	. SONDAGES PERCUTANTS	58
	. SONDAGES PROFONDS	60
	. RAINURE	62
	. IMPORTANCE ECONOMIQUE DU SAPEY	65
III.5.	LE FILON DE BOIS FEUILLET	67
III.5.1.	NATURE DES MINERALISATIONS	67
III.5.2.	TRAVAUX DE PROSPECTION : SONDAGES, GALERIES, TRA- CAGES, PUIITS	69
	. SONDAGES PROFONDS	69
	. TRACAGES	72

III.6.	LE GISEMENT DE NANTUEL	73
III.6.1.	NATURE DES MINERALISATIONS	73
III.6.2.	TRAVAUX MINIERES : TRACAGES, PUIITS, TRAVERS-BANCS, SONDAGES	78
III.7.	LES INDICES MINEURS : LE ROCHERAY S.S., LA FROIDIERE, LE REPLAT ET L'HERMILLON	81
III.7.1.	LE FILON DE ROCHERAY S.S.	81
III.7.2.	LE FILON DE LA FROIDIERE	82
III.7.3.	L'INDICE DU REPLAT	82
III.7.4.	FILONS DE L'HERMILLON	82
III.8.	OBSERVATIONS MACRO ET MICROSCOPIQUES DES MINERALISATIONS DU ROCHERAY	83
III.8.1.	LE QUARTZ	83
	. QUARTZ BLANC LAITEUX	83
	. QUARTZ DRUSIQUE	84
	. QUARTZ GRANULAIRE	84
	. QUARTZ DES FILONETS	84
III.8.2.	LA FLUORINE	85
	. FLUORINE MASSIVE (I)	88
	. FLUORINE RUBANEE (II)	88
III.8.3.	LA BARYTINE (I et II)	88
III.8.4.	LA CALCITE	89
	. CALCITE I	89
	. CALCITE II	89
III.8.5.	MINERAIS PRINCIPAUX : SULFURES BPGC	89
	. BLENDE	91
	. PYRITE	91
	. PYRITE I	91
	. PYRITE II	91
	. GALENE	94
	. CHALCOPYRITE	94
III.8.6.	MINERAIS ACCESSOIRES	96
	. MARCASSITE	98
	. BORNITE	96
	. TETRAEDRITE	96
	. AZURITE	96
III.8.7.	MINERAIS SECONDAIRES	96
III.9.	SUCCESSION PARAGENETIQUE	97
III.10.	LA FLUORINE DU ROCHERAY PAR RAPPORT AUX RESERVES FRANCAISES ET MONDIALES	98

IV.3.	COLORATION DES FLUORINES ET TENEUR EN TERRES RARES	137
IV.4.	ANALYSES DE TERRES RARES DANS LA FLUORINE DU ROCHERAY	142
V.	ETUDE GEOCHIMIQUE DES SULFURES DU ROCHERAY	145
V.1.	MESURES THERMO-OPTIQUES ET DECREPITOMETRIQUES SUR LA BLENDE ..	145
V.2.	TENEURS DE LA BLENDE EN ELEMENTS TRACES	146
V.3.	TENEUR EN SFe DES BLENDES	147
V.3.1.	ANALYSES CHIMIQUES ET DIFFRACTOMETRIQUE DES BLENDES EN SFe	149
V.3.2.	INTERPRETATION DES RESULTATS	149
VI.	DOSAGE DU FLUOR DANS LES ROCHES ENCAISSANT LA MINERALISATION	150
VI.1.	INTRODUCTION	150
VI.2.	METHODE ET RESULTATS	150
VI.3.	INTERPRETATION DES DONNEES	152
VII.	SOLUBILITE DE LA FLUORINE	153
VII.1.	FONDEMENTS THEORIQUES	153
VII.2.	LA FLUORINE DU ROCHERAY : SCHEMA DE DEPOT	157
VIII.	MISE EN PLACE ET AGE DES MINERALISATIONS DU ROCHERAY	159
VIII.1.	INTRODUCTION	159
VIII.2.	ETAPE HYDROTHERMALE ANCIENNE	159
VIII.3.	ETAPE VOLCANO-SEDIMENTAIRE	160
VIII.4.	REPLISSAGE TECTONO-HYDROTHERMAL	161
<u>CONCLUSIONS</u>		
-	NATURE DES FLUIDES ET CONDITIONS DE FORMATION	163
-	PROCESSUS DE MISE EN PLACE	163
-	IMPORTANCE DES MINERALISATIONS DU ROCHERAY	166

DEUXIEME PARTIE

GITOLOGIE DES MINERALISATIONS DU ROCHERAY

I.	INTRODUCTION	100
II.	ETUDE DES CONDITIONS PHYSICO-CHIMIQUES	101
II.1.	LES INCLUSIONS FLUIDES COMME TEMOINS DE L'EVOLUTION	101
II.2.	LES MESURES THERMO-OPTIQUES : FONDEMENTS THEORIQUES	102
II.2.1.	GEO-THERMOBAROMETRIE	102
II.2.2.	CORRECTIONS DE LA TEMPERATURE EN FONCTION DE LA PRESSION	108
II.2.3.	CRYOMETRIE	112
II.2.4.	FLUIDES AUTRES QUE CLNa	112
II.2.5.	PRESENCE DE CO2 DANS LES INCLUSIONS	113
II.3.	APPAREILLAGE ET MANIPULATIONS	115
III.	LES MINERALISATIONS NON METALLIQUES DU ROCHERAY DU POINT DE VUE DE SES INCLUSIONS	116
III.1.	NATURE DES INCLUSIONS ETUDIEES ET COMPORTEMENT THERMO-OPTIQUE	116
III.2.	RESULTATS DES MESURES THERMO-OPTIQUES	119
III.2.1.	TEMPERATURES D'HOMOGENEISATION, CONGELATION ET FUSION ; SALINITE DES FLUIDES	119
	. QUARTZ	119
	. FLUORINE	122
	. BARYTINE	125
III.2.2.	DENSITE CRITIQUES ET PRESSION MINIMALES DE FORMATION	125
III.2.3.	PRESENCE DE CO2 DANS QUELQUES INCLUSIONS	128
III.3.	DETERMINATION DE LA COMPOSITION DES INCLUSIONS PAR DES METHODES AUTRES QUE LA CRYOSCOPIE	128
III.3.1.	RAPPELS	128
III.3.2.	ANALYSES PAR DES METHODES SPECTROPHOTOMETRIQUES ..	130
III.3.3.	INTERPRETATION DES RESULTATS	132
IV.	LES TERRES RARES ET LES FLUORINES ALPINES	133
IV.1.	BREF RAPPEL SUR LA GEOCHIMIE DES LANTHANIDES	133
IV.2.	LES LANTHANIDES ET LA FLUORINE	137

A N N E X E

A.	METHODES D'ANALYSE UTILISEES DANS LE MEMOIRE	167
A.1.	METHODE DE DOSAGE DU FLUOR	167
A.I.1.	FONDEMENTS THEORIQUES	167
A.I.2.	PRATIQUE	168
A.I.3.	ETALON - PREPARATION	168
A.I.4.	DOSAGE	168
A.I.5.	PREPARATION DE LA SOLUTION TAMPON	169
A.2.	METHODES SPECTROMETRIQUES DE DOSAGE DE Na,K,Li,Rb,Sr	169
A.2.1.	DOSAGE	170
A.2.2.	ETALONS	170
A.2.3.	MESURES	170
A.3.	METHODES DE DOSAGE DU SF ₆ DANS LA BLENDE	171
A.3.1.	METHODE CHIMIQUE QUANTITATIVE (VOIE HUMIDE)	171
A.3.2.	METHODE DIFFRACTOMETRIQUE	175
A.4.	METHODE SPECTROMETRIQUE RAMAN A EXCITATION LASER : LA MICROSONDE MOLE	177
A.4.1.	GENERALITES	177
A.4.2.	LA MICROSONDE MOLE : APPAREILLAGE ET MANIPULATIONS	177
A.4.3.	ANALYSE DES INCLUSIONS DE QUARTZ ET DE FLUORINE DE MONTVERNIER	181
B.	AUTRES METHODES D'ANALYSES DES INCLUSIONS FLUIDES	185
B.1.	METHODE DE "BROYAGE ET LESSIVAGE"	185
B.2.	METHODE REFRACTOMETRIQUE	185
B.3.	METHODES DIVERSES	185
C.	QUELQUES APPLICATIONS DES ANALYSES DES INCLUSIONS FLUIDES	187
C.1.	METALLOGENIE	187
C.1.1.	RAPPORT Cl/SO ₄ =	187
C.1.2.	RAPPORTS CH ₄ /H ₂ O et Na/K	188
C.1.3.	AUTRES RAPPORTS	188
C.2.	PETROLOGIE	189
	REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	194

ETUDE GITOLOGIQUE DES MINERALISATIONS DU MASSIF DU ROCHERAY (SAVOIE)
(ALPES FRANCAISES EXTERNES)

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

Ce travail sur le Rocheray, qui eut pour point de départ une concertation maintenant ancienne (1972) entre le B.R.G.M. (Div. Sud-Est de Grenoble) et le Laboratoire de Pétrographie de l'Université de Lyon-I, avait pour but originel de déterminer la nature de la liaison entre le filon et les horizons minéralisés de Montvernier. Cependant, au fil des études, il est apparu que le problème ainsi posé de Montvernier était étroitement lié à celui de la nature des facteurs métallogéniques de contrôle des minéralisations du Rocheray prises dans leur ensemble, et qu'il était nécessaire d'étudier globalement ces minéralisations.

Dans cette optique, c'est toutefois le gisement de Montvernier qui a été choisi comme gisement pilote, en raison de son caractère de minéralisations à la fois filoniennes et stratiformes. Pour mettre en évidence l'existence d'accidents non affleurants susceptibles d'avoir joué le rôle de "conduits" d'alimentation des horizons minéralisés, on a tout d'abord effectué en 1973 une prospection géochimique des sols résiduels, et des études macro et microscopiques des paragenèses minérales des deux types de minéralisation ; ces dernières ont été complétées par des mesures thermo-optiques et des analyses diverses dont les résultats ont permis de fixer les conditions minimales de formation du gisement. Ces travaux préliminaires ont fait l'objet d'un rapport technique (A. Ochoa, 1973). En 1978, ces études ont été reprises et étendues à l'ensemble des minéralisations du Rocheray, pour aboutir à ce mémoire. Sa première partie est consacrée au réexamen de l'environnement géologique qui permet de situer les minéralisations dans leur cadre naturel, puis à la description détaillée de ces minéralisations. Dans la deuxième partie, plus proprement géologique, sont examinées successivement les conditions physico-chimiques de formation et la nature des solutions minéralisantes, à partir des informations livrées par l'étude des inclusions fluides, des teneurs en terres rares des fluorines, des teneurs en SFe et des éléments traces des blends, des données thermo-optiques concernant cette dernière, enfin des données concernant la répartition du fluor dans l'encaissant ; en conclusion de ces études, une hypothèse sur la mise en place et l'âge des minéralisations est proposée. En annexe, sont décrites les différentes méthodes d'étude utilisées, et présentées les autres méthodes d'analyse ponctuelle dont on dispose actuellement pour l'étude des inclusions fluides.

PREMIERE PARTIE

I. LE MASSIF DU ROCHERAY

I.1. LOCALISATION GEOGRAPHIQUE

Le Rocheray, appelé aussi Grand Châtelard, est un petit massif cristallin des Alpes françaises externes (Savoie), localisé entre Saint-Jean-de-Maurienne (Sud) et Saint-Avre-la-Chambre (Nord). Il s'agit d'une sorte de dôme allongé, d'orientation NW-SE, dont la faible surface, d'environ 55 km², contraste avec celles des grands massifs cristallins voisins de Belledonne et des Grandes Rousses, auxquels il est lié géologiquement (voir Fig. 1).

L'Arc, affluent de la Haute Isère, traverse le massif dans sa partie centrale en recoupant la totalité de la série cristallophyllienne et sa couverture sédimentaire, bien exposée sur les hautes falaises dont la pente atteint parfois 78°, comme c'est le cas à Montvernier et Pontmafrey en rive droite, et au Sapey en rive gauche. Le point culminant du massif correspond au plateau de Chamoissières, avec 2.125 m.

Géologiquement, les terrains cristallophylliens des massifs cristallins externes alpins sont assez semblables à ceux du Massif Central. Les terrains secondaires et tertiaires de la couverture appartiennent aux chaînes sub-alpines septentrionales (zone dauphinoise orientale).

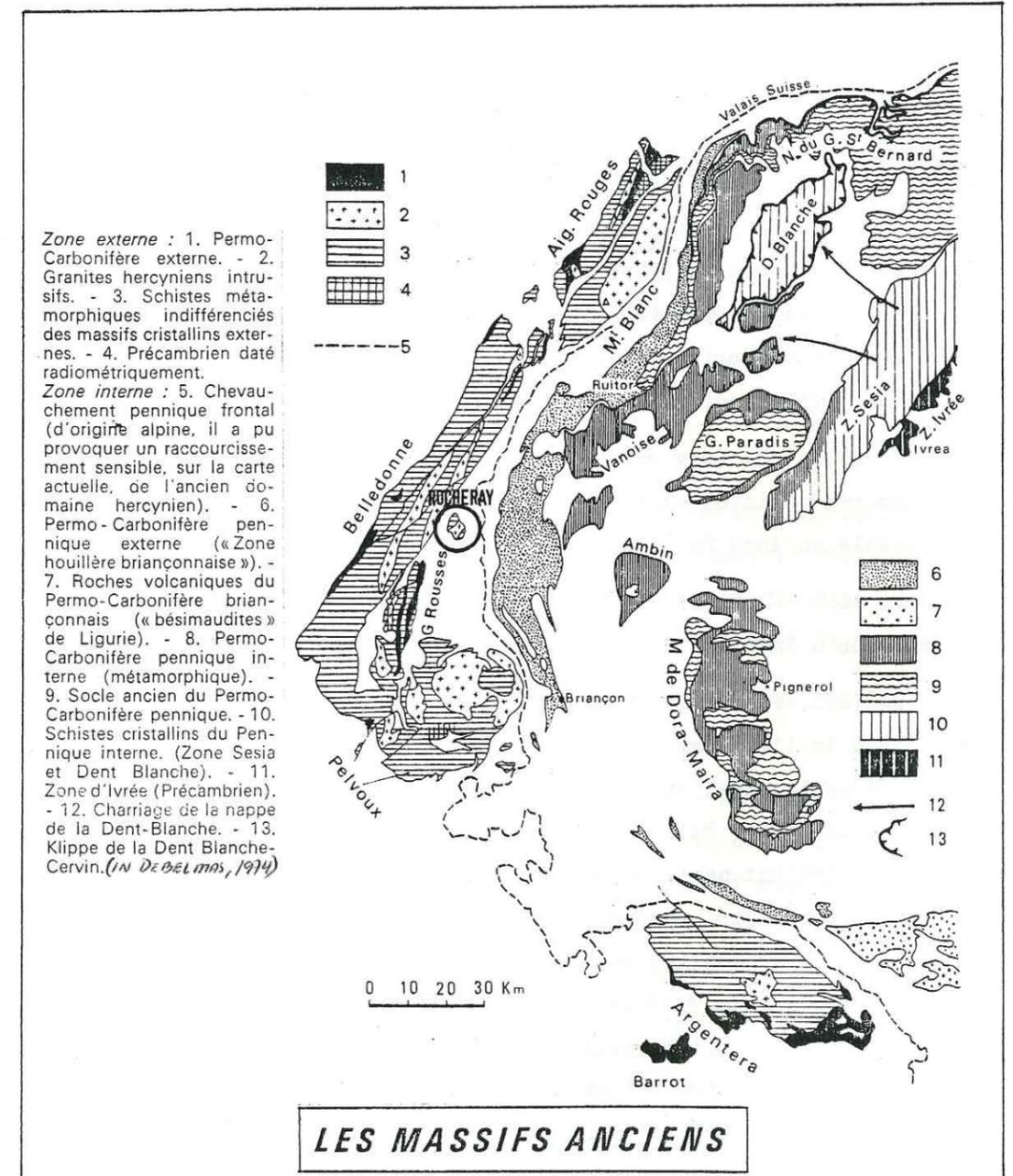


FIG. 1

I.2. HISTORIQUE DES TRAVAUX GEOLOGIQUES

Du point de vue minier, le Rocheray montre des traces d'anciens travaux dont certains correspondent même au X^{ème} siècle et à l'occupation sarrazine (gisement de Nantuel, selon J. Méloux, 1975). Les travaux proprement géologiques n'ont toutefois débuté qu'en 1861, avec les premières études de Ch. Lory sur la géologie du Dauphiné ; l'auteur fait alors une description détaillée des roches cristallines de l'Echaillon (1,5 km à l'Est de St-Jean-de-Maurienne), en soulignant déjà l'appartenance du Rocheray au prolongement nord du massif des Grandes Rousses. En 1896, Ch. Lory et P. Pallet donnent un âge triasique aux bancs calcaires de l'Echaillon. En 1869, les mêmes auteurs publient la première carte géologique de la Savoie et font une description des terrains cristallins affleurant entre St-Jean-de-Maurienne et St-Avre.

En 1878, Ch. Lory reprend ses premiers travaux et interprète Le Rocheray comme une réapparition du socle des Grandes Rousses à la faveur d'une fracture transversale au long de laquelle l'Arc a installé son cours.

En 1895, W. Kilian publie la première édition de la feuille de St-Jean-de-Maurienne à 1/80.000^e, qui précise les observations de Ch. Lory et P. Vallet.

En 1896, P. Termier, dans son étude sur la tectonique du Pelvoux, émet l'hypothèse de l'existence de plis orthogonaux qui seraient responsables de surélévations locales, telle celle du Rocheray en prolongement de l'anticlinal des Grandes Rousses. Mais c'est le même auteur qui, en 1902, signale "que le Rocheray appartient certainement au prolongement septentrional du bord ouest du Pelvoux". Peut-être peut-on remarquer que c'est l'une des très rares fois où cet auteur a été obligé de revenir sur ses observations originales car, comme le signale P. Le Fort (1973), "il est peu d'exemples dans l'histoire géologique d'une telle rapidité opiniâtre dans le travail, d'une telle sûreté dans les observations et d'un tel art dans l'explication. Des cinq ensembles pétrographiques dégagés par P. Termier, aucun ne peut être renié à l'époque actuelle, et l'on reste confondu devant la maîtrise de cette oeuvre ...".

En 1904, W. Kilian et J. Reuil donnent une description plus complète non seulement de la série cristallophyllienne, mais aussi de sa couverture sédimentaire, en détaillant la stratigraphie du Trias et du Lias. Ils tentent également

de retracer d'une manière cohérente le déroulement des processus métamorphiques ; ils estiment ainsi que le métamorphisme a débuté à l'époque pré-houillère, avec deux venues plutoniques distinctes, l'une de nature granitique qui aurait affecté fortement les schistes pré-existants, la seconde correspondant à la mise en place de filons granulitiques et microgranitiques. L'ensemble métamorphisé aurait ensuite été recouvert par des grès anthracifères qui auraient été presque totalement érodés avant le dépôt du Trias, lui-même, antérieur à la tectogenèse hercynienne génératrice de plis, mais aussi d'accidents cassants SW-NE. Trias et Lias auraient recouvert totalement le socle érodé que l'orogénèse alpine aurait fait réapparaître en provoquant laminages et étirements de la couverture. Enfin, l'érosion postérieure aurait dessiné le futur cours de l'Arc, lequel montrera le coeur même du cristallin.

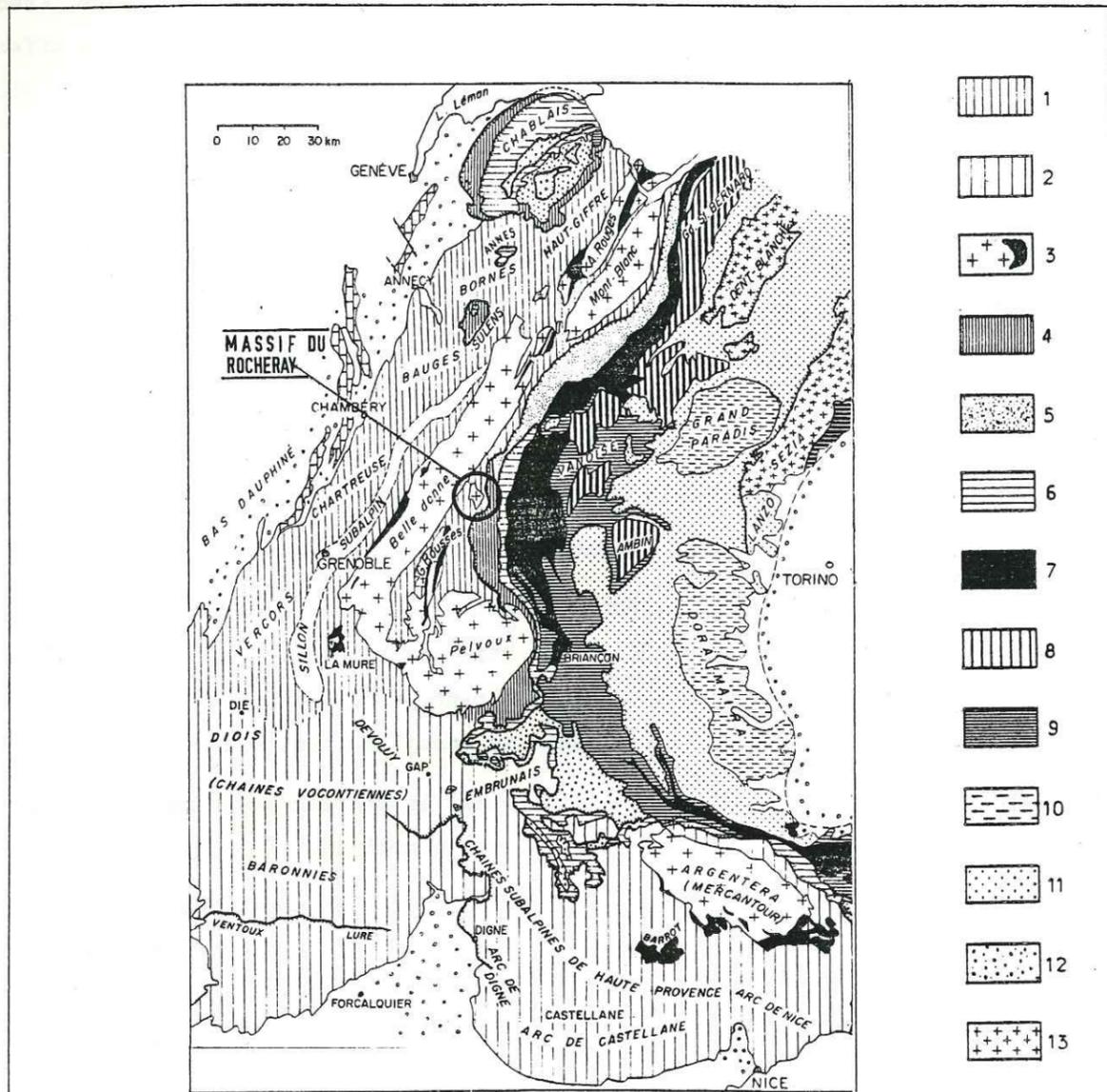
En 1913, le même auteur prend position sur l'hypothèse métasomatique pour expliquer les minéralisations du Rocheray.

En 1931, M. Gignoux et L. Moret présentent une stratigraphie détaillée du Trias de Montvernier, et en même temps réinterprètent la tectonique de l'Echaillon, en la liant à la tectonique cassante alpine, et la place de l'ensemble du Rocheray en le rapportant structurellement au massif du Mont Blanc.

En 1941, R. Perrin et M. Roubault posent le problème génétique des spilites de Montvernier, de leur nature éruptive ou métamorphique.

A partir de 1944, R. Barbier publie une série de travaux sur la géologie de cette région. On doit en retenir en particulier la découverte à Montvernier de calcaires à Nummulites dans les sédiments en contact avec des terrains cristallins, et l'attribution des brèches calcaires de cette couverture non au Lias inférieur (W. Kilian, 1895), puisqu'il y a une lacune de sédimentation à ce niveau, mais à la base du Lias moyen transgressif. En ce qui concerne l'appartenance paléogéographique du massif, l'auteur soutient que, à l'époque nummulitique, le Rocheray était rattaché au massif du Pelvoux.

R. Fridman (1954) apporte des précisions d'ordre pétrographique sur la couverture triasico-liasique et le socle cristallin de la partie méridionale, dans le cadre de la feuille de Saint-Jean-de-Maurienne à 1/50.000^e. Il souligne aussi l'orientation SSW-NNE des accidents principaux du massif.



SCHEMA STRUCTURAL SIMPLIFIE DES ALPES FRANCO-ITALIENNES
(d'après Debelmas, 1974)

1. Chaînes subalpines septentrionales; 2. Chaînes subalpines méridionales; 3. Massifs cristallins externes et bassins permo-houillers; 4. Zone ultradauphinoise; 5. Zone valaisane; 6. Zone subbriançonnaise; 7. Zone houillère briançonnaise; 8. Zone vanoise-Mt Pourri (Permo-Houiller briançonnais métamorphique); 9. Mésozoïque briançonnais; 10. Massifs cristallins internes piémontais; 11. Zone des schistes lustrés piémontais; 12. Nappes de Flyschs néocrétacés; 13. Zone Sesia-Dent Blanche; 14. Zones du Canavèse et d'Ivrée; 15. Jura; 16. Bassins molassiques péri-alpins.

En 1962, N. VATIN-PERIGNON étudie la pétrographie des amphibolites de l'Hermillon (partie sud-est du Rocheray) ; elle en conclut qu'elles dérivent par métamorphisme d'un ancien massif gabbro-dioritique, et que les variations de faciès qu'on y observe sont imputables à une contamination par le granite du Rocheray.

En 1966, le même auteur publie un travail assez complet sur la géologie du massif, principalement sur la pétrographie et la tectonique de l'ensemble cristallophyllien, travail qui nous a servi de base pour compléter la partie géologique de ce mémoire.

En 1968, J. Méloux présente un travail de synthèse sur les principales minéralisations du massif (filons du Sapey, Bois Feuillet et Rocheray s.s.) ; il met l'accent sur l'importance et la continuité de celles-ci, ainsi que sur la nature du remplissage, et la zonalité verticale observée dans les sondages ; mais nous verrons au Chapitre III ce qui concerne l'historique des travaux miniers.

En 1974, J. Debelmas "rattache en première approximation le petit massif du Rocheray ou Grand Châtelard" aux autres grands massifs cristallins externes, le "couple" Belledonne - Grandes Rousses (voir Fig. 1, 2 et 5).

R. Le Suave (1974), dans sa thèse sur les éléments traces des carbonates filoniens alpins, présente deux analyses des lanthanides de la spilite et de la fluorine de Montvernier, en soulignant la grande pauvreté de cette dernière en lanthanides légers.

En 1977, paraît la seconde édition de la feuille Saint-Jean-de-Maurienne à 1/50.000^e, sous la direction de R. Barbier et J.C. Barféty, qui intègre toutes les études antérieures. La partie concernant le Rocheray a pour base les travaux de N. Vatin-Pérignon (Géologie) et de J. Méloux (description des gisements).

B. Chatagnon et al. (1979) donnent un résumé des résultats analytiques obtenus sur des fluorines du filon de Rocheray s.s. par R.P.E. (Résonance Paramagnétique Nucléaire) ; ils signalent qu'aucun spectre de Terres Rares n'a pu être obtenu jusqu'à présent, que ce soit avant ou après l'irradiation aux Rayons Gamma, et ils pensent que ces fluorines sont dépourvues de ces éléments, ce qui correspond dans une certaine mesure aux résultats de R. Le Suave (1974).

Enfin, il faut mentionner aussi la fin des travaux de ceusement du tunnel

E.D.F. du Rocheray (7 km environ) qui traverse le coeur même du massif entre Sainte-Marie-de-Cuines et Pont d'Hermillon. Deux thèses de 3ème cycle sont en cours à Grenoble, l'une par D. Gasquet concernant la pétrographie des traversées souterraines de l'E.D.F., tant à Belledonne qu'au Rocheray, l'autre par Ph. Revillard sur les accidents des Alpes françaises externes (entre autres, celui du Sapey), à partir des images de satellites.

II. L'ENVIRONNEMENT GEOLOGIQUE (Fig. 3)

II.1. GENERALITES

Le Rocheray est composé d'un socle hercynien fait de roches métamorphiques, de granites tectonisés et d'une couverture de sédiments triasiques, liasiques et nummulitiques. Des coulées spilitiques sont largement développées à la base du Trias.

Les granites constituent principalement deux massifs : celui du Rocheray s.s. au centre et celui de l'Echaillon sur la bordure sud-est.

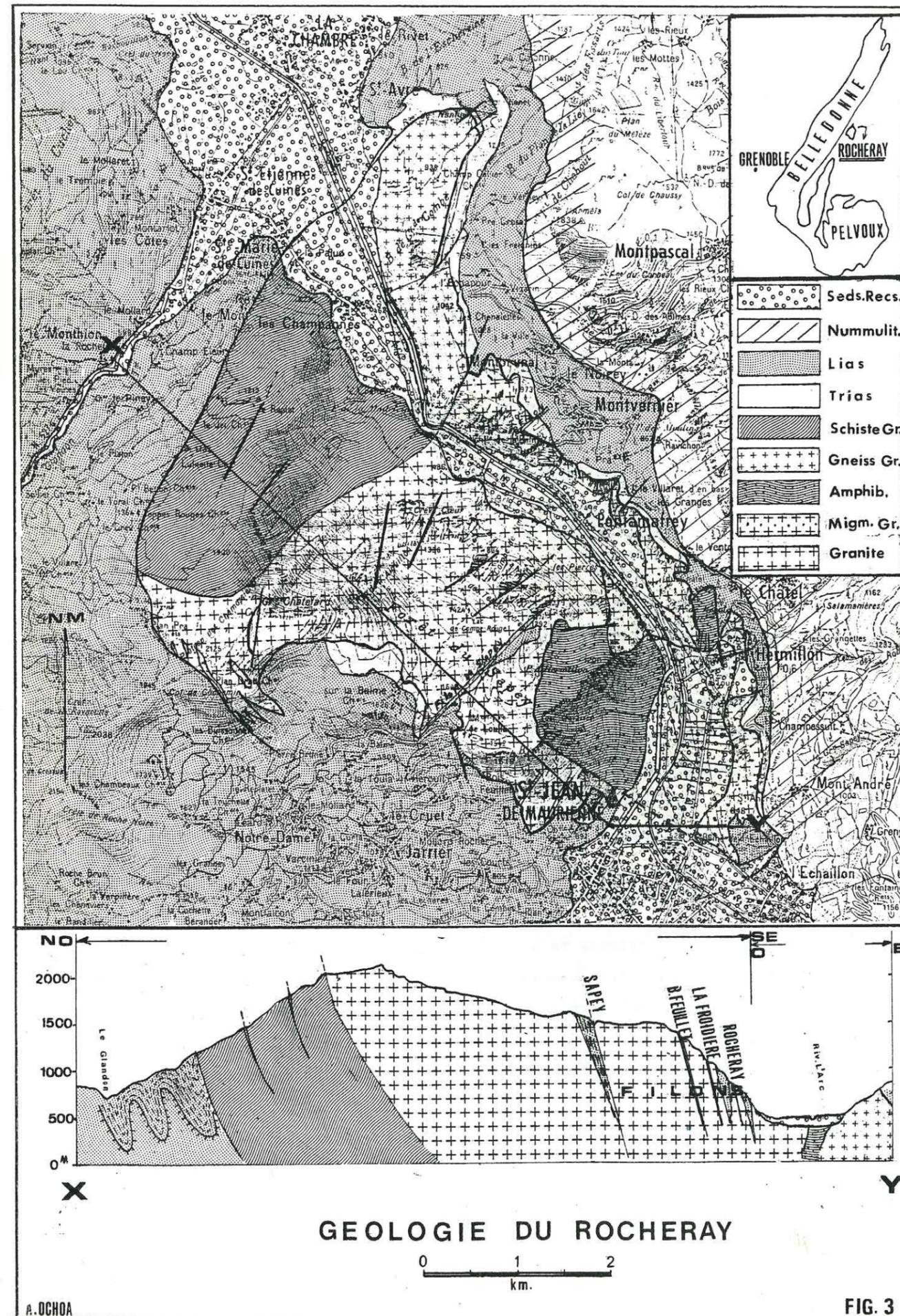
Les roches métamorphiques présentent une gamme de faciès cristallophylliens allant de micaschistes et de gneiss peu mobilisés - mais souvent fortement mylonitisés - loin du granite (partie nord), jusqu'à des migmatites (embréchites et anatexites) à proximité du granite (bordure sud-est) ; des amphibolites leur sont associées (partie centrale et sud-est), ainsi que des mylonites (zones de contact granite - roches cristallophylliennes).

La couverture sédimentaire est composée principalement par des calcaires dolomitiques, des calcaires spathiques noirs, des grès arkosiques et des schistes ardoisiers. Les spilites triasiques comportent des coulées et des tufs.

Les dépôts morainiques (Chatel - Montvernier - l'Echaillon et Sapey), ainsi que les éboulis, cônes de déjections et alluvions de l'Arc, forment les sédiments récents du Rocheray.

II.2. FACIES CRISTALLOPHYLLIENS NON GRANITISES

Ils sont constitués par des micaschistes et des gneiss biotitiques. Le



GEOLOGIE DU ROCHERAY



contact entre ces faciès et le granite correspond à une zone d'intense broyage qui a donné naissance à des mylonites visibles entre le plateau de Chamoisières et Pont de la Madeleine. A proximité du granite, ils sont plus ou moins granitisés, et seront décrits dans le cadre des faciès granitiques.

II.2.1. MICASCHISTES

Ils se situent dans la partie la plus septentrionale du massif, entre Mont et Les Champagnes. D'aspect schisteux banal à l'oeil nu, ils présentent au microscope une texture de mylonite qui s'accuse lorsqu'on s'approche de la zone de broyage au contact avec le granite : on peut ainsi déjà les qualifier de mylonites de schistes micacés ou sériciteux, plutôt que de micaschistes proprement dits, comme c'est le cas entre Le Replat et Les Châtelets de Treppes Rouges. Ils sont gris clair, et présentent par endroits quelques passages gneissiques peu importants, et une granitisation débutante.

Le microscope révèle, dans un fond sériciteux prédominant, du quartz, quelques vestiges de feldspath indéterminables, de la biotite, et quelques apatites et pyrites euhédriques. Le quartz est abondant, en cristaux xénomorphes fortement étirés et déformés qui montrent parfois des macles mécaniques ; il se présente aussi en mosaïque de petits individus recristallisés, mêlés au fond sériciteux ou sur les bordures des cristaux déformés. La biotite n'est qu'exceptionnellement fraîche ; la plupart de ses paillettes sont totalement altérées en chlorite, épidote et zoisite, avec d'abondantes exudations d'hématite ; bien que perturbés par l'écrasement, les anciens lits biotitiques sont encore reconnaissables.

II.2.2. GNEISS A BIOTITE

Les faciès gneissiques de la bordure septentrionale se caractérisent eux aussi par une mylonitisation progressive en rapport direct avec la proximité du granite ; mais leur granitisation est plus poussée que celle des micaschistes qu'ils accompagnent sur la rive gauche de l'Arc, entre Le Replat, Les Champagnes et les Châtelets de Treppes Rouges. Sur la rive droite, entre le ravin de Nantuel et le NW de Montbrunal, ces gneiss sont en contact avec les calcaires dolomitiques et spathiques du Trias. A Nantuel, les calcaires sont fortement faillés, broyés et silicifiés et constituent le support principal de la minéralisation sulfurée de ce secteur.

On doit remarquer que les gneiss granitisés présentent eux aussi des imprégnations de blende et galène ; ils s'enfouissent sous les calcaires à la hauteur de Montbrunal, jusqu'à disparaître totalement.

A l'oeil nu, les gneiss sont des roches compactes, de couleur vert grisâtre, à structure litée, plus ou moins granitisées, avec de fins passages biotitiques locaux. Le microscope révèle quartz, plagioclase, microcline et biotite principalement, dans une matrice séricito-chlorito-calcitique à pyrite euhédrale dispersée.

Le quartz est, pour une part, en grains déformés, soudés entre eux et/ou avec les feldspaths ; le quartz de recristallisation est abondant.

Le plagioclase est de l'oligoclase An₁₅₋₂₀, fortement séricitisé et qui présente, outre les macles de l'albite et de Carlsbad, des macles mécaniques (le développement de myrmékite à son contact avec le microcline est discret).

Le microcline perthitique est en plages poecilites bien développées ; sa fraîcheur est remarquable, ce qui nous le fait interpréter comme secondaire, exprimant une contamination par le granite.

La biotite est en paillettes étirées, déchiquetées, presque totalement chloritisées, riches en exsolutions ferro-titanées et inclusions de zircon.

La texture varie entre granolépidoblastique et granoblastique selon leur proximité du granite.

Remarques : le développement du microcline perthitique contribue à faire disparaître progressivement la structure gneissique. D'autre part, il semble que le Rocheray n'échappe pas à une caractéristique déjà observée dans les autres massifs cristallins externes (P. Le Fort, 1973) : l'étonnante absence des silicates d'alumine classiques de métamorphisme (disthène, sillimanite, cordiérite, entre autres). Cette absence ne peut être imputable à l'altération météorique : les roches fraîches provenant de la galerie EDF de Belledonne en sont également dépourvues (Gasquet et al., 1979). S'ils ont existé - mais cela reste à démontrer : encore fallait-il que la composition chimique le permette -, une rétro-morphose généralisée peut être la cause de leur transformation totale en produits phylliteux. Même dans les granites, il existe une séricitisation précoce, rétro-morphose que R. Michel et J.M. Buffière (1963) ; et P. Le Fort (1973) interprètent comme une expression des phénomènes d'autopneumatolyse datant de la fin de la mise en place de ces corps granitiques.

II.3. FACIES CRISTALLOPHYLLIENS GRANITISES

Ces faciès sont limités aux secteurs central, oriental et méridional du massif, où l'on peut apprécier la transition graduelle entre les roches cristallophylliennes originelles (gneiss et amphibolites) et le granite. La granitisation s'exprime par un changement progressif et généralisé de la structure originelle avec réalisation de divers faciès de migmatites, voire d'anatexites. On utilisera la "terminologie" migmatitique dans un sens descriptif seulement, afin de désigner les roches granitisées du Rocheray.

N. Vatin-Pérignon (1962) a reconnu parmi ces roches, en s'appuyant sur de nombreuses observations, huit faciès et vingt sous-faciès que l'on peut résumer comme suit :

- (Faciès gneissiques migmatitiques à passées de gneiss feuilletés
- (Faciès empréchnitiques ocellés
- (Faciès anatexiques et lentilles d'amphibolites associées :
 - (Anatexites à passées schisteuses
 - (Lentilles d'amphibolites à biotite
 - (Anatexites grossièrement grenues
- (Faciès granitiques :
 - (Granite à biotite chloritisée de Pontmafrey
 - (Granite écrasé de Montbrunal
 - (Granite du Pont d'Hermillon
 - (Granite à deux micas de l'Hermitage St-Marin
- (Faciès amphiboliques traversés par des filons granitiques :
 - (Amphibolites du Châtel :
 - (Amphibolites à texture gneissique (Chapelle du Châtel)
 - (Amphibolites massives légèrement migmatiques (Tour Bérold)
 - (Amphibolites du Pont d'Hermillon-Sapey
 - (Amphibolites gneissiques à pyroxène, zoïsite et biotite
 - (Amphibolites banales finement litées ou grenues
 - (Filons granitiques
- (Faciès d'écrasement du granite (bordure méridionale) :
 - (Mylonites schisteuses
 - (Intercalations granitiques
- (Faciès du granite de l'Echaillon :
 - (Mylonites schisteuses
 - (Mylonites non schisteuses
- (Faciès de gneiss migmatiques (bordure nord du promontoire)

Secteur de Pontmafrey et Pont d'Hermillon

Le Promontoire de l'Echaillon

Quoique certaines distinctions paraissent assez artificielles - il s'agit parfois plutôt de petits changements texturaux très localisés, de variations minéralogiques ponctuelles et sporadiques négligeables -, nos descriptions pétrographiques vont suivre dans la mesure du possible cette nomenclature afin de faciliter aux lecteurs l'utilisation simultanée des deux études.

II.3.1. FACIES GNEISSIQUES MIGMATIQUES

On les trouve entre Hermillon et Pontmafrey, soit en lentilles allongées dans les anatexites, soit en assises régulières mais qui progressivement vont disparaître vers l'Hermillon au profit des faciès anatexiques. Vers Pontmafrey, des gneiss feuilletés à structure litée plus fine s'associent à ces faciès en quelques passages concordants de 0,40 m d'épaisseur moyenne. Typiquement, il s'agit de roches compactes de couleur variant du gris verdâtre au gris foncé, dont les constituants minéralogiques sont les suivants :

Quartz - Il forme avec les feldspaths le fond de la roche, en cristaux xénomorphes imbriqués fortement déformés ; quelques individus poecilites englobent de petites biotites fraîches. Le quartz de recristallisation est abondant.

Plagioclase - Il s'agit d'oligoclase (An₁₀₋₁₅) fortement séricitisé, associé au quartz et au microcline secondaire et qui possède au contact de ce dernier une frange albitique remarquablement développée.

Microcline - Il y a deux générations de microcline : Le microcline de première génération, en plages assez séricitisées et peu perthitiques, est contemporain du plagioclase. L'autre, le plus important, est sans doute lié au granite. Il se présente en plages envahissantes, poecilites et franchement perthitiques, d'une grande fraîcheur qui contraste avec l'altération du premier et de tous les autres minéraux.

Biotite - Il y a aussi deux sortes de biotite : L'une, en paillettes très chloritisées, et épidotisées, avec d'abondants exsudats d'hématite et de rutile ; l'autre de taille très réduite (0,2 mm au maximum), très fraîche, incluse dans le quartz. Cette biotite fraîche pose un problème. N. Vatin-Pérignon (1962) pense qu'il pourrait s'agir d'une biotite ancienne mise à l'abri d'une altération posté-

rieure par son inclusion constante dans le quartz ; cependant, nous l'avons trouvée aussi incluse dans du microcline secondaire, et il faudrait alors la rapporter à une troisième génération, liée sans doute au granite.

Muscovite - Ses paillettes, peu nombreuses, accompagnent les minéraux d'altération de la biotite, à partir de laquelle elle semble se former par "décoloration" sous les effets de la métasomatose ; P. Le Fort (1973) a signalé un comportement similaire dans le massif du Pelvoux.

Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, le rutile, parfois la pyrite.

La texture est généralement granoblastique, mais par endroits granolépido-blastique.

II.3.2. FACIES EMBRECHITIQUES OELLES

On a pu les observer seulement au petit village du Villaret d'en bas (vers le torrent du Ravichon). Macroscopiquement, ce sont des roches franchement litées, d'aspect gneissique marqué, avec de gros yeux feldspathiques, comme effet de la granitisation subie. Ils sont sous-jacents aux grès arkosiques triasiques sous lesquels ils s'enfoncent. Au microscope, ils présentent les minéraux que voici :

Quartz - En proportion moins importante que dans les roches décrites auparavant, il y présente les mêmes caractéristiques ; il ne possède pas cependant d'inclusions de biotite fraîche.

Plagioclase - C'est un oligoclase An_{15-20} fortement séricitisé qui présente des myrmékites très développées au contact du microcline secondaire.

Microcline - Il est analogue à celui des faciès gneissiques.

Biotite - Ses lames, totalement chloritisées, sont groupées en amas avec quelques granules d'épidote et de zoïsite, et surtout d'abondants euhédres de pyrite accompagnés de quartz recristallisé.

Les minéraux accessoires sont l'apatite, la pyrite, le zircon, le rutile et la calcite en veinules.

La texture est granolépido-blastique et ocellée. On soulignera qu'originellement, les roches étaient des gneiss finement lités, qui ont subi une feldspatisation potassique secondaire (microcline), localisée préférentiellement en yeux.

II.3.3. FACIES ANATEXIQUES

Ils constituent l'essentiel des faciès contaminés ou de transition avec les faciès granitiques auxquels ils sont intimement associés et avec lesquels ils présentent des passages progressifs comme on peut l'observer en montant à Montvernier. La plupart de ces anatexites se localisent sur la rive droite de l'Arc, entre Hermillon et Pont de la Madeleine où elles passent aux gneiss migmatitiques (dits phylliteux plus fins) par perte progressive de la foliation. Sur la rive gauche, en descendant vers le pont d'Hermillon, les anatexites, qui affleurent peu, ont une structure à gros grain. Microscopiquement, les caractéristiques des composants minéralogiques des deux sortes d'anatexites sont les mêmes :

Quartz - Il est en gros cristaux fortement déformés, "amiboïdes", voire un peu poecilites et englobant quelques minuscules euhédres d'apatite primaire.

Plagioclase - C'est un oligoclase An_{15-20} qui présente d'importantes bordures réactionnelles d'albite et de myrmékite au contact du microcline métasomatique.

Microcline - Il a les caractères décrits dans les gneiss migmatitiques.

Biotite - Elle est semblable à celle des gneiss migmatitiques, mais associée à de gros euhédres d'apatite secondaire qui témoignent du rôle joué par les minéralisateurs au cours de la mise en place du granite.

II.3.4. FACIES GRANITIKES

On a mentionné précédemment leur passage progressif aux faciès anatexiques. Dans la carrière de Pontmafrey, ce passage est clairement visible du sommet jusqu'à la base de la falaise où les faciès de plus en plus granitiques aboutissent par contamination au granite typique ; cependant, les traces des anciennes structures litées sont encore visibles dans ce dernier. Les faciès granitiques sont localisés aux mêmes endroits que les anatexites, c'est à dire principalement sur la rive droite de l'Arc (entre Pontmafrey et Pont d'Hermillon). En ce qui concerne leur

structure, elle est remarquable par la variabilité de la taille du grain d'un secteur à l'autre, qui va d'une grande finesse jusqu'à des dimensions pegmatitiques ; d'autre part, la proximité des zones mylonitisées s'exprime par la présence de faciès fortement écrasés, comme c'est le cas à Montbrunal (près du Pont de la Madeleine).

En ce qui concerne la minéralogie, elle est à peu près la même que celle des faciès anatexiques, sauf quelques variations très localisées, dont celle de l'Hermitage Saint-Martin (entre Le Châtel et l'Hermillon), où l'on trouve, en plus de la biotite, 3 % environ de mica blanc (muscovite + phengite) et de la carrière de Pontmafrey où le faciès est hololeucocrate.

Microscopiquement, la composition minéralogique est la suivante :

Plagioclase (37 %) - C'est un oligoclase (An_{10-20}) en grands cristaux fragmentés, presque entièrement séricitisés ; il est corrodé par le microcline secondaire, avec lequel il présente les classiques bordures réactionnelles de myrmékite, d'albite frangeante ou des deux

Quartz (27 %) - Il a les caractères déjà décrits ; sa proportion s'accroît quand on le trouve associé à la muscovite (Hermitage St-Martin), mais le plagioclase diminue alors considérablement (19 %), tandis que la teneur en minéraux accessoires et secondaires atteint 10 % !

Microcline (25 %) - Il constitue l'essentiel de la contamination granitique. Comme dans les faciès précédemment décrits, il est en plages perthitiques amiboïdes à poecilites qui englobent les autres minéraux. Quelques individus sont automorphes. En ce qui concerne les bordures réactionnelles avec le plagioclase, elles sont ici extrêmement développées.

Biotite (4 %) - Elle est semblable à celle des faciès anatexiques, et de plus est transformée parfois en muscovite secondaire par "décoloration" avec exsudation d'oxydesferro-titanés.

Muscovite - Elle ne s'observe que dans les faciès granitiques de l'Hermitage St-Martin (près d'Hermillon) et d'Echailon. Il y en a deux générations, l'une primaire en lamelles déformées, l'autre secondaire, formée aux dépens de la biotite.

La structure est typiquement granoblastique à phénocristaux feldspathiques.

CLASSIFICATION

D'après la composition modale, les faciès granitiques ont la composition d'un monzogranite selon la classification de Streckeisen (1967,1976 ; I.U.G. ., 1973).

D'après le diagramme triangulaire de H. de la Roche (in Le Fort, p. 264), il s'agirait d'un granite plagioclasiq (Fig. 4).

N. Vatin-Pérignon (1962) a présenté une analyse chimique effectuée sur le granite de Pontmafrey :

SiO ₂	65,60
Al ₂ O ₃	17,25
Fe ₂ O ₃	2,30
FeO	1,20
MgO	1,30
CaO	3,90
Na ₂ O	2,70
K ₂ O	3,25
TiO ₂	0,20
P ₂ O ₅	0,15
MnO	0,25
CO ₂	2,00
H ₂ O+	0,15
H ₂ O-	0,05
	<hr/>
	100,30

Paramètres de Niggli

si	=	276
al	=	43
fm	=	19,5
c	=	17,5
alc	=	20
k	=	0,44
mg	=	0,41
ti	=	0,70
P	=	0,20
qz	=	96

Paramètres américains

5(II).3(4).2.3.
Or/plg = 0,69
An% = 20

Ces résultats situent la roche parmi les granites calco-alcalins monzonitiques ; le pourcentage d'anorthite (20 %) du plagioclase de la norme est proche de celui que nous avons mesuré optiquement par la méthode classique de Michel Lévy.

Les données nous manquent pour aborder le problème de la nature originelle des gneiss migmatisés.

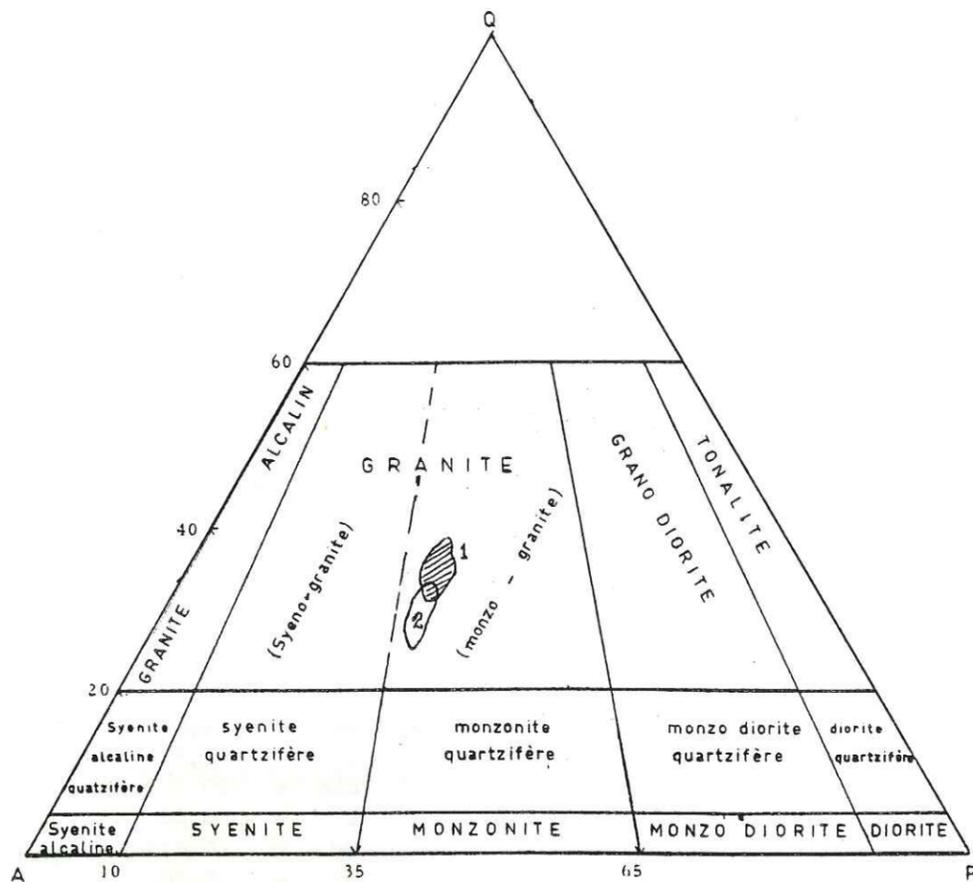


Fig. 4 A.-Facies granitiques du Rocheray dans le triangle de Streckeisen (1967, 1976).
 (1) Facies granitiques de Pontmafrey, Pont d'Hermillon, l'Hermitage St.-Martin et d'Echailon.
 (2) Granite de Rocheray s.s.

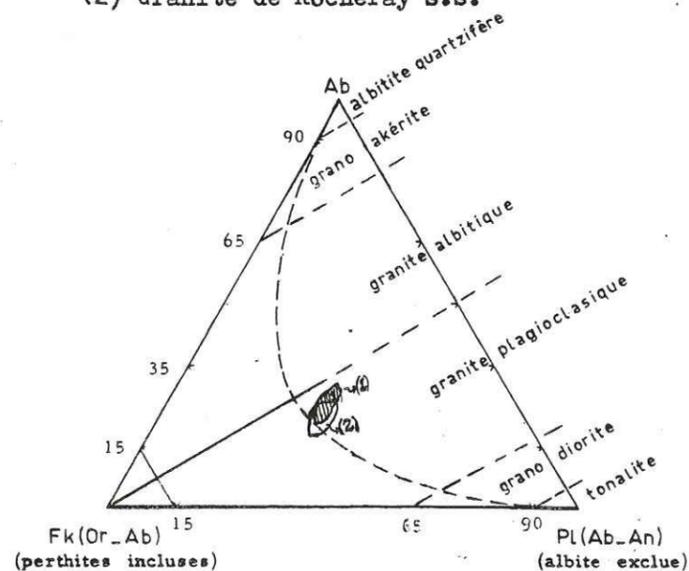


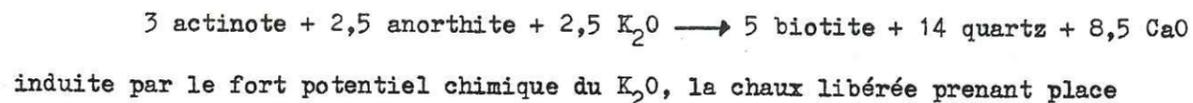
Fig. 4 B.-Diagramme triangulaire de H. de la Roche, 1970 (in Le Fort, 1973), pour la nomenclature complète des facies granitiques du Rocheray
 (1) et (2) idem fig. 4 A.

II.3.5. PROMONTOIRE DE L'ECHAILLON

Au village d'Hermillon existe un petit massif granitique bien individualisé qui appartient à la même unité pétrographique de Pontmafrey, mais où le faciès granitique l'emporte quantitativement sur le faciès gneissique. La partie centrale du promontoire correspond à un granite leucocrate de grain moyen, de minéralogie semblable à celle des faciès déjà décrits mais de texture granoblastique hétérogranulaire, avec une nette tendance cataclastique vers sa bordure sud où la proportion d'apatite secondaire semble plus importante.

II.3.6. FACIES AMPHIBOLIQUES

A l'exception de quelques enclaves, petites et sporadiques, dans les anateixites, ces faciès sont exclusivement limités à la bordure sud-est du massif où ils constituent des affleurements plus ou moins importants (12 % environ par rapport à la surface totale du Rocheray). Il en existe deux gisements principaux : l'un à Châtel et l'autre à la falaise du Pont d'Hermillon (le plus important). Il y a dans les deux cas des faciès pétrographiques assez variés, mais bien localisés, et chacun peut progressivement passer à un autre. A l'oeil nu toutefois, nous n'avons pu retenir que deux types de structures : l'une gneissique, fine et/ou à stratification régulière, et l'autre, massive, correspondant à des amphibolites banales. Les deux sont injectées, de manière concordante ou non, par des venues granitiques et de nombreux filons d'épidote et de quartz. Les amphibolites gneissiques se caractérisent par des alternances de lits à grain fin feldspathiques, et de lits à grain plus gros, amphiboliques ; ce litage n'est pas discernable sous le microscope, où l'ensemble des échantillons présentent une texture franchement grenue. Par ailleurs, les amphibolites proches du granite ont subi une contamination bien différente de celle décrite dans les gneiss et les anateixites ; on n'y observe pas de feldspathisation potassique envahissante (microcline secondaire), même au contact, mais une "biotitisation" caractéristique, et dans une certaine mesure un développement d'épidote + quartz. Cette "biotitisation" pourrait s'expliquer (A. Weisbrod, 1970) par la réaction :



dans l'apatite et le sphène dont la proportion volumétrique peut atteindre 5 %. A ce propos, P. Le Fort (1973) estime que la migration du potassium à partir du granite sur plusieurs dizaines de mètres fait intervenir un mécanisme de métasomatose par percolation de fluides, plutôt que par diffusion, et que l'apport des éléments pneumatolitiques tels que Fluor et Phosphore a favorisé la formation de la biotite, et la fixation du Ca libéré sous la forme de sphène et d'apatite.

Microscopiquement, la composition minéralogique des amphibolites est la suivante :

Amphibole - Il s'agit d'une hornblende commune, vert brun (ng) à vert clair (np), plus rarement vert bleuté, qui se présente sous trois habitus :

a) grandes plages poecilites, corrodées par les plagioclases séricitisées, et un peu altérées en chlorite et calcite ;

b) cristaux automorphes (3 mm au maximum), parfois remplacés par des oxydes de fer, peu altérés en chlorite ;

c) petits euhédres d'environ 0,4 mm au maximum, frais, mais parfois corrodés par le fond quartzo-feldspathique. Ce dernier habitus pourrait correspondre à une recristallisation postérieurement aux déformations alpines, éventuellement responsable d'une fragmentation et même d'une déstabilisation de l'amphibole primaire ; des témoins de cette possible déstabilisation pourraient être les agrégats de zoïzite, chlorite et sphène visibles dans les amphibolites massives.

Le pourcentage de hornblende varie entre 35 et 80 % en volume.

Plagioclase - Il présente deux habitus bien distincts :

a) grandes plages fortement altérées en séricite et zoïsite, mais à macles polysynthétiques encore visibles, de composition An_{30-35} ;

b) petits cristaux (0,5 mm) euhédriques, de composition An_{25-30} , qui contrastent par leur fraîcheur avec les premiers. Ces petits cristaux sont peut-être contemporains des amphiboles de deuxième génération et se seraient substitués aux plagioclases I fragmentés.

Le pourcentage en plagioclase est compris entre 37 et 47 % en volume.

Biotite - On a discuté précédemment de ce minéral, observé dans les seuls échantillons de la zone de contact avec le granite. Elle est en lamelles un peu décolorées, avec des clivages remplis d'oxydes ferro-titanés, mais jamais chloritisées, en résultat peut-être de la rétro-morphose déjà discutée. Son volume varie entre 0,5 et 2 %.

Pyroxène - Il s'agit d'un diopside dont la présence est limitée à la carrière du Pont d'Hermillon, près du contact. Il est en noyaux ou en petits fragments disséminés dans le fond feldspathique. Sa présence est peut-être la conséquence d'une régénération d'anciens pyroxènes.

Les minéraux accessoires ou éventuels sont :

Le quartz, en cristaux xénomorphes un peu arrondis, parfois fortement déformés, jamais présent en quantités appréciables. Le développement du quartz paraît lié à la contamination par le granite, car il ne s'observe que dans les échantillons prélevés près de la zone de contact.

Le microcline - N. Vatin-Pérignon (1960, 1962) signale la présence de ce minéral, que nous n'avons pas reconnu probablement à cause de son degré d'altération avancé. En tout cas, il doit être peu fréquent.

L'apatite, le sphène, la pyrite, le zircon, les oxydes de fer, la calcite, la chlorite, l'épidote et la zoïsite sont accessoires ; les deux premiers sont presque toujours présents, et même peuvent atteindre, on l'a dit, jusqu'à 5 % en volume ! (amphibolites du Châtel, rive droite de l'Arc).

La texture des roches est grano- et nématoblastique.

N. Vatin-Pérignon présente (1962) la composition chimique de trois amphibolites du Rocheray :

	Amphibolite du Sapey	Amphibolite Tour de Bérold	Amphibolite Pont d'Hermillon
SiO ₂	50,65	43,25	49,25
Al ₂ O ₃	17,50	14,20	14,05
Fe ₂ O ₃	1,85	3,90	2,55
FeO	5,70	10,70	7,90
MgO	7,10	8,65	8,15
CaO	8,95	11,15	10,05
Na ₂ O	2,10	2,15	2,15
K ₂ O	3,20	1,15	2,80
TiO ₂	0,80	1,05	1,45
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,25
MnO	0,20	0,45	0,30
H ₂ O+	2,30	3,10	1,40
H ₂ O-	0,05	0,05	0,05
Total	100,55	99,95	100,35

Elle tire argument de la teneur en titane, en s'appuyant sur une remarque de P. Lapadu-Hargues (1958) - selon lequel un pourcentage d'environ 0,8 % de TiO_2 correspondrait à la limite entre para- et ortho-amphibolites - pour classer ces roches parmi les amphibolites d'origine éruptive. Dans l'état actuel des connaissances, cet argument et le nombre, restreint, d'analyses disponibles sont insuffisants pour se prononcer catégoriquement sur ce sujet.

II.4. LE GRANITE DU ROCHERAY S.S.

Il constitue le noyau du massif cristallin et environ 40 % des affleurements, mais il est en partie recouvert par la forêt du Sapey. Il est localisé exclusivement sur la rive gauche de l'Arc. A sa bordure nord, où il est en contact avec les micaschistes et les gneiss, il est écrasé et apparaît sous forme de faciès mylonitiques au Pont de la Madeleine ; il est alors très difficile de discerner le contact granite-encaissant. A sa bordure sud et est, la zone de transition est beaucoup plus importante ; en effet, les gneiss et amphibolites ont été fortement transformés, et ont acquis - comme nous venons de le voir - des structures semblables à celles des migmatites qui ont effacé totalement en certains endroits les structures originelles ; et le granite lui-même s'est enrichi en biotite * au contact avec les amphibolites. Quant à sa limite avec les roches sédimentaires, elle est typiquement tectonique, et aucune auréole de métamorphisme de contact n'est visible.

Macroscopiquement, c'est un granite de grain fin à moyen, grisâtre à gris verdâtre lorsqu'il est frais. Il est assez hétérogène d'aspect malgré l'exiguïté de son gisement (20 km²), allant d'un pôle acide, hololeucocrate (granite de Crève-cœur), à un pôle franchement basique au contact avec les amphibolites (Sud), avec des faciès intermédiaires leucocrates, monzonitiques, syéno-dioritiques ; le faciès le plus répandu est celui d'un granite calco-alcalin, à tendance monzonitique (monzogranite de Streckeisen).

Microscopiquement ce faciès représentatif a les caractéristiques minéralogiques suivantes :

* jusqu'à 22 % en volume + 1,5 % d'apatite.

Quartz (33 %) - Il est similaire à celui des gneiss granitisés, c'est à dire en grandes plages xénomorphes et poecilitiques qui englobent de petites paillettes de biotite fraîche ; il est fortement déformé et présente parfois des macles mécaniques et des bordures "granulées".

Plagioclase (32 %) - Il s'agit d'un oligoclase An_{10-20} en gros cristaux subautomorphes (jusqu'à 3,5 mm), maclés albite et Carlsbad, fortement corrodés. Son altération en séricite importante paraît avoir été favorisée par sa cataclase : elle s'accroît nettement près du contact avec l'encaissant triasique, et encore plus près des grands accidents du massif où se localisent précisément les filons minéralisés. A propos de la séricitisation, R. Michel et J.M. Buffière (1963) estiment, dans leur étude du granite du Clapier (massif du Pelvoux), qu'elle représente la rétomorphose de celui-ci et est l'expression des phénomènes d'auto-pneumatolyse à la fin de la mise en place du granite. De son côté, B. Poty (1967), à propos de la séricitisation alpine (massif du Mont Blanc), pense qu'elle s'est faite en deux étapes, dont la seconde, consécutive aux grandes déformations alpines et restreinte aux secteurs traversés par de grands accidents et à ceux voisins de l'encaissant sédimentaire post-hercynien.

Microcline (27 %) - Il est en plages poecilitiques parfois perthitiques. Son contact avec le plagioclase est marqué par d'abondants bourgeons myrmékittiques. Il corrode la biotite chloritisée, n'en laissant subsister quelquefois que des fantômes sous la forme d'imprégnations ferro-titanées.

Biotite (5 %) - Elle se rapporte à deux générations. L'une correspond aux petites paillettes fraîches incluses dans le quartz, l'autre aux lamelles déformées et chloritisées, fortement imprégnées d'exsudats ferro-titanés, ou simplement décolorées et transformées finalement en muscovite.

Les minéraux accessoires et secondaires sont : muscovite, apatite, zircon, rutile, hématite, limonite, séricité, chlorite, phengite, calcite, épidote et zoïsite.

La texture est hétérogranulaire, avec parfois une tendance cataclastique.

Composition chimique : Une analyse de ce granite moyen a été présentée par N. Vatin-Pérignon (1962) :

SiO ₂	63,60	<u>Paramètre américains</u> (I) II.3'.2.(3) 4 Or/plg = 0,48 An % = 20
Al ₂ O ₃	15,50	
Fe ₂ O ₃	3,10	
FeO	0,30	
MgO	0,90	
CaO	5,30	
Na ₂ O	2,85	
K ₂ O	2,40	
TiO ₂	0,55	
P ₂ O ₅	0,10	
MnO	0,25	<u>Paramètres de Niggli</u> Si = 275 al = 39,5 fm = 17,5 c = 24,5 alk = 18,5 k = 0,36 mg = 0,33 ti = 1,8 p = 0,2 qz = +101
CO ₂	3,10	
H ₂ O+	1,80	
H ₂ O-	0,15	
Total	99,90	

Cet auteur souligne que le rapport Or/plg = 0,48 est assez élevé, mais néanmoins inférieur à celui moyen des granites monzonitiques (0,60) ; et il propose de classer le granite du Rocheray parmi les granites akéritiques, leucocrates, calco-alcalins.

Dans la classification AQF de Streckeisen (Fig. 4), il correspond simplement à un monzogranite.

II.4.1. LES FACIES SUBORDONNES DU GRANITE DU ROCHERAY

Il s'agit, on l'a dit, de faciès étroitement localisés. Une première série de faciès, cantonnés à la bordure septentrionale du massif, sont liés à la proximité du contact avec les amphibolites. Ils se caractérisent par une haute teneur en biotite, qui peut atteindre 22 % ! et en apatite (1,5 %), tandis que la quantité de microcline est basse. Lorsqu'on s'approche du contact, la basicité

du granite croît avec l'augmentation progressive des quantités de biotite, apatite, sphène et hornblende, et de la teneur en anorthite du plagioclase (jusqu'à An₃₀), tandis que le quartz peut devenir accessoire. Ainsi, le granite moyen contient 87 % environ de composants quartzo-feldspathiques et passe progressivement à des roches qui en tiennent 70, 40 et même seulement 6 % dans le faciès le plus mélanocrate du contact. De son côté, l'amphibolite moyenne, qui tient 50 % de hornblende, laisse place à une roche qui tient jusqu'à 76 %, au contact, de minéraux ferro-magnésiens, mais il s'agit cette fois de biotite. Endomorphisme et exomorphisme sont ainsi clairement illustrés au contact granite-amphibolite : Le premier phénomène correspond à la basification progressive du granite, le deuxième à la biotitisation des amphibolites.

Une seconde série correspond aux faciès mylonitiques, qui s'observent en plusieurs endroits du massif, mais surtout dans la partie nord, au contact avec la série cristallophyllienne, et le long des failles SW-NE qui traversent le massif. L'intensité de la mylonitisation varie assez d'un point à l'autre, mais de typiques structures cataclastiques sont toujours visibles à l'oeil nu. Au microscope, le broyage se traduit par une fragmentation et/ou une déformation du plagioclase, et surtout du quartz qui a fréquemment recristallisé avec une texture grenue ; la biotite est tordue, le microcline perthitique partiellement transformé avec une structure en "échiquier". Les veinules secondaires de calcite, chlorite, séricite, oxydes de fer sont abondantes.

Le granite leucocrate de Crève-cœur constitue une troisième variante, d'ailleurs très locale. Quartz et feldspath constituent 94 % des composants. Tous les autres caractères texturaux, structuraux, minéralogiques demeurent ceux du faciès principal, seule l'albitisation du plagioclase semblerait se développer.

II.4.2. AGE DU GRANITE DU ROCHERAY

Les contacts originels du granite avec ses encaissants cristallophylliens et sédimentaires sont difficiles à observer, car ils sont maquillés par d'importantes zones de broyage et/ou masqués par des éboulis ; cependant, on peut penser que la mise en place du granite est postérieure à la formation de la série cristallophyllienne, car de très nombreux filons granitiques recoupent cette dernière ;

De plus, elle est très probablement contemporaine de celle des autres granites similaires des massifs cristallins externes, c'est-à-dire d'âge carbonifère, synchrone d'une phase principale hercynienne (J. Debelmas, 1974). Les études radiométriques faites sur ces autres granites ont fourni un âge moyen de 300 MA par la méthode Rb/Sr et Pb total. Les résultats concernant le granite du Pelvoux (dit aussi Haut Dauphiné), par exemple, sont les suivants (P. Le Fort, 1973) :

TABLEAU I

Roche	Méthode	Minéral	Age	Auteur
Granite de Combeynot	Rb/Sr	chlorite	275	Barbieri, 1970
Granite de Combeynot	Rb/Sr	felds.potas.	275	Barbieri, 1970
Granite de Combeynot	Rb/Sr	roche totale	275	Barbieri, 1970
Granite du Rochail	Rb/Sr	biotite	327+16	Bonhomme et al., 1963
Granite du Clapier	Rb/Sr	biotite	319+19	Bonhomme et al., 1963
Granite d'Orgières	Rb/Sr	roche totale	300	Sonet, 1970, inédit
Granite des Etages	Rb/Sr	roche totale	300	Sonet, 1970, inédit
Granite de Turbat	Rb/Sr	roche totale	300	Sonet, 1970, inédit
Granite de Combeynot	Pb total	Zn	210	Chessex et al. 1964
Granite de Combeynot	Pb total	Zn	310+14	Barbieri, 1970
Granite de Sili (Sialouze)	Pb total	Zn	320+16	Barbieri, 1970
Granite de Lauvitel	Pb total	Zn	308	Chessex et al., 1964
Granite de Claphouse	Pb total	Zn	350+13	Barbieri, 1970

II.4.3. MODE DE MISE EN PLACE DU GRANITE

Comme l'indique la nature des contacts du granite du Rocheray avec ses encaissants, on est en présence du résultat d'une granitisation syntectonique diffuse (migmatization, etc.) contemporaine d'une phase importante de l'orogénèse hercynienne. P. Le Fort (1973) pense que ce type de granites des massifs cristallins est le résultat de la reprise, dans une évolution palyngénétique différentielle, de granites antérieurs appartenant soit au même cycle, soit à un cycle plus ancien, et qu'il existe une certaine symétrie dans leur distribution donnant "l'impression générale d'une succession de grabens et de horsts dont les limites sont soulignées et oblitérées par des granites qui font tâche d'huile. Cette tectonique en horsts et grabens, antérieure aux granites hercyniens, mais qui leur a servi de guide, serait donc typiquement hercynienne.* Elle correspondrait au tronçonnement d'un socle en blocs sensiblement parallèles, socle dont la présence joue un rôle primordial tant dans l'acquisition des structures que dans l'ensemble des phénomènes orogéniques".

* On y entend comme hercynienne précoce.

II.5. LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE

Les roches sédimentaires du Rocheray appartiennent à la zone dauphinoise orientale représentée par du Trias, Lias, Nummulitique, Crétacé, Tertiaire et Récent. Le Permien et le Houiller* ne sont pas présents (ou au moins ne sont pas visibles en surface), ce qui peut être le résultat soit d'un soulèvement du Rocheray pendant ces périodes, avec érosion connexe (surtout du Houiller), soit d'une absence de dépôt de ces sédiments (spécialement du Permien) pendant la période où le massif est demeuré en "horst". A hauteur de Montvernier (rive droite de l'Arc), on peut apprécier la stratigraphie plus complète du triasique du Rocheray** au travers de sept coupes (Panche I).

II.5.1. LE TRIAS

Les matériaux triasiques reposent en discordance stratigraphique sur les roches cristallophylliennes ; la mer triasique a transgressé progressivement sur le socle hercynien, demeuré à faible profondeur si on s'en rapporte à l'épaisseur réduite des sédiments.

Ces sédiments débutent avec des conglomérats et grès arkosiques d'épaisseur variable, mais faible (0,20 à 1,50 m), de couleur grisâtre, à grains de quartz fins à moyens. On trouve ces faciès sur la rive droite de l'Arc, entre Montvernier et le promontoire de l'Echaillon où ils sont parfois "coincés" entre les accidents et alors presque non reconnaissables car fortement laminés ; on les trouve également sur le plateau de Chamoissières, où les arkoses sont à grain gros à très gros, et tellement mylonitisées qu'il devient presque impossible de préciser leur contact avec les terrains cristallins.

Aux arkoses font suite 5 à 20 m de dolomies, schistes jaunâtres et calcaires dolomitiques à patine rousse (calcaires type capucin) ; ces sédiments constituent avec des cargneules l'essentiel du Trias. Des calcaires bleus à silex noirs leur succèdent (calcaires spathiques noirs) et quelques horizons dolomitiques sporadiques, puis des niveaux évaporitiques (gypse et anhydrite), d'ailleurs limités aux anciennes carrières exploitées de l'Echapour (au Sud de Nantuel).

* W. Kilian et J. Revil (1904) avaient mentionné la présence d'une bande étroite de grès houillers aux alentours du Replat.

** Dans aucun secteur du massif on ne peut trouver les séries complètes de la couverture sédimentaire.

Les derniers termes triasiques correspondent à des cargneules et à des schistes dolomitiques. Ces derniers, de couleur verte ou jaunâtre, sont cantonnés aussi au ravin de Nantuel, où ils recouvrent les calcaires spathiques noirs et les dolomites minéralisées près du contact avec les terrains cristallins.

Dans cet ensemble sédimentaire sont intercalés les produits d'un important volcanisme spilitique d'âge triasique. Les spilites sont au contact même avec les terrains cristallins (cas de Montvernier), mais aussi interstratifiées à divers niveaux du Trias. Elles correspondent, suivant les lieux, à des cinérites, des tufs, des laves et des brèches, les deux premiers termes localisés entre Montvernier et Montbrunal, les autres dans la partie centrale et sud-ouest du massif (plateau de Chamoissières, forêt et filon du Sapey). Les cinérites se présentent à l'œil nu comme des schistes verts, que le microscope montre faits de chlorite abondante, phengite et muscovite, et accessoirement de quartz, dolomite, calcite et oxydes de fer.

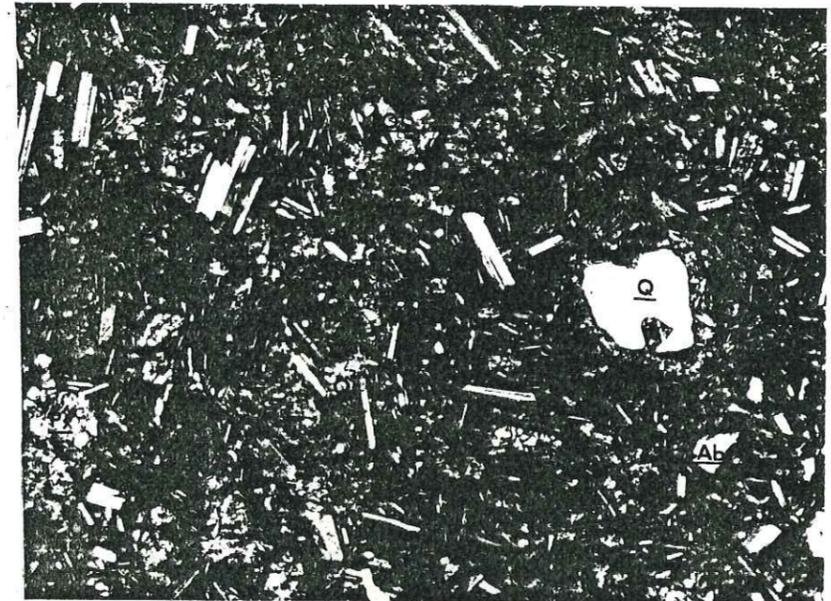
Les tufs sont constitués d'éléments pyroclastiques très fins et vitreux, inclus dans une matrice argileuse ; la présence de fragments feldspathiques, d'olivines fortement altérées et de pyrite est à souligner.

Les laves, produits principaux du volcanisme, présentent une structure porphyrique avec un fond microlitique et fluidal (voir microphotos). Les phénocristaux correspondent à d'anciennes olivines et pyroxènes totalement pseudomorphosés en chlorite et oxydes de fer. Les microlites sont de petits plagioclases de composition moyenne An₂₅. Des agglomérats de phénocristaux d'un plagioclase légèrement plus basique (An₃₀) s'observent localement. L'éventuelle présence d'albite, d'orthose et de quartz est aussi une autre caractéristique à souligner.

Les brèches sont faites de fragments hétérométriques de lave, unis par un ciment calcaire.

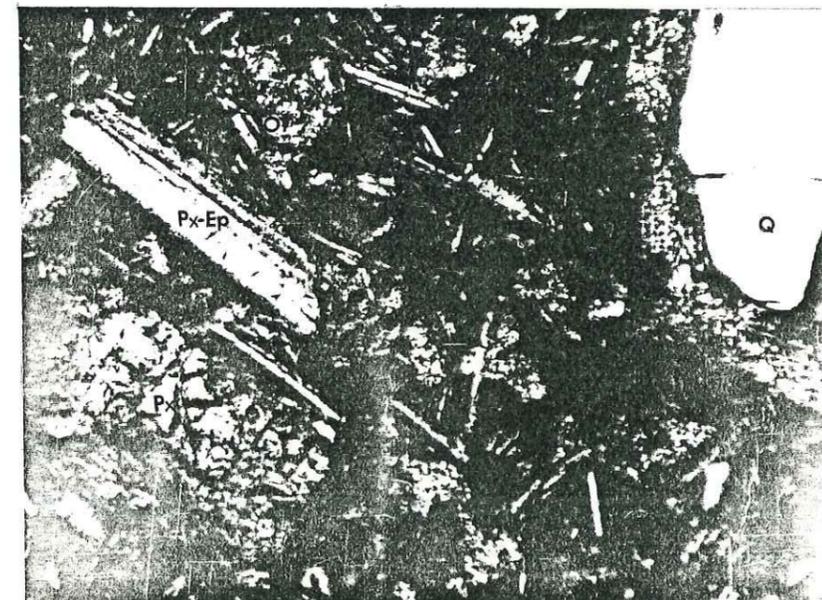
Deux analyses chimiques sur ces roches sont présentées par N. Vatin-Pérignon* (1960).

* N. Parjadis de la Rivière.



2,5 X

Microphoto 3 .- Spilite de Montvernier à plagioclase An₂₅ (en moyenne). Structure porphyrique avec un fond microlitique et fluidal. Phénocristaux des anciennes olivines et pyroxènes presque totalement transformés en chlorite, épidote et oxydes de fer (Ol-Px). Cristaux sporadiques de quartz (Q) subautomorphes corrodés par la matrice, ainsi que d'albite (Ab) et d'orthose (Or).
Grossissement : 27 fois.



20 X

Microphoto 4 .- Spilite de Montvernier. Olivines (Ol) et pyroxènes (Px) altérés ou pseudomorphisés en épidote (Px-Ep).
Grossissement : 220 fois.

Oxydes	Tuf cinéritique de Montvernier	Spilite de Loulla
SiO ₂	36,00	40,40
Al ₂ O ₃	17,25	14,20
Fe ₂ O ₃	3,80	4,55
FeO	5,00	7,05
MgO	10,85	8,15
CaO	8,70	6,90
Na ₂ O	0,80	4,20
K ₂ O	4,00	1,55
TiO ₂	1,25	0,65
P ₂ O ₅	0,55	0,30
MnO	0,40	1,25
H ₂ O+	11,15	9,40
H ₂ O-	0,20	0,65
Total	99,95	99,25

La spilite de Loulla apparaît fortement sous-saturée, sa norme la classant parmi les basanites.

En ce qui concerne la mise en place des formations spilitiques, N. Vatin-Pérignon pense que les tufs de Montvernier et les coulées de Loulla ont été émis par un seul centre éruptif, à partir duquel les épanchements s'effectuaient vers le Sud.

Cette hypothèse semble assez valable ; cependant, on doit souligner que les coulées décrites à Loulla ne sont pas exclusives de ce secteur puisque, comme on l'a décrit précédemment, elles sont également présentes à Montvernier (en plus des tufs cinéritiques et des brèches).

II.5.2. LE LIAS

A l'exception de quelques secteurs couverts d'éboulis, le Lias est partout visible autour du noyau cristallin du Rocheray, et il forme donc une auréole continue. R. Barbier (1941) considérait le Lias inférieur comme absent au Rocheray,

conséquence, selon lui, de l'émergence du massif pendant cette période, point de vue repris par N. Vatin-Pérignon (1966). Toutefois, la feuille St-Jean-de-Maurienne à 1/50.000^e (1977) fait mention à l'Echapour (bordure nord-est), au-dessus des gypses, de la présence de calcaires à *Schlotheimia gr. angulata* Schloth de l'Hettangien supérieur, et à *Psiloceras plicatulum* quenst. et *caloceras* sp. de la zone à *Planorbis* de l'Hettangien inférieur. De même, dans la partie nord du massif des Grandes Rousses, N. Bornuat (1962) signale l'existence de calcaires zoogènes avec traces d'Ammonites et nombreux petits Brachiopodes qu'il considère comme d'âge hettangien. Quoiqu'il en soit, le Lias de l'Echapour a des épaisseurs faibles, entre 50 et 60 m, et il se caractérise par l'abondance des constituants détritiques dans la matrice calcaire, au point que l'on a parfois affaire à des microbrèches localement rubéfiées.

A la bordure ouest du massif, surtout entre Ste-Marie-de-Cuines et Le Mont, la série débute par de petits bancs calcaires, épais de 5 à 20 cm et séparés par des niveaux très minces de schistes argileux. Au-dessus, des bancs de calcaires bleus, un peu pyriteux, avec Bélemnites, Lamellibranches et Encrines, se rapportent au Sinémurien-Carixien.

A la bordure sud, le Lias moyen est très réduit (entre 3 et 7 m) ou parfois absent ; néanmoins, à Loulla et à l'Echaillon, on trouve des brèches de cet âge qui comportent des fragments de granite et/ou de dolomites triasiques, unis par un ciment gréseux ou calcaire fin, bleu.

En ce qui concerne le Lias supérieur (Domérien-Toarcien), il est représenté par des schistes brun foncé, voire noirs, teintés par de la limonite, d'habitus ardoisier et contenant parfois des nodules calcaires. Ces schistes sont largement distribués autour du massif, spécialement à l'Ouest et au Nord-Est (Jarrier, Echapour). Ce sont eux qui constituent l'essentiel des abondants passages schisteux coincés dans les fractures du granite et que les sondages ont traversés comme on le verra plus loin.

II.5.3. LE DOGGER ET L'OXFORDIEN

Au Nord-Est du massif, près de Montpascal, il existe une petite série de calcaires gréseux, quelque peu microbréchoïdes, alternant avec, puis surmontés par des schistes noirs, eux-mêmes recouverts par le Nummulitique transgressif de

Montvernier. Les calcaires gréseux et les marnes sont attribués (sans certitude) au Dogger et à l'Oxfordien respectivement (carte S-(Jean-de-Maurienne à 1/50.000^e).

II.5.4. LE NUMMULITIQUE

Les terrains de cet âge affleurent largement sur la rive droite de l'Arc, vers la falaise que domine le replat de Montvernier-Le Châtel. Il s'agit principalement de calcaires gris à patine claire, bleutée, en gros bancs ou en dalles, riches en petites nummulites. Ces calcaires alternent avec des calcschistes en plaquettes et des schistes argileux très foncés. A la base de la série, ces calcaires sont très gréseux, ou même sont remplacés par de vrais grès en bancs puissants, particulièrement compacts à l'Echaillon où il s'agit de vraies quartzites ; aucun conglomérat de base n'est visible, mais le contact inférieur observé est tectonique. Sur la rive gauche de l'Arc, Le Rocheray ne présente aucun affleurement de Nummulitique. Ceci pourrait s'interpréter comme le résultat du soulèvement et de l'émersion complète du massif cristallin pendant cette période, entraînant une lacune de sédimentation.

II.5.5. LE QUATERNAIRE

Le replat de Montvernier-Le Châtel (environ 800 m d'altitude) paraît marquer un stade tardif du retrait du glacier de l'Arc^{*}. Les formations supportant ce replat, attribuées au Würmien (fin du Pleistocène), sont des alluvions fluvioglaciales. On en connaît d'analogues au promontoire de l'Echaillon (bordure sud-est du massif).

Les éboulis du Rocheray sont abondants et assez puissants, et couvrent une surface considérable du massif. Les grandes falaises à l'Est et à l'Ouest ont facilité leur développement ainsi que celui des cônes de déjection torrentiels. Dans la vallée de l'Arc, ces derniers se mêlent très souvent aux alluvions anciennes et récentes ; à Montvernier, ils restent suspendus, mais s'imbriquent avec les formations fluvioglaciales du Würmien.

* Les autres plateaux glaciaires des massifs cristallins externes se situent entre 1500 et 1800 m d'altitude, tels : St-Jean-d'Arves, Les Abiez, Le Corbier, La Toussière, Albane (d'après la notice explicative de la carte Saint-Jean-de-Maurienne à 1/50.000^e).

II.6. SYNTHÈSE STRUCTURALE

Comme nous l'avons déjà dit, Le Rocheray est un massif cristallin externe* (voir Fig. 4), constitué d'une série cristallophyllienne parfois granitisée (micaschistes, gneiss et amphibolites), d'âge inconnu (vraisemblablement cambrien et/ou précambrien) (tableau ci-dessous) et d'un granite syntectonique, broyé, écrasé, d'âge probable carbonifère (Tabl. I); c'est ce granite, mis en place durant l'orogénèse hercynienne, qui serait responsable des structures migmatitiques de l'encaissant métamorphique par une action de contamination.

Tableau n° I A

	Roche	Age (MA)	Méthode	Auteur
Cambrien	Gneiss migmatitique des Bans	517±18	Pb total	Barbieri, 1970
	Migmatite de Béassac	530±19	Pb total	Barbieri, 1970
	Granite d'anatexie	550±22	Pb total	Barbieri, 1970
	Micaschiste de St-Christophe	511±10	Pb total	Vivier, 1971, inédit
	Micaschiste de Champoléon	518±9	Pb total	Vivier, 1971, inédit
	Gneiss ocellaire du Plan-du-Lac	565±10	Pb total	Vivier, 1971, inédit
	Gneiss à cordiérite du Rif-du-Sap	630	Pb total	Krummenacher et al., 1965
	Micaschiste de la Lavey (encaissant le granite de Bourg)	732±13	Pb total	Vivier, 1971, inédit
	Micaschiste de la Lavey (encaissant le granite d'Orgières)	844±15	Pb total	Vivier, 1971, inédit

La figure n° 1 nous montre l'isolement de ce petit massif par rapport aux grands massifs voisins, ainsi que sa position structurale dans l'ensemble des Alpes franco-italiennes (Fig.2-5). Apparemment, Le Rocheray appartient à la zone dauphinoise orientale, et se présente comme le prolongement nord-est du massif des Grandes Rousses. Néanmoins, la feuille St-Jean-de-Maurienne à 1/50.000e fait apparaître que la couverture sédimentaire de ce dernier s'oriente clairement vers la vallée du Glandon en direction de Saint-Avre, "épargnant" donc le Rocheray, si l'on peut dire. Cela signifierait que ce dernier serait dans une position structurale plus interne que les Grandes Rousses, et en alignement avec le Mont Blanc vers le Nord, et le Pelvoux vers le Sud. C'est précisément avec le premier qu'il

* Massif cristallin externe, parce que extérieur au domaine géosynclinal alpin proprement dit (J. Debelmas, 1974).

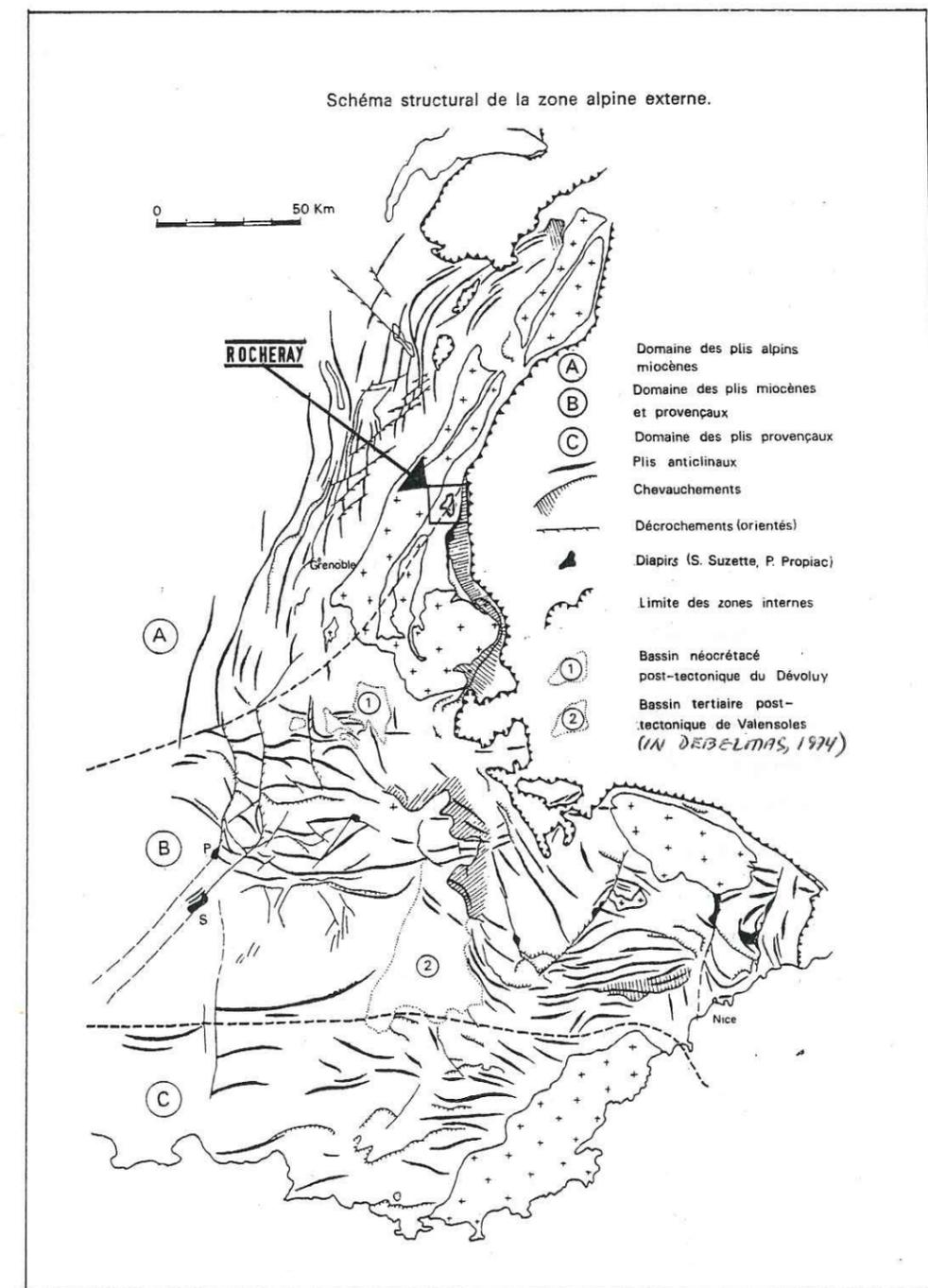


FIG. 5

présente une communauté de style tectonique comme le remarque N. Vatin-Pérignon (1966), pour qui "Le Rocheray est caractérisé aussi par un déversement généralisé des structures vers le Nord-Ouest, souligné par des plans de fractures affectant l'ensemble du massif"... R. Barbier (1944, 1946) avait envisagé déjà l'appartenance du Rocheray à la zone du Pelvoux. Son rattachement à la "série satinée interne" (C. Bordet, 1957), avec les massifs des Grandes Rousses et Belledonne, est donc pour le moins incertain. En ce qui concerne la tectonique ancienne, dès le moment où la stratigraphie des terrains cristallophylliens ne peut être établie avec certitude, il est difficile de la reconnaître. Néanmoins, selon J. Debelmas (1974), quelques informations sont fournies par certaines directions anciennes, telles celles des limites des grands ensembles métamorphiques et des axes des grands plis anticlinaux granitisés par les premières phases qui sont plus ou moins parallèles à l'alignement actuel des massifs cristallins externes ; aussi peut-on penser que l'émergence de ces massifs à la fin de l'orogénèse alpine s'est faite approximativement suivant les anciennes directions hercyniennes.

Cette tectonique ancienne se manifeste dans le massif du Rocheray par une série d'accidents limitant des gradins progressivement surélevés de l'Est vers l'Ouest. L'orientation de ces accidents, prédominante NE-SW au Sud, devient progressivement NNE-SSW (N 20°E) au Nord, tandis que leur pendage (N 40°E) varie également entre 50 et 80° E ; cela correspond à un déversement moins accentué vers la bordure nord-ouest (entre 50 et 80°E) qui peut s'interpréter comme une conséquence de la proximité du môle que représente le massif de Belledonne. Ce redressement net et progressif des structures confère au Rocheray une architecture isoclinale typique, toutes les formations plongeant vers le Sud-Est ; cela le rattache évidemment aux grands massifs voisins dont les styles isoclinaux ont été attribués par P. et C. Bordet (1953, 1954) à une importante phase tectonique hercynienne (Westphalien supérieur ?). Les structures spécialement remarquables sont, entre autres : au Nord, la schistosité des gneiss et des micaschistes de Grand Combe et Les Champagnes ; au Nord-Est, l'écaillage des faciès gneissico-migmatitiques de l'Echapour et les mylonites du Pont de la Madeleine ; à la bordure sud, les écaillures des Bains de l'Echaillon qui redoublent plusieurs fois les terrains cristallins et leur couverture de Trias et de Lias. Cependant, la marque la plus manifeste se situe dans la masse granitique même du Rocheray : il s'agit de l'acci-

dent du Sapey qui la traverse en totalité et est visualisé par des lanières pincées d'assises volcano-sédimentaires du Trias et du Lias (spilites, schistes noirs, calcaires à patine rousse, etc.) ; c'est cet accident qui renferme aussi le principal filon fluoré du Rocheray, et c'est dans ce même secteur que se trouvent les autres accidents parallèles qui contrôlent les minéralisations filoniennes de Bois Feuillet, La Froidière et Le Rocheray s.s., étudiées dans les pages qui suivent.

Plus à l'Ouest, un autre accident hercynien, celui du plateau des Chamoisières, présente des caractéristiques similaires à celui du Sapey (mais sans minéralisation visible), dont des brèches cristallines et des formations volcano-sédimentaires du Trias, coincées et intimement mêlées.

L'habitus particulier des lambeaux volcano-sédimentaires coincés dans la masse granitique au long des accidents anciens, ainsi que les traversées de la couverture sédimentaire par les filons minéralisés, doivent s'interpréter évidemment comme autant de résultats des rejeux des accidents hercyniens pendant les déformations alpines, suivant l'orientation dominante NE-SW. A ce propos, N. Vatin-Pérignon (1966) écrit qu'"il est possible que les fractures du socle hercynien n'aient pas limité leur activité aux phases orogéniques paroxysmales. Ce sont probablement elles qui, à diverses époques, par leurs rejeux successifs d'amplitudes diverses exprimant certains mouvements du socle, ont conditionné la sédimentation sur le massif et sont, par exemple, à l'origine de son émergence au Lias inférieur"... plus vraisemblablement à partir de la fin du Lias inférieur, pour tenir compte de la présence de sédiments de l'Hettangien dans Le Rocheray, comme on l'a vu précédemment.

Une trace très nette des directions alpines proprement dites dans la morphologie du Rocheray correspond à l'accident NW-SE de la bordure sud-est du granite qui est franchement oblique sur les accidents hercyniens et met en contact les amphibolites du Pont d'Hermillon et le granite. Cette orientation NW-SE est celle aussi d'une grande partie de la vallée de l'Arc (entre l'Hermillon et Pont de la Madeleine), et de quelques petits accidents au Nord-Est de Saint-Jean-de-Maurienne et au Sud du plateau des Chamoisières, où en plus il existe (à une échelle plus réduite) quelques filons de quartz stérile de direction N 150°E en moyenne. Une autre direction alpine correspond aux zones de fracturation et d'écrasement du pro-

montoire de l'Echaillon (bordure sud-est) où les sédiments du Trias et du Lias sont coincés dans le socle granitique, en présentant une sorte d'accordance tectonique d'orientation NNW-SSE.

Enfin, il existe des accidents d'orientations prédominantes N-S, E-W et ENE-WSW ; mais ils sont en général assez locaux, la plupart récents et peu importants du point de vue tectonique car ils affectent plutôt la couverture sédimentaire et ils se perdent rapidement vers le socle. Néanmoins, il faut souligner qu'ils contrôlent les minéralisations de Nantuel (bordure nord-est) et d'Hermillon (Sud-Est). En effet, dans le ravin de Nantuel, ce sont des fractures d'orientation ENE-WSW, parallèles et "en touches de piano", à la bordure du socle gneissique migmatisé, ou plus exactement deux d'entre elles (N 80°E), séparées de 200 m, qui limitent le gisement. La direction N est moins importante et très locale à Nantuel, les accidents qui la présentent étant secondaires et peu minéralisés. Par contre, à l'Hermillon, les deux accidents principaux sont à peu près méridiens, et contrôlent la minéralisation de cet indice. Quoi qu'il en soit, on peut déjà imaginer l'amplitude et l'intensité de la tectonique alpine à Rocheray, bien que les directions des accidents qui s'y rapportent soient calquées sur des directions hercyniennes. Cependant, J. Debelmas (1974) pense "que les massifs cristallins externes ne commencent guère à jouer un rôle dans l'histoire alpine qu'à la fin du Crétacé et au début du Tertiaire où les premiers mouvements en font émerger des portions plus ou moins vastes qui vont être soumises à l'érosion". Et en ce qui concerne le paroxysme tardi-alpin, le même auteur en détaille la chronologie de la manière suivante :

- 1) Soulèvement progressif et irrégulier qui se manifeste à partir du Miocène, en individualisant des zones surélevées (des horsts) et sous-élevées (des grabens).
- 2) Contraction énergique à la fin du Miocène (et peut-être du Pliocène), qui en plusieurs étapes donnerait au socle ancien l'architecture actuelle.
- 3) Finalement, et presque simultanément à cette contraction, soulèvement de l'axe ancien qui atteindrait alors son altitude actuelle.

On peut se demander si ce n'est pas à l'époque de ce paroxysme tardi-alpin que correspondent précisément au coincement et au écrasement des lambeaux volcano-sédimentaires, et même peut-être la mise en place des minéralisations du Rocheray.

III. LES MINÉRALISATIONS DU ROCHERAY

III.1. CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES

La partie périphérique du massif du Rocheray comporte des minéralisations fluorées et sulfurées (BPGC) sous un habitus essentiellement filonien, et partiellement en horizons concordants dans les calcaires triasiques (Montvernier et Nantuel). Les minéralisations les plus importantes se localisent à la bordure méridionale, en remplissage des fractures du granite qui comportent des filons bien individualisés sub-verticaux, d'orientation NE-SW, presque parallèles entre eux (Fig. 3). La puissance de ces filons varie entre 0,80 et 15 m. A l'exception de celui de Nantuel où prédominent les sulfures BPGC, ils sont essentiellement quartzo-fluorés*. Accessoirement, on peut trouver covelline, cuivre gris, bornite, chalcosine, azurite et, comme gangue, quartz, barytine et calcite. Le tableau 2 présente le contenu de ces minéralisations.

III.2. HISTORIQUE DES TRAVAUX MINIERS ET DE PROSPECTION

Les minéralisations du Rocheray sont connues depuis déjà fort longtemps. C'est le cas de celles de Nantuel par exemple (bordure nord), où les premiers travaux miniers remontent à l'époque sarrazine du Xème siècle (d'après J. Méloux, 1975). Des travaux postérieurs ont été vraisemblablement poursuivis bien avant la Révolution française. De 1813 jusqu'au rattachement de la Savoie à la France en 1860 fonctionnait déjà une fonderie à Conflans (alentours d'Albertville) pour traiter les minéraux de plomb de toute la région (A. Chermette, 1960). Entre 1827 et 1847, l'Etat sarde exploite les filons de Bois Feuillet et du Rocheray s.s. (appelé aussi "Tannière de l'Ours"), et, d'après les vestiges laissés, ces exploitations ont dû être très poussées. Entre 1860 et 1864, un particulier, M. Pocard fait, au filon de Rocheray s.s., 14 m de galeries et en extrait une vingtaine de tonnes de plomb (J. Méloux, 1975). Postérieurement, il n'y a que des petits travaux, et on doit attendre le début de ce siècle pour leur reprise dans ce massif.

En 1900 se constitue la Société des Mines du Rocheray, avec des concessions

* à dominante fluorée à Bois Feuillet.

LES MINÉRALISATIONS DU ROCHERAY

Nom	Habitus	Direction (filons)	Minéralisations	Puissance filon s.s.	Zone filonienne	Extension horizontale
Montvernier	filonien horizons miner.	N 80°E	Quartz, fluorine, sulfures calcite, barytine, BPGC	1,20 - 1,70 m	12 - 15 m	300 m
Sapey	filonien	N 42°E	idem	1,50 - 12,00 m	-	950 m
Bois Feuillet	filonien	N 45°E	Fluorine, quartz, calcite, sulfures, BPGC, barytine	2,00 m (moyen)	-	309 m
Nantuel	filonien, horizons, imprégnations	N 80°E	Blende, galène, fluorine, quartz, calcite	3,00 m (moyen)	10 m	80 m
Rocheray s.s.	filonien	N 46°E	Quartz, fluorine, sulfures calcite	0,85 - 3 m	-	100 m
La Froidière	filonien	N 42°E	idem	1,50 m (moyen)	-	300 m
Le Replat	indice	N 20°E	idem	-	-	-
Hermillon	filonien (2)	N 35°E N 65°E	idem	0,70 - 2 m 3 m (moyenne)	-	100 m 10 m

sur les communes de St-Jean-de-Maurienne, Hermillon, Pontmafrey et Jarrier, c'est à dire sur toute la moitié sud du massif. Cette société exploitait encore Pb et Zn à la veille de la 2ème guerre mondiale, après laquelle ont été pratiquement abandonnés tous les travaux sur la concession, jusqu'aux études du B.R.G.M. en 1961. En ce qui concerne le filon de Nantuel, les travaux modernes ont commencé en 1911, avec la concession de M. Gojon (encore en vigueur). Jusqu'à 1943 ont été réalisés 1186 m de galeries et 37 m de sondages, avec toujours pour objectifs exclusifs la galène et la blende.

En 1960, le B.R.G.M. charge C. Caret de faire un inventaire des ressources minières de la Savoie. Ce géologue remarque l'importance des minéralisations du Rocheray, et leur évaluation systématique est alors commencée, en prenant en compte non seulement les sulfures comme auparavant, mais aussi la fluorine et la barytine reconnues dans la paragenèse*. A. Chermette publie, en 1963, un premier rapport, qui comporte une description générale des filons méridionaux, et, à partir d'un certain nombre d'analyses effectuées sur rainurages et 40 m de sondages percutants, une évaluation provisoire des réserves des filons de Bois Feuillet et du Sapey ; il y recommande de continuer les recherches par des travaux miniers (galeries + sondages). Entre 1966 et 1971, un syndicat constitué entre le B.R.G.M. et Péchiney-St-Gobain rend possible la réalisation d'un important programme de travaux de prospection au Rocheray, comportant :

Filon	nb sondages profonds	sondages percutants	galeries puits et/ou tracages
Sapey	(6) 1251,30 m	76,50 m	400 m
Bois Feuillet	(2) 298,00 m	95,50 m	
Nantuel	(8) 328,15 m		
Montvernier	(8) 506,22 m		
Total	(24) 2.383,67 m	172,00 m	400 m

Divers rapports techniques sur les résultats et/ou interprétations de ces travaux ont été faits par l'ancienne Division Minière du Sud-Est (B.R.G.M. Grenoble), sous la direction de MM. J. Méloux, R. Jacqueson et P.A. Poulain (voir Bibliographie). J. Méloux (1968), à propos des filons de Bois Feuillet, du

* A. Lacroix (193) avait déjà signalé ces minéraux dans sa "Minéralogie de la France".

Sapey et du Rocheray s.s., émet l'hypothèse de l'existence d'une zonalité verticale dans ces filons, exprimée par une augmentation de la teneur en fluorine en profondeur, et inversement, l'abaissement de celle de la barytine. On verra par la suite que cette zonalité est très relative. Le même auteur (1975), dans un Rapport final, fait une remarquable synthèse des résultats des différents travaux de prospection effectués par le B.R.G.M. dans les Alpes, et particulièrement au Rocheray. En 1977 enfin, paraît la feuille St-Jean-de-Maurienne à 1/50.000e, dont la notice explicative contient une description succincte des gîtes du Rocheray (pp. 34-35).

Pour conclure, on doit souligner que l'aspect métallogénique proprement dit de ces minéralisations n'a pas encore été abordé. Celui-ci sera l'objet principal de ce travail.

III.3. LE FILON ET LES HORIZONS DE MONTVERNIER

III.3.1. NATURE DES MINERALISATIONS

Le gisement de Montvernier se situe dans la partie centrale du massif, rive droite de l'Arc (Fig. 6). Il présente deux habitus distincts : le filon proprement dit, et les horizons minéralisés concordants avec la stratification triasique (voir photos).

Le filon de Montvernier - Il occupe une fracture de la migmatite granitoïde, de direction N 80°E, sub-verticale ou présentant un certain pendage vers le Sud; bien individualisé, il est clairement visible en falaise ou au sommet de celle-ci, où il met en contact le Trias avec le socle migmatisé. Sur le plateau de Montvernier, il est encore visible sur 200 m environ entre les cotes 850 et 950. Sa puissance est à peu près uniforme, ne variant qu'entre 1,20 et 1,70 m (même si la zone minéralisée adjacente au filon peut atteindre 12 ou 15 m). Son remplissage est constitué presque exclusivement par l'association quartz + fluorine, avec très accessoirement des sulfures BPGC, des carbonates (malachite, azurite, calcite) et de la barytine. Ses épontes ne sont pas bien définies, car l'encaissant est imprégné ou traversé par d'abondantes veinules de quartz, d'un peu de fluorine et de quelques rares mouches de sulfures. On verra, d'après les sondages, les teneurs et la géométrie exacte du filon.

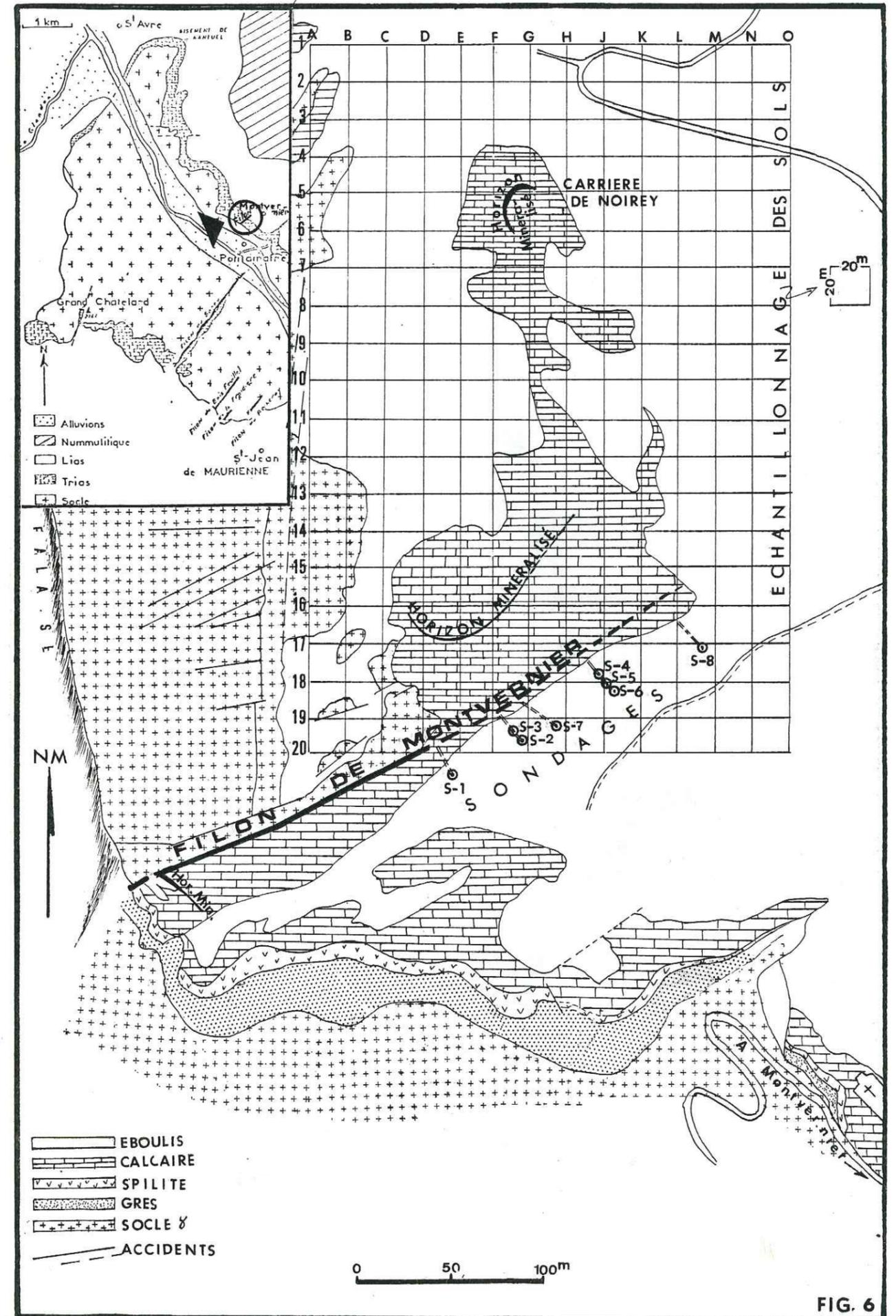


FIG. 6

AOA

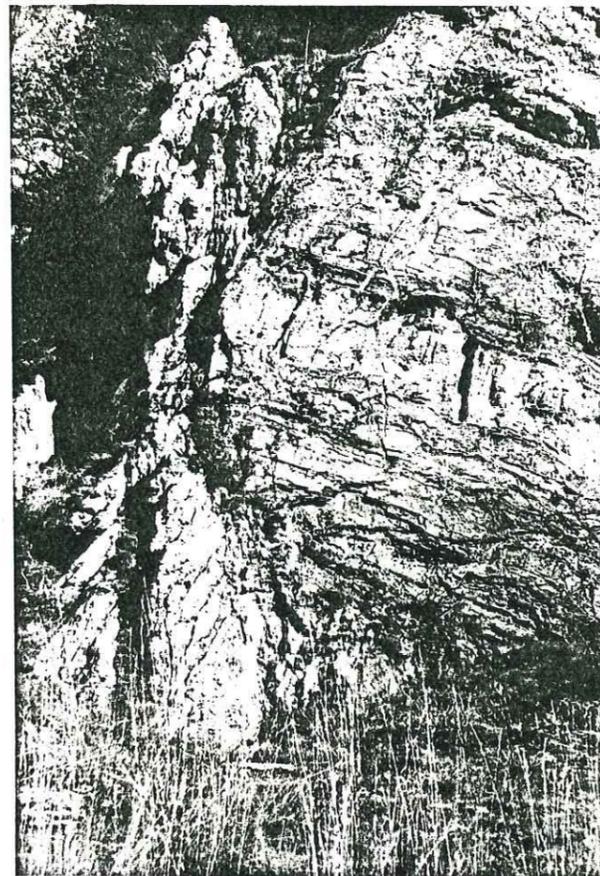


Photo 1 .- Filon et horizon de Montvernier (Falaise).

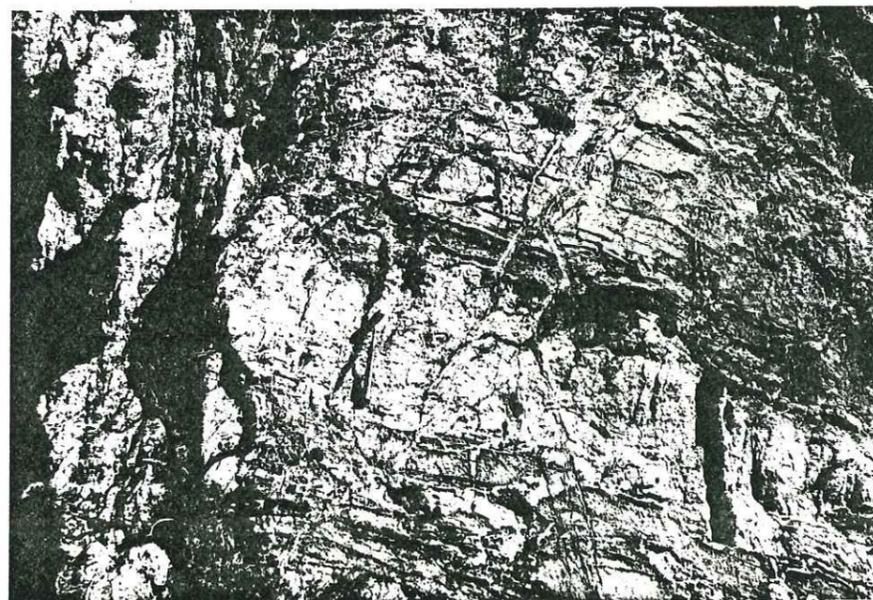


Photo 2 .- Idem photo précédente. On observe la traversée d'abondantes veinules de quartz.

Les horizons minéralisés - Comme nous venons de le dire, ils sont contenus en concordance dans les calcaires dolomitiques du Trias. La couverture quaternaire ne permet pas de les suivre ; néanmoins, on a pu compter sur une verticale jusqu'à quatre horizons, dont seulement deux* méritent l'attention par leur puissance. L'un, au sommet même de la falaise, se détache apparemment du filon de Montvernier (photo, p46) ; on ne peut cependant être sûr, à première vue, qu'il prend naissance à partir de celui-ci ou au contraire qu'il lui est antérieur et a été coupé et déplacé par lui, l'autre "branche" étant aujourd'hui totalement couverte par les éboulis et la forêt ; on doit remarquer aussi que cet horizon semble s'amincir en s'éloignant du filon, mais cela n'est qu'apparent : un examen minutieux fait apparaître que sa puissance reste en fait à peu près uniforme (0,90 - 1,20 m) au long des 31 m d'affleurement, et que son apparent amincissement est dû en réalité aux légères ondulations ou déformations de l'encaissant calcaire. Deux rainurages faits sur cet horizon ont donné les teneurs suivantes :

Composants	Rainure A (à 3 m du filon)	Rainure B (à 15 m du filon)
SO ₄ Ba (barytine)	4,60 %	75,50 %
F ₂ Ca (fluorine)	31,10 %	2,55 %
SiO ₂ (quartz)	47,40 %	12,90 %
Zn+Pb (gal. + Bl.)	0,55 %	0,60 %

Analyses B.R.G.M.

On remarque au premier coup d'oeil la brutale charge en barytine (4,60 % à 75,50 % !), et inversement la diminution des teneurs en fluorine et quartz quand on s'éloigne du filon. A ce propos, on peut se poser quelques questions : s'agit-il d'une simple zonation horizontale par rapport au filon lui-même ?, s'il y a liaison génétique avec lui ? ou, s'il n'y a pas liaison des minéralisations filonienne et stratiforme, quel facteur peut être responsable de cette

* Les autres sont assez minces (0,10 - 0,15 m) et constitués essentiellement de quartz, en se localisant aussi aux alentours de la carrière de Noirey.

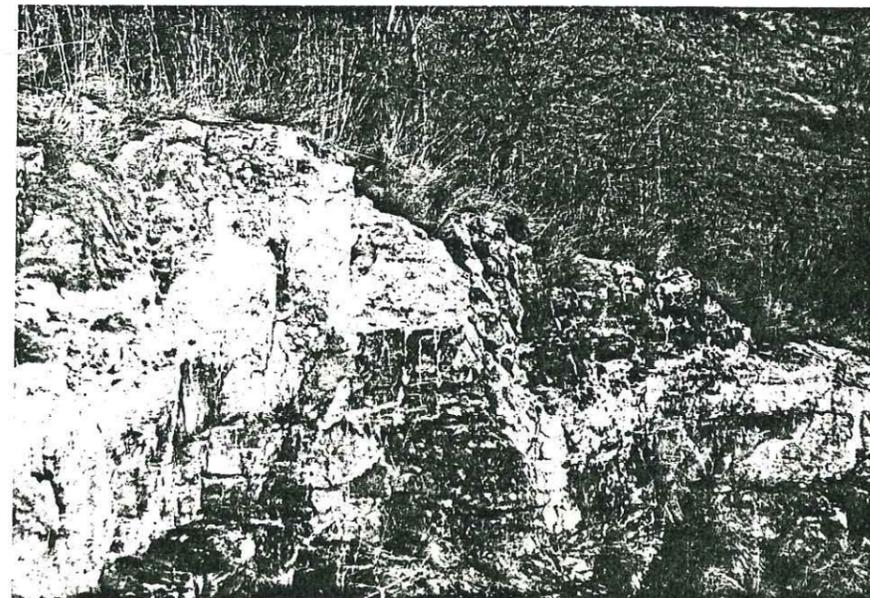


Photo 3 .- Horizon minéralisé de Montvernier (carrière de Noirey)



Photo 4 .- Idem photo précédente. On observe des failles récentes dans la couverture triasiques.

composition barytique absolument prédominante ? Une deuxième hypothèse, intermédiaire, pourrait être que l'intumescence thermique provoquée par des venues hydrothermales a pu contrôler la précipitation du baryum lessivé soit des calcaires, soit des schistes, et le secteur de l'horizon au contact avec le filon ne serait alors qu'une simple contamination fluorée de celui-là.

Le second horizon minéralisé est localisé à une soixantaine de mètres au Nord du filon, et il se continue au delà vers la carrière de Noirey, sur une longueur d'environ 280 m, mais avec des hiatus (Fig. 6 et photos). Sa puissance moyenne est comprise entre 0,50 et 0,90 m. Sa composition est plutôt siliceuse, mais il contient aussi un certain pourcentage de fluorine, et un peu de minerais. Trois analyses ont été faites :

Composants	Rainure C	Rainure D	Rainure E
SO ₄ Ba (barytine)	0,14 %	0,14 %	0,09 %
F ₂ Ca (fluorine)	17,00 %	29,60 %	10,25 %
SiO ₂ (quartz)	67,00 %	63,95 %	76,45 %
Pb+Zn (gal.+Bl.)	2,48 %	0,44 %	0,37 %
Ag	70 g/T	-	

Analyses B.R.G.M.

Contrairement à ce qu'il en est dans l'horizon premier, la barytine est ici presque absente, tandis que la silice prédomine (70 % en moyenne) et que la teneur en fluorine est peu importante ; on n'observe pas les brusques différences antérieures, sauf en ce qui concerne Ag (rainure C). D'après ces résultats, on peut s'interroger aussi sur l'éventuelle liaison génétique entre cet horizon et le précédent, ou plutôt un autre accident similaire au filon principal, mais n'affleurant pas : malheureusement, on ne dispose d'aucun indice en surface, et c'est cela précisément qui nous a conduit à faire un levé géochimique des sols résiduels pour mettre indirectement en évidence l'éventuelle existence d'un (ou de plusieurs accidents) d'après la morphologie des anomalies (voir Pl. 2). En résumé, se pose le problème suivant : doit-on considérer

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GLENCELE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 43 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

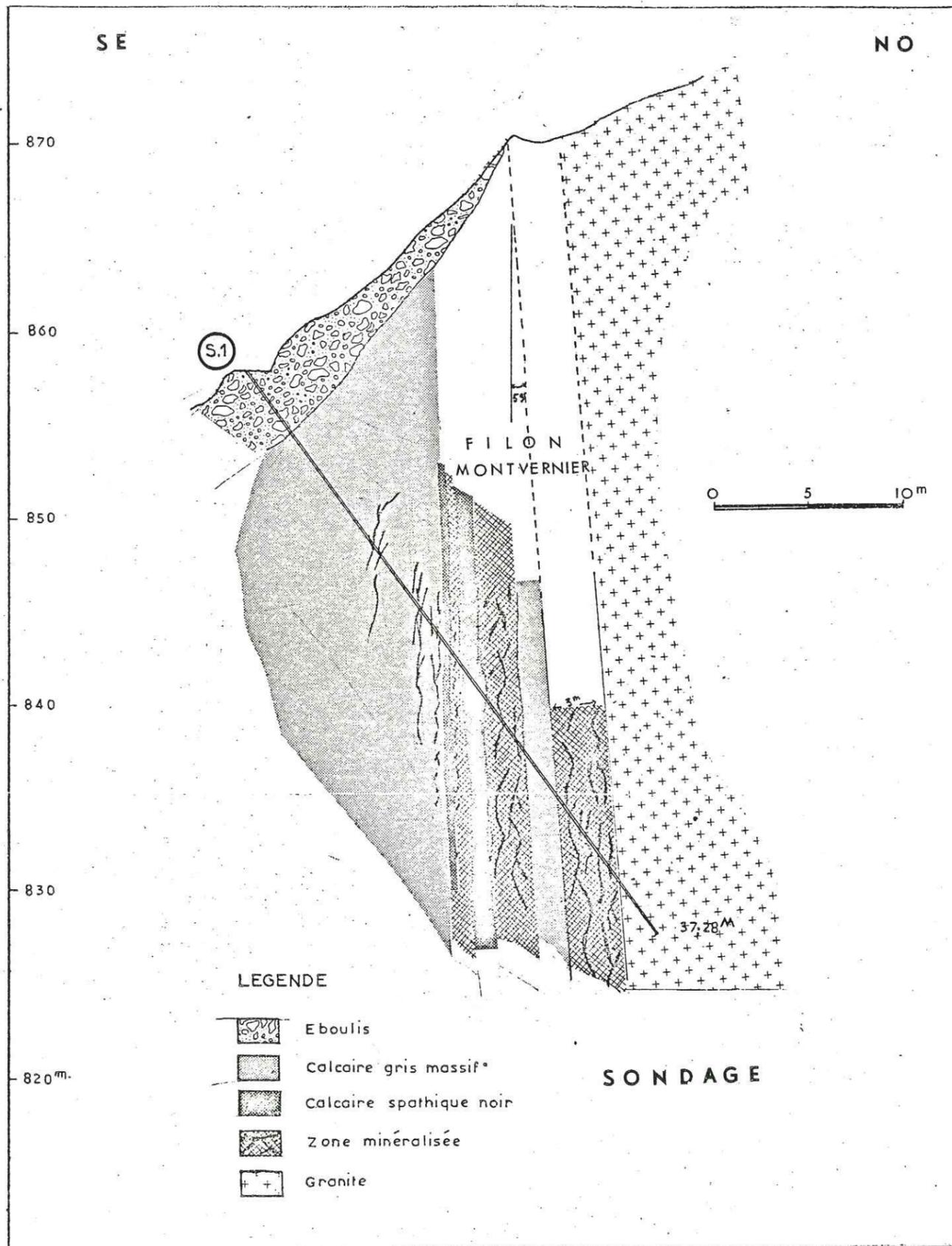


FIG. 7

les horizons minéralisés comme des minéralisations d'origine sédimentaire, ou s'agit-il de minéralisations, mais de morphologie stratiforme, d'origine hydrothermale ? Nous l'envisagerons par la suite.

III.3.2. TRAVAUX DE PROSPECTION : SONDAGES

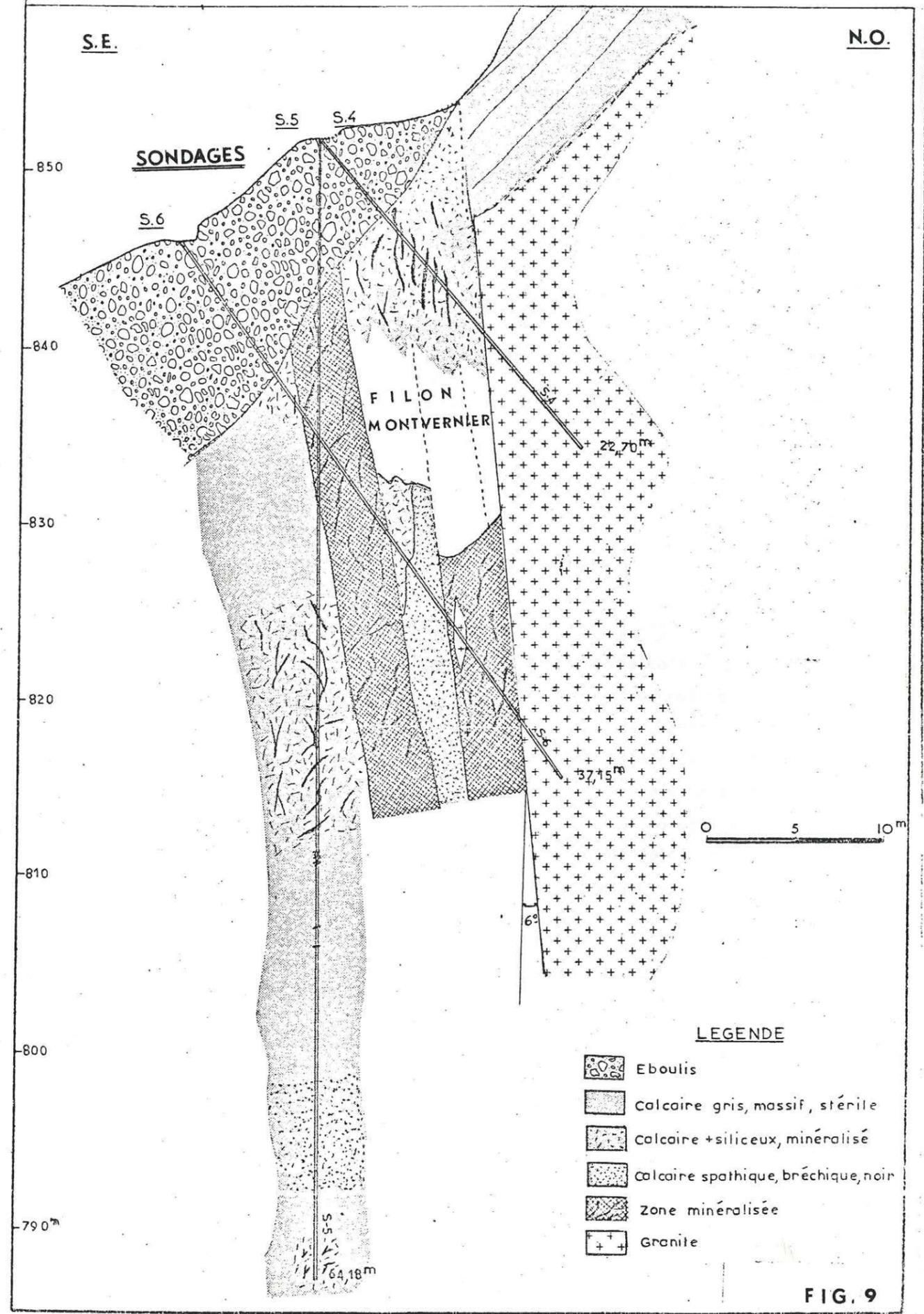
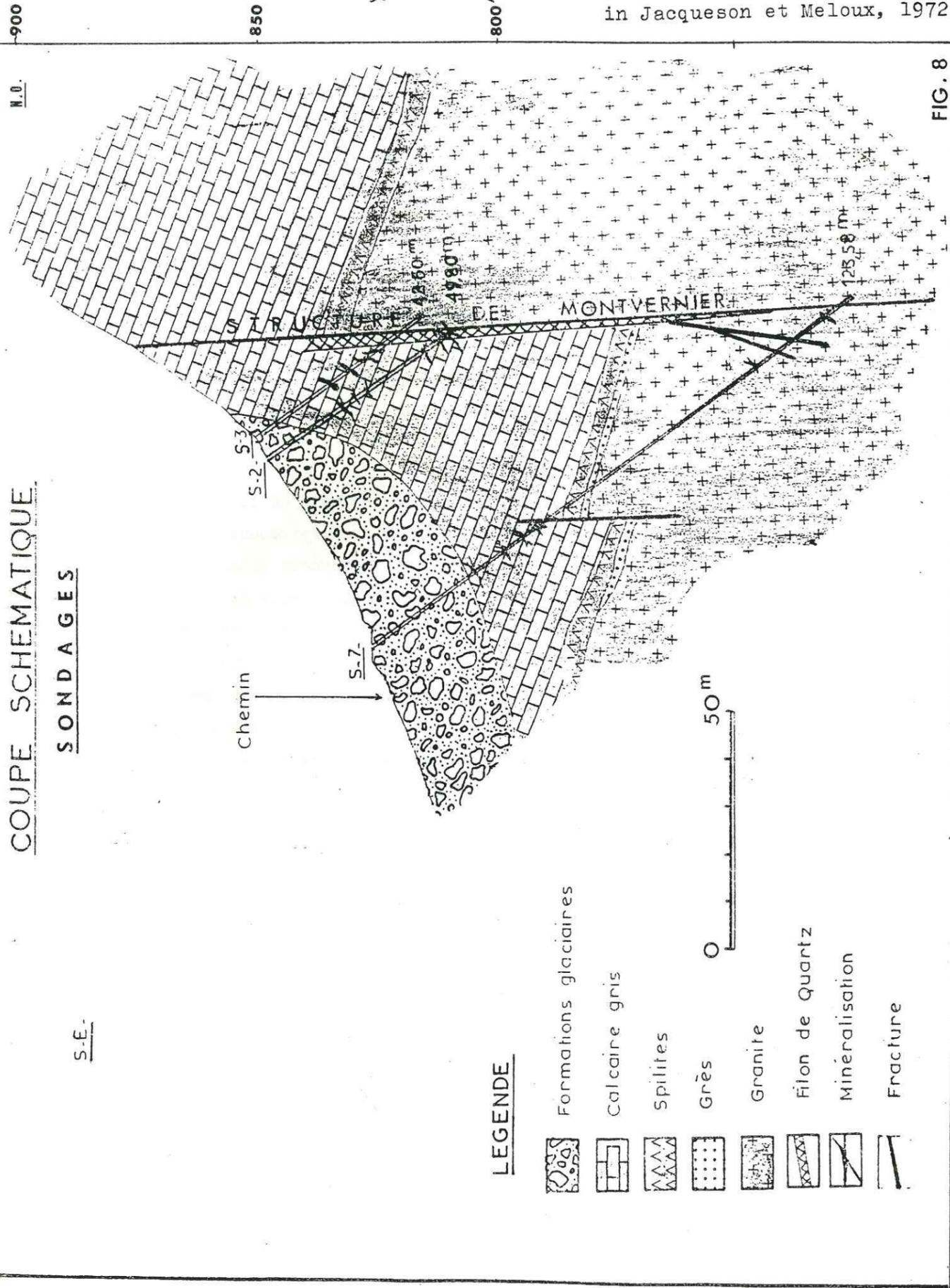
Afin de mieux connaître la structure filonienne de Montvernier : teneurs et géométrie en profondeur, le Syndicat Péchiney-st-Gobain - B.R.G.M. a effectué, entre 1969 et 1971, un programme de huit sondages profonds totalisant 505,62 m (voir coupes des sondages).

Géométrie

Les huit sondages ont éclairci certains aspects de la structure. Par exemple, il semble que le filon de Montvernier, contrairement à ce qu'on a cru au début, ait des dimensions modestes tant en profondeur qu'en allongement*. En effet, les sondages S-7 et S-8, à environ 150 m au dessous de l'affleurement, ont montré que le filon ne présente plus à ce niveau des épontes bien délimitées, mais qu'il se ramifie très rapidement en profondeur, en diminuant progressivement de puissance ; toutefois, les 200 m de longueur affleurante augmentent à ce niveau de 100 m (vers 800 m d'altitude), ce qui porte la longueur totale à 300 m. Les deux sondages ont mis en évidence l'encaissement déjà total du filon dans la migmatite granitoïde à moins de 150m sous la surface. Dans le S-7, entre les sites 730 et 740, le filon s'exprime dans ce contexte par trois branches essentiellement quartzieuses, de 0,93, 0,40 et 2 m de puissance ; dans le S-8, entre les cotes 720 et 725, par deux branches de 0,50 et 1,20 m, de nature aussi quartzieuse prédominante, mais avec un peu plus de fluorine, de mouches de sulfures et de barytine (que l'on croyait absente).

D'autre part, on a pu constater que, dans sa partie supérieure, le filon est bordé d'une zone où le calcaire est très diaclasé et envahi par d'abondantes veinules et filonets quartzieux (et parfois un peu fluorés) ; la largeur de cette zone peut atteindre 12 à 15 m. Ces veinules et filonets (4-12 cm) remplissent donc de petits accidents satellites, apparemment parallèles à l'accident principal, donc sécants sur la stratification.

* Cette dernière observation sera confirmée par la prospection géochimique en sols résiduels, dont on verra les résultats ensuite.



Teneurs

Les analyses sur les carottes ont donné des teneurs non négligeables soit dans le filon même, soit dans les calcaires minéralisés qui l'accompagnent, ainsi que le montrent les exemples suivants :

- Sondage 1, sur une traversée de 5,50 m (2,75 m de puissance réelle) : 14 % de Pb + Zn ;
- Sondage 5, sur une traversée de 21 m (15 m de puissance environ) : 38 % de fluorine et 2 % de Pb + Zn ;
- Sondage 6, sur deux traversées, l'une de 8,70 m a donné 36 % de fluorine et 5 % de Pb + Zn, l'autre, de 6 m, 33 % de fluorine ;
- Sondage 8, sur une traversée de 3,40 m : 48,8 % de fluorine et 1,75 % de Pb + Zn.

III.3.3. GEOCHIMIE DES SOLS RESIDUELS
A PARTIR DE LEUR TENEUR EN FLUOR

Comme on l'a déjà dit, la couverture quaternaire du plateau de Montvernier ne permet pas d'observer l'éventuelle liaison entre les horizons minéralisés (Nord du filon) et des accidents quelconques. C'est ce qui nous a conduit à choisir, pour tenter de mettre ces accidents en évidence, la méthode de prospection des sols résiduels en s'attachant à la variation de teneur de ces sols en un élément toujours associé aux minéralisations de Montvernier : le fluor de la fluorite. On pouvait espérer, à partir de la morphologie de leurs anomalies géochimiques, localiser et tracer les accidents éventuels. Les travaux ont été réalisés au cours de 1973 (A. Ochoa), avec une maille d'échantillonnage de 20 x 20 m, la surface couverte étant de 400 x 260 m et située au NE du filon (voir carte d'échantillonnage). On a prélevé 224 échantillons à 0,15 - 0,20 m environ de la surface. Le fluor (élément indicateur des anomalies) a été dosé à l'aide d'un ionomètre "Orion" à électrode spécifique F. Le principe de la méthode utilisée est décrit dans l'annexe I.

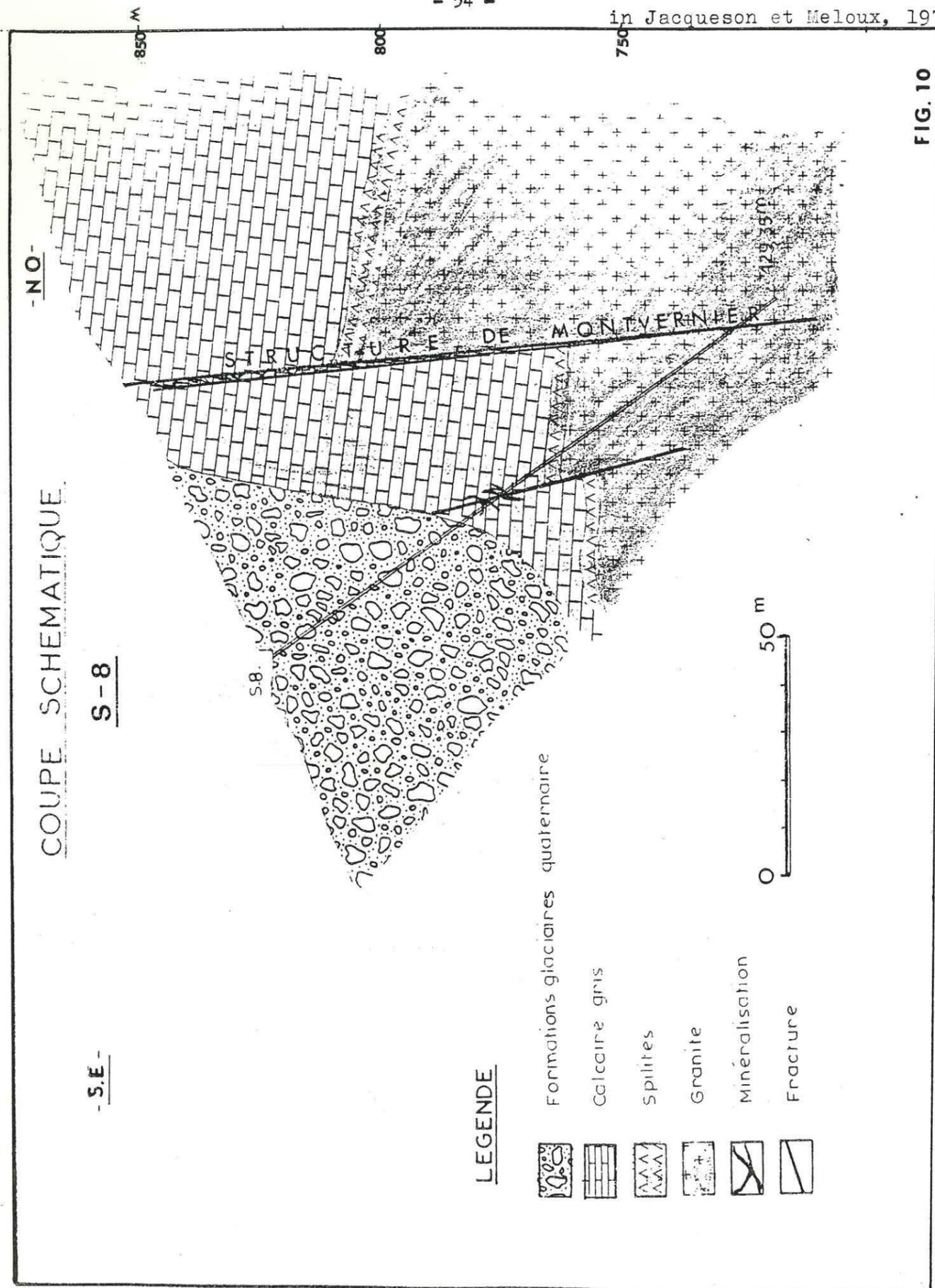
La carte d'anomalies géochimiques (Planche 2) traduit les résultats obtenus qui peuvent être considérés comme satisfaisants car ils ont permis de répondre à certaines interrogations :

Tableau n° 3
TENEURS EN FLUOR DES SOLS RESIDUELS DE MONTVERNIER
(p.p.m.) *

Ech.	A	B	C	D	E	F	G	H	J	K	L	M	N	O
1	1200	800	600	500	800	600	700	1000	-	-	-	-	-	-
2	700	-	600	800	500	600	700	700	-	-	-	-	-	-
3	1000	1000	500	700	600	600	2900	600	500	600	1700	-	-	500
4	1200	600	600	600	600	800	1800	700	600	600	600	500	600	400
5	800	800	700	600	600	900	1700	800	600	600	600	400	600	400
6	1100	400	800	600	600	700	3400	700	700	500	600	400	600	400
7	1100	800	900	700	800	700	2100	700	3700	600	600	500	400	500
8	1600	600	800	800	700	600	1300	900	700	600	400	600	500	600
9	1100	500	600	700	800	800	500	1200	600	600	500	600	500	600
10	900	600	700	600	700	500	700	700	600	600	500	500	500	600
11	1400	900	700	700	700	700	700	700	700	600	600	600	600	600
12	1000	500	700	600	700	600	1400	700	700	600	500	600	300	600
13	1300	500	600	600	900	700	800	2300	600	400	500	300	400	400
14	1100	700	1200	4400	700	1600	600	3800	2400	700	900	900	200	600
15	1000	1100	600	-	1600	1400	-	2800	900	600	300	500	200	500
16	-	800	1200	-	-	7600	6900	2400	3200	400	400	500	300	600
17	1400	1200	-	-	4200	5600	-	-	-	-	-	-	-	-
18	600	1400	2200	-	1800	4200	-	-	-	-	-	-	-	-
19	-	1000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20	800	1000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Analyses : Laboratoire de Pétrographie
Université Lyon-I
Analyste : A. Ochoa (1973)

* Par commodité, la carte géochimique des anomalies (Pl.2) (voir annexe) est donné en % de fluor.



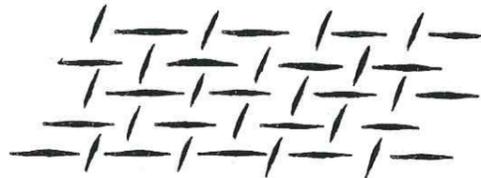
a) En ce qui concerne le filon, on a vu que les sondages S-7 et S-8 ont déjà laissé entrevoir ses dimensions limitées tant en profondeur qu'en allongement. Les anomalies confirment ces suppositions, en particulier en ce qui concerne l'allongement ; en effet, à l'exception des 100 m supplémentaires et sous-jacents, il n'apparaît aucun vestige de concentration minérale* près ou autour de la trace de ce prolongement ; autrement dit, l'allongement total du filon doit être d'un peu plus de 300 m au maximum, et avec une nette diminution progressive de sa puissance, en se ramifiant en profondeur (sondage S-8).

b) En ce qui concerne les horizons minéralisés situés au Nord du filon, il ne semble pas que l'on puisse exclure leur éventuelle liaison génétique avec un (ou des) accident(s) satellite(s) de l'accident principal, et même une combinaison avec ce dernier. En surface, le filon est proche de l'affleurement d'une partie de l'horizon minéralisé, localisé tout de suite au Nord (voir carte d'échantillonnage) ; la distance entre eux ne dépasse pas une trentaine de mètres**. Sur la carte géochimique (Planche 2), les anomalies dans ce secteur font supposer une probable prolongation (sous-jacente, bien entendu) des accidents satellites parallèles au filon, qui font affleurer les spilites pyriteuses immédiatement au Nord du filon. Certes, à l'encontre de cette hypothèse, on pourrait mettre en avant l'affleurement du même horizon minéralisé à la carrière de Noirey, à 210 m environ de la structure principale, et le fait qu'en surface il n'y a apparemment aucun autre accident qu'on pourrait supposer lié à cet horizon ; cependant, la morphologie des anomalies dans ce secteur suggère la présence d'un accident satellite sous-jacent, d'orientation méridienne, situé plus à l'Ouest, près du sommet de la falaise (voir Planche 2 et carte d'échantillonnage). Cependant, les observations de détail sur l'environnement de l'horizon de Noirey (Photo, p. 56A) suggèrent que le (ou les) éventuel(s) accident(s) satellite(s) proposé(s) ne serai(en)t pas en tout cas le(s) seul(s) à avoir nourri les horizons minéralisés ; en effet, l'existence d'un fin "réseau nourricier", bien régulier, avec deux directions orthogonales nettes, de veines/lentilles d'environ 35 cm de long \times 4 cm de large, ainsi que de profondeur variable (entre 30 et 45 cm) paraît certaine ; ces lentilles semblent contrôlées par les cisaillements suivant deux

* Au moins de fluorite évidemment, laquelle, on l'a vu, est toujours présente à Montvernier.

** Si on considère la puissance maximale de la structure principale : 15 m environ (filon + calcaires diaclasés et minéralisés).

directions exprimant les efforts de tension subis par le massif qui, à une échelle réduite, ont créé des zones de faiblesse ou de "clivage" susceptibles de servir comme zones de percolation des ces minéralisations. La composition des lentilles est aussi variable, mais le quartz est toujours fortement prédominant, la fluorine accessoire et la barytine sporadique.



"Réseau nourricier" en plan horizontal.

Importance économique

En ce qui concerne l'importance économique de Montvernier, le tonnage de fluorine, d'après les résultats des sondages, est assez modeste : 34.100 tonnes de minéral, à une teneur moyenne qui ne dépasse pas 40 %*.

III.4. LE FILON DU SAPEY

III.4.1. NATURE DES MINÉRALISATIONS

Le filon du Sapey constitue la structure minéralisée la plus spectaculaire par son volume et sa longueur. Il est localisé dans l'accident le plus important du Rocheray (visible même sur les photos de satellite). Cette grande fracture, vraisemblablement hercynienne, a une direction NE et traverse le massif sur 1500 m de longueur. Il s'agit d'une faille normale, pratiquement verticale (pendage de 87° vers le SE), qui met en contact le granite, au mur, avec les lambeaux de Trias et de Lias au toit qui ont été préservés par le rejet de la faille à la manière de "résidus" (voir Fig. 3). A la différence du filon de Montvernier, celui-ci

* 300 m long × 130 m profondeur × 3 m puissance moyenne × 3 (densité) = 34,100



Photo 5 .- Carrière de Noirey (Montvernier). Le réseau "nourricier", de formes lenticulaires dans le plan horizontal. On note la parfaite régularité et orientation (voir pp. 55-56).

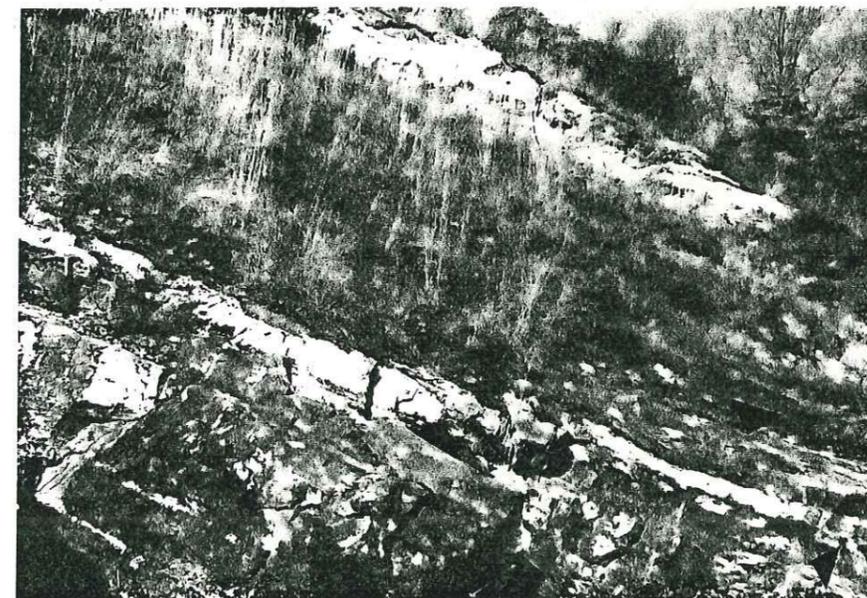


Photo 6.- Idem photo précédente. Le "réseau nourricier" vu dans les plans horizontal et vertical (au fond la carrière de Noirey des photos 4 et 5).

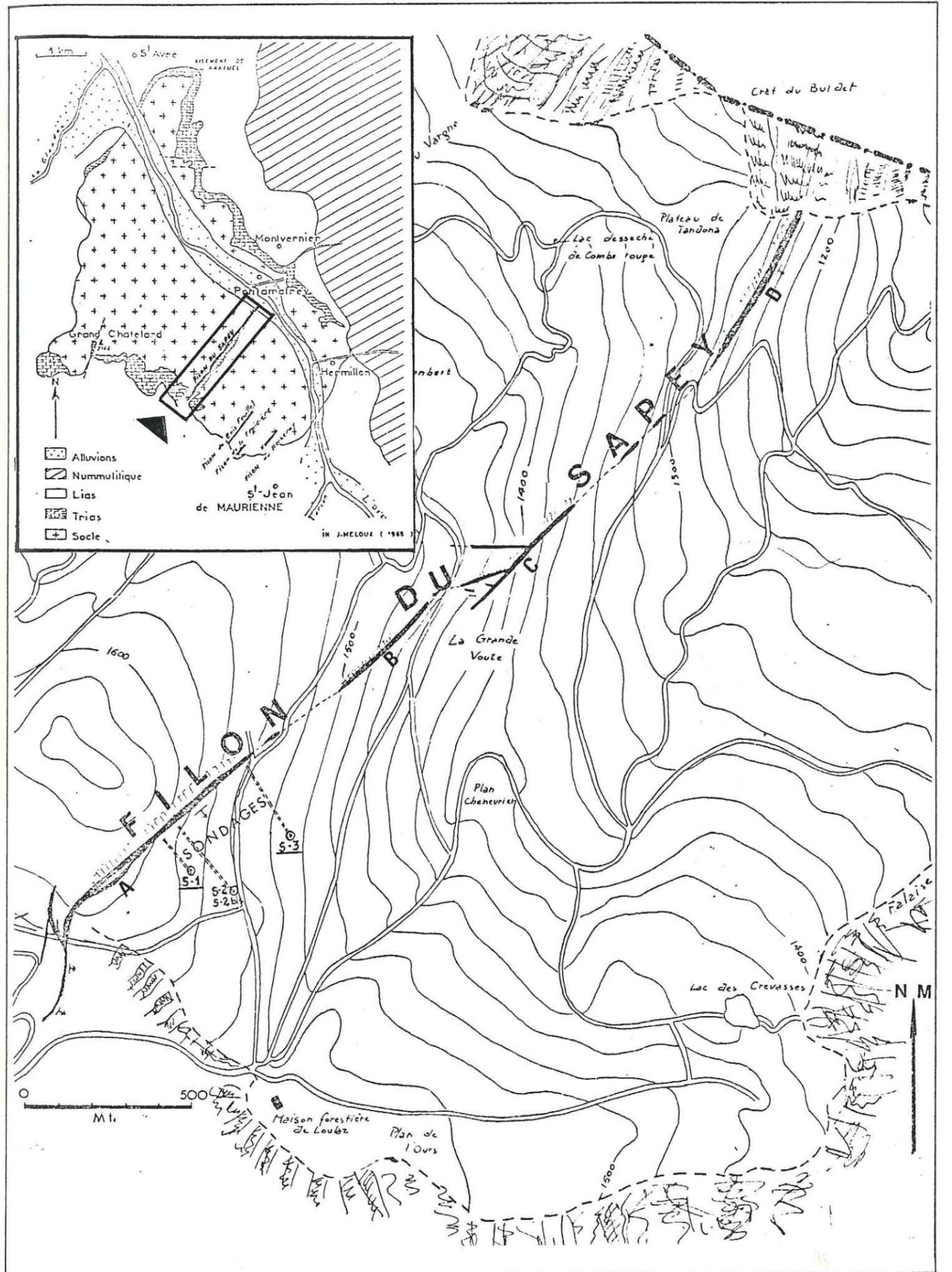


FIG. 11

se prolonge dans les calcaires du Trias et du Lias qu'il recoupe, en se ramifiant en plusieurs branches vers l'extrémité sud. Il est visible entre les cotes 1600 et 1000 (falaise de l'Arc), mais il faut remarquer que ses affleurements au long des 1500 m ne sont pas continus ; il y a des décalages à la manière de segments (Fig. 11). En ce qui concerne sa puissance, elle varie entre 1,50 m, dans un secteur de la partie centrale, et 12 m dans le secteur du premier segment nord ; globalement, elle diminue progressivement du SW vers le NE. On doit remarquer la grande hétérogénéité du filon d'un point à un autre ; cependant, on trouve presque toujours la même association de trois minéraux intimement liés : quartz, fluorine, barytine. Les pourcentages de chacun varient rapidement, même sur une petite distance, et il y a des passées monominérales correspondant à des noyaux siliceux ou barytiques, avec des épontes fluorées, ou vice versa. Cette variabilité du remplissage rend la mise en exploitation du Sapey un peu complexe malgré son volume impressionnant, comme on le verra par la suite.

III.4.2. TRAVAUX DE PROSPECTION : SONDAGES

Afin de mieux connaître les teneurs du filon, le B.R.G.M. a fait, en 1962, huit séries de sondages percutants sur le segment A (Fig. p. 59) et reconnu des teneurs moyennes de 28 % en fluorine, 18 % en barytine et 40 % en quartz. Entre 1966 et 1968, le Syndicat B.R.G.M. - Pechiney-St-Gobain a repris les travaux avec 14 séries de sondages percutants et un rainurage totalisant 61 échantillons (Fig. 12, avec localisation et teneurs) et afin de connaître l'aval pendage de la structure ainsi que les teneurs et distribution des composants en profondeur, six sondages profonds carottes totalisant 1251,30 m (coupes schématiques des figures 13, 14 et 15).

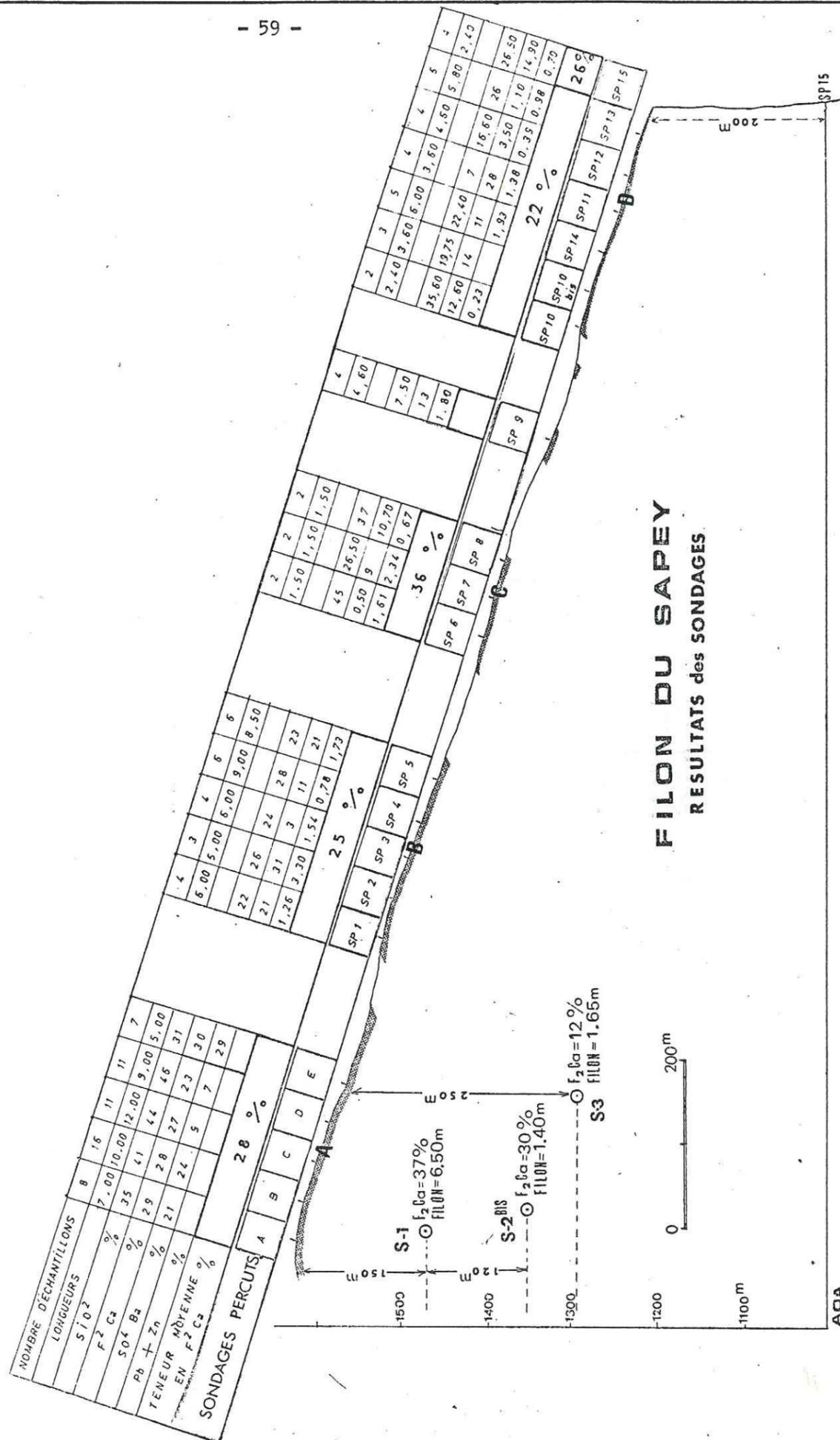
Sondages percutants

Ils ont permis de corroborer les observations de surface, c'est-à-dire d'abord la distribution presque anarchique des composants, tant au plan des textures que des teneurs ; néanmoins, dans quelques secteurs et parmi eux le segment C, la texture est apparue assez régulièrement rubanée avec un coeur barytique séparant deux passages fluorés, et plus rarement l'inverse. Quoi qu'il en soit, sur l'ensemble des segments, la prédominance du quartz est très évidente. Une

SO

NOMBRE D'ÉCHANTILLONS		28 %						
LONGUEURS		A	B	C	D	E		
SiO ₂	8	16	11	11	7			
F ² Ca	7.00	10.00	12.00	9.00	5.00			
SO ₄ Ba	35	41	44	46	31			
Pb + Zn	29	28	27	23	30			
TENEUR MOYENNE %	21	24	5	7	29			
EN F ² Ca								

NE



FILON DU SAPEY
RESULTATS des SONDAGES

FIG. 12

estimation moyenne de la composition sur tous les sondages percutants a donné :
30 % de fluorine, 18 % de barytine, 45 % de quartz et 1,5 % de Pb + Zn.

Sondages profonds

Les connaissances antérieures et son accessibilité ont fait choisir pour les travaux profonds le segment A (bordure sud du filon). Le sondage S-1 a touché le filon à la cote 1470, à 150 m de la surface, avec 6,50 m de puissance corrigée* ; à ce niveau, la distribution des composants est apparue moins anarchique qu'en surface, puisqu'on peut y noter une certaine zonation : noyau quartzeux imprégné de blende, avec des épontes essentiellement fluorées. Les analyses cumulées pour cet intervalle sont :

Intervalle	Traversée corrigée**	% Quartz	% fluorine	% barytine
111,4 - 114,8	3,40	24	39	18
114,8 - 118,8	4,00	64	26,5	15
118,8 - 121,4	2,60	33,5	57,5	1
moyenne	6,50 m	38,4	37,3	12,2

Analyse : Péchiney-St-Gobain

Le sondage S-2^{bis} a touché le filon 120 m plus bas (à la verticale) et à 250 m environ de la surface, plus précisément à la cote 1352 (Fig. 14), mais il apparaît à cette profondeur déjà digité, sous la forme de nombreuses ramifications qui s'échelonnent au long de 14 m de traversée totale (5,76 m corrigés**), le filon proprement dit se réduisant à une puissance de 1,32 m corrigée, avec 30 % de fluorine (contre, dans le sondage S-1, 6,50 m avec 37,3 % de fluorine).

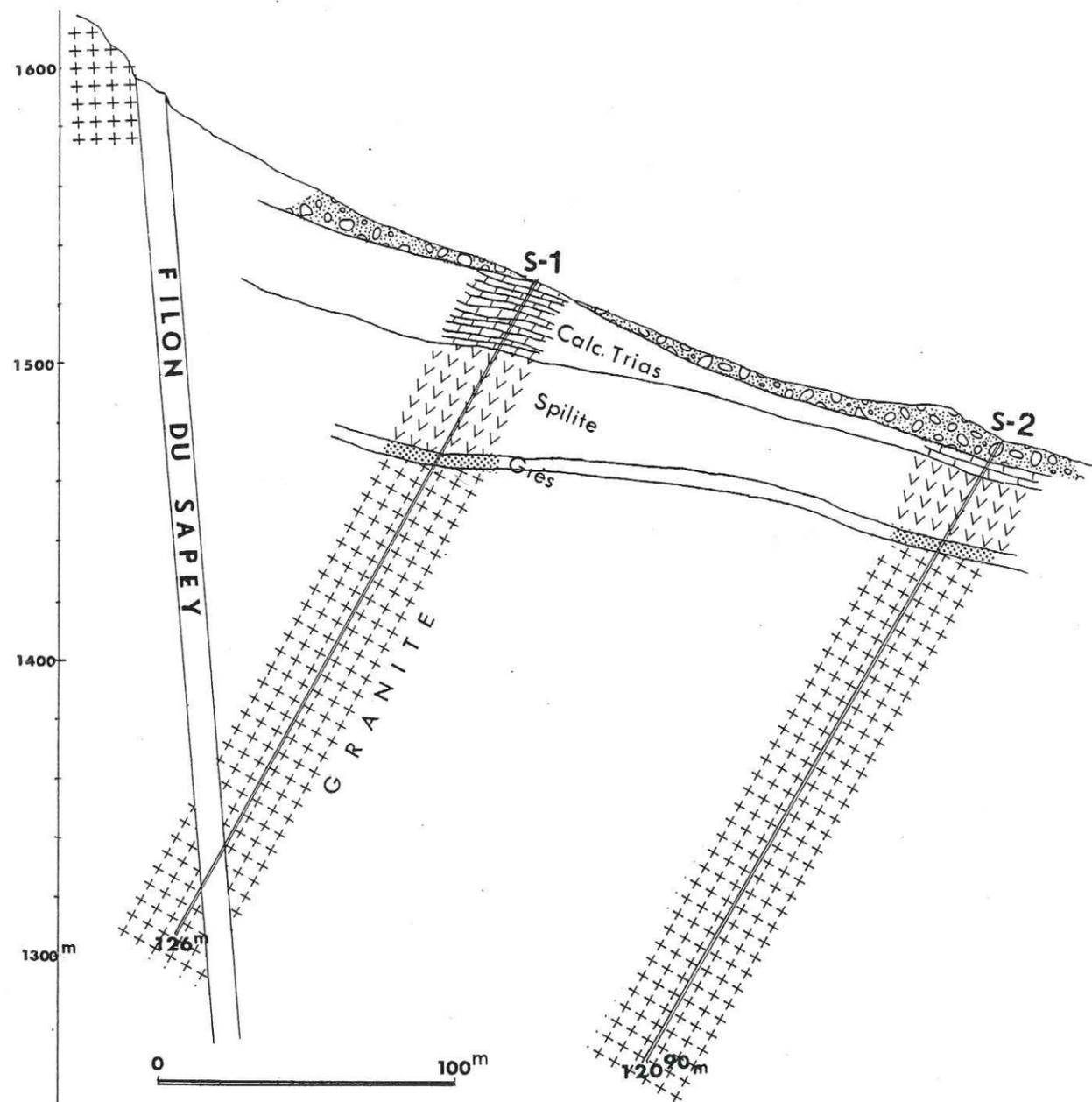
Le sondage S-3 a trouvé le filon 80 m en dessous du S-2^{bis} (à la verticale) et à 280 m environ de la surface (cote 1555). Comme on peut le supposer déjà, à cette profondeur (voir coupe sondage), le comportement est à peu près semblable à celui reconnu dans le sondage antérieur : ramification encore plus

* $N \times \cos 60^\circ \times \sin 83^\circ = N \times 0,412$ c'est le pendage du sondage par rapport à la verticale.

** A la verticale par rapport à la surface

NO

SE



SONDAGES

poussée, sur une traversée plus épaisse de 21,95 m, soit 11,90 m corrigés ; sur ce dernier chiffre, plus de 50 % (5,85 m exactement) correspondent à des traversées stériles, et 5,05 m aux passées filoniennes ; mais celles-ci, de nature fluorée, ont des teneurs brutalement réduites : le filon principal (1,65 m) ne contient que 12 % de fluorine, et sauf un filonet de 0,25 m avec 37 % de fluorine, on peut parler déjà d'une quasi "disparition" du filon fluoré en profondeur ; inversement, on observe une forte augmentation de la teneur en calcite.

Rainure

Elle a été faite dans la falaise (Fig. 12), à la partie basse du dernier segment D. Elle nous montre le comportement du filon à 200 m environ au dessous des deux derniers sondages percutants SP-13 et SP-14, où la puissance du filon atteint 6,80 m et sa teneur en fluorine 21,8 %. Au niveau de la rainure, le filon est moins puissant (2,40 m), mais la teneur en fluorine est légèrement supérieure : 26,5 %. Voici une synthèse du comportement du filon en profondeur :

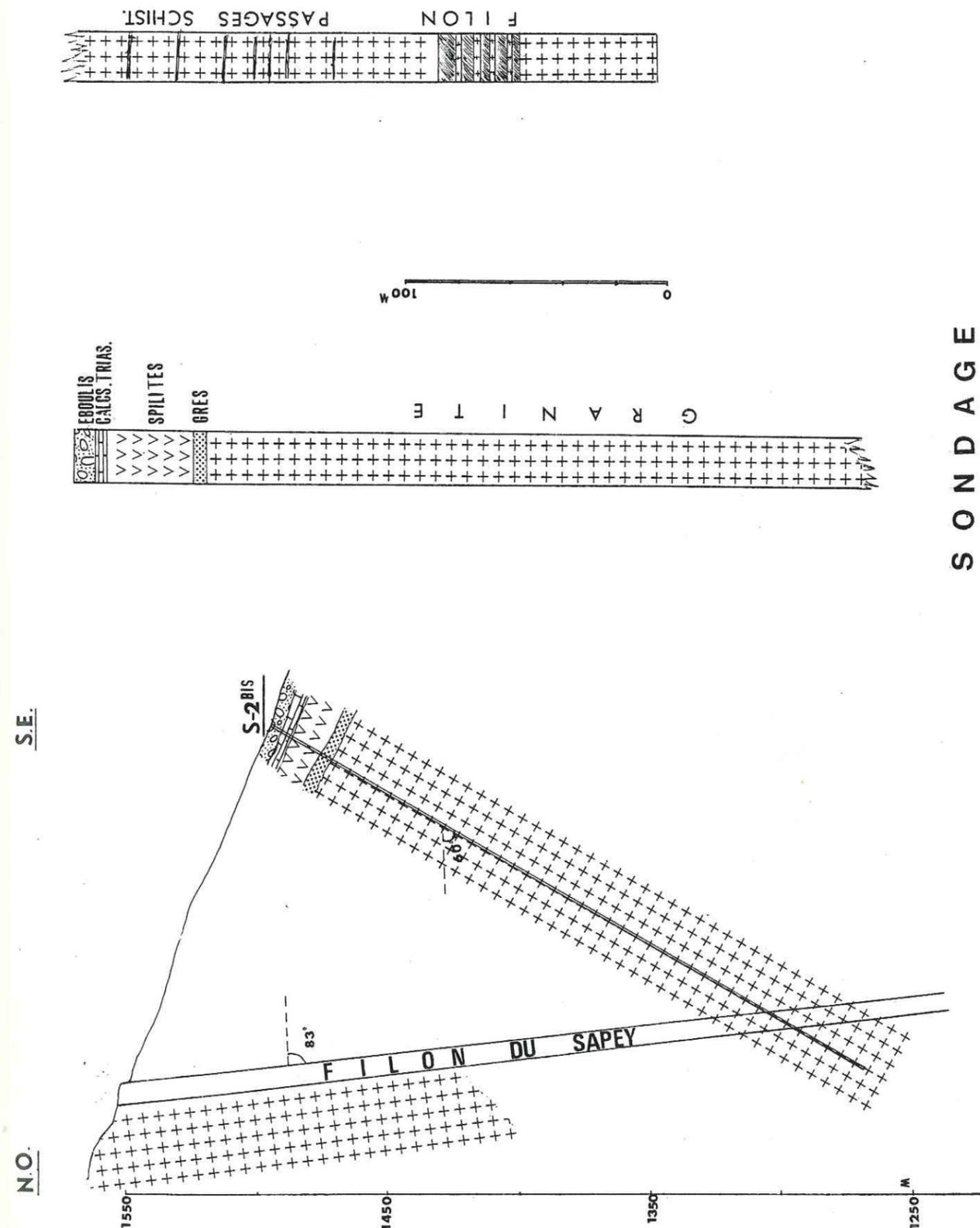
Extrême Sud du filon

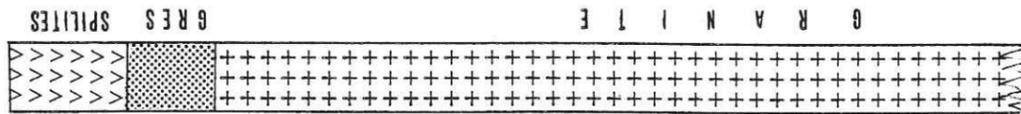
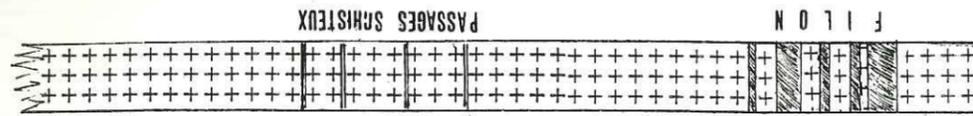
Sondage	Profondeur*	Puissance** filon	% fluorine	% calcite	% quartz	% barytine
SP - A - B	surface	8,60 m	28	10	39,4	18,2
S - 1	150 m	6,50 m	37	10	38,4	12,2
S - 2 ^{bis}	250 m	1,32 m	30	15,3	69,5	4,7
S - 3	280 m	1,65 m	12	29,3	48,4	8,3

Analyse : Péchiney-St-Gobain

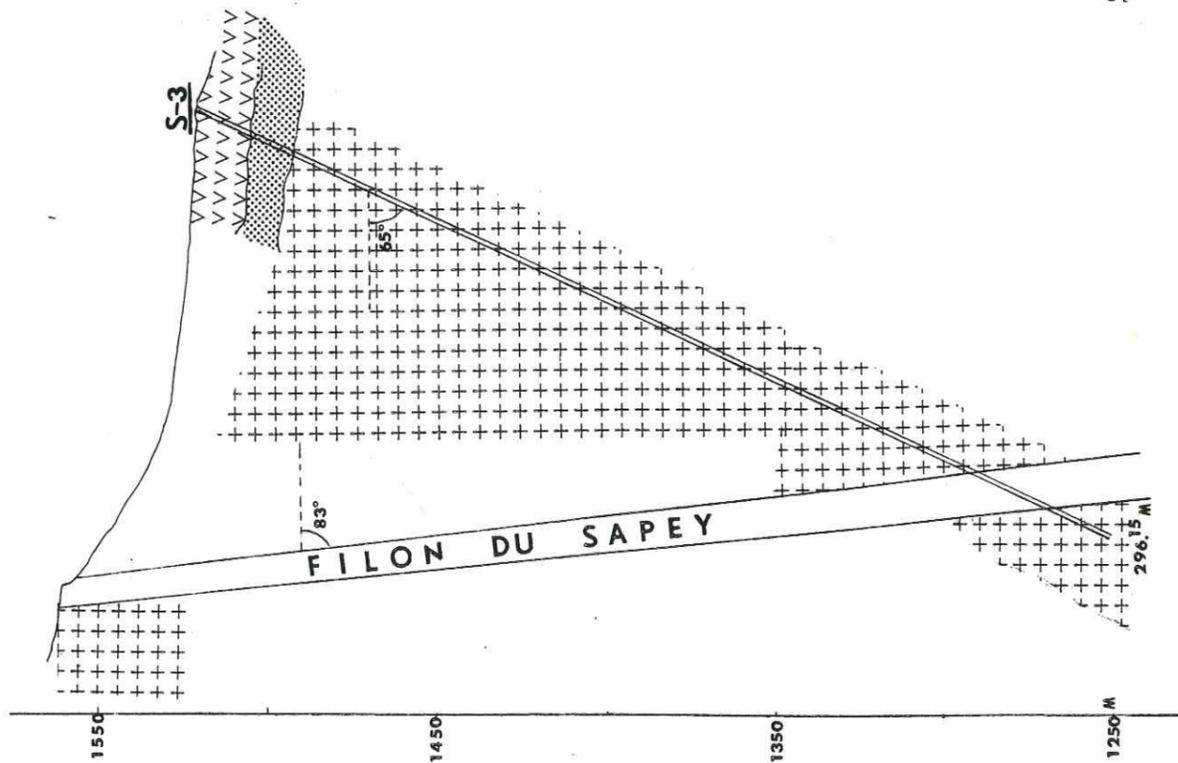
* A la verticale par rapport à la surface

** $14 \times \cos 60 \times \sin 83^\circ = 14 \times 0,41195 = 5,76 \text{ m}$





S O N D A G E



SE.

NO.

Extrême Nord du filon

Sondage	Profondeur	Puissance filon corrigée	% fluorine	% calcite	% quartz	% barytine
SP-12 et 13	surface	6,80 m	21,3	15,3	47,0	15,5
Rainure	200 m	2,40 m	26,5	25,1	31,3	14,9

Analyse : Pechiney-St-Gobain

On voit ainsi que la puissance du filon diminue nettement en profondeur en même temps que sa teneur en fluorine, tandis que la proportion de calcite augmente fortement et régulièrement. Ceci suggère une zonalité verticale. Par ailleurs, la similitude des données aux deux extrémités du filon conduit à admettre que celui-ci, jusqu'à une profondeur d'environ 150 m et tout au long de son extension, comporte une puissance moyenne remarquable : 5,5 m et une teneur en fluorine de 26 %.

Importance économique

Si nous faisons abstraction des hiatus ou discontinuités du filon, nous aurions une longueur réelle de 950 m d'affleurement × en moyenne 150 m de profondeur × 5,5 m de largeur × 3 (densité), ce qui nous donnerait théoriquement plus de deux millions de tonnes de minerai à 26 % de fluorine : et cela sans considérer les corps minéralisés au dessous des 150 m de profondeur :

$$950 \times 150 \times 5,5 \times 3 = 2.351,250 \text{ tonnes à } 26 \% \text{ de fluorine.}$$

Le calcul précédent ne considère pas les corps minéralisés au dessus des 150 m de profondeur ; en effet, d'après la figure , nous verrions que la digitation du filon commence probablement à 200 m de profondeur, et si nous avons 6,5 m de puissance à 150 m (S-1, 2,4 m à 200 m (rainure), et 1,32 m

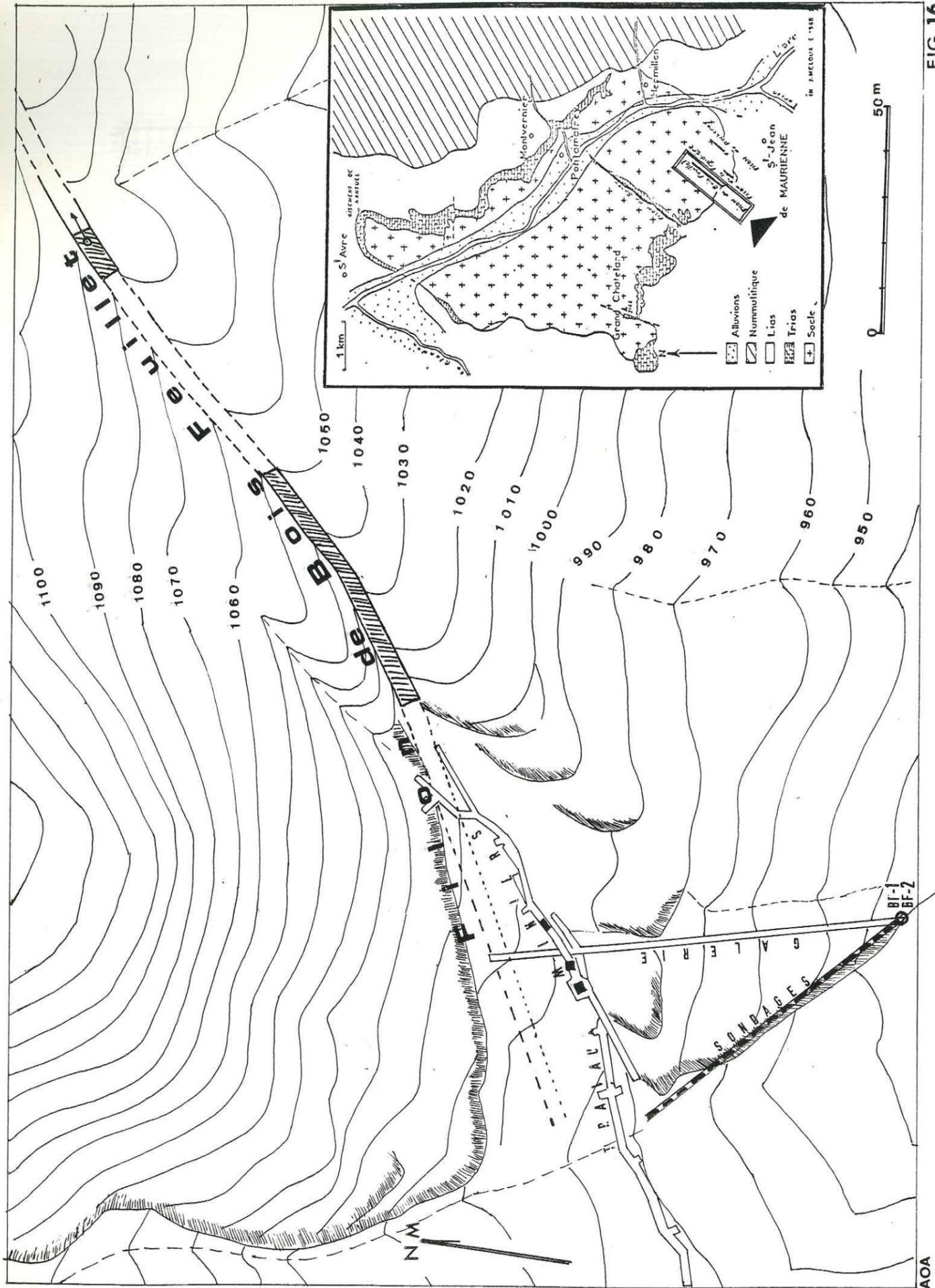


FIG. 16

à 250 m (S-3), nous pouvons déduire une moyenne de 3 m de puissance pour les 100 m localisés au dessous des premiers (150 m) ; cela représenterait un tonnage supplémentaire de 855,000 tonnes* de minerai à 26 % de CaF_2 . Tous ces chiffres font évidemment du filon du Sapeu un stock non négligeable de fluorine pour l'avenir.

III.5. LE FILON DE BOIS FEUILLET

III.5.1. NATURE DES MINERALISATIONS

Comme le filon du Sapey, auquel il est parallèle, le filon de Bois Feuillet est localisé à la bordure méridionale du massif, en remplissage d'un accident hercynien du granite de direction NE (N 45°E en moyenne) et sub-vertical (pendage de 88° vers le SE). Il est visible entre les cotes 950 et 1225 sur une extension de 350 m (voir Fig. 16). A petite échelle, il semble être rectiligne (photo p.66), mais dans le détail il présente de fortes ondulations, tant horizontales que verticales, et même quelques déplacements dus aux failles récentes. A la cote 1130 par exemple, on note deux directions. La puissance est variable, mais atteint 2 m en moyenne. Il existe un hiatus ou décalage de 85 m dans la partie centrale de l'affleurement, qui se manifeste aussi en profondeur dans le traçage entre les 186 et 274 m. La paragenèse minérale est similaire à celle des autres filons, mais ici, heureusement, la distribution des minéraux est moins anarchique qu'au Sapey, et la teneur en fluorine double : 60 % en moyenne. Le remplissage comporte un noyau essentiellement fluoré séparant deux salbandes de nature argileuse (produit de la friction ?). Le noyau contient en plus du quartz en veinules parallèles qui lui donnent un aspect zoné, et de la barytine très irrégulièrement distribuée. La teneur en sulfures du quartz peut atteindre en profondeur jusqu'à 6,6 %. La calcite, en proportion égale, a tendance à devenir importante, et même dominante en profondeur.

* 950 m longueur x 100 m profondeur x 3 m largeur x 3 (densité) = 855,000

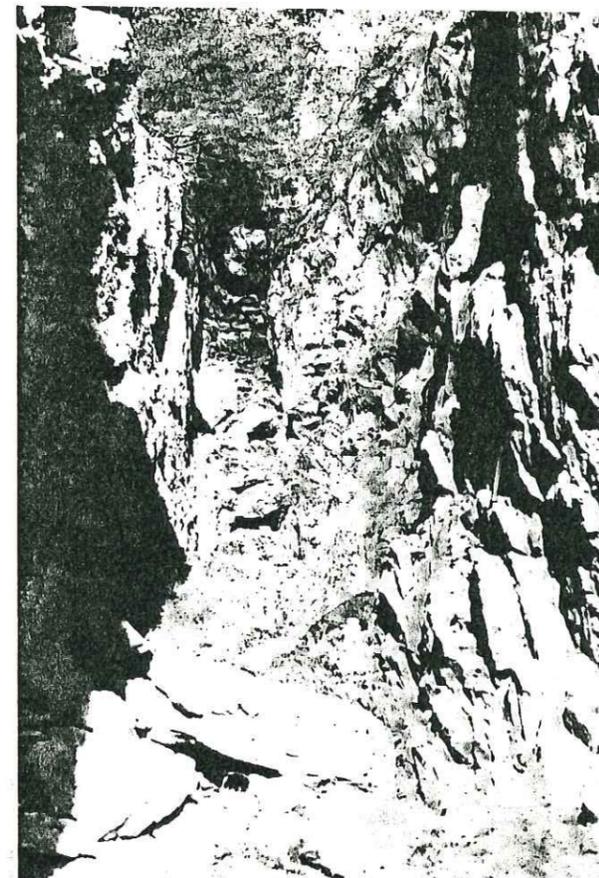


Photo 7 .- Filon de Bois Feuillet. A cette échelle, il se présente évidemment assez rectiligne.



Photo 8 .- Filon de Bois Feuillet. Brèches avec quelques "mouches" de sulfures.

III.5.2. TRAVAUX DE PROSPECTION :
SONDAGES, GALERIES, TRACAGES, PUITES

Des travaux miniers non négligeables ont été réalisés à Bois Feuillet jusqu'avant la deuxième guerre mondiale (Fig. 16) ; mais l'objectif était toujours constitué par les sulfures et non par la fluorine.

Entre 1963 et 1964, le B.R.G.M. a repris les anciens travaux pour l'échantillonnage, et effectué des traçages supplémentaires jusqu'à 172,6 m ; il a retrouvé à ce niveau la distribution minérale connue en surface : un noyau à prédominance fluorée et une puissance qui reste en moyenne bimétrique. En 1966 et au début de 1967, le Syndicat B.R.G.M.-Péchiney-St-Gobain a poursuivi les travaux en exécutant deux sondages profonds (de 126,8 et 171,2 m respectivement), à partir du niveau 910 (Fig. 17) afin de reconnaître l'aval pendage du filon et ses caractéristiques en profondeur. 227,40 m supplémentaires de galeries, ainsi que 95,5 m de sondages (avec échantillonnage au fur et à mesure de l'avancement des volées) ont complété ces travaux.

Sondages profonds

Une des caractéristiques, déjà observées dans les sondages sur les autres filons, sont les nombreuses intercalations ou passées de faciès schisteux foncés* tout le long des traversées. Ces intercalations sont les témoins de la tectonique cassante qui a englouti les anciennes roches, celles du Houiller peut-être ; elles ont vraisemblablement une certaine teneur en fluorine, comme le montrent les salbandes argileuses qui constituent les épontes du filon, dans une extension considérable de celui-ci en profondeur, et dont curieusement la disparition coïncide avec la diminution de la teneur en fluorine. A ce sujet, on discutera au Chapitre de Géologie de l'éventuelle liaison génétique du fluor (pour la fluorine) avec des schistes graphiteux, ainsi qu'avec les lambeaux de Trias et de Lias coincés dans l'accident majeur du granite mylonitisé.

Le sondage BF-1 a traversé le filon au niveau 825, c'est-à-dire à environ 145 m de profondeur, en se digitant en deux branches : un filon principal (3,10 m) et un filon secondaire (0,35 m), séparés par un passage granitique de 0,75 m.

* en lame mince, ce matériel se présente comme une matrice phylliteuse imprégnée de matière charbonneuse. La structure en est schisteuse et rappelle celle des ultramylonites, signe du fort dynamométamorphisme subi par des "reliques" de roches "mal digérées" pendant le rejeu des accidents du granite.

Le remplissage présente une texture rubanée, avec des passages à dominante fluorée (45 %), mais parfois siliceuse, ou même sulfurée. Le mélange des composants est présent au Bois Feuillet comme ailleurs, mais moins prononcé. La caisse filonienne est bien délimitée au toit, qui correspond à une éponte de granite broyé avec quelques filonets de quartz, sulfures et calcite ; par contre, son éponte au mur, qui correspond à la passée de granite qui le sépare du filon secondaire, est "contaminé" par celui-là.

Le sondage BF-2 a touché le filon à la cote 785, autrement dit à environ 185 m de l'affleurement (Fig. 17). Par rapport à BF-1, le "hiatus granitique" de 0,75 m d'épaisseur s'élargit à 1,20 m, mais le filon principal s'amincit de 3,10 m à 1,80 m et devient plus calcitique. Cette évolution dans la composition du filon, d'après les deux sondages, peut se synthétiser comme suit :

Travaux	Profondeur*	Puissance** du filon	%fluorine	%calcite	% quartz	%barytine	% Pb+Zn
Galerie	-	2,00 m	60	0,8	20	6	2,8
Sondage BF-1	145 m	3,10 m	45	17	29	2	3,8
Sondage BF-2	185	1,80 m	15	47	22	11	5,3

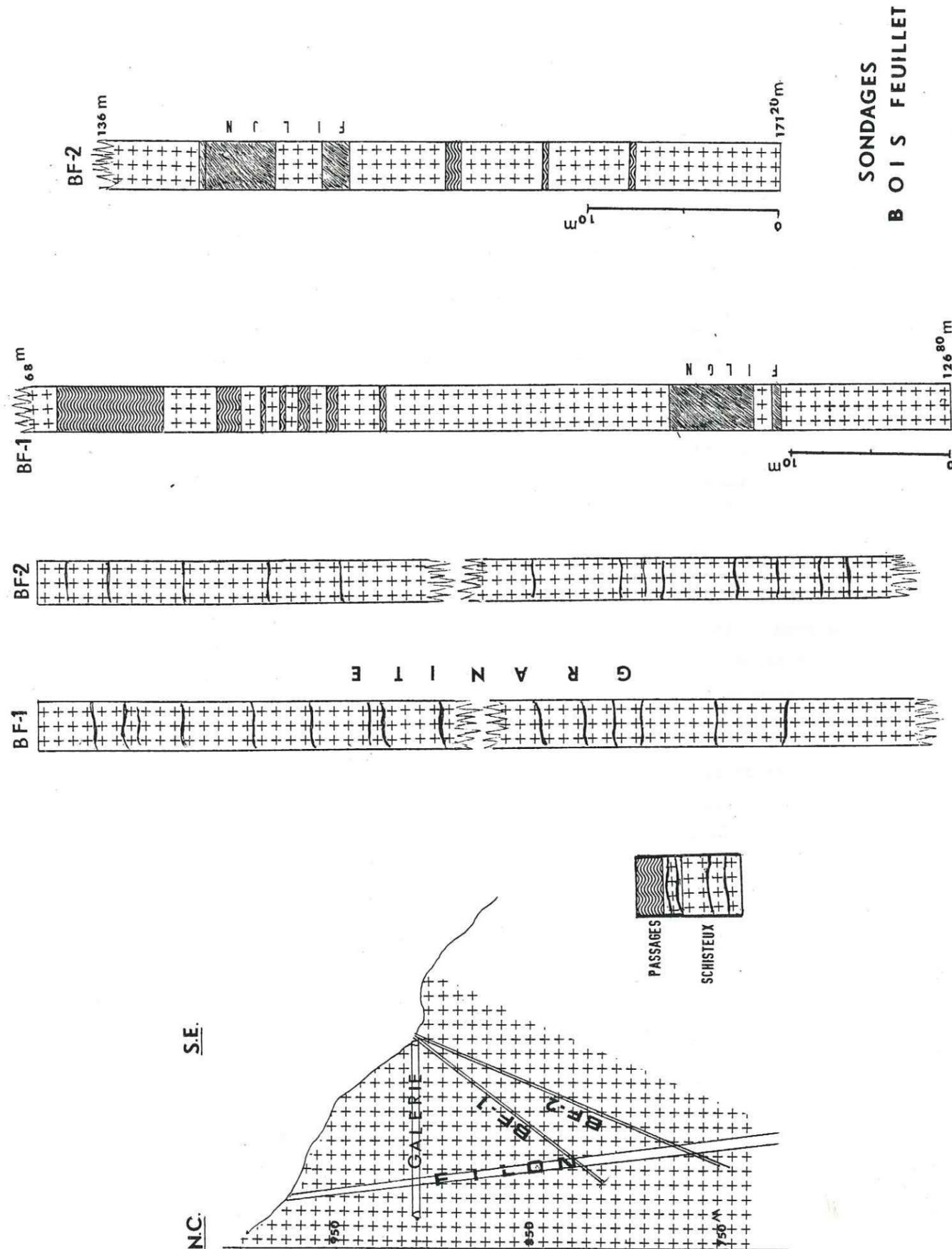
Analyse : B.R.G.M.

70

Evidemment, ce qui attire le plus l'attention c'est la forte augmentation de la proportion de calcite en profondeur (on a déjà vu cela dans le filon du Sapey). Cela suggère plusieurs interrogations : s'agit-il simplement d'un accident "probabilistique", le sondage ayant touché par hasard une zone plus calcitique ? ou bien, au contraire, est-ce l'expression d'une augmentation ménagée et régulière de la teneur en calcite avec la profondeur, ce que paraît conforter l'évolution inversement proportionnelle de la teneur en fluorine ?, et peut-on établir une liaison entre ces phénomènes et la disparition progressive en profondeur des passages schisteux noirs et/ou graphiteux déjà décrits ?. On peut imaginer que ces schistes ont pu fournir le fluor (au moins pour une part) pour la formation

* Profondeur à la verticale par rapport à la surface

** Corrigée



de fluorine (F₂Ca), et qu'une fois épuisé ce dernier élément, l'abondance de l'autre (le calcium) a pu faciliter la formation de calcite. On reviendra sur ce sujet au Chapitre de Géologie.

Traçages

Les premiers 172 m présentent le filon avec une puissance moyenne de 2 m ; mais en pénétrant dans le granite, ce dernier a tendance à diminuer d'épaisseur :

Intervalle du traçage	Prof.verticale *	Remplissage filonien
172,6 m - 186,3 m	80 m	1,7 m
186,3 m - 216,4 m	100 m	1,2 m
216,4 m - 274,1 m	115 m	0,3 m
274,1 m - 397,5 m	160 m	1,2 m

* par rapport à la surface

Cette variation d'épaisseur du remplissage filonien semblerait aussi être en liaison avec les "sinuosités" ou changements de direction du filon à une grande échelle. En effet, par exemple à la cote 1130, on trouve deux directions de fractures que J. Méloux (1967) considère les unes comme de tension, les autres de cisaillement. Ces dernières présentent un remplissage très réduit et qui disparaît rapidement.

En ce qui concerne la nature du remplissage, jusqu'à 186,3 m il est à peu près similaire à celui déjà décrit. Entre 186,3 et 220 m, les salbandes argileuses des épontes persistent encore, mais le noyau fluoré devient de plus en plus quartzeux et calcitique et la teneur en sulfures s'accroît : à 208 m, on observe quelques amas de soufre natif. Entre 220 et 274,10 m, le filon se limite à une fracture fermée, donc le remplissage devient nul. Finalement, entre 274,1 et 397,5 m (et à 160 m de profondeur par rapport à la verticale), les salbandes argileuses disparaissent, tandis que la fluorine va en diminuant ; par contre, la calcite commence à être importante ainsi que les sulfures, la blende étant prédominante sur la galène ; le quartz reste stable, la barytine a une distribution très irrégulière.

En synthétisant, sur les 397,5 m traversés, il existe deux colonnes miné-

ralisées de 186 et 123 m de longueur, séparées par une zone stérile de 88 m (également visible en surface). La profondeur moyenne* de la minéralisation atteinte, 180 m, et sa puissance de 2 m au maximum donnent grosso modo :

$309 \text{ m longueur} \times 180 \text{ m profondeur} \times 2 \text{ m puissance} \times 3 \text{ (densité)} = 333,720 \text{ tonnes}$

avec, pour les deux colonnes, une teneur moyenne en fluorine de 56 % et en Pb+Zn de 5,3 %. Le B.R.G.M. a estimé à 330,000 et 120,000 tonnes respectivement les tonnages des 1ère et 2ème colonnes, mais pour une longueur de 400 m, donc sans considérer le hiatus de 88 m stérile. Quoi qu'il en soit, ces chiffres, ajoutés à ceux propres du Sapey, montrent que le Rocheray renferme un volume de réserves en fluorine non négligeable par rapport aux réserves françaises, et même au niveau européen (voir p. 99).

III.6. LE GISEMENT DE NANTUEL

III.6.1. NATURE DES MINERALISATIONS

Le gisement de Nantuel est situé sur la bordure nord du massif, entre les cotes 480 et 910, au dessus du village de Saint-Avre, sur la rive gauche du ruisseau de Nantuel (petit et occasionnel cours d'eau, tributaire de l'Arc) (Fig. 18). Ce gisement a des particularités assez différentes par rapport aux autres filons qui remplissent des accidents simples et bien individualisés : à Nantuel en effet, on trouve par exemple cinq fractures principales** parallèles, avec une orientation ENE-WSW (N 80° E) et un pendage au NW qui, en allant vers l'Est, devient progressivement vertical, et finalement inverse (à la cascade). Ces fractures recoupent la couverture triasique (calcaires spathiques noirs et dolomites gris souris), et créent, près du contact tectonique avec le socle, des zones fortement broyées et silicifiées (en se rassemblant à des quartzites), où se loge en imprégnation l'essentiel de la minéralisation. Cette minéralisation est à blende, galène prédominante, pyrite et chalcopryrite en très faible proportion ; la gangue est surtout quartzeuse, avec très accessoirement de la fluorine

* A partir des données du traçage et des sondages.

** Hors ces fractures, il existe des accidents secondaires, soit parallèles à elles, soit sécants et les décalant ; ces accidents ont une direction N 120° à N 150°, ou encore une direction N, visible dans les galeries ; cela nous montre que la bordure nord-est est extrêmement fracturée.

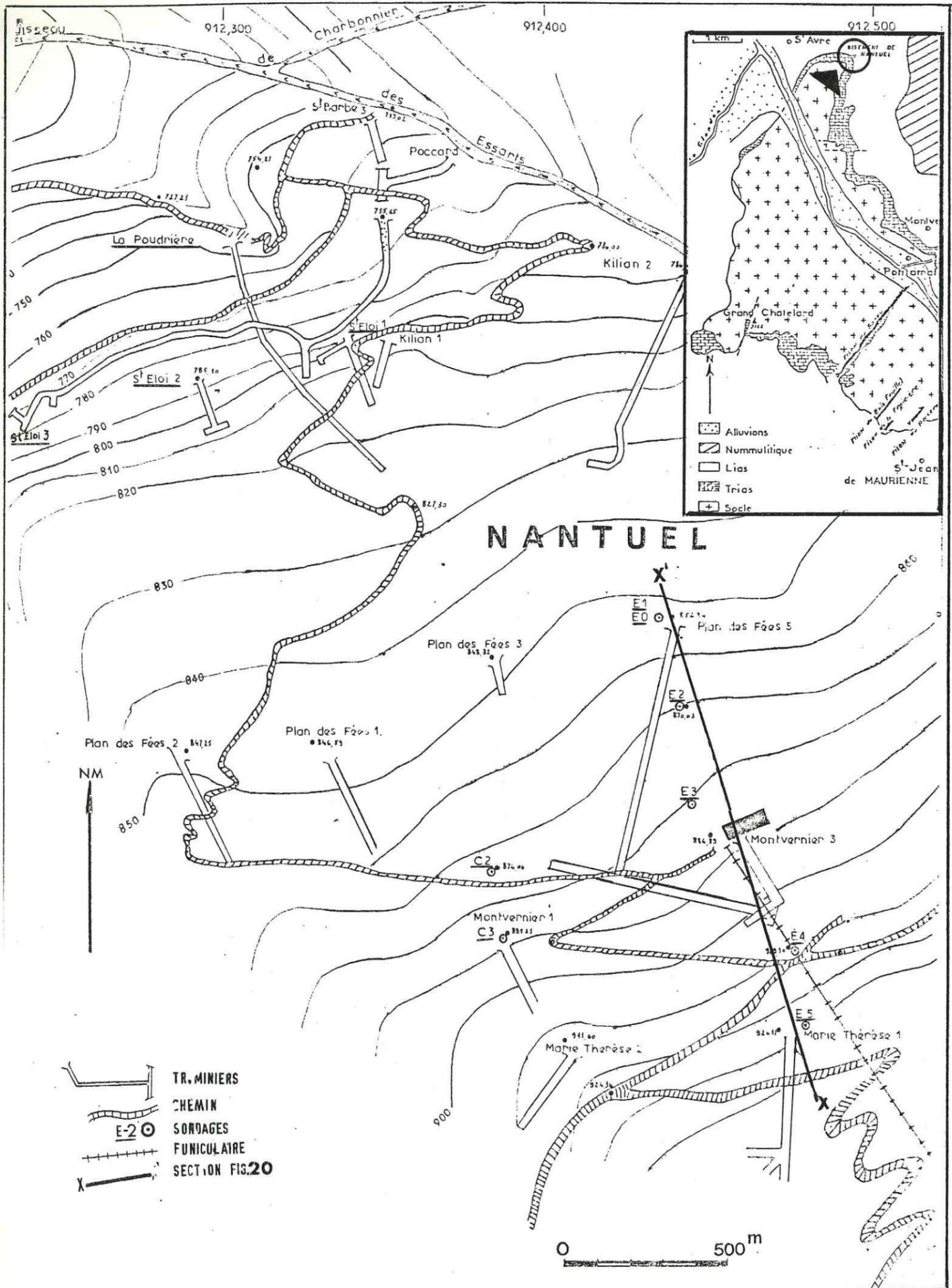


FIG. 18



Photo 9 .- Ruisseau de Nantuel (rive gauche). Veinules quartzo-fluorées de la couverture triassique du gisement (étape III).



Photo 10 .- Idem photo précédente.

blanche et massive ; la barytine est absente. La puissance est très variable, entre 0,5 et 10 m, mais celle de la zone économiquement exploitable se situe aux environs de 3 m. Quant à l'extension horizontale, si le gisement dans son ensemble est limité par deux grandes fractures parallèles N 120° (dont une séparation de 200 m environ), la partie exploitable ne dépasse pas 80 m de long. On doit remarquer que l'essentiel du gisement se concentre dans les zones broyées ; néanmoins, les calcaires proches de ces accidents présentent eux aussi des zones minéralisées, cependant moins importantes ; on peut donc penser que l'alimentation a dû se faire à travers la série serrée des accidents secondaires, lesquels pourraient correspondre à des volumes minéralisés similaires aux horizons de Montvernier. Cette situation complexe a donné lieu à des controverses sur le tonnage en Pb et Zn du gisement. Ainsi, au début, avait-on considéré que toute la couverture sédimentaire était minéralisée avec des teneurs économiques, et le relevé était estimé à 350m (période de M. Gojon, au début du siècle). Postérieurement, la Société Penarroya (1940-43) constatait, à la suite de travaux miniers, que la minéralisation se situait plutôt au long des cinq failles, d'où une portée réelle de 12 m x 5, avec une teneur moyenne de 4,5 % en Zn, 2 % en Pb et 10 g/ tonne d'Ag. A partir de ces données, le B.R.G.M. a calculé un tonnage de 39,000 tonnes, c'est à dire :

$$12 \times 5 \text{ de relevé} \times 3 \text{ m puissance} \times 80 \text{ m longueur} \times 2,5 \text{ (densité)} = 39,000 \text{ tonnes}$$

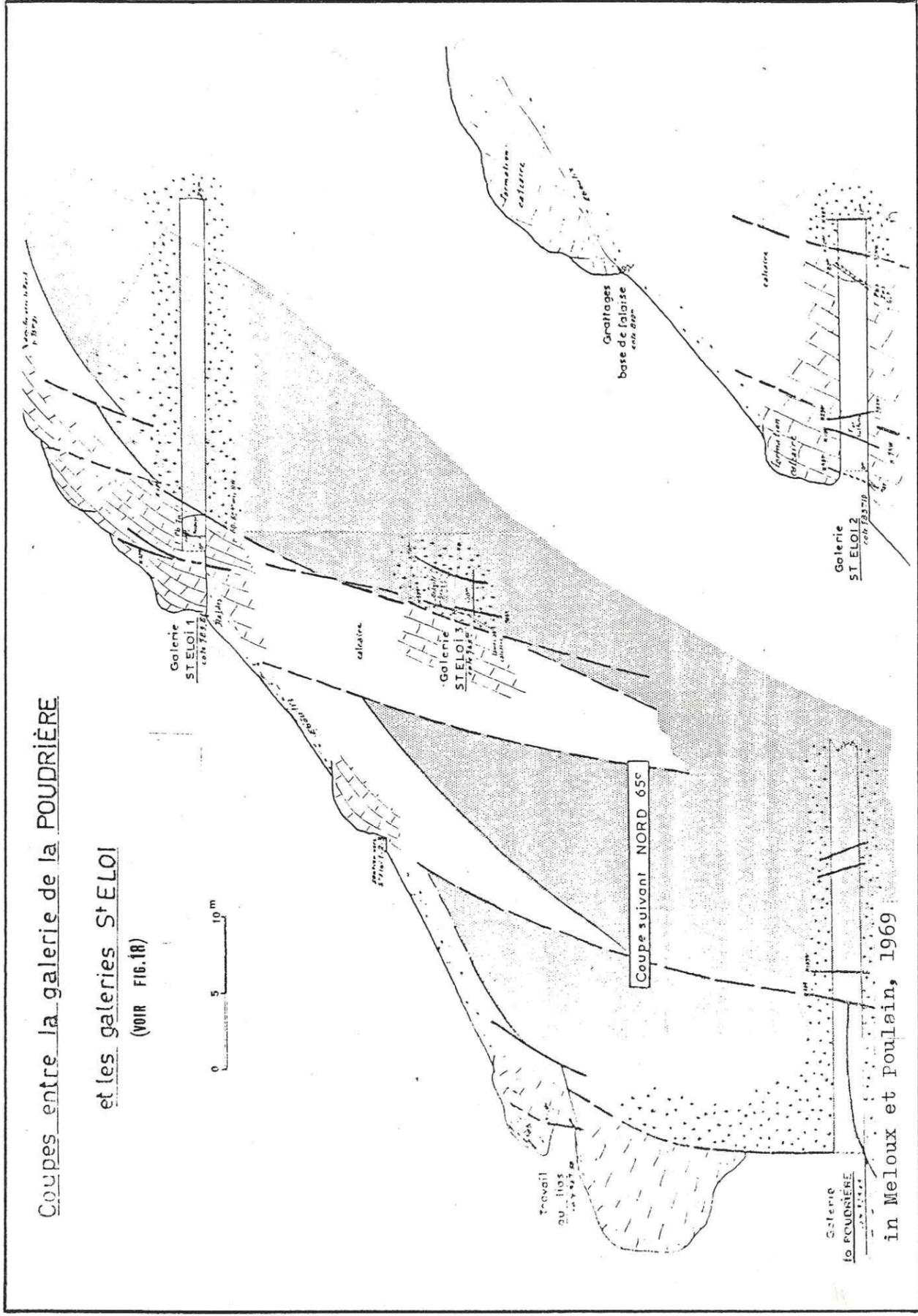
Si on ajoute à ce chiffre le tonnage de la minéralisation répandue à travers les accidents secondaires (50 % en plus ?), on aboutit à une estimation globale de 60,000 tonnes de minerais, réserve qui, à l'époque actuelle, ne présente pas encore un intérêt économique.

Ce qui est dit ci-dessus a trait à la partie basse du gisement, entre les cotes 480 et 700, reconnue par les travaux miniers. En ce qui concerne par contre la partie haute, entre les cotes 800 et 900, moins connue en raison de son épaisse couverture d'éboulis et de son accès long et difficile, seuls des travaux de sondages, dont on traitera par la suite, ont été effectués par le B.R.G.M. afin d'en connaître les traits principaux.

Coupes entre la galerie de la POUDRIÈRE

et les galeries St ELOI

(VOIR FIG.18)



in Meloux et Poulain, 1969

III.6.2. TRAVAUX MINIERS : TRACAGES, PUITTS, TRAVERS-BANCS, SONDAGES

Comme on l'a signalé, Nantuel a un long passé minier qui remonte même à l'époque sarrazine. En 1969, le B.R.G.M. a fait un inventaire minutieux des anciens travaux : 1186 m de tracages, puits et travers-bancs et 37,2 m de sondages ont été reconnus et ont permis de faire un levé géologique au 1/200e (archives B.R.G.M. Orléans) du gisement. L'année suivante, ont commencé les huit sondages totalisant 321,45 m (voir Fig. 19).

Les traversées ont permis de constater d'abord l'existence de hiatus stratigraphiques inconnus dans les autres gisements. En effet, les formations de la base du Trias (grès et spilites) n'existent pas à Nantuel, malgré la distance très courte qui sépare ce gisement par exemple de celui de Montvernier (3 km) ; non plus que les gypses de sa partie supérieure, si largement exploités dans le passé à l'Echapour, à seulement 1 km au Sud.

En ce qui concerne la minéralisation, elle se situe exclusivement dans le calcaire gris souris, sauf au niveau du sondage C-2 qui a traversé des cargneules faiblement minéralisées. Sa distribution au sein des calcaires est variable d'un sondage à l'autre, même si elle montre une tendance à se placer au toit de la formation, juste sous les cargneules (sondages E-2, E-3, E-4 et E-5) ; le sondage E-5 en montre en plus au mur du calcaire ; les sondages E-1 et E-0 se sont révélés stériles. En résumant, voici une synthèse des résultats :

Sondage	Longueur (m)	Intervalle (m)	% Pb	% Zn
E-5	66,55	46,00 - 50,72 56,40 - 57,80	0,48 2,20	1,02 4,70
E-4	46,03	24,10 - 31,00	0,42	1,20
E-3	25,74	10,90 - 11,80	0,85	1,85
E-2	54,17	33,70 - 38,00	0,55	1,73
C-2	38,75	14,92 - 16,17	2,65	3,15
C-1	23,25	0 - 17,00	0,28	1,05
E-1	47,67	sans analyses		
E-0	18,95			

Analyses : B.R.G.M.

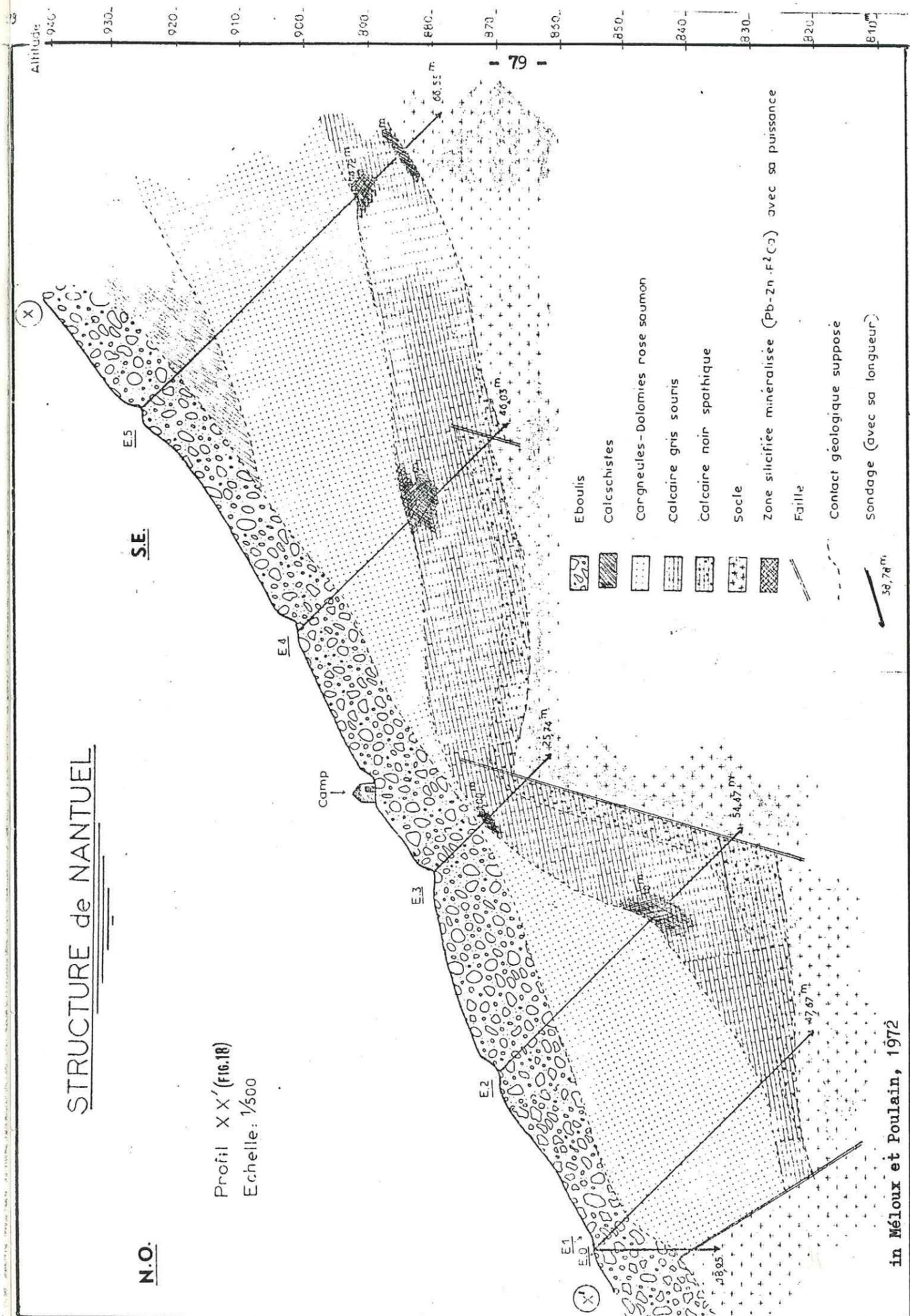


FIG. 20

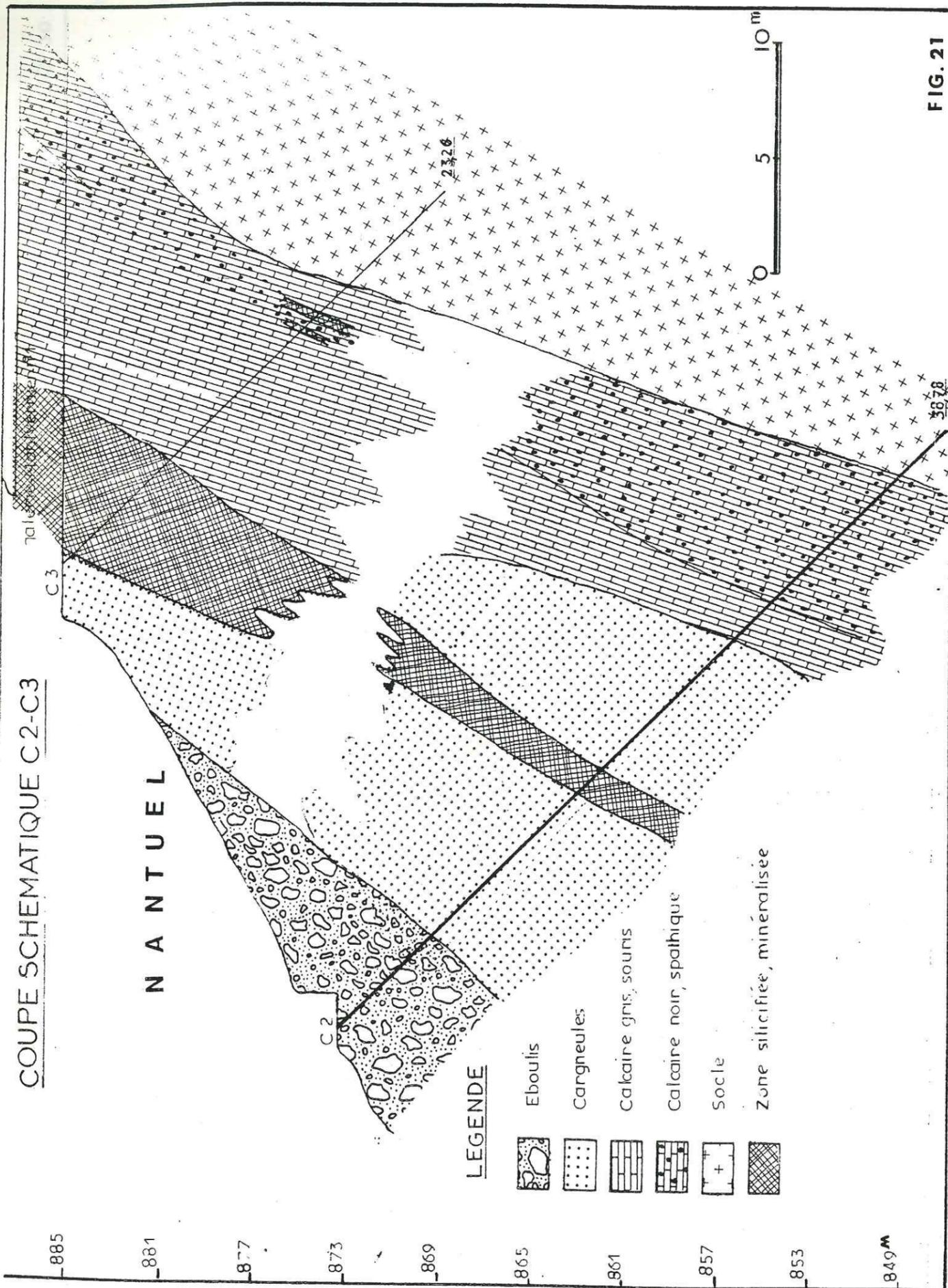


FIG. 21

De ces résultats, on peut déduire les faibles possibilités économiques de Nantuel aussi bien dans la partie inférieure qu'à la partie supérieure. Comme l'a déjà souligné J. Méloux (1975), l'ensemble de Nantuel est le moins connu des gisements du Rocheray du fait de sa complexité, compte tenu des travaux effectués jusqu'ici.

III.7. LES INDICES MINEURS : LE ROCHERAY S.S., LA FROIDIERE, LE REPLAT ET L'HERMILLON

III.7.1. LE FILON DE ROCHERAY S.S.

Connu aussi comme "La tannière de l'ours", il se trouve à environ 900 m au Nord de Saint-Jean-de-Maurienne, constituant ainsi le plus méridional des indices minéralisés du granite. Il remplit une fracture à peu près parallèle aux autres accidents du Sud du massif (Bois Feuillet et Sapey) qui met en contact le granite et les schistes noirs du Lias qu'il recoupe. Il a une direction N 46°E et un pendage sub-vertical (72° SE). La zone de remplissage peut atteindre 3 m de puissance, mais à l'affleurement elle se réduit à 0,85 m environ, avec cependant parfois 20 à 30 cm de blende massive. La minéralisation se développe essentiellement au toit, et s'appauvrit progressivement vers le mur, et en profondeur, vers le socle granitique dans lequel il y a fermeture graduelle de la fracture. La paragenèse est semblable à celles des autres filons : sulfures BPGC dans une gangue quartzo-fluorée et parfois calcitique. Des passages schisteux silicifiés sont bien visibles dans la gangue. Les anciens travaux miniers sont permis de mieux connaître le filon : il s'agit d'une lentille minéralisée d'environ 100 m d'extension horizontale et 140 m de hauteur, se digitant en profondeur. Il a été exploité jusqu'à 1860, avec toujours comme seul objectif la galène, tandis que la blende était rejetée avec la gangue stérile. Postérieurement, quelques exploitations faibles et sporadiques ont eu lieu. Du point de vue économique, la faible teneur en fluorine, et le probable épuisement des sulfures, ont fait de ce filon un objectif peu attirant pour une recherche plus poussée, par sondages par exemple. Quoiqu'il en soit, métallogéniquement il montre de fortes similitudes avec les autres filons de la bordure sud, comme on le verra plus loin.

III.7.2. FILON DE LA FROIDIERE

Il se trouve à 700 m à l'Est du filon de Rocheray s.s. et se présente en remplissage d'une fracture à peu près parallèle aux accidents décrits antérieurement. Cette fracture met en contact le socle granitique et un lambeau triasique qui est coincé dans la masse granitique et fortement schistifié.

Les caractéristiques du remplissage, ainsi que la paragenèse, sont similaires de ceux du filon de Rocheray s.s. ; cependant, la puissance maximale atteint ici 2 m, 1,50 m en moyenne, mais elle diminue en profondeur, la longueur 300 m et l'amont pendage 150 m environ. D'anciens petits travaux ont été réalisés : 75 m de traçages, puits, lesquels apparemment n'ont pas décelé à la Froidière une importance économique supérieure à celle du Rocheray s.s.

III.7.3. L'INDICE DU REPLAT

A l'extrême Nord-Ouest du massif, entre les cotes 1220 et 1240, au contact entre les gneiss des Champagnes et la couverture Trias-Lias, se localise une minéralisation qui rappelle celle de Nantuel. En effet, on trouve au dessus des chalets du Replat les calcschistes noirs du Lias, traversés par de petits filonets de sulfures BPGC, galène et blende presque exclusivement. Les calcaires triasiques semblent être exempts de minerai, mais, plus bas, au dessous des chalets, les éboulis montrent un Trias bréchié silicifié, comportant une minéralisation sulfurée non négligeable (blende et galène). L'existence d'un grand accident N 20°E proche étant prouvée, peut-on considérer qu'il est lié à cette minéralisation ? (voir carte géologique). Malheureusement, le recouvrement, la difficulté d'accès et la faible importance apparente de la minéralisation ont fait que rien n'a été entrepris pour développer ce gisement.

III.7.4. FILONS D'HERMILLON

Sur la rive droite de l'Arc, à 400 m à l'Ouest de la commune d'Hermillon, on trouve deux filons distants l'un de l'autre d'une trentaine de mètres en remplissage de fractures de directions N 35°E (pendage 75° Est) et N 65° E. Le premier (filon ouest) a une puissance comprise entre 0,70 et 2 m et 100 m d'allon-

gement, le second (filon est), une épaisseur moyenne de 3 m et un allongement visible de 10 m. Le remplissage est essentiellement quartzeux, avec une structure franchement rubanée et quelques petites "mouches" de fluorine et galène. La présence fréquente dans ce remplissage de lambeaux granitiques et/ou de gneiss migmatitiques de l'encaissant doit être soulignée. Quelques petits grattages anciens existent à la base du filon est ; néanmoins, les dimensions bornées du gisement, ainsi que les faibles teneurs du minerai, ne donnent à ces indices de l'Hermillon qu'un intérêt très limité (au moins en surface).

III.8. OBSERVATIONS MACRO ET MICROSCOPIQUES DES MINERALISATIONS DU ROCHERAY

On a pu constater, à travers la description des différents gisements du massif, la grande similitude et la relative monotonie de la paragenèse présente dans chacune des minéralisations, ce qui suggère déjà une parenté entre elles comme on le verra plus tard (2ème partie). Cette similitude paragenétique nous a conduit à faire une synthèse des observations macro et microscopiques propres à chaque gisement. Aussi décrirons-nous successivement les diverses espèces minérales présentes dans l'ensemble, en les classant dans l'ordre de leur abondance moyenne décroissante : quartz, fluorine, barytine, calcite, sulfures BPGC et finalement, quelques autres minéraux accessoires et/ou secondaires.

III.8.1. QUARTZ

A l'exception du filon de Bois Feuillet où la fluorine est majoritaire, le quartz est l'espèce minérale dominante dans les minéralisations du Rocheray. On a pu distinguer quatre sortes de quartz :

- quartz blanc laiteux et/ou semi-hyalin minéralisé ;
- quartz hyalin, pyramidal, en petites druses ;
- quartz granulaire disséminé dans la masse fluorée ;
- quartz des filonets.

Les 1er et 2ème correspondent à la même venue minérale, donc sont à peu près contemporains. Les 2ème et 3ème sont légèrement postérieurs.

. Quartz blanc laiteux - Il est massif, et constitue l'essentiel du remplissage filonien. Si la coloration blanche laiteuse est prédominante, il devient

parfois translucide et même semi-hyalin. La cause de cette coloration ne semble pas être seulement l'abondance des inclusions fluides et gazeuses, mais surtout l'intense microfracturation que présente la masse siliceuse, comme résultat des contraintes tectoniques subies après sa mise en place. Les sulfures sont associés à cette sorte de quartz, soit en remplissage total ou partiel des petites fissures et/ou des cavités de dissolution, soit en petites imprégnations ou "mouches" régulièrement distribuées dans la masse quartzreuse. Au microscope, on observe une déformation mécanique telle que, par endroits, ce quartz ressemble à une mylonite. La structure saccharoïde est aussi assez fréquente.

. Quartz drusique - Quand les cavités de dissolution dont on vient de parler pour le quartz massif ne sont pas remplies totalement par les sulfures, elles sont tapissées par une grande diversité de belles formes cristallines de quartz hyalin : prismes hexagonaux selon (10 $\bar{1}$ 0), monopyramidaux avec de nettes stries horizontales, et plus rarement formes bipyramidales. Les cristaux atteignent 3 cm au maximum. On soulignera que ces petites druses abondent aux endroits où se trouvent largement distribués les sulfures.

D'après les observations macroscopiques, le quartz drusique semble être légèrement postérieur au quartz massif ; il correspondrait aux derniers épisodes hydrothermaux sulfurés de la silicification, alors que la circulation des fluides commence à se ralentir en provoquant, en des endroits favorables (cavités, fissures), une dissolution partielle de "l'encaissant" (quartz et/ou fluorine dans ce cas) et la précipitation des sulfures et/ou la formation des druses avec ces cristaux idiomorphes de quartz.

. Quartz granulaire - Si la dissolution envisagée auparavant se produit dans la fluorine, on trouve du quartz micro- ou macrogranulaire (entre 0,05 et 8 cm) distribué uniformément dans la masse fluorée, à la manière d'un "quartz disséminé". La presque absence de sulfures en accompagnement de cette sorte de quartz, nous font penser à sa légère postériorité par rapport au quartz drusique. Au microscope, on observe parfois le développement des euhédres hexagonaux dans la masse fluorée.

. Quartz des filonets - Il s'agit de la même génération que celle du quartz massif, présentant les mêmes caractéristiques, et remplissant de minces fentes

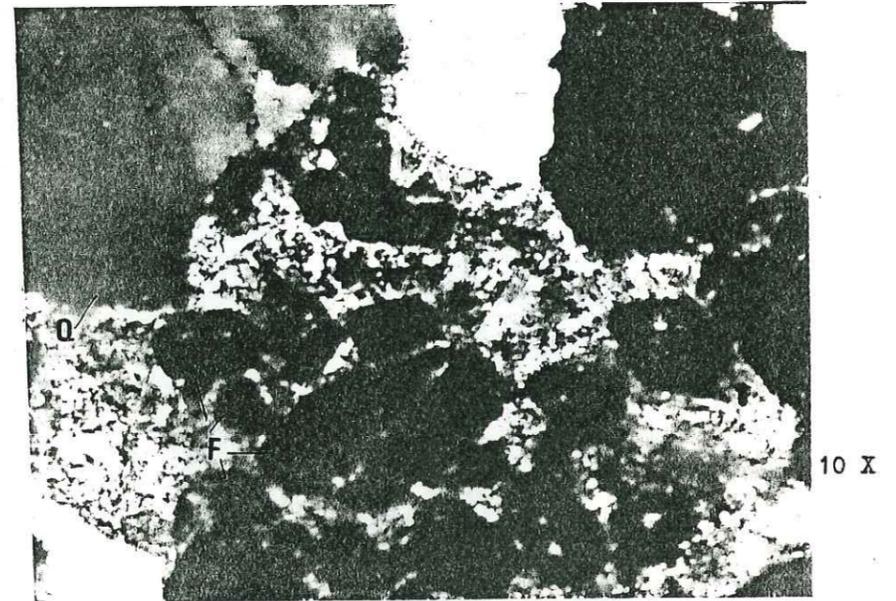
(0,5 - 7 cm) de longueur très variable (0,15 à 5 m). Ces filonets (parfois avec des "mouches" sulfurées) recoupent, nombreux, la couverture sédimentaire avec des directions, soit totalement anarchiques (photosp. 44), soit particulières et précises, tel le cas du "réseau d'alimentation" de l'horizon minéralisé de Montvernier (photo p. 56A) où ils forment une espèce de lentille.

III.8.2. FLUORINE

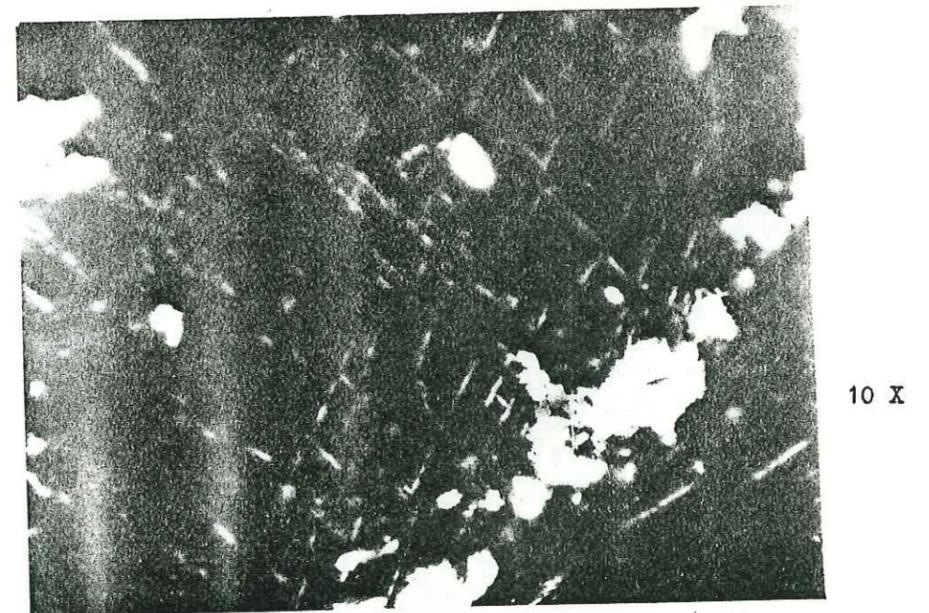
Comme on a pu l'apprécier d'après les teneurs de chaque gisement, le quartz et la fluorine constituent les espèces dominantes des minéralisations du Rocheray ; à Bois Feuillet, la fluorine peut constituer à elle seule 57 % du filon.

La fluorine du Rocheray a des caractéristiques un peu particulières par rapport à celles des autres gisements français (Massif Central, Pyrénées, etc.). Elle est blanche et massive, raison pour laquelle peut-être elle est passée un peu inaperçue, facilement confondue avec le quartz filonien. Macroscopiquement, cette absence de couleur ainsi que de formes cristallines se montre encore plus énigmatique avec le manque presque total de fluorescence, propriété si commune et caractéristique de ce minéral. De plus, comme on en discutera postérieurement, les analyses^{*} portant sur les terres rares ont décelé seulement des lanthanides légers (La, Ce, Pr, Nd, Sm et Eu), et ce en teneurs assez faibles (entre 0,12 et 1,4 ppm), tandis qu'on sait que la plupart des fluorines possèdent généralement la série complète des lanthanides (en plus des précédents : Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb et Lu), et encore en proportions beaucoup plus élevées, parfois même quelques centaines de ppm (surtout les fluorines colorées). A propos de la coloration, on peut d'ailleurs se demander quels sont les effets éventuellement produits par les bouleversements tectoniques qui ont pu provoquer une remobilisation de la fluorine, une décoloration thermique et/ou un lessivage des lanthanides ; on doit en effet se souvenir de l'abondance des passages schisteux traversés par les sondages. Ces arguments, et d'autres qu'on verra par la suite, nous amèneront à proposer une hypothèse quant à la genèse de la fluorine du Rocheray.

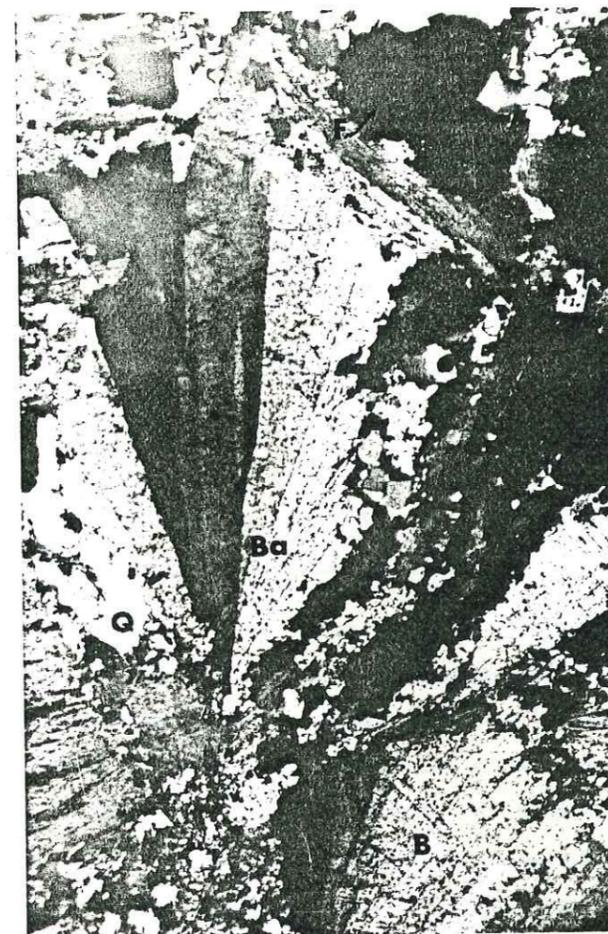
* Analyse par spectrométrie de masse à étincelle de 3 fluorines des Alpes françaises (Montvernier, Grand Clotet col de Tricot) d'après R. Le Suave (1974). D'autres analyses sur des échantillons du Rocheray ont été faites par résonance paramagnétique nucléaire : aucun spectre de terres rares n'a été décelé (d'après B. Chatagon et al., 1979).



Microphoto 5 .- Cristaux de fluorine subautomorphe et parfois automorphe (F) inclus dans le granite proche du filon du Sapey, où ils semblent avoir été protégés ou "épargnés" des contraintes tectoniques subies par l'ensemble de la masse filonienne. Grossissement : 110 fois.



Microphoto 6 .- Filon du Sapey. Fluorine xénomorphe avec de bons clivages, dont deux directions d'intersection à 72° et 110° . Grossissement : 110 fois.



1 X

Microphoto 7 .- Filon de Bois Feuillet. Barytine en formes radiales (Ba), avec le reste de l'entourage filonien.
Grossissement : 11 fois.



Microphoto 8 .- Filon du Sapey. Développement des euhédres de quartz (Q) dans la masse calcito-fluorée.
Grossissement : 110 fois.

En ce qui concerne les autres caractères structuraux, on doit souligner l'intense fracturation à toutes les échelles.

Au microscope, la fluorine apparaît généralement xénomorphe, rarement^{*} subautomorphe (ou automorphe), microfracturée et avec de bons clivages octaédriques dont deux directions d'intersection à 72° et 110° (microphoto, p. 86).

On a pu distinguer deux sortes de fluorine : l'une massive et l'autre rubanée, tardive.

. Fluorine massive (I) - Elle correspond à la majeure partie des gisements ; son dépôt est certainement antérieur à celui des autres minéraux ; son comportement vis à vis du quartz a déjà été souligné (page 84).

. Fluorine rubanée (II) - Elle forme une part des composants contemporains des derniers épisodes hydrothermaux quartzo-fluoro-sulfurés qui remplissent les cavités et/ou fentes disponibles, ou en dissolvent et traversent la fluorine massive déjà déposée, et correspondraient ainsi à un épisode tardif. L'étude des inclusions fluides a donné des températures un peu plus élevées pour la fluorine tardive (en moyenne 132° C contre 122° C pour la fluorine massive). La salinité, par contre, reste à peu près la même, autour de 14 % en équivalent ClNa.

III.8.3. BARYTINE

Elle est blanc laiteux, massive, avec une odeur très fétide à la cassure, très rarement cristallisée en petites druses, avec des formes lamellaires. Elle est très irrégulièrement répartie au Rocheray, parfois même absente (cas de Nantuel), ou au contraire prédominante : cas de l'horizon minéralisé de Montvernier, à 15 m du filon, où, comme on l'a vu, sa proportion atteint 75,5 %. En général, la barytine se présente soit en noyaux sans continuité, soit en forme de lentilles à la manière d'exsudats. Au début, J. Méloux (1968) avait observé une certaine zonalité verticale aux filons de Bois Feuillet et du Sapey dont le pourcentage de barytine diminue de haut en bas, tandis que celui de la fluorine augmente ; cependant, d'après les sondages, cela n'est pas toujours certain.

D'autre part, il semble y avoir deux générations de barytine : l'une contemporaine de la fluorine rubanée, et l'autre, tardive, en remplissage des accidents, créée par des bouleversements tectoniques postérieurs, ainsi que les

* Seulement quand elle est incluse dans le granite proche du filon du Sapey, cristaux qui ont pu être protégés ou "épargnés" des contraintes tectoniques subies par l'ensemble de la masse filonienne (microphoto 5).

horizons minéralisés de Montvernier. Les filons et filonets quartzo-fluorés sont parfois recoupés par de minces passages barytiques de directions diverses. Cette deuxième génération barytique pourrait correspondre à des solutions hydrothermales tardives, ou à des fluides superficiels transportant le Ba mobilisé par l'altération des roches cristallophylliennes (Y. Fuchs, 1969), et entraîné vers ces petites fractures jouant le rôle de drains. Ce dernier mécanisme pourrait peut-être expliquer le subit enrichissement exagéré de l'horizon minéralisé de Montvernier, dont le pourcentage en barytine monte brutalement de 4,6 % à 3 m du filon à 75,5 % 12 m plus loin.

III.8.4. CALCITE

C'est le minéral accessoire presque toujours présent dans les paragenèses du Rocheray. Elle est blanche, plus rarement un peu grisâtre, souvent massive, mais parfois bien cristallisée en gros rhomboédres qui peuvent être légèrement tordus par effets tectoniques vraisemblablement. Il en existe deux générations :

. Calcite I - La plus abondante, elle est contemporaine des sulfures, du quartz tardif et de la fluorine rubanée, auxquels elle est toujours étroitement liée, participant par exemple aux associations triminérales du Sapey. En général, elle se trouve près du mur et/ou du toit des filons. Sa proportion devient dominante en profondeur, dépassant 50 % des constituants dans les filons du Bois Feuillet et du Sapey.

. Calcite II - Elle est en veinules et filonets qui traversent soit le filon et les horizons minéralisés, soit la couverture de Trias et de Lias. Elle est contemporaine de la barytine tardive. Son habitus est fibreux, parfois massif ou en minuscules rhomboédres. Elle contient une petite quantité de Mn (0,4 %). Son origine est celle de la barytine II, c'est à dire qu'elle proviendrait des eaux connées chargées d'ions Ca, CO₂ et d'un peu de Mn entraînés vers les fentes ou petites fractures par un mécanisme de drainage des fluides calcitiques.

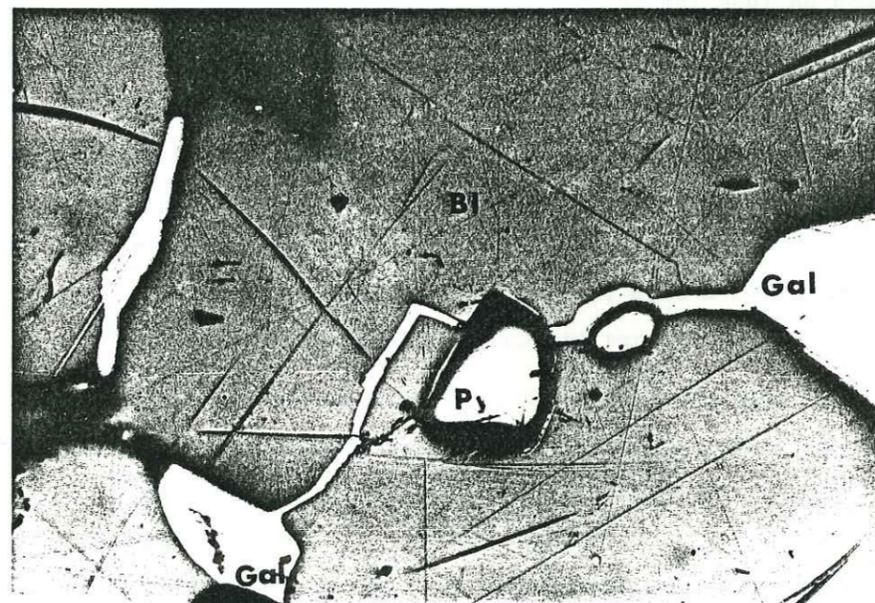
III.8.5. MINÉRAIS PRINCIPAUX : SULFURES BPGC

Les observations macroscopiques ont porté sur des échantillons tant de



10 X

Microphoto 9 .- Remplacement de la blende (Bl) par la galène (Gal).
Grossissement : 110 fois.



20 X

Microphoto 10 .- Idem photo précédente, mais avec de la pyrite (Py) associée,
commençant elle aussi à être corrodée par la galène (Gal).
Grossissement : 220 fois.

surface que provenant des carottes ; néanmoins, l'étude des sections polies a porté exclusivement sur les échantillons du carottage. On décrira les minéraux dans l'ordre de leur importance décroissante.

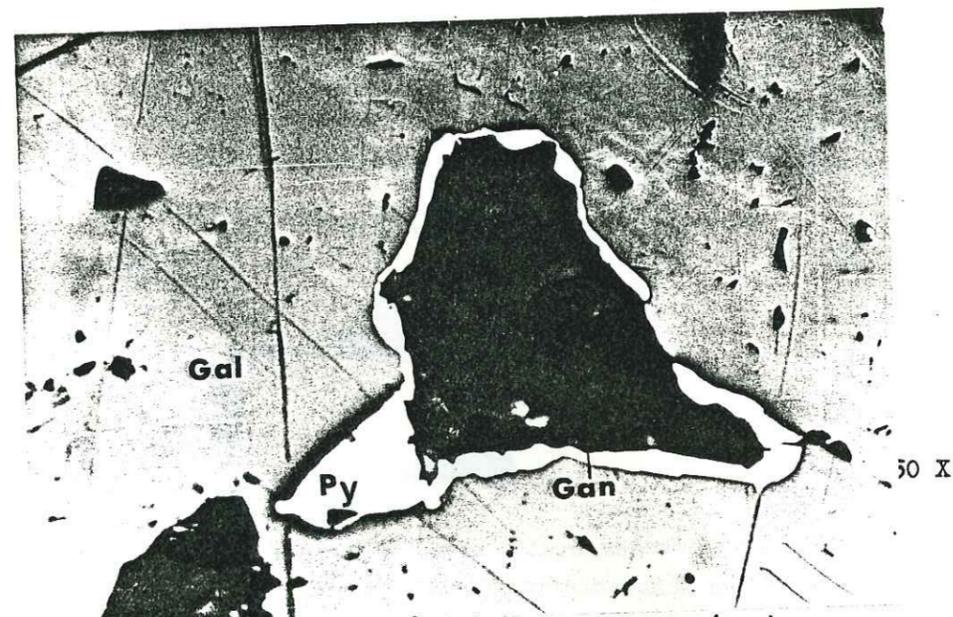
. **BLLENDE** - Elle est d'aspect massif, compact, en agrégats qui peuvent atteindre 5 cm, et de structure phanocristalline, plus rarement en cristaux tétraédriques. Sa couleur varie entre le jaune-verdâtre clair et le brun foncé ; elle est même parfois grisâtre, ce qui peut la rapprocher de la marmatite. Sa teneur en SFe est fonction de cette coloration (0,9 % mole SFe pour les plus claires, et 8,35 % pour les plus foncées), teneur qui devrait être aussi en liaison avec la température de formation des paires blende-pyrite (G. Kullerud, 1953 ; B.F. Skinner et al., 1959 ; S.D. Scott et al., 1971, 1973).

Microscopiquement, elle apparaît également massive, xénomorphe, avec des inclusions de galène, pyrite et chalcopyrite. On peut noter clairement le remplacement de la blende par la galène (microphoto, p. 90), qui toutefois demeure toujours la plus abondante. Des analyses sur la teneur en éléments traces ont été faites sur quelques échantillons.

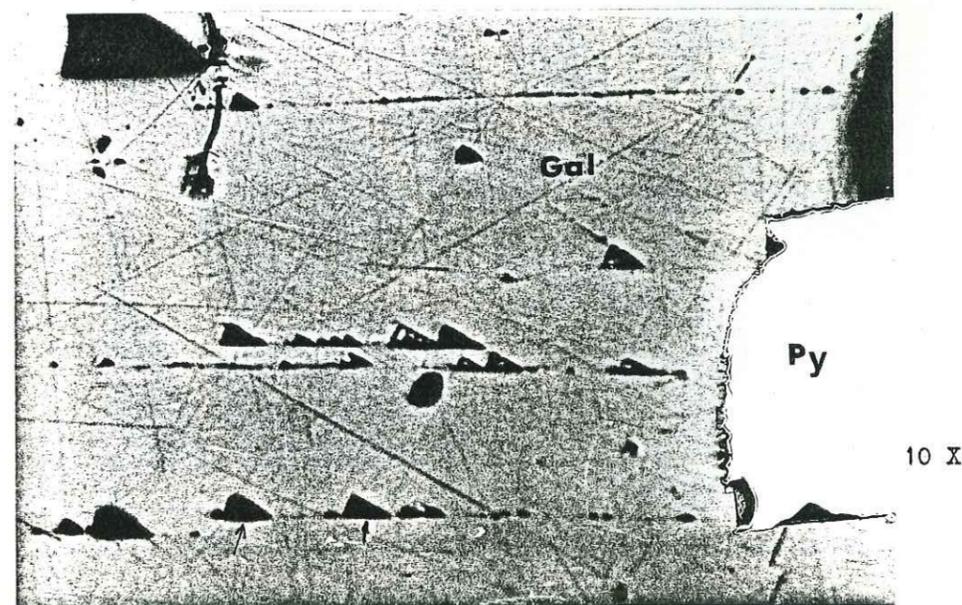
. **PYRITE** - C'est un minéral très répandu au Rocheray. Elle présente plusieurs générations, et cela du fait de sa facilité bien connue pour se déposer en diverses ambiances. Nous nous occuperons exclusivement de celles qui appartiennent aux minéralisations proprement dites, et qui sont au nombre de deux.

PYRITE I - Associée aux autres sulfures et contemporaine de ceux-ci, elle se présente en agrégats de petits cristaux cubiques ou en imprégnations (jusqu'à 1,5 cm). Microscopiquement, elle apparaît corrodée soit par la blende, soit par la galène, ou même par la gangue (microphoto, p. 92). Elle est partiellement limonitisée et/ou transformée en oligiste (martite) ou en goëthite. D'après ses relations avec les autres minéraux, elle a certainement eu une période de formation large dans la succession paragenétique.

PYRITE II - Il s'agit de cristaux tardifs, disséminés dans toutes les zones minéralisées indistinctement ; à la différence de la génération antérieure, elle n'est jamais associée aux autres sulfures à l'exception de la marcasite. Son habitus est toujours en petits cristaux euhédriques de 2 mm au maximum, préférentiellement cubiques, mais parfois octaédriques. Sa couleur est légèrement plus pâle que celle de la pyrite I. Elle n'a aucune caractéristique particulière.



Microphoto 11 .- Pyrite (Py) corrodée par la galène (Gal) et par la gangue (Gan).
Grossissement : 550 fois.

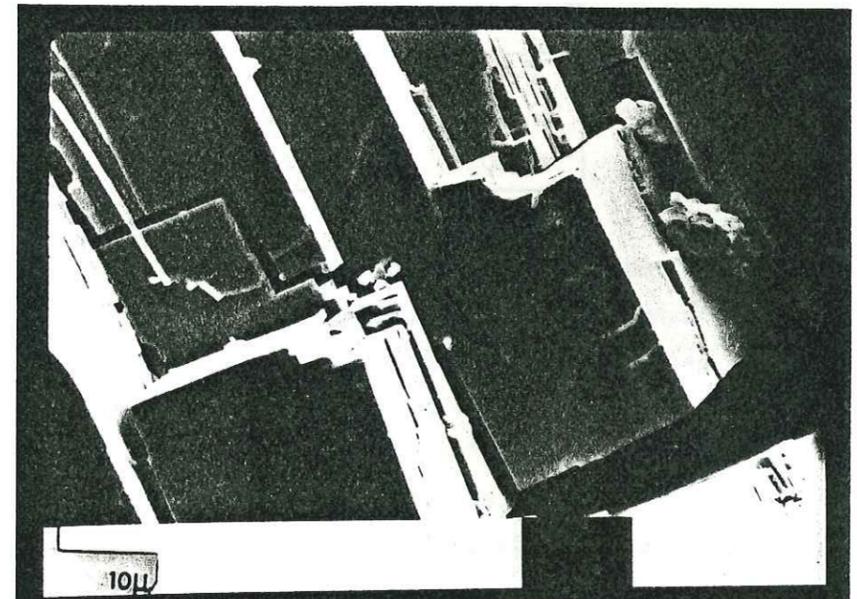


Microphoto 12 .- Idem photo précédente. La galène présente des "figures d'arrachement".
Grossissement : 110 fois.



20 X

Microphoto 13.- Galène avec "figures d'arrachement" et une espèce de "chevelu" dû certainement aux effets tectoniques postérieurs au remplissage filonien. Grossissement : 220 fois.



Electromicrophoto de la galène.- On peut apprécier la localisation du "chevelu" par rapport aux clivages. L'observation au microscope électronique à balayage a permis de rejeter l'idée d'éventuels remplacements métasomatiques au sein de la galène à travers des "figures d'arrachement" et des "chevelus" montrés précédemment.

. GALENE - Avec la blende, elle est le minéral essentiel du Rocheray. Très fréquemment bien cristallisée, avec des clivages parfaits, elle est en petits grains disséminés ou en agrégats cristallins qui peuvent atteindre jusqu'à 7 cm. Elle semble avoir une forte teneur en Ag et Bi comme on le verra par la suite. Microscopiquement, ses plages sont subautomorphes, avec des inclusions de pyrite et de chalcopryrite (microphoto, p.92). On l'observe également en petits grains de 0,2 mm au maximum et en microfilonets qui recoupent la blende et traduisent ainsi sa postériorité. (microphoto, p.90). Les bordures d'altération sont très nettes, visualisées par la corrosion par le couple cérusite-digénite (et parfois anglésite). La présence de "figures d'arrachement" (clivages) est assez généralisée. Ses clivages présentent en plus un espèce de "chevelu" (microphoto, p.93) dû certainement aux effets tectoniques postérieurs au remplissage filonien (c'est le cas des rhomboèdres tordus de calcite et de la fracturation du quartz et de la fluorine à toutes les échelles. Ce "chevelu" a pu être photographié au microscope électronique à balayage, afin de déceler d'éventuels remplacements métasomatiques au sein de la galène (photo p.93).

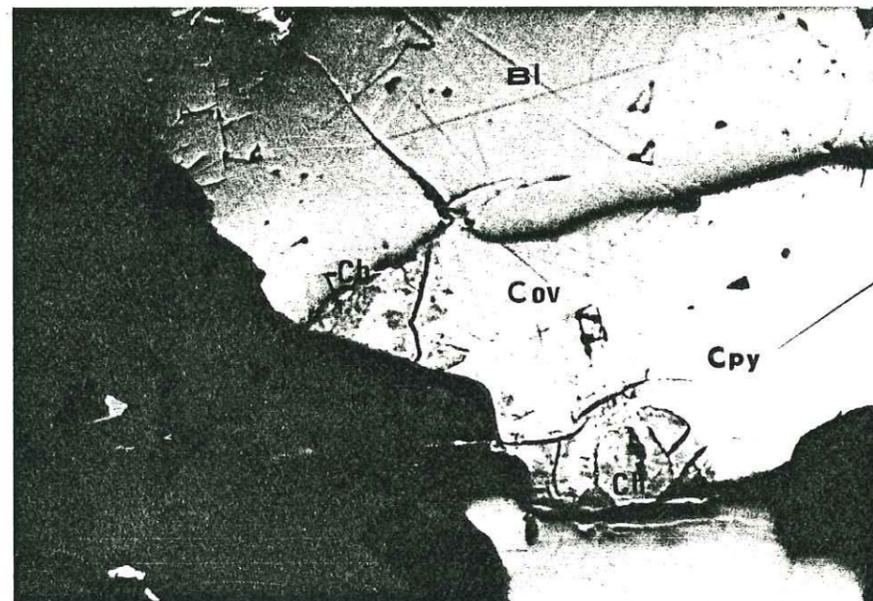
Ce qui est étonnant, ce sont les résultats de l'analyse chimique d'un échantillon du niveau 950 (filon de Bois Feuillet) donnés par C. Chermette (1963)

Elément	teneur
Pb	84,4 %
Ag	670 g/t
Bi	320 g/t

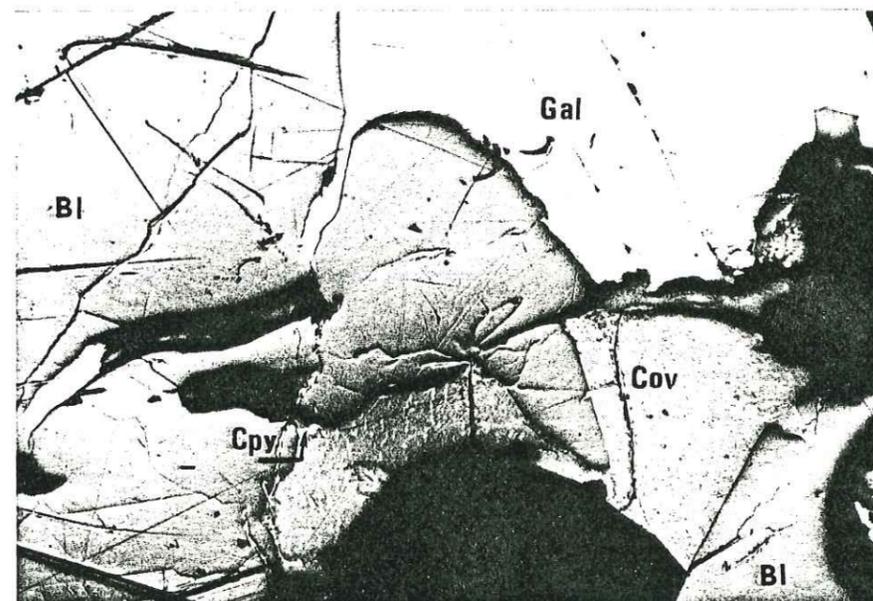
. CHALCOPYRITE - C'est le sulfure le moins fréquent de l'association BPGC. Son habitus caractéristique correspond à de petites imprégnations massives (3 cm au maximum) remplissant les druses quartzieuses déjà décrites avec les autres sulfures. Elle présente très rarement des formes tétraédriques.

Microscopiquement, elle apparaît en "plages" parfois poecilitiques qui englobent de la galène et/ou de la blende, ce qui démontre sa postériorité, également en petites inclusions dans le quartz, à la manière de "mouches".

La chalcopryrite est très souvent transformée partiellement ou totalement en chalcosine et/ou covelline (microphoto, p. 95)



Microphoto 14 .- Chalcopyrite (Cpy) transformée partiellement en covellite (Cov)
+ chalcosine (Ch)
Grossissement : 220 fois



Microphoto 15 .- Chalcopyrite (Cpy) totalement transformée à covellite
(on observe seulement des vestiges de ce minéral).
Grossissement : 220 fois.

III.8.6. MINERAIS ACCESSOIRES

Leur présence est très restreinte, et en général seulement discernable au microscope.

. MARCASITE - Elle est toujours associée à la pyrite II, en petits cristaux tabulaires (< 1 mm), et plus rarement sphérolitiques remplissant de minuscules druses de 2 mm au maximum.

. BORNITE - Ses petites imprégnations sans formes géométriques (jusqu'à 2 mm) sont toujours associées aux plages de chalcopryrite. Microscopiquement, elle contient de petites inclusions de chalcopryrite semblables à des reliques, ce qui nous fait penser à deux générations de bornite, une primaire et l'autre secondaire, due à la désintégration de la chalcopryrite. De son côté, la bornite (I et II) se transforme parfois en idaülite et covelline par décomposition.

. TETRAEDRITE (CUIVRE GRIS) - Il est en tétraèdres bien cristallisés. La présence de cuivre gris pourrait être un argument en faveur d'une origine hydrothermale des minéralisations, à tout le moins des sulfures.

. AZURITE - Elle est très rare, sous la forme de quelques "mouches" dans la masse quartzeuse et exceptionnellement en minuscules prismes accompagnant l'entourage drusique.

III.8.7. MINERAIS SECONDAIRES

Comme produits de l'altération ou de la transformation des minéraux décrits précédemment, on citera :

- . Covelline
- . Anglésite - cérusite - digénite
- . Oligiste - limonite - goëthite
- . Chalcosine
- . Bornite II

01 SEP. 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GLOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : plalour@ujf-grenoble.fr

III.9 SUCCESSION PARAGENETIQUE

A partir des observations macro- et microscopiques que nous avons faites sur les différentes minéralisations du Rocheray, on peut établir une chronologie relative ou succession paragénétique de l'ensemble des minéraux. Cette succession est résumée dans le tableau suivant :

Tableau n° 4

Minéraux	Domaine hypogène	Domaine supergène
Fluorine massive	-----	
Fluorine rubanée	-----	
Quartz massif	-----	
Quartz des filonets	-----	
Quartz granulaire	-----	
Quartz drusique	-----	
Barytine I	-----	
Barytine II	-----	-----
Calcite I	-----	
Calcite II	-----	-----
Blende	-----	
Pyrite I	-----	
Pyrite II	-----	-----
Galène	-----	
Chalcopyrite	-----	
Marcassite	-----	-----
Bornite I	-----	
Bornite II	-----	-----
Tetraedrite	-----	
Azurite	----- ?	
Minerais secondaires*		-----

* Covelline, anglésite, cérusite, digénite, oligiste, limonite, goethite et chalcosine.

III.10. LA FLUORINE DU ROCHERAY PAR RAPPORT
AUX RESERVES FRANCAISES

Lors de la description des gisements du Rocheray qu'on vient de faire, il semble qu'au moins deux d'entre eux (Sapey et Bois Feuillet) renferment des "stocks" très importants de fluorine, comme le montrent les tableaux 5 et 5A).

D'après le Rapport publié par le U.S. Bureau of Mines (1978), les dépôts de fluorine considérés comme économiquement rentables doivent contenir 20 % de F₂Ca au minimum et, à titre d'exemple, les gisements actuellement exploités aux Etats Unis ont une teneur moyenne en CaF₂ de 37 %, et représentent pour leurs 16 x 10⁶ tonnes de réserves, 2.700,000 t de F .

Les gisements du Rocheray remplissent cette condition : leurs teneurs sont supérieures au seuil (26 % au Sapey et 56 % à Bois Feuillet). D'un autre côté, la comparaison de leurs "stocks" (487.800 t de fluor - Tableau 5) avec ceux reconnus pour la France (1400.000 t de fluor), et même si ces derniers sont deux ou trois fois inférieurs aux réserves réelles, nous montre déjà l'indéniable importance du volume de fluor existant au Rocheray, en plus d'autres facilités.*

Tableau n° 5

Gisement	Tonnage	Teneur %	Tonnage fluorine (100%)	Tonnage ** en fluor
Sapey	3.200,000	26	832,000	374,400
Bois Feuillet	450,000	56	252,000	113,400
Total	3.650,000	41	1.084,000	487,800

98

* Chemin de fer, routes nationales, un centre urbain important (St-Jean-de-Maurienne), une des plus importantes usines d'Aluminium (Péchiney), etc..
** Tonnage en fluor = tonnage fluorine x 0,45 (facteur standard du fluor dans la fluorine).

Tableau n° 5A

Réserves mondiales en fluor* en 1977
(milliers de tonnes métriques)

Zone	Pays	Rentables **	Non rentables ***	Total
EUROPE	FRANCE	1.400	500	1.900
	R.F.A.	700	700	1.400
	R.D.A.-	600	600	1.200
	ITALIE	1.100	3.600	4.700
	ESPAGNE	1.700	1.000	2.700
	ANGLETERRE	3.500	2.000	5.500
	U.R.S.S.	2.400	1.300	3.700
	Total	11.400	9.700	21.100
NORD AMERIQUE	CANADA	900	500	1.400
	ETATS UNIS	2.700	14.000	16.700
	MEXIQUE	6.200	2.300	8.400
	Total	9.700	16.800	26.500
SUD AMERIQUE	ARGENTINE	800	800	1.600
	BRESIL	900	900	1.800
	Total	1.700	1.700	3.400
AFRIQUE	AFRIQUE DU SUD	6.300	1.800	8.100
	AFRIQUE DU SW	1.000	1.000	2.000
	KENYA	1.300	600	1.900
	MAROC	600	700	1.300
	RHODESIE	100	100	200
	TUNISIE	500	100	600
	Total	9.300	4.300	14.100
ASIE ET OCEANIE	AUSTRALIE +	200	200	400
	CHINE POP.	900	500	1.400
	COREE N	100	100	200
	COREE S	100	100	200
	INDE	1.400	300	1.700
	MONGOLIE	800	800	1.600
THAILANDE	1.700	4.400	6.100	
	Total	5.200	6.400	11.100
TOTAL MONDE		37.800	38.900	76.700

Source : U.S. Bureau of Mines (1978)

* 100 % de fluor.
** Gisements avec une teneur > 20 % en fluorine.
*** Gisements avec une teneur < 20 % en fluorine.
- Les réserves de la R.D.A. incluent celle de la Tchécoslovaquie et de la Roumanie.
+ Réserves de Turquie comprises.

Note - Les réserves réelles de fluor de la France semblent être 2 à 3 fois celles signalées dans ce tableau.

DEUXIEME PARTIE

I. INTRODUCTION

Nous avons vu, dans les chapitres précédents, la nature géologique ainsi que les caractéristiques et l'importance des gisements du Rocheray ; en même temps, on a déjà pu percevoir le problème qui demeure à propos de l'origine de ces minéralisations fluorées. Les observations de terrain montrent clairement que l'on a affaire à des structures filoniennes, d'âge post-triasique, bien individualisées, presque verticales, etc. ; tout naturellement, on est tenté d'adopter l'hypothèse génétique classique de minéralisations épigénétiques créées par des solutions hydrothermales d'origine profonde. Néanmoins, dans le détail, les choses ne sont pas si simples, et le problème posé demeure ; en effet :

a) A côté du classique remplissage filonien, il existe des horizons minéralisés parfaitement concordants avec les calcaires triasiques encaissants (Montvernier), et ces horizons sont, soit apparemment bien liés aux filons (falaise), soit sans aucune liaison visible ou apparente avec ceux-ci* (carrière de Noirey).

* Même si les anomalies géochimiques des sols résiduels peuvent nous aider à tracer d'éventuels accidents secondaires.

b) On peut également s'interroger sur le rôle qu'ont pu jouer, comme éventuelles sources de minéralisation, les lambeaux* triasiques (et vraisemblablement houillers) coincés dans les accidents du granite qui contrôlent les minéralisations filoniennes.

c) Les particularités de la fluorine du Rocheray : blanche, massive, sans fluorescence, à teneurs en lanthanides excessivement basses sont-elles la conséquence d'une régénération ou "lessivage" de minéralisations anciennes ?

d) Les spillites fini-triasiques ont-elles joué aussi un rôle en apportant du fluor et/ou d'autres éléments aux horizons minéralisés ?

Telles sont quelques-unes des interrogations que nous pose le Rocheray, et auxquelles nous tenterons de répondre dans les pages suivantes, d'abord en déterminant les conditions physico-chimiques de la mise en place des minéralisations, ainsi que la nature de celles-ci, à partir des caractéristiques des inclusions fluides du quartz et de la fluorine, de la teneur en lanthanides de cette dernière et des caractères géochimiques de la blende (mesures thermo-optiques et cryoscopiques des inclusions, teneur en SFe et en éléments traces), et ensuite en bâtissant, à partir de ces données, une hypothèse génétique.

II. ETUDE DES CONDITIONS PHYSICO-CHIMIQUES

II.1. LES INCLUSIONS FLUIDES COMME TEMOINS DE L'EVOLUTION

Les inclusions fluides sont considérées comme les lacunes cristallines et reliques des fluides minéralisateurs à partir desquels s'est effectuée la cristallisation des minéraux hôtes. Cela suppose que les caractéristiques physico-chimiques des fluides piégés correspondent à celles des solutions originelles, donc que ces fluides piégés n'ont pas subi de modifications importantes au cours du temps, c'est à dire :

- pas de réajustement de la température et de la pression d'homogénéisation par contraction de la cavité;

* Nous avons vu (merci aux sondages) la grande quantité de passages schisteux mylonitisés, à la manière de roches "mal digérées" tectoniquement par la masse granitique.

- pas de variation (importante des réactions d'équilibre fluide-cavité (composition, densité, etc.) ;
- pas de perte, ou de gain par incorporation de fluides étrangers.

En ce qui concerne la première condition, il est évident que les fluides des cavités actuelles ont réagi aux conditions ambiantes (1 atmosphère et 25°C), qui ne correspondent certainement pas aux conditions originelles au moment du piégeage ; cependant, depuis les travaux de G.C. Kennedy (1950, 1954), G.G. Lemlein et P.V. Klevtsov (1959*, 1961), on sait que, si la composition des fluides est simple (H₂O-ClNa prédominants), on peut négliger les effets d'une variation de la pression ou les corriger facilement (s'ils ont jusqu'à 23,3 % ClNa) comme il en sera dans le cas du Rocheray pour la plupart des échantillons.

En ce qui concerne la deuxième condition, E. Roedder et B. Skinner (1968) et E. Roedder (1968, 1972) ont montré expérimentalement que dans le cas du quartz il n'existe pas de modifications dans la composition et/ou la densité

En ce qui concerne la dernière condition, le fluide contenu dans l'inclusion ne peut être considéré comme relique du fluide syngénétique par rapport au minéral hôte que s'il s'agit d'inclusions primaires. Il faut donc distinguer les inclusions primaires des inclusions pseudoprimaires** et/ou secondaires. Sur ce sujet, G. Deicha (1955) donne quelques critères pratiques d'après la morphologie et/ou la répartition des inclusions dans les minéraux ; mais il souligne que ces critères sont parfois insuffisants, et qu'une certaine expérience est nécessaire ; bien que, par exemple, la forme du cristal négatif*** soit considérée comme un bon critère de distinction pour les inclusions primaires, les inclusions secondaires produites par une microfissuration tardive acquièrent très souvent ces formes, comme résultat de la compensation entre le fluide inclus et les parois de la cavité.

En résumé, il est possible de faire abstraction des conditions restrictives, et, par l'étude des inclusions fluides de connaître les compositions des fluides minéralisés, ainsi que les températures et pressions minimales de leur mise en place. Avant de présenter les résultats de l'étude

* Le deuxième auteur apparaît en tête.

** Produites par le remaniement ou le remplissage des cavités correspondant à d'anciennes inclusions primaires.

*** C'est la cavité dont les faces sont déterminées par le réseau cristallin du minéral hôte.

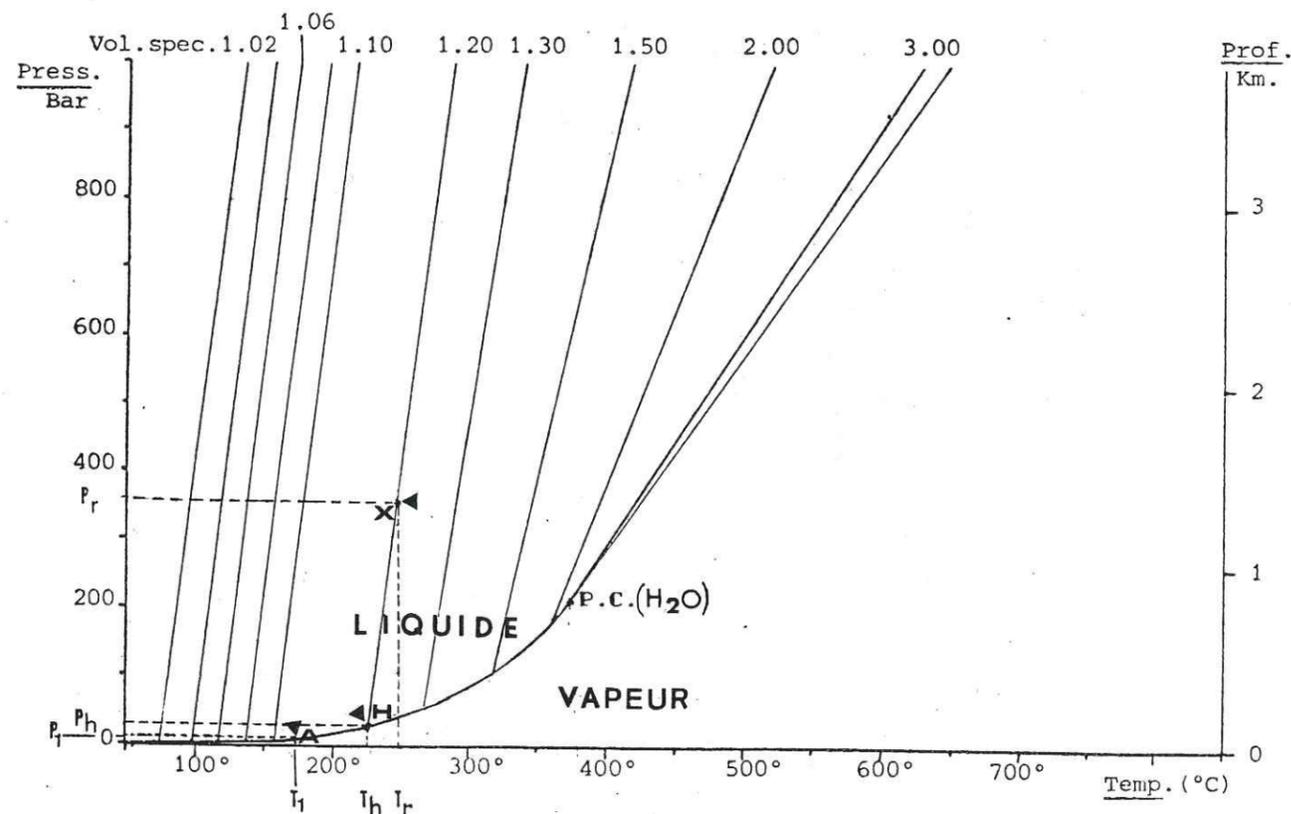


Fig. 22.-Diagramme P V T pour de l'eau pure (Kennedy, 1950).

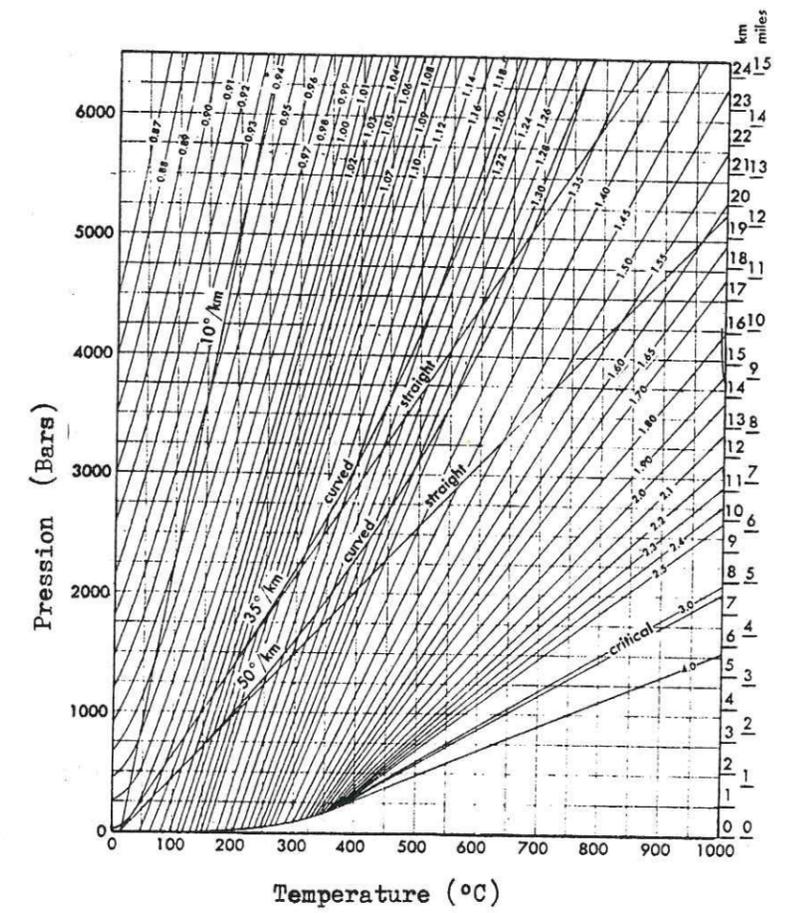


Fig. 22 A.-Courbes d'isovolume de l'eau par rapport a de temperatures et de pressions elevees. Le volume specifique est exprime en c.c./g. (in Smith, 1953).

menée sur les minéralisations du Rocheray, nous allons résumer les fondements théoriques, les portées et/ou les limitations de ce genre d'étude.

II.2. LES MESURES THERMO-OPTIQUES : FONDEMENTS THEORIQUES

II.2.1. GEOTHERMO-BAROMETRIE

Si l'on a admis les conditions définies ci-dessus, cela signifie qu'est admise l'évolution à volume constant du couple cavité-fluide depuis sa formation ; cela implique que le coefficient de dilatation thermique du matériel hôte est négligeable par rapport à celui du fluide piégé, et que la chute de la pression dans la cavité est à peu près proportionnelle à celle de la T, jusqu'au point d'ébullition. Ce dernier phénomène, d'autre part, doit se manifester par l'apparition d'un libelle de gaz ou "bulle" dans la phase liquide. Bien entendu, le volume de ce libelle sera proportionnel à l'écart entre la température d'ébullition du fluide et la température d'observation dans les conditions ambiantes ; donc, si l'on réchauffe la cavité* jusqu'à une température déterminée correspondant à la disparition de la "bulle" - c'est la température d'homogénéisation -, on observera la processus inverse, c'est à dire que l'on recréera artificiellement la phase fluide originelle (qu'on suppose homogène) en remplissant la cavité.

Le diagramme PVT, construit par G.C. Kennedy (1950)** pour l'eau pure (Fig. 22), visualise le processus. Ainsi, sous conditions normales, l'inclusion biphasée A (liquide + libelle gazeux), de coordonnées P₁ et T₁ se localise sur la courbe critique qui sépare les phases LIQUIDE-VAPEUR. Quand on élève la température, l'inclusion A parcourt cette courbe jusqu'au point H, de coordonnées T_h et P_h (température et pression d'homogénéisation), qui correspond à la disparition de la phase vapeur ("bulle"), c'est à dire au remplissage complet de la cavité par la phase liquide. Ces paramètres représentent les conditions minimales de P et T de formation ou piégeage de l'inclusion (dans ce cas : 225°C et 30 bars) ; cependant, les conditions réelles correspondront à un point X (245° et 360 bars) situé sur l'isochore 1,20 dans notre exemple (donc à volume constant). On observe que, même pour une légère augmentation de la température (25° C), la pression

* Avec la platine chauffante-réfrigérante.

** Pour une pression de 1000 bars ; cependant, il existe des courbes pour pressions et températures supérieures : 6250 bars et 1000° C (Fig. 22 A)

T A B L E A U 5 C

RELATIONS DES PARAMETRES P T F (PRESSION-TEMPERATURE-COEFFICIENT DE REMPLISSAGE), POUR DE DIFFERENTS CONCENTRATIONS DE CINA (5, 10, 15, 20, 25 et 30 o/o)

F, %	T °E						500 atm						750 atm													
	5	10	15	20	25	30	5	10	15	20	25	30	5	10	15	20	25	30								
92.5	149	178	185	193	197	201	164	164	172	175	178	181	184	189	192	195	199	203	207	209	212	216	221	226	229	
90.0	178	202	211	218	225	231	188	188	197	200	203	206	209	212	216	219	222	225	228	231	233	236	239	242	244	247
87.5	202	224	235	244	256	266	276	282	288	292	296	300	303	306	309	312	314	316	318	320	321	322	322	322	322	322
85.0	224	243	257	268	285	299	313	322	328	332	336	340	344	347	350	352	354	355	355	355	355	355	355	355	355	355
82.5	243	262	277	292	314	335	353	372	388	403	413	420	426	431	435	438	440	441	441	441	441	441	441	441	441	441
80.0	262	279	295	314	335	359	377	397	413	429	441	448	454	458	460	461	461	461	461	461	461	461	461	461	461	461
77.5	279	295	312	334	354	378	396	416	431	444	453	459	463	465	466	466	466	466	466	466	466	466	466	466	466	466
75.0	295	309	329	345	373	396	416	436	451	462	469	473	475	476	476	476	476	476	476	476	476	476	476	476	476	476
72.5	309	322	345	373	396	416	436	456	471	480	484	486	487	487	487	487	487	487	487	487	487	487	487	487	487	487
70.0	322	334	360	374	404	426	446	466	481	489	492	493	493	493	493	493	493	493	493	493	493	493	493	493	493	493
67.5	334	349	380	398	430	454	474	494	509	516	520	521	521	521	521	521	521	521	521	521	521	521	521	521	521	521
65.0	349	365	398	418	452	478	498	513	520	524	525	525	525	525	525	525	525	525	525	525	525	525	525	525	525	525
62.5	365	383	418	439	476	504	524	539	546	549	549	549	549	549	549	549	549	549	549	549	549	549	549	549	549	549
60.0	383	402	439	461	500	530	550	565	572	574	574	574	574	574	574	574	574	574	574	574	574	574	574	574	574	574
57.5	402	422	461	484	526	558	578	594	601	601	601	601	601	601	601	601	601	601	601	601	601	601	601	601	601	601
55.0	422	443	484	508	552	586	606	622	629	629	629	629	629	629	629	629	629	629	629	629	629	629	629	629	629	629
52.5	443	466	508	534	580	616	636	652	659	659	659	659	659	659	659	659	659	659	659	659	659	659	659	659	659	659
50.0	466	490	534	561	608	646	666	682	689	689	689	689	689	689	689	689	689	689	689	689	689	689	689	689	689	689

D'après Lemlein et Klevtsov, 1961

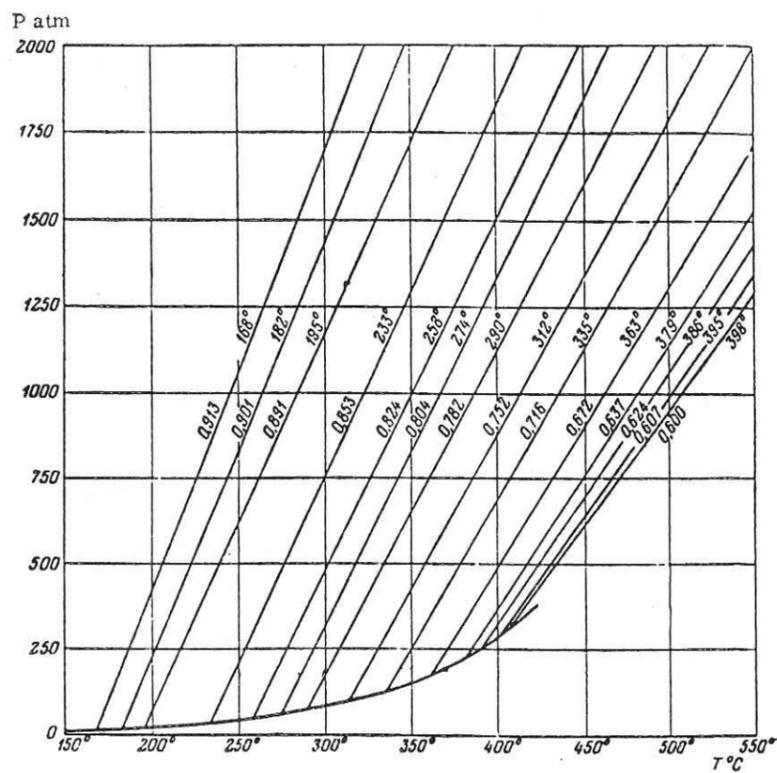


Fig. 23.- Diagramme P - T - Ms (Pression-Température-Masse spécifique), pour une solution à 10% ClNa (d'après Lemlein et Klevtsov, 1961).

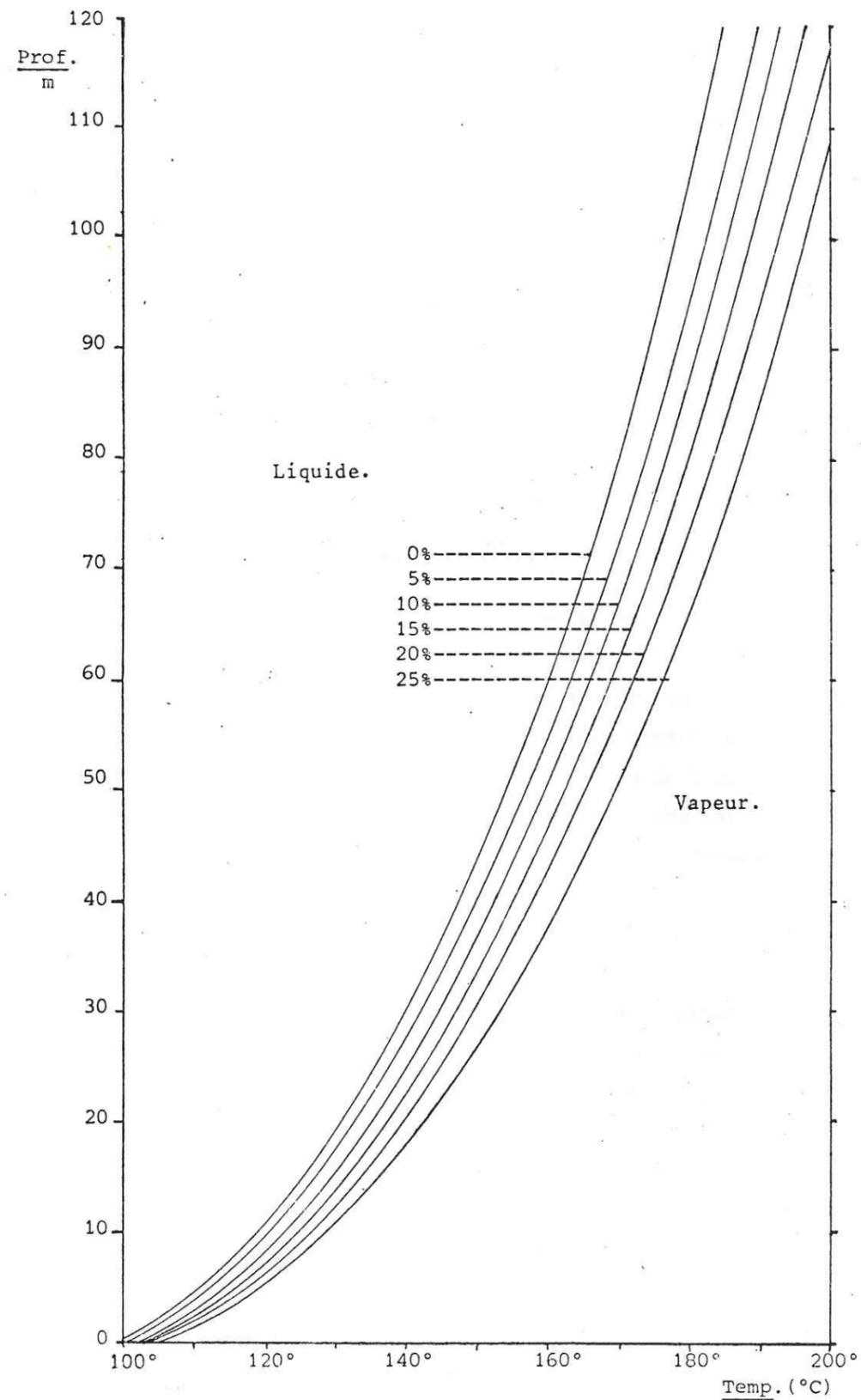


Fig. 24.-Diagramme d'ébullition des solutions aqueuses à 0 %, 5%, 10%, 15%, 20% et 25% de ClNa, en fonction de la profondeur (voir p.108); d'a - près Haas, 1971.

monte très vite (30 à 360 bars); en effet, compte tenu de la forte pente des isochores, une faible augmentation de la température correspond à une forte augmentation de la pression, dès que le fluide s'est homogénéisé en une seule phase liquide. Des isochores pour fluides non homogènes (solutions aqueuses avec 5, 10, 15, 20, 25 et 30 % de ClNa) peuvent être construites à partir des données⁽¹⁾ de G.G. Lemmlein et P.V. Klevtsov, 1961 (Fig. 23 et Tableau 5 C). Ces diagrammes, une fois connues les salinités et les températures d'homogénéisation des inclusions, permettent de connaître la densité⁽²⁾ ainsi que la pression minimale de formation des fluides piégés. Sauf cas exceptionnel (fluide piégé à l'ébullition), ces pressions minimales de formation sont < aux P réelles de formation au moment du piégeage. A ce sujet, J. Amossé (1976) a proposé une méthode physique pour la détermination de ces paramètres qu'il a appliquée à un gisement quartzo-wolframifère. Il évalue expérimentalement, à des pressions données, la compression subie par le réseau cristallin des minéraux filoniens pendant leur cristallisation⁽³⁾. Enfin, la figure 24 montre que, s'il s'agit de températures inférieures à 200° C, les limites de phases dans un fluide donné sont pratiquement indépendantes de la salinité; on peut donc alors raisonner comme si le fluide piégé était proche de l'eau pure (une bibliographie assez complète sur les inclusions fluides est représentée par les sept volumes du COFFI, qui comportent plus d'un millier de résumés).

II.2.2. CORRECTIONS DE LA TEMPERATURE EN FONCTION DE LA PRESSION

La correction des températures d'homogénéisation en fonction des pressions réelles de formation des inclusions a conduit G.G. Lemmlein et P.V. Klevtsov (1961) à construire des courbes pour 5, 10, 15, 20, 25 et 30 % de ClNa (Fig. 25); si donc on dispose de ces trois paramètres: température d'homogénéisation, pression réelle de formation et salinité des solutions, on peut connaître $\Delta T =$ correction de température = température réelle de formation - température d'homogénéisation (température minimale de formation).

- (1) Seul est présenté dans l'article référencié le diagramme PTF pour une solution à 10 % ClNa; les données concernant les solutions à 15 et 25 % ClNa ont été obtenues par interpolation.
- (2) Pour ces auteurs, présentée comme paramètre F: volume spécifique ou coefficient de remplissage = $1/d$ (densité). J.L. Haas (1970) a construit un diagramme pratique qui permet de connaître directement la densité en fonction de deux paramètres: T_h et salinité (Fig. 24A).
- (3) R. Déchomets (1978) a employé cette méthode pour le gîte de fluorine de Trébas (Tarn), avec des résultats assez satisfaisants.

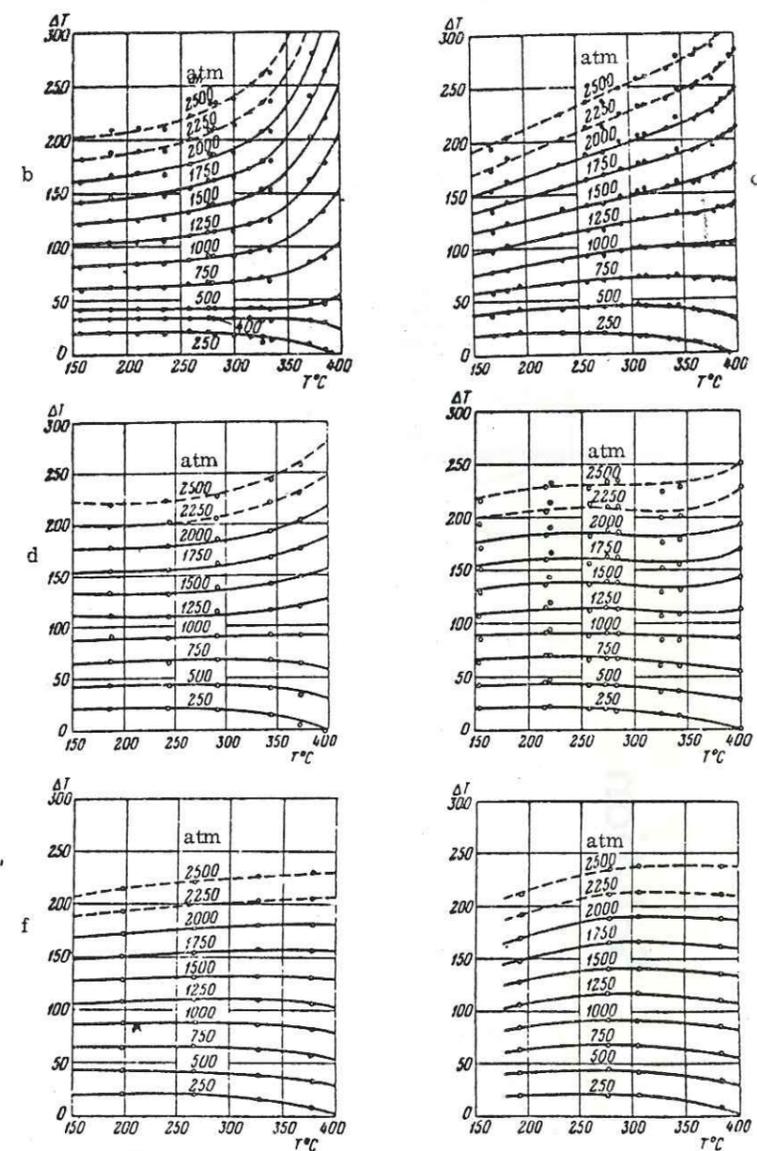


Fig. 25.-Corrections des températures d'homogénéisation par rapport à la pression; d'après Lemmlein et Klevtsov, 1961.

- a. H₂O pure
- b. Solution au 5 o/o ClNa
- c. " " 10 " "
- d. Solution au 15 o/o ClNa
- e. " " 20 o/o "
- f. " " 25 o/o "
- g. Sol. au 30 o/o ClNa

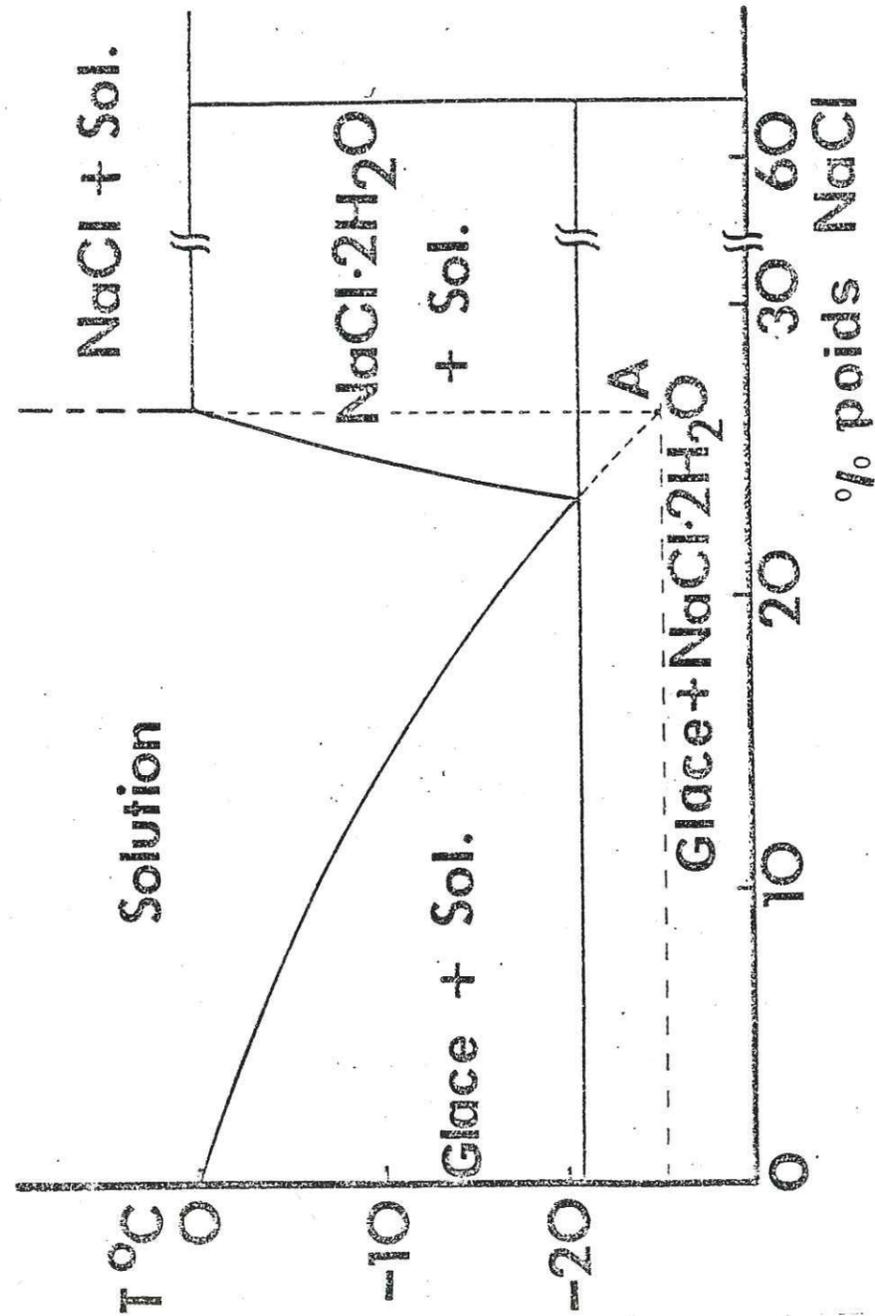


Fig. 26.-Le système $H_2O - ClNa$ (Int. Crist., Tables IV, p. 235, 1928); in Roedder, 1962.

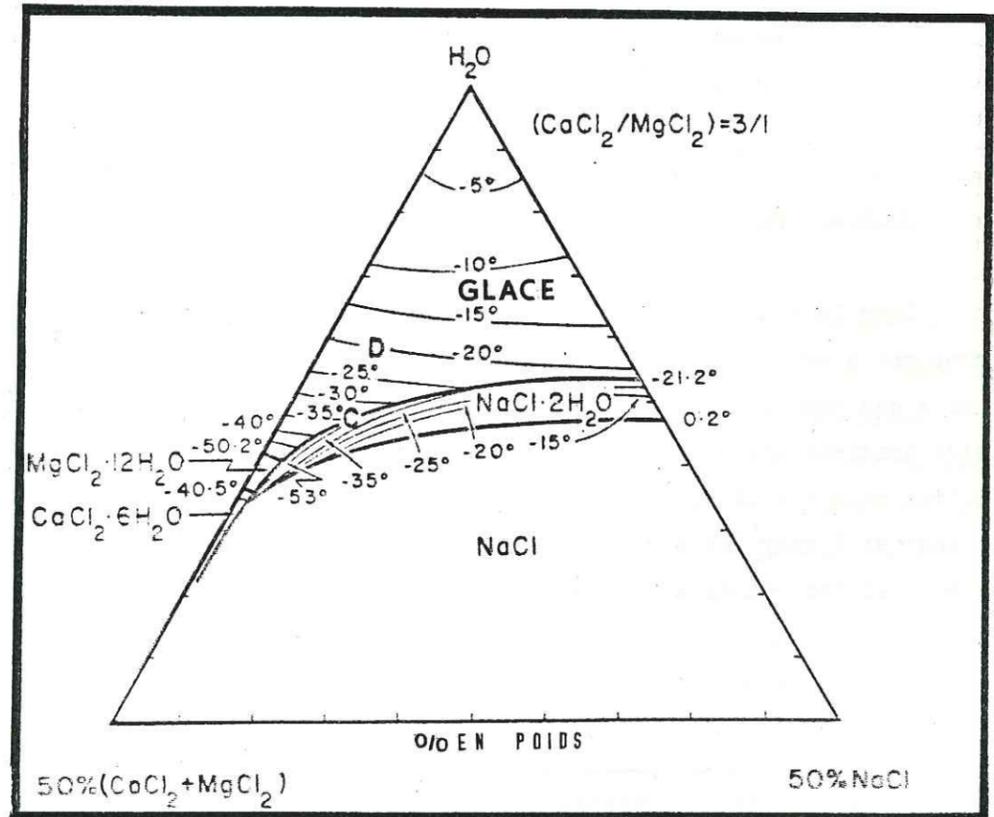
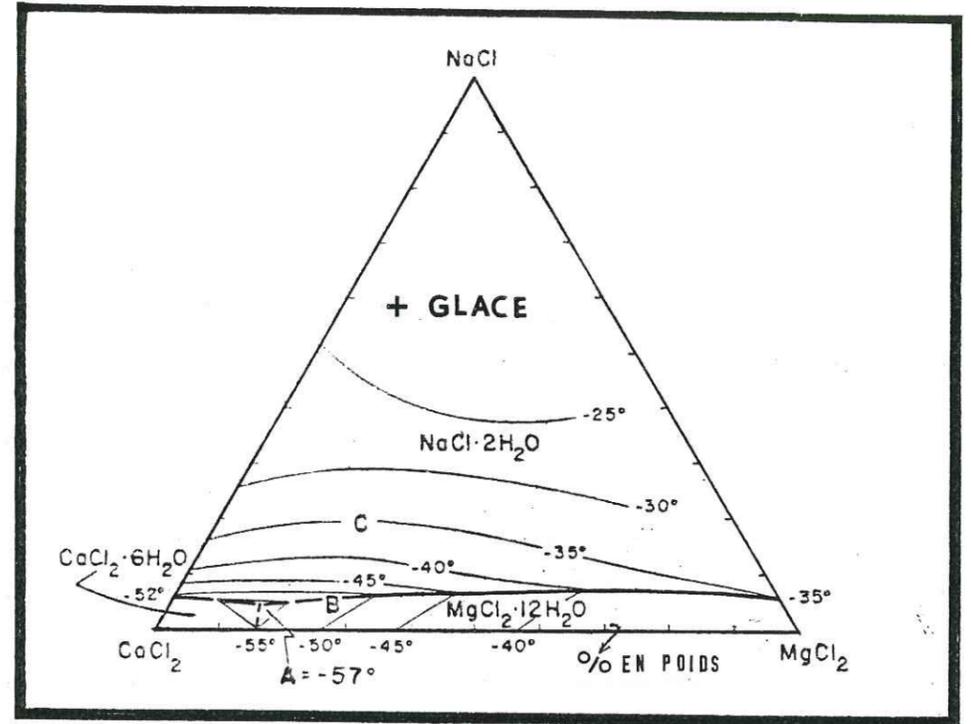


Fig. 27.-Quelques diagrammes des systèmes polyphasés (d'après M.L.Crawford, J.Filer et C.Wood, 1979 : "Saline fluid inclusions associated with retrograd metamorphism" - A paraître)

II.2.3. CRYOMETRIE

On a vu précédemment le changement de phase qui intervient dans une inclusion lors de l'augmentation de la température. Si on diminue au contraire la température*, l'inclusion, si elle ne contient que de l'eau pure, doit dégeler à 0° C (température de fusion**) dans les conditions ambiantes. Toutefois, les fluides des inclusions contiennent normalement des sels ou des ions dissous, et même des gaz, qui abaissent évidemment la température de congélation du fluide, même pour de faibles concentrations, selon la loi de Raoult ; et plus complexes seront les sels dissous, plus accentués seront leurs effets. Cependant, heureusement, la plus grande part des fluides piégés dans les cavités intercrystallines ont une composition simple ; ils sont presque exclusivement constitués d'H₂O + ClNa dissous, et la concentration en ce dernier constituant est donc le principal responsable de cet abaissement de la température de fusion. C'est en fonction de ces deux seuls composants qu'a été construit le diagramme** de la figure 26, qui permet de déterminer indirectement la teneur en % en poids de ClNa en fonction de la T de fusion du fluide gelé.

II.2.4. FLUIDES AUTRES QUE ClNa

Dans la système H₂O-ClNa (Fig. 26), on observe que le point eutectique correspond à -21,1° C, c'est à dire à 23,3 % en poids de ClNa. Cela signifie, si on a des températures de congélation inférieures à cette limite, que le fluide contient une quantité non négligeable (et même peut-être prédominante) d'autres sels que ClNa, particulièrement Cl₂Na, ClK et Cl₂Mg, qui peuvent se combiner et former les systèmes polyphasés suivants, avec leurs températures respectives des points eutectiques :

BINAIRES	{	H ₂ O - Cl ₂ Mg = - 50,2° C
	{	H ₂ O - ClK = - 10,7° C
	{	H ₂ O - Cl ₂ Ca = - 49,8° C

* Avec la même platine chauffante-réfrigérante (méthode mise au point par E. Roedder, 1961).

** Théoriquement mais, elle gèle presque toujours plus bas, car il y a surfusion.

*** INT. CRIT., Tables IV, p. 235, 1928 (in Roedder, 1962)

TERNAIRES	{	H ₂ O - ClNa - ClK = - 22,9° C
	{	H ₂ O - ClNa - Cl ₂ Mg = - 35° C
	{	H ₂ O - ClNa - Cl ₂ Ca = - 52° C
QUATERNAIRES	{	H ₂ O - ClNa - Cl ₂ Ca - Cl ₂ Mg = - 57° C
	{	H ₂ O - ClNa - Cl ₂ Ca - ClK = ?
QUINAIRES	{	H ₂ O - ClNa - Cl ₂ Ca - ClK - Cl ₂ Mg = ?

Des diagrammes de phases de ces systèmes ont été construits expérimentalement, toujours cependant à la pression atmosphérique (Fig. 27). L'utilisation pratique de ces diagrammes théoriques est soumise, bien entendu, à la connaissance directe des composants de l'inclusion⁽¹⁾, autres que H₂O, ClNa et éventuellement CO₂, en admettant aussi que l'influence de la pression de formation réelle est négligeable (ce qui n'est pas toujours certain).

II.2.5. PRESENCE DE CO₂ DANS LES INCLUSIONS

Quoique nous n'ayons décelé⁽²⁾ du CO₂ que dans un très petit nombre de nos échantillons, il nous paraît nécessaire de faire un bref rappel théorique à ce sujet.

Aux conditions normales et lorsque l'un des deux est présent en faible proportion⁽³⁾, CO₂ et H₂O sont en totalité mutuellement solubles. Mais lorsque l'inclusion contient une forte proportion⁽⁴⁾ de CO₂ aux températures > 31,3° C (point critique du CO₂) (Fig. 28), le fluide comporte deux phases, l'une riche en CO₂ ou fluide supercritique, l'autre riche en H₂O. Lorsqu'on abaisse la température en dessous de 31,3° C, compte tenu des teneur et densité du CO₂, une deuxième phase riche en CO₂ apparaît dans l'inclusion qui devient ainsi TRIPHASEE. La nouvelle phase est gazeuse si la densité est supérieure à la densité critique ; et liquide dans le cas contraire. A ce propos, G. Kennedy (1954) a construit un diagramme PVT qui permet de déterminer la densité à partir

- (1) Par analyse chimique directe ou par une ou plusieurs des méthodes qu'on verra en annexe.
- (2) Par analyse avec la microsonde mole.
- (3) Proportions inférieures à 1,8 moles % de CO₂, ce qui correspond à un pourcentage volumétrique de 5.
- (4) La miscibilité de CO₂ et H₂O en conditions élevées de P et T a été étudiée par S. Takenouchi et G. Kennedy (1964)

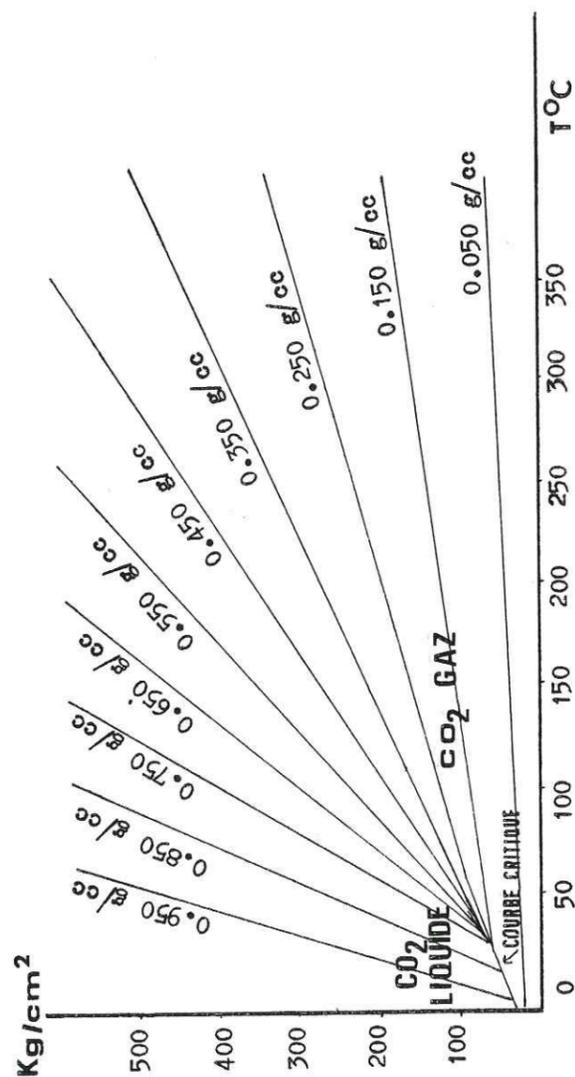


Fig. 28.- Diagramme P-Ms- du CO₂ (Kennedy, 1954)
(Ms = Masse spécifique)

des températures d'homogénéisation du CO₂ liquide et/ou gaz (évidemment toujours < 31,3° C) d'une part, et du mélange H₂O + CO₂ liquide ou gaz (toujours > 31,3° C) d'autre part. Ainsi, plus forte est la densité du CO₂, plus il est nécessaire d'abaisser la température (parfois bien au-dessous de 0° C) pour rendre visible ce dernier fluide (liquide ou gaz), et cela même n'est pas toujours possible ; mais on peut quand même le détecter lors de la fusion des fluides gelés dont le CO₂ sous forme d'hydrate, fond normalement au dessus de 2° C. On doit ajouter que la température de fusion* de l'hydrate pur (CO₂.6H₂O)** est de 10,5° C. Si les températures détectées sont inférieures à celle-ci, elles seront fonction directe de leur teneur en ClNa (S.L. Larsen, 1959), mais aussi par la présence d'autres corps, tels que le CH₄.

II.3. APPAREILLAGE ET MANIPULATIONS

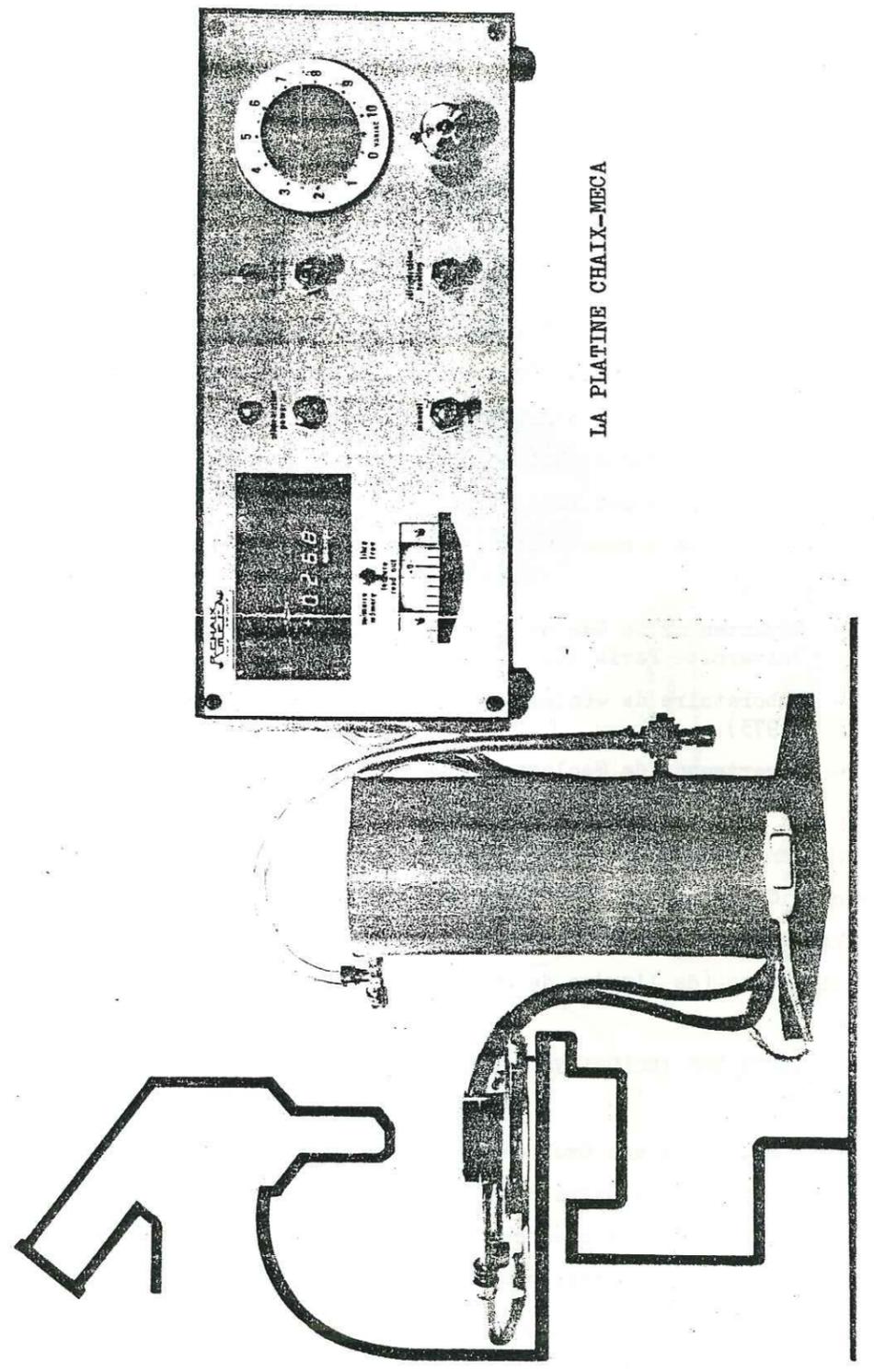
Les paramètres signalés ci-dessus : pression, température, densité, coefficient de remplissage, points de fusion et/ou congélation, salinité des solutions en ClNa peuvent être obtenus directement ou indirectement par l'étude microthermométrique des inclusions fluides à l'aide d'une platine chauffante-réfrigérante. E. Roedder (1962, 1963a) a donné une description complète des manipulations et des limites et applications de la méthode***. Les platines classiques Leitz "350" (entre - 20° et + 350° C) et "1350" (- 20 et + 1350° C) ont été pendant longtemps les plus couramment utilisées ; cependant, depuis peu, la platine Chaixmeca (B. Poty et al., 1976), plus perfectionnée, permet des mesures dans une gamme de températures de - 180° à + 600° C ; mesures et régulation de celles-ci sont automatiques et le degré de précision atteint ± 0,1° C (Photo, p. 116).

Quoiqu'il en soit, le chauffage de n'importe quelle platine est réalisé à l'aide d'une résistance électrique alimentée par un courant de basse tension ; la réfrigération est obtenue par circulation d'air comprimé (ou d'autres gaz) refroidi, soit dans un mélange acétone + CO₂ solide (- 78,5° C), soit dans l'azote liquide (- 196° C). Il est recommandé de réétalonner périodiquement l'appareil à l'aide de substances de points de fusion connus. L'élévation de température de l'étalonnage doit se faire de la même manière (0,5° C x minute) que durant les

* Quand le fluide contient une faible proportion de CO₂, celui-ci tend à s'individualiser sous forme de solide hydraté : CO₂.53/4 H₂O.

** La température de fusion du CO₂ liquide congelé est - 56,6° C. Une compilation bibliographique intéressante sur le système CO₂-H₂O est présentée dans la thèse de P. Ypma (1963).

*** Sur la base aussi, bien entendu, d'autres remarquables travaux comme ceux de N. Yermakov (1950), G. Deicha (1955) entre autres.



LA PLATINE CHAIX-MECA

mesures microthermométriques, afin qu'il n'y ait pas décalage avec les conditions d'équilibre thermique des inclusions traitées. Plus grand est le nombre des mesures faites sur un échantillon, plus reproductibles sont les résultats, et moindre la marge d'erreur ; il est ainsi recommandé d'effectuer entre 30 et 50 mesures par échantillon*.

III. LES MINERALISATIONS NON METALLIQUES DU ROCHERAY DU POINT DE VUE DE SES INCLUSIONS

Ont été étudiés 43 échantillons de fluorine, 31 de quartz et 9 de barytine, ce qui représente environ 3000 mesures. Certains échantillons étaient très pauvres en inclusions et n'ont permis qu'une ou deux mesures par passage ; d'autres étaient assez riches et ont permis de faire jusqu'à 15 mesures par passage. En général, la taille des inclusions était réduite (12 microns au maximum), ce qui a rendu délicate l'observation. Les mesures ont été faites par l'auteur à Paris et Grenoble :

- Département de Géologie Appliquée (Service de Mr le Pr G. DEICHA) - Université Paris VI, 1973) ;
- Laboratoire de Géologie (Service de Mr le Pr. J.C. Touray) - E.N.S. Paris (1973) ;
- Département de Géologie - Institut Dolomieu - Laboratoire de Mr. A. Pécher Grenoble (1973 et 1978). **

En 1973, on a travaillé avec des platines Leitz "350" améliorées ; et avec la Chaixmeca en 1978. Les résultats ont dans tous les cas été satisfaisants, et les différences entre données obtenues avec des platines différentes, assez négligeables (de l'ordre de 2° C au maximum).

III.1. NATURE DES INCLUSIONS ETUDIÉES ET COMPORTEMENT THERMO-OPTIQUE

Les inclusions étudiées au Rocheray sont toutes biphasées, avec un volume de la phase gazeuse entre 2 et 18 % de celui de la phase liquide (Fig. 29). La morphologie des cavités est en général quelconque ; jamais on n'a trouvé de formes moyennement régulières. A ce propos, pour des inclusions supposées tri-

* Evidemment, ce nombre dépend aussi de la distribution et de la fréquence des inclusions dans l'échantillon étudié, qui est une lamelle de 0,3 à 1 mm d'épaisseur au maximum ; au delà, on risque que le gradient thermique de l'échantillon ne soit pas négligeable.

** Aujourd'hui à l'IRIGM (Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et Mécanique).

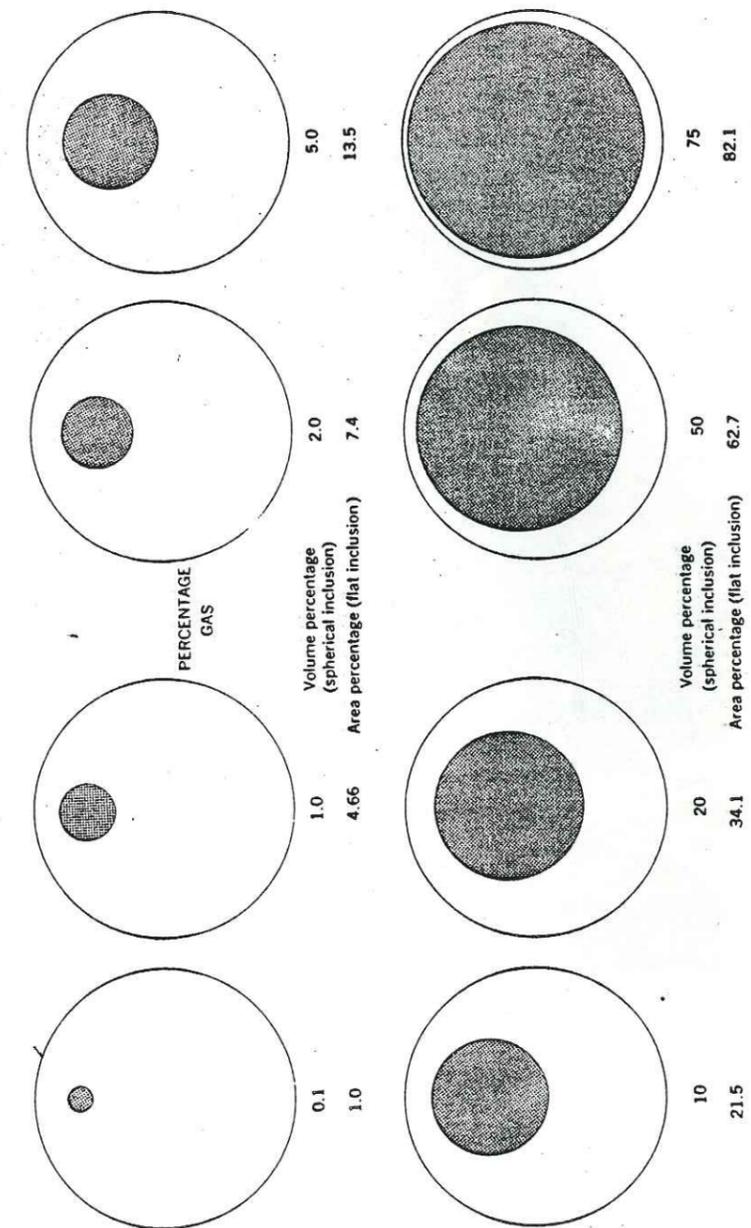


Fig. 29.-Charte pour déterminer les volumes relatifs des différents phases dans les inclusions fluides, (in Roedder, 1972).



Electromicrophoto d'une cavité intracrystalline
L'observation au microscope électronique à balayage, a permis déceler la morphologie à l'intérieur d'une inclusion fluide lors la préparation selon la technique de F.W.Metzger et al. (1977).

phasées (liquide-gaz-solide), nous avons photographié quelques cavités intracristallines avec le microscope électronique à balayage, en tentant d'appliquer la technique de F.W. Metzger et al., 1977 (photo page 118).

Nous avons reconnu des inclusions primaires, pseudoprimaires et secondaires. Les mesures cryoscopiques ont montré une certaine homogénéité des fluides de ces diverses inclusions. Les températures de fusion des cristaux de glace n'ont, en aucun cas dépassé $-10,3^{\circ}\text{C}^*$, demeurant éloignées de la température de l'eutectique du système $\text{H}_2\text{O}-\text{ClNa}$ ($-21,3^{\circ}\text{C}$) comme on le verra plus loin. Cependant les phénomènes de surfusion, toujours importants, puisque la congélation s'effectue à température relativement basse, entre $-33,1^{\circ}\text{C}$ et $-47,8^{\circ}\text{C}$, sont peut-être l'indice de la présence dans le fluide d'autres composants salins que le ClNa , tels que Cl_2Ca ou Cl_2Mg , si on s'en rapporte à ce qu'on a dit au paragraphe II.2.2. On peut donc négliger la présence de ces ions divalents (Ca^{++} et Mg^{++}) et utiliser sans crainte les différents courbes concernant le système $\text{H}_2\text{O} - \text{ClNa}$ signalées précédemment, car même la présence du CO_2 détecté dans quelques inclusions, demeure limitée, comme on le verra ensuite**. En résumé, les fluides inclus dans nos échantillons correspondent presque exclusivement à des solutions aqueuses de sels alcalins, ClNa principalement (leur teneur en ces sels étant au maximum de 13,9 % en poids).

III.2. RESULTATS DES MESURES THERMO-OPTIQUES

Les tableaux 6, 7 et 8, ainsi que les figures 30, 31 et 32 résument les résultats obtenus lors de l'étude thermo-optique.

III.2.1. Températures d'homogénéisation, congélation et fusion; salinité des fluides.

Quartz .- Les températures d'homogénéisation (T_h) des inclusions se distribuent en trois groupes bien individualisés : $297,0^{\circ}\text{C} - 358,3^{\circ}\text{C}$; $198,2 - 232,3^{\circ}\text{C}$ et $159,4^{\circ}\text{C} - 175,3^{\circ}\text{C}$, qui correspondent respectivement aux inclusions primaires, pseudoprimaires et secondaires. Les inclusions secondaires et pseudosecondaires appartiennent aux quatre types de Q^* , cependant que ces 2 derniers groupes sont

* A l'exception des inclusions de la barytine qui ont donné des T plus élevées.

** Détectées aussi par analyse moléculaire à la microsonde MOLE

*** Les inclusions primaires correspondent aux quartz massive et des filonnets.

Tableau n° 6

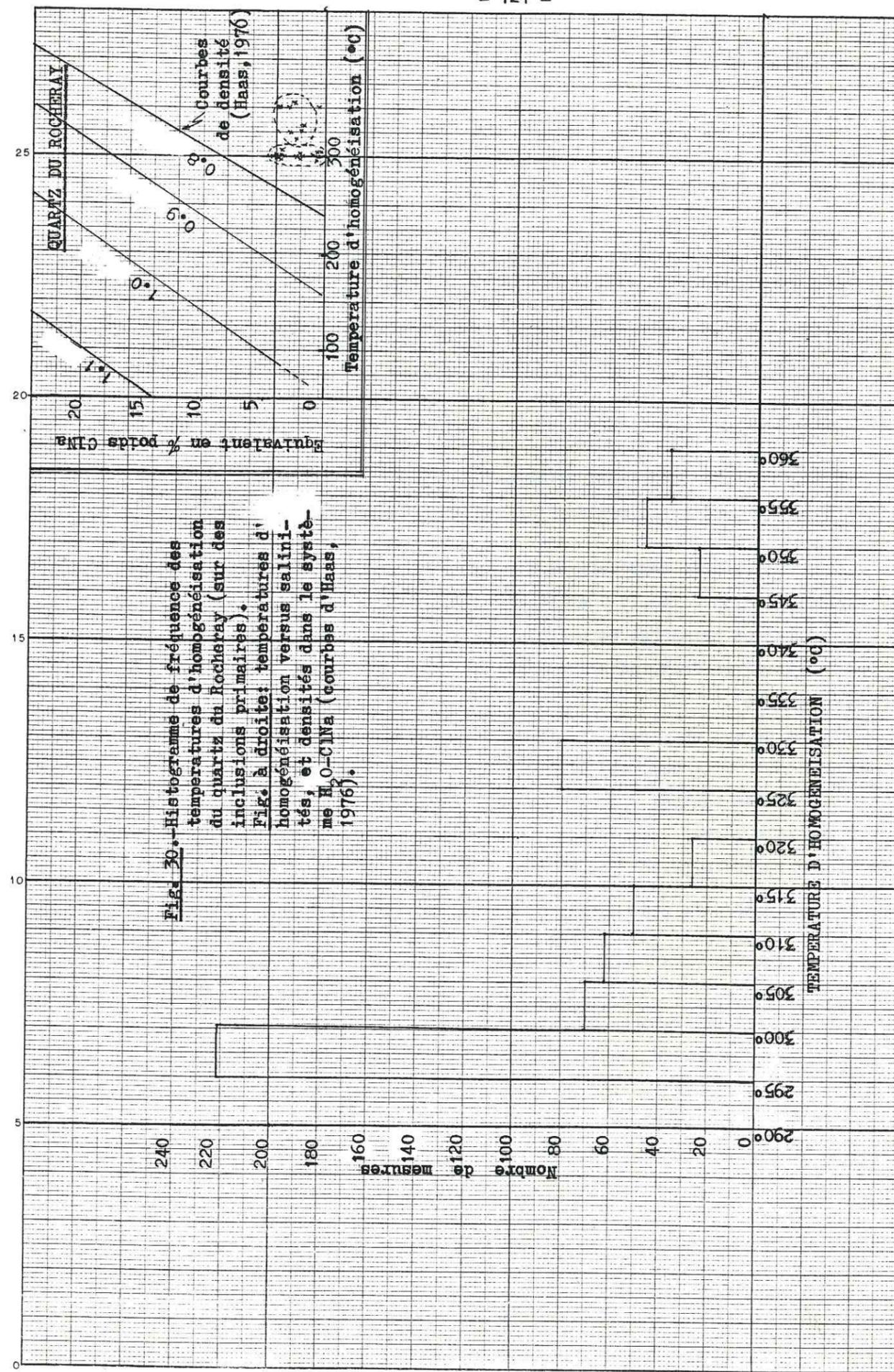
Données thermo-optiques moyennes concernant le quartz
(inclusions primaires)

n° Ech.	Filon ou horizon	Sond. ou Surf.	Températures °C			% Poids ClNa	Autres
			Congél.	Fusion	Homogén.		
FM 50 Q	F. Montvernier	S-8	- 37,5	- 0,9	+ 299,2	0,8	*
FM 51 Q	"	S-8	- 39,2	- 0,8	+ 309,5	0,7	
FM 52 Q	"	S-8	- 45,5	- 1,7	+ 326,7	2,0	***
FM 53 Q	"	S-7	- 40,8	- 1,2	+ 297,0	1,1	
FM 54 Q	"	S-7	- 39,2	- 2,3	+ 352,3	3,2	
FM 55 Q	"	S-7	- 41,9	- 0,7	+ 348,3	0,6	**
FM 56 Q	"	S-8	- 35,4	- 0,7	+ 298,3	0,6	
FM 57 Q	"	S-3	- 35,9	- 1,9	+ 358,3	2,5	
FM 58 Q	"	S-1	- 39,2	- 2,6	+ 299,0	3,8	
FS 59 Q	F. Sapey	S-1	- 41,3	- 1,5	+ 327,3	1,7	*
FS 60 Q	"	S-1	- 35,6	- 2,6	+ 352,5	3,8	
FS 61 Q	"	S-3	- 35,9	- 2,1	+ 325,2	2,7	
FS 62 Q	"	S-3	- 47,8	- 2,7	+ 297,5	4,2	
FS 63 Q	"	S-1	- 42,3	- 0,9	+ 297,9	0,8	*
FS 64 Q	"	S-1	- 35,7	- 0,7	+ 299,3	0,6	*
FB 65 Q	F. Bois Feuillet	BF-1	- 39,8	- 0,7	+ 302,3	0,6	*
FB 66 Q	"	BF-2	- 39,5	- 0,9	+ 308,4	0,8	
FB 67 Q	"	BF-2	- 44,7	- 1,4	+ 307,0	1,8	**
FB 68 Q	"	BF-2	- 40,3	- 2,5	+ 301,5	3,7	
FB 69 Q	"	BF-1	- 39,3	- 2,7	+ 310,3	4,2	
FN 70 Q	F. Nantuel	E-2	- 39,0	- 2,6	+ 300,5	3,8	
FN 71 Q	"	E-2	- 36,1	- 2,0	+ 314,3	2,7	
FN 72 Q	"	E-2	- 35,4	- 1,9	+ 319,4	2,5	*
FR 73 Q	F. Rocheray	Surface	- 36,1	- 0,7	+ 299,5	0,6	
HM 20 Q	H. Montvernier	"	- 35,6	- 2,7	+ 299,0	4,2	*
HM 21 Q	"	"	- 37,2	- 2,0	+ 297,1	2,7	*
HM 22 Q	"	"	- 35,4	- 2,3	+ 299,9	3,4	*
HM 23 Q	"	"	- 35,7	- 1,8	+ 298,4	2,3	*
HM 24 Q	"	"	- 37,1	- 1,9	+ 297,9	2,5	
HM 25 Q	"	"	- 36,2	- 2,1	+ 301,2	2,7	**
HM 26 Q	"	"	- 35,6	- 2,5	+ 298,8	3,7	

* Echantillon avec analyse Na et K (voir Tabl. 9)

** Echantillon avec analyse à la microsonde mole.

*** Voir Annexe



principalement celles des quartz des horizons minéralisés de Montvernier et des lentilles "nourricières" (III.3.4., 1ère Partie). Ceci peut s'interpréter par des remaniements tardifs plus fréquents en ces lieux. La salinité plus élevée de ces inclusions, comme on le verra par la suite, va dans le même sens.

Les températures de congélation (T_c) oscillent indistinctement entre $-35,4^\circ\text{C}$ ($\pm 0,5$) et $-47,8^\circ\text{C}$ ($\pm 0,5$); par contre, les températures de fusion du dernier glaçon se répartissent en deux groupes :

$T_f = -0,7^\circ\text{C}$ ($\pm 0,1$) et $-2,7^\circ\text{C}$ ($\pm 0,2$) salinité entre 0,6 et 4,2 % en poids de ClNa.

$T_f = -4,9^\circ\text{C}$ ($\pm 0,3$) et $-6,4^\circ\text{C}$ ($\pm 0,4$) salinité entre 6,6 et 9,6 % en poids de ClNa.

Le premier groupe correspond principalement aux inclusions primaires, et le deuxième aux inclusions pseudoprimaires et secondaires.

Fluorine .- Les températures d'homogénéisation (T_h) se distribuent en deux groupes : $123,1^\circ - 142,7^\circ\text{C}$ et $98,6^\circ - 109,8^\circ\text{C}$ qui correspondent principalement aux inclusions primaires et secondaires respectivement ; la répartition de ces dernières se fait indistinctement dans les deux types de fluorine (massive et/ou rubanée).

En ce qui concerne les températures de congélation (T_c), elles oscillent entre $-35,1^\circ\text{C}$ ($\pm 0,6$) et $-40,8^\circ\text{C}$ ($\pm 0,7$) pour toutes les inclusions ; ceci montrerait que les fluides piégés dans la fluorine sont légèrement moins "contaminés" par les sels autres que le ClNa que ceux piégés dans le quartz ; cependant, leur salinité générale paraît un peu plus élevée.

$T_{fI} = -2,5^\circ\text{C}$ ($\pm 0,3$) et $-4,2^\circ\text{C}$ ($\pm 0,2$) salinité entre 3,7 et 6,6 % en poids de ClNa.

$T_{fII} = -7,3^\circ\text{C}$ ($\pm 0,4$) et $-10,3^\circ\text{C}$ ($\pm 0,5$) salinité entre 10,8 et 13,9 % en poids de ClNa.

Si les températures de congélation (T_c) sont les mêmes pour toutes les inclusions, par contre les températures de fusion (T_f), donc les salinités, sont différentes : les inclusions secondaires sont plus riches en sels que les inclusions primaires. Il est symptomatique que les inclusions secondaires correspondent en grande partie aux horizons minéralisés de Montvernier dont on peut penser qu'ils ont subi une contamination lors de remaniements tardifs.

* Nous n'avons pas pu reconnaître d'inclusions pseudoprimaires dans la fluorine.

Tableau n° 7

Données thermo-optiques moyennes concernant la fluorine (Inclusions primaires)

n° Ech.	Filon ou horizon	Sond. ou Surf.	Températures °C			% Poids ClNa	Autres
			Congél.	Fusion.	Homogén.		
FM 1 f	F. Montvernier	S-8	- 37,3	- 4,0	+ 140,3	6,3	
FM 2 f	"	S-8	- 37,8	- 2,5	+ 142,5	3,7	*
FM 3 f	"	S-7	- 40,2	- 4,1	+ 142,7	6,4	
FM 4 f	"	S-7	- 40,8	- 3,8	+ 133,9	6,0	
FM 5 f	"	S-7	- 36,4	- 3,5	+ 125,8	5,5	
FM 6 f	"	S-7	- 40,1	- 3,0	+ 129,1	4,6	
FM 7 f	"	S-2	- 35,8	- 4,1	+ 141,8	6,4	
FM 8 f	"	S-2	- 39,3	- 4,0	+ 129,3	6,3	
FM 9 f	"	S-8	- 36,4	- 3,7	+ 125,8	5,9	
FM 10 f	"	S-3	- 40,8	- 4,2	+ 126,6	6,6	*
FM 11 f	"	S-4	- 35,3	- 3,1	+ 123,2	4,8	
FM 12 f	"	S-6	- 39,0	- 2,5	+ 140,4	3,7	*
FM 13 f	"	S-1	- 39,9	- 2,9	+ 133,8	4,4	
FM 14 f	"	S-1	- 35,8	- 2,8	+ 139,9	4,3	
FM 15 f	"	S-1	- 36,4	- 3,8	+ 127,1	6,0	
FS 16 f	F. Sapey	S-1	- 35,2	- 3,3	+ 127,5	5,2	*
FS 17 f	"	S-3	- 38,4	- 2,9	+ 104,8	4,4	*
FS 18 f	"	S-3	- 38,1	- 2,7	+ 101,9	4,0	
FS 19 f	"	S-1	- 35,2	- 2,8	+ 137,2	4,2	*
FS 20 f	"	S-1	- 35,7	- 4,0	+ 136,1	6,3	
FB 21 f	F. Bois Feuillet	BF-1	- 36,3	- 2,8	+ 123,3	4,3	**
FB 22 f	"	BF-1	- 39,4	- 2,9	+ 139,4	4,4	
FB 23 f	"	BF-1	- 35,2	- 3,8	+ 131,2	6,0	*
FB 24 f	"	BF-2	- 35,4	- 4,1	+ 105,1	6,4	
FB 25 f	"	BF-2	- 36,9	- 3,2	+ 137,3	5,0	**
FB 26 f	"	BF-1	- 35,1	- 4,0	+ 132,2	6,3	
FB 27 f	"	BF-1	- 36,3	- 2,9	+ 109,3	4,4	
FB 28 f	"	BF-2	- 35,8	- 2,7	+ 106,2	4,0	*
FN 29 f	F. Nantuel	E-2	- 40,1	- 3,2	+ 123,5	5,0	
FN 30 f	"	E-2	- 38,7	- 2,9	+ 129,5	4,4	
FR 31 f	F. Rocheray	Surface	- 36,9	- 4,0	+ 107,4	6,3	
FR 32 f	"	"	- 37,2	- 2,7	+ 105,5	4,0	
FR 33 f	"	"	- 36,4	- 2,9	+ 123,1	4,4	**
FR 34 f	"	"	- 35,9	- 4,2	+ 129,4	6,6	
HM 1 f	H. Montvernier	"	- 35,2	- 3,9	+ 126,3	6,1	**
HM 2 f	"	"	- 35,9	- 3,5	+ 109,8	5,5	
HM 3 f	"	"	- 36,3	- 4,2	+ 99,2	6,6	
HM 4 f	"	"	- 35,8	- 4,1	+ 125,3	6,4	***
HM 5 f	"	"	- 35,5	- 3,7	+ 109,5	5,7	
HM 6 f	"	"	- 38,4	- 3,6	+ 98,6	5,6	
HM 7 f	"	"	- 36,7	- 3,4	+ 102,8	5,4	***
HM 8 f	"	"	- 37,8	- 3,9	+ 104,6	6,2	*
HM 9 f	"	"	- 37,3	- 4,2	+ 99,8	6,6	*

* Echantillon avec analyse Na et K (voir Tabl.9)

** Echantillon avec analyse à la microsonde mole

*** (Voir Annexe)

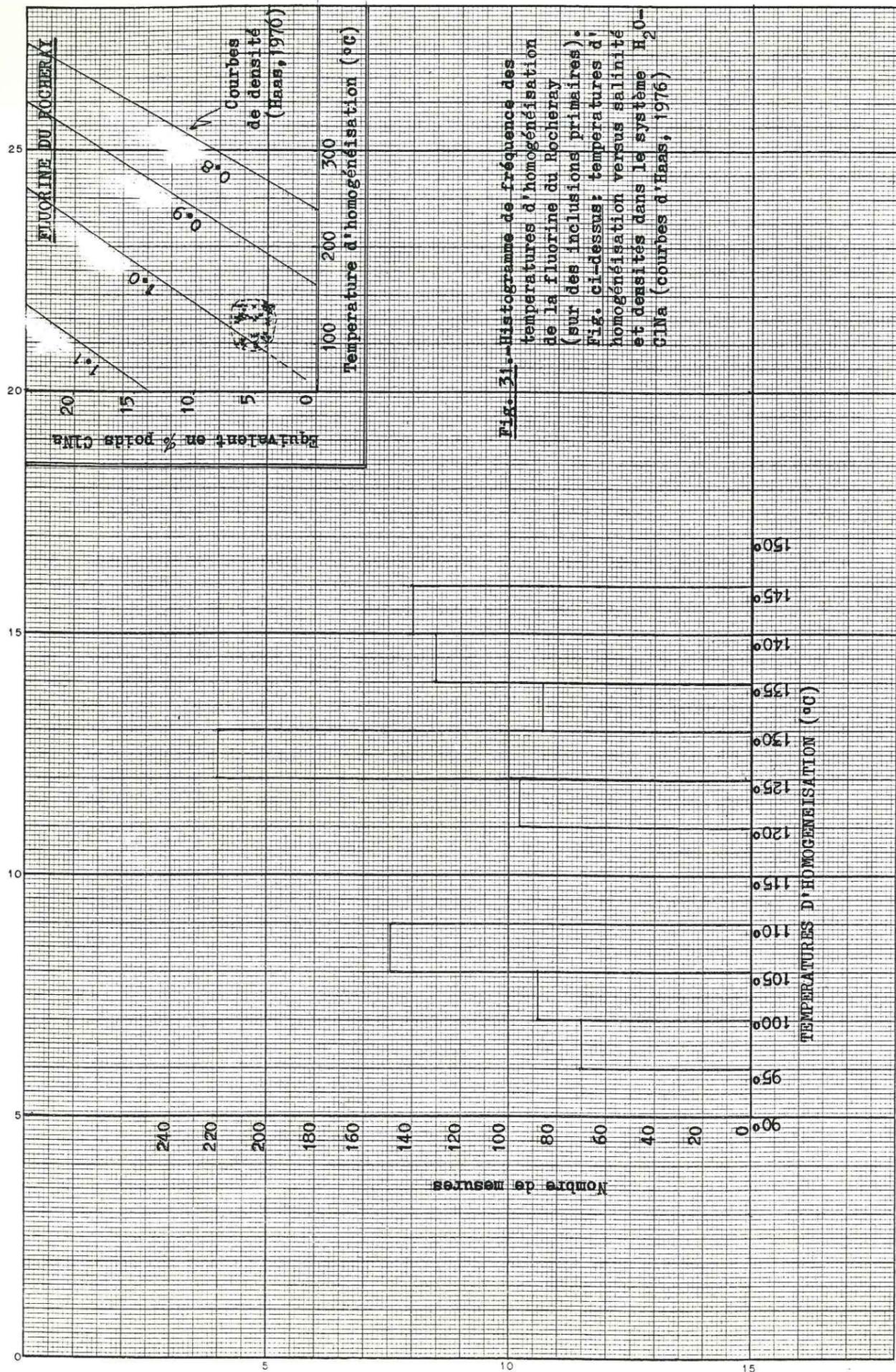


Fig. 31. Histogramme de fréquence des températures d'homogénéisation de la fluorine du Rocheray (sur des inclusions primaires).
Fig. ci-dessous: températures d'homogénéisation versus salinité et densités dans le système H₂O-ClNa (courbes d'Haas, 1976)

LES PAPIERS CANSON - FRANCE

Barytine .- La très fréquente opacité de ce minéral a limité le nombre de mesures ; cependant, celles-ci ont permis de distinguer plusieurs tendances bien marquées dans ses inclusions :

Barytine I	{	$T_h = + 108,2^{\circ} C \text{ --- } + 125,1^{\circ} C \dots\dots\dots T_I \text{ (primaires) } > T_{II} \text{ (secondaires)}$	
		$T_c = - 33,1^{\circ} C (\pm 0,4) \dots\dots\dots I \text{ et II indistinctement}$	
		$T_{FI} = - 12,3^{\circ} C (\pm 0,5) \dots\dots\dots \text{salinité entre } 16,3 \text{ et } 18,8 \% \text{ en poids de ClNa.}$	
		$T_{FII} = - 17,3^{\circ} C (\pm 0,7) \dots\dots\dots \text{salinité entre } 20,6 \text{ et } 21,4 \% \text{ en poids de ClNa.}$	
Barytine II	{	$T_h = + 78^{\circ} C \text{ --- } + 94^{\circ} C \dots\dots\dots \text{La plupart sont des inclusions secondaires}$	
		$T_c = - 32,3^{\circ} C (\pm 0,5) \dots\dots\dots I \text{ et II indistinctement}$	
		$T_{F(I-II)} = - 19,5^{\circ} C (\pm 0,4) \dots\dots\dots \text{salinité entre } 22,1 \text{ et } 25,2 \% \text{ en poids de ClNa.}$	

La deuxième génération de barytine, dont les inclusions ont une plus forte salinité, se localise préférentiellement dans les horizons minéralisés de Montvernier (falaise près du filon) ; elle correspond avec la calcite II aux fluides les plus tardifs des minéralisations du Rocheray, et elle est vraisemblablement liée aux fluides supergènes qui ont percolé à travers ou ont été drainés par le réseau lenticulaire décrit au paragraphe III.3.4., ou les accidents secondaires récents.

III.2.2. Densités et pressions minimales de formation

Nous venons de constater que la salinité des fluides piégés dans le quartz et la fluorine (inclusions primaires) est basse, c'est à dire au maximum de 4,2 & 6,6 % en poids de ClNa respectivement ; ceci nous permet d'utiliser les courbes mentionnées en II.2.1. et II.2.2. pour une salinité moyenne de 5 % en poids de ClNa, soit pour la correction de la température d'homogénéisation en fonction de la pression, soit pour la détermination de cette dernière au moment du piégeage du fluide; celle-ci s'est effectuée vers 250 bars au minimum; on doit souligner qu'il s'agit là

Tableau n° 8

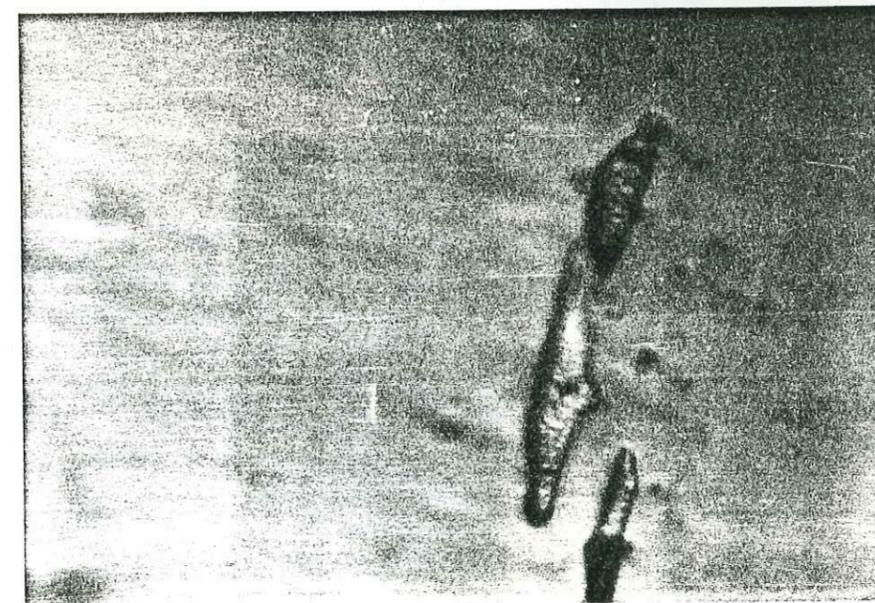
Données thermo-optiques moyennes concernant la barytine I
(inclusions primaires)

n° Ech.	Filon ou horizon	Sondage ou Surface	Températures °C			% Poids ClNa	Autres
			Congél.	Fusion	Homogén.		
FM 90 B	F. Montvernier	S-8	- 33,5	- 15,0	+ 124,9	18,8	
FS 91 B	F. Sapey	S-1	- 36,3	- 14,5	+ 125,1	18,3	
FS 92 B	"	S-1	- 35,8	- 13,9	+ 120,0	17,9	
FS 93 B	"	S-1	- 36,0	- 14,8	+ 117,5	18,5	
FB 94 B	F. Bois Feuillet	BF-2	- 35,9	- 13,7	+ 119,8	17,5	
HM 30 B	H. Montvernier	Surface	- 33,1	- 12,9	+ 109,2	16,9	*
HM 31 B	"	"	- 33,6	- 12,3	+ 108,2	16,3	*
HM 32 B	"	"	- 33,3	- 12,8	+ 110,3	16,7	*
HM 33 B	"	"	- 33,9	- 12,5	+ 112,0	16,5	*

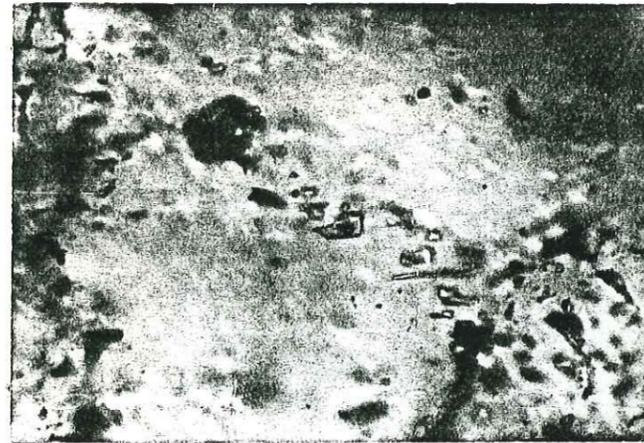
* Echantillon avec analyse Na et K (voir Tabl. 9)



Microphoto 16.-Inclusions fluides biphasées dans le quartz
à +25° C (filon du Sapey, sondage S-3).



Microphoto 17.-Les mêmes inclusions à -47.8° C (température
de congélation)



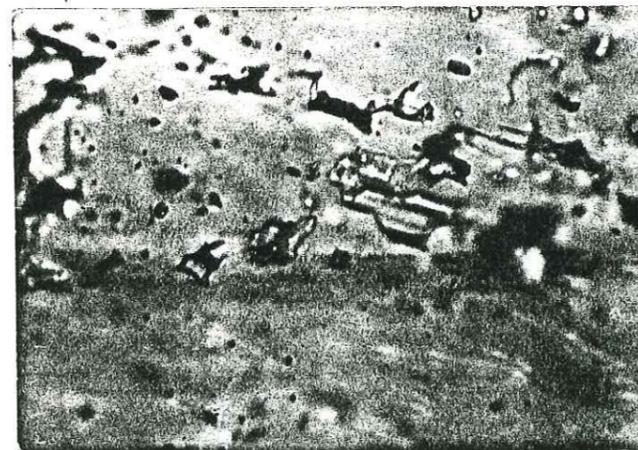
a

3μ



b

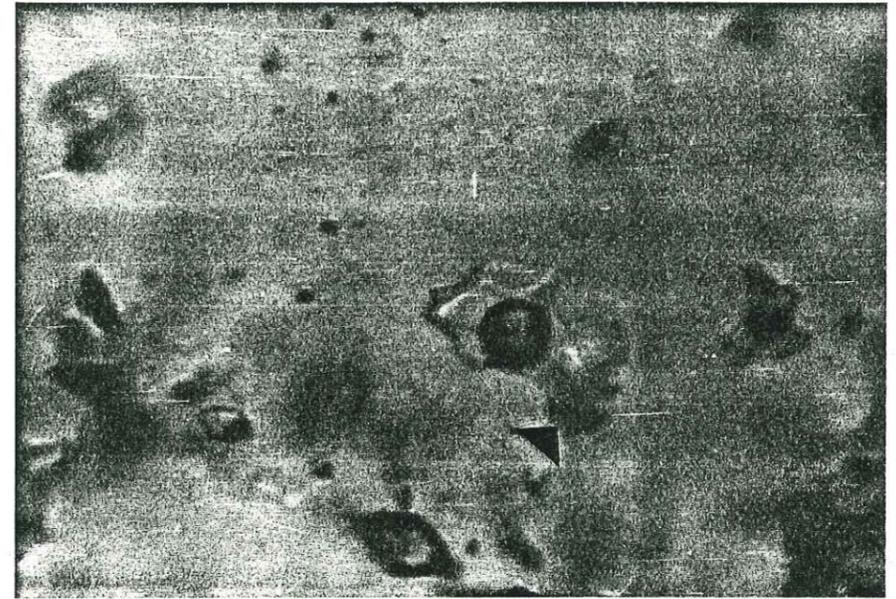
3μ



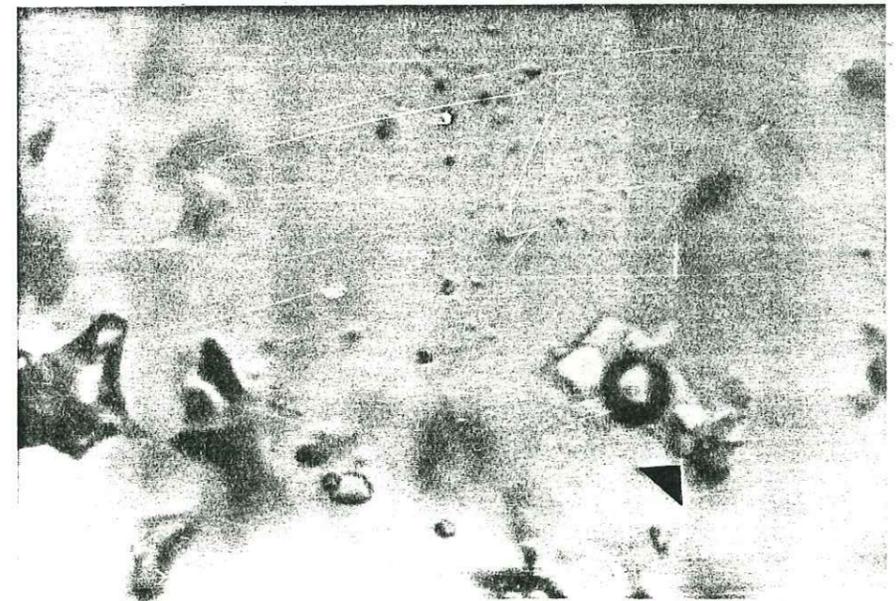
c

3μ

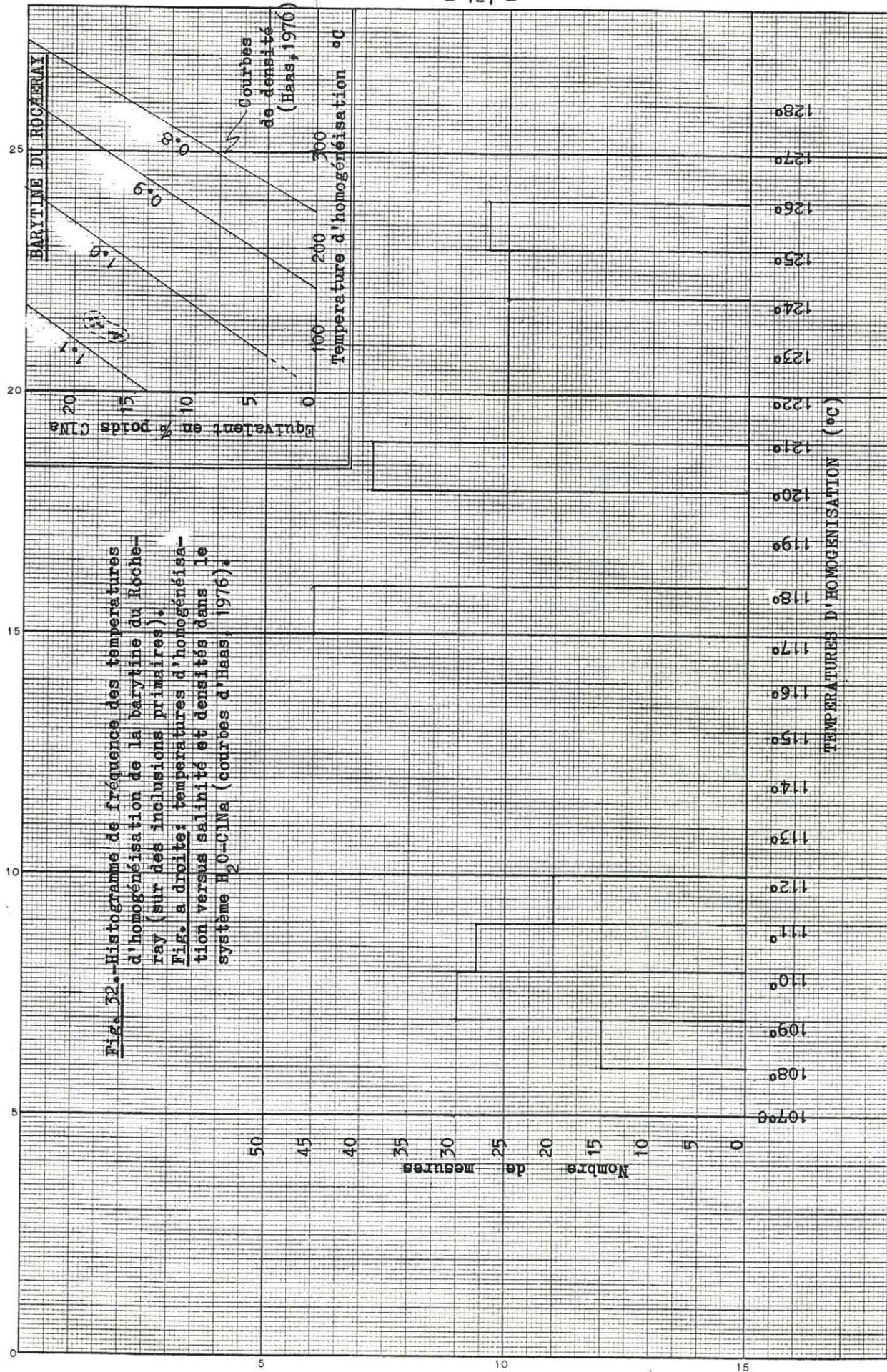
Microphotos 18.-Inclusions biphases dans la fluorine de Montvernier (+25° C).
a et b, primaires; c, secondaires.



Microphoto 16 .- Inclusions fluides dans le quartz filonien de Montvernier (25° C).



Microphoto 17 .- Dans les inclusions mentionnées ci-dessus restent encore des petits cristaux peu réfringents de CO_2 , après la fusion du dernier glaçon (vers 1° C), comme l'indique la flèche.



d'indications indirectes, mais elles semblent correspondre aux conditions géologiques. En ce qui concerne les densités des fluides, les courbes de J.L. Haas (1970) permettent de les déterminer directement (ρ exprimé en g/cc), en fonction de la salinité et de la température d'homogénéisation. Les résultats sont présentés sur les figures 30, 31 et 32. A titre comparatif avec d'autres gisement, on peut apprécier dans la figure 33 la grande différence qui existe entre les minéralisations du Rocheray et celles du type "Mississippi Valley", au moins en ce qui concerne la densité des fluides.

III.2.3. Présence de CO₂ dans quelques inclusions

Nous avons pu détecter CO₂ dans trois échantillons de quartz massif du filon de Montvernier et dans deux échantillons de l'horizon minéralisé ; jamais il n'a été possible d'observer des inclusions triphasées (c'est à dire contenant une troisième phase fluide CO₂) (voir III.2.5.), même en refroidissant au delà du point eutectique du système H₂O - ClNa (- 21,3° C) ; cependant, on a décelé CO₂ lors de la fusion des derniers cristaux de glace des inclusions ($\leq - 2,5^\circ$ C et $\leq - 4,2^\circ$ C respectivement) : il subsiste en effet alors quelques petits cristaux peu réfringents, dont la température de fusion oscille entre - 1,6° et + 1,5° C, qui doivent correspondre à la phase solide hydratée* de CO₂.53/4 H₂O. Selon B. Poty (1969), la non-apparition d'une troisième phase fluide signifie simplement que tout le CO₂ de l'inclusion est contenu dans une phase gazeuse d'une part, et à l'état dissous dans la phase aqueuse d'autre part. En tout cas, la teneur en CO₂ de ces inclusions à Montvernier est assez réduite ($< 1,8$ mole %), et son influence sur les mesures thermiques peut être considérée comme négligeable (sauf peut-être sur l'abaissement des températures de congélation au côté des chlorures de Ca et Mg).

III.3. DETERMINATION DE LA COMPOSITION DES INCLUSIONS PAR DES METHODES AUTRES QUE LA CRYOSCOPIE

III.3.1. Rappels

Les méthodes que nous venons d'utiliser pour déterminer la composition

* Au début, le CO₂ a été détecté par la décrépitation de quelques inclusions à faible température ($+ 27^\circ$ C). Ensuite, on a constaté sa présence avec la microsonde mole (voir Annexe).

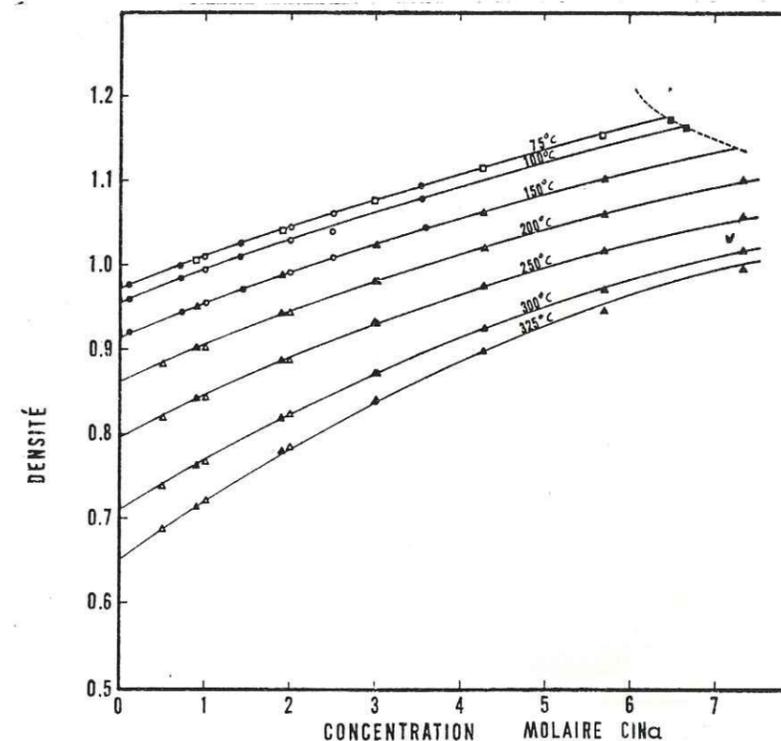


Fig. 33.-Diagramme CONCENTRATION MOLAIRE-ISOTHERMES que permet déterminer directement la densité d'une inclusion donnée Haas, 1970)

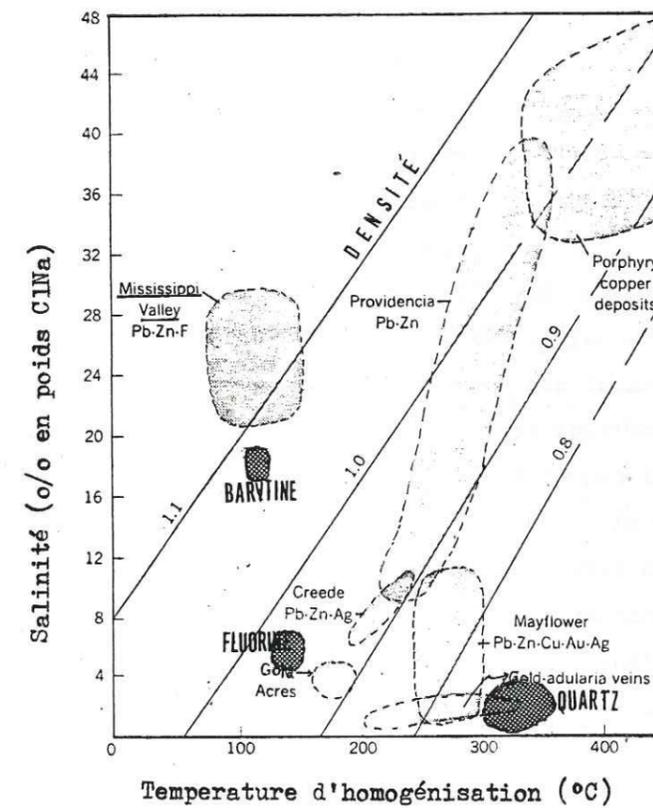


Fig. 33.-Comparaison des données des inclusions fluides du Rocheray (Quartz, Fluorine et Barytine) avec des autres gîtes, en particulier ceux-ci du type "Mississippi Valley". (On a utilisé la fig. de T.Nash*, 1972, en fonction du système NaCl-H₂O de Haas, 1970.

* "Fluid-Inclusion studies of some gold deposits in Nevada", Geolog. Survey Prof. Paper 800-C, pp. C-15-19. (USA).

des inclusions fluides sont des méthodes toujours indirectes. Il en est d'autres, telles que celles de l'écrasement et de la décrépitation (G. Deicha, 1950, 1955 ; E. Roedder et al., 1970 ; R. Pulou et al., 1978), et celle basée sur l'indice de réfraction * (L. Stegmüller, 1952 ; V.A. Kalyuzhnyi, 1973). Nous avons utilisé la décrepito-métrie pour mesurer les températures de la blende claire où l'observation des inclusions était impossible. Néanmoins, il est évident que les méthodes indirectes donnent des résultats assez partiels sur la composition réelle des fluides piégés. Aussi, et déjà à la fin du siècle dernier, ont été mises au point quelques techniques d'analyse directe et globale des inclusions. C.W. Correns (1953), F.G. Smith (1953), E. Roedder (1958) ont donné une bibliographie des travaux sur ce sujet. Plus près de nous, E. Roedder et al. (1963) ont proposé une méthode complète d'extraction et de microanalyse chimique quantitative des inclusions fluides par voie physique (de l'ordre de 1 mg) permettant de doser les cations Na, K, Ca, Mg, Cl, B et SO₄⁼. Cependant, du fait en particulier de l'excessive petite taille des inclusions, des quantités infimes des constituants autres que H₂O, ainsi que d'éventuelles erreurs par manipulation et/ou contamination, cette méthode de "broyage et lessivage" a certainement aussi des limites en ce qui concerne le degré de précision des résultats et il est nécessaire d'utiliser plus d'une méthode d'analyse pour arriver à des résultats fiables. Dans les dernières années, les études des inclusions fluides ont fait appel à des techniques et/ou des méthodes d'analyse de plus en plus perfectionnées ** ; une revue de celles-ci (ainsi que des techniques encore potentielles) est présentée en annexe.

III.3.2. Analyse par des méthodes spectrophotométriques ***

Ont été analysés 21 échantillons pour 5 éléments : Na, K, Li, Rb et Sr ; les résultats sont consignés dans le tableau 9

* Au moyen de la réflexion totale dans l'interphase liquide des composants de l'inclusion (à l'aide de la platine universelle de Fédorov, du réfractomètre et des liqueurs d'indice de réfraction connu)

** Pour nos analyses, nous avons modifié un peu la méthode de E. Roedder et al. (1963) en raison des limitations d'appareillage (voir annexe).

*** Nous avons utilisé la microsonde mole (spectrométrie Raman à effet laser).

Tableau n° 9

n° éch.	Origine	Sondage	Minéral	Teneurs (ppm)					Na/K (ppm)	K/Na atomique
				Rb	Sr	Li	Na	K		
FM55 Q	Filon Montvernier	S-8	Q	-	15	3	16	3	5,33	0,11
FM52 Q	" "	S-8	Q	-	50	3	31	10	3,10	0,19
FM50 Q	" "	S-6	Q	-	21	5	15	3	5,00	0,12
FS64 Q	" Sapey	S-4	Q	-	-	-	23	12	1,92	0,31
FS63 Q	" "	S-1	Q	-	13	10	10	9	1,11	0,53
FS59 Q	" "	S-3	Q	-	52	-	42	10	4,20	0,14
FR72 Q	" Rocheray		Q	-	19	2	42	36	1,16	0,51
FB65 Q	" Bois Feuillet	BF-1	Q	-	27	5	30	21	1,43	0,41
FM 2 f	" Montvernier	S-8	F	-	13	6	25	12	2,08	0,28
FM 9 f	" "	S-8	F	-	14	8	41	18	2,28	0,26
FM12 f	" "	S-6	F	-	37	-	3	1	3,00	0,19
FS19 f	" Sapey	S-1	F	-	9	9	4	1	4,00	0,14
FB23 f	" Bois Feuillet	BF-1	F	-	16	6	27	13	2,08	0,28
FB27 f	" " "	BF-1	F	-	23	9	14	8	1,75	0,34
HM 8 f	Horizon Montvernier		F	-	133	5	43	5	8,60	0,07
HM 9 f	" "		F	-	165	9	-	-	-	-
FS16 f	Filon Sapey	S-1	F	-	41	8	-	-	-	-
FS17 f	" "	S-3	F	-	58	10	16	12	1,33	0,44
HM B	Horizon Montvernier		B	1	179	11	-	-	-	-
HM B	" "		B	12	195	10	64	7	9,14	0,06
HM B	" "		B	113	115	14	37	3	12,33	0,03

Analyses : Lab. Pétrographie Univ. Lyon-I

Analyste : J.C. Germanique (1979)

III.3.3. Interprétation des résultats

D'abord, nous voyons Rb localisé exclusivement dans les échantillons barytiques de l'horizon minéralisé de Montvernier (falaise du filon) ; les quantités varient d'ailleurs d'un échantillon à l'autre, même lorsqu'ils ont été prélevés à d'assez courtes distances du filon (14,5, 15,0 et 15,5 m) ; néanmoins, on observe qu'elles correspondent en même temps à des teneurs appréciables en Sr par rapport à celles des échantillons des filons. Les échantillons de fluorine HM8 f et HM9 f, du même horizon minéralisé, ont eux aussi des teneurs élevées en Sr ; cela pourrait s'expliquer par une contamination par de la barytine. La teneur en Sr des échantillons des filons oscille entre 9 et 58 ppm (mais seulement trois dépassent 30 ppm) ; cela suggère que les fluides parents étaient différents de ceux du type "Mississippi valley". F.W. Smith et D.M. Hirts (1974) ont reconnu des teneurs comprises entre 15 et 131 ppm dans le gisement de fluorine du massif d'Ardenne (Angleterre). En ce qui concerne Li, la distribution est assez uniforme, les teneurs en cet élément ne dépassant pas 14 ppm, valeur proche de celles des dépôts hydrothermaux.

Le rapport Na/K présenté dans le tableau 9 est celui des teneurs exprimées en ppm des échantillons en ces composants (F.J. Sawkins, 1966, 1968) ; il a été préféré à celui K/Na des teneurs exprimées en nombre d'atomes suggéré par E. Roedder et al. (1963), en raison de sa lecture plus objective et de la comparaison directe qu'il permet avec d'autres gisements. Seuls les échantillons des horizons présentent des rapports supérieurs à 8, tandis que ceux provenant des filons ont des rapports compris entre 1,11 et 5,33. Si on s'en rapporte aux données de F.J. Sawkins, les fluides de nos inclusions correspondraient à des minéralisations bien différentes de celles du type "Mississippi valley", et seraient liées d'une manière ou d'une autre à une source hydrothermale ; la base du raisonnement de F.J. Sawkins est, d'une part, que le rapport Na/K des eaux de mer actuelles est 29, et qu'il est peu probable que cette valeur ait changé d'une façon significative depuis le Carbonifère, et d'autre part que les eaux connées des sédiments auxquelles sont liés les gisements sédimentaires ne peuvent que voir s'élever leur rapport Na/K puisque K est constamment sollicité pour la reconstitution des minéraux argileux dégradés (ex. l'illite) dans lesquels il se fixe ; donc, plus bas est le rapport Na/K, plus vraisemblable est la liaison d'une façon quelconque de la minéralisation des solutions d'origine hydrothermale.

IV. LES TERRES RARES ET LES FLUORINES ALPINES

IV.1. BREF RAPPEL SUR LA GEOCHIMIE DES LANTHANIDES

Avec l'yttrium, les lanthanides forment le groupe des 16 terres rares qui, dans la table périodique, vont des numéros atomiques 57 à 71 :

Groupe	Elément	Symbole	Numéro atomique
Terres cériques (lanthanides légers)	Lanthane	La	57
	Cérium	Ce	58
	Praséodyme	Pr	59
	Néodyme	Nd	60
	Prométhéum	Pm	61
	Samarium	Sm	62
Terres yttriques (lanthanides lourds)	Europium	Eu	63
	Gadolinium	Gd	64
	Terbium	Tb	65
	Dysprosium	Dy	66
	Holmium	Ho	67
	Erbium	Er	68
	Thulium	Tm	69
	Ytterbium	Yb	70
Lutétium	Lu	71	

Anciennement, on croyait que ce groupe était très peu abondant dans la nature ; cependant, aujourd'hui, on sait que les lanthanides sont dans leur ensemble, selon Y.A. Balashov (1963)*, plus abondants que certains éléments "communs" tels que Cu, Zn, Pb, Co, etc. ; mais ils sont si dispersés dans l'écorce terrestre que leur détection est difficile en l'absence de méthodes et appareillages adéquats (entre autres, la Spectrométrie de masse à étincelles, la Résonance paramagnétique

* D'après, surtout, les analyses des météorites chondritiques.

électronique, etc..). La répartition moyenne des lanthanides dans différentes roches et minéraux est donnée dans les figures 34 et 35. Dans cette dernière, on peut apprécier déjà que la fluorine constitue, après les minéraux classiques des terres rares, l'un des principaux porteurs de ces éléments. On doit souligner d'autre part que, dans la répartition géochimique des éléments naturels consécutive à la première phase de séparation magmatique, les lanthanides se sont associés aux - et comportés comme des - éléments lithophiles, ainsi que le montre le tableau suivant :

Eléments Sidérophiles	Eléments chalcophiles (sulfures)	Eléments lithophiles (silicates)	Eléments Atmosphiles
Fe, Ni, Co, P, As *, Ru, Rh, Pd, Os, In, Pt, Au, Ge, Sm, Mo W *, Nb *, Ta	S, Se, Te, Fe Ni *, Co *, Cu, Zn, Cd Pb, Sm, Ge, Mo, As, Sb, Bi, Ag, Au *, Hg Pd, Ru, Pt *, G, Im, Tl	O, S *, P *, H *, Si, Ti, Zn, Hf, Th, Sn *, F, Cl, Bn, I, B, Al, Ga *, Sc, Y, La, Ce, Pn, Nd, Pm, Sm, Cu, Gd, Tb, Dy, Ho, En, Tm, Yb, Lu Li, Na, K, Rb, Cs, Be, Mg, Ca, Sr, Ba, Fe *, V, Cr, Mn, Bi **, Co **, Nb, Ta, W, U, C **	H, N, C O *, Cl Bn, I, He Ne, An, Kr X.

* peu abondant

** très peu abondant

Néanmoins, pendant la solidification magmatique, les lanthanides ne suivent pas les éléments qui entrent dans les structures silicatées (Ag, Mg, Fe et les alcalins), mais restent en solutions avec les autres éléments rares (Zn, Hf, Th, Sc, Nb, Ta, Nb, U) jusqu'à ce que leur concentration soit suffisante pour leur permettre, en fin de cristallisation magmatique, de s'exprimer en phases propres. D'un autre côté, il faut remarquer que, dans les solutions hydrothermales, les lanthanides ne peuvent pas être présents à l'état de simples ions : leur complexation, sous forme de complexes alcalins* par exemple, est nécessaire à leur transport sur une grande distance (Y.A. Balashov, 1963).

* Contenant des anions comme HCO_3^- , CO_3^{--} ou F^- .

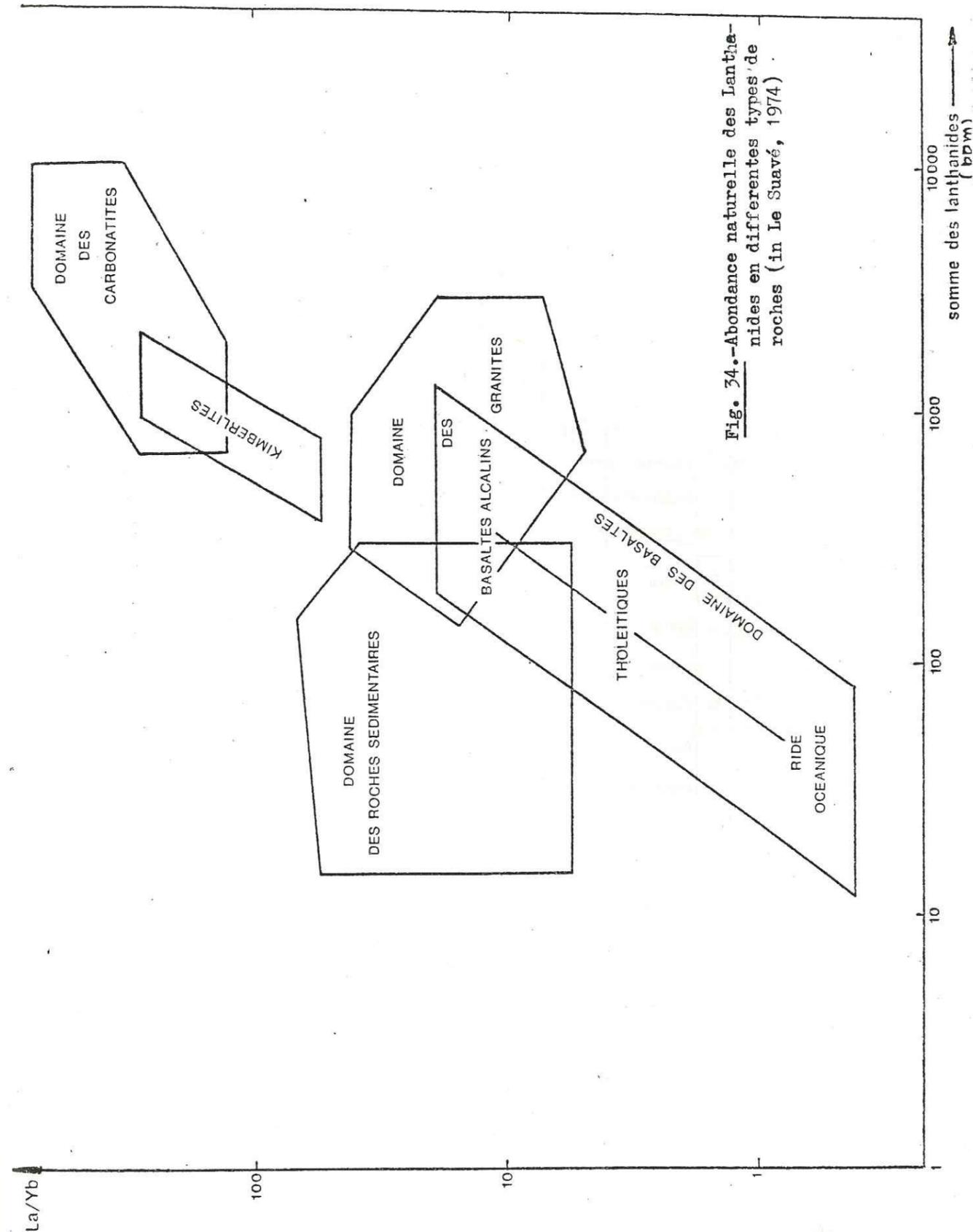


Fig. 34.-Abondance naturelle des lanthanides en différentes types de roches (in Le Suavé, 1974)

Mineral	Content of Σ RE, wt. %			
	0	10	20	30
Wolframite				
Columbite				
Scheelite				
Calcite				
Fluorite			γ-Yttrifluorite	
Epidote		Trinorite	Allanite	Nagatelite
Garnet		Bodenoenderite		
Zircon		Ojapolite etc.		
Apatite				
Sphene		Keilhaute		
Eudialyte				
Betafite			γ-Yttrobetafite	
Perovskite				Loparite
Pyrochlore		Obruchevite Marignacite		
Thortite				
Brannerite				
Uraninite				

Fig. 35.-Contenu en terres rares dans les minéraux accessoires. (in D.A. Mineyev, 1968 - "Mean composition of the lanthanides in minerals", trad. du russe par l'American Geological Institute sous le N° GI 68-7-7)

IV.2. LES LANTHANIDES ET LA FLUORINE

Le fluor, élément fortement électronégatif, a la faculté de constituer des complexes avec les lanthanides, comme nous venons de le voir ; la corrélation entre eux est donc remarquable, ainsi que le montre la figure 36 où il apparaît clairement que, plus forte est la concentration en lanthanides, plus élevée est la teneur en fluor. Cependant, R. Le Suave (1974) souligne que ces teneurs en fluor sont faibles comparativement aux teneurs globales en lanthanides, et que cet élément ne semble jouer qu'un rôle accessoire dans leur transfert hydrothermal ; à la limite, on peut même se demander si ce ne sont pas ceux-là en réalité qui complexent le fluor et contribuent à son transport. Quoiqu'il en soit, il est certain qu'il y a une étroite liaison génétique entre le fluor et les lanthanides ; et, si on connaît la distribution de ces derniers dans un minéral fluoré (fluorine par exemple), on peut s'en servir comme d'indicateurs des conditions de formation de celui-ci, à la manière de traceurs géochimiques des "solutions mères" qui sont à son origine. A ce sujet, on soulignera les travaux de K.I. Yakubovich (1965), Y.A. Balashov et Y.P. Girin (1969), M. Fleischer (1969), C. Derré (1972), H.J. Schneider et al. (1975), L. Marchand et al. (1976), et surtout de P. Moller et al. (1976) qui ont construit un diagramme à partir des rapports Tb/Ca et Tb/La de 150 fluorines, appartenant à différents gisements dans le monde (Fig. 37), diagramme qui permet théoriquement de reconnaître directement l'origine soit sédimentaire, soit hydrothermal ou pegmatitique d'une fluorine donnée à partir de sa teneur en lanthanides.

IV.3. COLORATION DES FLUORINES ET TENEUR EN TERRES RARES

On sait que la fluorine présente diverses colorations, dont les plus fréquentes sont les colorations violettes, vertes et bleues (mais il existe aussi des fluorines jaunes, rouges, incolores, etc...). Au début, on rapportait l'origine de ces colorations à des traces organiques ou à des colloïdes de Ca (R.D. Allen, 1952) ; cependant, aujourd'hui est acceptée l'hypothèse que la coloration est liée essentiellement à la présence :

- a) de terres rares (surtout les lanthanides lourds et l'yttrium) ;

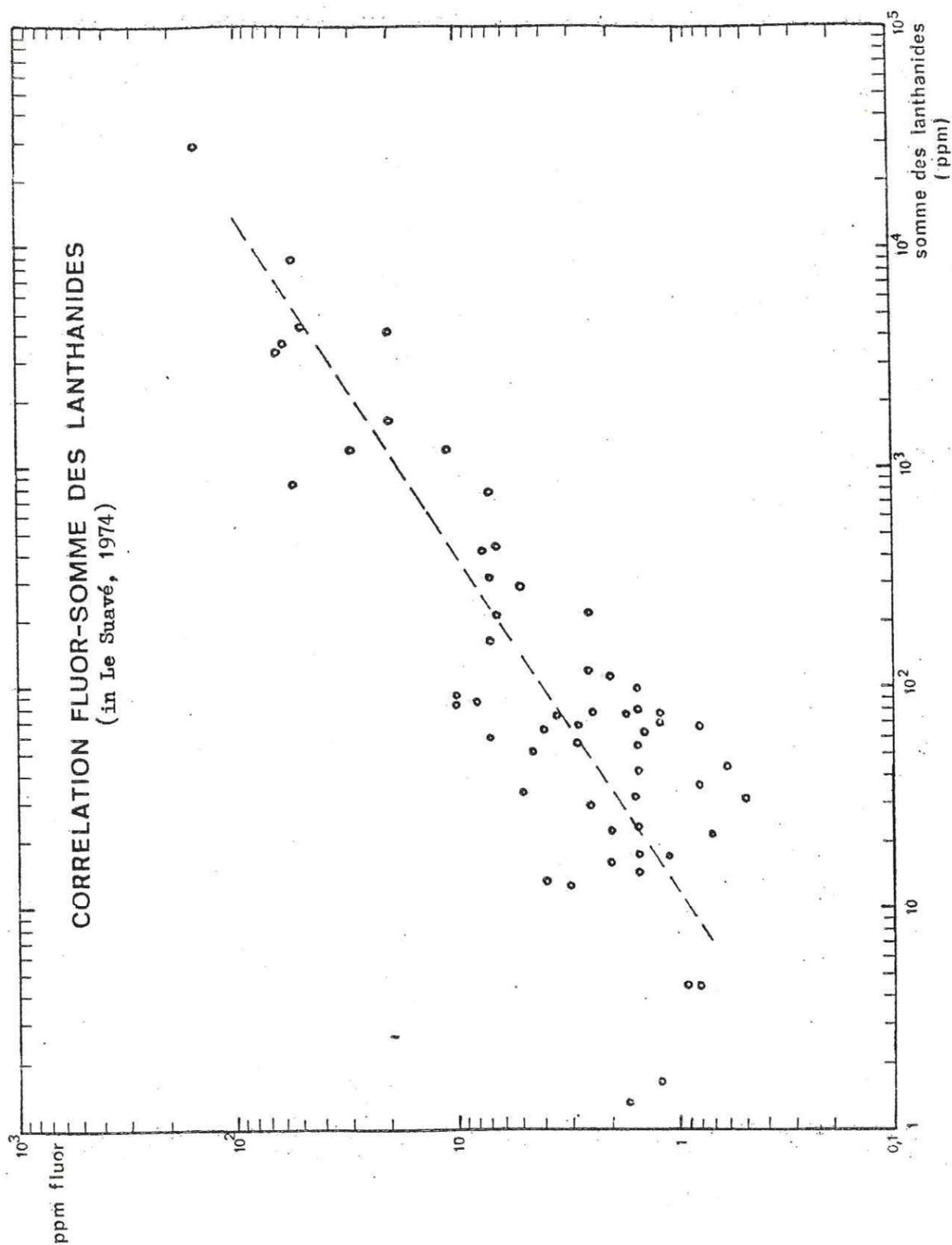


FIG.36

- b) de centres colorés par irradiation naturelle (radioactivité de l'uranium ou du thorium inclus dans la fluorine ;
- c) d'impuretés ($O^{=}$ et H^{-} principalement), seules ou associées aux centres radioactifs.

S'il y a un consensus en ce qui concerne les causes des colorations, il n'y en a pas par contre quant à la nature des terres rares prédominantes qui donnent à la fluorine telle ou telle couleur. Ainsi, I.S. Goldberg (1963) pense que la couleur verte de ce minéral est due à la présence de Sm^{2+} , tandis que pour P.G. Jeffrey (1967), il s'agit de l'euporium. H. Bill et al. (1967) estiment que les couleurs rouge et verte sont dues à Y^{3+} et le Sm^{2+} , mais G. Calas (1971) constate que les fluorines dopées avec l'yttrium (Y^{3+}) peuvent donner aussi une couleur rouge intense, celles dopées avec le dysprosium (Dy^{3+}) une couleur orange, et enfin celles dopées avec le samarium divalent (Sm^{2+}) une couleur verte. Le même auteur, en dopant des fluorines synthétiques avec La, Ce, Gd, Tb, Lu et Y, leur confère les propriétés photochromiques connues de ce minéral, à savoir à l'illumination par une lumière monochromatique violette un changement de la coloration à la température ambiante, ce qui correspond d'une certaine manière à la fluorescence. Cependant, les résultats les plus intéressants de G. Calas, à notre avis, concernent la décoloration thermique des fluorites par simple chauffage direct, plus ou moins accusé en fonction du temps, phénomène dont il suggère l'utilisation comme géothermomètre en s'appuyant sur la cinétique de la décoloration. Si cette éventualité est encore lointaine et en quelque sorte un peu spéculative, par contre elle fait retenir l'idée d'une réversibilité du phénomène ; en effet, tandis qu'il existe une irradiation permanente dans le minéral (due par exemple à la présence d'un "centre coloré" radioactif ou de terres rares), se produira toujours la réversibilité de la coloration originelle, même après le chauffage ; donc, en accord avec cela, on peut raisonner à l'inverse, c'est à dire supposer que sous l'effet d'un chauffage naturel (circulation de solutions hydrothermales par exemple) se produise le départ de cette source d'irradiation permanente ; et, dans ce cas, nous devons atteindre évidemment une IRREVERSIBILITE de la coloration ; précisément, ceci semblerait être le cas de la fluorine du Rocheray.

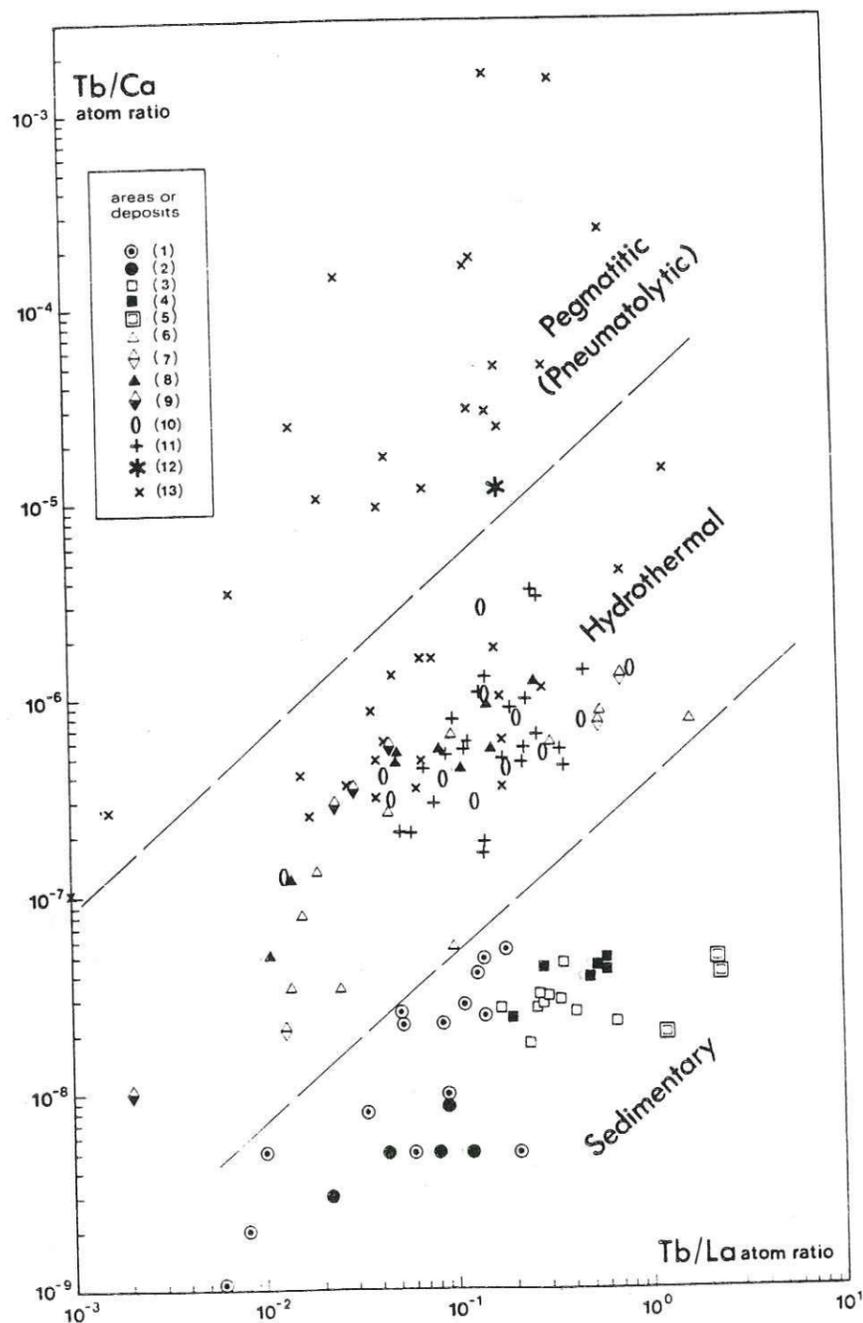


Fig. 37.-Les rapports atomiques Tb/Ca-Tb/La en fluorines de trois origines différents. (D'après Möller et al., 1976)

Legende:

- (1) Calcaires des Alpes du Nord (Bavarië et Autriche)
- (2) Calcaires des Alpes du Sud (Vallée Brembana, Italie)
- (3) Sierra de Baza, Espagne; Sierra de Gador, Espagne (4);
- (5) Hauts Atlas, Ait Labbès, Maroc; (6) Mine Max, Bavarië;
- (7) Mine Cécilie, Stulln, Bavarië; (8) Mine Wölsendorf, Bavarië;
- (9) Région de Schönfärbiges Bergwerk, Bach, Bavarië;
- (10) Région d'Harz, RFA et RDA; (11) S.E. Sardaigne, Italie;
- (12) Mine Henderson, Colorado, USA; (13) Divers URSS-Bulgarie.

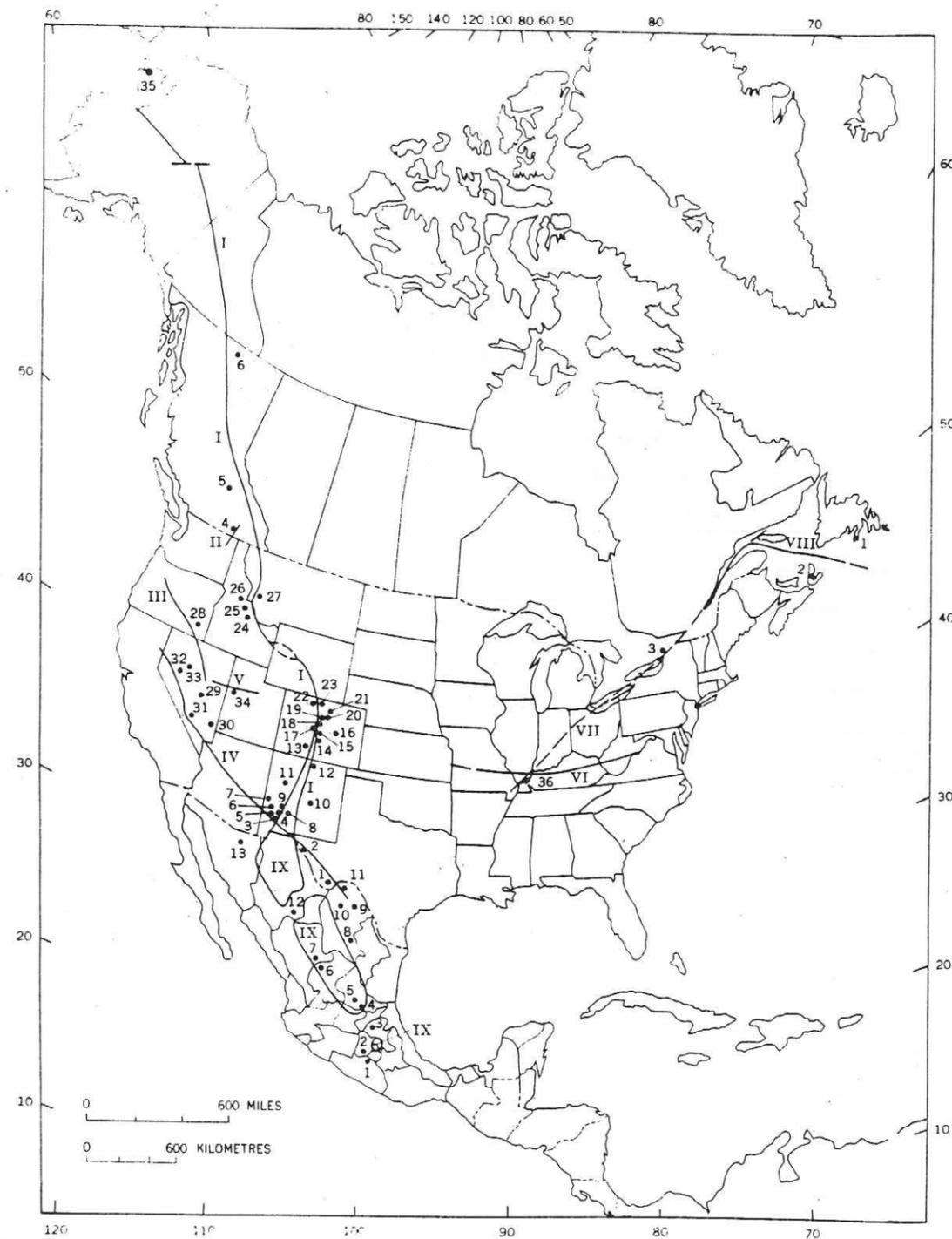


Fig. 37 A.-Rifts et des alignements associés aux plus grands dépôts de fluorine de Nord-Amérique (in Van Alstine, 1976)

- I. Rift de Rio Grande
- II. Graben Republic
- III. Alignement Oregon-Nevada
- IV. Alignement Walker Lane-Texas
- V. Alignement Cherry Creek
- VI. Alignement du Parallèle 38
- VII. Rift New Madrid-St. Lawrence
- VIII. Rift Cabot
- IX. Zones Bolson

IV.4. ANALYSES DE TERRES RARES DANS LA FLUORINE DU ROCHERAY

Nous venons de voir l'étroite liaison génétique qui existe entre le fluor, et donc la fluorine, et les terres rares. Cependant, la fluorine du Rocheray (et des autres massifs cristallins externes*) semble être, d'après les données du tableau 10, excessivement pauvre en ces éléments :

Tableau n° 10
Analyse par spectrométrie de masse à étincelles
(teneurs en ppm - semi quantitatives)

Lanthanides	Fluorine de Montvernier (Rocheray)	Fluorine du Grand Clot (N du Pelvoux)	Fluorine du Col du Tricot (Mont Blanc)
La	0,55	1,3	0,65
Ce	2,6	3,2	2
Pr	0,5	1,6	0,2
Nd	1,1	3,3	1,4
Sm	0,7	4,3	-
Eu	0,16	0,5	0,12
Gd	-	-	-
Tb	-	0,25	-
Dy	-	-	-
Ho	-	0,23	-
Er	-	-	-
Tm	-	-	-
Yb	-	-	-
Lu	-	-	-
Total	5,61	14,68	4,37

d'après R. Le Suave, 1974.
Lab. Analyses : Centre d'Etudes Nucléaires, Grenoble

* Il faut remarquer l'existence vraisemblable d'un axe fluoré NE-SW sur la bordure des massifs cristallins externes au long d'un système de fractures s'étendant de Martigny (Suisse) jusqu'au Pelvoux (R. Chatagnon et al., 1979). En effet, on trouve du Nord au Sud les gisements suivants : Martigny (Suisse) ; Col du Tricot, Col de la Jitte et Les Encanes (Mont Blanc) ; puis les différents filons du Rocheray ; au Sud, Alpe d'Huez (Grandes Rousses), Grand Clot et La Grave (Pelvoux). R.E. Van Alstine (1976) avait déjà envisagé ce type d'alignements fluorés dans plusieurs régions du monde, les supposant en étroite liaison avec d'anciennes structures type rift, qui sembleraient contrôler les districts fluorés majeurs connus, Illinois Kentucky aux Etats Unis ; Mexique ; Allemagne (fossé rhénanien) ; Transbaïkal, U.R.S.S. ; etc. (Fig. 37 A)

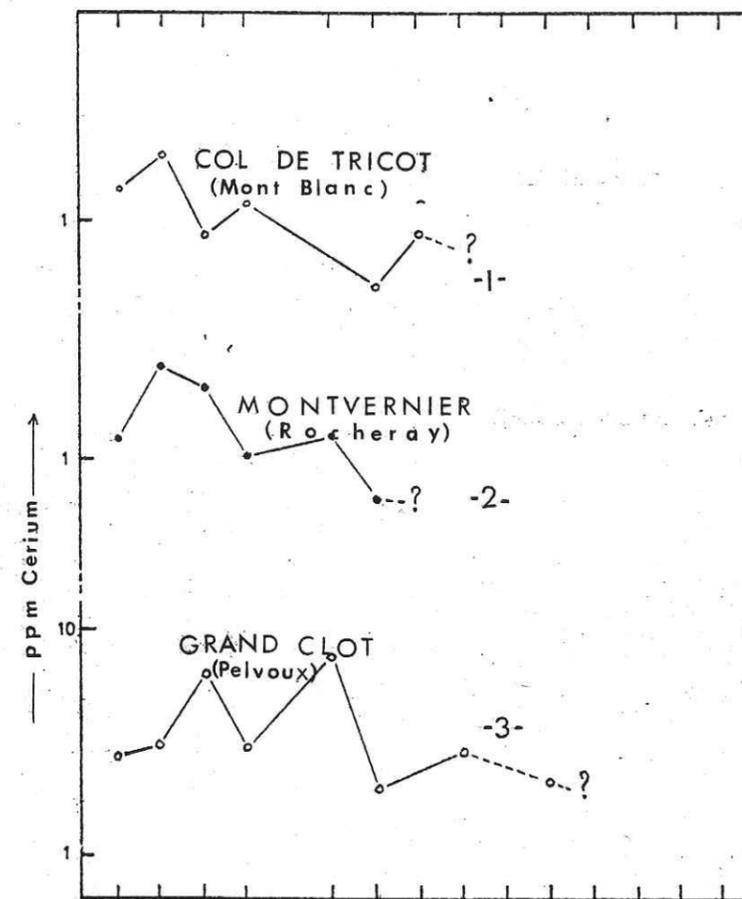
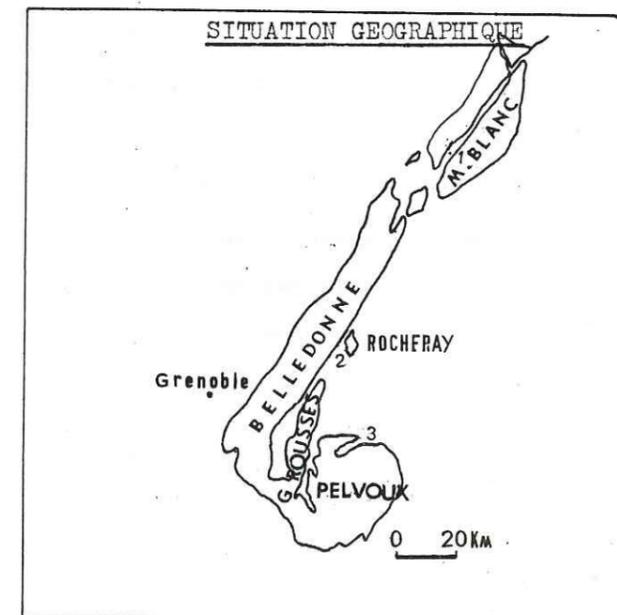


Fig. 39.- Profil de répartition des Lanthanides en trois fluorines alpines (d'après Le Suavé, 1974).



Les analyses* dont les résultats sont portés dans le tableau 10 et la figure 40 dans le cas particulier du Rocheray, n'ont décelé que des lanthanides légers (La, Ce, Pn, Nd, Sm et Eu), et ce en quantités assez faibles (entre 0,12 et 1,4 ppm), alors qu'on sait que la plupart des fluorines possèdent la série complète des lanthanides, et cela en proportions beaucoup plus élevées, voire quelques centaines de ppm parfois (cas des fluorines colorées principalement). Les nouvelles analyses qui viennent d'être faites sur des échantillons de fluorine du filon du Rocheray s.s., par la méthode de la Résonance Paramagnétique Nucléaire (B. Chatagnon et al., 1979), n'ont mis en évidence aucun spectre des terres rares, que ce soit avant ou après irradiation aux Rayons Gamma, ce qui confirme que ces échantillons analysés sont dépourvus de ces éléments, ou en tout cas ne les contiennent qu'en proportions extrêmement faibles (peut-être de l'ordre de quelques ppb), insuffisantes pour leur mise en évidence.

A ce propos est à souligner le travail de T. Koljonen et R.J. Rosenberg (1974) qui ont envisagé, pour des roches granitiques à teneurs anormalement basses en terres rares, une circulation des fluides hydrothermaux tardifs comme cause du départ de ces éléments, à la manière d'un "lessivage". Dans cette optique, rappelons que l'étude géothermométrique a montré que la température des solutions hydrothermales génératrices du quartz du Rocheray a dépassé 358° C. On peut donc penser que la fluorine déjà existante** a dû subir un réchauffement de cette grandeur lors de la mise en place des fluides hydrothermaux tardifs, et consécutivement une éventuelle décoloration thermique ; à ce sujet, rappelons finalement que n'importe quelle fluorine colorée naturelle se décolore à 300° C.

En résumé :

- a) les considérations théoriques concernant la liaison fluorine-terres rares ;
- b) les résultats des analyses de terres rares ; c) la température minimale des solutions hydrothermales (358° C) ; d) les conditions géologiques de la mise en place d'une partie de la fluorine avec les lambeaux sédimentaires ; e) les caractéristiques particulières de ce minéral au Rocheray (blanche, massive et sans fluorescence) ; f) les relations paragenétiques entre les composants filoniens (Page 97) sont des arguments nous conduisant à penser à une remobilisation ou

* Toutes ont été faites sur des fluorines blanches, massives.
 ** Coincée avec les lambeaux volcano-sédimentaires dans les accidents du granite, donc déjà partiellement ou totalement remobilisée par effets tectoniques.

régénération de minéralisations fluorées pré-existantes due à des effets tectoniques et à la circulation de fluides hydrothermaux qui auraient provoqué le lessivage total ou partiel des terres rares. Ainsi se serait produite une concentration de ces minéralisations fluorées toujours contrôlée par les accidents du granite, à laquelle auraient certainement participé d'autres solutions hydrothermales tardives complétant la mise en place de l'ensemble des minéralisations filoniennes du Rocheray. En ce qui concerne la solubilité de la fluorine nécessaire à cette régénération, on l'envisagera par la suite.

V. ETUDE GEOCHIMIQUE DES SULFURES DU ROCHERAY

Jusqu'ici, nous n'avons envisagé que les conditions physico-chimiques de formation du quartz, de la barytine et de la fluorine, ainsi que la liaison génétique de cette dernière avec les terres rares ; il reste à connaître celles des sulfures, accessoires par rapport aux minéraux de gangue décrits, mais susceptibles de nous donner des renseignements permettant de compléter le cadre métallogénétique des minéralisations du Rocheray. Dans cette optique, nous présenterons d'abord quelques données thermo-optiques et décrépito-métriques concernant la blende claire, ensuite, les teneurs en éléments traces et en SFe du même minéral, enfin des données isotopiques détaillées en annexe.

V.I. MESURES THERMO-OPTIQUES ET DECREPITOMETRIQUES SUR LA BLENDE

Des 7 échantillons préparés, seuls deux d'entre eux ont présenté respectivement 4 et 5 inclusions mesurables thermo-optiquement au maximum de luminosité. Les 5 autres échantillons ont permis des mesures décrépito-métriques seulement.

Tableau n° 11
 Température d'homogénéisation des blends claires

n° éch.	Filon	Sondage	Températures mesurées (°C)					T°moyenne
			287°	268°	239°	232°	229°	
6 BF X	Bois Feuillet	BF-1	287°	268°	239°	232°	229°	251° C
9 M X	Montvernier	S-4	295°	283°	281°	276°	-	284° C

Les températures d'homogénéisation des inclusions des sulfures de Montvernier semblent être plus élevées que celles qui concernent les sulfures de Bois Feuillet. Les mesures décrépitométriques sont cohérentes avec ces résultats.

V.2. TENEURS DE LA BLENDE EN ELEMENTS TRACES

Tableau n° 12

Blendes du niveau supérieur (950) du filon de Bois Feuillet
(teneurs en ppm - semi quantitatives)

Echantillon	G	Ga	Sn	Sb	In	Te	Co
Blende verte	n.d.	60	<10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Blende ambrée	95	140	30	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

n.d. = non décelé

d'après : A. Chermette, 1963

Tableau n° 13

Teneurs comparatives en éléments traces
de trois filons du Rocheray

Filon	Blende	Cd	Ge	Ga	Sm	Cu	Ag	In	Tl	Co	Sb
Le Rocheray ss	claire	o	*	*	o	*	***	*	o	***	o
Bois Feuillet	foncée	*	o	**	**	***	***	**	o	**	**
	claire	*	o	***	*	**	**	**	o	**	*
Le Sapey	foncée	*	o	*	***	*	**	**	o	**	*
	claire	1	o	*	*	**	*	**	o	**	o

d'après : J. Méloux, 1968

D'après ces analyses, les éléments traces sont distribués presque indistinctement dans les blendes claires ou foncées. Le Cu, lui, semble avoir plus d'affinité pour ces dernières. J.R. Kraig et G. Kullerud (1973), et P.G. Manning (1966, 1967) ont étudié expérimentalement le mode d'introduction du Cu dans la blende et le comportement du système Cu-Zn-S à différentes températures ; cependant, du point de vue appliqué, c'est la teneur en gallium (entre 60 et 140 ppm) qui peut donner des renseignements intéressants ; en effet, on sait que les blendes de basse

température contiennent entre 100 et 1000 ppm de Ga, tandis que celles de haute température sont assez pauvres en cet élément (<10 ppm). Les blendes du Rocheray, qui présentent des teneurs intermédiaires, auraient donc cristallisé à des températures moyennes. Il convient de signaler à ce propos le travail de P.M. Bethke et P. Barton (1971) qui ont proposé d'utiliser comme géothermomètres les coefficients de partage des éléments traces dans les sulfures.

On ne peut prétendre aller plus loin avec si peu d'analyses ; cependant, les tendances observées (les températures moyennes) semblent cohérentes avec les résultats thermo-optiques et décrépitométriques déjà présentés, et avec les teneurs en SFe de la blende, comme on le verra ci-dessous.

V.3. TENEUR EN SFe DES BLENDES

Les travaux classiques de G. Kullerud (1953 et 1959) ont trouvé plusieurs détracteurs, mais c'est à partir d'eux que se sont développées les recherches sur la signification de la teneur en fer de la blende, et sur les conditions qui doivent être satisfaites pour qu'on puisse en déduire la température de formation de ce minéral et/ou les changements de la fugacité du soufre qui ont eu lieu pendant le dépôt des sulfures. Cependant, la presque totalité des travaux expérimentaux sur la teneur en SFe des blendes ont été faits à des températures supérieures à 300° C et ont porté sur des systèmes tri-minéraux (P.B. Barton et P. Toulmin, 1966 ; R.S. Borman, 1967 ; H.L. Barnes et S.D. Scott, 1969 ; S.D. Scott et H.L. Barnes, 1971 ; R.S. Borman et al., 1971 ; R.G. Arnold, 1971), qui ne correspondent pas à ce que l'on observe au Rocheray. Même les expériences de S.D. Scott et S.A. Kissin (1973), qui ont porté sur le système Zn-Fe-S, pour des températures inférieures à 300° C, ont mis en jeu des phases différentes de celles du Rocheray (paire blende-pyrite), et en particulier la pyrrrothine qui est absente de nos paragenèses ainsi qu'on l'a vu en III.9.. Dans cette situation, on ne peut utiliser pour la paire blende-pyrite du Rocheray que les courbes de P.K. Simms et P.B. Barton (1961) concernant l'équilibre de phases du système Zn-Fe-S en fonction du pourcentage en moles de SFe dans la blende (Fig. 40).

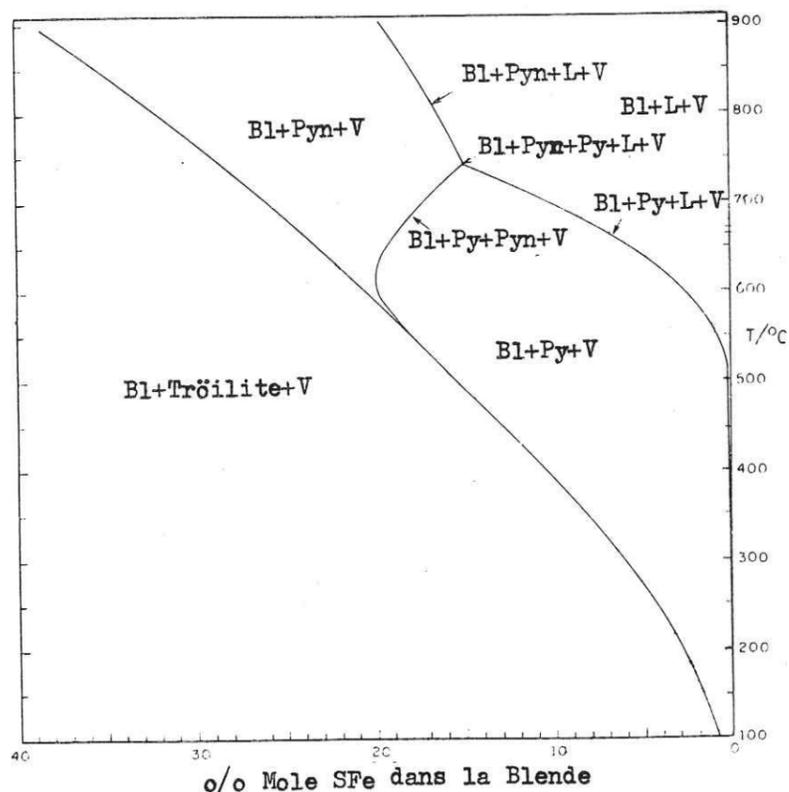


Fig. 40.-Composition de la blende en équilibre polyphasé dans le système Fe-ZnS (in Sims et Barton, 1961; modifié d'après Barton et Kullerud, 1959).

Legende

- Bl.....Blende
- Py.....Pyrite
- Pyn.....Pyrrhotine
- L.....Liquide (essentiellement du Soufre)
- V.....Vapeur (essentiellement du Soufre)

V.3.1. ANALYSE CHIMIQUE ET DIFFRACTOMETRIQUE DES BLENDES EN SFe

Sept échantillons ont été analysés, qui tous proviennent de sondages et ont été soigneusement triés sous le microscope, afin d'éliminer tout cristal de blende possédant des inclusions solides des autres sulfures. Les méthodes utilisées sont décrites en Annexe. Les résultats sont présentés dans le tableau n° 14

Tableau n° 14
Pourcentage molaire de SFe dans la blende et estimation de la température minimale de formation

n° éch.	Type de blende	Filon	Sondage	Analyse chimique	Analyse diffractométrique	Température minimale (1)
NS4	claire	Bois Feuillet	BF-1	0,90 %	1 ± 0,5 %	100° C
NS5	"	"	BF-1	0,98 %	1 ± 0,5 %	100° C
NS6	"	Sapey	S-1	1,88 %	2 ± 0,5 %	160° C
NS7	sombre	"	S-3	6,40 %	7,5 ± 0,5 %	310° C
NS8	"	"	S-3	8,35 %	9 ± 0,5 %	345° C
NS9	"	Montvernier	S-7	7,87 %	9 ± 0,5 %	340° C
NS10	"	"	S-7	7,25 %	8 ± 0,5 %	325° C

(1) d'après les courbes de Sims et Barton Analyse : Lab. Pétrographie Uni.Lyon
Analyste: J.C. Germainique (1973)

V.3.2. INTERPRETATION DES RESULTATS

On doit remarquer la bonne concordance entre les deux méthodes d'analyse utilisées ; cependant, pour l'estimation de la température minimale de formation, on a utilisé les données de l'analyse chimique, en raison du fait que la maille des sphalérites naturelles est sensible aux impuretés telles que SCd* ou SMn** (P.B. Barton et P. Toulmin, 1966). D'après les courbes de P.K. Simms et P.B. Barton (1961), les températures minimales de formation des blendes du Rocheray oscillent entre 100 et 345° C. Ces chiffres sont cohérents avec les données d'homogénéisation et décrépito-métriques de ce minéral qui varient entre 229-295° C et 230-302° C respectivement (voir V.1.), et la température maximale d'homogénéisation = 358° C tirée des inclusions du quartz massif dont le dépôt précède celui de la blende.

* D'après V.2., il y a des traces de Cadmium dans les sphalérites de Bois Feuillet et du Sapey.

** Courbes modifiées de P.B. Barton et G. Kullerud (1957)

VI. DOSAGE DU FLUOR DANS LES ROCHES ENCAISSANTES DE LA MINÉRALISATION

VI.1. INTRODUCTION

Afin de connaître la dispersion du fluor dans l'netourage lithologique, et par suite d'envisager l'éventuelle liaison avec la minéralisation fluorée du Rocheray, on a procédé à un dosage de 43 échantillons frais (prélevés exclusivement sur des carottes, à l'exception de ceux de l'Echapour), à différentes distances des minéralisations. La localisation de l'échantillonnage est reportée soit sur les coupes des sondages, soit sur celles de la bordure sédimentaire de Montvernier (Pl. 1).

VI.2. RESULTATS

La méthode de dosage du fluor a été la même que celle utilisée dans la prospection géochimique sur sols résiduels à Montvernier (voir III.3.3. et Annexe). Les résultats sont donnés dans les tableaux

Tableau n° 15

n° éch.	Nature de la roche	Sondage	Profondeur (m)	F (ppm)	Gisement
2 BF	Granite leucocrate	BF-1	7,00	1320	Bois Feuillet
14 BF	" "	"	19,20	1730	
15 BF	" "	"	42,00	2920	
21 BF	} proches des traversées schisteuses	"	56,00	2810	
22 BF		"	61,00	2580	
28 BF		"	71,10	2210	
29 BF		"	80,05	1980	
31 BF		"	91,00	2740	
33 BF		"	119,10	1840	
35 BF	"	"	123,15	1230	
39 BF	"	"	125,00	870	
15 N	Granite gneissique	E-3	22,30	840	Nantuel
2 N	" "	E-4	46,00	890	
6 N	" "	E-5	65,10	1780	
9 N	" "	E-5	66,10	2030	
12 N	" "	E-1	47,00	980	
11 N	" "	E-2	54,00	830	
14 N	" "	E-3	25,05	1025	
18 N	" "	E-0	17,80	2110	
3 M	Calcaire spathique noir (Trias)	S-1	55,00	1980	Montvernier
9 M	Calcaire gris (Trias)	S-7	28,00	1540	
12 M	Spilite	S-7	53,00	2680	
15 M	Granite gneissique	S-7	65,00	810	
27 M	" "	S-8	96,00	970	

Analyses : Lab. Pétrographie Univ. Lyon-I (1973)
Analyste : A. Ochoa

Tableau n° 16

n° éch.	Nature de la roche	Localisation	F (ppm)	Site
15 K	Spilites	Coupe 1	2820	Coupes du Triasique de Montvernier
16 C	"	" 3	2640	
15 MC	"	" 4	2020	
15 C	"	" 5	2180	
18 K	Calcaire dolomitique à plaquettes	" 1	700	
14 MC	" " "	" 2	730	
14 M	" " "	" 3	880	
13 A	" " "	" 4	600	
18 KS	Calcaire dol. à patine grise.	" 2	430	
1 Q	" " "	" 3	470	
18 M	" " "	" 4	590	
1 BE	" " "	" 5	570	
18 P	Calcaire spathique noir	" 2	2160	
14 X	" " "	" 3	2920	
22 A	" " "	" 4	2340	
42 E	Calcaire dolomitique gris	L'Echapour	1870	Liasique de l'Echapour
43 E	" " "	"	1130	
45 E	" " "	"	1480	
47 E	" " "	"	1090	

Analyses : Lab. Pétrographie Univ. Lyon-I
Analyste : J.C. Germanique

Tableau n° 17
Teneur moyenne en fluor dans quelques types de roches
(ppm)

Roche	Teneur	Nombre d'échantillons
Granites et Granodiorites	810	93
Basaltes	500	58
Calcaires	220	98
Dolomites	260	14

d'après : M. Fleischer et W.O. Robinson, 1963

VI.3. INTERPRETATION DES DONNEES

Il est évident que ces 43 analyses sont en nombre insuffisant pour émettre des conclusions catégoriques quant à une éventuelle liaison entre les teneurs en fluor de l'encaissant et les minéralisations fluorées du Rocheray ; néanmoins, on a pu remarquer quelques tendances intéressantes :

- L'encaissant granitique proche des passages schisteux ou des roches "mal digérées" semble enrichi en fluor par rapport au granite éloigné de ces passages (échantillons : 33, 35, 39 BF, 15 et 27 M), mais en général la teneur du granite éloigné de la caisse filonienne est proche de la moyenne pour ce type de roche (810 ppm).
- Les spilites, par contre, présentent une teneur en fluor assez élevée par rapport à l'entourage sédimentaire proche et à la teneur moyenne des roches basaltiques (500 ppm). Le volcanisme triasique a-t-il pu apporter une quantité quelconque de fluor pour la formation de la fluorine ? A ce sujet, M. Boucartu et al. (1971), et B. Durand (1966) ont envisagé d'attribuer au volcanisme basique l'origine du fluor des gisements de fluorine de l'Estérel et de Peyrebrune respectivement.
- Les calcaires spathiques noirs du Trias, et en proportion mineure ceux du Lias, montrent aussi des teneurs anormalement fortes, supérieures aux teneurs moyennes signalées dans le tableau 17 (220 à 330 ppm). A ce propos, rappelons qu'ils constituent les lambeaux coincés dans les grands accidents du Rocheray (bien visibles

au Sapey et à Bois Feuillet), en formant avec le Houiller* probable les passages schisteux foncés déjà évoqués.

Quoi qu'il en soit, si ces résultats sont encore partiels et donc insuffisants, on ne peut pas les négliger.

VII. SOLUBILITE DE LA FLUORINE

VII.1. FONDEMENTS THEORIQUES

Avant d'envisager une hypothèse concernant la nature des processus métallogénétiques du Rocheray, il est indispensable de connaître les conditions thermodynamiques de la solubilité de la fluorine. Malheureusement, il existe très peu de travaux expérimentaux à ce sujet. Le plus connu est celui de G. Strübel (1965) sur la solubilité de ce minéral dans l'eau pure (entre 23° et 620° C ; pression variable) et dans le système $F_2Ca - ClNa - H_2O$ (entre 20° et 100° C ; pression de 1 atmosphère) ; les données recueillies par cet auteur sont très souvent citées et nous les présentons intégralement aux tableaux.

Le tableau 18 nous montre que, même si les conditions de pression et températures sont élevées, les effets de ces deux facteurs sur la solubilité de la fluorine restent limités ; ainsi, par exemple, pour une T° de 76,5° C et une pression de 1 atmosphère, la solubilité selon G.S. Strübel est de $16,70 \pm 0,12$ mg $F_2Ca/kg.H_2O$, tandis qu'à 300° C et 2220 bars, elle est de $15,00 \pm 4,60$, donc très voisine. Cela ne correspond pas à ce qui se passe dans la nature.

Les données du tableau 19 semblent un peu plus acceptables du fait que plus élevées sont la température et la teneur en ClNa, plus grande est la solubilité, même si sa croissance reste très faible. Néanmoins, supposons que nous voulions passer du plan théorique à la réalité, par exemple dans le cas du Rocheray dont les fluides piégés dans la fluorine ont une salinité comprise entre 3,7 et 6,6 % de poids en ClNa pour une température oscillant entre 98,6 et 142,7° C ; d'après les courbes de G. Strübel (Fig. 41), et en extrapolant nos données de température, la solubilité maximale de la fluorine dans ces fluides aurait été de 43 ou 44 mg $CaF_2/kg.H_2O$, ce qui signifie théoriquement que pour précipiter les 1.084.000 tonnes

* La quasi "digestion" par le granite et la mylonitisation poussée rendent impossible la reconnaissance du Houiller décrit par ailleurs ; néanmoins, le caractère parfois graphiteux permet de déduire qu'il s'agit de cela. Malheureusement, nous n'avons pas d'analyses du Houiller pour comparer ses teneurs en fluor.

Tableau n° 18

Solubilités de la fluorine dans l'eau pure
(d'après G. Strübel, 1965)

Température °C	Pression (bars)	Densité (g.cm ³)	Solubilité (mg CaF ₂ /kg.H ₂ O)
23,0	-	0,9975	8,76 ± 0,14
25,0	-	0,9970	9,13 ± 0,16
26,5	-	0,9996	9,24 ± 0,09
39,0	-	0,9924	11,43 ± 0,10
50,0	-	0,9981	13,70 ± 0,10
61,0	-	0,9826	13,43 ± 0,16
→ 76,5	-	→ 0,9739	→ 16,70 ± 0,12
86,5	-	0,9676	16,82 ± 0,11
98,5	-	0,9593	16,78 ± 0,06
150,0	4,8	0,9170	15,20
200,0	15,6	0,8650	13,20
250,0	39,8	0,7990	11,30
255,0	43,8	0,7920	13,00 ± 9,00
255,0	1642,0	0,9000	16,20
300,0	85,9	0,7130	7,80 ± 0,20
300,0	290,0	0,7500	10,70
→ 300,0	→ 2220,0	→ 0,9000	→ 15,00 ± 4,60
310,0	98,7	0,6910	14,50 ± 4,50
350,0	165,4	0,5720	6,50
350,0	200,0	0,6000	6,90
350,0	540,0	0,7000	16,30 ± 2,70
350,0	1400,0	0,8000	21,20 ± 7,60
350,0	3020,0	0,9000	25,60 ± 14,00
400,0	300,0	0,3260	4,70 ± 3,90
400,0	320,0	0,4000	6,90 ± 4,60
400,0	560,0	0,6000	15,80
400,0	2100,0	0,8000	39,20
500,0	586,0	0,3260	7,80 ± 3,60
500,0	700,0	0,4000	9,40
500,0	914,0	0,5000	18,30 ± 15,10
500,0	1274,0	0,6000	53,90 ± 38,50
500,0	2064,0	0,7000	49,00 ± 18,00
600,0	1084,0	0,4000	60,60
600,0	1990,0	0,6000	60,80
620,0	1550,0	0,5000	56,00 ± 10,00
620,0	2130,0	0,6000	63,80 ± 6,00

Tableau n° 19

Solubilité de la fluorine dans le système ternaire CaF₂-ClNa-H₂O
(d'après G. Strübel, 1965)

T° (° C)	Densité (g/cm ³)	Solubilité (mg.CaF ₂ /kg.H ₂ O) *			
		0,1 m ClNa	0,5 m ClNa	1,0 m ClNa	2,0 m ClNa
20	0,9982	19,35 ± 0,08	23,88 ± 0,11	24,58 ± 0,10	25,19 ± 0,11
30	0,9956	23,96 ± 0,06	28,84 ± 0,05	29,64 ± 0,06	29,88 ± 0,11
40	0,9922	27,13 ± 0,14	33,35 ± 0,08	33,81 ± 0,08	34,67 ± 0,32
50	0,9881	29,51 ± 0,11	36,08 ± 0,16	37,17 ± 0,00	38,66 ± 0,08
60	0,9832	31,78 ± 0,23	38,03 ± 0,08	40,22 ± 0,08	41,54 ± 0,15
70	0,9778	32,64 ± 0,15	40,15 ± 0,15	42,40 ± 0,24	44,20 ± 0,00
80	0,9718	33,27 ± 0,15	41,31 ± 0,08	44,04 ± 0,16	46,31 ± 0,23
90	0,9654	33,34 ± 0,08	41,86 ± 0,16	45,29 ± 0,32	48,03 ± 0,24
		33,58 ± 0,15	42,48 ± 0,15	46,31 ± 0,71	49,93 ± 0,11
		(100,5° C)	(99,5° C)	(100,1° C)	(101,5° C)

* 1,0 m ClNa = 11,69 % poids ClNa

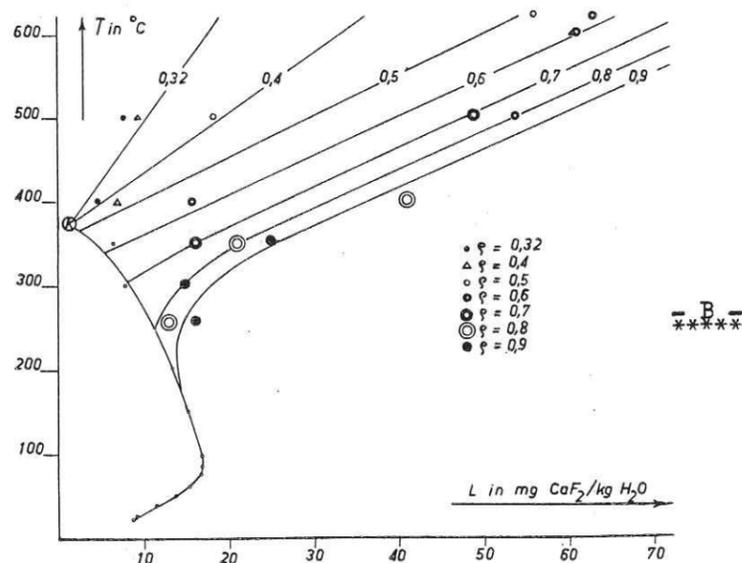
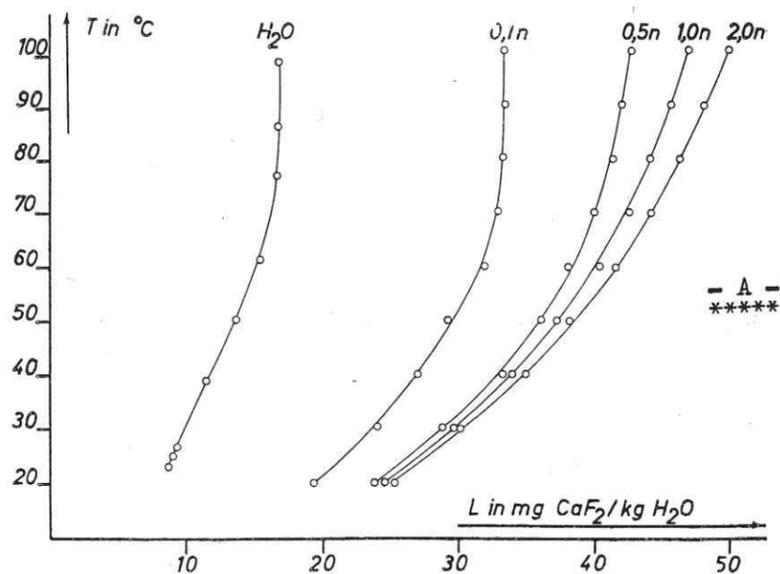


Fig. 41.-Courbes de solubilité de la Fluorine dans le système $\text{CaF}_2\text{-ClNa-H}_2\text{O}$ pour de basses températures (A) et des températures élevées (B) (d'après Strübel, 1965).

de CaF_2^* du Rocheray (Bois Feuillet et Le Sapey), il aurait fallu environ 1×10^{12} tonnes de H_2O ! Ces chiffres se passent de commentaire ; et cela montre le danger d'utiliser des données expérimentales isolées, sans considérer les résultats des autres études, tant de laboratoire que de terrain.

S.D. Malinin (1976), prenant appui sur les idées de G. Strübel, a déterminé expérimentalement la solubilité de fluorines synthétiques dans des solutions de $\text{HCl} + \text{ClNa}$, de concentration en HCl comprise entre 0,02 et 2 ; pour une température de 260°C et une pression de 1 atmosphère, la solubilité maximale est de 34,3 g/kg- H_2O , environ mille fois plus élevée que celle de Strübel. Malgré le caractère limité de l'expérience (tous les essais ont été effectués sous 1 atmosphère et à 260°C), ce travail suggère que la solubilité de la fluorine tend à augmenter très fortement dans les solutions acides, telles des solutions hydrothermales proportionnellement à leur acidité.

VII.2. LA FLUORINE DU ROCHERAY : SCHEMA DE DEPOT

Dans le cas du Rocheray, la réalité d'une activité hydrothermale a été démontrée non seulement par les observations de terrain (textures rubanées entre autres), mais aussi par les informations livrées par les inclusions fluides (surtout du quartz et de la blende). Cependant, d'après les caractéristiques géologiques décrites aux chapitres I et II, des venues hydrothermales ne peuvent probablement pas expliquer à elles seules la mise en place d'un volume aussi énorme de fluorine**. Deux autres facteurs complémentaires sont sans doute intervenus d'une manière décisive dans ce phénomène : l'intense activité tectonique et la sursaturation en ions Ca^{++} et F^- des solutions dans les calcaires coincés dans les accidents.

a) Sur le premier point, des expériences récentes (J.L. Dandurand et J. Schott, 1975) ont montré que l'activité tectonique facilite considérablement la mise en solution des composés métastables (dolomite, quartz, fluorine par exemple). Au Rocheray, cette activité est largement démontrée par l'existence des lambeaux schist. triasico-liasiques coincés, broyés et mylonitisés dans les accidents du granite,

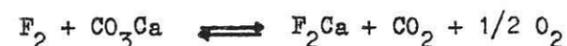
* CaF_2 à 100 %

** Endogène et exogène (pré-existante) par rapport aux venues hydrothermales.

*** Les calcaires triasiques contiennent des horizons renfermant une certaine teneur en fluor (comme cela a été démontré à Montvernier). D'autre part, les lambeaux se manifestent clairement en profondeur par les passages schisteux et les salbandes argileuses fluorées traversés par les sondages.

et c'est précisément dans cet endroit là que sont localisés les remplissages filoniens (Sapey, Bois Feuillet et Rocheray s.s.).

b) En ce qui concerne le deuxième facteur, la présence de fluorine dans les horizons calcaires du Trias de Montvernier, ainsi que la teneur plus élevée en fluor des autres calcaires par rapport à la moyenne, nous montrent clairement que ces roches, préalablement aux effets tectoniques (donc avant de devenir des lambeaux broyés), étaient déjà saturées en ions Ca^{++} et F^- . Cependant, la très faible solubilité de la fluorine, révélée par les travaux expérimentaux cités, constitue apparemment un obstacle à la remobilisation de cette fluorine pré-existante. Mais S.D. Malinin (1976) signale que la solubilité de la fluorine est largement augmentée en présence de matériaux calcaires ; ainsi, la formation ou précipitation de la fluorine pourrait s'envisager comme le résultat d'une interaction entre solutions sursaturées en F^- (donc largement acides) et solutions sursaturées en $CO_3^{--} + Ca^{++}$ (calcite des calcaires). Cette interaction, libérant Ca^{++} pour former F_2Ca , pourrait s'écrire :



Ce schéma paraît applicable au Rocheray, car les filons du Sapey et de Bois Feuillet présentent une évidente zonalité verticale (III.4.2. et III.5.2.), correspondant à une diminution de la teneur en fluorine inversement proportionnelle à l'augmentation de la teneur en calcite en profondeur. Cela veut dire que tant qu'il existait une sursaturation en $CO_3^{--} + Ca^{++}$ et en F^- (hydrothermale ou sédimentaire), la précipitation de la fluorine se produisait prioritairement à celle de la calcite ; mais comme la proportion de $CO_3^{--} + Ca^{++}$ était évidemment largement supérieure à celle de F^- , une fois "consommé" ce dernier, la sursaturation des solutions carbonatées facilitait la précipitation massive de la calcite comme le montrent les remplissages filoniens en profondeur.

VIII. MISE EN PLACE ET AGE DES MINERALISATIONS DU ROCHERAY

VIII.1. INTRODUCTION

D'après tout ce qui a été dit jusqu'ici, on peut déjà percevoir que l'histoire géotologique des minéralisations du Rocheray n'est pas simple. En effet, elle a dû probablement se développer en trois étapes : une première étape de minéralisation hydrothermale vraisemblablement tardi-hercynienne ; une seconde de minéralisation fini-triasique et une troisième étape correspondant à l'enfouissement de la seconde minéralisation dans les accidents du granite où se trouvait déjà la première, par des effets tectoniques post-liasiques accompagnés d'une activité hydrothermale qui aurait complété le remplissage filonien tel que nous le voyons aujourd'hui.

VIII.2. ETAPE HYDROTHERMALE ANCIENNE

Les accidents NE-SW où se trouvent localisées les minéralisations filoniennes du Rocheray sont d'âge hercynien ; cependant, la mise en place proprement dite de ces minéralisations a pu se faire dès le début (ou postérieurement) de l'ouverture des structures, à partir de solutions hydrothermales quartzo-fluorées déposant successivement la plus grande partie de la fluorine I et du quartz massif décrits dans la succession paragéométrique. S'il en est ainsi, ces premières minéralisations ont subi, comme le massif lui-même, les différents bouleversements tectoniques jusqu'à l'émersion définitive de ce dernier. Les contraintes tectoniques ont alors pu déjà provoquer la décoloration thermique partielle ou totale de la fluorine précoce, ainsi que l'éventuel lessivage des terres rares et la perte subséquente de probables formes cristallines. A ce propos, il faut souligner la présence sous le microscope de quelques cristaux de fluorine subautomorphes et automorphes inclus dans le granite proche du filon du Sapey, cristaux qui ont pu être protégés ou "épargnés" des contraintes mentionnées subies par le reste de la masse filonienne .

En ce qui concerne l'âge de ces minéralisations anciennes, il est assez difficile à établir, car il a dû y avoir plus d'une période de dépôt ; quoi qu'il en soit, ce dernier n'a pas commencé avant la fin de l'orogénèse hercynienne, et

a donc vraisemblablement débuté à la fin du Permien ou au début du Trias, ce qui paraît coïncider avec une certaine activité fluorée générale (les Maures - Estérel, en Provence ; Faymont, dans les Vosges ; Cezarenque, en Rouergue ; Maine, dans le Morvan ; etc.).

VIII.3. ETAPE VOLCANO-SEDIMENTAIRE

Le seul endroit du Rocheray où se trouve une minéralisation parfaitement concordante avec la stratification est Montvernier* (horizon minéralisé). Cette minéralisation paraît, d'après les anomalies des sols résiduels ainsi que les observations de terrain, indépendante de quelconques accidents et elle peut donc être définie dans l'espace comme stratiforme. Cependant, en ce qui concerne le temps, elle est épigénétique** par rapport aux calcaires triasiques qui la contiennent, car la précipitation du minerai stratiforme est postérieure à la sédimentation de son support lithologique. De plus, la source de ce minerai est mixte, c'est à dire endogène et exogène (au moins pour la fluorine) ; en effet, les calcaires triasiques ont montré une teneur élevée en fluor, et on peut envisager la reconcentration de cet élément (et très vraisemblablement des autres) par lessivage ou remaniement par des eaux météoriques seules ou mélangées avec des eaux thermales liées au volcanisme spilitique*** fini-triasique. Ainsi, les fluides se seraient chargés en sels et/ou ions (F, Ba, SO₄⁼, alcalins, etc.) provenant des deux sources (calcaires et solutions d'origine juvénile), ce qui aurait permis la précipitation de la fluorine, de la barytine et de la silice. La circulation et le drainage de ces fluides ont dû être facilités par les vagues de chaleur liées à l'activité volcanique, comme une espèce d'intumescence ou irradiation thermique. La réalité du drainage et de la percolation des fluides est clairement démontrée par l'existence du réseau "nourricier" que forment les multiples lentilles assez géométriques observées à la carrière de Noirey (Photos, p. 56 A). Pourraient s'expliquer également de cette manière, à la fois l'augmentation brutale de la teneur en barytine de l'horizon de la falaise de Montvernier,

* A Nantuel, les horizons ne sont pas si concordants ; en plus, les minéralisations sont étroitement liées au socle cristallogénique.

** Vraisemblablement.

*** Les spilites contiennent des teneurs en fluor anormalement élevées par rapport à la moyenne dans ce type de roches volcaniques.

au fur et à mesure qu'on s'éloigne du filon, et les caractères des fluides des inclusions dont la salinité est plus élevée dans l'horizon que dans le filon mais dont, à l'inverse, la température est légèrement inférieure dans ce dernier.

En ce qui concerne les sulfures, le mélange à haute concentration en baryum des fluides drainés des calcaires avec des solutions juvéniles à hautes concentrations en SO₄⁼, a dû avoir pour résultat non seulement la précipitation massive de barytine (telle qu'on l'observe dans les différents horizons calcaires de la falaise de Montvernier), mais aussi celle des ions Pb et Zn (juvéniles et/ou sédimentaires) ; le caractère réducteur des fluides de percolation a dû faciliter la précipitation des mouches de galène et de blende qui parfois accompagnent les minéralisations non métalliques.

Néanmoins, il faut remarquer un fait important dans ce contexte : au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la falaise, les horizons deviennent de plus en plus pauvres en sulfures, fluorine et barytine. Cela pourrait s'expliquer par l'éloignement du centre éruptif à partir duquel ont été émis les épanchements spilitiques en direction de Montvernier et de Loulla (forêt du Sapey). D'après les coupes de la planche 1, la liaison entre les horizons spilitiques et l'abondance des passées minéralisées à la partie inférieure du Trias, est assez évidente. Cela démontre, d'autre part, le rôle catalyseur qu'a dû jouer cette activité volcanique dans la formation des minéralisations stratiformes du Rocheray, avant leur enfoncement dans les accidents du granite déjà minéralisés, pour devenir finalement les actuels remplissages filoniens.

L'âge de ces minéralisations stratiformes est évidemment fini-triasique à liasique précoce.

III.4. REMPLISSAGE TECTONO-HYDROTHERMAL

Ce phénomène correspond à la dernière étape de la mise en place des minéralisations du Rocheray, telles qu'elles se présentent aujourd'hui.

L'intense activité tectonique subie par le massif pendant l'orogénèse alpine a provoqué l'ouverture de nouveaux accidents et la réactivation des anciens, comme ceux de direction NE-SW où se trouvaient déjà encaissées les premières minéralisations hydrothermales et dans lesquels se sont enfoncés, broyés et mylonitisés

les lambeaux volcano-sédimentaires de la couverture (calcaires du Trias et du Lias, grès et spilites), comme les sondages en profondeur le montrent par la grande quantité des passages schisteux près de la caisse filonienne.

La minéralisation filonienne de la phase I a dû subir elle aussi des contraintes tectoniques, évidemment accompagnées par des activités hydrothermales tardives ; ces dernières ont dû participer d'une part au dépôt minéral du domaine hypogène (entre autres, de la fluorine rubanée), d'autre part seraient l'origine de deux des trois facteurs (flux thermique et solutions juvéniles) qui ont aidé à la solubilisation des composants minéraux pré-existants dans les horizons volcano-sédimentaires coincés (minéralisés ou non), ainsi que la décoloration thermique complète de la fluorine. Il s'agit donc en quelque sorte, d'une re-concentration ou d'une remobilisation tectono-hydrothermale. Le troisième facteur (contraintes tectoniques), en plus de sa participation à la solubilisation de la paragenèse minérale pré-existante (en particulier de la fluorine), a dû intervenir aussi dans le lessivage des terres rares de la fluorine déjà massive.

L'âge de cette troisième et dernière étape de la mise en place des minéralisations filoniennes, telles qu'on les observe aujourd'hui, doit se situer entre la fin du Miocène et le début du Pliocène, pendant le grand paroxysme alpin de cette époque, c'est à dire correspondre à la "contraction énergétique et au soulèvement définitif de l'axe ancien du socle" (J. Debelmas, 1974).

Néanmoins, les contraintes tectoniques postérieures (même récentes) ont elles aussi affecté les remplissages filoniens déjà en place, en y produisant une intense fracturation à l'échelle du filon; et à l'échelle microscopique, soit une microfracturation (pour les minéraux massifs comme la fluorine et le quartz), soit une torsion des cristaux (calcite) ou des figures d'arrachement (galène), pour les formes cristallines.

CONCLUSIONS

Cette étude a permis essentiellement de connaître la nature des fluides minéralisants du Rocheray, ainsi que les conditions* de formation et les processus de mise en place des minéralisations. Cette mise en place apparaît s'être faite en trois phases.

NATURE DES FLUIDES ET CONDITIONS DE FORMATION

Les minéralisations hydrothermales quartzo-fluorées de la phase I se sont mises en place à environ 1000 m de profondeur et à une pression de 250 bars ; par contre, celle des phases II et III se sont exprimées dans des conditions proches de celles de la surface.

Toutes les inclusions fluides des diverses minéralisations sont biphasées. Les différentes données thermo-optiques ont montré une bonne correspondance entre les températures et compositions chimiques des fluides et les autres caractères des différents filons dans leur ensemble. En général, les solutions aqueuses à partir desquelles s'est déposée la paragenèse minérale du Rocheray étaient pauvrement salines (à l'exception de la barytine) :

0,6 - 4,2 %	en poids de ClNa	(quartz)
3,7 - 6,6 %	" "	(fluorine)
16,3 - 18,8 %	" "	(barytine)

Cette faible salinité contraste avec les températures de congélation assez inférieures à celle de l'eutectique pour le système ClNa₂ - H₂O (- 21,3° C) :

- 35,4° C (± 0,5) à - 47,8° C (± 0,5)	(quartz)
- 35,1° C (± 0,6) à - 40,8° C (± 0,7)	(fluorine)
- 33,1° C (± 0,4) à - 36,3° C (± 0,5)	(barytine)

* Conditions minimales.

Les températures minimales de formation des fluides du Rocheray oscillent entre:

297,0° C à 358,3° C (Quartz)

123,1° C à 142,7° C (Fluorine)

108,2° C à 125,1° C (Barytine)

Celle des fluides inclus dans le quartz est proche de la moyenne trouvée dans les massifs cristallins voisins (335° au Pelvoux ; 360° à Belledonne) ; cependant, le rapport atomique K/Na est assez nettement plus élevé, et comparable celui mesuré dans le Mont Blanc (0,16). Le rapport Na/K (en ppm) des fluides inclus est relativement bas (3,5 en moyenne), ce qui correspond à des solutions minéralisantes bien différentes de celles du type Mississippi Valley, et dont les caractères sont plutôt ceux de fluides hydrothermaux.

En ce qui concerne la température de formation des sulfures, seule a été déterminée celle de la blende, qui paraît avoir été en moyenne de 250° C (teneur en SFe et mesures thermo-optiques); ce minéral ayant été le premier à se déposer, la succession paragenétique de la série à BPGC a dû débiter à cette température.

La teneur en gallium de la blende (60 à 140 ppm) correspond à celle de blends de température moyenne ; cela correspond assez bien aux données précédentes.

Finalement, on doit souligner les caractéristiques particulières de la fluorine du Rocheray : massive, blanche et sans fluorescence. Les deux dernières particularités sont vraisemblablement étroitement liés à la très basse teneur en terres rares, car n'ont été décelés que des lanthanides légers en proportions infimes, tandis qu'en général la plupart des fluorines ont la série complète et des teneurs beaucoup plus élevées ; ceci peut s'interpréter par un lessivage de ces éléments dû à des effets tectono-hydrothermaux comme on le verra ci-dessous ; cependant, il faut remarquer que ces caractéristiques ne semblent pas être exclusives du Rocheray, car les fluorines des autres massifs cristallins externes (particulièrement Mont Blanc et Pelvoux) les présentent aussi ; toutes semblent d'ailleurs appartenir à un même alignement fluoré NE-SW qui s'étend de Martigny (Suisse) jusqu'au Pelvoux.

L'âge de mise en place définitive des minéralisations semblerait-il coïncider avec le grand paroxysme alpin de la fin du Tertiaire, lequel a pu faire soulever le massif dans sa position actuelle.

PROCESSUS DE MISE EN PLACE

Le cas du Rocheray est assez particulier, car la mise en place des minéralisations paraît s'y être faite en trois étapes. Une première étape semble correspondre à un remplissage tardi-hercynien d'accidents NE-SW par des solutions quartzo-fluorées qui ont précipité une fluorine vraisemblablement cristalline et colorée.

La deuxième étape pourrait s'identifier à la formation des minéralisations stratiformes dans les calcaires triasiques de la partie centrale du massif, comme résultat du lessivage de ces roches par des eaux d'infiltration mélangées à des eaux thermales (également chargées en ions dissous) provenant du volcanisme spilitique fini-triasique ; celui-ci a servi, semble-t-il, de catalyseur thermique, facilitant la percolation et la précipitation postérieure (à partir des fluides mixtes) de la fluorine, du quartz, de la barytine, de la calcite et de quelques "mouches" de sulfures. En conséquence, ces minéralisations sont typiquement stratiformes dans l'espace, mais épigénétiques dans le temps.

La dernière étape paraît avoir correspondu au remplissage filonien définitif, tel qu'il se présente actuellement. Elle serait une conséquence de l'intense activité tardi-alpine qui a réactivé les accidents anciens^{*} NE-SW, et où sont coïncés et broyés à la manière de lambeaux, des éléments de la couverture sédimentaire proche de ces accidents, et parmi eux les minéralisations stratiformes de la phase II. Cette activité tectonique a dû s'accompagner d'une activité hydrothermale tardive, responsable d'une part importante des minéralisations hypogènes de la paragenèse globale.

En ce qui concerne la cinétique de ces phénomènes, et particulièrement ce qui a trait à la solubilité des minéralisations pré-existantes, spécialement la fluorine, ainsi qu'à la décoloration thermique et au lessivage des terres rares de ce minéral, les trois facteurs envisagés précédemment : contraintes tectoniques,

* Où se trouvaient déjà localisées les minéralisations de la phase I.

flux thermique et circulation des fluides hydrothermaux proprement dits, paraissent avoir eu des actions convergentes ; aussi peut-on qualifier le modèle génétique proposé, de tectono-hydrothermal polyphasé.

IMPORTANCE DES MINERALISATION DU ROCHERAY

Avant de terminer, il faut remarquer que le Rocheray (filons du Sapey et de Bois Feuillet) renferme un stock de plus d'un million de tonnes de F_2Ca^* , chiffre qui dit à lui seul l'importance économique du district dans l'avenir.

* Fluorine déjà calculée au 100% de teneur.

A N N E X E

A. METHODES D'ANALYSE UTILISEES DANS LE MEMOIRE

A.1. METHODE DE DOSAGE DU FLUOR

L'élément indicateur des anomalies a été le fluor (de la fluorine), lequel était dosé avec l'aide d'un IONOMETRE "ORION" à électrode spécifique (F^- dans ce cas.

A.1.1. FONDEMENTS THEORIQUES

Le principe de cette méthode est le suivant :

- La fluorine est mise en solution par une attaque de l'échantillon au carbonate de sodium et potassium.
- De même qu'une électrode de pH traditionnelle donne par rapport à une électrode de référence une différence de potentiel en fonction de l'activité de l'ion H^+ en solution, l'électrode spécifique ionique donne une différence de potentiel par rapport à une électrode de référence variant avec l'activité de l'ion pour lequel cette électrode est spécifique : F^- dans notre cas

$$E = E_o \times 2,3 \frac{RT}{nF} \log a$$

avec : E = potentiel mesuré du système

E_o = fraction de E variant avec l'électrode de référence

a = activité de l'ion

$$\frac{2,3 RT}{F} = 59,16 \text{ nV à } 25^\circ \text{ C}$$

n = charge de l'ion

Pour des solutions diluées, on peut assimiler l'activité de l'ion à sa concentration dans la solution.

Pour l'électrode sensible à F^- , il y a très peu d'interaction avec les autres éléments. La perturbation la plus forte ne provient pas de l'électrode, mais des complexes que l'ion F^- forme avec les cations lourds : Al^{3+} , Ti^{4+} , Fe^{3+} ... Il faut donc détruire ces complexes pour déterminer la concentration totale en F^- . De plus, les solutions à doser et les étalons devront être tamponnées pour avoir une force ionique constante pour les différentes solutions.

A.1.2. PRATIQUE

On ne peut doser le fluor que dans des roches ne contenant pas de soufre, d'arsenic ... qui attaqueraient la platine, car on ne grille pas la roche avant la fusion.

Peser dans un creuset de platine 0,5 g de roche, ajouter du carbonate de Na et K. Fondre à four à moufle pendant 30 minutes à 950° C. Laisser refroidir un peu et mettre le creuset dans un bécher avec un peu d'eau distillée et chauffer pour dissoudre le culot d'attaque.

Bien désagréger les grains avec un agitateur et filtrer la solution. Ce filtrat est jaugé dans une fiole jaugée à 200 ml.

A.1.3. ETALONS - PREPARATION

- On prépare des solutions étalons contenant 0,1 - 1 - 5 - 10 g/ml de F^- . Pour cela, peser 2,210 g de fluorure de Na, dissoudre dans de l'eau distillée et jauger à 1 l. On a une solution à 1 g/l. Diluer cette solution au 1/10, on a une solution à 100 g/ml. Prendre 25 - 50 - 100 ml de cette solution et compléter à 500 ml, on a des solutions à 5 - 10 - 20 g/ml. Pour préparer des solutions à 0,1 et 1 g/ml, on part de la solution à 20 g/ml.

A.1.4. DOSAGE

- Dans un bécher de 100 ml, mettre 10 cc de solution à doser, 50 ml de solution tamponnée.

Faire de même avec les étalons.

- L'électrode de mesure est une électrode à cristal sensible au fluor modèle 94.09
- L'électrode de référence est une électrode au calomel.
- La lecture de la mesure se fait sur l'ionomètre Orion modèle 407.

L'appareil comporte 4 échelles de lecture, dont une logarithmique.

Etalonner l'appareil à l'aide des solutions étalons 0,1 - 1 - 5 - 10 g/ml en commençant par la solution 1 g/ml (sur 100 mV), 0,1 g/ml doit marquer 10 sur l'appareil, 10 g/ml 1000. Passer les solutions à doser et lire la concentration par le graphique. Si X est la teneur en g/ml déterminée par le dosage, sachant que l'on a 0,5 g de roche dans 200 ml :

$$F \% = 0,04 X$$

A.1.5. PREPARATION DE LA SOLUTION TAMPON

Peser 58 g de ClNa, dissoudre par H_2O ; ajouter 57 ml d'acide acétique. Peser 29,779 g d'EDTA, dissoudre par la solution précédente ; chauffer s'il y a lieu.

Après dissolution, amener le pH de la solution à pH 5 - 5,5 à l'aide de NaOH, 5 minutes, refroidir la solution. Après refroidissement, compléter la solution à 1 l.

(Lab. Pétrographie, Univ. Lyon-I)

A.2. METHODES SPECTROMETRIQUES DE DOSAGE DE Na, K, Li, Rb, S

- Les échantillons à analyser (dimensions de 5 à 10 mm) sont choisis sous le microscope pétrographique en fonction de deux critères :

a) nombre d'inclusions fluides aussi important que possible par rapport à la taille de l'échantillon analysé (5 à 10 mm), car l'échantillon n'est pas broyé mais attaqué directement ;

b) échantillon monominéral (du quartz, de la fluorine ou de la barytine), toujours pour diminuer la pollution éventuelle des teneurs de l'inclusion par celles du matériau environnant. Les échantillons sont lavés à l'eau distillée pour éliminer toute pollution accidentelle.

L'échantillon est attaqué par un mélange nitrofluorhydrique en coupelle de platine. Après évaporation à sec sur bain de sable, l'échantillon est à nouveau attaqué jusqu'à solubilisation complète. Le résidu sec est repris par de l'eau déminéralisée et 10 ml de HNO_3 , puis jaugé à 100 ml.

A.2.1. Dosage

Le lithium, le sodium et le potassium sont dosés par spectrophotométrie d'émission de flamme à 6708 Å, 5893 Å et 7665 Å.

Le rubidium et le strontium sont dosés par spectrophotométrie d'absorption atomique à 7800 Å et 6407 Å.

A.2.2. Etalons

Les étalons sont préparés à partir de produits spectrographiquement purs sous forme de chlorure par Na, K, Rb et de carbonate pour Li et Sr.

On prépare une solution mère à 1 g/l en Na, K, Li, Rb, Sr

- Pour cela, peser . 2,5421 g de NaCl
 . 1,9067 g de KCl
 . 1,4147 g de RbCl
 . 5,3233 g de Li_2CO_3
 . 1,6848 g de SrCO_3

Les chlorures sont dissous par de l'eau distillée, et les carbonates par de l'acide nitrique dilué.

Une fois les produits dissous, les solutions sont mises dans une fiole jaugée de 1 l et jaugée à 1 l avec de l'eau distillée.

Cette solution à 1 g/l en Na, K, Li, Rb, Sr est diluée de façon à obtenir une solution à 50 g/ml en éléments. Prendre 50 ml de la solution-mère, diluer à 1 l.

Cette solution à 50 g/ml va servir à préparer la gamme d'étalons.

Prendre huit fioles jaugées de 200 ml - numéroter 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 - Pipeter successivement dans chacune d'elles 4, 8, 12, 16, 20, 24, 32, 40 ml de solution à 50 g/ml - Compléter à 200 ml par de l'eau distillée.

On a donc des étalons contenant 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 10 g/ml de Na, K, Li, Rb, Sr.

A.2.3. Mesures

Pour chaque élément, on effectue un étalonnage préliminaire ; ensuite, on encadre chaque échantillon par deux étalons.

Les teneurs déterminées sont en g/ml ou mg/l. Pour convertir en ppm, il suffit de déterminer le taux de dilution, c'est à dire de multiplier la teneur en g/ml par le volume contenant 1 g d'échantillon.

Ex. : Na 8 g/ml si on a 0,5 g d'échantillon dans 100 ml, le taux de dilution est 200 (1 g de roche dans 200 ml) ; donc la teneur en ppm est : $8 \times 200 = 1600$ ppm.

A.3. METHODES DE DOSAGE DU SFE DANS LA BLENDE

A.3.1. METHODE CHIMIQUE QUANTITATIVE (Voie humide)

- Dosage du soufre total

Le soufre est oxydé à l'état de sulfate, puis précipité sous forme de sulfate de baryum.

1. Attaque : 0,5 g d'échantillon broyé est attaqué par la soude caustique en creuset de Ni. On commence l'attaque à basse température car la déshydratation de la soude peut s'accompagner de projection. Au bout de 10 à 15 mn, la majeure partie de l'eau s'est évaporée. Chauffer alors pendant 15 mn, en augmentant la température jusqu'à la fusion tranquille. Le fond du creuset ne doit rougir qu'à peine.

Laisser refroidir le creuset. Le placer dans un bécher et l'immerger en versant de l'eau presque bouillante par le bec du bécher recouvert d'un verre de montre. La désagrégation du culot est activée. Si besoin est, pour détacher le culot on peut porter au bain marie. Sortir le creuset, le nettoyer de toutes particules solides. Faire bouillir 2 mn pour dissoudre les particules de fusion

Neutraliser la solution par HCl 2N versé goutte à goutte jusqu'au virage au rose par l'hélianthine. Ajouter un excès d'acide de 1 ml. Faire bouillir pour éliminer le CO_2 . Si besoin est, filtrer la solution à travers un filtre serré et laver le précipité avec de l'eau chaude.

Le volume totale de solution ne doit pas dépasser 150 ml.

Remarque : Après la fusion, on est en milieu basique, les hydroxydes précipitent ; il est donc normal d'avoir un précipité si l'échantillon contient du Fe. Ce précipité doit disparaître en passant en milieu acide. En cas de formation de gel de silice (si présence de silicate), recommencer l'attaque.

2. Précipitation

Préparer une solution de chlorure de baryum ($\text{BaCl}_2, 2\text{H}_2\text{O}$) à 10 %. Faire bouillir séparément la solution à analyser et la solution de BaCl_2 .

Verser lentement, avec précaution, en agitant constamment, 10 ml de solution BaCl_2 dans la solution à analyser. Lorsque tout le réactif est ajouté, laisser bouillir quelques minutes.

Si le précipité est abondant, laisser décanter 3 h au bain-marie, ou bien agiter mécaniquement pendant 30 mn la solution, puis laisser décanter quelques minutes.

Si le précipité est peu abondant, il ne se forme pas immédiatement. Laisser décanter 2 h au bain-marie, puis toute une nuit à froid.

Dans tous les cas, avant filtration, vérifier en ajoutant 2 ml de BaCl_2 que tout est précipité, la solution surnageante doit être parfaitement limpide.

3. Filtration - Calcination

Filtrer sur filtre serré. Laver le précipité à l'eau bouillante jusqu'à disparition des chlorures (test AgNO_3).

Mettre le papier filtre avec le précipité dans un creuset taré de platine. Sécher à l'étuve à 100°C . Incinérer le papier sans le faire brûler, puis calciner le précipité à $700^\circ\text{-}1000^\circ \text{C}$ jusqu'à poids constant. On pèse BaSO_4

$$\frac{\text{SO}_3}{\text{BaSO}_4} = 0,3430 \quad \text{ou} \quad \frac{\text{S}}{\text{BaSO}_4} = 0,13738$$

$$\text{S} = \text{poids de BaSO}_4 \times 0,1373$$

$$\text{S} \% = \frac{\text{P BaSO}_4 \text{ (g)}}{0,5} \times 100 \times 0,1373$$

$$\text{S} \% = \frac{13,73}{0,5} \times \text{P BaSO}_4$$

- Dosage de Fe

Les sulfures type blende peuvent contenir du fer sous forme de pyrite, mais le plus souvent sous forme de sulfure de fer FeS . On est donc amené à doser le fer pour corriger la fraction de S appartenant réellement à la blende.

. Le fer peut être directement dosé sur la solution ayant servi à la précipitation de BaSO_4 . Dans ce cas, jauger à volume constant la solution après précipitation. Il faut que la solution, après acidification, ne renferme pas de précipité.

. La deuxième méthode consiste à effectuer une nouvelle attaque du sulfure. On procède comme précédemment : attaque par la soude, reprise du culot de fusion par de l'eau, acidification plus poussée pour dissoudre totalement les hydroxydes. On jauge à 200 ml avec de l'eau distillée.

Dosage de Fe_2O_3 - Dosage colorimétrique

On utilise la coloration jaune du fer avec l'acide sulfosalicylique en milieu ammoniacal.

Dans une fiole de 250 ml, ajouter 5 ml de solution de chlorure à analyser

5 ml de chlorure d'ammonium

5 ml de solution d'acide sulfosalicylique

ammoniacale jusqu'au virage de la teinte rouge au jaune

compléter à 100 ml

densitométrer la solution à 4200 \AA

Etalonnage

Peser 1 g de Fe_2O_3 , dissoudre par HCl ; compléter à 1 l ou à 1 mg/cc de Fe_2O_3 - solution A.

Prendre 250 ml de solution ; diluer à 1 l. Cette solution B contient 250 g/cc de Fe_2O_3 .

On effectue les dilutions suivantes dans des fioles de 250 ml ; on obtient les solutions C.

% Fe_2O_3	0,5	1	2	4	6
volume à pipeter	2,5	5	10	20	30

- Ajouter dans l'ordre :
- . 5 ml de solution C
 - . 5 ml de chlorure d'ammonium
 - . 5 ml d'acide sulfosalicylique
 - . ammoniacque dilué à 1/3 jusqu'au virage du rouge au jaune
 - . compléter à 250 ml par de l'eau

Préparer un blanc contenant tous les éléments sauf le fer.

- Réactifs :
- . solution de chlorure d'ammonium à 54 g/l
 - . solution d'acide sulfosalicylique à 20 %
 - . solution d'ammoniacque 1/3
 - . solution de fer à 1 g/l en Fe₂O₃

Mesure : On densitomètre à 4200 Å

La courbe d'étalonnage est obtenue à partir des étalons. La pente de la courbe est P = 0,0172

$$\text{donc } D_0 = 0,0172 \% \text{ Fe}_2\text{O}_3$$

$$\% \text{ Fe}_2\text{O}_3 = \frac{D_0}{0,0172}$$

$$\% \text{ Fe}_2\text{O}_3 = 58,1395 \times D_0$$

Remarque : La pente peut varier d'un instrument à l'autre. Il est conseillé d'étalonner son appareil à l'aide de solutions étalons. Si la gamme d'étalons est trop forte (0,5 à 6), on peut soit prendre plus de solution de dosage (10 ml au lieu de 5 ml), soit jauger à 100 ml ou 50 ml au lieu de 250 ml

Calcul de FeS

A partir du dosage de Fe₂O₃, on détermine la teneur en FeS.

Soit A % la teneur en Fe₂O₃

Le pourcentage de fer correspondant est :

$$\% \text{ Fe} = A \% \frac{2 \times 55,847}{159,64} \quad (1)$$

Le pourcentage de FeS est alors : $\frac{87,911}{55,847} = \frac{\% \text{ FeS}}{\% \text{ Fe}}$

$$\% \text{ FeS} = \% \text{ Fe} \times \frac{87,911}{55,847} \quad \text{soit avec (1)}$$

$$\% \text{ FeS} = A \% \frac{2 \times 55,847}{159,64} \times \frac{87,911}{55,847}$$

$$\% \text{ FeS} : A \% \frac{2 \times 87,911}{159,64}$$

$$\% \text{ FeS} = \% \text{ Fe}_2\text{O}_3 \times 1,104$$

$$\text{ou } \% \text{ Fe} = \% \text{ Fe}_2\text{O}_3 \times 0,6997$$

ou en nombre de moles :

$$\text{nombre de moles Fe} = \text{nombre de moles S} = \text{nombre de moles FeS}$$

$$\text{- pour 1 g d'échantillon le nombre de moles est } \frac{x}{55,847} \quad x = \text{g de Fe déterminé}$$

par dosage dans 1 g d'échantillon

$$\text{- pour 100 g, le nombre de moles de Fe ou FeS est } \frac{100 x}{55,847}$$

Donc le nombre de moles de FeS en % est, à partir de la formule (1) :

$$\text{nombre de moles FeS} = \frac{A \% \frac{2 \times 55,847 \times 100}{159,64}}{55,847} = \frac{A \% 2 \times 100}{159,64}$$

$$\text{nombre de moles FeS} = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 \% \times 200}{159,64}$$

A.3.2. METHODE DIFFRACTOMETRIQUE

L'étude diffractométrique permet de déterminer la quantité de sulfure de fer dans la blende. Une courbe reliant la distance de la maille (a) à la quantité de fer a été déterminée par Kullerud. Une autre version de cette courbe a été donnée par B.F. Skinner et al. (1959). Les effets d'autres substitutions ont été étudiés par B.J. Skinner (1961).

L'équation reliant la distance de la maille à la composition en FeS est

$$a = 5,4093 + 0,000456 x$$

a : distance de la maille cubique en Å

x : composition en FeS mole pour cent.

Calcul de a

Pour calculer le paramètre "a", on utilise les réflexions (331) et (422) de la blende ; NaCl est utilisé comme étalon interne pour corriger les dérives éventuelles du goniomètre ; à cet effet on utilise les réflexions (420) et (422) de NaCl.

NaCl	(420)	d = 1,261	2 θ = 37,64°
	(422)	d = 1,1515	2 θ = 41,98°
sphalérite	(331)	d ≈ 1,209	2 θ ≈ 39,58°
	(422)	d ≈ 1,1034	2 θ ≈ 44,27°

On ajoute à l'échantillon le dixième de son poids environ en NaCl ; on mélange le tout au broyeur en agate. On prépare deux lames par échantillon. Chaque lame est passée deux fois en oscillations. Puis la lame est tournée de 180° avec deux oscillations à nouveau, ce qui donne huit mesures par lame.

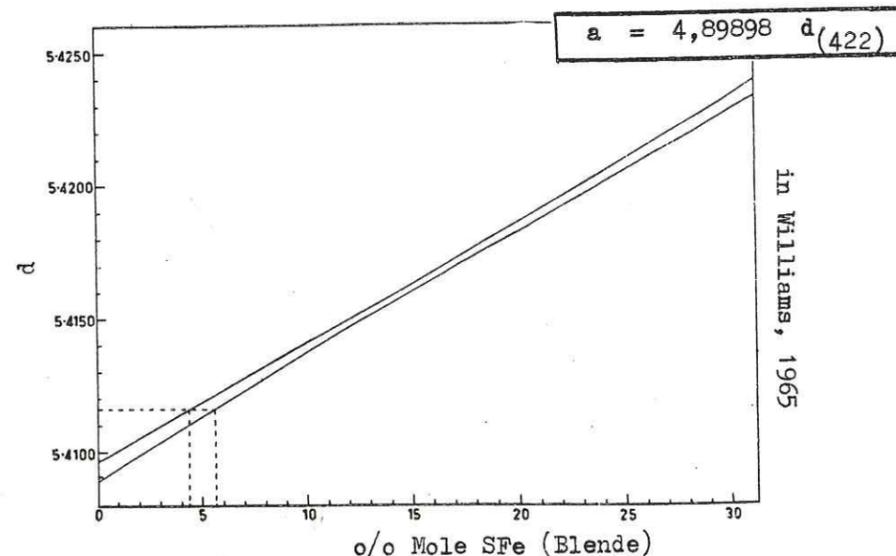
Dans le système cubique, la relation entre (a) et d(hkl) est :

$$d_{(hkl)} = \frac{a}{\sqrt{h^2 + k^2 + l^2}}$$

pour (331) $d_{(331)} = \frac{a}{\sqrt{9 + 9 + 1}} = \frac{a}{\sqrt{19}}$

$d_{331} = \frac{a}{4,3589}$ $a = 4,3589 d_{(331)}$

pour (422) $d_{422} = \frac{a}{\sqrt{16 + 4 + 4}} = \frac{a}{\sqrt{24}} = \frac{a}{4,89898}$



A.4. METHODE SPECTROMETRIQUE RAMAN A EXCITATION LASER : LA MICROSONDE "MOLE"

A.4.1. GENERALITES

Il est évident que les principales théoriques de la spectrométrie Raman sortent du cadre de ce mémoire ; cependant, on peut les simplifier en disant que l'effet Raman est un phénomène physique de changement de longueur d'onde qui accompagne la diffusion de la lumière par un milieu matériel (Fig.42 A et B). La microsonde "MOLE" utilise ce principe lors de l'excitation d'un échantillon par un faisceau de photons produits par un rayon Laser monochromatique.

La presque totalité des autres méthodes physiques de micro-analyse sont basées sur des propriétés atomiques de la matière ; leurs données sont donc très indirectes par rapport à la façon dont les atomes se lient pour former des édifices polyatomiques (c'est à dire moléculaires). Ainsi par exemple, les microsondes électroniques et ioniques sont basées sur l'analyse des RX ou des ions secondaires émis par l'échantillon étudié sous l'impact d'un faisceau d'électrons ou d'ions respectivement.

A.4.2. LA MICROSONDE MOLE : APPAREILLAGE ET MANIPULATIONS

La photo n° montre la microsonde et ses différents composants. Cet appareil permet d'analyser in situ les inclusions fluides, sans aucune préparation spéciale de l'échantillon ; il suffit donc de localiser la ou les inclusion(s) de la lame polie, et de le(s) centrer dans le champ du microscope incorporé. On passe à l'éclairage, à travers un système optique spécial, par un rayon laser monochromatique à la fréquence V_0 (Fig. 43), et on focalise le faisceau au centre de la bulle (si l'on veut analyser la phase gazeuse), ou dans le liquide, ou dans la phase solide (si elle existe). Le point de focalisation du rayon laser étant de l'ordre du micron, il est possible d'analyser des inclusions jusqu'à cette dimension. La lumière produite par le laser est diffusée par l'échantillon à la fréquence V_0 comme on l'a dit, ainsi qu'avec une intensité beaucoup plus faible (1 million de fois plus basse), aux fréquences $V_0 - V_1, V_0 - V_2 \dots V_0 - V_n$. Ces fréquences sont caractéristiques des vibrations moléculaires d'un ion, d'une molécule, d'un cristal (c'est l'effet Raman).

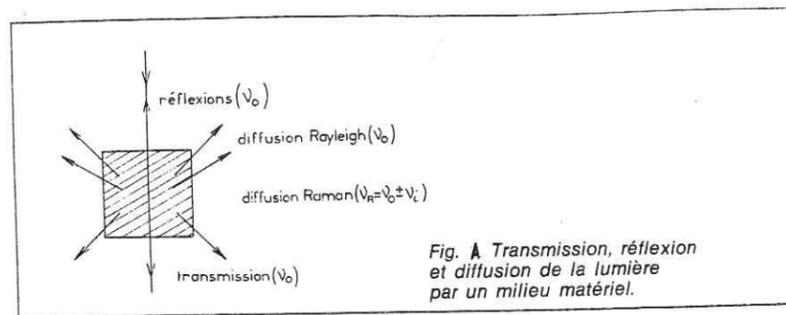


Fig. A Transmission, réflexion et diffusion de la lumière par un milieu matériel.

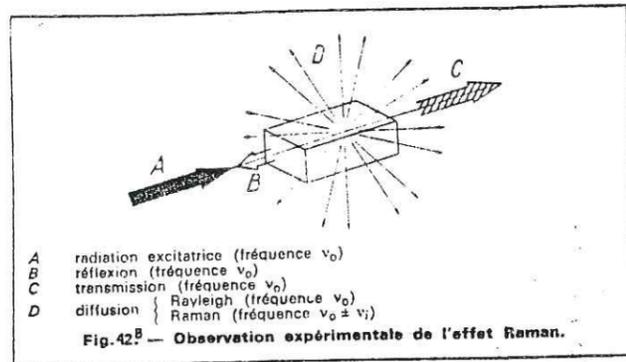


Fig. 42B - Observation expérimentale de l'effet Raman.

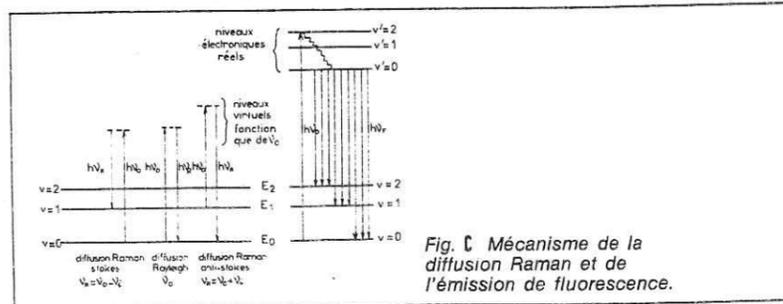


Fig. C Mécanisme de la diffusion Raman et de l'émission de fluorescence.

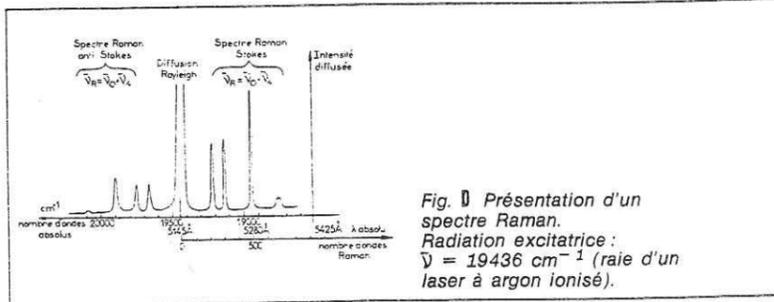


Fig. D Présentation d'un spectre Raman. Radiation excitatrice: $\nu = 19436 \text{ cm}^{-1}$ (raie d'un laser à argon ionisé).

Fig. 42.-La Spectrométrie Raman a excitation Laser (d'après Dhamelincourt et Schubnel, 1977)

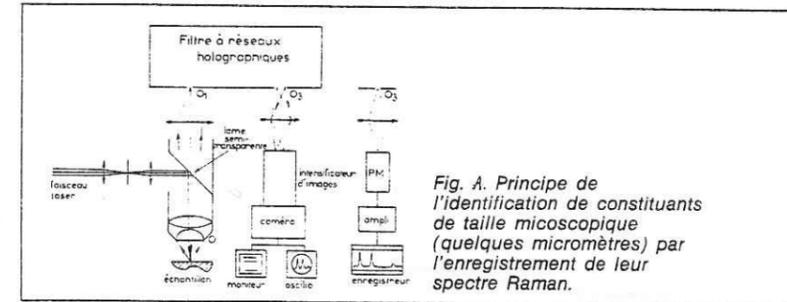


Fig. A Principe de l'identification de constituants de taille microscopique (quelques micromètres) par l'enregistrement de leur spectre Raman.

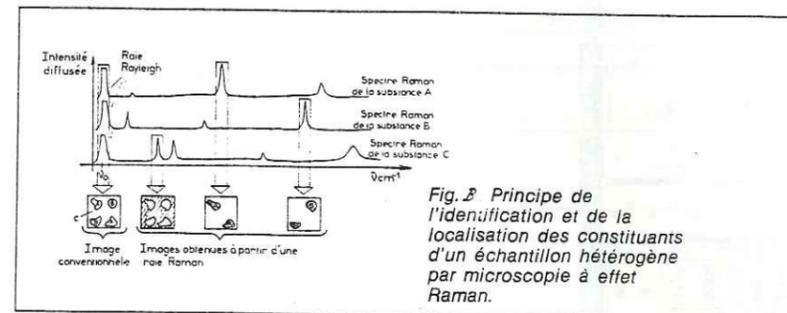


Fig. B Principe de l'identification et de la localisation des constituants d'un échantillon hétérogène par microscopie à effet Raman.

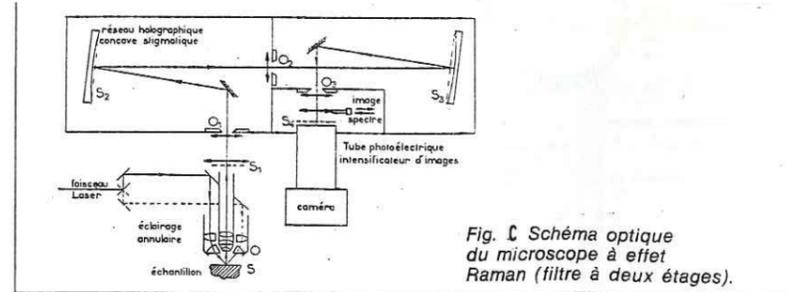
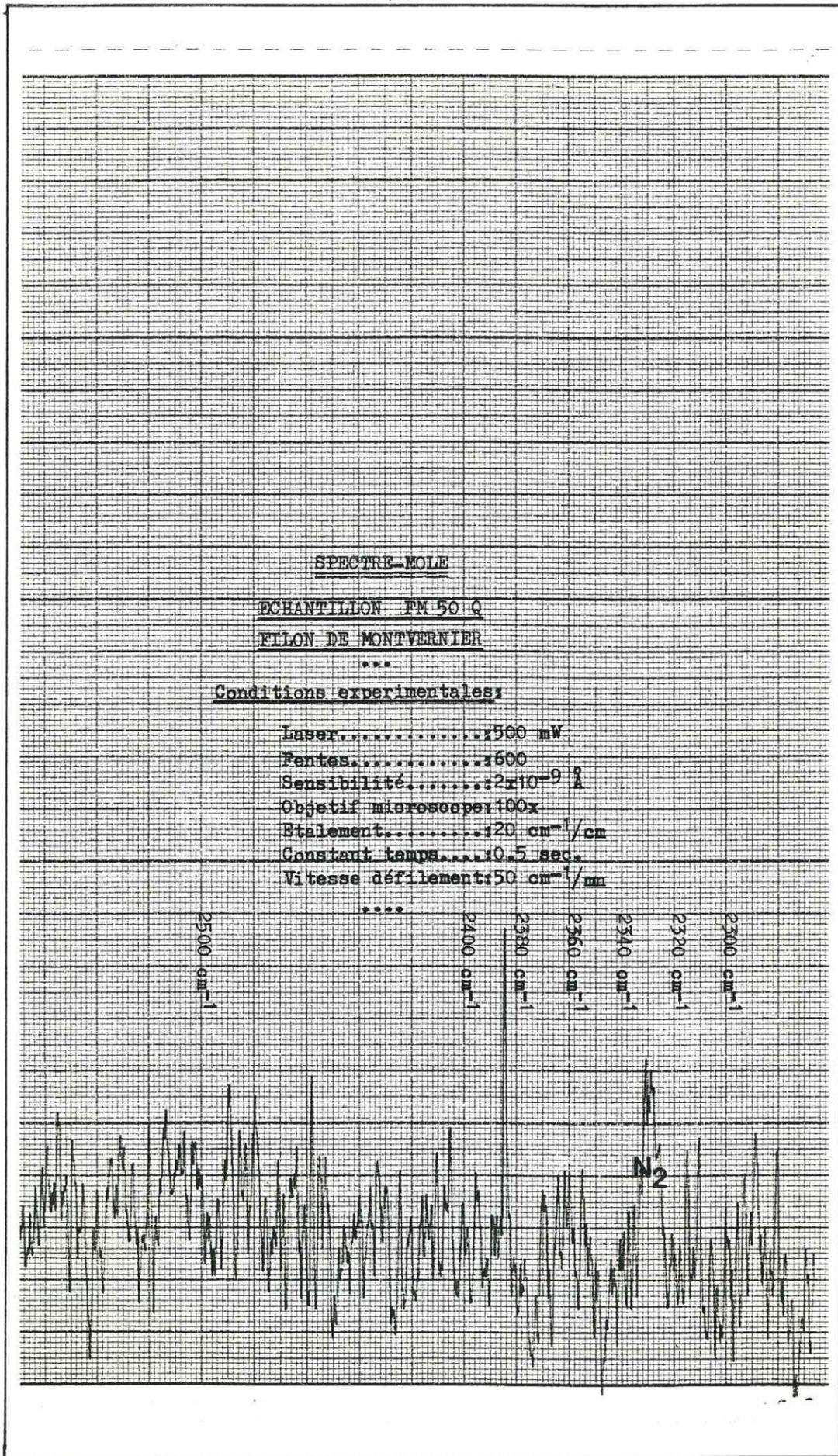


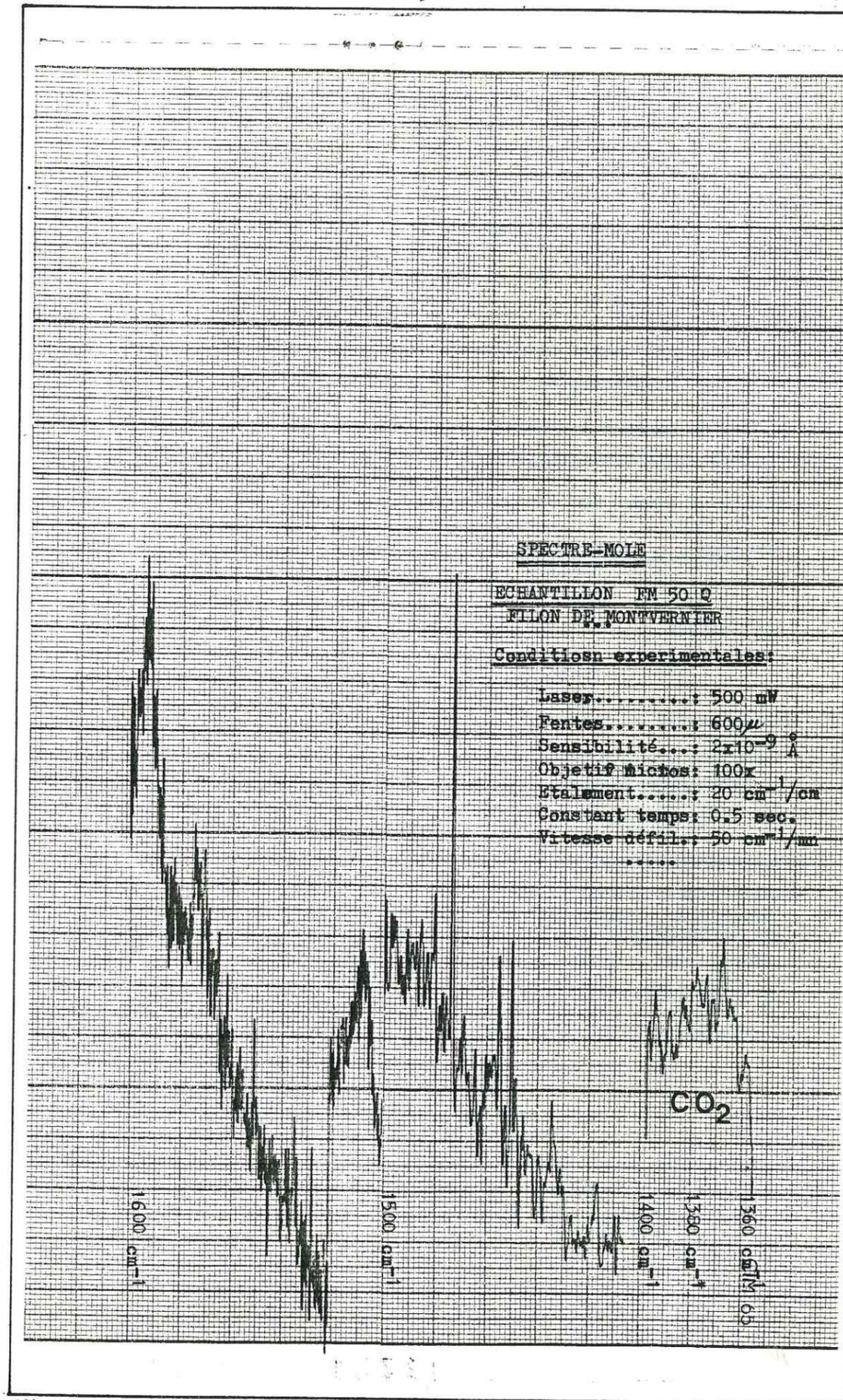
Fig. C Schéma optique du microscope à effet Raman (filtre à deux étages).

Fig. 43.-Principe de l'identification et de la localisation des constituants d'un échantillon donné, ainsi que le schéma optique de la Microsonde Mole., (d'après Dhamelincourt et Schübnel, 1977).



AOA

FIG.44



AOA

FIG.45

Les résultats peuvent être considérés comme satisfaisants car ils corroborent ceux des études thermo-optiques :

- a) détection indirecte de CO₂. La persistance de quelques petits cristaux peu réfringents (solides hydratés de CO₂.53/4 H₂O), dont la température de fusion oscille entre - 1,6 et + 1,5° C ;
- b) non détection par la microsonde d'autres sels ou composants, ce qui indique une présence négligeable de ceux-ci par rapport au système binaire ClNa - H₂O déjà envisagé auparavant.

Il est évident cependant qu'on ne peut pas utiliser cet appareil isolément, mais plutôt comme une méthode d'analyse complémentaire. Voici une synthèse sur nos impressions à propos des avantages et limitations de la méthode :

- a) Avantages :
 - . Echantillons sans préparation spéciale préalable
 - . Analyse qualitative moléculaire et non destructive
 - . Analyse ponctuelle directe de l'ordre de 1 micron
- b) Limitations:
 - . Analyse qualitative, mais non quantitative
 - . L'excitation prolongée par le faisceau Laser sur des inclusions de basse T° provoque le réchauffement du fluide à analyser et le déplacement de la bulle, donc une grande difficulté pour l'analyser *

Nous avons effectué les analyses au Laboratoire d'applications de la Société I.S.A. Jobin-Yvon de Longjumeau.

Publications recommandées (voir détails en pages de Références bibliographiques) :

- . DA SILVA E. ; HAYAT G.S. (1976)
- . DELAHYE M. ; DHAMELINCOURT P. (1975)
- . DHAMELINCOURT P. ; SCHUBNEL H.J. (1977)
- . HENDRA P.J. ; GILSON T.R. (1970)
- . MATHIEU J.P. (1973)
- . ROSASCO C.J. ; ROEDDER E. ; SIMMONS J.H. (1975)
- . JOBIN M.C. (1971)

* Cependant, nous croyons qu'avec un système de réfrigération autour de l'échantillon (une platine réfrigérante ?) on pourrait supprimer cet inconvénient et en même temps faciliter l'analyse des composés qui, à la température ambiante (ou due à un réchauffement involontaire du Laser), se présentent en ions dissociés de leur structure moléculaire (cas du Cl et du Na appartenant au ClNa), ce qui interdit leur détection.

B. AUTRES METHODES D'ANALYSES DES INCLUSIONS FLUIDES

B.1. METHODE DE "BROYAGE ET LESSIVAGE"

C'est la méthode dont on a fait mention en III.3.1.. Proposée par E. Roedder et al. (1963) pour la microanalyse des cations Na, K, Ca, Mg, Cl, B et SO₄⁼, elle comprend les étapes suivantes :

- a) concentration des inclusions par sélection au microscope
- b) nettoyage électrolytique des échantillons
- c) broyage sous pompe à vide
- d) lessivage du matériel broyé pour dissoudre les sels solubles
- e) microanalyse du filtrage :

Na, K, Li, Ca → par spectrophotométrie à la flamme (en milieu boré)
 Mg, B, Cl, SO₄⁼ → par spectrophotométrie d'absorption moléculaire (colorimétrie)

B.2. METHODE REFRACTOMETRIQUE

C'est une méthode indirecte basée simplement sur la détermination des indices de réfraction au moyen de la réflexion totale s'il existe une face plane dans l'inclusion. Etant donné la simplicité et l'accessibilité de la méthode, il est curieux, ou "étonnant" comme disait C. Correns (1953), de ne pas trouver dans la littérature de travaux à ce propos. D'après les publications des résumés du COFFI, quelques auteurs soviétiques ont utilisé et amélioré cette méthode ; ainsi, V.A. Kalyuzhnyi (COFFI, 1973) a développé une technique à l'aide de la platine Universelle de Fédorov et des liqueurs étalonnées avec des indices de réfraction connus qui permet d'avoir de bons résultats : jusqu'à 4 décimales d'approximation ! Pour l'identification qualitative des composants des inclusions, elle pourrait servir de guide ou de complément aux autres analyses directes.

B.3. METHODES DIVERSES

Le désir de connaître la composition des inclusions d'une façon chaque fois plus directe et précise, donc plus fiable, a conduit pendant les dernières années à faire appel à des techniques et/ou des méthodes physiques d'analyse de

plus en plus perfectionnés. En faisant une révision bibliographique à ce sujet, on a préparé, dans l'ordre alphabétique, le tableau des méthodes utilisées suivant :

Méthodes	Références
ACTIVATION NEUTRONIQUE	KRUPKA, K.M. et al. (1977) ; SABOURAUD-ROSSET, Ch. (1975) ; TOURAY, J.C. (1976) ; WICKAMN, F. et al. (1972).
CHROMATOGRAPHIE EN PHASE GAZEUSE	CUNEY, N. et al. (1976) ; GUNTER, B.D. et MUSGRAVE, B.C. (1966).
MICROSONDE ELECTRONIQUE DE CASTAING	BOUTIERE, A. et CLOCCHIATTI, R. (1971) ; CLOCCHIATTI, R. (1971) ; HAVETTE, A. et CLOCCHIATTI R. (1979) ; METTRICH, N. et al. (1979).
MICROSONDE IONIQUE DE SLODZIAN	CLOCCHIATTI, R. et WEISS, J. (1973) ; HAVETTE, A. et CLOCCHIATTI, R. (1979).
RESONANCE PARAMAGNETIQUE NUCLEAIRE	ALLEGRE, C. (1961)
SPECTROPHOTOMETRIE (A LA FLAMME ET D'ABSORPTION ATOMIQUE)	POTY, B. et al. (1974) ; ROEDDER, E. et al. (1963) ; SANKINS, F.J. (1968) ; SMITH, F.W. et HIRST, D.M. (1974).
SPECTROMETRIE INFRAROUGE	CALAS, G. (1976) ; CALAS, G. (1978).
SPECTROMETRIE DE MASSE	KALYUZHNYI, V.A. et al. (1968) ; TODD, B.J. (1956) ; TOURAY, J.C. et al. (1967, 1969) ; TOURAY, J.C. (1968, 1970).
SPECTROMETRIE RAMAN	voir A.4

En plus des méthodes mentionnées, il existe plusieurs autres techniques sélectives d'analyse ponctuelle par voie physique qui ont eu des applications autres que sur les inclusions fluides ; mais, d'après leurs caractéristiques, elles peuvent être aussi employées pour l'analyse des inclusions :

- L'ANALYSEUR IONIQUE AVEC SECTEUR ELECTROSTATIQUE ET OPTIQUE DE TRANSFERT
- LE RAYONNEMENT SYNCHROTON * LURE *
- LA RESONANCE NUCLEAIRE A EFFET MOSSBAUER
- LA RESONANCE QUADRIPOLAIRE NUCLEAIRE
- LA SPECTROSCOPIE OPTIQUE (ULTRAVIOLET et
- LA SPECTROSCOPIE PHOTOELECTRIQUE * ESCA *

C. QUELQUES APPLICATIONS DES ANALYSES DES INCLUSIONS FLUIDES

Il est évident, après ce "coup d'oeil" sur les différentes méthodes d'analyse des inclusions fluides, que l'on peut se demander à quoi peuvent servir finalement ces données. Voici quelques exemples :

C.1. METALLOGENIE

C.1.1. RAPPORT $Cl/SO_4^{=}$

On a parlé en III.3.2. du raisonnement de F.J. Sawkins (1966, 1968) à propos de la signification du rapport Na/K quant à l'origine des gisements minéraux, et en même temps on a fait un rapprochement avec les données du Rocheray. Cependant, le même auteur propose un autre rapport, celui de $Cl/SO_4^{=}$. Il part du fait que pour les eaux de mer actuelles il est de 19,5, ce qui est une valeur très petite comparée à celles qui caractérisent les eaux connées (215 dans le bassin de Michigan, et 757 dans le bassin de l'Illinois), tandis que pour les eaux volcaniques type "geyser" et d'autre nature, il est de 27 et 45 respectivement. Cependant, dans les inclusion fluides des dépôts type "Mississippi Valley", le rapport moyen $Cl/SO_4^{=}$ est égale à 48*, c'est à dire plutôt proche de celui des eaux volcaniques. Ces différences, ainsi que cette apparente contradiction, seraient dues, selon Sawkins, aux variations du radical $SO_4^{=}$ plutôt que du Cl, car par exemple la moyenne des teneurs en $SO_4^{=}$ trouvées dans 16 échantillons typiques des eaux connées aux Etats Unis est de seulement 260 ppm, c'est à dire très inférieure aux teneurs du type "Mississippi Valley" (3800 ppm). L'explication serait que la plus grande part du $SO_4^{=}$ des eaux de mer piégé dans les sédiments, doit se déplacer d'une façon quelconque, et en particulier par réduction bactérienne sulfate → sulfure participer à la précipitation de sulfures (pyrite par exemple) dans ces sédiments. Ainsi, indépendamment des processus qui déterminent les rapports $Cl/SO_4^{=}$, on voit que les fluides correspondant à un dépôt post-magmatique ou liés à des eaux volcaniques sont chimiquement distincts des eaux connées en termes de ce paramètre ; autrement dit, plus élevée est la

* 182,400 ppm de Cl et 3800 ppm de $SO_4^{=}$

proportion de $SO_4^{=}$, plus bas deviendra le rapport $Cl/SO_4^{=}$, et cela sera le propre de solutions différentes de celles des eaux connées ou liées à la sédimentation, c'est à dire hydrothermales entre autres.

C.1.2. RAPPORTS CH_4/H_2O ET N/K

C. Barker et P. Wagenhofer (1974), à l'issue d'une étude sur les composants gazeux des inclusions primaires et secondaires de dépôts hydrothermaux, concluent que le rapport CH_4/H_2O des inclusions doit augmenter dans le temps, sous l'effet probablement de l'addition d'eau météorique comportant des hydrocarbures en solution (méthane entre autres).

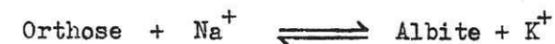
En ce qui concerne les teneurs en Na et K, en dehors du rapport Na/K de Sawkins qu'on a envisagé précédemment, V.I. Goncharov (1973) conclut de l'étude des teneurs en ces deux éléments dans les dépôts hydrothermaux d'Au et Ag que plus élevée est la température des solutions argento-aurifères, plus élevée est la teneur en Na et K des inclusions ; d'autre part, la proportion de ces derniers semblerait être fonction du temps, un rapport $K/Na > 1$ correspondant à des gisements récents, un rapport < 1 aux gisements anciens.

C.1.3. AUTRES RAPPORTS

Il existe d'autres rapports qui apportent des informations : Cl/Br - plus élevée est la proportion de Br, plus le fluide correspond à des solutions hydrothermales (comme référence, celui de l'eau de mer est de 296) ; H_2O/CO_2 (in Sawkins, 1966) qui, dans les solutions hydrothermales, atteint 200... Cependant, avec le développement de la spectrométrie de masse, la détermination des conditions de formation des fluides minéralisateurs par l'étude des inclusions fluides peut être complétée par des données isotopiques, concernant directement les composants fluides de l'inclusion (rapport O^{16}/O^{18} , D/H), ou d'autres minéraux de la paragenèse, par exemple le soufre des sulfures (rapport $^{32}S/^{34}S$), les données fO_2 , fS_2 , etc...

C.2. PETROLOGIE

Bien qu'au début, les principales applications de l'étude des inclusions fluides aient concerné les phénomènes métallogénétiques; dernièrement, et à partir des travaux expérimentaux de P.M. Orville (1963, 1972), H.C. Helgeson (1967, 1968a, 1968b) et J.J. Hemley (1967), ses applications se sont étendues aux problèmes pétrologiques, en particulier pour les déterminations géothermométriques. Ainsi, d'après les expériences d'Orville, en déterminant la densité du fluide (l'isochore) et le rapport atomique K/Na , on peut connaître directement la Pression et la Température des fluides piégés dans l'inclusion, en équilibre avec deux feldspaths alcalins (orthose et albite par exemple)



Dans le cas particulier des massifs cristallins externes des Alpes franco-suissees, A. Weisbrod et al. (1975, 1976) ont étudié la phase fluide piégée dans le quartz de cinq massifs (dont le rapport atomique K/Na). Les résultats sont présentés dans la figure 46. Il serait intéressant de faire une étude pétrologique complémentaire du Rocheray à ce sujet.

Finalement, il faut mentionner le développement des travaux expérimentaux sur inclusions fluides à hautes températures*; c'est le cas de ceux de R. Clocchiatti (1972, 1975, 1979) sur les reliquats magmatiques de quartz éruptifs, qui conduisent l'auteur à faire continuer l'édification de la structure cristalline, et même à provoquer une "recristallisation magmatique" en laboratoire!, en réchauffant les inclusions à températures élevées (740-770° C) pendant un temps relativement prolongé (entre 4 jours et 6 semaines); ces expériences sont accompagnées d'analyses ponctuelles à la microsonde électronique et à l'analyseur ionique; un autre travail du même groupe de recherche est celui de N. Metrich et al. (1979) sur la composition des liquides intracristallins de minéraux volcaniques.

* Avec la platine LEITZ 1350 améliorée (qui permet de travailler jusqu'à une température de 1350° C).

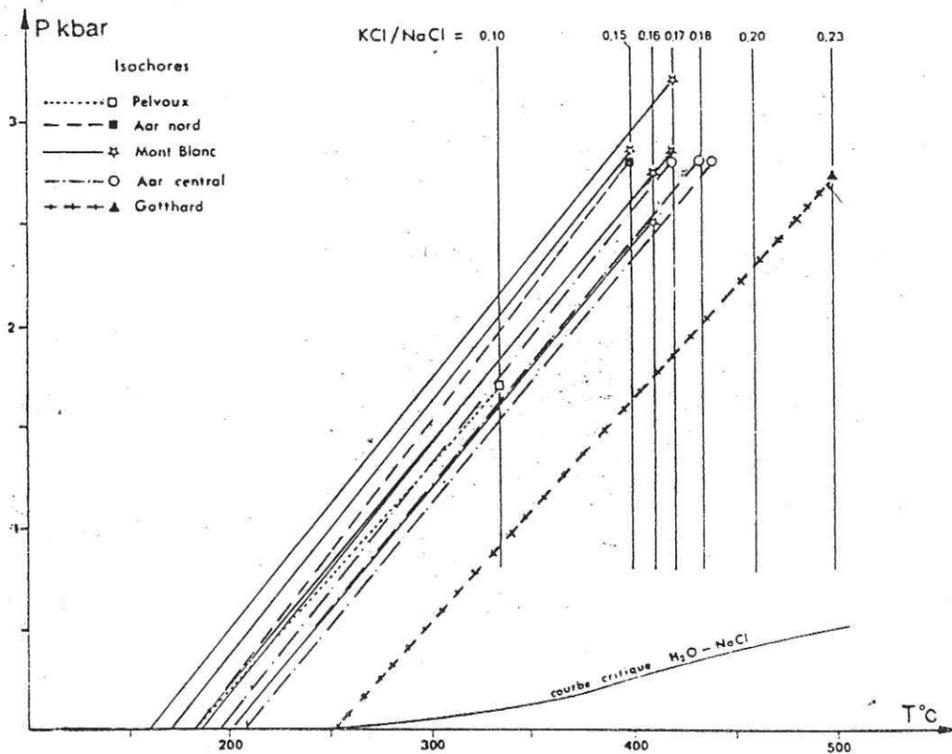


Fig. 46 - Application du Géothermo-baromètre aux Massifs Cristallins Externes des Alpes franco-suissees; in Weisbrod et al., 1976 (voir p.189 -texte).

Références bibliographiques

- AICARD, P. et MELOUX, J. (1964) - "Le Rocheray - Résultats des travaux de recherche sur le filon du Bois Feuillet". Rapport int. BRGM-DRMM 64 A10 ; 16 p.
- ALLEGRE, C. (1961) - "De l'application de la Résonance Paramagnétique Nucléaire à l'étude des inclusions fluides". C.R. Soc. géol. Fr., n° 3, p. 178.
- ALLEN, R.D. (1952) - "Variations in chemical and physical properties of fluorite". Amer. Mineralogist, v. 37, pp. 910-930.
- AMOSSE, J. (1976) - "Détermination expérimentale de la pression et de la température de formation d'un filon quartzeux wolframifère. Approche théorique". Bull. Soc. franç. Miner. Cristal., v. 99, pp. 121-127.
- AMSTUTZ, G.C. (1962) - "L'origine des gîtes minéraux concordants dans les roches sédimentaires". Chronique Mines et Rech. minière, Fr., n° 308, pp. 115-126.
- ANDERSON, G.M. (1973) - "The hydrothermal transport and deposition of galena-sphalerite near 100° C". Ec. Geology, v. 68, n° 4, pp. 480-492.
- ANDERSON, A.T. (1974) - "Chlorine, sulfur and water in magmas and oceans". Geol. Soc. Amer. Bull., v. 85, pp. 1485-1492.
- ARANA, R.; MARTIN, J.M. (1975) - "Estudio geológico de las mineralizaciones de fluorita de la Unidad de Las Visoras (Sierra Nevada, Cordilleras Béticas)". Cuadernos Geol., España, v. 6, pp. 75-88.
- ARGENTON, M. (1976) - "Presentazione del documentario Il giacimento di fluorita sedimentaria de la caldera di Latera". R.C. Soc. Ital. Mineral. Petrol., Ital., v. 32, n° 1, pp. 65-68.
- ARNOLD, R.G. (1971) - "Evidence for liquid immiscibility in the system FeS-S". Ec. Geology, v. 66, p. 1121-1130.
- ARNOLD, M.; GUILLOU, J.J. (1973) - "Evolution des sulfures (Fe-Zn) dans le métamorphisme régional : exemple des amas sulfurés d'Aracena (Espagne)". C.R. Acad. Sci. Fr., Sér. D, t. 276, n° 24, pp. 3089-3092".
- ASHLEY, P.M. ; CREELMAN, R.A. (1975) - "The Mount Black lead-zinc deposit, a probable Mississippi Valley-type sulfide occurrence at Coleman Plains, Southern New South Wales". Journ. Geol. Soc. Australia, v. 22, n° 4, pp. 423-433.
- ASSASDI, P. (1962) - "Etude des fluorines colorées des gisements d'Uranium". C.R. Acad. Sci. Fr., Sér. D, t. 254, n° 21, pp. 3713.

- ASSERETO, R.; JADOU, F.; OMENETTO, P. (1977) - "Stratigrafia e metallogenese del settore occidentale del distretto a Pb, Zn, fluorite e barite di Gano (Alpi Bergamasche)".
Rev. Ital. Paleontol. Stratigr., v. 83, n° 3, pp. 395-531.
- BALASHOV, Y.A. (1963) - "Regularities in the distribution of the rare earths in the earth's crust".
Geoch. Internation., U.S.A., v. 2, p. 207.
- BALASHOV, Y.A. ; GIRIN, Y.P. (1969) - "On the reserve of mobile rare earth elements in sedimentary rocks".
Geoch. Internat., U.S.A., v. 6, n° 4, p.
- BARBIER, R. (1944) - "Sur l'existence d'un dôme émergé au Lias inférieur dans le massif du Grand Châtelard (Rocheray) près de Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie)".
C.R. Soc. Géol. Fr., n° 4, pp. 38-39.
- BARBIER, R. (1946) - "Le Nummulitique autochtone au Nord du Pelvoux".
C.R. Soc. Géol. Fr., n° 6, pp. 97-98.
- BARBIER, J. (1976) - "Sur les significations paléogéographiques de certaines minéralisations filoniennes à fluorine-barytine".
Mém. hors série, Soc. Géol. Fr., v. 7, pp. 85-94.
- BARBIERI, M. ; MASI, U. ; TOLOMEO, L. (1977) - "Geochemical evidence on the origin of the epithermal fluorite deposit at monte delle Fate near Cervetari (Latium, Central Italy)".
Miner. Deposita, v. 12, n° 3, pp. 393-398.
- BARKER, C. ; WAGENHOFER, P. (1974) - "Composition of the gases in primary and secondary fluid inclusion in hydrothermal ore deposits".
Geol. Soc. Amer., Abstracts with Progr., v. 6, n° 7, pp. 1020-1021.
- BARNES, H.L. ; LUSK, J. (1972) - "Composition of fluid inclusions" (résumé)
24ème Congr. Géol. Intern., Canada, Symposium n° 112, p. 542.
- BARTON, P.B. ; TOULMIN, P. (1966) - "Phase relations involving sphalerite in the Fe-Zn-S system".
Ec. Geology, v. 61, pp. 815-849.
- BERNARD, D. (1978) - "Microthermométrie des inclusions fluides de cristaux syn-cinématiques. Application à la couverture sédimentaire du Nord du Pelvoux".
Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 132 p.
- BERNARD, A. (1974) - "Essai de revue des concentrations métallifères dans le cycle sédimentaire".
Geol. Randsch., Allemagne, v. 63, n° 1, pp. 23-40.
- BERNARD, A. (1977) - "Quelques réflexions sur la genèse des gisements du type "vallée du Mississipi".
Sci. Terre, Fr., t. XXI, n° 3, pp. 271-302.

- BESSON, M. ; PHAN, K.D. (1976) - "Minéralogie expérimentale et métallogénie".
Annales des Mines, Fr., v. 182, n° 2, pp. 22-28.
- BETHKE, P.M. ; BARTON, P. (1971) - "Distribution of some minor elements between coexisting sulfide minerals".
Ec. Geology, v. 66, pp. 140-163.
- BILL, H., SIERRA, J. ; LACROIX, R. (1967) - "Origin of coloration in some fluorites".
Amer. Mineral., v. 52, p. 1003.
- BOISSET, M. (1975) - "Etude géologique du Nord des massifs du Pelvoux et des Grandes Rousses. Application de la spectrométrie de masse à étincelles à la géochimie des éléments traces des paragenèses à molybdénite".
Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 160 p.
- BOORMAN, R.S. (1967) - "Subsolidus studies in the ZnS - FeS - FeS₂ system".
Ec. Geology, v. 62, pp. 614-631.
- BOORMAN, R.S. ; SOUTHERLAND, J.K. ; CHERNYSHEV, L.V. (1971) - "New data on the sphalerite-pyrrothite-pyrite solvus".
Ec. Geology, v. 66, pp. 670-673.
- BORDET, P. ; BORDET, C. (1953) - "Sur la structure des massifs cristallins externes des Alpes françaises".
C.R. Acad. Sci. Fr., Sér. D, t. 236, pp. 500-502.
- BORDET, P. ; BORDET, C. (1954) - "Sur l'existence d'un élément structural hercynien commun aux massifs de Belledonne, Grandes Rousses et Pelvoux (Alpes françaises)".
C.R. Acad. Sci. fr., t. 238, pp. 830-832.
- BORDET, C. (1957) - "Recherche géologique sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises).
Thèse Dr. Ing., Univ. Paris.
- BORNAUT, P. (1962) - "Etude de la couverture sédimentaire de la bordure sud-ouest du massif des Grandes Rousses, au Nord de Bourg d'Oisans (Isère)".
Travaux Lab. Géologie, Grenoble, t. 38, pp. 147-203.
- BOSSI, J. (1971) - "La minéralisation plombo-zincifère d'Asprières-Bouillac (Aveyron-Lot, France), essai génétique".
Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy-I.
- BOTH, R.A. ; SMITH, J.W. (1975) - "A sulfur isotope study of base-metal mineralization in the Willyama complex, Western New South Wales, Australia".
Ec. Geology, v. 69, n° 1, pp. 26-32.
- BOUCARTU, M. ; DARS, R. ; TURCO, G. (1971) - "La fluorine de l'Estérel (Var, France) est liée au volcanisme basaltique de ce massif".
C.R. Acad. Sci., Sér. D, Fr., t. 272, p. 1044.

- BOUTIERE, A. , CLOCCHIATTI, R. (1971) - "Sur les roches pyroclastiques au Nord du D'acht-e-Nanas (Afghanistan) : le quartz et leurs inclusions vitreuses".
Bull. Soc. Géol. Fr., t. 7, v. XII, n° 3-4, pp. 430-438.
- BRATHWAITE, R.L. (1974) - "The geology and origin of the Rosebery ore deposit, Tasmania".
Ec. Geology, v. 69, n° 7, pp. 1086-1101.
- BRISTOL, C.C. (1974) - "Sphalerite geobarometer of some metamorphosed ore bodies in Flin Flow and Snow Lake districts, Manitoba".
Canadian Mineral., Can., v. 15, n° 5, pp. 308-315.
- BROWN, C.E. (1967) - "Fluorite in cristal-lined vugs in the Marquokatta Shale at Volga, Clayton County, Iowa".
Amer. Mineral., v. 52, n° 11-12, p. 1735.
- CALAS, G. (1971) - "Etude des fluorines zonées de Valzergues (Aveyron). Principe d'un thermomètre géologique basé sur l'étude de centres colorés".
Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VI, Spéc. Sc. Nat., mention Minér.
- CALAS, G. (1972) - "Etude de la coloration bleue de quelques fluorites naturelles".
Bull. Soc. Fr. Miner. Cristall., v. 95, pp. 470-474.
- CALAS, G. ; HUC, A.Y. ; PAJOT, B. (1976) - "Utilisation de la spectroscopie infra-rouge pour l'étude des inclusions fluides des minéraux : intérêt et limites".
Bull. Soc. Fr. Miner. Cristall., v. 99, pp. 153-161.
- CALAS, G. (1978) - "Quelques applications des méthodes spectroscopiques à la minéralogie et à la géochimie (résumé).
6ème R.A.S.T., Orsay, Fr., p. 161.
- CAMERON, E.N. ; ROWE, R.B. ; WEISS, P.L. (1952) - "Fluid inclusions in beryl and quartz from pegmatites of the Middletown district, Connecticut".
Amer. Mineral., v. 38, pp. 218-262.
- CANAVAN, F. (1973) - "Notes on terms "stratiform", "stratabound" and "stratigraphic" "control" as applied to mineral deposits".
Journ. Geol. Soc. Australia, v. 19, n° 4, pp. 543-546.
- CHAROY, Y.B. ; WEISBROD, A. (1975) - "Caractéristiques de la phase fluide associée à la genèse des gisements d'étain d'Abbarets et de la Villide (Bretagne)".
Mineralium Deposita, v. 10, pp. 89-99.
- CHATAGNON, B. ; DABROWSKI, H. ; GALLAND, D. (1979) - "Etude par Résonance Paramagnétique Electronique de gisements de fluorine dans les Alpes".
7ème R.A.S.T., Lyon, Fr., p. 107.

- CHAUVEL, J.J. ; SAMAMA, J.C. (1976) - "A propos des gisements et des phénomènes sédimentaires".
Mém. hors série, Soc. Géol. Fr., v. 7, pp. 9-17.
- CHENEVOY, M. (1974) - "Le Massif Central",
in "Géologie de la France", t. 1, p. 162-228, Doin Ed. Paris.
- CHERMETTE, A. (1962) - "Les minéralisations fluorées du massif du Rocharay (Savoie)".
Rapport int. B.R.G.M. D.R.M.M., 62, A 7, 34 p.
- CLOCCHIATTI, R. (1971) - "Composition chimique des inclusions vitreuses des phénocristaux de quartz de quelques laves acides par l'analyse à la sonde électronique".
C.R. Acad. Sci. Fr., Sér. D, t. 272, pp. 2045-2047.
- CLOCCHIATTI, R. (1972) - "Les cristaux de quartz des ponces de la Vallée des dix mille fumées (Katmai, Alaska)".
C.R. Acad. Sci. Fr; Sér. D, t. 274, pp. 3037-3040.
- CLOCCHIATTI, R. (1973) - "Mise en évidence par l'analyseur ionique de la croissance d'un minéral aux dépens de la phase vitreuse piégée dans les lacunes de cristallisation".
C.R. Acad. Sci. Fr., Sér. D, t. 276, pp. 3405-3408.
- CLOCCHIATTI, R. (1975) - "Les inclusions vitreuses des cristaux de quartz".
Mém. n° 22; Soc. Géol. Fr.
- CLOCCHIATTI, R. (1979) - "Pétrogenèse des laves émises lors de l'éruption de Novembre 1978 dans le rift d'Asal : données acquises par l'étude des liquides magmatiques intra et inter-cristallins". (Résumé).
7ème R.A.S.T., Lyon, Fr., p. 119.
- C.O.F.F.I. (Commission in Ore-forming fluids in inclusions). Fluid inclusions research, Proceedings of COFFI, 6 vol. ; E. Roedder (Ed.), Washington D.C. ; v. 1 (1968) ; v. 2 (1969) ; v. 3 (1970) ; v. 4 (1971) ; v. 5 (1972) ; v. 6 (1973). Les volumes 5 et 6 sont publiés par l'University Michigan Press.
- CORRENS, C.W. (1953) - "Inclusions liquides à libelles gazeux en tant que thermomètres géologiques".
Geol. Rundschau, v. 42, pp. 19-34 (Trad. de l'allemand par le C.R.P.G., Nancy).
- CUNEY, M. ; PAGEL, M. , TOURET, J. (1976) - "L'analyse de gaz des inclusions fluides par chromatographie en phase gazeuse".
Bull. Soc. fr. Miner. Cristall., v. 99, n° 2-3, pp. 167-177.
- CZAMANSKE, G.K. ; INGAMELLS, C.O. (1970) - "Selective chemical dissolution of sulfide minerals : a method of mineral separation".
Amer. Mineral., v. 55, pp. 2131-2134.
- DANDURAND, J.L. ; SCHOTT, J. (1975) - "Sur la stabilité des carbonates naturels. Observations concernant la mise en solution de quelques carbonates préalablement broyés ; essai d'interprétation".
C.R. Acad. Sci. Fr., Sér. D, t. 281, n° 21, p.

- DANTO, J. ; PAVILLON, M.J. (1972) - "Comportement de la galène au cours de déformations tectoniques successives dans la région d'Aguilas (Province de Murcia, Espagne) : filons épigénétiques familiaux, sécrétion latérale".
C.R. Acad. Sci. Fr., Sér. D, t. 275, n° 20, pp. 2199-2202.
- DA SILVA, E. ; HAYAT, G.S. (1976) - "New instrumentations for Raman spectroscopy" in Annual Meeting of the Optical Society of Amer., Tucson, oct. 1976.
- DEBELMAS, J. (1974) - "Les Alpes franco-italiennes".
in Géologie de la France, t. 2, pp. 387-442 ; Doin Ed., Paris.
- DECHOMETS, R. (1978) - "Le gîte de fluorine de Trébas, Tarn, France (Pétrographie, tectonique, gîtologie, métallogénie)".
Thèse 3ème cycle, Univ. Lyon-I, 219 p.
- DEICHA, G. (1950a) - "Essai de manométrie minéralogique".
Bull. Soc. franç. Miner. Cristall., v. 73, pp. 55-62.
- DEICHA, G. (1950b) - "Essais par écrasement de fragments minéraux pour la mise en évidence d'inclusions de gaz sous pression".
Bull. Soc. franç. Miner. Cristall., v. 73, pp. 439-445.
- DEICHA, G. (1953) - "L'emploi de la platine réfrigérante dans l'appréciation du rapport constituants fugaces / eau, caractéristique des fluides d'origine profonde".
C.R. Soc. Géol. Fr., v. 16, pp. 351-353.
- DEICHA, G. (1955) - "Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides".
Edit. Masson et Cie, Paris, 143 p.
- DEICHA, G. (1976) - "Les cavités intracristallines microscopiques des matériaux de la lithosphère".
Bull. Soc. franç. Miner. Cristall., v. 99, pp. 69-73.
- DEJONCHE, L. (1973) - "Minéralisation et genèse du gîte stratiforme de Ravandje (Iran Central)".
Bull. Soc. Belge Geol. Paleont. Hydrol., v. 80, n° 3-4, pp. 111-132
- DELHAYE, M. ; DHAMELINCOURT, P. (1975) - "Raman microprobe and microscope with laser excitation".
Journal Raman Spectroscopy, v. 3, pp. 33-43.
- DERRE, C. ; TOURAY, J.C. (1971) - "Les derniers stades de la cristallisation du filon à fluorine et barytine de Chavaniac (Haute Loire) d'après des études des inclusions fluides et solides".
Mineralium Deposita, v. 6, n° 4, pp. 292-301.
- DERRE, C. (1972) - "Histoire des filons de fluorine et du bassin houiller de Langeac. Annexe ; analyse des terres rares dans la fluorine par activation dans les neutrons thermiques".
Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VI, 227 p.

- DHAMELINCOURT, P. ; SCHUBNEL, H.J. (1973) - "La microsonde moléculaire à laser et son application à la Minéralogie et à la Gemmologie".
Rev. Gemmologie, Assoc. franç. Gemmol., v. 72, 4 p. (tiré à part)
- DOZY, M.J. (1973) - "L'eau et la genèse des minerais hydrothermaux".
Ann. Soc. Belge, v. 96, n° 2, pp. 387-402.
- DUCROS, J.B. (1974) - "Etude géologique et gîtologique du massif d'Allevard, Chafne de Belledonne (Savoie)".
Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble.
- DURNEY, D.W. (1976) - "Recherches récentes sur les inclusions fluides en Australie".
Bull. Soc. franç. Miner. Cristall., v. 99, n° 2-3, pp. 128-130.
- ECONOMIC GEOLOGY (1973) - "Thermochemistry of ore minerals and its application".
(Travaux présentés sur ce sujet au 24ème Congrès Intern. Géol., Montréal, Canada, 1972); in Econ. Geol., v. 68, n° 4, pp. 441-539.
- ECONOMIC GEOLOGY (1973) - "Symposium of stable isotopes in relation to problems of ore deposits, Dallas, Texas".
Résumés in Econ. Geol., v. 68, n° 7, pp. 1204-1220.
- ERMAKOV, N.P. (1950) - "Research on mineral forming solution".
Trad. in Intern. Series of monographs in Earth Sci., v. 22, Oxford, Pergamon Press (1965).
- EVANS, A.M. (1977) - "Current research on fluid inclusions and on mineral deposits".
Journ. Geol. Soc., G.B., v. 134, n° 3, pp. 385-397.
- FERRAUD, J. (1976) - "Du nouveau sur la fluorite du Var".
Géobulletin, Fr., v. 9, pp. 12-27.
- FERRAUD, J. ; PICOT, P. ; PIERROT, R. ; VERNET, J. (1977) - "Sur la répartition, la minéralogie et les éléments en traces des silons quartzeux à BPGC et des filons fluoro-barytiques du massif cristallin externe de l'Argenterra (Alpes franco-italiennes). Filonets dans le red beds, minéralisation "superficielles" et gîtes "profonds".
C.R. Acad. Sci. Fr., Sér. D, t. 284, n° 2, pp. 109-112.
- FERRAUD, A. ; GARCIA IGLESIAS, J. ; TOURAY, J.C. (1977) - "Sur les indices de fluorine en rapport avec le gîte de Villabona (Asturias Espagne)".
C.R. Acad. Sci. Fr., Sér. D, t. 284, n° 22, pp. 2195-2197.
- FLEISCHER, M. ; ROBINSON, N.V. (1963) - "Some problems of the geochemistry of fluorine in shaw", in "Studies in analytical geochemistry", Toronto, Univ. of Toronto Press, Canada.
- FLEISCHER, M. (1969) - "The lanthanides elements in fluorite".
The Indian Mineralogist, v. 10, pp. 36-39.
- FLORIDIA, S. (1973) - "La province fluorée tunisienne. Aperçu géologique et métallogénique".
Ann. Mines et Géologie, Tunisie, v. 26, pp. 459-477.

- FLUCK, P. ; WEIL, R. ; WIMMENAUER, W. ; AGARD, J. (1975) - "Gîtes minéraux de la France. 2 : Géologie des gîtes minéraux des Vosges et des régions limitrophes".
Mém. B.R.G.M., n° 87, 186 p.
- FUCHS, Y. (1969) - "Contribution à l'étude géologique, géochimique et métallogénique du détroit de Rodez".
Thèse d'Etat, Univ. Nancy, 257 p.
- GANZEYEV, V. (1976) - "Rare earth elements in fluorite of different origin".
Geochemistry Intern., U.S.A., v. 13, n° 2, p. 51.
- GASQUET, D. ; GIRAUD, P. ; PLOQUIN, A. ; VIVIER, G. (1979) - "Une coupe continue à travers le massif de Belledonne : la galerie Arc-Isère"
(Résumé). 7ème R.A.S.T., Lyon, Fr., p. 206.
- GEOLOGICAL SURVEY U.S.A. - "Geology and resources of fluorine in the United States".
Prof. Pap. N° 933, pp. 1-99.
- GINZBURG, A.I. (1977) - "Sources of ore material in endogenic deposits of lithophile rare elements".
Int. Geol. Rev. U.S.A., v. 19, n° 3, pp. 276-282.
- GONCHARON, V.I. (1973) - "On the chemical composition of the hydrothermal solutions forming gold-silver deposits".
in COFFI n° 6, pp. 68-69.
- GRAF, J. (1977) - "Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of massive sulfide deposits in volcanic rocks".
Econ. Geol., v. 72, n° 4, pp. 527-548.
- GRANIER, C. (1973) - "Introduction à la prospection géochimique des gîtes métallifères".
Edit. Masson et Cie, Paris, 143 p.
- GRITTI, C. (1971) - "Gisements filoniens et stratiformes de barytine dans l'Aveyron".
94ème Congr. Nat. Soc. Savantes, Section Sci., Paris 1969, C.R.II, pp. 103-104.
- GROVES, D.I. ; BINNS, R.A. ; BARRET, F.M. ; McQUEEN K.G. (1975) - "Sphalerite composition from western Australian nickel deposits, a guide to equilibria below 300° C".
Econ. Geol., v. 70, n° 2, pp. 391-396.
Une réplique et des discussions sur le même sujet : Econ. Geol., v. 71, n° 5 (1976), pp. 949-951.
- HAAS, J.L. (1970) - "An equation for the density of vapor saturated NaCl-H₂O solution from 25 to 325° C".
Amer. Journ. Sci., v. 269, pp. 489-493.
- HAAS, J.L. (1976) - "Thermodynamic properties of the coexisting phases and thermochemical properties of the NaCl component in boiling NaCl solutions (preliminary steam tables for NaCl solutions)".
Geol. Survey Bull. U.S.A., 1421-B, 71 p.

- HALFON, J. ; ROSIQUE, A. (1973) - "Comparaison des éléments "en traces" dans les blends du filon et du stratiforme de Saint-Salvy (Tarn)".
Bull. B.R.G.M., 2ème série, sect. II, n° 5, pp. 403-432.
- HAVETTE, A. ; SLOOZIAN, G. ; DENNEBOUY, R. (1978) - "Performances de l'analyseur ionique avec secteur électrostatique et optique de transfert"
(Résumé).
6ème R.A.S.T., Orsay, Fr., p. 203.
- HAVETTE, A. ; CLOCCHIATTI, R. (1979) - "Exemples de localisation et de dosage du baryum et du strontium par analyse ionique dans une lave escoriacée du Vésuve". (Résumé)
7ème R.A.S.T., Lyon, Fr., p. 248.
- HAYASE, K. ; MANERA, F. (1973) - "A statistical analysis experimental data on filling temperature of fluid inclusion in fluorite deposits of Patagonia, Argentina".
Mining Geol., Japan, v. 23, n° 1, pp. 1-12.
- HEGELSON, H.C. (1967) - "Solution chemistry and metamorphism".
In Abelson, Researches in Geochemistry, part 2, John Wiley and Sons, Ed.
- HEGELSON, H.C. (1968a) - "Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. Part I".
Geochem. Cosmoch. Acta, v. 32, pp. 853-877.
- HEGELSON, H.C. (1969) - "Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures".
Amer. Journ. Sci., v. 267, pp. 729-804.
- HEMLEY, J.J. (1967) - "Aqueous Na/K ratios in the system K₂O-Na₂O-Al₂O₃-H₂O".
Geol. Soc. Amer. Abstract Progr., Ann. Meeting, pp. 94-95.
- HENDRA, P.J. ; GILSON, T.R. (1970) - "Laser Raman Spectroscopy".
Wiley Interscience, John Wiley and Sons, Ed.
- HOCQUELLET M. (1979) - "Les filons BPGC de Saint-Martin-La-Sauveté (Loire, Massif Central français) et leur anomalie géochimique en Indium".
Thèse Dr Ing., Univ. Lyon, 117 p.
- HOLLAND, H. (1972) - "Granites, solutions and base metal deposits".
Econ. Geol., v. 67, n° 2, pp. 281-301.
- HUARD, M. (1972) - "Etude géologique du district à fluorine et sidérite de la bordure septentrionale du massif Canigou-Caranga (Pyrénées orientales)".
Bull. B.R.G.M., Sér. 2, n° 4, pp. 1-43.
- I.U.G.S. - Subcommission on the systematics of igneous rocks (1973) - "Classification and nomenclature of plutonic rocks, recommendations".
Neues Jahr. für Miner., Germany ; Mon. hefte, n° 4, pp. 149-160

- JACQUESON, R. ; MELOUX, J. (1970) - "La structure de Montvernier (résultats de la campagne de sondages courts)".
Rapp. int. B.R.G.M., D.R.M.E., Div. SE, n° 131, 14 p.
- JACQUESON, R. ; MELOUX, J. (1971) - "Structure de Nantuel (Savoie). Résultats de la campagne de sondages (1970)".
Rapp. int. B.R.G.M., D.R.M.E., Div. SE, n° 145, 15 p.
- JACQUESON, R. ; MELOUX, J. (1972) - "La structure de Montvernier. Résultats de la campagne de sondages profonds".
Rapp. int. B.R.G.M., D.R.M.E./FE, Div. SE, n° 162, 8 p.
- JOSEPH, D. ; CHEGU, J. ; TOURAY, J.C. (1973) - "Un témoin d'une activité géothermique au Lias dans le Morvan : le filon René Bis (la Petite-Verrière, Saône-et-Loire)".
Bull. B.R.G.M., Sér. 2, n° 5, pp. 389-407.
- KALYUZHNYI, V.A. ; KOVALISHIN, Z.I. ; NOVIKOV, Y.S. ; SVOREN, I.M. (1968) - "Study of the chemical composition of a gas mixture from inclusions by means of the Mkh 1903 mass spectrometer".
Abstract in COFFI, v. 1, p. 67.
- KALYUZHNYI, V.A. (1973) - "New instruments for studies of inclusions of mineral forming fluids and principles of their use".
Abstract in COFFI, v. 7, pp. 90-91.
- KENNEDY, G.C. (1950) - "Pressure - volume - temperature relations in water at elevated temperatures and pressures".
Amer. Journ. Sci., v. 248, pp. 540-564.
- KENNEDY, G.C. (1954) - "Pressure - volume - temperature relations in CO₂ at elevated temperatures and pressures".
Amer. Journ. Sci., v. 252, pp. 225-241.
- KESLER, S.E. (1977) - "Geochemistry of Manto fluorite deposits, Northern Coahuila, Mexico".
Econ. Geol., v. 72, pp. 204-218.
- KHIRATOV, N.I. ; MALININ, S.D. (1958) - "Phase equilibria in the system H₂O-CO₂".
Geochem. Intern., v. 7, pp. 846-848.
- KINSLAD, G.L. (1977) - "Formation temperature of fluorite in the Lockport dolomite in upper New York State as indicated by fluid inclusion studies ; with discussion of heat sources".
Econ. Geol., v. 72, n° 5, pp. 849-854.
- KLEVTSOV, P.V. ; LEMMLEIN, G.G. (1959) - "Correction de pression pour des températures d'homogénéisation des solutions aqueuses de NaCl" (en russe).
Doklady U.R.S.S., n° 128, pp. 1250-1253 (trad. Lab. Géol. E.N.S., Paris).

- KOLJONEN, T. ; ROSENBERG, R.I. (1974) - "Rare earth elements in granitic rocks".
Lithos, Norway, v. 7, pp. 249-261.
- KONNERUP-MADJEN, J. (1979) - "Fluid inclusions in quartz from deep-seated granitic intrusions, South Norway".
Lithos, Norway, v. 12, n° 12-13, pp. 13-23.
- KORZHINSKI, D.S. (1970) - "Theory of metasomatic zoning".
Clarendon Press, Oxford, G.B., 162 p.
- KRUPKA, K.M. ; OHMOTO, H. ; WICKMAN, F.E. (1977) - "A new technique in neutron activation analysis of Na/K ratios of fluorite inclusions and its application of the gold-quartz veins at the O'Brien mine, Quebec, Canada".
Can. Journ. Earth Sci., v. 14, n° 12, pp. 2760-2770.
- KULLERUD, G. (1953) - "The FeS-ZnS system ; a geological thermometer".
Norsk. Geologisk Tidsskrift, v. 32, pp. 61-147.
- LANDIS, G.P., RYE, R.O. (1974) - "Geologic, fluid inclusions and stable isotopes studies of the Pasco tungsten base metal ore deposit, Northern Peru".
Econ. Geol., v. 69, n° 7, pp. 1025-1059.
- LARSON, L.T. ; MILLER, J.D. ; NADEAU, J.E. ; ROEDDER, E. (1973) - "Two sources of error in low-temperature inclusion homogenization determination and corrections on published temperatures for the east Tennessee and Laisvall deposits".
Econ. Geol., v. 68, n° 1, pp. 113-116.
- LEACH, D.L. ; NELSON, R.C. ; WILLIAMS, D. (1975) - "Fluid inclusion studies in the northern Arkansas zinc district".
Econ. Geol., v. 70, n° 6, pp. 1084-1091.
- LE FORT, P. (1973) - "Géologie du Haut-Dauphiné cristallin (Alpes françaises). Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale".
Sci. Terre, Nancy, Fr., Mém. n° 25, 373 p.
- LELEU, M. ; MAUREL C. ; MICHARD, G. ; POTY, B. ; SCHOTT, J. ; WEISBROD, A. (1976) - "La métallogénie expérimentale".
Soc. Géol. Fr., mém. hors Série, v. 7, pp. 245-264.
- LEMMLEIN, G.G. ; KLEVTSOV, P.V. (1961) - "Relations among the principal thermodynamic parameters in a part of the system H₂O-NaCl".
Geochemistry, U.S.A., n° 2, pp. 148-158.
- LE ROUX, C. (1975) - "Etude de quelques filons de fluorine de la partie sud-ouest du Morvan".
Thèse, 3ème cycle, Univ. Paris, 146 p.
- LEROY, J. (1971) - "Episyénites non minéralisées dans le massif de granite à deux micas de Saint-Sylvestre (Limousin, France). Equilibre entre minéraux et solutions".
Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy I, 87 p.

- LE SUAVE, R. (1974) - "Etude par spectrométrie de masse à étincelles des lanthanides et autres éléments traces dans les carbonates filoniens (Alpes françaises externes)".
Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 157 p.
- LHEGU, J. (1976) - "Essai de classification des gisements de fluorine".
Soc. Geol. Fr., Mém. hors série, v. 7, pp. 295-302.
- LHEGU, J. ; SCOLARI, G. (1965) - "Hypothèse sur l'origine de la silice et de la fluorine de l'assise de base de la transgression secondaire de la bordure ouest du Morvan".
Bull. Soc. Géol. Fr., t. 7, v. 8, pp. 305.
- MACQUAR, J.C. (1973) - "Evolution tectonique post-hercynienne du domaine péricévenol. Incidences sur les filons de couverture. Exemple des bordures ouest et sud des Cévennes".
Bull. B.R.G.M., Sér. 2, n° 1, pp. 45-68.
- MACQUAR, J.C. (1976) - "La modalité per descensum. Son applicabilité à certains filons du socle ou de couverture".
Soc. Géol. Fr. Mém. hors série, v. 7, pp. 95-103.
- MALININ, S.D. ; KUROVSKAYA, N.A. (1974) - "Solubility of CO₂ in chloride solutions at elevated temperatures and CO₂ pressures".
Geoch. Intern., U.S.A., v. 12, pp. 99-201.
- MALININ, S.D. (1976) - "Solubility of fluorspar F₂Ca in NaCl and HCl solutions under hydrothermal conditions".
Geoch. Intern. (U.S.A.), v. 13, n° 1, pp. 134-138.
- MARCHAND, L. ; JOSEPH, F. ; TOURAY, J.C. ; TREUIL, M. (1976) - "Critères d'analyse géochimique des gisements de fluorine basés sur l'étude de la distribution des lanthanides. Application au gîte de Maine (71 - Cordesse, France)".
Mineralium Deposita, v. 11, n° 3, pp. 357-379.
- MARTINEZ-ALVAREZ, J.A. (1974) - "Consideraciones sobre el comportamiento de los fluidos en el medio geológico (geofluidología)".
Bol. Geológico y Minero. España, v. 85, n° 6, pp. 678-684.
- MARTINI, J.E.T. (1976) - "The fluorite deposits in the dolomite series of the Masico district, Transwal, South Africa".
Econ. Geol., v. 71, n° 3, pp. 625-635.
- MELOUX, J. (1967) - "Compte-rendu des travaux miniers réalisés sur le filon de Bois Feuillet (niveau 950) en 1966-67".
Rapp. int. B.R.G.M.-D.R.M.M., Div. SE, n° 71, 13 p.
- MELOUX, J. (1968) - "Les minéralisations fluorées du massif du Rocheray (Savoie)".
Bull. B.R.G.M., sér. 2, n° 1, pp. 43-54.

- MELOUX, J. ; POULAIN, P.A. (1969) - "Prospection de la région de Montvernier".
Rapp. B.R.G.M.-D.R.M.M., Div. SE, n° 112.
- MELOUX, J. (1975) - "Alpes du Nord. Bilan synthétique de dix années de prospection".
Rapp. int. B.R.G.M. 75 RME 023 FE.
- METZGER, F.W. ; KELLY, W.C. ; NESBITT, B.E. (1977) - "Scanning Electron Microscopy of daughter minerals in fluid inclusions".
Econ. Geology, v. 72, n° 2, pp. 298-303.
- MICHEL, R. ; BUFFIERE, G.M. (1963) - "Caractères pétrographiques et pétrochimiques du granite du massif du Rochail (secteur nord-ouest du massif du Pelvoux, Isère).
C.R. Acad. sci. Fr., t. 256, n° 9, pp. 1812-1814.
- MILLER, J.D. (1969) - "Fluid inclusion temperature measurements in the East Tennessee zinc district".
Econ. Geology, v. 64, n° 1, pp. 109-110.
- MOELLER, P. ; PAREKH, P.P. ; SCHNEIDER, H.J. (1976) - "The application of Tb/Ca - Tb/La abundance ratios to problems of fluorspar genesis".
Mineralium deposita, v. 11, n° 1, pp. 111-116.
- MONSEUR, G. (1972) - "Control sedimentológico en metallogenia y relaciones entre mineralizaciones estratiformes y medio arrecifal".
Cuad. Geológicos, España, v. 3, n° 1, pp. 5-32.
- NCUBE, A.N. ; HORN, E.E. ; AMSTUTZ, G.C. (1979) - "The fluorite deposit Käfersteige in the Buntsandstein near Pforzheim, Black Forest".
Neu. Jb. Mineral., Monatsh, DEU, v. 2, pp. 49-61.
- NORMAN, D.I. ; LANDIS, G.P. ; SAWKINS, F.J. (1976) - "H₂O and SO₂ detected in fluid inclusion".
Geol. Soc. Amer., Abstracts with Progr., v. 8, n° 6, p. 1031.
- NYAMBOK, I.O. ; GACIRI, S.J. (1975) - "Geology of the fluorite deposits in Kerio Valley, Kenya".
Econ. Geology, v. 70, n° 2, pp. 299-307.
- OCHOA, A. (1973) - "Etude de la minéralisation à Montvernier (Alpes, Savoie).
Rapp. Inéd. B.R.G.M. Div. SE, Univ. Lyon-I, 20 p.
- ORVILLE, P.M. (1963) - "Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases".
Amer. Jour. Sci., v. 261, pp. 201-237.
- ORVILLE, P.M. (1972) - "Plagioclase cation exchange equilibria with aqueous chloride solution : results at 700° C and 200 bars in the presence of quartz".
Amer. Journ. Sci., v. 271, pp. 234-272.
- PAREKH, P.P. ; MOELLER, R. (1977) - "Revelation of the genesis of minerals in paragenesis with fluorites, calcites and phosphates in rare earth fractionation".
Intern. Symposium Nucl. Tech. Expl. Extr. ; Proc. Min. Ress., Viena, I.A.E.A., pp. 353-369.

- PARJADIS DE LARIVIERE, N. (1960) - "Quelques précisions sur les formations spilitiques de la couverture triasique du massif cristallin du Grand Châtelard (Savoie)".
Bull. Soc. Géol. Fr., v. 7, n° 2, pp. 108-112.
- PEK, A.A., PEHK, A.A., PILOYAN, G.O. (1977) - "Estimating depth of the source of hydrothermal solutions from thermobarometric data".
Int. Geol. Rev., U.S.A., v. 19, n° 3, pp. 295-305.
- PELISSONNIER, H. (1965) - "Les observations sur la genèse des gisements stratiformes".
Notes et mém. Serv. Géol. Maroc, n° 181, pp. 259-266.
- POLAK, J., RIVIERE, M., STEINBERG; CLOCCHIATTI, R.; MARTIN, A. (1978) - "Utilisation du rayonnement synchrotron (LURE) pour la localisation d'éléments à l'échelle de la lame mince. Application aux nodules polymétalliques et aux phénocristaux".
6ème R.A.S.T., Orsay, Fr., p. 316 (Résumé).
- POTY, B. (1969) - "La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de la Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont Blanc".
Sci. Terre, Nancy, Fr. Mém. n° 17, 161 p.
- POTY, B.; STALDER, H.A.; WEISBROD, M. (1974) - "Fluid inclusions studies in quartz from fissures of western and central Alps".
Schweiz. Mineral. und Petrogr. mitt. (Suisse), v. 54, n° 2-3, pp. 717-752.
- POTY, B.; LEROY, J.; JACHIMOWICZ, L. (1976) - "Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope : l'installation de microthermométrie Chaixmeca".
Bull. Soc. fr. Minéral. Cristall., v. 99, pp. 182-186.
- POTTER, R.W.; BROWN, D.L. (1977) - "The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0° to 500° C at pressures up to 2000 bars based on a regression of available data in the literature".
U.S. Geol. Survey, v. 1421-C, 36 p.
- POTTER, R.W.; CLYNNE, M.A.; BROWN, D.L. (1977) - "Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions".
Econ. Geology, v. 73, n° 2, pp. 284-285.
- PULOU R.; BAUDRACCO-GRITTI, C. (1978) - "Un enregistreur décrépitométrique à filtrage électronique".
Bull. Minéral. Fr., v. 101, n° 4, pp. 402-405.
- PUZANOV, L.S. (1975) - "Genesis of fluorite - baryte- iron ore mineralization in Tuva".
Dokl. Earth Sc. Section, U.S.A., v. 225, pp. 146-148.
- PUZANOV, L.S.; KANDINOV, M.N. (1976) - "Temperatures of formation of stratiform fluorite mineralization in the Minuska basin".
Dokl. Earth Sc. Sect., U.S.A., v. 227, pp. 35-37.

- REYNOLDS, R.R.; CALLAHAN, W.H. (1974) - "Syngenes versus epigenesis of Mississippi valley Appalachian type base metal mineral deposits : discussions and reply".
Econ. Geology, v. 69, n° 7, pp. 1148-1149.
- RIPLEY E.M.; OHMOTO, H. (1977) - "Mineralogic sulfur isotope, and fluid inclusion studies of the stratabound copper deposits at the Raul Mine, Peru".
Econ. Geology, v. 72, n° 6, pp. 1017-1041.
- ROBINSON, B.W.; OHMOTO, H. (1973) - "Mineralogy, fluid inclusions, and stable isotopes of the Echo Bay U-Ni-Ag-Cu deposits Northwest territories, Canada".
Econ. Geology, v. 68, n° 5, pp. 635-656.
- ROEDDER, E. (1958) - "Technique for the extraction and partial chemical analysis of fluids filled inclusions from minerals".
Econ. Geology, v. 53, n° 2, pp. 235-269.
- ROEDDER, E. (1962) - "Studies of fluid inclusions I : Low temperature application for Dual-purpose freezing and heating stage".
Econ. Geology, v. 57, pp. 1045-1061.
- ROEDDER, E. (1963a) - "Studies of fluid inclusions II : freezing data and their interpretation".
Econ. Geology, v. 58, pp. 167-211.
- ROEDDER, E.; INGRAM, B.; HALL, W.E. (1963b) - "Studies of fluids inclusions III : extraction and quantitative analysis of inclusions in the milligram range".
Econ. Geology, v. 58, pp. 553-574.
- ROEDDER, E.; SKINNER, B.J. (1968) - "Experimental evidence that fluid inclusions do not leak".
Econ. Geology, v. 63, n° 7, pp. 715-730.
- ROEDDER, E. (1970) - "Application of an improved crushing microscope stage to studies of the cases in fluid inclusions".
Schweiz Mineral. und Petrogr. Mitt. (Suisse), v. 50, pp. 41-58.
- ROEDDER, E. (1972) - "Composition of fluid inclusions". In : Data of geochemistry, U.S. Geological Survey, Prof. pap., v. 440 JJ, 164 p.
- ROGER, G.; TREULL, M. (1976) - "Quelques réflexions sur la géochimie non isotopique des corps minéralisés et leur enveloppe".
Soc. Géol. Fr.; Mém. hors série, v. 7, pp. 189-212.
- ROGERS, P.J. (1977) - "Fluorite inclusion studies in fluorite from the Derbyshire ore field".
Trans. Inst. Min. Metallurgy, G.B., sér. B, v. 86, n° 8, pp. 128-132.
- ROSASCO, G.; ROEDDER, E.; SIMMONS, J.H. (1975) - "Laser Raman spectroscopy for non destructive partial analysis of individual phases in fluid inclusions in minerals".
Science (U.S.A.), v. 190, pp. 537-560.

- ROUTHIER, P. (1969) - "Essai critique sur les méthodes de la Géologie (de l'objet à la genèse).
Coll. Evolution des Sciences, Masson et Cie, Ed., Paris, 202 p.
- ROUTHIER, P. (1971) - "Quelques grands concepts de la métallogénie : familiarité, héritage, ... etc., illustrés par des exemples".
Acad. R. Sci. Outre Mer, Bull. Séances, Belgique, n° 3, pp. 573-606.
- ROUTHIER, P. (1976) - "A new approach to metallogenic provinces : the example of Europe".
Econ. Geology, v. 71, n° 4, pp. 803-811.
- RYE, R. (1975) - "A comparison of sphalerite-galena sulfur isotope temperatures with filling temperatures of fluid inclusions".
Econ. Geology, v. 69, n° 1, pp. 26-33.
- SABORAUD-ROSSET, C. (1975) - "Les inclusions solides et liquides du gypse".
Thèse d'Etat, Univ. Paris Sud.
- SAWKINS, F.J. (1966) - "Ore genesis in the North Penine orefield in the light of fluid inclusion studies".
Econ. Geology, v. 61, pp. 385-401.
- SAWKINS, F.J. (1968) - "The significance of the ratios Na/K and Cl/SO₄ in fluid inclusions and subsurface waters, with respect to the genesis of Mississippi Valley type ore deposits".
Econ. Geology, v. 63, n° 8, pp. 935-942.
- SCHNEIDER, H.J. ; MÖLLER P. ; PAREKH, PP. (1976) - "Fluorine contents in carbonate sequences and rare earth distribution in fluorite of Pb-Zn deposits in E-Alpine mid-Triassic".
25ème Int. Geol. Congress (Abstracts), n° 1, pp. 188-189.
- SCOTT, S.D. ; BARNES, H.L. (1971) - "Sphalerite geothermometry and geobarometry".
Econ. Geology, v. 66, n° 4, pp. 653-669.
- SCOTT, S.D. (1973) - "Experimental calibration of the sphalerite geobarometer".
Econ. Geology, v. 66, n° 4, pp. 466-474.
- SCOTT, S.D. ; KISSIN, S.A. (1973) - "Sphalerite compositions in the Zn-Fe-S system below 300° C".
Econ. Geology, v. 68, n° 4, pp. 475-479.
- SHCHEBBINA, V.V. (1976) - "Sulfide minerals as geochemical indicators".
Geochem. Intern., U.S.A., v. 13, n° 5, pp. 92-100.
- SHMARIOVICH, I.M. ; SHMARIOVICH E.M. (1973) - "Identification of epigenetic oxidation and reduction as impositions on sedimentary rocks".
Intern. Geol. Rev., U.S.A., v. 15, n° 11, pp. 1333-1340.
- SILINS, L. ; PARK, W. ; PINSON, N. (1973) - "Strontium and Ittrium distribution in fluorites from the Minerva n° 1 ore body, Cave-in-Rock district, Illinois".
Econ. Geology, v. 68, n° 7, pp. 1218.

- SIMS, P.K. ; BARTON, P.B. (1961) - "Some aspects of the geochemistry of sphalerite, Central city district, Colorado".
Econ. Geology, v. 56, pp. 1211-1237.
- SKINNER, B. ; BARTON, P ; KULLERUD, G. (1959) - "Effect of FeS on the unit cell edge of sphalerite. A revision".
Econ. Geology, v. 54, n° 6, pp. 1040-1046.
- SMIRNOV, V.I. (1972) - "The time factor in formation of stratiform ore deposits".
Int. geol. Rev. U.S.A., v. 14, n° 10, pp. 1124-1132.
- SMITH, F.G. (1953) - "Historical development of inclusions thermometry".
Edit. Univ. of Toronto Press, 149 p.
- SMITH, F.W. ; HIRST, D.M. (1974) - "Analysis of trace elements and fluid inclusion in fluorite from the Ardennes massif".
Ann. Soc. Geol. Belg., t. 97, pp. 281-285.
- SNYDER, K.D. (1978) - "Geology of the Bayhosse fluorite deposit, Custer County, Idaho".
Econ. Geology, v. 73, n° 2, pp. 207-214.
- SOLETY, P. (1965) - "Les gisements de fluorine de la province cristalline (Maures, Tanneron, Estérel)".
B.R.G.M. Mémoire 39, 264 p.
- SOULE DE LAFONT, D. (1976) - "Les gîtes de fluorine et barytine stratiformes des bordures du Morvan : un nouveau modèle apporté pour la prospection".
Soc. géol. Fr. Mém. hors série, v. 7, pp. 355-358.
- STRECKEISEN, A. (1967) - "Classification and nomenclature of igneous rocks. Final report of an inquiry".
Neu. Jh. f. Miner., Abh, n° 107, pp. 144-240.
- STRECKEISEN, A. (1976) - "To each plutonic rock its proper name".
Earth Sci. Rev., Netherland, v. 12, pp. 1-33.
- STRUBBEL, G. (1965) - "Quantitative untersuchungen über die hydrothermale Löslichkeit von Fluospat (CaF₂)".
Neu. Jh.f. Miner. Monatsh, v. 3, pp. 83-95 (Trad. B.R.G.M. n°5399, 17 p., 1973).
- TAKENOUCI, S. ; KENNEDY, G.C. (1964) - "The binary system H₂O-CO₂ at high temperatures and pressures".
Amer. Journ. Sci., v. 262, pp. 1055-1074.
- TAKENOUCI, S. ; KENNEDY, G.C. (1965) - "The solubility of carbon dioxide in NaCl solutions at high temperatures and pressures".
Am. Journ. Sci., v. 263, pp. 445-454.
- TOBIN, M.C. (1971) - "Laser Raman Spectroscopy".
Wiley Interscience, John Wiley and sons, Edit., U.S.A.

- TODD, B.J. (1956) - "Mass spectrometer analysis of gases in blisters in glass"
Journ. Soc. of Glass Technology, v. 40, pp. 32T-38T.
- TONA, F. (1973) - "Positions des horizons dolomitiques minéralisés en fluorine et galène au sein des sédiments triasiques de la Sierra de Lugas (Grenade). Evolution géochimique".
Thèse 3ème cycle, sp. Géol. Appl., Univ. Paris VI.
- TOURAY, J.C. ; LANTELME, F. (1966) - "Analyse des gaz inclus des minéraux : méthode du chauffage progressif".
Bull. Soc.fr. Minér. Cristall., v. 89, pp. 394-398.
- TOURAY, J.C. (1968) - "Recherches géochimiques sur des inclusions à CO₂ liquide".
Bull. Soc. fr. Minéral. Cristall., v. 91, pp. 367-382.
- TOURAY, J.C. (1969) - "Hydrocarbures liquides et gazeux en inclusion dans les minéraux".
Bull. Centre Rech. Pau, SNPA, v. 3, n° 2, pp. 429-441.
- TOURAY, J.C.; VOGLER, M. ; STALDER, H.A. (1970) - "Inclusions à hydrocarbures liquéfiés dans le quartz de Zingel/Selwen (Suisse)".
Bull. Suisse Minér. Pétrogr., v. 50, n° 1, pp. 131-137.
- TOURAY, J.C. (1976) - "Activation analysis for liquid inclusions studies : a brief review".
Bull. Soc. fr. Minéral. Cristall., v. 99, pp. 162-164.
- U.S. BUREAU OF MINES (1978) - "Fluorite" .
Mineral Commodity profiles MCP-20 U.S. Dept. of the Interior, 27 p.
- VAN ALSTINE, A. (1976) - "Continental rifts and lineaments associated with major fluorspar districts".
Econ. Geology, v. 71, n° 6, pp. 977-987.
- VATIN-PERIGNON, N. (1962a) - "Sur la composition minéralogique et chimique et sur l'origine probable des amphibolites d'Hérmillon (massif du Grand Châtelard (Savoie))."
Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 38, pp. 231-240.
- VATIN-PERIGNON, N. (1962b) - "Les principaux accidents du massif cristallin du Grand Châtelard (Savoie) et les relations du socle et de sa couverture sédimentaire".
C.R. Acad. Sci. Fr., t. 255, pp. 2789-2791.
- VATIN-PERIGNON, N. (1966) - "Géologie du massif du Grand Châtelard (Savoie).
Trav. du Lab. Géol. Grenoble, t. 42, pp. 140-202.
- VERVIALLE, J.P. (1975) - "Les minéralisations filohiennes à barytine, fluorine et plomb-zinc du socle hercynien des Maures orientales, de l'Estérel et du Tanneron (Var, France).
Thèse 3ème cycle, Univ. Orléans, 104 p.
- VOCHTEN, R. ; ESMANS, E. ; VERNMEIRSCH, W. (1977) - "Study of the solid and gaseous inclusions in the fluorites from : Wölsendorf (Bavaria, F.R. of Germany) and Magnac (Haute Vienne, France) by microscope and mass spectrometry".
Chemical Geol., Netherlands, v. 20, n° 3, pp. 253-263.

- WEISBROD, A. ; POTY, B. ; TOURET, J. (1976) - "Les inclusions fluides en Géochimie-Pétrologie : tendances actuelles".
Bull. Soc. fr. Minér. Cristall., v. 99, pp. 140-152.
- WEISS, P.L. (1959) - "Fluid inclusions in minerals from zoned pegmatites of the Black Hills, South Dakota".
Amer. Mineral., v. 38, pp. 671-697.
- WICKMAN, F. ; KHATTAB, M.K. (1972) - "Non destructive activation analysis of fluid inclusions in fluorite".
Econ. Geology, v. 67, n° 2, pp. 236-239.
- WILKINS, R.W. ; BARKAS, J.D. (1978) - "Fluid inclusions deformation and recrystallization in granite tectonites".
Contrib. Mineral. Petrol., v. 65, pp. 293-299.
- WILLIAMS, K.L. (1965) - "Determination of the iron content of sphalerite".
Econ. Geology, v. 60, n° 8, pp. 1740-1748.
- WILLIG, C.D. (1973) - "Observações sobre os controles e a gênese dos depósitos de fluorita de Santa Catalina".
Rev. Miner. Metallurgia, Brasil, v. 37, n° 343, pp. 36-41.
- YAJIMA, J. ; TOURAY, J.C. (1967) - "Observation sur la sursaturation des liquides inclus dans les cristaux de fluorine".
C.R. Acad. Sci. Fr., t. 264, pp. 1229-1232.
- YAJIMA, J. ; TOURAY, J.C. (1971) - "Analyse thermométrique du gisement de fluorine d'El Hammam (Maroc) après des études d'inclusions fluides".
Miner. Deposita, v. 5, n° 1, pp. 23-28.
- YPMA, P. -(1963) - "Rejuvenation of ore deposits exemplified by the Belledonne metalliferous province".
Thèse Doct. Univ. Leyde, 212 p.
- ZASEDATELEV, A.M. (1977) - "Genesis and distribution of fluorite deposits.
Dokl. Earth Sci. Sect., U.S.A., v. 206, pp. 66-68.
- ZUFFARDI, P. (1973) - "Giacimenti fluoritici della Sardegna".
Assoc. Miner. Subalpina, Boll. Italia, v. 10, n° 1-2, pp. 57-71.

CARTES

- CARTE GEOLOGIQUE DE LA FRANCE AU 1/50.000 - Feuille St-Jean-de-Maurienne (774)-XXXIV-34
B.R.G.M., Serv. Géol. Nat. (1977).
- CARTE DE FRANCE AU 1/20.000 - Feuille IGN - St-Jean-de-Maurienne n° 2 et 3 (1965).
- CARTE DE FRANCE AU 1/50.000 - Feuille IGN - St-Jean-de-Maurienne XXXIV-34 (1968).
-

