



HAL
open science

Un exemple de minéralisation associée aux ophiolites mésozoïques des Alpes cottiennes. Le gîte de Saint Véran (Hautes-Alpes, France). Etude pétrographique, structurale et métallogénique.

Claude Ayoub

► **To cite this version:**

Claude Ayoub. Un exemple de minéralisation associée aux ophiolites mésozoïques des Alpes cottiennes. Le gîte de Saint Véran (Hautes-Alpes, France). Etude pétrographique, structurale et métallogénique.. Minéralogie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1984. Français. NNT : . tel-00548840

HAL Id: tel-00548840

<https://theses.hal.science/tel-00548840>

Submitted on 20 Dec 2010

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.

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE SPÉCIALITÉ EN GÉOLOGIE APPLIQUÉE

UN EXEMPLE DE MINÉRALISATION ASSOCIÉE AUX
OPHIOLITES MÉSZOZOÏQUES DES ALPES COTTIENNES

LE GITE DE SAINT VERAN
(HAUTES - ALPES , FRANCE)

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE, STRUCTURALE ET MÉTALLOGÉNIQUE

Par

Claude AYOUB

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE

DOCUMENTATION

RUE MAURICE-GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.48.43

Soutenue le 28 novembre 1984 devant la commission d'examen

P. GIRAUD	Professeur U.S.M. Grenoble	Président
M. PIBOULE	Professeur U.S.M. Grenoble	Rapporteur
P. TRICART	Professeur Univ. Sfax	Examinateur
H. DABROWSKI	Chargé de cours U.S.M.G.	Examinateur
P. PICOT	Ingénieur B.R.G.M.	Examinateur

AVANT-PROPOS

Au terme de cette étude, je voudrais remercier :

Messieurs Piboule et Dabrowski, qui m'ont proposé ce travail et permis de l'effectuer dans les délais auxquels j'étais tenu ;

Monsieur Tricart qui m'a fait découvrir la géologie structurale en zone piémontaise et à qui je dois beaucoup ;

Messieurs Lemoine, Girault, Loubat de l'Institut Dolomieu, monsieur Picot du B.R.G.M. qui ont répondu à mes questions avec une grande patience, ainsi que monsieur Giraud qui a accepté de présider le jury.

Je remercie également tout le personnel technique de l'Institut, le bureau BETRA de Grenoble pour son aide matérielle et tout particulièrement madame Valverde-Bonneau qui a assuré la frappe du manuscrit.

Un grand merci à tous mes camarades et amis : Manu, Patrick, Béatrice, Luis, avec qui j'ai "arpenté" le terrain et à tous ceux du "tricycle" : Véronique, Jean-Pierre, Wolfgang, Thierry, Philippe, Claude, qui ont su faire régner une bonne ambiance à l'Institut Dolomieu.

Ce travail est dédié à mes parents qui m'ont fait confiance tout au long de mes études.

SOMMAIRE

INTRODUCTION

A. <u>Présentation</u>	1
1. Cadre géographique	3
2. Cadre géologique et structural	3
2.1. La géologie des zones internes : rappel	3
2.2. Structure des zones internes	6
B. <u>Travaux antérieurs</u>	8
1. Historique des travaux géologiques de la mine de Saint-Véran	8
2. Relations ophiolites-métasédiments dans les unités liguro-piémontaises du Queyras : bref historique	11
C. <u>Objectifs recherchés</u>	13

PREMIERE PARTIE : LA SERIE OCEANIQUE DE L'AIGUE BLANCHE - CLAUSIS

CHAPITRE I : LES SCHISTES LUSTRES A OPHIOLITES DE L'AIGUE BLANCHE

I.1. <u>Carte d'affleurements</u>	16
I.1.1. Géologie de la haute vallée de l'Aigue Blanche	16
I.1.2. Aspect structural	18
I.2. <u>Lithostratigraphie</u>	20
1.2.1. Succession stratigraphique à la mine de Clausis	20
1.2.1.1. Substratum ophiolitique	20
1.2.1.2. Les amphibolites et les sulfures	20
1.2.1.3. Les métaradiolarites ou quartzites	20
1.2.1.4. Les marbres	21
1.2.1.5. Les schistes noirs et marbres	21
1.2.1.6. Les calcschistes	23

1.2.2. Description des coupes	23
1.2.2.1. Coupes AB et CD	23
1.2.2.2. Coupes EF	26
1.2.2.3. Coupes GH	26
<u>1.3. Les métasédiments</u>	27
1.3.1. Les quartzites	27
1.3.1.1. Les radiolarites	27
1.3.1.2. Les quartzites rubannés	27
1.3.1.3. Les quartzites blancs	27
1.3.1.4. Les quartzites à chlorite	27
1.3.1.5. Minéralogie	28
1.3.1.6. Caractérisation géochimique des quartzites	28
1.3.1.7. Répartition des quartzites	30
1.3.1.8. Le stilpnomélane, tentative de datation géochronologique	
1.3.2. Les riébeckitites	31
1.3.2.1. Minéralogie	31
1.3.2.2. Géochimie	31
1.3.2.3. Interprétation et origine des riébeckitites	35
1.3.3. Les marbres	38
1.3.3.1. Description des marbres à cachet Malm	39
1.3.3.2. Les cipolins "fruités"	39
1.3.3.3. Minéralogie	39
1.3.4. Calcaires siliceux et schistes noirs, type formation de la Replatte	40
1.3.4.1. Minéralogie des bancs calcaires	40
1.3.5. Mise en place des sédiments calcaires et phylliteux	40
1.3.6. Calcschistes indifférenciés	40
1.3.6.1. Calcschistes monotones	40
1.3.6.2. Calcschistes à passées détritiques	41
1.3.6.3. Origine des calcschistes	41
1.3.6.4. Minéralogie des calcschistes	41
1.3.6.5. Roches à lawsonite	42
<u>1.4. Conclusions sur la couverture sédimentaire :</u>	
<u>une série de Chabrière</u>	43

1.5. <u>Les ophiolites</u>	44
1.5.1. <u>Les ultrabasites</u>	44
1.5.1.1. Description pétrographique	44
1.5.1.1.1. Aspect macroscopique	44
1.5.1.1.2. Texture	46
1.5.1.1.3. Description des websterites à spinelle, apatite, zircon	46
1.5.1.2. Géochimie des roches ultrabasiques	50
1.5.1.2.1. Diagramme de KUNO	50
1.5.1.2.2. Diagramme de NIGGLI	50
1.5.1.2.3. Diagramme de BESSON-FONTEILLES	50
1.5.1.2.4. Diagramme MgO-CaO-Al ₂ O ₃	50
1.5.1.2.5. Géochimie des éléments ³ traces	54
1.5.1.3. Conclusion	54

LES ROCHES BASIQUES

Introduction	56
1.5.2. <u>Les roches cumulatives basiques</u>	57
1.5.2.1. Description des différents types représentés	57
1.5.2.1.1. Les gabbros troctolitiques	57
1.5.2.1.2. Les leucogabbros	58
1.5.2.1.3. Les gabbros euphotides	59
1.5.2.1.4. Les ferrogabbros	60
1.5.2.2. Signification des cumulats gabbroïques	61
1.5.3. <u>Les roches effusives et hypabyssales</u>	62
1.5.3.1. Les laves massives et pillow-lavas	62
1.5.3.2. Les diabases ou métadolérites	62
1.5.3.3. Les prasinites	64
1.5.3.3.1. Les ovardites	
1.5.3.3.2. Les prasinites à glaucophane et pistacite	
1.5.3.4. Etude des tendances géochimiques	67
1.5.3.4.1. Résultats analytiques	67
1.5.3.4.2. Caractérisation de la spilitisation	71
1.5.3.4.3. Mise en évidence d'une lignée subalcaline	74
1.5.3.4.4. Comportement des éléments majeurs : L'indice d'un fractionnement tholéiitique	76
1.5.3.4.4.1. Comportement de SiO ₂	
1.5.3.4.4.2. Comportement de FeO _T -TiO ₂	
1.5.3.4.4.3. Comportement de Al ₂ O ₃	

1.5.3.4.5. Distinction du site géotectonique	82
1.5.3.4.5.1. Diagramme de Pearce et al. (1973-1979)	
1.5.3.4.6. Distinction des différents domaines au sein des MORB	87
1.5.3.4.6.1. Diagramme d'Egin modifié (1979)	
1.5.4. <u>Conclusion</u> :	
Une série basaltique de type ride océanique	89
<u>CHAPITRE II : TECTONIQUE</u>	90
Introduction	90
II.1. <u>Observations microtectoniques</u>	92
II.1.1. Affleurements A, B et C (TBO)	92
II.1.2. Synthèse des déformations des métasédiments au TBO	101
II.1.3. Affleurements D,E,F,G,H (tranchée du TB1) et affleurement L	103
II.1.4. Synthèse des déformations au niveau du TB1	110
II.2. <u>Agencement des affleurements de la série TB1-TBO</u>	111
II.2.1. Vergence de la phase 3	111
II.2.2. Structure de la série de la mine	111
II.2.3. Comparaison avec la polarité sédimen- taire	114
II.2.4. Conclusion	114
II.3. <u>Description des différentes phases tectoniques</u>	115
II.3.1. Evènements récents "Phase 4" : rétrodéversements et retrochevauchements	115
II.3.2. Plissements synschisteux déversés au Sud "Phase 3"	117
II.3.3. Plissement intrafoliaire couché au Nord "Phase 2"	119
II.3.4. Les structures intrafoliaires primitives	120
II.4. <u>Conclusion</u>	122
<u>CHAPITRE III : CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE</u>	124
<u>Les relations ophiolites-sédiments</u>	

DEUXIEME PARTIE : LES MINERALISATIONS CUPRIFERES

CHAPITRE IV : LA MINE DE CLAUSIS

IV.1. <u>Introduction</u>	130
IV.2. <u>Aperçu historique de la mine</u>	131
IV.2.1. Les différentes périodes d'exploitation	131
IV.2.2. Importance de la minéralisation	134
IV.2.3. Teneur	135
IV.2.4. Production	136
IV.3. <u>Les données de la cartographie de surface</u>	139
IV.3.1. Les affleurements de la série de la mine	139
IV.3.2. Aspect structural de la série de la mine	139
IV.3.2.1. Evolution de la structure au Nord du site minier	139
IV.3.2.2. Evolution de la structure au Sud	141
IV.3.3. Reconstitution de la structure, bloc diagramme schématique	141
IV.3.3.1. La synforme du site de la mine	141
IV.4. <u>Les données géologiques des travaux souterrains</u>	142
IV.4.1. Géométrie de la minéralisation	142
IV.4.2. Extension verticale de la minéralisation	142
IV.4.3. Coupe schématique du TB4 au TB1	144
IV.4.4. Remobilisation du minerai	147
IV.4.4.1. Redoublement des niveaux minéralisés	147
IV.4.4.2. Boudinages	147
IV.4.4.3. Fentes en "coins" et "filons"	147
IV.4.4.4. Origine des remobilisations	149
IV.5. <u>La paragenèse cuprifère</u>	
IV.5.1. Minéralogie	152
IV.5.1.1. Etude de la minéralogie sulfurée	152
IV.5.1.1.1. Les sulfures de cuivre	152
IV.5.1.1.2. Les sulfures de fer et Zn	158
IV.5.1.1.3. Les oxydes	160
IV.5.1.1.4. Les tellurures	161
IV.5.1.2. La minéralisation associée aux horizons à silicates sodiques	164
IV.5.1.2.1. Radiolaires pyritisés associés aux magnétites	167
IV.5.1.3. La minéralisation à cuivre natif	168
IV.6. <u>Structure de la minéralisation</u>	170
IV.6.1. Reconstitution schématique	

CHAPITRE V : LES INDICES MINERALISES DE LA ZONE PIEMONTAISE

V.1. <u>Indices de la haute vallée de l'Aigue Blanche</u>	173
V.1.1. Les Sagnes Longues	173
V.1.2. La Tête des Toillies - Tête Noire	173
V.1.3. Autres indices	176
V.2. <u>Indices de la vallée du Cristillan</u>	176
V.2.1. Le Bois Noir	
V.3. <u>Minéralisations Fe-Cu liées aux ophiolites alpines</u>	177
V.3.1. Gîte de Viafiorca (Italie)	177
V.3.2. Gîtes de Beth-Ghinivert, Pouset et Salbertrand (Italie)	179
V.3.3. Gîtes corses	179
V.3.4. Gîtes de Toscane : Monte-Catini (Italie)	181
V.4. <u>Conclusions</u>	181
V.5. <u>Caractéristiques des systèmes hydrothermaux actuels sous-marins</u>	182
V.5.1. Variations temporelles du gradient géothermique	182
V.5.2. Systèmes exhalatifs sous-marins actuels : deux grands types	183
V.5.2.1. Type pacifique (EPR 21°N)	184
V.5.2.2. Type Mer Rouge (fosse AtlantisII)	186
V.6. <u>Caractéristiques de la minéralisation de St Véran</u>	188
V.7. <u>Site paléogéographique et fonctionnement de l'hydrothermalisme</u>	189
CONCLUSION	193
BIBLIOGRAPHIE	197
ANNEXES	209

Liste des figures

Page	
1	Fig. 1 Position des ophiolites de la région du Queyras dans l'édifice Alpin
2	Fig. 2 Coupes simplifiées au travers des Alpes Franco-Italiennes
4	Fig. 3 Carte montrant les principales masses ophiolitiques des Alpes Cottiennes
5	Fig. 4 Séries stratigraphiques de la zone Briançonnaise
5	Fig. 5 Séries stratigraphiques comparées de la zone piémontaise
10	Fig. 6 Colonnes stratigraphiques des séries de type Pelvas et Rocca Bianca
15	Fig. 7 Carte d'affleurements. St Véran
17	Fig. 8 Principaux alignements. St Véran
19	Fig. 9 Colonnes stratigraphiques de la série de la mine de Clausis
22	Fig. 10 Reconstitution schématique de la série ophiolitifère du Haut-Cristillan
22	Fig. 11 Tableau de comparaison des séries ophiolitifères
24	Fig. 12 Coupes AB et CD
25	Fig. 13 Coupes EF et GH
33	Fig. 14 Diagramme P - T pour la composition $\text{Na}_2\text{O} - 5 \text{FeOx} - 8 \text{SiO}_2$
38	Fig. 15 Section 312. ^{fluide} Amphiboles aciculaires dans les sulfures
45	Fig. 16 Alignement d'oxydes dans la lherzolite
45	Fig. 17 Filons de webstérite à oxydes dans des lherzolites
47	Fig. 18 Terminaison des filons webstéritiques en coins dans la lherzolite
47	Fig. 19 Webstérite à oxydes à faciès pegmatitique
49	Fig. 20 Section SV 36. Lamelles d'ilménite en exsolution dans des titanomagnétites
53	Fig. 21 Diagramme de Kuno (1968). Roches ultrabasiques
53	Fig. 22 Diagramme de Niggli. Roches ultrabasiques
53	Fig. 23 Diagramme de Besson-Fonteilles (1974). Roches ultrabasiques
53	Fig. 24 Diagramme $\text{MgO} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3$. Roches ultrabasiques
71	Fig. 25 Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$, Kuno (1968)
72	Fig. 26 Diagramme $\text{P}_2\text{O}_5 / \text{Zr}$
73	Fig. 27 Diagramme $\text{Ti}_2\text{O} / \text{Zr} / \text{P}_2\text{O}_5$
75	Fig. 28 Diagrammes de Miyashiro (1974)
77	Fig. 29 Diagrammes oxydes / silice (Harker - 1909)
78	Fig. 30 Diagramme A.F.M. (Kuno - 1968)
78	Fig. 31 Diagramme de Besson-Fonteilles (1974)
80	Fig. 32 Diagramme d'Osborn (1959)
81	Fig. 33 Diagramme Y/Zr (Pearce et Norry - 1979)
81	Fig. 34 Diagramme Nb/Zr (Pearce et Norry - 1979)
83	Fig. 35 Diagramme Ti/Zr (Pearce et al - 1981)
85	Fig. 36 Diagramme $\text{Ti}/100 / \text{Zr} / \text{Y}-3$ (Pearce et Cann - 1973)
86	Fig. 37 Diagramme $\text{Zr}/\text{Y} / \text{Zr}$ (Pearce et Cann - 1973)
88	Fig. 38 Diagramme d'Egin et al. (1979) modifié
96	Fig. 39 Affleurements B, coupe E.W.
96	Fig. 40 Détail B1
96	Fig. 41 Détail B2
102	Fig. 42 Torsion des axes P_3 des affleurements A à C
104	Fig. 43 Plan schématique des affleurements D et E
107	Fig. 44 "Plis en fourreau" TBl
109	Fig. 45 Carte schématique des affleurements K-L-N
110	Fig. 46 Représentation des affleurements E-F-G-H et de la superposition des microstructures ($\text{S}_2, \text{L}_2, \text{P}_3, \text{S}_3$)
112	Fig. 47 Vergence de la phase P_3
112	Fig. 48 Développement de P_3 et S_3 sur la structure non symétrique P_2
113	Fig. 49 Chronologie des déformations et structure TBl-TB0
117	Fig. 50 Variation des axes P_3
138	Fig. 51 Environnement structural de la mine de St Véran
140	Fig. 52 Extension de l'interface ophiolites-sédiments sur le secteur de la mine
142	Fig. 53 Bloc diagramme schématique de la synforme de la mine

Page		
annexe	Fig. 54	Plan du niveau TB4
annexe	Fig. 55	Profil du puits menant du niveau TB4 au niveau TB3
annexe	Fig. 56	Levé géologique du plancher du puits menant du fond du TB5 au niveau du TB4
annexe	Fig. 57	Profil du puits menant du fond du TB5 au niveau du TB4
	Fig. 58	Représentation des différents niveaux TB1 à TB4
145	Fig. 59	Coupe schématique du TB4 au TB1
146	Fig. 60	Horizons minéralisés multiples dans les chloritoschistes
146	Fig. 61	Boudinages et étirements de bornite dans les quartzites
148	Fig. 62	"Fentes en coins" dans les cipolins
148	Fig. 63	"Filon et fentes en coins" dans les quartzites
153	Fig. 64	Bornite et digénite-chalcocite - section 308
153	Fig. 65	Bornite et chalcopryrite - section 313
155	Fig. 66	Covelline, idaïte, magnétite et hématite - section 320
155	Fig. 67	Pyrite, digénite et bornite - section 324
157	Fig. 68	Bornite, blende et tellurures - section 304
157	Fig. 69	Chalcopryrite et altaïte - section 309
159	Fig. 70	Chalcopryrite et blende - section SV 45
169	Fig. 71	Cuivre natif et cuprite - section 321. TB4
171	Fig. 72	Schéma montrant l'enveloppe des lentilles minéralisées et leur disposition spatiale
174	Fig. 73	Principaux indices minéralisés de la Haute-Vallée de l'Aigue Blanche
175	Fig. 74	Indice de Bois Noir (Ceillac)
178	Fig. 75	Localisation des indices minéralisés de la zone piémontaise du Queyras au Val de Suse (Italie)
180	Fig. 76	Gîtes cuprifères corses
183	Fig. 77	Zonations métamorphiques des croûtes océaniques d'âge différent
185	Fig. 78	Reconstitution hypothétique du champ géothermal (E.P.R. 21°N)
187	Fig. 79	Coupe schématique de la Mer Rouge et circuit convectif hydrothermal hypothétique
190	Fig. 80	Reconstitution paléogéographique schématique de la minéralisation de Clausis

Liste des annexes

Annexe 1	Figures 54-55
Annexe 2	Figures 56-57
Annexe 3	St Véran - Plan des travaux et projection suivant N 50gr
Annexe 4	Stéréogrammes B1-B3-C, A+B+C, D+E, F
Annexe 5	Stéréogrammes H, L, E+F+G+H

Liste des tableaux

Page		
29	Tableau 1	Analyses chimiques des quartzites de Saint-Véran
51	Tableau 2	Analyses chimiques en éléments majeurs et mineurs des roches ultrabasiques
52	Tableau 3	Analyses en éléments traces des ultrabasites
68	Tableau 4	Analyses chimiques des gabbros, laves et prasinites
69	Tableau 5	Valeurs moyennes et écarts types du chimisme des metabasaltes et prasinites
70	Tableau 6	Géochimie des éléments traces - Saint-Véran
70	Tableau 7	Géochimie des éléments traces - Queyras et Haute-Ubaye
150	Tableau 8	Répartition du minerai selon les niveaux exploités
150	Tableau 9	Répartition horizontale dans le TB4 du minerai de cuivre
151	Tableau 10	Séquences paragnéotiques des divers indices minéralisés

Liste des photographies

Page		
63	Photo 1	Textures de pillow-lavas conservées dans les roches basiques du massif de Tête Noire
63	Photo 2	Filon doléritique dans un gabbro anorthosique (secteur du Rouchon)
91	Photo 3	Affleurements des niveaux TB1 et TB0, vue vers le Nord
93	Photo 4	Quartzites et calcaires du TB0, vue des affleurements supérieurs
93	Photo 5	Détail du pli dans les calcaires et quartzites
93	Photo 6	Meneaux de quartzite au contact des chloritoschistes
94	Photo 7	Crénulation S_3 dans les quartzites
94	Photo 8	Affleurements du TB0, vue générale
94	Photo 9	Plis P_3 dans les quartzites
98	Photo 10	Surface des bancs quartzitiques affectés de kinks
98	Photo 11	Fentes de tension tardives dans les quartzites
99	Photo 12	Plis P_3 dans les calcaires
99	Photo 13	Affleurement C
99	Photo 14	Affleurement C
105	Photo 15	Linéation L_2 reprise par P_3 dans les quartzites à amphiboles
105	Photo 16	Crénulation S_3 marquée et P_3 associés dans les quartzites
106	Photo 17	Figures de plis fermés dans les quartzites
106	Photo 18	Figure de pli fermé dans les quartzites
121	Photo 19	Plis isoclinaux P_2 dans les quartzites de Petite Tête Noire
121	Photo 20	Très belle schistosité de crénulation S_3 dans les quartzites rubanés de Petite Tête Noire
128	Photo 21	Mine de Clausis : vue générale des anciens travaux et affleurements
129	Photo 22	Mine de Clausis : anciens bâtiments et niveaux TB5 et TB4
165	Photo 23	Radiolaires pyritisés
165	Photo 24	Radiolaires dans les fissures de l'horizon silicaté et à magnétite
166	Photo 25	Radiolaires en sections radiales
166	Photo 26	Enduit radiolaritique dans les magnétites

ENVIRONNEMENT OPHIOLITIQUE, SEDIMENTAIRE ET STRUCTURAL DE LA MINERALISATION CUPRIFERE

DE SAINT-VERAN (Hautes-Alpes)

C. AYOUB *, P. TRICART **, M. PIBOULE *

* Institut Dolomieu, USMG, LA 69

** Laboratoire de Géologie, Université de Sfax, Tunisie

Le gisement cuprifère de Saint-Véran, situé dans la haute vallée de l'Aigue Blanche en Queyras, appartient à l'ensemble des formations à ophiolites et à sédiments supraophiolitiques de la zone piémontaise.

L'ensemble ophiolitique est constitué de lherzolites et de harzburgites serpentinisées et de faciès plus fins dunitiques, offrant parfois un rubanement magmatique. Au sommet de ces ultrabasites, reposent des blocs de métagabbros, souvent emballés dans une matrice chloritoschisteuse. Il s'agit principalement d'euphotides, accompagnés de gabbros à composition troctolitique et de ferrogabbros. A ces derniers sont associés quelques rares filons diabasiques à bordures figées et de nature tholéiitique. Les termes effusifs massifs ou en pillow-lava ne sont connus que dans le massif de Rocca-Bianca (Lagabrielle, 1982). Les faciès les plus abondants sont représentés par des prasinites à glaucophane et pistachite ou type ovardite et forment des massifs (Pic de l'Estolle), intercalés en niveaux boudinés dans les chloritoschistes ou en lentilles dans les séries de calcschistes.

C'est au toit de cet ensemble ophiolitique, que se localise la minéralisation stratiforme cuprifère qui se répartit en plusieurs lentilles d'extension latérale hectométrique et d'épaisseur décimétrique à pluri-métrique.

Au-dessus, les sédiments supraophiolitiques présentent une succession stratigraphique analogue à celle de la série de Chabrière (Lemoine et al., 1970, Steen 1972, Tricart 1974). Sur le site de la mine, cette série se distingue par des faciès caractéristiques avec des quartzites rubannés à amphiboles sodiques - équivalents latéraux des radiolarites? - et des marbres caractérisés par des mouchetures hématitiques (cipolins fruités, Termier 1904, Routhier 1946).

L'ensemble ophiolitique et les sédiments susjacents sont affectés par un métamorphisme HP à glaucophane et lawsonites (J. Bocquet 1974, P. Saliot 1978).

Le gîte de Saint-Véran se caractérise donc par plusieurs points originaux :

1. Il repose sur un ensemble ophiolitique constitué de métapériidotites serpentinisées, de metabasites variées et des produits détritiques variés. Ces observations conduisent pour le substratum de la minéralisation à envisager un "socle" océanique composite, accidenté et recouvert localement de produits de détritisme d'origine locale.

2. Il est recouvert par des quartzites qui présentent de la base au sommet une zonation minéralogique avec riébeckites associées à des quartzites à amphiboles, puis un faciès blanc à dominante quartzéuse et albitique et un faciès à chlorite.

Jusqu'à maintenant la géométrie de la minéralisation était mal définie malgré les travaux antérieurs (Routhier 1946, Gioan 1978, J.D. Bouvier 1979). L'étude microstructurale du site permet de la reconstituer tout en précisant et complétant la chronologie tectonique régionale déjà proposée (Caron et al., 1973, Tricart 1973) :

Phase I: avec plis couchés P1, acquisition d'une foliation métamorphique et transposition du litage sédimentaire.

Phase II: des plis P2 initialement couchés vers le N affectent la minéralisation et les séries encaissantes régionales avec un flanc inverse (partie W du gîte, altitude 2 470 m, travers banc 1) et un flanc normal (partie E).

Phase III : plissement et cisaillement des schistosités précédentes, principalement S2, conduisent à des micro-plis S3 déversés au Sud.

Une phase tardive bascule l'ensemble vers l'W et l'affecte de chevauchements vers l'est.

La minéralisation est définie par l'association suivante :

- bornite, chalcosine, blende, hématite, covellite, chalcopyrite, tellurures,
- magnétite, hématite, dans les faciès sodiques à riébeckite et aegyrine.
- cuivre natif et cuivre gris en lentilles isolées.

Il s'agit d'une minéralisation hyposulfurée montrant des paragenèses et des remobilisations liées aux différentes phases tectoniques précédentes (minerais localement remobilisés dans les surfaces de contact marbre-chloritoschistes, dans les fentes d'extensions, et dans la schistosité des chloritoschistes).

L'activité hydrothermale à l'origine de la minéralisation de Saint-Véran paraît s'intercaler entre une phase majeure de restructuration tectonique et sédimentaire du substratum océanique local et une phase de sédimentation pélagique importante. Des mobilisations sont à l'origine du remodelé des paragenèses minéralisées primaires et empêchent pour l'instant toute comparaison avec les dépôts des systèmes hydrothermaux océaniques actuels.

Toutefois l'étude structurale et la reconstitution géométrique du site permettent d'évaluer les possibilités minières du gisement.

Bocquet J., 1974, thèse Grenoble

Caron J.M. et al., 1973, Sc.Géol. Strasbourg, t.26.

Gioan P., 1973, thèse 3^e cycle Grenoble.

Lagabrielle Y., 1982, thèse 3^e Cycle, Brest.

Lemoine M. et al., 1970, C.R. des séances S.P.H.N., Genève, NS5, pp. 44-59.

Routhier P., 1946, Soc. Fr. Mineral., 69, pp. 99-150.

Saliot P., 1978, Thèse Sci., Paris.

Steen D., 1972, Mem. Depart. Min. Univ. Genève, n°2.

Tricart P., 1973, C.R.A.S. Paris, 276, pp. 705-708.

Tricart P., 1974, Géol. Alpine, t.50, pp. 131-152.

Termier, 1904, Bull. Soc.Fr.Mineral., 27, pp. 265-269.

INTRODUCTION

A. Présentation

Fig.1 et 2 coupes 3 et 4 (d'après Lemoine 1969, Gidon 1977, Kerckhove et Debelmas 1980, et Lagabrielle 1982)

Le secteur étudié se localise dans la portion centrale de l'arc alpin occidental, de direction subméridienne. A ce niveau, en allant d'W en E, c'est-à-dire de la zone externe vers les zones internes, on rencontre successivement :

1. La zone dauphinoise (chaînes subalpines) puis ultradauphinoise
2. Les zones subbriançonnaise et briançonnaise
3. La zone piémontaise (s.l.)

Cette étude concerne un petit secteur de la zone piémontaise situé dans le Queyras. Cette zone englobe :

- le chapelet d'unités prépiémontaises situé à son bord externe
- et la zone piémontaise (s.s.) dite aussi "zone des schistes lustrés" s.s."

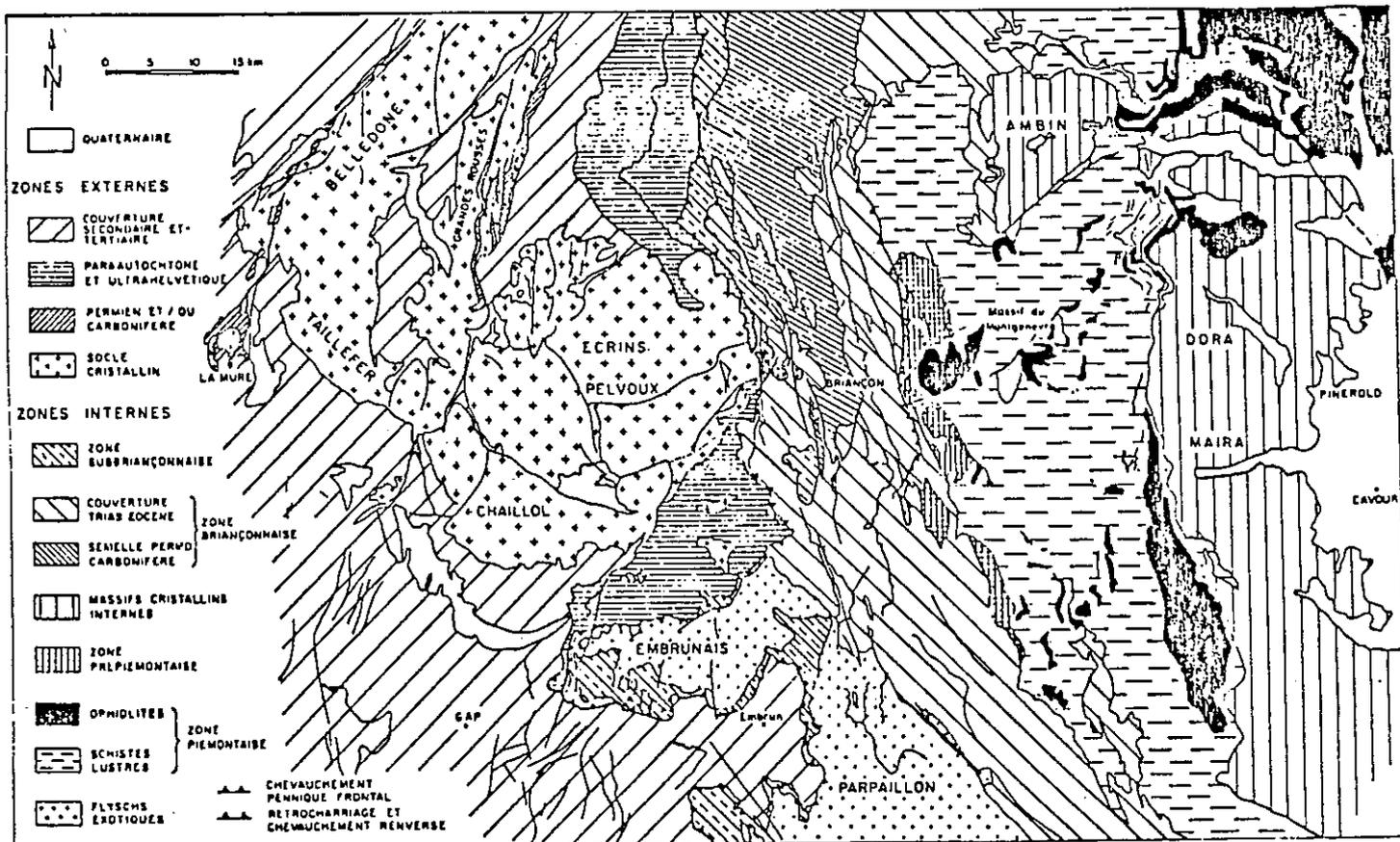


Fig.1 Position des ophiolites de la région du Queyras dans l'édifice alpin d'après Gidon (1977), Lemoine (1969) et Kerckhove et Debelmas (1980).

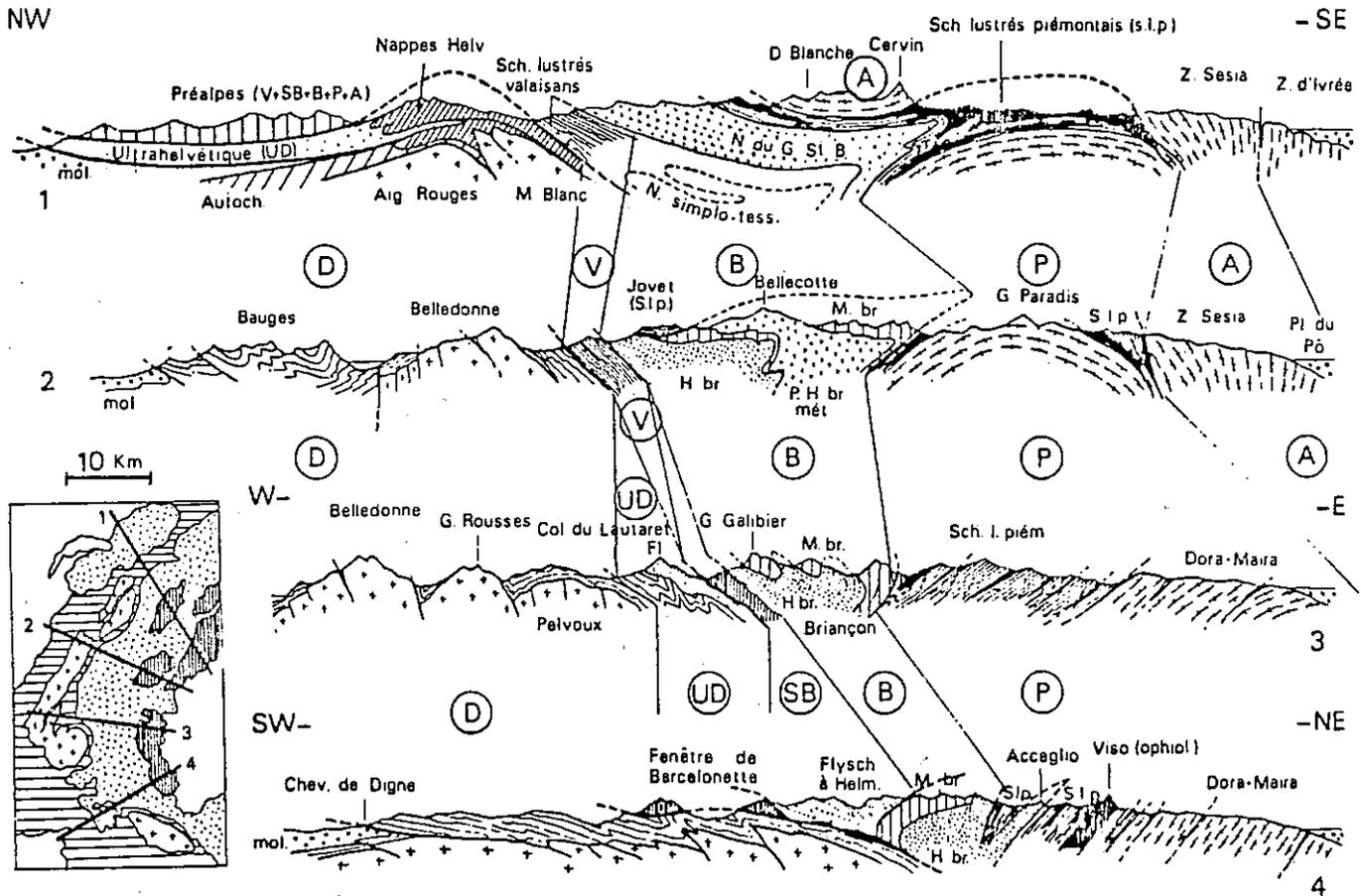


Fig. 2

Coupes simplifiées au Travers des Alpes Franco-Italiennes.

D : Zone dauphinoise — UD : Zone ultra-dauphinoise — V : Zone valaisane — SB : Zone subbriançonnaise — B : Zone briançonnaise — P : Zone piémontaise — A : Austro-alpin.

H.Br. Permo-houiller briançonnais — M.br. Mésozoïque briançonnais — S.l.p. Schistes lustrés piémontais.

Simplified sections through Franco-Italian Alps. D : Dauphiné zone; UD : Ultra-Dauphiné Zone; V : Valais Zone; SB : Sub-Briançon Zone; B : Briançon Zone; P : Piedmont Zone; A : Austro-Alpine.

H.Br. Briançon Permian Houiller; M.Br. Mesozoic Briançon; S.l.p. Piedmont schistes lustrés.

d'après Kerckhove et Debelmas (1980)

I. CADRE GEOGRAPHIQUE

La concession minière de Clausis (ou Closis) se situe dans le département des Hautes-Alpes, dans la haute vallée de l'Aigue Blanche, affluent du Guil. On y accède par le village de Saint-Véran, situé à une trentaine de kilomètres à l'est de Guillestre (cf carte topographique 1/25000 IGN, Aiguilles, n° 36-37 feuille 5-6).

Les anciens travaux miniers sont visibles en bordure de la route qui conduit à la chapelle de Clausis (2399m) située en amont de Saint-Véran. Les affleurements s'étagent de l'altitude 2220m jusqu'à 2620m environ. Sont facilement accessibles, les ruines des anciennes installations de traitement des minerais et les haldes laissées par les exploitations aux niveaux des divers travers-bancs, dont certaines entrées sont encore ouvertes.

Le terrain étudié couvre la surface de 30 km² environ. Ses limites sont les suivantes :

- . le torrent de l'Aigue Agnelle au Nord, et le Col Agnel (2744m) sur la frontière franco-italienne,
- . à l'est, la limite suit cette frontière en passant par le Pic de Caramantran (3025m), le Col de St-Véran (2844m) puis Rocca Bianca (3013m),
- . la limite sud est représentée par la Tête des Toillies (3175m) et la crête qui prolonge la Tête de Longet (3146m) au SE.

Ce secteur englobe donc à la fois la haute vallée de l'Aigue Blanche, ainsi que le versant sud de la vallée de l'Aigue Agnelle. Il offre un fort recouvrement glaciaire quaternaire récent et est largement ouvert d'alpages.

2. CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL

Fig. 2 et 3

Les affleurements ophiolitiques (ophiolites ss et leur recouvrement sédimentaires) de l'Aigue Blanche se situent en zone piémontaise des Alpes Cottiennes (Alpes occidentales franco-italiennes).

2.1. La géologie des zones internes : rappel

Cette zone piémontaise (s.s.) est limitée à l'ouest par la zone briançonnaise que bordent des unités prépiémontaises. Ces dernières zones dérivent de l'ancienne marge continentale européenne de la Téthys. Elles se distinguent par des faciès sédimentaires commençant au Trias et finissant au Crétacé-supérieur.

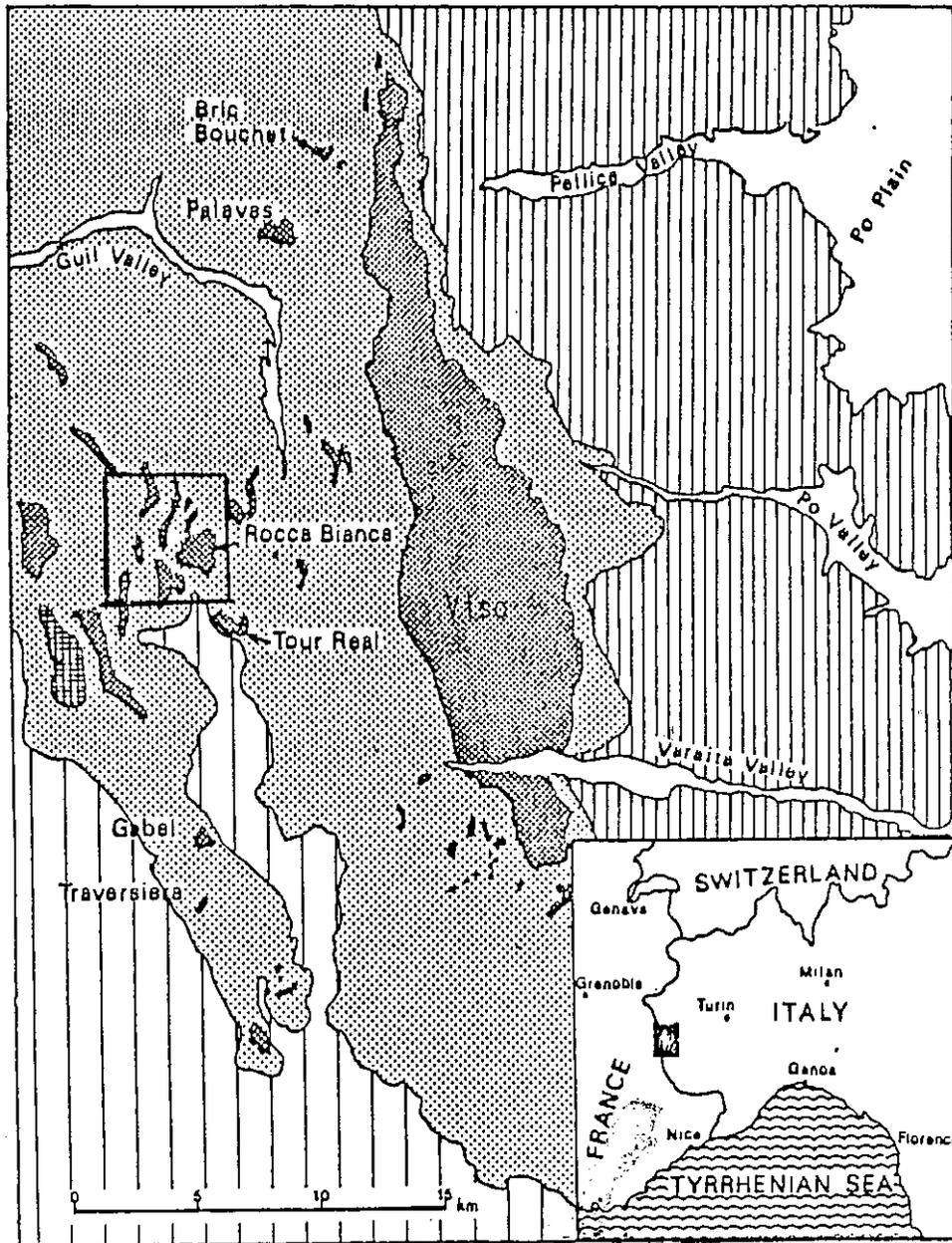


Fig.3 Carte montrant les principales masses ophiolitiques des Alpes Cottiennes. Le terrain étudié est encadré.

- | | |
|---|--|
|  | Massif Dora-Maira |
|  | Zone Briançonnaise |
|  | Unités prépiémontaises |
|  | Masses ophiolitiques |
|  | Métasédiments indifférenciés
("Schistes lustrés") |

d'après Lagabrielle Y. et al. 1982

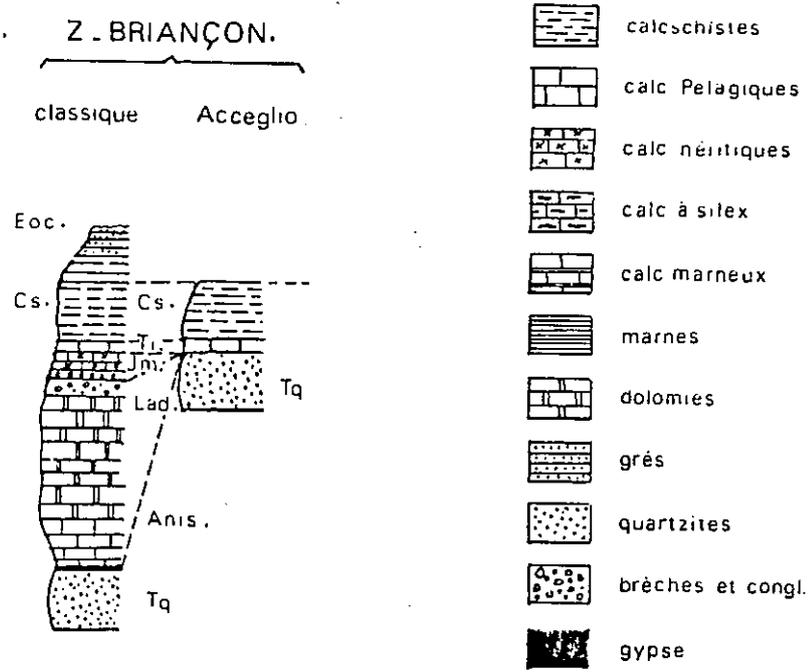


Fig.4 Séries stratigraphiques de la zone briançonnaise.

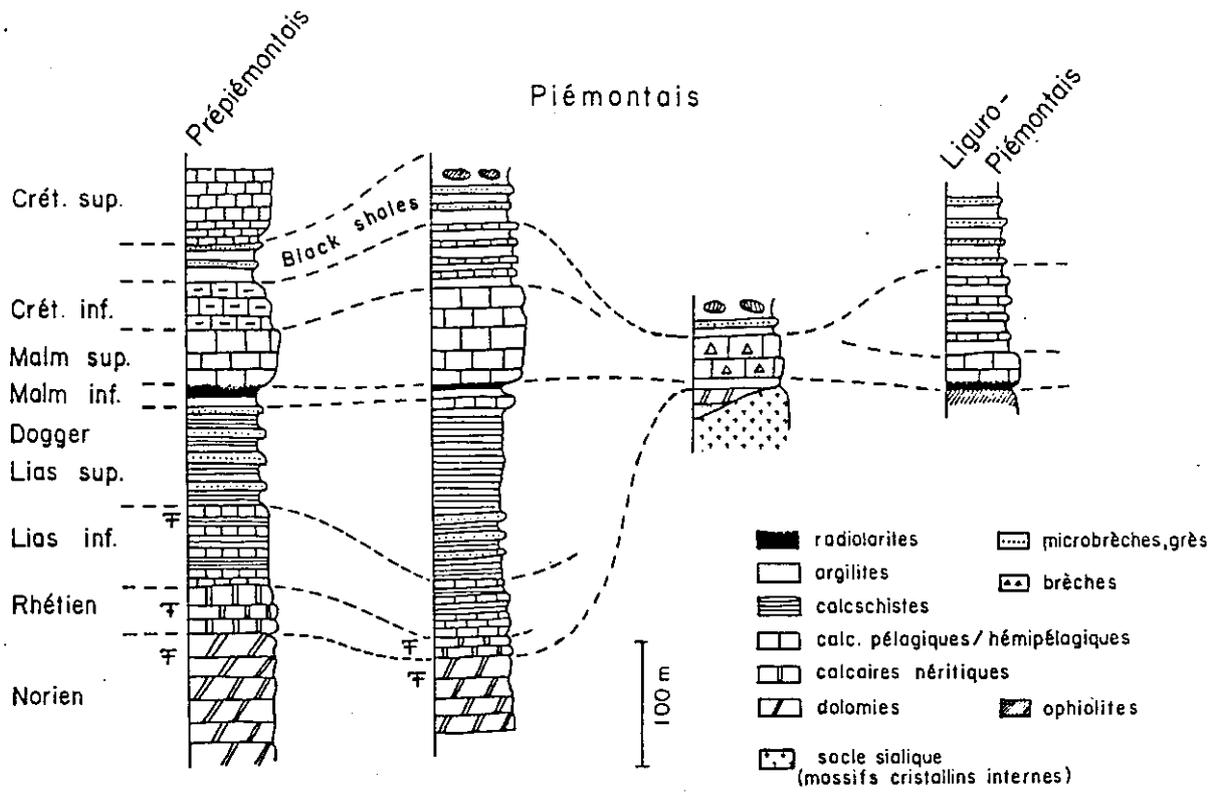


Fig.5 Séries stratigraphiques comparées de la zone piémontaise.

La série briançonnaise très lacunaire est définie sous deux faciès (fig.4), l'un classique, l'autre réduit se rapportant à la zone d'Acceglio (zone du Col de Longet, Haute Ubaye : Leblanc, 1962 ; Lefevre, 1982 ; Michard A., 1967 ; 1977).

La zone piémontaise se distingue par deux types de séries.

. la première est à substratum sialique (Dora-Maira) et à série réduite, présentant des carbonates de plateforme décollés. Cette série diffère surtout des séries prépiémontaises (fig.5) par son détritisme ophiolitique, exprimé sous forme de brèches et d'olistolites de matériel océanique.

. le deuxième type de série qui nous intéresse ici correspond à des séries sédimentaires vraisemblablement déposées sur une croûte océanique. Les séries comportent souvent un horizon radiolaritique basal recouvert par des calcaires pélagiques rapportés au Malm, puis par des alternances de calcaires et de schistes (anciennes argilites) rapportées au Crétacé inférieur. Elles se terminent par des épisodes détritiques grésos-argileux, d'âge vraisemblablement Crétacé moyen.

Ce deuxième type de série provient d'un domaine océanique dit Ligure, correspondant à la Téthys Jurassico-crétacée du secteur alpino-apenninique.

2.2. Structure des zones internes

On constate que la bordure du complexe des Schistes lustrés est charriée sur la zone briançonnaise.

Plusieurs phases sont distinguées (d'après Tricart, 1980) avec :

- 1) Un charriage ophiolitique précoce probablement d'âge Crétacé supérieur, essentiellement reconstitué par Caron, (1977)
Ce premier événement reste mal connu : il ne serait accompagné d'aucune déformation synmétamorphique généralisée.
- 2) La première phase de déformation est essentiellement responsable d'une foliation associée à un métamorphisme HP-BT.
Par ailleurs très mal connue, elle serait d'un âge Crétacé supérieur (60-100 MA) : phase "Eoalpine" classique.
- 3) La deuxième phase est caractérisée par un très fort plissement isoclinal avec développement de la schistosité régionale, et métamorphisme HP-BT.
Accompagnant à l'W le charriage sur la zone briançonnaise, elle serait d'âge Eocène supérieur ou moyen.

- 4) Une dernière phase synschisteuse plus superficielle, à métamorphisme schiste vert, est liée aux rétrocharriages de la zone Briançonnaise sur les schistes lustrés. Son âge est discuté et rapporté suivant les auteurs à l'Oligocène ou au Néogène. Dans le détail, elle apparaît complexe et composite.

Dans le chapitre relatif à la tectonique nous aborderons en détail les caractères structuraux de ces différentes phases.

B. TRAVAUX ANTERIEURS

1. Historique des travaux géologiques de la mine de Saint-Véran

De nombreux rapports annuels de l'Inspection des Mines existent sur la concession de Clausis, ainsi que des documents relatant la découverte et les premiers travaux artisanaux effectués sur le site.

Ces rapports font état des divers travaux d'avancement miniers et d'éventuelles exploitations de panneaux minéralisés. Ils notent rarement la géométrie exacte de la minéralisation exploitée dont le gisement est assimilé à cette époque à celui d'un filon (1900-1945). Aucune indication n'est donnée sur la nature des épontes.

Termier (1904) décrit sommairement les séries encaissantes du gisement et mentionne la présence de glaucophane et de lawsonite. Il rapporte aussi l'existence de roches à riébeckite.

Lacroix (1913) dans son inventaire minéralogique reprend ces faits et les rapproche des matériaux de Vezzani (Corse).

Il faut attendre 1928 pour que Wegmann s'intéresse à la nature du minerai. Routhier (1946) décrit le contexte petrographique et métamorphique, et tente de décrire la géométrie du gisement. Le gîte est encore considéré comme un filon ou comme une "injection leucocrate tardive" issue du magma ophiolitique. Cette injection contribuerait à un métamorphisme à andalousite au contact des schistes *. L'aspect boudiné de la minéralisation est bien mis en évidence, ainsi que les variations de faciès des schistes quartzeux depuis les étages inférieurs de l'exploitation jusqu'au Col de Longet.

Toutefois l'aspect digité de la minéralisation est interprété selon un modèle filonien et non tectonique. De plus, Routhier insiste sur le fait que les sulfures semblent être liés à la présence de silicates alcalins (riébeckite - aeggrine).

A partir de 1963, le BRGM entreprend l'inventaire des indices minéralisés dans les roches vertes du Queyras. Cet inventaire est appuyé par une prospection géochimique, avec dosage Cu - Co - Ni - Cr.

* Il s'agirait en fait de lawsonites de grande taille, particulièrement visibles dans des passées de calcschistes.

A cette échelle la minéralisation de Clausis ne ressort pas, pas plus qu'elle n'avait donné d'anomalie par prospection géophysique (Routhier, 1946) par manque de zone oxydée. L'étude du BRGM (Poulain, 1967) donne les plans des galeries et des dépilages effectués. Elle précise la paragenèse minéralisée et la cite dans la liste des indices minéralisés des Hautes-Alpes (Pierrot et al. 1972).

Bouladon (1968) classe ce type de minéralisation comme gîte stratiforme exhalatif ; les quartzites à riébeckite associés sont considérés comme des dépôts chimiques. Le gîte est comparé aux indices corses de Noceta et Vezzani qui présentent les mêmes caractéristiques métallogéniques et pétrographiques. Leur principale caractéristique est la présence de minerai à bornite massive, à inclusions fines de tellurures, accompagné de silicates alcalins (riébeckite-aegyrine).

La richesse en tellurures et les paragenèses pauvres en soufre (pyrite rare ou absente) permettent à Bouladon et al (1976) de classer le gisement de Saint-Véran parmi les gîtes volcano-sédimentaires exhalatifs, liés aux complexes ophiolitiques. Ce type de minéralisation est étroitement associé à des sédiments chimiques à silicates ferrifères et sodiques (glaucophane, riébeckite, aegyrine) accompagnés de quartz et d'albite.

En 1978, P. Gioan mène une campagne de prospection par magnétométrie différentielle à haute sensibilité à l'aplomb de la minéralisation. Cette étude met en évidence la continuité de la minéralisation vers le Nord en direction du Col de Longet. Ces bandes anomaliques sont en continuité avec les affleurements de quartzites divergents du TBl et TBo (photo 3).

Il faut remarquer que les zones anomaliques peuvent résulter d'accumulations de magnétites, localement associées à l'horizon sulfuré mais aussi peuvent être provoquées par des discontinuités structurales (contacts tectoniques, limites de faciès serpentinites-gabbros). La présence de l'horizon sulfuré n'est donc pas entièrement confirmée.

En 1979, J.D. Bouvier présente un mémoire sur les aspects pétrographiques et métallogéniques de la mine de Clausis. Ce travail, bien illustré, laisse néanmoins de côté la caractérisation géochimique de l'environnement ophiolitique de la mine, ainsi que la géométrie du gisement.

En 1982, Y. Lagabrielle étudie le Massif de Rocca Bianca et met en évidence le caractère polyphasé de la tectonique dans le secteur de l'Aigue-Blanche, et l'identifie avec les études structurales menées dans les secteurs voisins (Tricart, 1974). Il établit donc les caractères structuraux et reconstitue l'environnement paléogéographique local, à partir des séries ophiolitiques et sédimentaires situées à l'Est de la concession de Clausis (fig. 6)

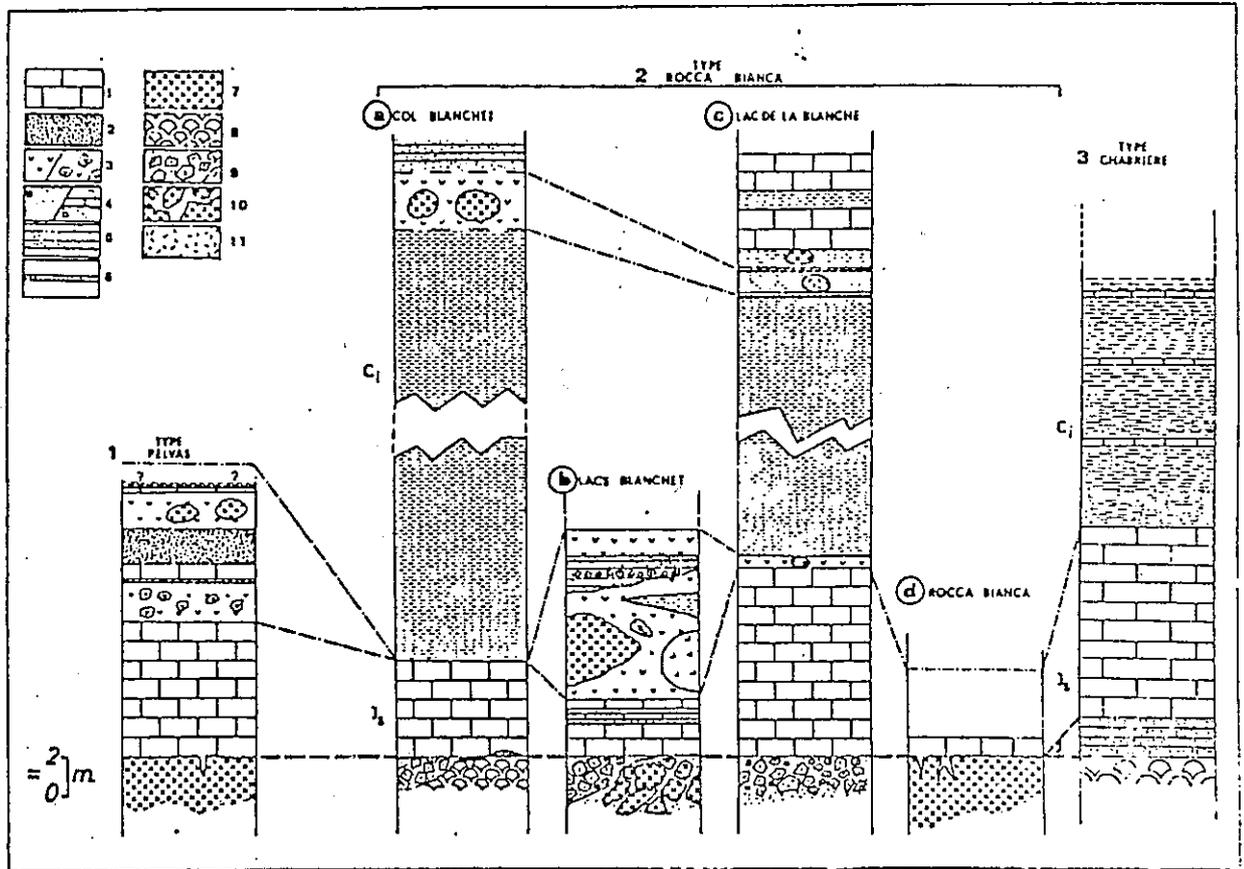


FIG. 6 - Colonnes stratigraphiques des séries de type Pelvas et Rocca-Bianca. Comparaison avec la série de Chabrière.

1 : marbres du Malm supposé ;
 2 : gabbros "reconstitués" (méta-arkose) ; 3 : serpentinites et brèches de serpentine ; 4 : a) calcschistes, b) schistes et calcaires ; 5 : quartzites et jaspes (méta-radiolarites) ;
 6 : niveaux détritiques ophiolitiques ; 7 : gabbros ; 8 : pillows
 9 : brèches de basaltes ; 10 : brèches de gabbro ; 11 : prasinites.

2. Relations ophiolites- métasédiments dans les unités liguro-piémontaises du Queyras : bref historique

Comme nous l'avons vu précédemment dans le cadre géologique 6.2.1., les unités liguro-piémontaises sont caractérisées par un substratum ophiolitique, recouvert d'une série, définie dans le Massif de Chabrière (Lemoine et al., 1970) fig.10

Cette succession type comprend de bas en haut :

- des serpentinites (métapéridotites serpentinisées) associées à des métagabbros,
- des metabasaltes en coulées sous-marines ("pillow-lavas") et des métalaves massives,
- des jaspes hématitiques et glaucophañitiques (datés Oxfordien sup.-Kimméridgien moyen dans un massif voisin : De Wever et Caby, 1981),
- des calcaires clairs, plus ou moins marmorisés, attribués au Malm,
- une alternance de schistes noirs et de calcaires siliceux sombres, à cachet Crétacé inférieur, nommée formation de la Replatte.

Tricart (1974) rajoute au sommet de cette succession une formation schisto-gréseuse, à cachet Crétacé moyen ("formation de la Roche Noire").

Les diverses formations sédimentaires ne se sont pas déposées dans un contexte aussi calme que le milieu pélagique laisserait imaginer. En effet, diverses observations (Lemoine et al. 1979 ; Tricart et al., 1982 ; Tricart et Lemoine, 1983) effectuées dans les massifs ophiolitiques du Queyras font état d'une importante tectonique sédimentaire, affectant à la fois les différents termes du substratum ophiolitique et les métasédiments pélagiques sous-jacents.

On remarque plus précisément des dépôts détritiques bréchiques, sableux à conglomératiques, à matériel basique et ultrabasique, intercalés à tous les niveaux de la série.

Lagabrielle et al. (1982) donnent une série de coupes dans les massifs ophiolitiques des Alpes Cottiennes, montrant la diversité de ces niveaux détritiques, issus du démantèlement et du remaniement du substratum océanique (fig. 6)

Un fait nouveau complète ces observations : les dépôts d'ophicalcites, les niveaux arénitiques à bréchiques situés au toit du substratum ophiolitique ou intercalés dans les coulées basaltiques, considérés comme des indices de bréchification de paléoreliefs océaniques, peuvent également avoir une origine hydrothermale (Lemoine et al., 1983).

La plupart de ces matériaux offrent des caractères sédimentaires, (brèches syn-sédimentaires : Tricart et al., 1982), à mise en place par "débris-flow". Des mesures en δC^{13} et δO^{18} de la calcite interstitielle de certaines brèches, nous donnent des valeurs déficitaires en O^{18} , valeurs qui sont à rapprocher des conditions de précipitation rapide dans des eaux très chaudes. Les valeurs de δC^{13} sont incompatibles avec les hypothèses selon lesquelles les ophicalcites seraient des dépôts de type caliche (Folk et McBride, 1976).

La conclusion de cette étude implique l'existence d'un puissant hydrothermalisme sous-marin, générateur de carbonates, qui se situe au même niveau stratigraphique que les gîtes de sulfures métalliques (Viafiorcia, Italie ; Saint-Véran, France : voir chapitre 5).

En définitive la plupart des affleurements du Queyras mettent en évidence une importante tectonique anté et synsédimentaire. Celle-ci ayant pour effet une importante bréchification des roches basiques et ultrabasiques, ainsi que l'altération de ces produits à l'interface socle océanique-eau de mer, localement accompagné de niveaux d'ophicalcites. Ceux-ci sont considérés comme témoins de zones de circulations hydrothermales privilégiées, précédant une importante phase à sédimentation à caractère pélagique.

Diverses hypothèses ont été émises quant à la signification des phénomènes tectoniques perçus au travers de ces divers remaniements ophiolitiques. La tectonique intra-océanique ainsi reconstituée et ses effets structuraux et sédimentaire semble en effet pouvoir se développer dans des contextes géodynamiques variés.

C. OBJECTIFS RECHERCHES

Le premier but du présent travail est de caractériser l'environnement ophiolitique de la minéralisation de Saint-Véran. Cette étude comporte à la fois une description pétrographique et géochimique (majeurs et traces) des matériaux basiques (laves et filons) et ultrabasiques (métapéridotites serpentinisées).

Ceci nous permettra de situer cette minéralisation dans son contexte éruptif donné, en vue de comparaisons avec des gîtes connus.

Dans un deuxième temps, on abordera les problèmes liés à la gîtologie et à l'évolution tectonique de la minéralisation, depuis sa mise en place jusqu'à ses dernières déformations. Ainsi seront analysées les différentes phases structurales affectant le gîte afin de reconstituer sa géométrie.

L'étude métallogénique qui suivra proposera, à partir des paragenèses sulfurées de typer la minéralisation et de la comparer aux dépôts exhalatifs sous-marins connus, qu'ils soient fossiles ou actuels (bouches hydrothermales ou "fumeurs" de la Ride Est-Pacifique).

P R E M I E R E P A R T I E



C H A P I T R E I



S^t VERAN

carte d'affleurements



CHAPITRE I

LA SERIE OCEANIQUE DE L'AIGUE-BLANCHE - CLAUSIS

I.1. Carte d'affleurements (fig.7)

I.1.1. Géologie de la haute vallée de l'Aigue-Blanche

La carte d'affleurement fait apparaître plusieurs ensembles géologiques :

- en rive droite du torrent de l'Aigue-Blanche affleure un complexe de calcschistes et la couverture supraophiolitique rapportée à la série de Chabrières (secteur de la Mine), associée à une formation à blocs (gabbros et métapéridotites serpentinisées). Le pendage W est général dans les masses de calcschistes monotones, beaucoup plus variable pour les sédiments différenciés de la base de la série (NW à SW), la direction est N à SE.
- A l'Est, le massif de Rocca Bianca (Lagabrielle Y. 1982) est constitué d'un ensemble de metabasaltes et de gabbros recouverts de marbres et de métasédiments offrant de nombreux épisodes détritiques et volcanoclastiques.
- en rive gauche, se situe le massif de métapéridotites serpentinisées de la Moutière-Clausicet, avec le pointement prasinitique de la Tête de Toillies. La couverture sédimentaire semble incomplète ; elle est représentée essentiellement par les marbres du Pic de la Farneiréta, qui se relie à ceux de la Haute-Ubaye (Steen, 1972, 1975 ; Tricart 1973, 1974).

Les métaradiolarites sont visibles au niveau de la dépression entre les serpentinites de la Petite Tête Noire (3039m) et la Tête des Toillies (3175m), associée à une faible minéralisation Cu-Fe.

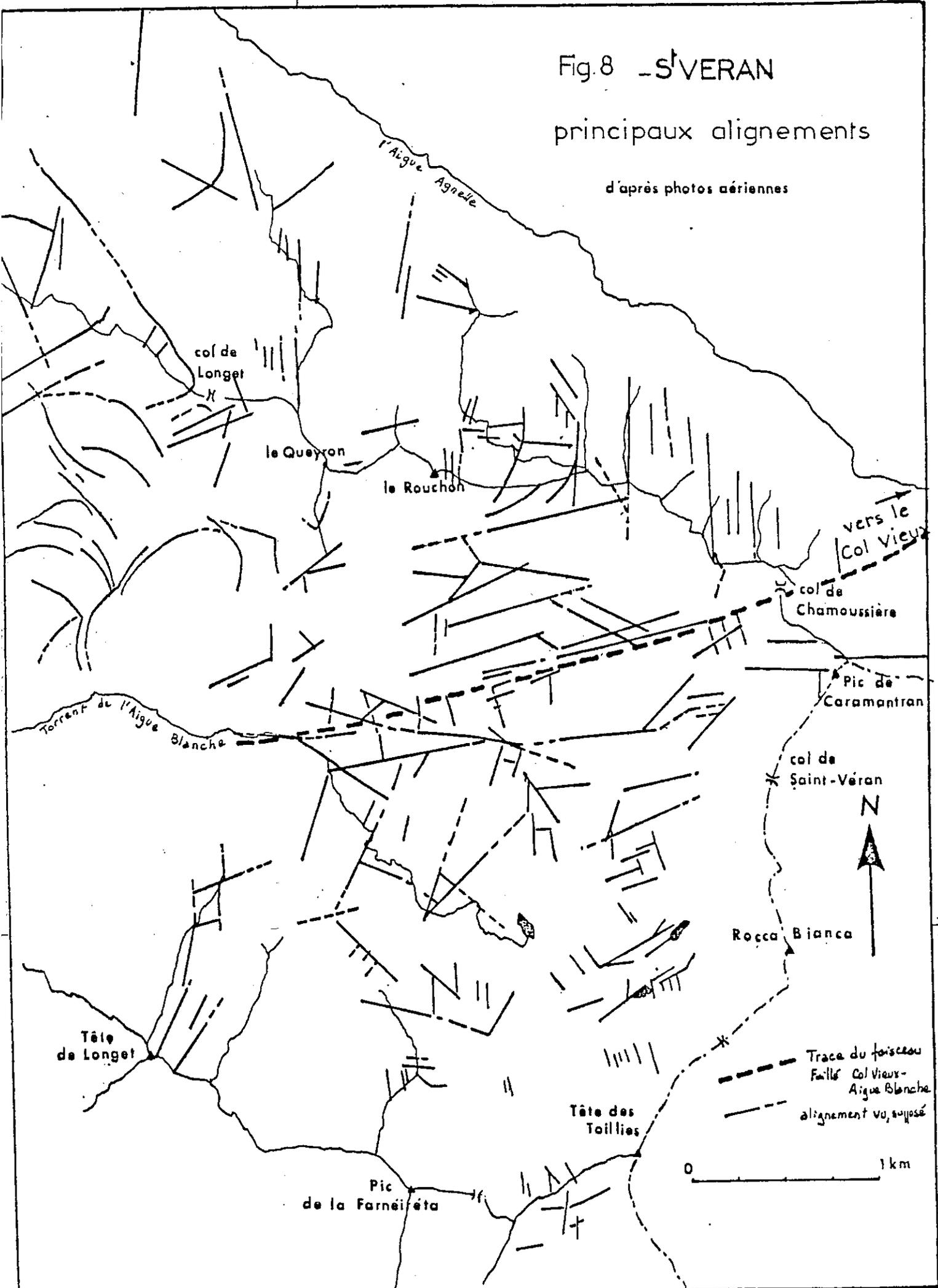
Fig. 7 - Carte d'affleurements, légende des formations:

σ serpentinites, θ gabbros, ρ pillow-lavas, ε prasinites,
 oc ophicalcites, chl chloritoschistes et serpentinites lam-
 inées, q quartzites, m cipolins et marbres à "cachet malin",
 cs calcschistes indifférenciés

Fig.8 - S^tVERAN

principaux alignements

d'après photos aériennes



44°
40'

I.1.2. Aspect structural

La discontinuité cartographique marquée au creux du torrent de l'Aigue-Blanche et s'orientant vers le Col de Chamoussière à l'ENE est soulignée par un réseau d'alignements mis en évidence par étude photogéologique (fig.8).

Ces alignements correspondent localement aux directions d'axes de plis observables sur les métasédiments de la partie Nord du terrain.

. Les fractures NS affectent principalement les masses de calcschistes et les blocs de gabbros et sont les plus tardives.

. Les zones de contacts anormaux correspondants aux rétrochevauchements vers l'E ne sont pas visibles. Tout au moins on les devine sur le terrain par les alignements de blocs d'ophiolites qui jalonnent ces contacts : zone Col de Longet, torrent de Pinilière, zone du Pic Traversier-Le Queyron.

. Dans la partie sud du terrain, les alignements correspondent essentiellement à des fractures affectant le socle ophiolitique.

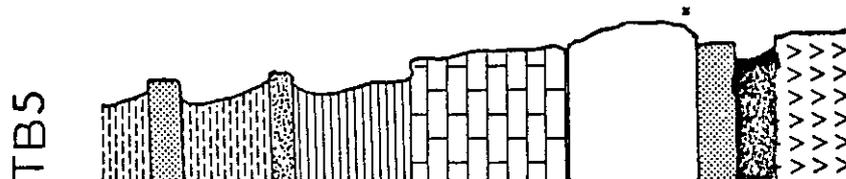
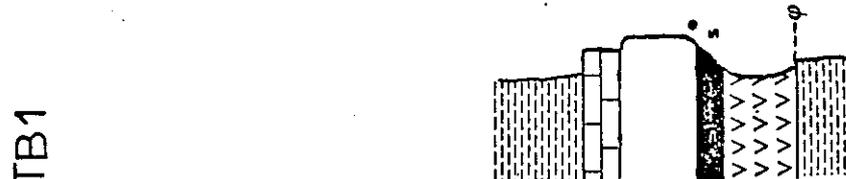
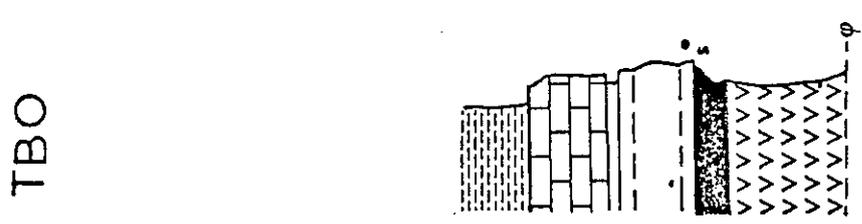
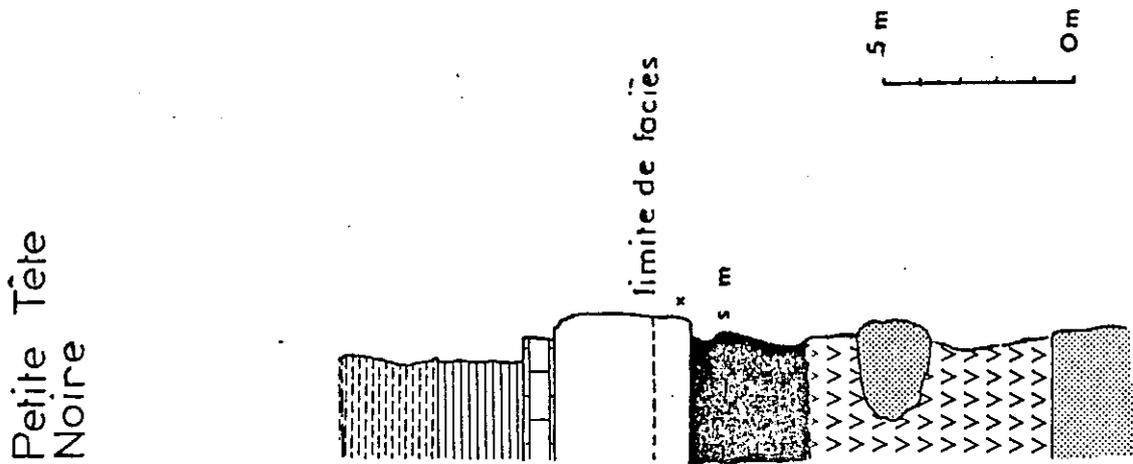
En définitive,

Ce secteur est séparé en deux parties assez distinctes par un faisceau faillé venant du Col Vieux (vallée de l'Aigue-Agnelle) et qui transite par le Col de Chamoussière pour se perdre dans la vallée de l'Aigue-Blanche.

Il sépare :

- au N, un complexe de métasédiments supraophiolitiques constitués de calcschistes ± monotones (crétacés) affleurant en grande dalles d'apparence monoclinale à pendage W. Ces calcschistes "rétrochevauchent" et "pincement" des formations à blocs (gabbros, serpentinites) et des métasédiments différenciés (métaradiolarites et marbres) qui sont affectés de nombreux plissements.
- au S, un ensemble essentiellement ophiolitique, constitué de gabbros et serpentinites, recouverts d'un tégument plus ou moins épais de marbres.

Fig.9 - Colonnes stratigraphiques



LEGENDE

-  calcschistes
-  formation de la Replatte
-  marbres
-  prasinites
-  gabbros
-  niveau à lawsonite
-  quartzites
-  chloritoschistes
-  serpentinites
-  sulfures magnétite
-  riébeckite
-  lawsonite

s

m

•

x lawsonite

I.2. Lithostratigraphie

La succession stratigraphique des séries de la haute vallée de l'Aigue-Blanche est semblable à celle des séries liguro-piémontaises à substratum océanique.

Nous aborderons ici la partie descriptive de leur stratigraphie en les comparant aux séries déjà connues comme celles de Chabrière, de Rocca Bianca et du Pelvas, (Lagabrielle Y. 1982).

Nous étudierons tout particulièrement la stratigraphie de la "série de la mine", selon un profil N-S, ainsi que celle de la série analogue de Petite Tête Noire.

I.2.1. Succession stratigraphique à la mine de Clausis

I.2.1.1. Substratum ophiolitique

La base de la série est représentée par un substratum lithologiquement varié à roches ultrabasiques et basiques. On note des serpentinites laminées à bloc arrondis de ferrogabbros ou de "prasinites" (métalaves basiques). Cet ensemble est surmonté par des horizons de chloritoschistes intensément foliés à amandes de calcite hématisée. Leur épaisseur reste indéterminée. Localement les dépilages des niveaux TB4 et TB3 de la mine (voir chapitre IV) donnent des épaisseurs plurimétriques.

I.2.1.2. Les "amphibolites" et les sulfures

C'est au toit des chloritoschistes que l'on rencontre des accumulations d'amphiboles bleues (glaucophanites) relativement gauffrées et schistosées. Des horizons de riébeckite (riébeckitites) sont observés associés aux sulfures de cuivre rencontrés au sommet des chloritoschistes. Ils sont localement imprégnés d'oxydes de fer (hématite-magnétite). Ce sont ces horizons qui ont été dépilés sur des épaisseurs métriques (1-2 mètres) au niveau du TB1 pour l'exploitation des sulfures de cuivre.

I.2.1.3. Les métaradiolarites (= quartzites)

Au-dessus des chloritoschistes sont situés les quartzites d'épaisseur variable, qui représentent probablement d'anciennes radiolarites. Ces roches sont élevées au rang de marqueur stratigraphique et constituent les premiers sédiments déposés sur le socle ophiolitique.

Néanmoins cette formation siliceuse est très lacunaire dans les séries piémontaises. Au niveau de la mine de Clausis, ces quartzites font exception et présentent plusieurs faciès pétrographiquement assez variés.

Il s'agit tout d'abord de quartzites rubanés localement calcifères (Routhier, 1946). Ces horizons représentent, semble-t-il, les alternances de lits radiolaritiques et de boues siliceuses décrites par Barrett (1981, 1982) dans les Apennins du Nord (Italie) et par Folk et McBride (1978), ces horizons étant enrichis en hématite au contact du substratum océanique.

Les autres faciès de quartzites sont les quartzites blancs à amphiboles bleues (riébeckite et crossite), ainsi que des quartzites à chlorite.

Les caractéristiques pétrographiques et géochimiques de ces différents faciès seront reprises dans le paragraphe 1.3.1. traitant des métasédiments.

1.2.1.4. Les marbres

Ces divers faciès de quartzites sont surmontés par des marbres (s.l.), composés d'horizons plus ou moins épais de calcaires quartzeux (visibles au niveau du travers-banc inférieur TB5), et qui passent latéralement à des calcaires à tâches hématitiques (cipolins fruités de Termier, 1904, et de Routhier, 1946) que l'on remarque au niveau TB1 au Col de Longet. Ce faciès est très bien visible dans la mine de Saint-Véran, au-dessus du niveau TB4.

Ces calcaires fins actuellement métamorphisés et dont les variations d'épaisseur sont imputables à des phénomènes sédimentaires et tectoniques, sont rapportés au Malm, par comparaison stratigraphique avec les calcaires à Calpionelles du Berriasién-Valanginien des Apennins Ligures (Decandia et Elter, 1972).

Ces quartzites ou métaradiolarites et calcaires n'ont pour l'instant pas révélé de fossile identifiable sur le terrain étudié.

1.2.1.5. Les schistes noirs et marbres

Ces calcaires sont localement recouverts par une alternance de calcaires siliceux et de schistes noirs, identifiés dans les séries piémontaises comme "formation de la Replatte" (Lemoine et al, 1970) et rapportés au Crétacé supérieur (argiles à Palombini des Apennins ligures).

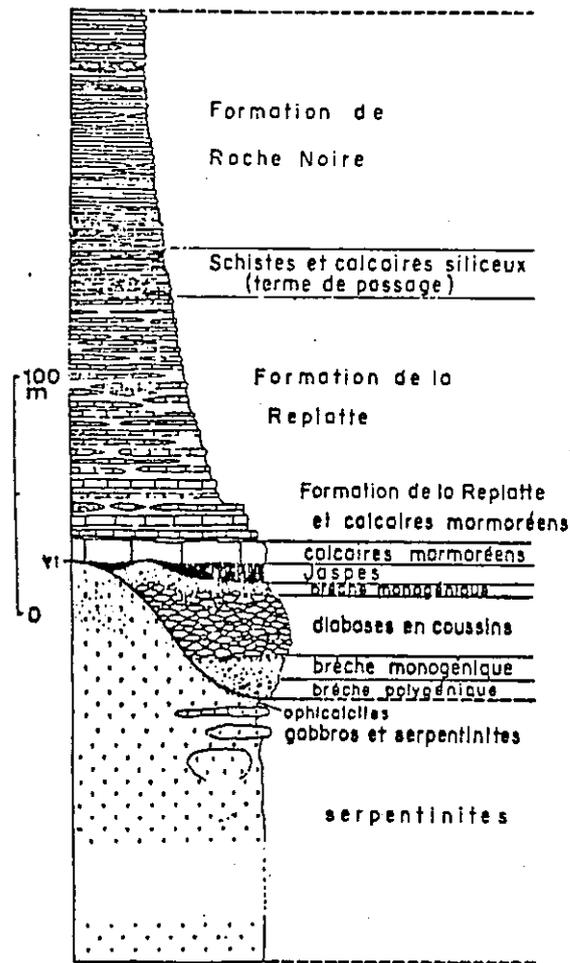


Fig. 10 - Reconstitution schématique de la série ophiolitifère du Haut-Cristillan (série de Chabrière complétée). Tricart. 1974:

Série ophiolitifère du Haut-Cristillan (série de Chabrière*complétée)	Série de l'Inzecca (Corse)**	Série ophiolitifère de l'Apennin ligure***
Formation de Roche Noire	Quartzites et schistes	Schistes du Val Lavagna Albien-Cénomancien
Schistes et calcaires siliceux (terme de passage)	Calcaires, quartzites et schistes (terme de passage)	
Formation de la Replatte	Formation d'Urbajolo	Argiles à Palombini (Crétacé inférieur)
Calcaires marmoréens	Calcaires marmoréens en intercal. minces	Calcaires à Calpionelles (Berriasien-Valanginien)
Jaspes	Jaspes	Jaspes (Malm)
Ophiolites avec diabases en coussins	Ophiolites avec diabases en coussins	Ophiolites avec diabases en coussins

Fig. 11 - Tableau de comparaison, Tricart 1974.

* Voir LEMOINE *et al* (1970).

** D'après AMAUDRIC DU CHAFFAÛY *et al* (1972).

*** D'après DECANDIA et ELTER (1972).

1.2.1.6. Les calcschistes

Les formations précédentes (quartzites, calcaires, calcaires siliceux et schistes noirs) sont systématiquement recouvertes par des calcschistes d'épaisseur souvent importante qui terminent cette série sédimentaire. Ce sont des alternances monotones de petits bancs de calcaire quartzo-phylliteux à interlits phylliteux, intensément schistosés, présentant localement des intercalations détritiques à éléments basiques ou ultrabasiques ; ces intercalations de taille réduite, et à grains fins (niveaux prasinitiques et lentilles serpentineuses ou gabbroïques de taille importante, assimilables à des olistolites (Lemoine et Tricart, 1979)).

Comme on vient de le voir, les caractères des différentes formations de l'Aigue-Blanche et du secteur de la mine de Clausis s'apparentent avec la série de Chabrière définie par Lemoine et al (1970), Steen (1975), Tricart (1974), mis à part les calcschistes qui semblent être souvent allochtones, et dont les contacts anormaux ne sont pas visibles. Voir fig. 9, 10, 11.

Les horizons intermédiaires détritiques sont de même nature que ceux décrits par Lagabrielle Y. (1982) et Lagabrielle et al. (1982, 1984), dans les divers secteurs du Queyras. Ils prennent la même signification sédimentologique : ils témoignent d'épisodes détritiques basiques et ultrabasiques interrompant une sédimentation pélagique (boues calcaires et argileuses) et survenant encore pendant les dépôts détritiques de comblement (calcschistes gréseux). Ces différents caractères seront repris lors de l'étude pétrographique des divers faciès.

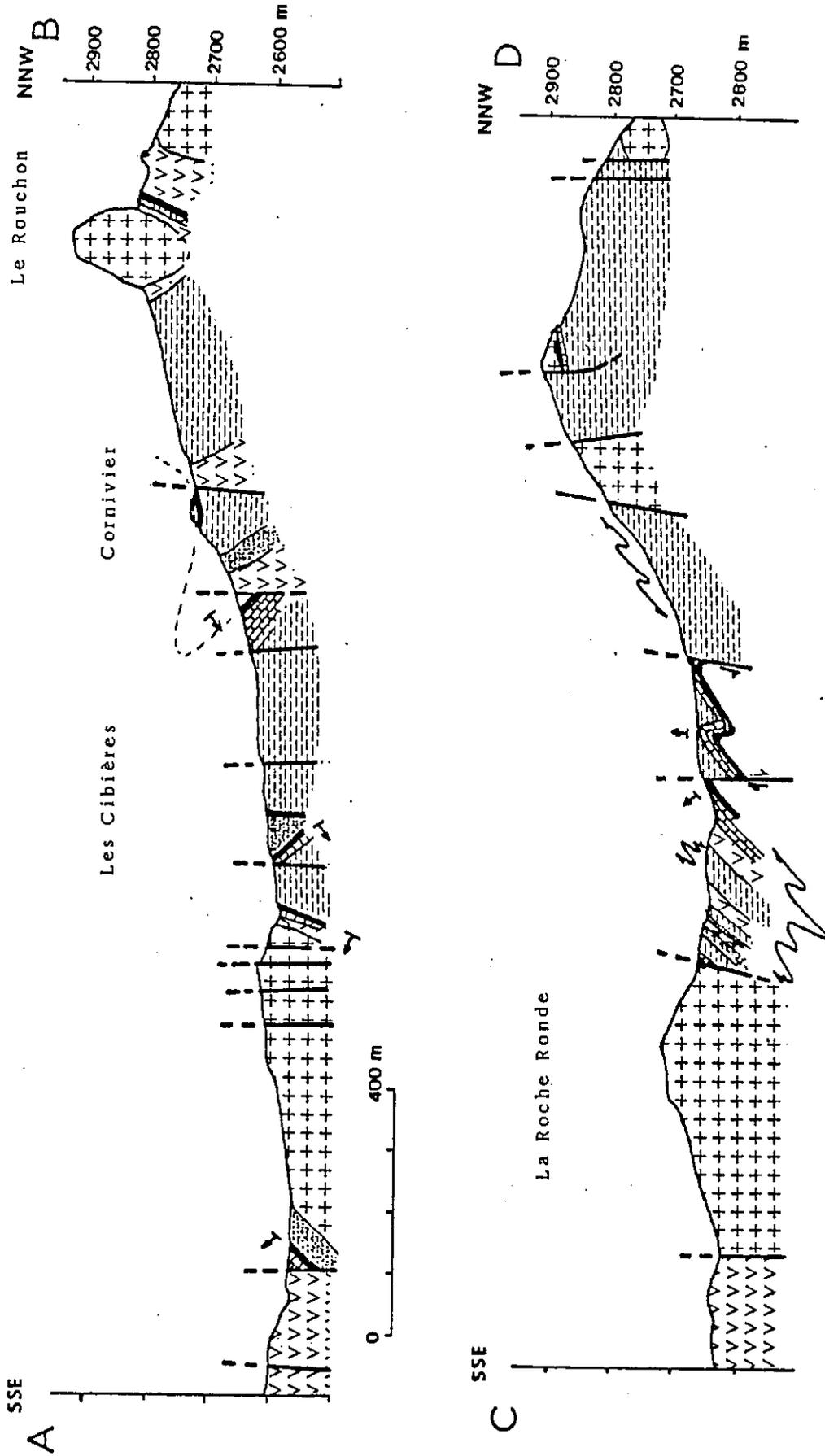
1.2.2. Description des coupes

Les coupes AB, CD et EF ont été levées dans le vallon de Chamoussières. Elles montrent la complexité des affleurements en rive droite de ce vallon, comparée aux grands ensembles ophiolitiques à gabbros et serpentinites au Sud.

La coupe GH a été levée sur la crête de la Farneiréta. Ces coupes schématisées représentent les formations majeures rencontrées et permettent de visualiser le style tectonique les affectant.

1.2.2.1. Coupes AB et CD (fig.12)

Ces schémas nous montrent un enchaînement de styles voisins d'axe de pli EW environ, mais à déversements antagonistes. Ils créent des pincées de calcschistes et présentent au cœur des structures de nombreuses intercalations ultrabasiques (serpentinites laminées, chloritoschistes) ou prasinitiques.



Légende

- calcschistes
- calcaires massifs
- quartzites
- prasinites
- gabbros
- serpentinites
- polarité

Fig.12 - Coupes AB et CD

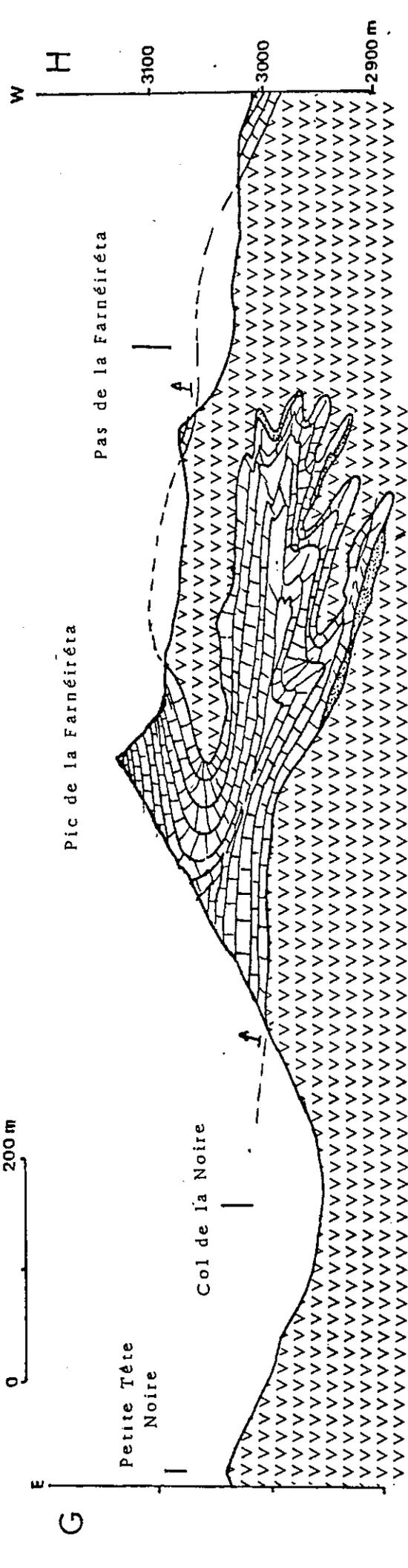
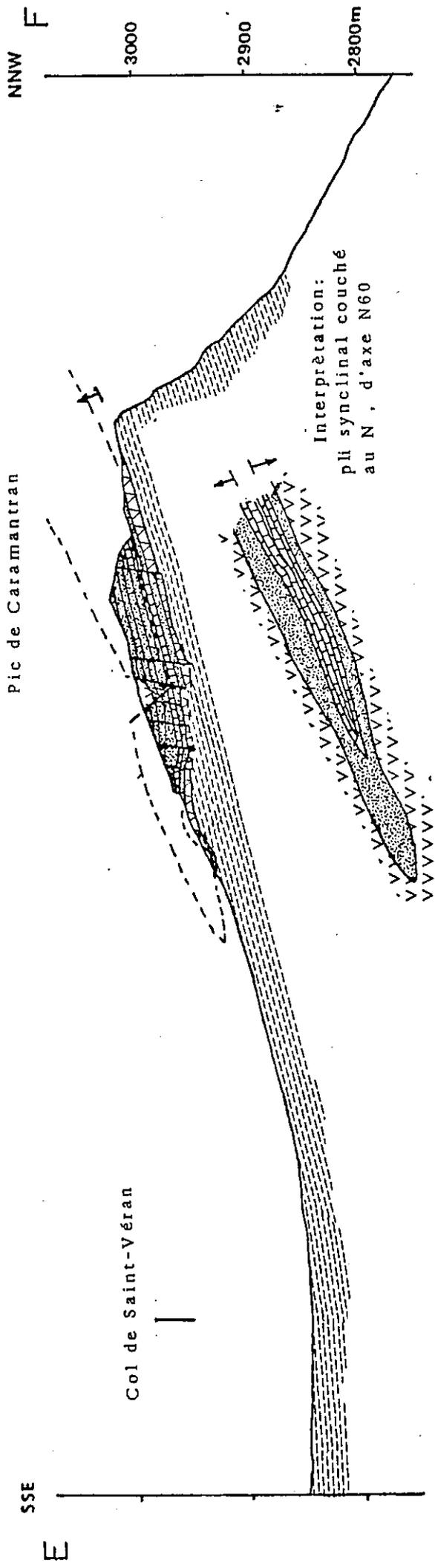


Fig.13 - Coupes EF et GH

I.2.2.2. Coupe_EF (fig.13)

Cette coupe fait apparaître une structure synforme (synforme de Caramantran) à enveloppe foliée serpentineuse, à talcschistes, et boules de gabbros rodingitisés.

La polarité est déterminée par la position des marbres et des prasinites selon la stratigraphie suivante :

La pellicule d'ultrabasites recouvre des prasinites litées d'épaisseur décamétrique et un coeur de calcaires et de calcschistes.

L'ensemble flotte sur des calcschistes très épais à niveaux ankéritiques et à placage de fuschite.

En partant d'un niveau de polarité normale, l'analyse structurale permet de distinguer un synclinal couché au Nord pour cette structure.

Cette observation s'accorde avec les données structurales des massifs voisins.

I.2.2.3. Coupe_GH (fig.13)

Ce schéma synthétise le style de plis très souples, à tendance isoclinale, affectant du matériel ultrabasique. Les péridotites serpentinisées comprennent l'enveloppe de la synforme, avec des passées lenticulaires ou boudinées d'origine prasinitique. Le coeur de la structure est composé de marbres (type calcaire du Malm) et de calcschistes. Ceux-ci sont repliés en antiforme et constituent le Pic de la Farneiréta.

I.3. Les métasédiments

Dans ce chapitre nous nous intéresserons à décrire en détail les différents faciès sédimentaires (métasédimentaires) composant la "série de la mine" et nous verrons par quels caractères ils se distinguent de la série de Chabrière. Les quartzites ainsi que quelques faciès typiques ont été analysés : par ces différences géochimiques nous essaierons de comprendre l'origine des différents faciès.

I.3.1. Les quartzites

Les quartzites ou "métaradiolarites" composent le premier terme de la série supraophiolitique. Comme nous l'avons vu précédemment, ces roches sont représentées par différents faciès pétrographiques :

I.3.1.1. Les radiolarites

Ces roches sont représentées par des plaquettes siliceuses de couleur rouge à lie-de-vin, d'épaisseur centimétrique, alternant avec des lits plus quartzeux, blancs, d'épaisseur très variable, centimétrique à pluricentimétrique. Ce faciès a livré des radiolaires au Pic Cascavelier (Caby et DeWever, 1981) et a permis la datation de cette formation (Oxfordien supérieur - kimméridgien moyen).

I.3.1.2. Les quartzites rubanés

Le faciès précédent fait place à des quartzites rubanés plus grenus, à alternances centimétriques à décimétriques de lits clairs quartzeux et de lits quartzeux lie-de-vin, composés de lawsonites en gerbes et parsemés d'hématite fine (base des quartzites du TB5 et Petite Tête Noire).

I.3.1.3. Les quartzites blancs

On observe enfin des quartzites très blancs, dont le litage est souligné par des amphiboles bleues (crossite et/ou riébeckite) et qui est caractéristique des quartzites situés au toit de la minéralisation de Clausis. On note une très importante recristallisation des grains de quartz, ainsi qu'une dispersion en gerbes des amphiboles bleues aciculaires. Ces quartzites affleurent en d'autres endroits dans le Queyras lorsque les formations de métaradiolarites sont en contact direct avec les serpentinites (Communication orale P. Tricart).

I.3.1.4. Les quartzites à chlorite

Ces roches s'observent au sommet de quartzites bleues et sont peu épaisses (extension verticale décimétrique à demi-métrique).

L'apparition de la chlorite est accompagnée par un développement d'albite plus important que dans les autres faciès.

En définitive, ces quartzites sont représentés par différents faciès qui peuvent témoigner de conditions de dépôts variés. Ces variations peuvent être visibles sur la formation en TBO ou dans les quartzites de Petite Tête Noire.

1.3.1.5. La minéralogie classique est la suivante :

- . minéraux principaux :
quartz, micas blancs (phengite), chlorite, albite, calcite.
- . minéraux accessoires :
actinote, amphiboles bleues, lawsonite stilpnomélane, épidote, hématite, rutile, limonite, sulfures (pyrite).

1.3.1.6. Caractérisation géochimique des quartzites
Echantillons : 2,3,12,13

Les quartzites rubanés présentent un enrichissement marqué en Fe_2O_3 , Na_2O et Al_2O_3 et une teneur en silice plus faible que les quartzites blancs et à riébeckite.

Ces roches s'apparentent aux dépôts radiolaritiques des Apennins du Nord où l'on note des rubanements successifs d'horizons siliceux et d'horizons plus argileux. Les enrichissements en Fe_2O_3 (hématite) sont comparables à ceux constatés par T.J. Barrett (1980). En effet, ce dernier discute la présence de fer hématitique à la base des séries radiolaritiques des Apennins du Nord, et s'appuyant sur des analyses isotopiques, il conclut que "le fait que les cherts avec la plus grosse proportion de Pb d'origine volcanogénétique sont les plus hématitiques suggère que le Fe hématitique est de même origine ; il s'agit d'une extraction de Pb et Fe du basalte sous-jacent par des solutions hydrothermales. Par analogie avec les sédiments océaniques, l'hématite représente une transformation postérieure diagénétique de la goéthite qui est dérivée d'un prédécesseur Fe hydroxyoxydé".

Echantillons 4,5,8,14

Quartzites blancs : très riches en SiO_2 ils n'ont que peu de pollution en éléments ferro-magnésiens et alumineux par rapport aux précédents.

Tableau 1- Analyses chimiques sur les quartzites
de St Véran

QUARTZITES ST VERAN

NOMBRE D'ANALYSES : 15

N.ORDRE REF	1 E269	2 F88	3 F90	4 F83	5 F89	6 F85	7 F87	8 F80	9 F93	10 F120	11 F121	12 F122	13 F123	14 F77
SiO ₂	51.64	73.02	73.16	81.51	85.30	95.60	94.15	91.00	66.47	84.98	85.75	64.67	78.84	83.16
Al ₂ O ₃	16.31	6.35	6.45	5.92	3.35	0.20	0.11	2.70	8.81	4.22	4.14	10.00	7.21	6.74
Fe ₂ O ₃	8.94	9.65	9.81	2.87	5.87	2.44	4.54	2.89	10.61	6.30	5.43	15.63	7.56	3.29
MnO	0.20	0.24	0.11	0.24	0.18	0.01	0.01	0.09	0.12	0.13	0.15	0.21	0.19	0.03
MgO	3.19	2.68	1.95	2.35	1.36	0.30	0.82	0.80	3.09	1.50	1.09	3.64	1.24	1.09
CaO	3.77	0.46	1.29	1.36	1.16	0.00	0.00	0.20	0.74	0.22	0.18	0.29	0.31	0.53
Na ₂ O	5.20	3.86	1.72	0.00	0.45	0.10	0.10	0.00	5.14	0.14	0.31	3.46	2.06	0.52
K ₂ O	0.00	0.53	1.69	1.95	0.18	0.00	0.00	0.90	1.64	1.29	1.46	0.10	1.56	1.59
TiO ₂	1.13	0.27	0.38	0.28	0.24	0.06	0.08	0.10	0.39	0.26	0.23	0.35	0.34	0.32
P ₂ O ₅	0.12	0.06	0.36	0.05	0.21	0.00	0.00	0.00	0.07	0.25	0.08	0.13	0.09	0.38
P.F.	4.26	1.52	1.56	2.39	1.73	0.09	0.09	1.00	1.90	1.31	1.09	2.06	1.40	2.04
TOTAL	99.77	99.31	100.39	99.22	100.31	98.79	97.89	100.66	98.98	100.60	99.83	100.14	100.82	99.77

N.ORDRE REF	15 F86
SiO ₂	95.03
Al ₂ O ₃	0.94
Fe ₂ O ₃	1.81
MnO	0.10
MgO	0.46
CaO	0.41
Na ₂ O	0.20
K ₂ O	0.07
TiO ₂	0.16
P ₂ O ₅	0.05
P.F.	0.82
TOTAL	100.06

E269	CA36	QUARTZITE A CHLORITE ET ALBITE
F88	CA245	QUARTZITE A LAWSONITE ET HEMATITE
F90	CA246	QUARTZITE A LAWSONITE ET HEMATITE
F83	CA126	QUARTZITE COL DE ST VERAN
F89	CA252	QUARTZITE COL DE LONGET
F85	CA201	QUARTZITE A RIEBECKITE TB28
F87	CA204	QUARTZITE A RIEBECKITE
F80	CA74	QUARTZITE
F93	SV16	QUARTZITE A CHLORITE
F120	SV57	RADIOLARITE CASCAVELIER
F121	SV59	RADIOLARITE CASCAVELIER
F122	SV61	QUARTZITE A HEMATITE ET CHLORITE
F123	SV62	QUARTZITE A HEMATITE
F77	CA81	QUARTZITE GDE COMBE
F86	CA203	QUARTZITE A RIEBECKITE

Echantillons 6, 7, 15

Les quartzites à riebeckite se distinguent par la très forte teneur en SiO₂ et de faibles teneurs en Fe₂O₃.

Ces deux types de roches indiquent un sédiment essentiellement siliceux, subissant peu de contaminations détritiques provenant du substratum océanique, et se distinguent des radiolarites (10-11) par leur manque de composants d'origine terrigène (argile). Une origine hydrothermale, ou du moins un apport hydrothermal siliceux est probable pour ces roches. Néanmoins, cet hydrothermalisme serait dépourvu de MnO comme c'est souvent le cas dans l'Arc Alpin.

Echantillons 1, 9

Les quartzites à chlorite sont des roches apparemment beaucoup plus enrichies en éléments ferromagnésiens et sodiques, témoignant d'apports plus variés et de l'influence locale du socle ophiolitique.

Echantillons 10, 11

Des radiolarites, provenant du Pic Cascavelier, et ayant livré des fossiles de Radiolaires (Caby et De Wever, 1981), présentent une composition essentiellement silico-alumino-ferrifère, avec du K_2O provenant certainement de phyllites.

1.3.1.7. Répartition des quartzites

Il faut noter, malgré la densité de ces dépôts siliceux, qu'ils se disposent principalement en masses lenticulaires, et ceci à la suite de conditions de dépôt initiales très particulières.

D'importance métrique à plurimétrique sur le secteur de la mine de Clausis et sur le site de Petite Tête Noire, ils sont pratiquement absents à Rocca Bianca, où les marbres constituent les premiers sédiments sur le soubassement ophiolitique.

1.3.1.8. Le stilpnomélane : tentative de datation géochronologique

Ce minéral rencontré dans les quartzites (métaradiolarites) de la mine de Clausis se présente sous divers gisements :

- on l'observe dans les quartzites lités, où il est étiré suivant les plans de schistosité ou pseudolitage de la roche.

- il est beaucoup plus abondant dans les fissures à quartz blanc laiteux tardives, recoupant le quartzite de la mine. Il est rare dans les marbres. Bocquet (1974) le cite associé à du ferrostilpnomélane dans ce même mode de gisement. Les données radiocristallographiques et optiques sont aussi citées en comparaison des autres stilpnomélanes alpins (Bocquet, 1974, p.69). Il est ici postérieur à l'amphibole sodique et à l'aégyrine. Selon certains auteurs (French, 1973), ce minéral peut se former dans une gamme de conditions P-T très vaste, allant de la diagénèse au métamorphisme faible. Il est fréquemment associé aux gisements métalliques ferri-fères. Les caractères optiques observés correspondent à un stilpnomélane de pléochroïsme variant du brun jaune au brun rouge. Le stilpnomélane apparaît parfois en remplacement du glaucophane (LMCA 203).

- des analyses géochronologiques ont été faites sur le couplé glaucophane-stilpnomélane dans le but de déterminer l'âge de leur cristallisation par rapport aux datations existantes (cf riébeckites Bocquet et al. 1974, et radiolaires). Ces analyses sont résumées dans le tableau suivant :

Analyses géochronologiques sur le glaucophane et le stilpnomélane

Mine de Clausis, St Véran (H.A.)

Echantil.	nature	K ₂ O(%)	$\frac{^{40}\text{Ar rad}}{^{40}\text{Ar tot}}$ (%)	$^{40}\text{Ar rad}$ ($\mu\text{l/g}$)	t ($\pm 1\sigma$)	$\frac{^{40}\text{K}}{^{36}\text{Ar}}$ (10^3)	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}}$
SV69	Glauc.	0,126	15,1	0,123	p.m.	30,0	348,2
SV69	Stilp.	1,856	16,2	0,127	-	461,4	352,5
SV70	Glauc.	0,038	10,2	1,57	-	0,45	329,1
SV70	Stilp.	1,746	28,8	0,23	-	493,4	415,2
SV71	Stilp.	1,549	9,38	0,077	-	343,5	326,1

Malgré le soin et la précision donnés pour le dosage de l'Ar radio-génique, les âges obtenus apparaissent très jeunes par rapport aux évènements structuraux majeurs alpins. Cela est la suite de plusieurs phénomènes :

- tout d'abord, la difficulté de séparer les fractions minérales présentes conduit à envisager une hétérogénéité dans les compositions (contaminations) comme le démontre la faible teneur en K₂O de l'éch. SV70.

- cela conduit aussi à une hétérogénéité isotopique des échantillons qui semblent réagir différemment et indépendamment les uns des autres.

- ce phénomène de rajeunissement est comparable à celui constaté sur les apatites dosées dans des roches acides du Queyras (Carpena et Caby, 1984). Cela indiquerait que les stilpnomélanes se sont comportés en milieu ouvert jusqu'à des conditions de t° très faibles. Les études de Deutsch (1983) confirment ce fait et cet auteur indique que le stilpnomélane est un mauvais marqueur géochronologique. De par leur gisement, ces minéraux semblent être contemporains des diverses cristallisations métamorphiques alpines et ne seraient pas liés à une paragenèse anté-métamorphique, telles les riébeckites et aegyrines (§ 1.3.2. Riébeckitites).

I.3.2. Les riébeckitites

Les riébeckitites sont abordées dans cette partie car elles sont indissociables des quartzites de la mine et apparemment des horizons sulfurés, et elles ne se rencontrent nulle part ailleurs sur le terrain étudié. Elles forment des lits de 0,10 à 0,30cm d'épaisseur, d'un bleu sombre, en position indistincte au sein des quartzites (TB3) ou au mur de cette formation. J.D. Bouvier (1979) les a décrits ayant des allures de plis capricieux dans l'épaisseur des quartzites.

Elles sont constituées d'un enchevêtrement de minéraux en baguettes, en cristallisation non orientée.

I.3.2.1. Minéralogie

Le faciès donne généralement l'association suivante : riébeckite-aégyrine, avec comme minéraux accessoires : quartz, albite, magnétite automorphe et disposée en lits à grand classement fruste, hématite et sulfures (bornite, chalcopryrite...)

I.3.2.2. Géochimie

No lab.	No éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Tot
F 756	CA 194	52,98	3,17	31,83	0,17	3,68	0,33	8,18	-	0,05	0,31	0,31	100,88

L'analyse correspond à une roche des haldes de TB2b à riébeckite zonée associée à des aégyrines automorphes ; ces dernières forment localement de petits lits ou sont disséminées en tâches ou en agglomérats cristallisés dans la riébeckite massive. L'aégyrine de ce gîte a la composition $aeg_{89} di-hd_{6} jd_5$ selon Bocquet (1974). Cette aégyrine a été aussi déterminée en agrégats finement cristallisés inclus et remaniés dans les sulfures massifs (une analyse Rx donne le spectre de l'acmite, réf. ASTM 18-1222). Il semble localement que ce dernier minéral ait ainsi formé des niveaux monocristallins aux épontes de la couche sulfurée ; ces niveaux auraient par la suite été cisailés et disloqués, puis "emballés" dans les sulfures lors des mouvements tectoniques alpins (lame mine SV 50). Les minéraux mineurs, quartz et albite, sont tardifs. Le quartz apparaît en exsolution dans l'aégyrine et dans une moindre mesure dans la riébeckite.

Les relations pyroxène-amphibole

La chronologie donnée par les textures de cristallisation montre que l'aégyrine est antérieure à la riébeckite.

En effet, ce pyroxène est localement très altéré, cette altération donnant un remplacement par les amphiboles mais aussi accompagnée par une forte hématisation.

Cette hématisation se localise au coeur du pyroxène ou s'exprime de façon beaucoup plus générale et diffuse. On observe de plus des "auréoles" de diffusion dans les amphiboles remplaçant le pyroxène.

Il est à noter que sur les bordures de ces niveaux, au contact de la minéralisation, là où le cisaillement est plus intense, la riébeckitisation des pyroxènes est plus poussée, les amphiboles y sont beaucoup plus orientées et le pyroxène Na disparaît totalement.

Il semble donc que ces niveaux aient eu une composition initiale essentiellement aegyrique. Le remplacement des pyroxènes par l'amphibole de type riébeckite est donc un phénomène secondaire intervenant certainement à la suite de changements physico-chimiques (P, T et fO_2 , essentiellement, voir § stabilité de l'assemblage riébeckite-aegyrique.)

Zonation des amphiboles,

Une forte zonation est visible sur la plupart des amphiboles ; elle montre un coeur bleu sombre en LP qui passe à une bordure d'un bleu plus clair en périphérie des cristaux.

Cette zonation correspond à deux stades de cristallisation de l'amphibole. L'étude des caractères optiques ne permet pas de différencier une variation compositionnelle nette entre le coeur et la périphérie. La zonation de l'amphibole sodique indiquerait l'instabilité de ce minéral lors de sa cristallisation. L'absence d'amphibole de type glaucophane dans ces horizons serait contrôlée par la composition peu alumineuse de la roche (quartzite).

Ces observations microscopiques devront plus tard être complétées par des analyses à la microsonde afin de connaître les variations de composition affectant l'amphibole et de confirmer son origine.

Stabilité de l'assemblage riébeckite-aegyrique

La riébeckite à grains fins de composition $Na_2Fe_3^{+2}Fe_2^{+3}Si_8O_{22}(OH)_2$ est stable dans des

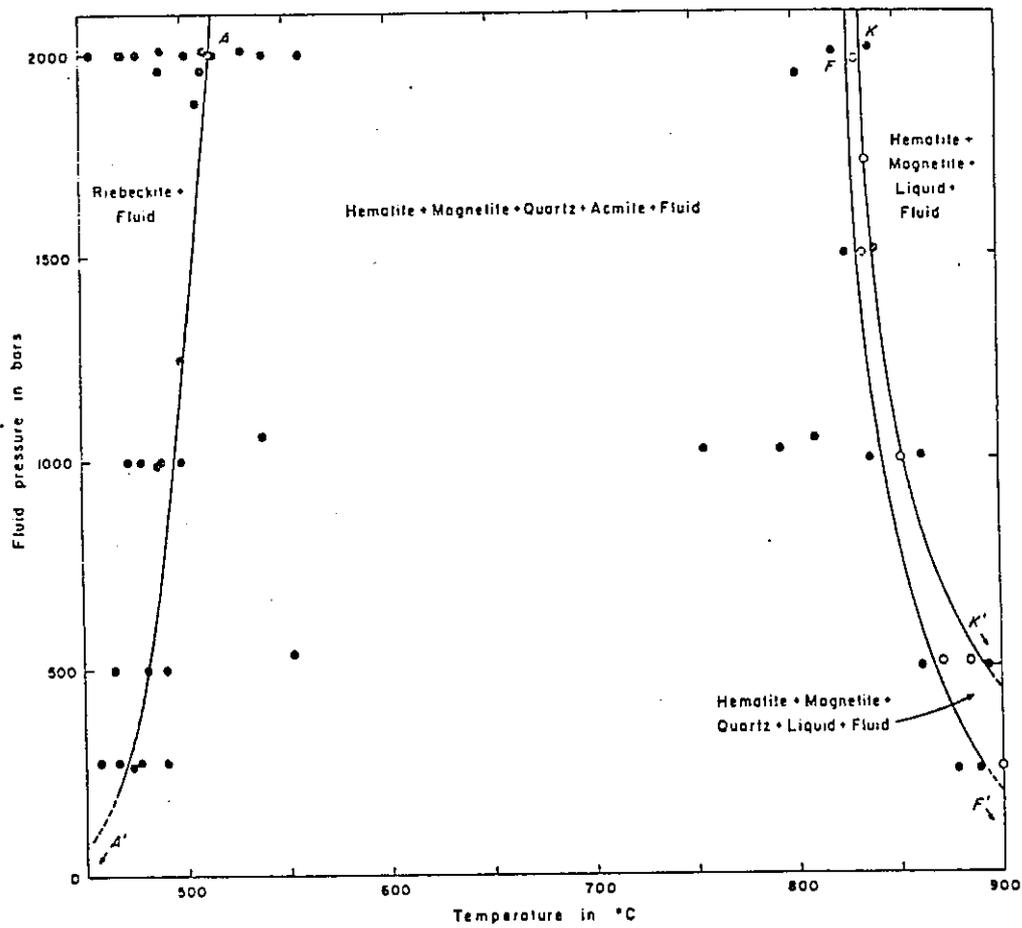
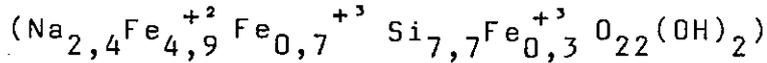


Fig. 14 -Diagramme $P_{\text{fluide}}-T$, pour la composition $\text{Na}_2\text{O}-5\text{FeO}_x-8\text{SiO}_2$ avec excès d'eau et dont la fugacité en oxygène est définie par le "tampon" hématite-magnétite (Ernst, 1962)

conditions relativement oxydantes où fO_2 est défini par le tampon hématite-magnétite, mais seulement à basses températures, au-dessous de $496 \pm 5^\circ C$, à 250 bars de pression fluide.

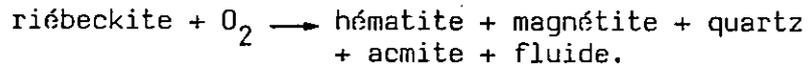
Dans des conditions plus réductrices, la limite de stabilité en température de l'amphibole est élevée et les cristaux deviennent à grain plus grossiers et verdâtres, reflétant la solution solide vers l'amphibole plus ferreuse, l'arfvedsonite



Les expériences de Ernst (1962) montrent que les amphiboles synthétiques cristallisant dans les conditions de fugacité définie par l'équilibre hématite-magnétite sont de couleur bleu clair.

La gamme de stabilité de l'amphibole Na est contrôlée par la fugacité de O_2 , la température et la pression fluide comme le montre la figure

L'équilibre de l'assemblage pyroxénique-amphibole est montré expérimentalement par Ernst (1962) (fig. 14). La courbe de stabilité AA' nous donne la relation suivante :



Il apparaît que ces amphiboles sont stables dans des conditions de faible P et relativement faible température, les conditions fO_2 étant assez hautes, approchant les valeurs déterminées pour l'équilibre magnétite-hématite.

1.3.2.3. Interprétation et origine des riébeckites

La présence de ce faciès est mentionné dans l'ouvrage de Deer, Howie et Zussman (1966) où l'augite aégyrinique est communément associée à des riébeckites s.l., dans les métasédiments siliceux de la zone à lawsonite de Ovéga-Cor d'Arama, district de Nouvelle-Calédonie (Black, 1974). Shenderova et Sokolova (1958) ont décrit l'augite aégyrinite dans des schistes ferrugineux de Krivoy Rog. Des schistes quartzeux à aégyrine, riébeckite, magnétite ont été rapportés de Ishigaki-shima, Japon, par Hashimoto (1974). Une note de White (1962) signale des schistes à aégyrines riébeckites de South Westland, Nouvelle-Zélande.

Des publications plus récentes notent la présence de cherts à riébeckite et magnétite dans des séries à la base d'un contact métamorphisé d'un corps périoditique (Majer, 1978; 1984). Ces roches seraient similaires aux métacherts à riébeckite provenant de Cazadero en Californie (Coleman et Papike, 1968), dans la formation franciscaine.

Outre l'apparition dans des conditions de métamorphisme basse ou moyenne T et haute P, Fortey et Michie (1978), et Milton et al. (1974) ont décrit des amphiboles de même nature ayant une origine authigène.

En effet, l'aégyrine et la riébeckite authigène sont connues dans la formation de Green River (USA). L'aégyrine y est associée à de la shortite $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$ et est considérée comme s'étant formée à température ambiante.

Dans leur étude des gisements de fer rubanés précambriens, Grubb (1971) et French (1973) proposent dans une de leur hypothèse un prédécesseur pour la riébeckite présente dans les quartzites d'origine sédimentaire: il s'agirait de la greenalite $\text{Fe}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ du groupe des septechlorites.

Ils s'appuient sur les travaux de Eugster (1969) qui donne un schéma de précipitation de silicates à partir d'une saumure lacustre. La magadiite $\text{NaSi}_7\text{O}_{13}(\text{OH})_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ainsi formée et la kenyaite $\text{NaSi}_{11}\text{O}_{20}(\text{OH})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ seraient ensuite lessivées par les eaux de percolation, entraînant le Na et laissant sur place du chert dont l'induration serait assez rapide.

Le Na serait associé à des silicates de fer (argiles).

Ainsi Eugster propose que la riébeckite, dans le cas des gisements de fer précambriens, aurait un précurseur silicaté Na et Fe postérieur à la magadiite et qui se serait formé dans les conditions précédemment citées.

Des silicates issus de la précipitation de saumures sont connus dans la Mer Rouge. Il s'agit de nontronite ferrifère apparaissant en fibres silicatées flexibles à consistance tourbeuse non grasse et dont la teneur en saumure interstitielle est de 92 à 98 % et de 80 à 93 % pour les plus consolidées.

Les autres silicates ferrifères associés, sépiolite et montmorillonite-chlorite proviennent de l'altération de verres volcaniques issus des domaines voisins. Ces nontronites sont ici les rares silicates rencontrés dans un site hydrothermal sous-marin océanique actuel, (Guennoc et Thisse, 1982).

Néanmoins, l'hypothèse la plus plausible (Grubb, 1971 ; French, 1973) serait la présence de "pièges structuraux" qui concentrent localement des eaux riches en soude. La "riébeckitisation" serait, selon ces auteurs, due à des phénomènes secondaires de remplacement du stilpnomélane avec des conditions particulières de Eh et pH faibles. Ce stilpnomélane est un minéral secondaire qui remplace communément les silicates primaires, spécialement la greenalite.

La riébeckite serait donc un produit final d'une séquence minérale. D'après les mêmes auteurs, la crocidolite, équivalent fibreux de la riébeckite, cristallise préférentiellement à partir d'un nucleus de magnétite. Ces observations ont été confirmées expérimentalement.

Les remplacements de stilpnomélane en riébeckite sont plus avancés au voisinage de rubans de magnétite, et les zones de crocidolite sont situées immédiatement au-dessus de "macrobandes" de schistes témoignant de conditions réductrices.

En définitive, ces observations ne concernent que les gisements rubanés précambriens. Les corrélations avec un gisement Mésozoïque tel que Saint-Véran ne sont pas immédiates. En effet, les gisements de fer stratiformes sont supposés appartenir à des milieux continentaux et s'être formés sous des conditions rédox très particulières.

L'évolution de la paragénoise n'est pas la même, le stilpnomélane apparaissant très tardivement dans la minéralisation de Clausis.

Les points à retenir sont les suivants:

. La riébeckite apparaît en position semblable dans ces différents gisements : interstratification avec les cherts ou niveaux monominéraux. Ces derniers, relativement discontinus témoignent en faveur de la précipitation de ces minéraux sodiques dans des zones enrichies préférentiellement en Na et Fe sous l'action de fluides. Comme nous l'avons vu dans les études de l'assemblage amphiboles et pyroxène Na, la température la P fluide et la fO_2 sont les facteurs essentiels régissant leur stabilité.

Le manque de preuves quant à l'existence de métasomatisme sodique suggère la possibilité que les roches originelles aient les compositions requises incluant de fortes teneurs en Fe_2O_3 et Na_2O .

Il apparaît de façon générale que ces minéraux sont caractéristiques de sédiments en fer métamorphosés, et dans des environnements hydrothermaux, métasomatiques et diagénétiques. L'environnement peut être réducteur ou oxydant d'après Ernst (1962).

La datation effectuée sur des riébeckites de la mine de cuivre de Saint-Véran, donne un âge de 154 ± 47 MA (Bocquet et al, 1974). Il est étonnant de constater que l'âge de ces minéraux correspond à la position stratigraphique où ils se trouvent, c'est-à-dire l'interface ophiolite-métaradiolarites. Les métaradiolarites de la mine sont datées par comparaison avec les radiolarites du Pic Cascavelier d'âge Oxfordien supérieur-Kimméridgien moyen.

Une observation importante est à rattacher à l'âge supposé de ces niveaux : la cristallisation peu ou pas du tout orientée de ces minéraux dans les niveaux les plus compétents, indique la relative absence de contraintes lors de la croissance cristalline.

De plus, les analyses en lumière réfléchie (chapitre "Minéralisations cuprifères") ont montré que ces niveaux de riébeckite et aegyryne associés à des horizons de magnétites présentent des placages de matériaux pyriteux à fossiles de radiolaires.

Ces radiolaires sont en cours de détermination.

La préservation et la présence de ces fossiles apporteraient l'argument de la cristallisation précoce de ces matériaux. De plus, leur comportement lors du métamorphisme indique une inertie relative de ces niveaux vis-à-vis des formations ophiolitiques et sédimentaires (quartzites ou métaradiolarites) qui, eux, sont fortement plissés et recristallisés, avec apparition de minéraux marqueurs tels que le glaucophane et la lawsonite. La stabilité de ces assemblages pyroxène Na et amphibole sodique dans des conditions HP-BT est résumée dans la fig.14.

Il semble que ces minéraux particuliers, riébeckite et aegyrine, constituent une expression hydrothermale particulière au gîte de Saint-Véran. La présence d'amphibole bleue aciculaire (à caractère de riébeckite) et d'aegyrine dans le minerai et leur apparition en niveaux condensés importants, confirment leur origine à partir d'évènements hydrothermaux HI-BP ou diagénétiques et ne semblent pas être liées aux phases HP-BT à métamorphismes "schistes bleus" d'âge plus récent (voir chapitre "Tectonique").

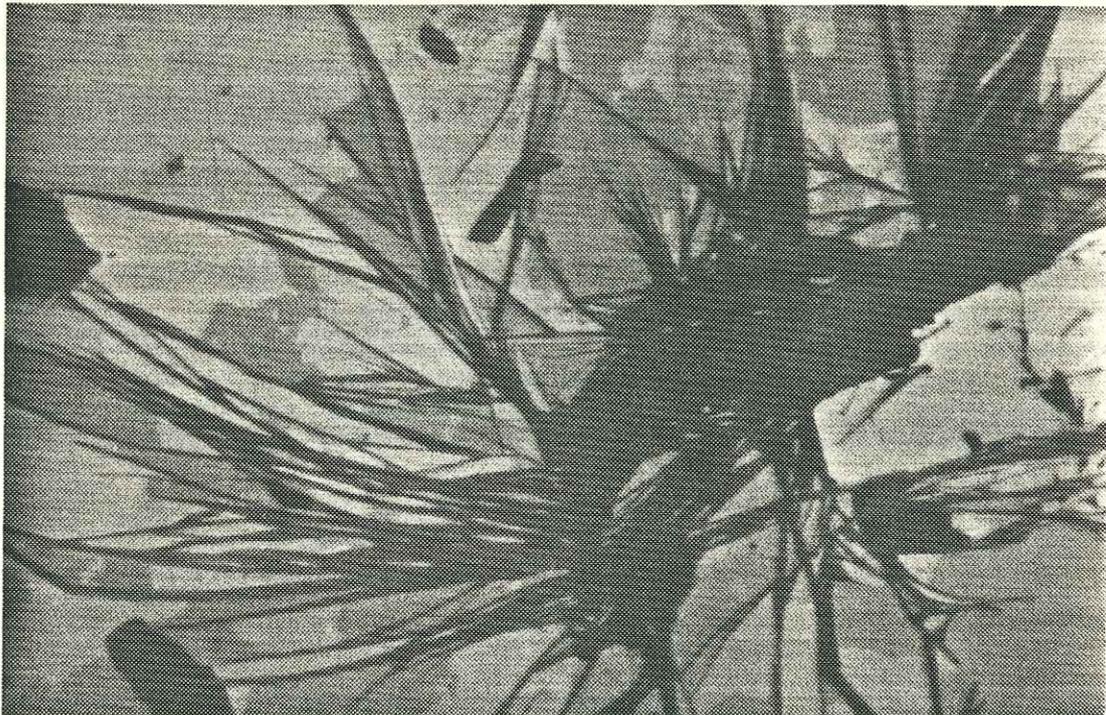


Fig. 15 Section 312 : amphiboles aciculaires
10 μ m dans les sulfures

1.3.3. Marbres : "cipolins fruités" et cipolins massifs à cachet Malm

La série polarisée de Chabrière, comme nous l'avons vu précédemment, permet d'observer des horizons de marbres en position semblable aux calcaires à Calpionelles de l'Apennin Ligure. Ils sont donc par analogie attribués au Malm.

I.3.3.1. Description des marbres

Le faciès le plus courant est un marbre à patine jaune-grise, plus ou moins siliceux et à cassure gris-clair. La calcite est très recristallisée ou déformée en grands cristaux allongés. L'aspect des plaquettes constituant les couches montre une moucheture grise de cristaux de calcite plus foncés que les autres, épars sur les surfaces de clivage et dans la masse du matériau.

I.3.3.2. Les "cipolins fruités"

Cette moucheture grise se transforme en ponctuations rougeâtres de calcite hématitique dans la "série de la mine de Clausis". La calcite est gris-blanche à blanche, d'allure saccharoïde, à grains relativement recristallisés et déformés, et à clivages très nets. C'est le cipolin "truité" ou "fruité" décrit par P. Termier (1904).

Localement ces marbres peuvent subir au cours de leur métamorphisme une "hybridation" et être envahis par des amphiboles bleues, peignées et cassées le long des plans de la schistosité.

I.3.3.3. Minéralogie

- marbres massifs :
calcite, quartz, micas blancs (phengite), chlorite, albite en flaques tardives avec accessoirement actinote-trémolite, amphiboles bleues, stilpnomélane, hématite et hydroxydes, épidote.
- marbres hématitiques :
calcite, quartz, micas blancs (phengite), chlorite, albite tardive avec hématite et rutile.

Contrairement aux quartzites généralement décrits, les calcaires rapportés au Malm sont toujours présents dans le secteur étudié, malgré de forts changements d'épaisseur. Pour le secteur de la mine, cette formation est décimétrique à métrique. Elle est plurimétrique dans le secteur Chamoussière-Caramantran. Quant à la formation composant la couverture du Pic de la Farneiréta-Crête du Coq, son épaisseur considérable semble être liée à plusieurs phénomènes : outre les surépaisseurs d'ordre tectonique, il est possible que cette formation regroupe en même temps plusieurs membres de la couverture sédimentaire à composante calcaire et ici peu différenciés.

I.3.4. Calcaires siliceux et schistes noirs,
type formation de la Replatte

Cette formation décrite par Lemoine et al. (1970) est constituée par des alternances décimétriques à demi-métriques de schistes sombres phylliteux et de bancs calcaires gris à gris sombres, à trame siliceuse rousse qui apparaît en relief par dissolution préférentielle de la calcite.

Cette formation est parfois difficilement identifiable par la variation rapide des faciès calcaires et phylliteux. Elle est alors souvent confondue avec les formations de calcschistes sus-jacents.

I.3.4.1. Minéralogie des bancs calcaires

Les minéraux majeurs sont :
calcite, quartz, micas blancs (phengite)
chlorite avec albite tardive, hématite,
sulfures (pyrite).

I.3.5. Mise en place des sédiments calcaires et
phylliteux

Une interprétation concernant la mise en place des marbres à "cachet" Malm et des calcaires et schistes, est donnée par Tricart et al. (1982) dans le Massif de Roche Noire, situé au SW du terrain étudié. Les marbres proviendraient soit d'une décantation régulière, soit de resédimentations consécutives à des remaniements de matériaux sur des pentes. De même pour les séquences calcaires-argiles, des remaniements de matériel calcaire dans des sédiments "autochtones" argileux ou de décantation de matériel calcaréo-argileux sont invoqués.

I.3.6. Calcschistes indifférenciés

Les calcschistes forment de grandes unités à pendage monotone vers l'W, mais sont fortement structurées dans le détail.

On y rencontre deux grands types lithologiques d'origine certainement très distincte en raison de leur nature respective :

I.3.6.1. Calcschistes monotones

Ces ensembles sont composés d'une alternance de bancs calcaires plus ou moins siliceux, passant en continu à des niveaux délités schisteux et pélitiques d'épaisseur considérable : plusieurs centaines de mètres.

L'épaisseur est peut-être le fait de redoublements tectoniques difficiles à mettre en évidence par manque d'horizons repères.

I.3.6.2. Calcschistes à passées détritiques

Ces passées détritiques basiques et ultrabasiques sont de taille métrique à décimétrique, et peuvent laisser place à de gros olistolites gabbroïques et basaltiques.

Les calcschistes montrent de petits niveaux de composition intermédiaire (Tricart et al. 1982) tels que des schistes et calcschistes particulièrement chloriteux ou talqueux, à passées ankéritiques et à imprégnations de micas chromifères.

Ces termes affleurant toujours à proximité de roches vertes remaniées sont interprétés comme d'anciens sédiments pélagiques "pollués" par du matériel ultrabasique finement détritique (Lemoine et Tricart, 1979 ; Lemoine, 1980 ; Lagabrielle, 1981, 1982 ; Lagabrielle et al. 1984).

I.3.6.3. Origine des calcschistes

Ces différences dans les successions de calcschistes nous conduisent donc à supposer pour ces matériaux deux origines distinctes :

- la première concerne des calcschistes tardifs ou hors d'atteinte de contaminations détritiques de source océanique.
- la seconde caractérise les formations qui surmontent la série de Chabrière et se sont déposées dans un contexte océanique à détritisme encore actif. Elles témoignent des épisodes tectoniques à la faveur desquels les olistolites et certains matériaux se sont déposés.

I.3.6.4. Minéralogie des calcschistes

L'assemblage minéralogique des calcschistes témoigne de nombreuses recristallisations et déformations enregistrées lors des différentes phases tectoniques. Il est composé par : calcite, quartz, micas blancs (phengite ?), lawsonite (relique ou conservée), avec accessoirement hématite, limonite, épidote, albite, fuschite.

I.3.6.5. Roches à lawsonites

Ces lentilles sont généralement associées aux calcschistes et se rencontrent dans plusieurs des coupes levées sur le site de la mine. Ces roches sont constituées essentiellement de quartz et de cristaux de lawsonite automorphes (1/2 cm) qui présentent une très belle zonation à inclusions carbonneuses.

On note en outre, des épidotes disséminées, de la chlorite tardive, de l'albite et des oxydes : hématite et rutile.

L'analyse chimique de ce " sédiment " est la suivante :

N°Lab.	N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.
F 78	CA43	80,45	6,29	3,07	0,04	1,03	1,04	0,2	1,48	0,28	8,04	5,05

Il s'agit certainement d'une roche silico-alumineuse (quartzo-argileuse) dont la chimie particulière a permis le développement et la préservation des minéraux de métamorphisme cités.

I.4. Conclusions sur la couverture sédimentaire

Comme nous l'avons vu dès le début de cette étude, les matériaux se rapportent bien à ceux de la série type de Chabrière. Toutefois, la couverture est souvent incomplète pour des raisons sédimentologiques et/ou tectoniques qui l'affectent. Elle se caractérise par des intercalations basiques et ultrabasiques. Les récurrences stratigraphiques d'ophicalcites dans les sédiments pélagiques sont discutés par Tricart et al. (1982). De même la variabilité des faciès rencontrés conduit à imaginer des modes de dépôts particuliers.

Les quartzites ou "métaradiolarites" ont une répartition locale non continue. Ils se localisent sous forme de "flaques" en plusieurs sites bien particuliers (mine de Clausis, Petite Tête Noire). On les rencontre aussi dans l'unité du Col de Saint-Véran (Lagabrielle, 1982). La particularité des deux premiers sites réside dans le fait que le soubassement ophiolitique est constitué de chloritoschistes très foliés, à amygdales de calcite hématisée, ces nodules pouvant atteindre un diamètre d'une quinzaine de centimètres. Il s'agit sans doute d'un gisement d'ophicalcites nouveau, très schistosé, associé à des venues hydrothermales sulfurées.

Les marbres, du fait de leurs variations considérables d'épaisseur, largement dues à la tectonique, semblent avoir, de même, un mode de dépôt composite, suite aux observations menées dans les massifs voisins (Tricart et al. 1982). Malheureusement, le manque de figures sédimentaires ne permet pas de mettre en évidence les phénomènes de remaniement. L'importante plasticité de ces formations et le métamorphisme ont oblitéré tous les éléments permettant de reconstituer l'histoire sédimentaire de ces matériaux.

On notera les intercalations détritiques à éléments ophiolitiques, les niveaux de chloritoschistes au sein des niveaux carbonatés ainsi que les ensembles à blocs serpentineux et gabbros associés aux calcschistes. La présence de tels matériaux confirme les hypothèses d'arrivées détritiques au pied de pentes sous-marines dans les sédiments pélagiques et dont les dépôts sont nourris par le démantèlement du substratum océanique (Lagabrielle et al. 1982 ; Lagabrielle, 1982).

On suppose donc que la série sédimentaire supra-ophiolitique s'est déposée sur "un socle" océanique composite et à topographie mouvementée, tout d'abord par une sédimentation pélagique fine, plus ou moins lacuneuse, représentée par les quartzites ou "radiolarites". A cette sédimentation fine s'ajoute une activité tectonique synsédimentaire croissante conduisant aux dépôts de débris remaniés de substratum ophiolitique, et cela jusqu'au sommet de la série de comblement composée par les calcschistes.

* I.5. Les ophiolites

I.5.1. Les ultrabasites

I.5.1.1. Description pétrographique

Les ultrabasites apparaissent en deux grandes masses serpentinisées dans la vallée de l'Aigue Blanche.

La première se situe à l'Ouest de la mine de Clausis en lentille aplatie dans un contact chevauchant à la base des calcschistes de Château-Renard.

La deuxième constitue le massif de la Moutière-Crête du Coq, Col de la Noire, Petite Tête Noire.

Nous nous intéresserons plutôt à ce dernier massif où les textures résiduelles sont les plus abondantes. La plupart des autres localisations d'ultrabasites se situent autour des masses gabbroïques, formant une gaine chloritoschisteuse, ou bien en lentilles écrasées dans les calcschistes.

Il est néanmoins important de noter la diversité de ces matériaux :

- serpentinites ± talqueuses dans les zones de contact
- chloritoschistes "massifs"
- chloritoschistes à amandes de calcite rouge à la base de la minéralisation
- chloritoschistes à oxydes (magnétites automorphes)
- serpentinites bréchiques à filon de calcite (Col de Longet)
- ophicalcites litées à granoclassement apparent (Casse du Queyron)
- périclites ± serpentinisées

I.5.1.1.1. Aspect macroscopique

La plupart des matériaux étudiés seront des roches peu schistosées à cassure esquilleuse ou à cassure "serpentineuse" présentant souvent pour les faciès les plus grenus une bastite pseudomorphosant les pyroxènes.

L'étude microscopique nous montre des paragenèses à :

reliques de clinopyroxène, orthopyroxènes très altérés, olivines rares, oxydes de type spinelle et/ou magnétites baignant dans une matière serpentineuse à texture maillée à antigorite-chrysotite et minéraux tardifs chlorite et rares antophyllite.

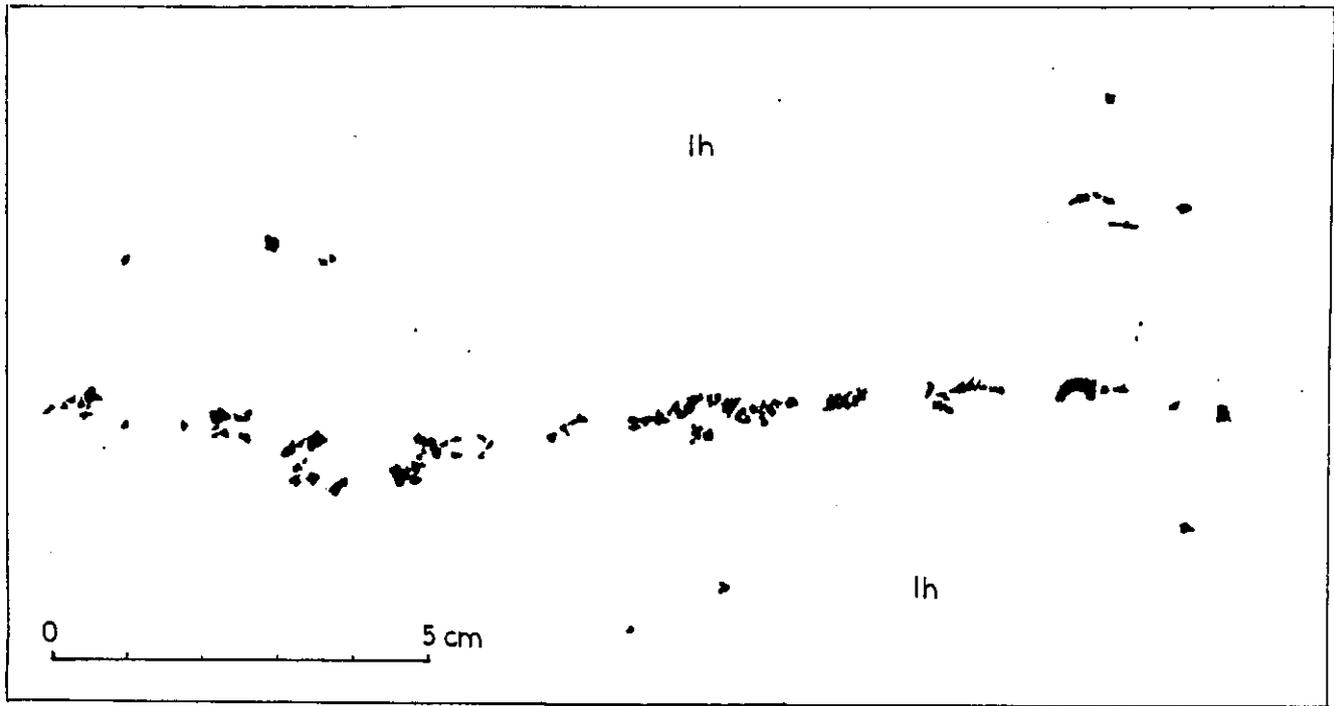


fig.16 - Alignements d'oxydes dans la lherzolite (lh)



fig.17 - Filons de webstérite à oxydes dans des lherzolites
(les cristaux de grande surface représentent des Cpx)

I.5.1.1.2. Texture

Pétrographiquement les roches observées se rapprochent généralement par leurs caractères à des harzburgites, à des lherzolites (plus rares) ou enfin à des passées dunitiques.

On observe plus précisément des rubanements centimétriques à décimétriques à fortes concentrations de cristaux de pyroxènes, alternant avec des passées à pyroxènes épars dans une matrice serpentineuse abondante : il s'agirait d'une alternance de rubanements websteritiques et harzburgitiques, avec localement des niveaux où les pyroxènes sont étirés et morcelés. Ce sont des tectonites à clastes de pyroxène ayant subi de vieilles déformations et recristallisations en mosaïque, pouvant donner aussi des faciès très fins, essentiellement clinopyroxéniques, avec une texture cataclasique très poussée.

Ce rubanement, très certainement d'origine magmatique, est recoupé localement par des filons à très gros éléments pyroxéniques, souvent obliques par rapport au rubanement primaire, à composition webstéritique.

Au niveau de la Moutière, on rencontre un autre type de webstérite en gisement filonien ; il s'agit d'un faciès webstéritique à spinelle, actuellement rétrotransformé en magnétite-hématite et à zircon et apatite automorphes (échantillons SV 38, SV 36, CA 13). Ce faciès très difficile à distinguer en section fraîche, se remarque sur des blocs d'éboulis, où il apparaît couvert d'une pellicule d'iddingsite sur les épontes mises à nu, et dont les oxydes sont restés en relief.

I.5.1.1.3. Description des webstérites à apatite-zircon

(SV 36)

Ces roches sont en filons centimétriques à décimétriques recoupant les serpentinites. Elles sont caractérisées par des alignements d'oxydes parallèles aux contacts avec les serpentinites encaissantes.

Ces roches présentent divers gisements :

- on observe tout d'abord des alignements fins d'oxydes (fig. 16) au sein de la serpentinite qui en est généralement dépourvue.

fig.18 - Terminaison des
filons webstéritiques en
coins dans la lherzölite

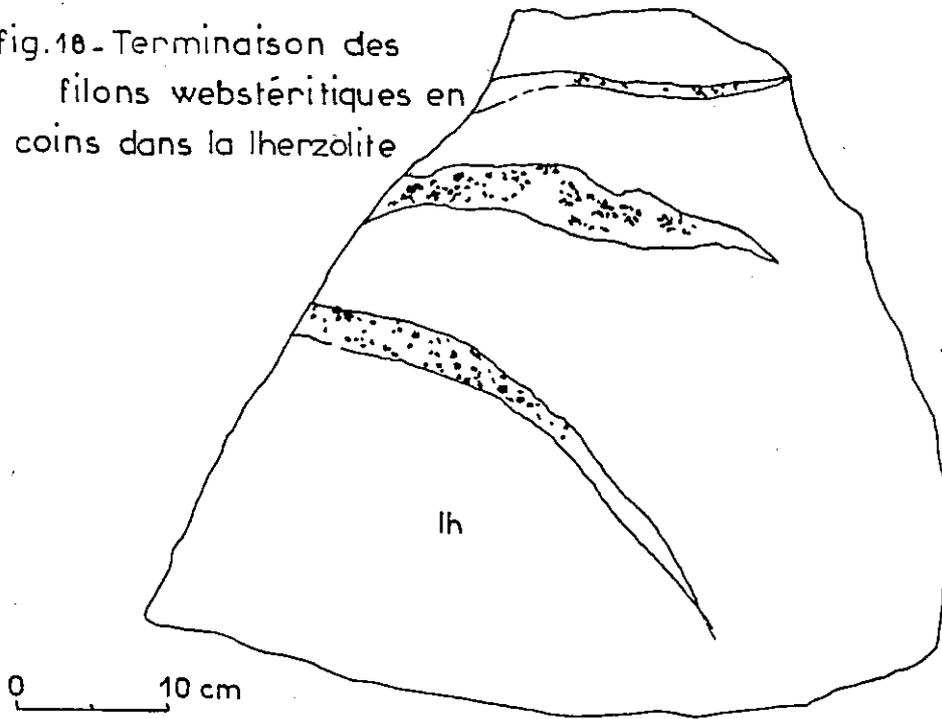


fig.19 - Webstérite à oxydes à faciès pegmatitique

Ces alignements d'oxydes peuvent s'épaissir et donner des filons. Ces anciennes diaclases occupées par un matériel pyroxénique identique à celui des filons sont visibles dans des lherzolites "pustuleuses" où les pyroxènes forment des agrégats polycristallins centimétriques disposés dans le fond de la roche (1 agrégat pour 0,25 dcm² environ).

Ces filons semblent être issus localement de filons beaucoup plus épais, décimétriques (10 à 20 cm) qui présentent un faciès "pegmatitique" (fig. 19) à très gros pyroxènes et oxydes centimétriques, développés à partir des épontes filoniennes.

- ces filons se terminent en coins selon des plans courbes (fig. 18). Leurs contacts (épontes) avec les serpentinites encaissantes sont souvent bien marqués, de par la taille de leurs constituants et par l'altération différentielle qui les touche, la plupart des filons sont à épontes rectilignes mais sont aussi contournés, irréguliers et présentent des poches diffuses. Ont été observées de façon plus rare de véritables poches métriques de ce matériel à faciès pegmatitique et à composante essentiellement pyroxénique et à oxydes. Ces poches et ces filons coalescents entourent des amandes de roches péridotitiques (lherzolite) et des dunites finement grenues. Elles peuvent être de ce fait considérées comme d'anciens liquides autochtones issus de la fusion partielle ou du regroupement de liquides allochtones également tardifs.

Description pétrographique

On note un développement de très grands cristaux de clinopyroxènes (1 cm de long) aux épontes de SV 37 (serpentinite) associés à des plages d'orthopyroxène complètement rétrotransformés à chlorite persistant dans les clivages. Les clinopyroxènes présentent localement une symplectite entre deux individus optiquement différents ; cette structure particulière étant associée à des orthopyroxènes. Les gouttelettes de clinopyroxènes inclus ont toutes la même orientation et font penser à une texture de syncristallisation entre les deux clinopyroxènes.

A ces pyroxènes sont associés des oxydes présentant eux-aussi un fort développement au voisinage de l'éponte du "filon".

Leur taille est pluricentimétrique (2 cm pour les plus longs), souvent altérés et rétrotransformés en ilménite-magnétite. Une étude en lumière réfléchie a montré la présence de gouttelettes microscopiques de sulfures en inclusion dans ces titanomagnétites. Il s'agit de pyrrhotine-pentlandite. Des exsolutions à hercynite ont été notées. D'autres inclusions dans les pyroxènes ont des caractères de stichtites (= chromite) remplacées actuellement par des carbonates de Cr-Mg (comm. orale P. Picot).

A ces deux phases, pyroxènes et oxydes, sont associés soit en inclusion des cristaux d'apatite aciculaires ou trapus, subautomorphes et arrondis, soit des amas du même minéral regroupant à la fois des grains et des prismes. Des zircons subautomorphes zonés sont associés à ces amas d'apatite ou aux oxydes au bord desquels on les rencontre parfois. On note des chlorites dans les craquelures des apatites ainsi que des grenats pyrénéite isotropes à subisotropes, se localisant dans les plans de contact ("éponte" du filon webstérite) des divers faciès webstérite-serpentinite.

La présence d'apatite et la géochimie (traces et majeurs) de cette roche lui donnent une affinité alcaline assez nette.

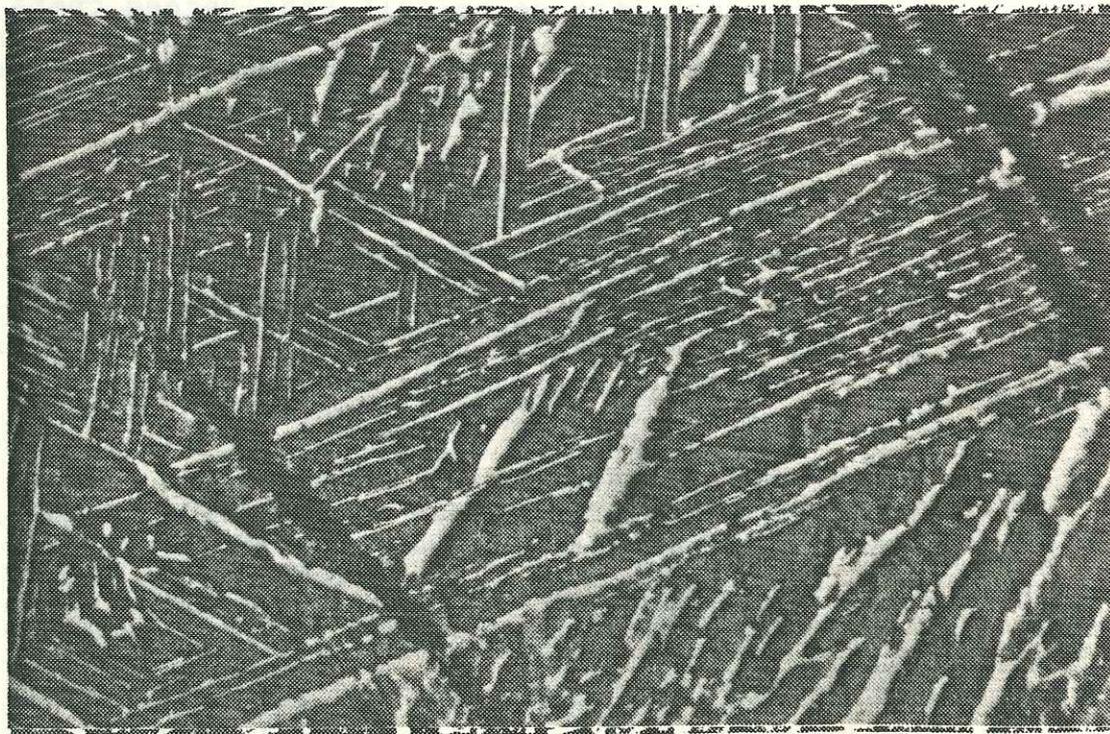


Fig. 20 - section SV 36 : lamelles d'ilménite en exsolution dans des titanomagnétites

10 μm

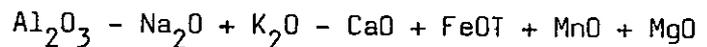
I.5.1.2. Géochimie des roches ultrabasiques

La majeure partie des roches analysées provient du massif de la Noire et de la lentille située à l'Ouest du gisement de Clausis. Ce sont des harzburgites et lherzolites, accompagnées du faciès particulier webstérite à spinelle-apatite de la Moutière. Les autres faciès, chloritoschistes et chloritoschistes à magnétite proviennent du site de la mine de Clausis.
(Tableau analyses n°2)

I.5.1.2.1. Diagramme de KUNO FeOT-Na₂O-MgO (1968)

Les péridotites sont principalement localisées dans le champ des ultrabasites téthysiennes, avec une nette tendance d'enrichissement en FeOT concernant les chloritoschistes et les webstérites à spinelle-apatite. (Fig.21)

I.5.1.2.2. Diagramme de NIGGLI



Les mêmes roches se distinguent du diagramme de KUNO, c'est-à-dire les webstérites et les chloritoschistes montrant ici un enrichissement en Al₂O₃ vis-à-vis des péridotites. (Fig.22)

I.5.1.2.3. Diagrammes de Besson-Fontailles (1974)



L'enrichissement en FeOT + TiO₂ et en Al₂O₃ se retrouve sur ces diagrammes, les termes² les plus alumineux et ferro-titanés tendant à rejoindre le champ des cumulats basiques (ferrogabbros, voir § Roches basiques). (Fig.23)

I.5.1.2.4. Diagramme MgO - CaO - Al₂O₃ (Fig.24)

Ce dernier diagramme montre également un certain enrichissement en CaO des ultrabasites, conjointement à l'enrichissement en Al₂O₃.

La présence de péridotites ± feldspathiques semble être seulement montrée par l'étude des éléments majeurs, l'étude microscopique n'ayant pas révélé de tels faciès.

On notera encore le rapport $\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}}$ très bas

pour la plupart de ces roches. H. KUNO (1970) considère que les lherzolites ayant ce rapport le moins élevé sont plus proches du manteau primordial.

Tableau 2. - Analyses chimiques en éléments majeurs et mineurs des roches ultrabasiques (en % poids anhydre)

N. ORDRE REF	1 E228	2 E225	3 E230	4 E229	5 E223	6 E239	7 E227	8 E245	9 E278	10 E237	11 E238	12 E224	13 E236	14 E2456
SiO2	47.25	47.85	38.42	45.07	43.71	36.89	41.78	37.99	47.21	45.70	45.52	46.78	45.03	44.98
Al2O3	2.81	1.92	11.66	2.80	1.63	14.48	2.22	14.56	2.58	3.01	2.53	2.95	3.09	3.48
Fe2O3T	13.38	10.39	11.81	11.22	10.80	15.27	13.63	15.17	10.70	8.92	9.20	9.59	10.14	9.11
MnO	0.15	0.05	0.18	0.62	0.09	0.27	0.12	0.25	0.09	0.15	0.10	0.09	0.15	0.16
MgO	35.43	39.56	34.11	40.33	43.64	29.11	41.58	28.18	39.24	40.65	41.00	33.94	37.66	38.72
CaO	0.62	0.17	3.12	0.42	0.09	2.26	0.54	2.27	0.10	2.02	75.00	6.50	3.74	3.33
Na2O	0.00	0.00	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.80	0.00	0.00	0.00
K2O	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO2	0.30	0.03	0.39	0.07	0.05	1.49	0.09	1.33	0.07	0.11	0.08	0.10	0.15	0.13
P2O5	0.06	0.03	0.03	0.07	0.00	0.24	0.02	0.24	0.01	0.04	0.02	0.05	0.03	0.09
P.FEU	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
FeOT	12.04	9.35	10.63	10.10	9.72	13.74	12.27	13.65	9.63	8.03	8.28	8.63	9.13	8.20
P.FEU'	1.34	1.04	1.18	1.12	1.08	1.53	1.36	1.52	1.07	0.89	0.92	0.96	1.01	0.91
S.I	74.63	80.88	75.77	79.98	81.78	67.93	77.22	67.36	80.29	83.30	81.87	79.73	80.49	82.53
FeOT/MgO	0.34	0.24	0.31	0.25	0.22	0.47	0.30	0.48	0.25	0.20	0.20	0.25	0.24	0.21
N. ORDRE REF	15 E244	16 E226	17 E242	18 E282	19 E285	20 E241	21 E280	22 E283	23 F112	24 F113	25 E276	26 E279	27 F95	28 F96
SiO2	47.16	30.77	34.14	48.18	47.97	31.26	34.00	30.36	35.38	36.38	22.50	30.47	44.15	44.15
Al2O3	2.01	2.51	20.74	4.98	8.46	13.33	11.90	17.60	8.23	7.99	18.50	7.34	1.90	2.00
Fe2O3T	10.31	8.29	14.72	10.14	21.32	23.75	21.53	23.82	16.34	17.10	37.95	23.80	10.48	10.21
MnO	0.12	0.47	0.24	0.27	0.46	34.00	0.34	0.21	0.88	0.79	0.41	0.86	0.68	0.07
MgO	39.65	30.59	28.06	26.77	13.17	20.45	20.34	25.33	32.36	28.81	10.33	27.45	42.86	41.32
CaO	0.04	26.68	0.91	8.71	5.23	3.79	5.88	0.96	1.21	4.08	3.90	2.71	0.18	1.98
Na2O	0.60	0.00	0.00	0.17	2.77	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.20	0.11
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO2	0.08	0.08	1.06	0.33	0.37	6.92	5.88	1.53	0.00	4.64	4.19	6.43	0.12	0.15
P2O5	0.02	0.60	0.13	0.25	0.24	0.16	0.12	0.19	0.00	0.03	2.21	0.94	0.02	0.02
P.FEU	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
FeOT	9.28	7.46	13.25	9.13	19.19	21.38	19.38	21.44	14.71	15.39	34.16	21.42	9.43	9.19
P.FEU'	1.03	0.83	1.47	1.01	2.13	2.38	2.15	2.38	1.63	1.71	3.80	2.38	1.05	1.02
S.I	80.05	80.39	67.93	74.23	37.49	48.89	51.21	54.16	81.67	64.86	23.22	56.17	81.65	81.63
FeOT/MgO	0.23	0.24	0.47	0.34	1.46	1.05	0.95	0.85	0.45	0.53	3.31	0.78	0.22	0.22
N. ORDRE REF	29 E2836	30 E234	31 E231	32 E232	33 E247	34 E240	35 F933	36 F934	37 F119	38 F118	39 F94	40 F97	41 E275	
SiO2	48.22	49.23	47.00	44.85	47.00	19.70	35.34	35.13	33.28	36.41	44.72	46.39	46.06	
Al2O3	2.45	2.17	2.59	2.32	2.84	4.43	8.95	7.98	16.73	17.52	2.03	1.87	3.57	
Fe2O3T	9.41	10.43	9.96	10.91	9.57	14.63	13.04	14.76	21.26	11.85	10.59	9.50	12.38	
MnO	0.04	0.09	0.00	0.09	0.06	1.22	0.48	0.69	0.28	0.31	0.09	0.09	0.13	
MgO	39.19	38.05	39.40	40.57	39.02	10.55	33.55	34.16	25.49	29.52	42.36	37.80	37.12	
CaO	0.58	0.00	0.95	1.14	1.40	50.18	4.57	3.39	0.96	2.90	0.09	3.96	0.59	
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.60	0.05	0.00	0.21	0.00	
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
TiO2	0.07	0.03	0.08	0.12	0.08	0.15	2.06	3.78	1.25	1.32	0.13	0.14	0.11	
P2O5	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.22	1.59	0.04	0.12	1.00	0.00	0.05	0.04	
P.FEU	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	
FeOT	8.47	9.39	8.96	9.82	8.61	13.17	11.74	13.28	19.13	10.67	9.53	8.55	11.14	
P.FEU'	0.94	1.04	1.00	1.09	0.96	1.46	1.30	1.48	2.13	1.19	1.06	0.95	1.24	
S.I	82.23	80.21	81.47	80.51	81.92	44.48	73.45	71.91	56.36	73.37	81.63	81.19	76.91	
FeOT/MgO	0.22	0.25	0.23	0.24	0.22	1.25	0.35	0.39	0.75	0.36	0.23	0.23	0.30	

Nature des analyses et légende des diagrammes utilisés (tableau 2 suite)

Serpentinites x		Pyroxénite à Ap. *	
N°ordre	N°éch.	N°ordre	N°éch.
1	CA51	23	SV39
2	CA86	24	SV40
3	CA91	25	CA13b
4	CA94	26	CA13
5	CA109	35	SV36
7	CA114	36	SV38
8	CA145		
9	CA232	Chloritoschistes x	
N°ordre	N°éch.	N°ordre	N°éch.
10	CA157		
11	CA158	17	CA100 chloritite
12	CA171	18	CA189
13	CA173	19	CA322 +Cu natif
14	CA174	37	SV56
15	CA199	38	SV53
27	SV18		
28	SC19	Serpentinites à magnétite +	
N°ordre	N°éch.	N°ordre	N°éch.
29	CA7		
30	CA8	20	CA29
31	CA12	21	CA180
32	CA15	22	CA240
33	CA39		
39	SV17	Divers @	
N°ordre	N°éch.	N°ordre	N°éch.
40	SV20		
41	CA5	6	CA132 serp.laminée
		16	CA68 ophicalcite
		34	CA34b chloritosch. à calcite hématisée

Tableau 3 - Analyses en éléments traces des ultrabasites (ppm)

No d'ordre	I	2	3	4	5	6
No échantillon	SV39	SV40	CA13	CA13b	SV36	SV38
No analyse	FII2	FII3	E276	E279	F933	F934
Y	I6	I6	I4I	80	I57	I7
Sr	7	7	20	I3	I8	9
Rb	2,6	I	/	I	3	I
Zr	46	44	88	I25	244	4I
Nb	3	4	6	6	7	3

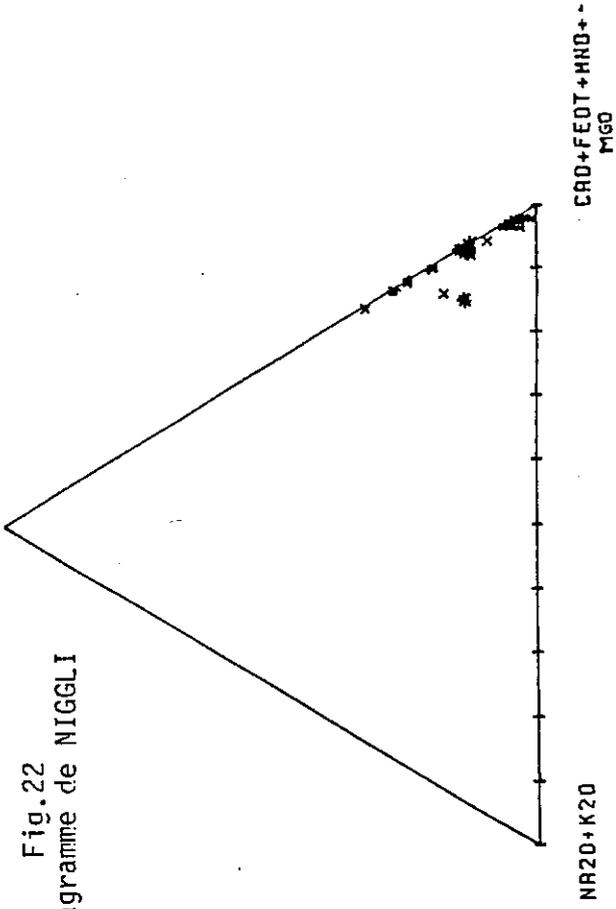
No d'ordre	7	8	9	10	II	I2	I3
No échantillon	CA8	CAI2	CA5I	CAI45	CAI09	CAI58	CAI73
No analyse	E234	E23I	E228	E245	E223	E238	E236
Y	6	7	I2	3I	I4	5	6
Sr	7	I6	I2	9	334	I0	7
Rb	I	2	I	I	3	2	I
Zr	I4	I3	44	56	I8	I4	I4
Nb	5	2	3	3	3	2	2

Nature des matériaux:

I à 6: filons de webstérites à oxydes
 7 et 9: serpentinites à faciès harzburgitique
 8, II, 10, I2 et I3: lherzolites

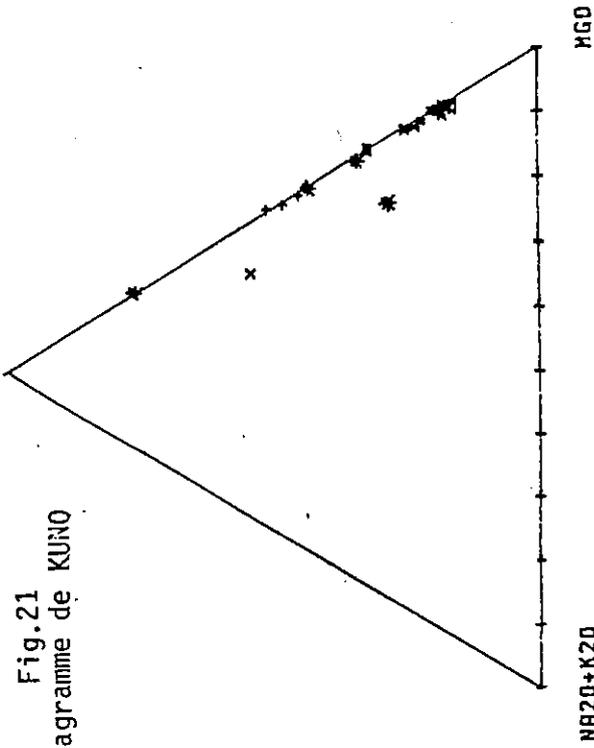
AL2O3

Fig.22
Diagramme de NIGGLI



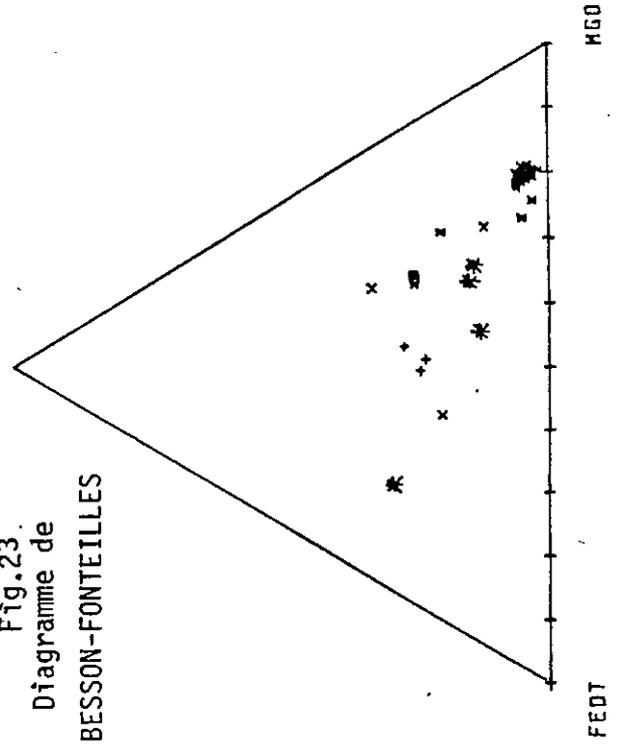
FEO

Fig.21
Diagramme de KUNO



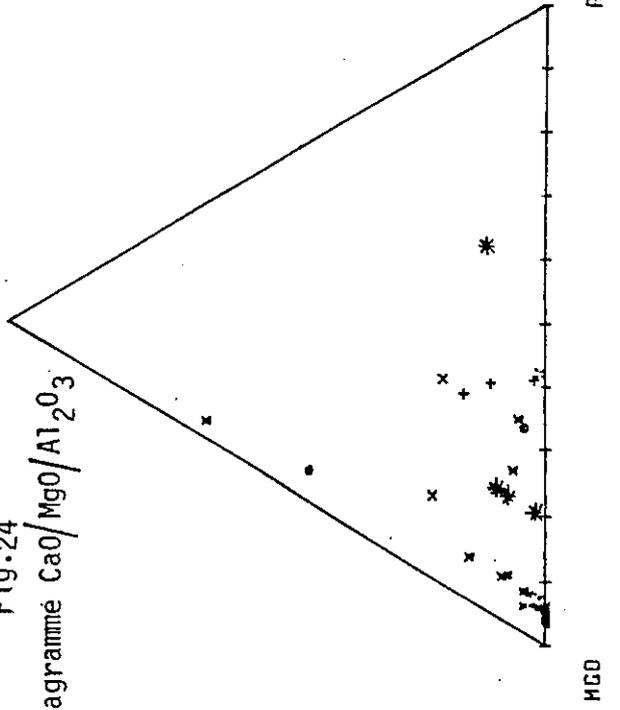
AL2O3

Fig.23
Diagramme de
BESSON-FONTEILLES



CAO

Fig.24
Diagramme CaO/MgO/Al2O3



1.5.1.2.5. Géochimie des éléments traces (tableau n° 3)

13 analyses sur les éléments traces Y, Sr, Rb, Zr, Nb ont été faites sur les ultrabasites de la haute vallée de l'Aigue Blanche.

Il s'agissait surtout de caractériser les webstérites à spinelle apatite-zircon vis-à-vis des harzburgites et lherzolites encaissantes.

La géochimie de ces filons précédemment décrits révèle les faits suivants : (analyses 1 à 6) :

- les teneurs en Y - Zr et en Nb dans une moindre mesure sont nettement plus élevées que dans les roches ultrabasiques (analyses 7 à 13).
- ces teneurs se corrèlent avec les valeurs anormalement élevées en P_2O_5 correspondant aux apatites visibles en section mince.
- la caractérisation pétrographique et géochimique précise de ces matériaux est en cours. Les spectres de terres rares, encore non complètement analysés, montrent déjà des valeurs anormalement élevées par rapport aux teneurs normales correspondant aux ultrabasites de référence.

1.5.1.3. Conclusion

L'étude des roches ultrabasiques nous a fait découvrir plusieurs points :

. Tout d'abord, ces péridotites serpentinisées correspondent à un lambeau de manteau supérieur isolé, et sans rapport pétrographique et structural immédiat avec les termes les plus évolués de la pile ophiolitique (gabbros et basaltes).

L'absence de péridotites cumulatives peut être le fait d'une tectonique alpine précoce les ayant éliminées. Actuellement les roches observées sont essentiellement constituées de lherzolites et harzburgites plus rares accompagnées de tectonites de même nature, les dunités étant rares et de faible extension.

. Ensuite l'étude des webstérites à spinelle-apatite semble indiquer une origine très particulière comme liquides issus de fusions partielles piégés au sein de la pile péridotitique.

Le préage des éléments incompatibles comme le P s'accompagne de valeurs anormalement élevées d'Y et Z témoignant d'un degré de fusion partielle assez bas. Ce caractère alcalin n'a apparemment pas d'équivalent local comme liquide exprimé en surface. Le mode de gisement de ces roches s'apparente à celui décrit par Nicolas A. (1969), dans les ultrabasites de Lanzo pour la mise en place des filons de gabbros. On a ici ségrégation et collecte d'anciens liquides selon des plans privilégiés. Ils correspondent à un matériel à clinopyroxènes, olivine et oxydes ferro-titanés. L'origine des rares dunites et harzburgites associées serait peut-être à corréler à la fusion à l'origine de ces liquides dont les gisements sont variés. La disposition de ces filons entre eux a été bien définie avec des filons décimétriques passant à des filons centimétriques, ainsi qu'à des "poches". Ceci incite à penser que ces matériaux se sont formés in situ par fusion partielle des lherzolites encaissantes.

INTRODUCTION

Les roches basiques

Description des différents types

Les roches basiques sont très répandues dans la séquence ophiolitique de Saint-Véran. Il s'agit principalement de roches cumulatives (gabbros) dont la séquence est relativement complète. On les observe en grandes masses arrondies (Roche Ronde), disloquées (casse du Queyron), ou en petits corps ou massifs associés aux métasédiments de type calcschistes (Cornivier, Le Rouchon, Vallon de Clausis). A tous ces affleurements ne sont liées que très peu de roches effusives ; ces dernières ne sont représentées que par des diabases en filons recoupant les gabbros et d'extension très réduite.

L'affleurement principal se situe au niveau des Lacs Blanchet et Rocca Bianca (Lagabrielle, 1982). Il s'agit d'un massif composite à serpentinites, gabbros et laves massives. Les produits effusifs sont répartis en une série de niveaux bréchiques à massifs, à structure de pillow parfois conservés.

Enfin, les derniers produits basiques étudiés seront les "prasinites" qui se répartissent largement sur le secteur. Ils sont observés le plus communément en intercalations stratiformes au sein des métasédiments où ils peuvent former de nombreuses récurrences dans une même série. Ils sont aussi présents en de gros massifs (Tête des Toillies) associés à des serpentinites et recouverts de métasédiments (quartzites, marbres).

I.5.2. Les roches cumulatives basiques

Comme nous l'avons vu dans l'introduction, la série ophiolitique comporte des termes basiques très différenciés. Ces cumulats présentent des textures encore visibles, malgré les effets tectono-métamorphiques, bien que moins marquées que celles des cumulats ultrabasiques.

On n'observe pas de "layering" à grande échelle dans les différents massifs qui paraissent être homogènes en composition et en texture.

Les seules variations notables sont localement (ech. CA 9) des variations de taille des éléments. Le gabbros peut être à faciès "pegmatitique" avec des passées très finement grenues qui s'inscrivent en plages amiboïdes dans les faciès à grands cristaux. Ces variations de taille des éléments ne semblent pas compliquer l'échantillonnage, les deux types ayant une composition similaire.

La suite de gabbros de l'Aigue Blanche est relativement continue, des gabbros troctolitiques, des gabbros anorthosiques, des "euphotides" et des ferrogabbros étant représentés.

Dans l'ensemble, on note une égale proportion de leucogabbros (riches en $MgO-Al_2O_3$ et pauvres en $FeO-TiO_2$) et de ferrogabbros² (riches en $FeO-TiO_2$ et en moindre proportion en P_2O_5 et MnO) cf analyses.

I.5.2.1. Description des différents types représentés

Les termes les plus magnésiens sont représentés par :

I.5.2.1.1. Les gabbros troctolitiques (à olivine normative)

$MgO > 12 \%$
ech. CA 109T - CA 48

Ces roches de couleur claire, se caractérisent par une très forte proportion d'éléments leucocrates, actuellement représentés par de la lawsonite. Le clinopyroxène, de composition diopsidique est en position intercumulus, intensément altéré et rétrotransformé en calcite, accompagné d'un autre minéral ferromagnésien complètement altéré, à extinction droite (Opx ?).

Cette dernière altération produit des chlorites et des amphiboles à teinte de polarisation gris-vert (1er ordre) : serpentines, épidote et sphène (leucoxène) sont rares. L'albite est tardive.

D'après les analyses, il s'agit de gabbros alumineux et magnésiens contenant probablement initialement de l'olivine, actuellement rétro-morphosée en minéraux de serpentine.

I.5.2.1.2. Les leucogabbros - Les gabbros anorthosiques

ech. CA4, CA6, CA85, CA198, CA262, CA256, CA264

Ces roches sont claires, de couleur verdâtre à relativement sombres lorsque la tendance est moins plagioclasique. On passerait alors aux gabbros euphotides.

Les roches les mieux représentées donnent des assemblages à clinopyroxènes rétro-morphosés complètement ou partiellement en amphiboles bleues (auréoles d'amphiboles bleues de type glaucophane-crossite autour des pyroxènes). Les passées feldspathiques, tout du moins initialement feldspathiques sont plus ou moins importantes et actuellement représentées par un assemblage à lawsonite-albite + calcite (ech. 198-256-262).

D'anciennes textures sont encore visibles :

CA6 :

Cet échantillon présente une texture de type hétéradcumulat à clinopyroxènes très chloritisés, les premiers étant fortement altérés en amphiboles bleues (voir ci-dessus).

Les anciens plagioclases sont entièrement transformés en un assemblage à lawsonite et micas blancs. Le leucoxène peu abondant est en position interstitielle. L'albite est toujours tardive.

Dans d'autres cas, les ferro-magnésiens ont complètement disparu. C'est le cas de l'échantillon suivant :

CA85 :

Cette roche, à composition de cumulat alumineux, est remarquable par les reliques d'anciens feldspaths qu'elle renferme.

Ceux-ci de taille conséquente (4,5 à 5 mm) sont entièrement rétro-morphosés en lawsonite.

Les minéraux ferro-magnésiens sont absents et ne subsistent que sous forme de reliques texturales pseudomorphosées par des minéraux fibreux du groupe actinote-trémolite et par des chlorites. Le leucoxène est présent ; la calcite puis l'albite paraissent tardifs.

I.5.2.1.3. Les gabbros euphotides

ech.CA9t - CA 136 -SV 49

Ces roches assez abondantes sur le terrain étudié sont de couleur assez variable. Elles présentent localement d'assez forts développements de cristaux de pyroxènes (donnant à la roche un aspect porphyroïde ou pegmatitique. Ces matériaux sont aussi souvent déformés par les différents événements tectoniques. Cela conduit à une réorientation des pyroxènes et à la disposition des composants initialement feldspathiques selon des lits parallèles à la foliation. Néanmoins, les assemblages observés sont les suivants :

CA9t :

D'après ses propriétés optiques, le clinopyroxène est à composition proche du diopside à inclusions de hornblende brune. Cette dernière semble être primaire ; elle est localisée dans le clivage du pyroxène ou à sa périphérie. Ce dernier est classiquement métamorphosé en amphiboles bleues et associé en proportions égales à des plages initialement plagioclasiques. Ces plages sont aussi pseudomorphosées en lawsonite ; l'épidote est rare ; le leucoxène est en plages étirées dans la schistosité ou en inclusion dans les pyroxènes.

CA136 (gabbro de Rocca Bianca)

Le pyroxène est communément altéré en amphiboles bleues réparties en auréoles et croissant à partir du clivage et des formes cristallines du pyroxène. La chlorite et les amphiboles aciculaires trémolito-actinotitiques soulignent la schistosité. Le reste de l'ensemble est formé d'un assemblage grenu à lawsonite en baguettes trapues et micas blancs. On note une forte albitisation tardive ayant subi ensuite une forte recristallisation (points triples).

I.5.2.1.4. Les ferrogabbros

Ces roches très sombres, presque métanocrates présentent une composition très riche en minéraux ferro-titanés représentés par l'augite et une phase intercumulus actuellement pseudomorphosée et remplacée par du leucoxène (ilménite à l'origine)

La phase feldspathique et subordonnée (à part l'échantillon CA62 qui présente un faciès pegmatitique).

A ce type de gabbros sont souvent associés des sulfures (pyrite-chalcopyrite CA182).

Microscopiquement on observe plus particulièrement :

- des clinopyroxènes oxydés et chloritisés, altérés parfois jusqu'à donner des fantômes pseudomorphosés uniquement pour de la chlorite. Les amphiboles bleues (glaucophane-crossite) étant elles aussi fortement rétro-morphosées. On note l'existence systématique de l'épidote et du leucoxène qui entourent d'anciens cristaux d'ilménite.

- la lawsonite (CA62) peut être assez abondante entre des cristaux reliques d'augite.

- l'albite est tardive et apparaît en grandes plages. Une seule texture cumulative a pu être déterminée. Il s'agit de l'échantillon CA200.

Cette roche présente une texture de mésocumulat à clinopyroxène (augite), à auréoles zonées de glaucophane et rétro-morphosés en chlorite. L'assemblage métamorphique est à glaucophane, lawsonite, chlorite, épidote (pistacite) et à albite tardive.

Les oxydes sont en phase intercumulus et représentés par du leucoxène dérivé d'oxydes ferrotitanes primaires.

La diversité de ces gabbros s'apparenterait donc ici aux successions des gabbros notées en Corse et dans les Apennins (OHNENSTETTER D. et M. 1975-1980, BECCALUVA et al. 1980).

De plus ils sont relativement abondants. L'origine cumulative est bien démontrée par leur microtexture. Néanmoins, leur relation avec le paléosocle ophiolitique est, comme nous l'avons vu, peu évidente. Leur gisement à la base d'écaillés chevauchantes de calcschistes ou en "boules" emballées dans du matériel chloritoschisteux peut témoigner d'une position très superficielle sur le fond marin consécutive d'une phase tectonique précoce et intraocéanique.

Cette position expliquerait les remaniements de ces matériaux lors des phénomènes sédimentaires de comblement qui accompagnent et/ou qui font suite à la "dilacération" tectonique au niveau du rift océanique originel.

1.5.2.2. Signification des cumulats gabbroïques

La pétrographie des roches cumulatives basiques est confirmée par la géochimie des éléments moyens. En effet, la différenciation de ces produits est bien marquée sur les diagrammes de Besson-Fontelle et Kuno.

L'évolution de ces produits (voir diagrammes, § géochimie des liquides basiques) à partir des gabbros anorthosiques, puis aux gabbros euphotides jusqu'aux ferrogabbros reflète l'évolution des liquides basaltiques le long d'un "fenner trend".

Cette tendance tholéïtite doit être confirmée par l'étude des roches laviques et des diabases associées aux roches cumulatives des massifs étudiés.

Un point important doit être noté : La quasi absence des plagiogranites peut être expliquée de plusieurs manières. La portion de pile ophiolitique où on les observe fréquemment serait absente par suite des événements tectoniques invoqués précédemment. De plus la confusion de ces matériaux est facile avec d'autres membres leucocrates, et surtout, le volume très faible de ces roches est un obstacle à leur localisation. Néanmoins, la variété géochimique des roches cumulatives est similaire à celle typique des assemblages ophiolitiques alpins (Ohnenstetter, 1982).

1.5.3. Les roches effusives et hypabyssales

1.5.3.1. Les laves massives et pillow-lavas

Les roches sont caractérisées par une couleur grise ; elles sont relativement compactes et tenaces. On les observe surtout au niveau des Lacs Blanchet (Massif de Rocca Bianca) et en éboulis sous la Tête des Toillies.

- elles présentent localement des textures de pillow-lavas avec des varioles assez nettes sur l'enveloppe externe (Mevel, 1975). Le coeur des pillows est formé d'un aggrégat micro-cristallin à minéraux métamorphiques (chlorite-épidote-amphiboles bleues, leucoxènes et micas blancs) définissant une texture nématoblastique où le glaucophane est grossièrement "peigné" dans la schistosité.

La plupart de ces pillows correspondent à des laves basiques aphyriques à texture microlithique.

- les laves massives ne se distinguent des pillows que par l'absence de débit ou structure particulière. Ces roches présentent souvent une texture orientée, à phénocristaux reliques pseudomorphosées par de la calcite, de l'albite et quelques cristaux de lawsonite provenant certainement d'anciens plagioclases. Ces reliques sont incluses dans une pâte micro-cristalline orientée à minéraux métamorphiques (glaucophane, chlorite, leucoxène).

Ces observations semblent faire apparaître d'éventuelles textures laviques conservées à phénocristaux résiduels.

1.5.3.2. Les diabases ou métadolérites

Ces roches sont observées en filons décimétriques de faible puissance (20cm au max.) recoupant des massifs de gabbros évolués de type ferrogabbros. Les bordures figées sont pratiquement inexistantes.

On note généralement une texture intergranulaire (doléritique) à clinopyroxènes reliques (type augite) gainés par de l'amphibole bleue. Cette dernière (glaucophane) présente une couronne réactionnelle due à un enrichissement en fer au contact du pyroxène.

L'assemblage métamorphique, gainant ces reliques, est constitué de glaucophane, lawsonite, actinote, chlorite FeMg, épidote, leucoxène et albite.

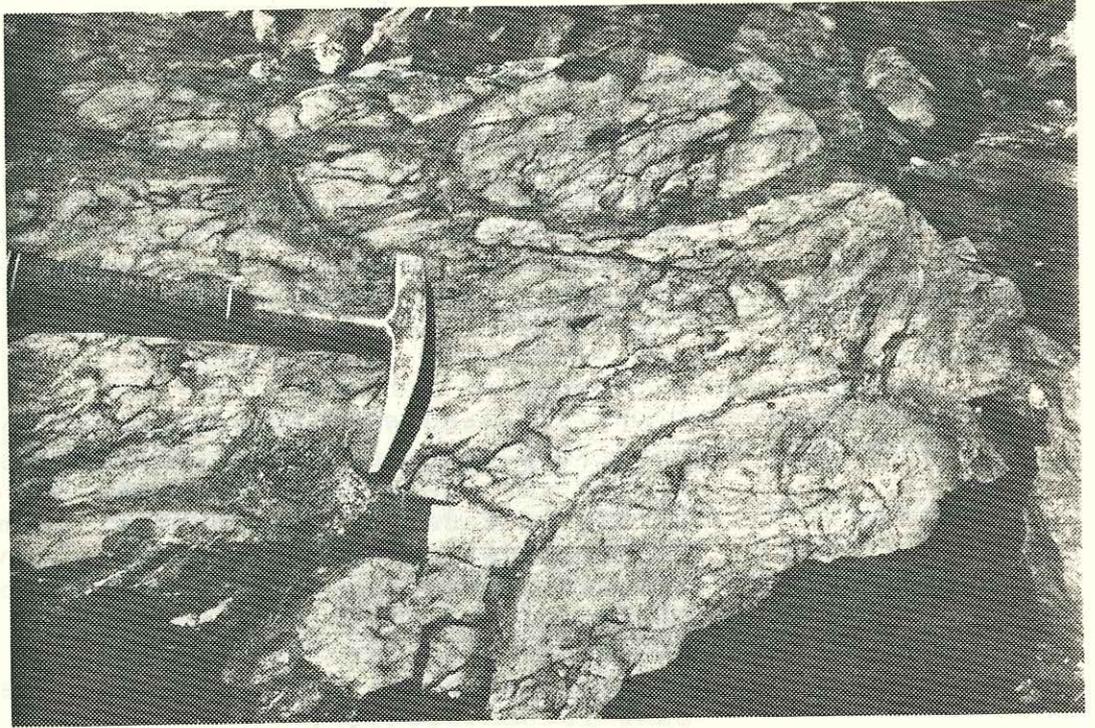


Photo 1 -Textures de pillow-lavas conservées dans les roches basiques du massif de Tête Noire.

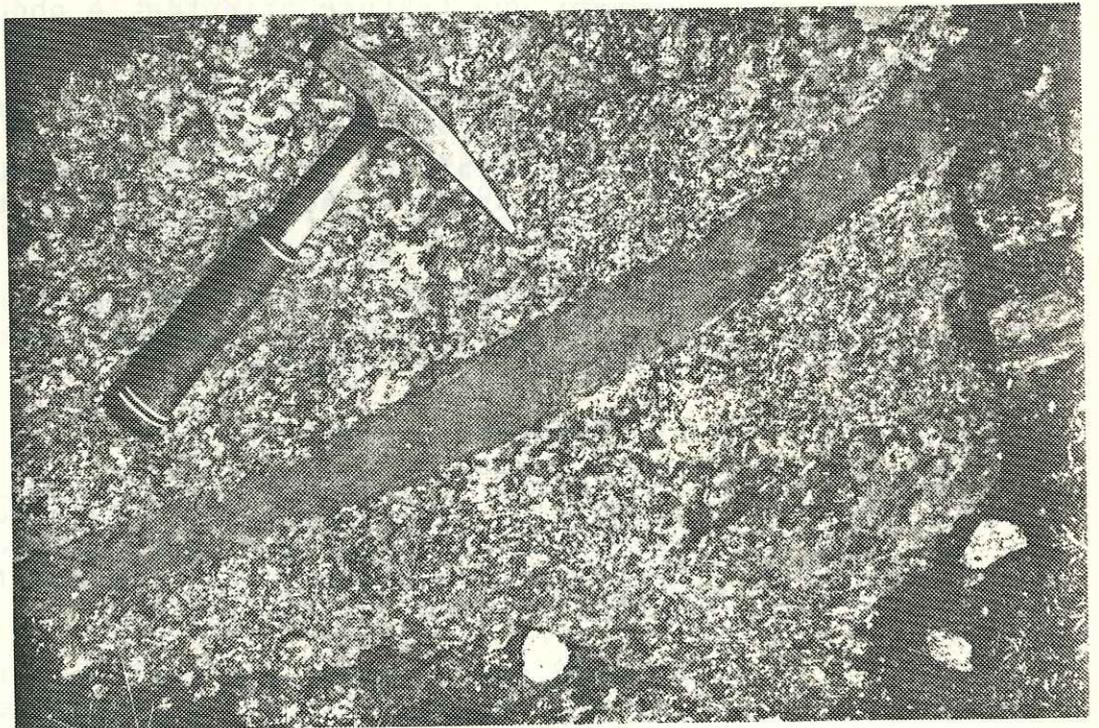


Photo 2 -Filon doléritique dans un gabbro anorthositique (secteur du Rouchon).

L'apatite est rare et relativement aciculaire.

Ces minéraux sont orientés grossièrement parallèlement aux épontes du filon. Il peut exister localement de petits xénolites du gabbro encaissant (lame mince n° CA9).

Une autre dolérite (CA 235) montre de grandes lattes de plagioclase relique, dans une pâte très orientée à amphiboles bleues, chlorite et leucoxène.

Ces roches sont comparables aux métadolérites albite-chloritiques riches en glaucophane du secteur de Haute-Ubaye (Steen, 1972).

En définitive, on a pu voir que pour les roches effusives et hypabyssales, la paragenèse actuelle est entièrement une paragenèse métamorphique (de type faciès "schiste bleu"). Seules quelques textures témoignent des relations minérales de l'association éruptive anté-métamorphique.

1.5.3.3. Les prasinites

Ces roches classiquement définies (Kalkowski, 1886) comme une variété de schistes verts, dans laquelle albite, amphibole, épidote et chlorite sont en proportion équivalente, ont été plus précisément typées par Nicolas (1967). On distingue actuellement :

1.5.3.3.1. Les ovardites

à paragenèse à albite, chlorite, avec accessoirement épidote, actinote, calcite. Cet assemblage minéralogique est typiquement métamorphique, sans texture originelle préservée.

1.5.3.3.2. Les prasinites à glaucophane et pistacite

Il s'agit d'un faciès particulier des prasinites s.s, composées d'alternances très fines de lits jaunes, composés d'épidote de type pistacite, et de lits sombres à amphiboles sodiques, glaucophane, hornblende sodique formant un litage ordinairement fortement replissé.

C'est ce que l'on observe le plus souvent dans le massif de la Tête des Toillies.

Une question se pose : ces fins rubans de compositions différentes correspondent-ils à un microlitage d'origine sédimentaire préservés au cours du métamorphisme, ou au contraire ces structures sont-elles strictement d'origine métamorphique ?

La paragenèse métamorphique caractérisant ces roches dérive incontestablement de matériaux initialement à composante basique formés de minéraux ferro-magnésiens (pyroxène) et de feldspaths accompagnés d'oxydes ferro-titanés.

Les rares textures préservées confirment cette origine. En effet, on observe localement des roches de composition basaltique, à texture doléritique. Les phénocristaux feldspathiques sont actuellement remplacés par des clastes à lawsonite, albite, calcite, et les microlites donnent une pâte microcristalline à amphibole chlorite, épidote, ces derniers minéraux dérivent des minéraux ferro-magnésiens originaux. Cet ensemble est le plus souvent étiré et affecté d'une schistosité importante : ces metabasites porphyriques ou ces métadolérites passent alors à des assemblages très tectonisés et/ou recristallisés où plus aucune texture originelle n'est conservée.

Dans ces autres cas, il ne subsiste que les minéraux de métamorphisme, le plus souvent en assemblage microcristallin et affecté par une schistosité très pénétrative. Le mode de gisement de ces "prasinites" ne semble pouvoir être assimilable à des coulées basaltiques et d'autres origines doivent être envisagées.

L'assemblage minéralogique est généralement représenté par :

- des amphiboles (actinote-trémolite et glaucophane)
- des épidotes (pistacite)
- et de l'albite accompagnée de chlorite, sphène, calcite ± quartz.

Ces différents types de prasinites (ovar-dite, prasinite à amphiboles, prasinite à épidote) sont soit homogènes, soit ils s'associent en niveaux millimétriques ou centimétriques alternants. De même, la granulométrie de cet assemblage peut varier localement, donnant donc des variations notables dans l'épaisseur de ces différents niveaux.

Outre l'hypothèse de transformation de coulées basaltiques dans le métamorphisme, différents auteurs (Nicolas, 1966 ; Dal Piaz, 1971 ; Elter, 1971 ; Bocquet, 1974 ; Mazzucotelli et al. 1976 ; Messiga et al. 1977 ; Cortesogno et al. 1977 ; Picardo et al. 1979 ; Robert, 1979) ont proposé une origine "tuffacée" pour les prasinites. Ce terme étant relativement imprécis, Lagabrielle (1982) proposa de différencier les origines de ces prasinites stratiformes à partir d'observations sous-marines actuelles et des données de terrain.

Ces prasinites en interlit dans les sédiments ou reposant directement sur le socle ophiolitique pourraient donc représenter soit :

- des fragments fins provenant de la désagrégation d'un escarpement sous-marin (épicas-tites sous-marines),
- des hyaloclastites poussées au fond d'une coulée et remaniées par des courants de turbidité,
- des autoclastites resédimentées produites initialement lors de la bréchification d'une coulée s'avançant sur une topographie mouvementée,
- des brèches d'éclatement de pillows relativement fines et remaniées par l'écoulement sédimentaire.

Ces différentes hypothèses ont été comparées aux observations faites sur les forages D.S.D.P. implantés au voisinage du substratum océanique.

L'examen de ces sections ne fait que confirmer ces hypothèses, en nous renseignant de façon complémentaire. En effet, ces niveaux détritiques basaltiques (hyaloclastites, brèches de pillows) de tailles variées sont rarement monogéniques et présentent une "contamination" par des sédiments représentés par des fragments de foraminifères, de ptéropodes, par des boues calcaires, des débris serpentiniteux et par des minéraux isolés : olivine, pyroxènes, plagioclases.

Ces horizons volcanoclastiques monogéniques ou polygéniques peuvent subir des transports et des déplacements importants pouvant encore modifier leur mode de gisement et leur nature (ceci suite à des tris mécaniques) (Lagabrielle et al, 1984).

Ces hypothèses considérant l'origine de certains niveaux prasinitiques comme représentant des métavolcanoclastites d'origine variée, subissant des remobilisations et des resédimentations, sont appuyées par une étude géochimique.

Ces analyses confirment aussi l'origine lavique tholéiitique de ces produits avec des variations géochimiques (interprétées comme provenant de contaminations (mélanges avec des sédiments) et dues très certainement aussi aux tris mécaniques entraînant l'élimination des minéraux lourds.

1.5.3.4. Etude des tendances géochimiques

1.5.3.4.1. Résultats analytiques

Les résultats analytiques des roches basiques sont donnés dans les tableaux 4, 5, 6 et 7.

45 analyses ont été faites sur ces minéraux d'origine cumulative ou lavique. Ces derniers sont représentés par des dolérites, des metabasaltes (métacoulées et pillow-lavas) et des prasinites.

Préparation des échantillons

Les blocs ont été concassés au marteau puis au broyeur à mâchoires et directement broyés dans un broyeur à cuve d'agate.

- les éléments majeurs et les éléments en traces (Mme Keller, MG Grenoble)

Les échantillons (poudres) ont été grillés pendant une heure et demi à 1000°C, fondus dans des creusets en platine dans la proportion 2,5g de poudre et 7,5g de fondant (spectroflux).

Analyse :

fluorescence X ; Philips AC 2020 ; tube au rhodium alimenté en 50 mA, 50 kV.

Afin de réduire les risques de fluctuation éventuelle du taux de comptage, on emploie une méthode comparative : chaque mesure est d'abord effectuée sur l'échantillon, puis immédiatement après, sur un étalon. Cet étalon utilisé en référence permanente est "ED", obtenu par mélange à partir des étalons internationaux W₁, BR, GA et GH4.

Tableau 4 - Analyses chimiques des gabbros, laves et prasinites
(% poids anhydre)

N. ORDRE REF	1 E254	2 E256	3 E265	4 F91	5 F116	6 F117	7 E264	8 E249	9 E250	10 E248	11 E258	12 E270	13 E268	14 E267			
S102	46.91	52.17	51.74	46.75	49.08	50.78	53.50	38.83	53.97	45.68	55.15	55.90	53.08	40.55			
AL203	12.24	17.19	21.87	12.74	21.92	16.19	15.01	13.54	18.72	13.17	15.38	13.62	16.69	11.55			
FE203T	14.51	9.28	5.55	15.27	5.15	5.30	6.89	23.76	8.72	17.86	7.51	9.34	8.03	21.10			
MNO	0.21	0.18	0.11	0.18	0.09	0.11	0.13	0.25	0.14	0.21	0.14	0.17	0.15	0.30			
MGO	5.77	4.84	5.90	6.64	12.12	11.28	8.66	7.63	6.31	5.67	10.35	8.57	6.96	10.48			
CAO	10.00	10.57	10.95	9.65	9.39	13.44	10.26	7.38	5.91	10.10	6.28	6.43	9.31	7.04			
NA2O	3.46	4.39	2.54	3.45	2.01	2.46	3.89	2.72	4.03	3.06	3.90	5.26	3.64	3.29			
K2O	0.00	0.18	0.85	0.00	0.00	0.01	0.64	0.00	0.34	0.00	0.62	0.00	1.38	0.00			
TiO2	6.71	0.98	0.35	5.21	0.18	0.40	0.74	5.77	1.72	4.04	0.00	0.64	0.64	5.45			
P2O5	0.20	0.23	0.16	0.11	0.06	0.03	0.28	0.13	0.15	0.22	0.11	0.07	0.12	0.25			
P.FEU	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00			
FEOT	13.06	8.35	5.00	13.74	4.64	4.77	6.20	21.38	7.85	16.07	6.76	8.41	7.23	18.99			
P.FEU'	1.45	0.93	0.56	1.53	0.52	0.53	0.69	2.38	0.87	1.79	0.75	0.93	0.80	2.11			
S.I	25.89	27.25	41.30	27.86	64.59	60.91	44.66	24.04	34.06	22.86	47.85	38.54	36.24	31.99			
FEOT/MGO	2.26	1.73	0.85	2.07	0.38	0.42	0.72	2.80	1.24	2.83	0.65	0.98	1.04	1.81			
N. ORDRE REF	15 E262	16 E261	17 E260	18 E259	19 E251	20 E257	21 E255	22 F75	23 F76	24 F79	25 F104	26 F105	27 F106	28 F107			
S102	49.87	49.45	49.02	39.10	53.00	51.84	51.94	38.98	51.06	49.77	56.92	52.22	53.06	53.47			
AL203	12.80	14.48	19.90	23.76	16.22	13.72	13.72	26.05	22.72	12.38	14.93	16.42	16.50	16.24			
FE203T	19.90	17.40	4.96	5.98	9.12	13.08	13.62	5.02	4.44	17.50	7.23	8.69	9.22	8.74			
MNO	0.29	0.24	0.07	0.16	0.15	0.21	0.15	0.11	0.07	0.13	0.12	0.14	0.12	0.11			
MGO	7.08	3.89	12.81	19.86	6.93	6.13	6.72	19.49	12.80	1.75	5.63	7.38	6.71	6.18			
CAO	5.44	6.39	11.29	10.61	9.23	7.97	7.10	9.44	3.51	4.03	11.54	11.15	8.21	8.33			
NA2O	4.45	0.00	1.54	0.00	3.07	3.82	4.36	0.23	5.24	10.67	2.24	2.55	3.37	4.03			
K2O	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	2.00	0.40	0.00	0.35	0.03	0.02	1.29	1.42			
TiO2	6.29	2.96	0.22	0.32	1.59	2.82	2.27	0.17	0.14	2.31	1.09	1.23	1.38	1.32			
P2O5	0.17	0.27	0.18	0.21	0.18	0.41	0.38	0.10	0.02	1.11	0.20	0.18	0.14	0.16			
P.FEU	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00			
FEOT	17.91	15.66	4.46	5.38	8.21	11.77	12.26	4.52	4.00	15.75	6.51	7.82	8.30	7.87			
P.FEU'	1.99	1.74	0.50	0.60	0.91	1.31	1.36	0.50	0.44	1.75	0.72	0.87	0.92	0.87			
S.I	24.05	19.80	68.09	78.68	38.06	28.22	26.52	79.11	58.09	6.14	39.08	41.53	34.12	31.76			
FEOT/MGO	2.53	4.03	0.35	0.27	1.18	1.92	1.82	0.23	0.31	9.00	1.16	1.06	1.24	1.27			
N. ORDRE REF	29 F108	30 F109	31 F110	32 E92	33 F98	34 F99	35 F100	36 F101	37 F102	38 F103	39 E266	40 E253	41 E263	42 E252	43 F111	44 F114	45 F935
S102	52.43	51.18	53.16	47.47	51.15	52.09	50.49	49.81	47.64	51.77	51.72	52.05	56.25	41.08	50.14	52.76	37.57
AL203	16.00	16.48	15.49	13.14	16.30	16.31	16.71	18.53	18.20	17.42	15.58	18.81	11.12	12.22	16.65	12.32	16.19
FE203T	9.47	10.70	9.30	14.88	11.95	10.81	11.57	12.22	14.64	12.06	11.31	12.01	8.06	20.77	10.77	12.32	8.70
MNO	0.15	0.12	0.15	0.20	0.16	0.13	0.15	0.20	0.34	0.27	0.13	0.11	0.15	0.35	0.15	0.22	0.18
MGO	4.93	6.05	6.66	7.03	5.21	5.05	4.93	2.66	7.64	4.60	8.46	1.87	13.84	13.81	6.54	6.28	13.46
CAO	11.79	8.81	9.35	9.56	7.97	9.72	9.08	8.35	3.13	6.22	6.21	5.79	4.49	4.30	9.08	7.37	22.68
NA2O	3.70	4.13	4.04	3.41	5.11	3.38	4.52	5.50	5.62	4.70	4.25	5.59	4.78	2.07	4.17	4.67	0.60
K2O	0.00	0.64	0.28	0.00	0.52	0.36	0.36	0.58	0.00	0.79	0.00	1.90	0.00	0.00	0.61	0.00	0.00
TiO2	1.36	1.67	1.37	4.24	1.47	1.87	1.92	1.90	2.49	1.93	2.08	1.62	1.16	5.16	1.71	2.63	1.04
P2O5	0.19	0.21	0.20	0.07	0.15	0.27	0.27	0.25	0.29	0.24	0.26	0.24	0.13	0.24	0.18	0.26	0.17
P.FEU	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
FEOT	8.52	9.63	8.37	13.39	10.76	9.73	10.41	11.00	13.18	10.85	10.18	10.81	7.25	18.69	9.69	11.09	7.83
P.FEU'	0.95	1.07	0.93	1.49	1.20	1.08	1.16	1.22	1.46	1.21	1.13	1.20	0.81	2.08	1.08	1.23	0.87
S.I	28.74	29.58	34.42	29.50	24.13	27.27	24.38	13.48	28.90	21.96	36.96	9.27	53.49	39.94	31.12	26.50	63.22
FEOT/MGO	1.73	1.59	1.26	1.90	2.06	1.93	2.11	4.13	1.72	2.36	1.20	5.78	0.52	1.35	1.48	1.77	0.58

Nature des analyses et légende des diagrammes utilisés (Tableau 4 suite)

Gabbros anorthosiques Δ		Ferrogabbros \diamond		Gabbros euphotides \square	
N°ordre	N°éch.	N°ordre	N°éch.	N°ordre	N°éch.
1	CA256	3	SV1	5	SV49
2	CA262	6	CA123	7	CA136
4	SV48	8	CA182	11	CA234
9	CA198	10	CA200	13	CA6
12	CA4	14	CA32	19	CA9t
17	CAB5	15	CA40		
18	CA109t	16	CA62		

Dolérites Σ		Basaltes massifs \times		Pillow-lavas $+$		Prasinites \oplus	
N°ordre	N°éch.	N°ordre	N°éch.	N°ordre	N°éch.	N°ordre	N°éch.
20	CA9	25	SV28	31	SV34	22	CAB9
21	CA9b	26	SV29	33	SV22	23	CA90a
32	SV3	27	SV30	34	SV23	24	CA98
41	CA235	28	SV31	35	SV24	39	CA109b
42	CA250	29	SV32	36	SV25	40	CA152
44	SV41	30	SV33	43	SV35	46	SV42
		37	SV26				
		38	SV27				

Albitite

N°ordre	N°éch.
46	CA264

Tableau 5 - Valeurs moyennes et écarts types du chimisme des metabasaltes et prasinites; (d'après les valeurs anhydres et ramenées à 100 du tableau 4)

	Dolérites	Basaltes massifs	Pillows	Prasinites
SiO ₂	50,22±5,28	52,34±2,58	51,14±1,28	48,72±5,51
Al ₂ O ₃	12,71±1,01	16,52±0,97	16,67±1,01	19,11±5,46
Fe ₂ O ₃	13,79±4,13	10,09±2,33	11,10±1,06	10,06±5,46
MnO	0,21±0,07	0,17±0,09	0,16±0,02	0,11±0,02
MgO	8,97±3,78	6,14±1,08	5,18±1,45	8,87±7,55
CaO	6,80±2,05	8,65±2,96	8,93±0,65	5,80±2,33
Na ₂ O	3,85±1,02	3,79±1,10	4,45±0,77	5,20±3,73
K ₂ O	0,33±0,82	0,52±0,60	0,45±0,14	0,53±0,79
TiO ₂	3,05±1,43	1,56±0,46	1,71±0,24	1,26±1,04
P ₂ O ₅	0,25±0,13	0,20±0,05	0,22±0,05	0,35±0,44
FeOt	12,41±3,72	9,09±2,10	9,99±0,96	9,09±4,88
S.I.	34,36±10,53	31,95±6,24	25,80±7,23	37,91±31,37
$\frac{FeOt}{MgO}$	1,55±0,54	1,52±0,43	2,16±1,02	3,30±3,92
\bar{n}	6	8	6	5

Tableau 6- Géochimie des éléments traces
C. Ayoub (1984) St Véran
valeurs en ppm

<u>no éch.</u>	<u>no analy.</u>	Zr	Nb	Y	Sr	Rb
<u>dolérites</u>						
SV3	F92	42	2,8	18	184	1
CA235	E263	99	3,3	30	31	2
CA9	E257	89	4,9	50	166	1
CA9b	E255	90	4,7	43	150	0
<u>pillows</u>						
SV22	F98	114	3,9	37	83	22
SV23	F99	146	4,3	43	108	10
SV24	F100	143	5,2	51	122	7
SV25	F101	139	4,7	43	146	13
SV35	F111	125	4	38	95	12
<u>métabasaites</u>						
SV29	F105	94	3,9	29	72	4
SV30	F106	111	3,9	33	83	29
SV31	F107	107	3,4	30	91	30
SV32	F108	105	3	32	108	3
SV33	F109	125	3,7	35	88	14
SV27	F103	143	5	44	143	23
<u>prasinites</u>						
CA152	E253	106	3,4	37	96	46
CA98	F79	187	9,6	136	81	16
<u>gabbros anorthosiques</u>						
CA85	E260	20	1,7	7	212	4
CA198	E250	39	3,6	23	130	7
CA256	E256	33	3,8	18	149	10
CA262	E265	23	2,8	11	230	26
<u>gabbros euphotides</u>						
CA9t	E251	51	4,7	21	146	2
<u>ferrogabbros</u>						
CA62	E261	113	4,9	58	153	6
CA200	E248	57	3,4	28	181	0
<u>albitite</u>						
CA264	F935	81	3,1	23	9	1

Tableau 7- Géochimie des éléments traces
Saby et Chapelle (1982)
valeurs en ppm

<u>dolérites</u>	<u>no éch.</u>	Zr	Nb	Y	Sr	Rb
CI		152	5,1	30	8	1
M10		31	4,4	59	0	0
L3		130	3	32	56	1
M5		289	7,1	74	12	24
P8		35	0	26	225	0
P18		83	1,8	23	202	2
P22		62	1,6	19	91	5
P9		58	1,8	20	120	2
P21		53	1	20	149	1
PI9		49	1,4	16	181	0
PI5		136	3,5	38	100	0
LI		174	3,4	41	79	0
C2		148	4,4	37	78	1
M9		100	4,4	25	100	1
C7		139	4	20	5	1
P20		154	2,9	33	62	1
PP8		112	2,5	33	69	4
PP9		239	6,6	64	82	0
PP10		91	1,5	28	155	3
<u>pillows</u>						
R3		150	4,1	37	29	4
M11		108	2,4	36	81	3
R4		208	4,9	45	40	5

-Y,Zr,Nb,Sr,Rb (M. Germanique, MG Lyon)

Des pastilles sont préparées à partir des poudres (2,5 g.) avec de la cire (7,5 g.) et comprimées sous presse.

Fluorescence X : Philips FW 1410 X-Ray Spectrometer; tube au rhodium alimenté en 50 mA, 50 kV.

1.5.3.4.2. Caractérisation de la spilitisation

La minéralogie de ces roches reflète une tendance très sodique (voir chap. 1.5.3.) et on peut se poser la question de la nature originelle de ces métamorphites lorsque toute texture primaire a été effacée

Diagramme de KUNO Na_2O+K_2O/SiO_2

Le caractère alcalin est bien visualisé sur le diagramme de Kuno et Nakamura, fig.25, où l'on constate qu'une majorité de termes se placent dans le champ des basaltes alcalins ou des séries alcalines du Japon (Kuno, 1968).

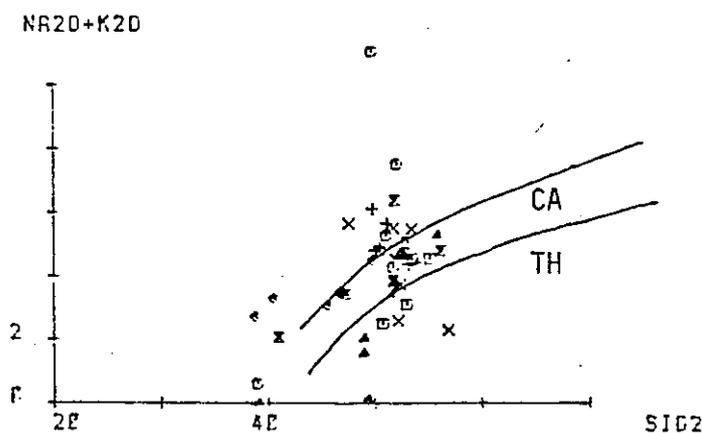


Fig.25-Diagramme de Kuno (1968)

Cette hétérogénéité est contradictoire par rapport aux arguments de terrain, où sur des matériaux associés (métacoullées basaltiques), on peut observer une forte dispersion des teneurs en Na_2O et plus accessoirement des teneurs en K_2O .

L'examen des tableaux de teneurs montre qu'il existe pour certaines analyses un antithétisme de comportement de la soude et de la chaux, ce qui implique une mobilité de ces deux oxydes. Celle-ci peut être imputée à la spilitisation. Les effets de ce phénomène, bien décrits par Mevel (1975) dans la région, peuvent être également constatés dans d'autres diagrammes qui utilisent soit les alcalins, soit d'autres éléments mobiles au cours des altérations hydrothermales sous-marines.

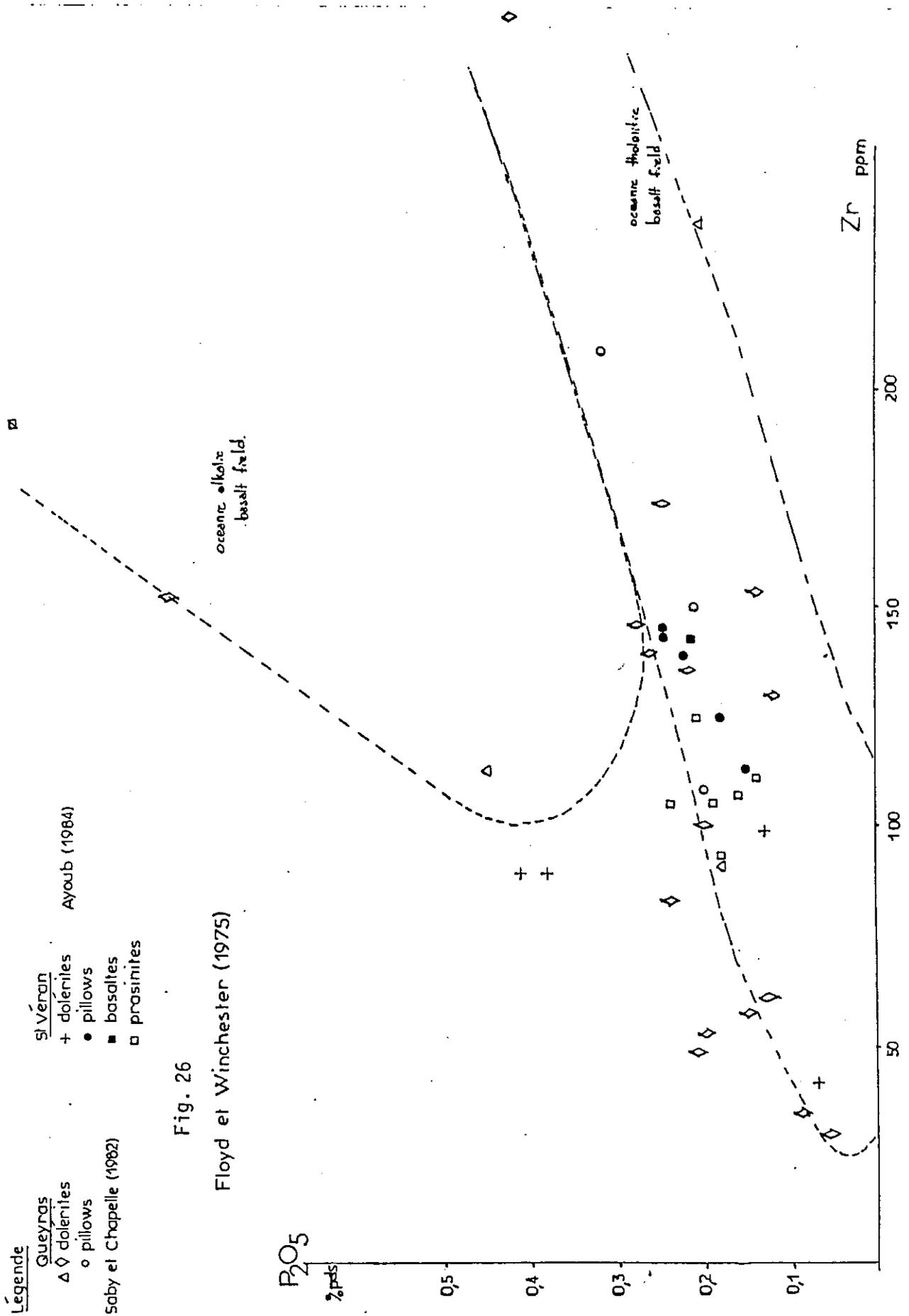
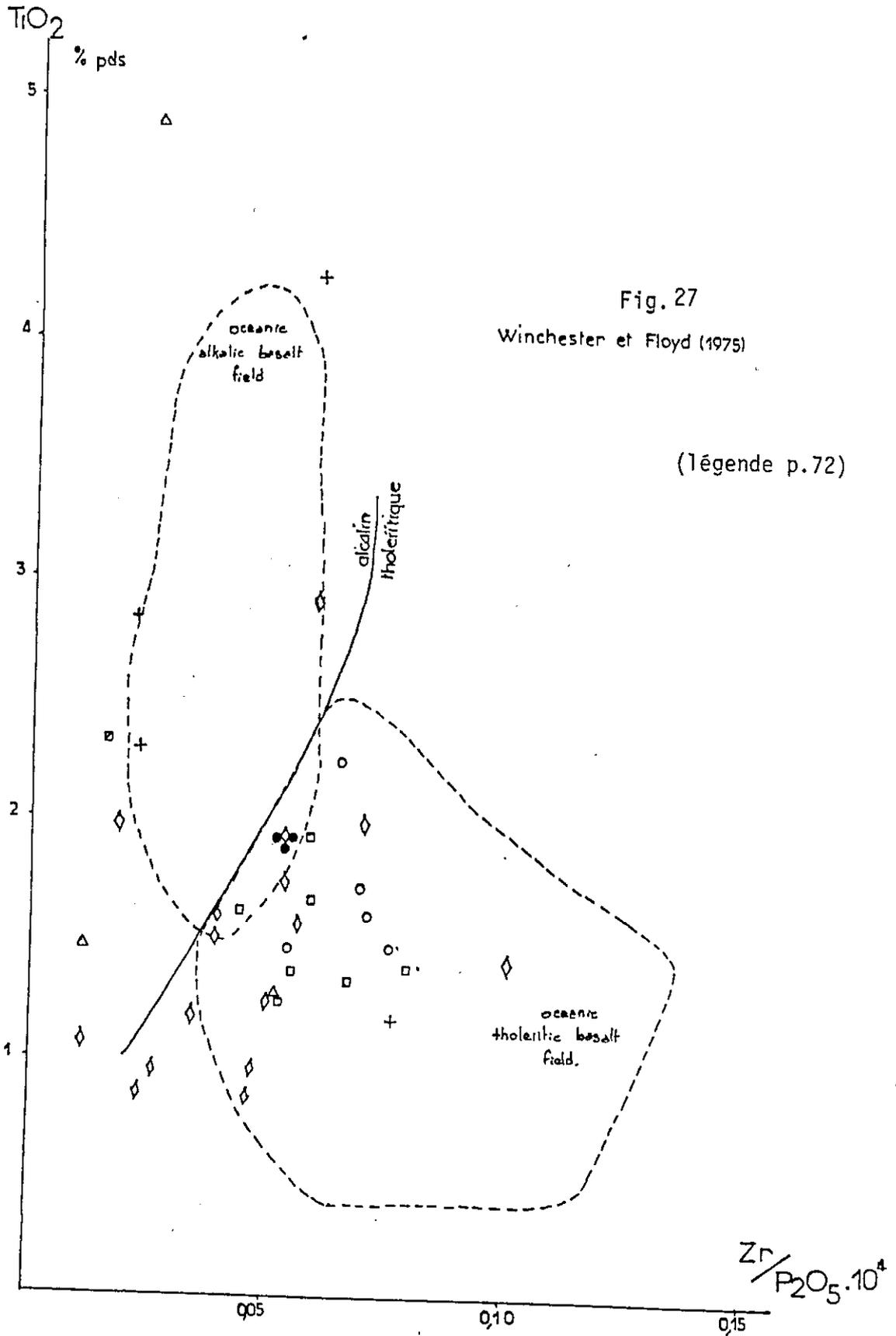


Fig. 26
Floyd et Winchester (1975)



Il est nécessaire ici d'utiliser si possible des marqueurs géochimiques particulièrement inertes aux altérations hydrothermales ou à l'halmyrolyse tardive qui peuvent avoir affecté les matériaux basiques après leur mise en place.

I.5.3.4.3. Mise en évidence d'une lignée subalcaline

Diagrammes P_2O_5 - Zr Floyd et Winchester (1975)
 TiO_2 - Zr/ P_2O_5 Floyd et Winchester (1975)

fig.26 et 27

Ces deux diagrammes permettent de mettre en évidence la nature non alcaline des matériaux. L'utilisation de ces éléments peu ou pas mobiles montre en effet qu'une grande majorité de matériaux basiques appartenant à d'anciens liquides magmatiques correspond à des basaltes subalcalins du groupe des tholéïtes.

En effet, les teneurs en TiO_2 et en P_2O_5 sont particulièrement faibles et caractéristiques de ce type de matériaux. Seules de distinguent quelques dolérites provenant du Pic Marcel, décrites par Saby et Chapelle (1983) et qui correspondent à des termes particulièrement transformés par hydrothermalisation (chloritisation intense).

Si l'on écarte ces échantillons pour lesquels la mobilité du titane et du phosphore est très probable, la majorité des autres liquides offre des compositions qui s'apparentent à celles des MORB.

Une meilleure précision de la nature subalcaline et tholéïtite des matériaux est nécessaire.

I.5.3.4.4. Comportement des éléments majeurs : indice d'un fractionnement tholéïtite

La nature subalcaline des matériaux est bien confirmée par les comportements

de FeO , Al_2O_3 , MgO , et TiO_2

I.5.3.4.4.1. Comportement de SiO_2

L'examen des tableaux n° 4 et 5 montre que les teneurs en silice sont relativement peu dispersées et qu'une majorité des anciens

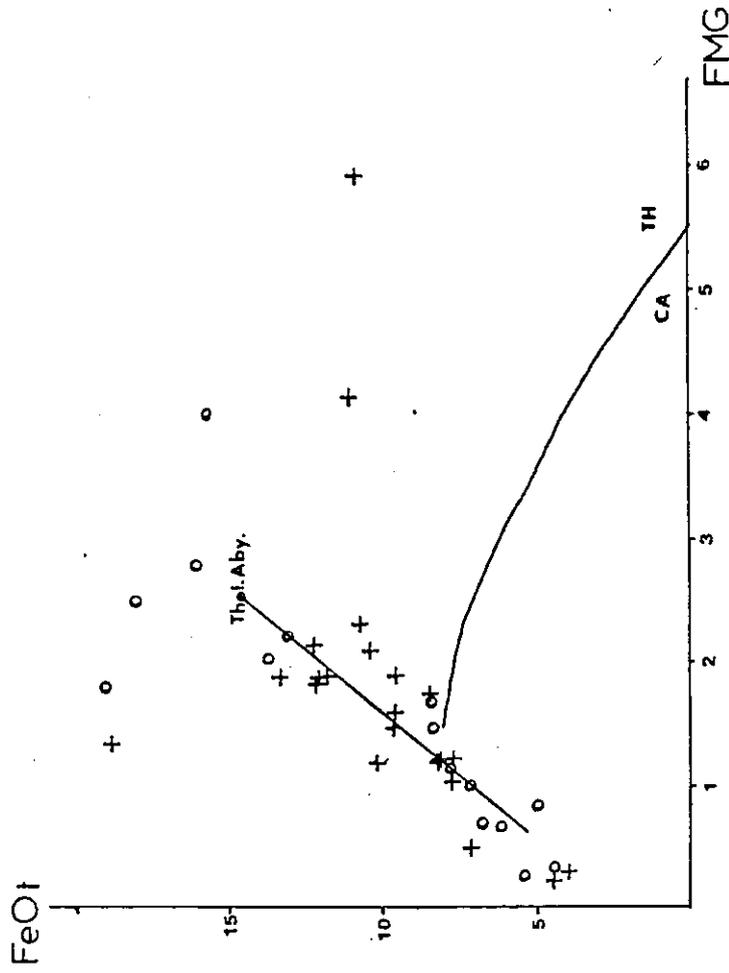
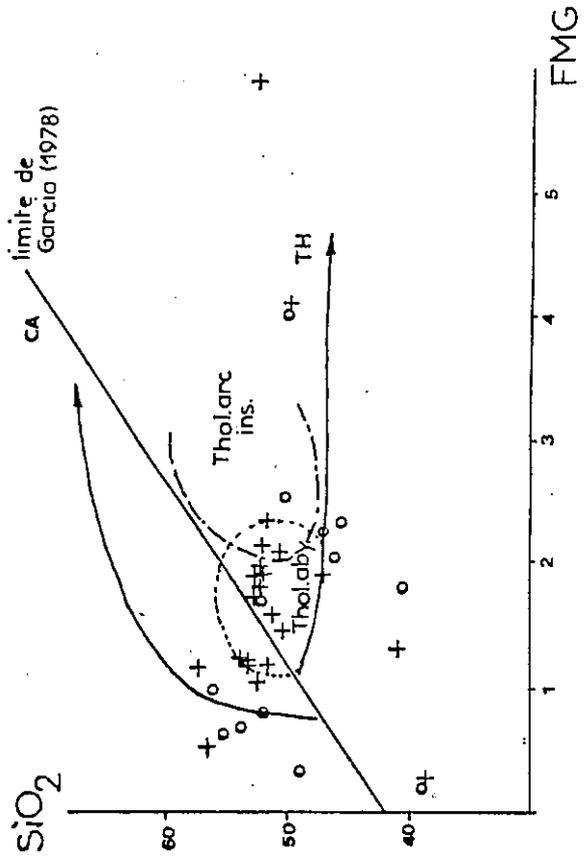
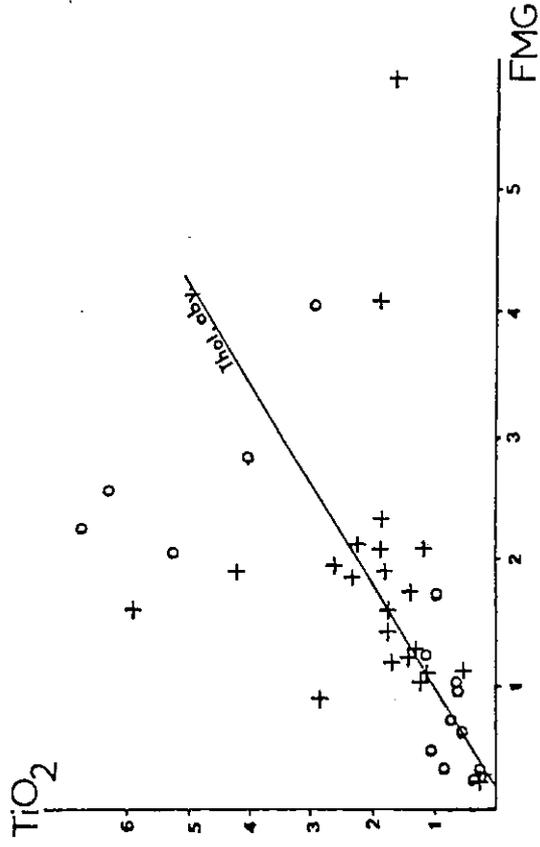


Fig. 28

Diagrammes de MIYASHIRO (1974)

$$FMG = \frac{FeO}{MgO}$$

- gabbros
- + mégalaves



liquides magmatiques voient leurs teneurs comprises entre 49 % et 54 % SiO_2 . Les faibles variations des teneurs en silice² observées sont indépendantes du rapport FeO/MgO considéré par de nombreux auteurs comme un bon indice de différenciation. Le diagramme SiO_2 - FeO/MgO de Miyashiro (1974) (fig. 28) confirme cette indépendance et permet d'écarter pour ces roches basiques une appartenance à une lignée calco-alcaline. Les variations des éléments majeurs par rapport à SiO_2 sont données dans les figures 28

I.5.3.4.4.2. Comportement de FeO-TiO_2

Les rapports FeO/MgO offrent une forte dispersion et la majorité des termes analysés se situe entre 0,8 et 2,5.

Cette dispersion des valeurs est particulièrement nette dans les diagrammes de Miyashiro (1974), fig. 28, et surtout dans les triangles AFM (Kuno, 1968) et Al_2O_3 - FeO-T-MgO (Besson-Fontailles, 1974).

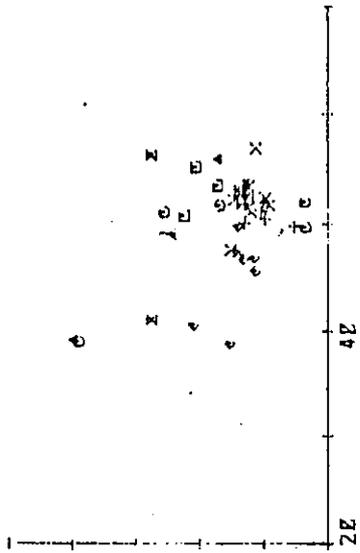
Les diagrammes de Miyashiro (1974), fig. 28 montrent qu'à la faveur du fractionnement les liquides basaltiques s'enrichissent en FeO et TiO_2 . Ces deux oxydes voient au cours de la différenciation leurs teneurs respectives initiales multipliées par 2 à 3. Par contre, au cours de cet enrichissement les variations des teneurs en MgO paraissent modérées et l'élévation du rapport FeO/MgO est surtout à corrélérer à l'augmentation des teneurs en fer au cours du fractionnement.

I.5.3.4.4.3. Comportement de Al_2O_3

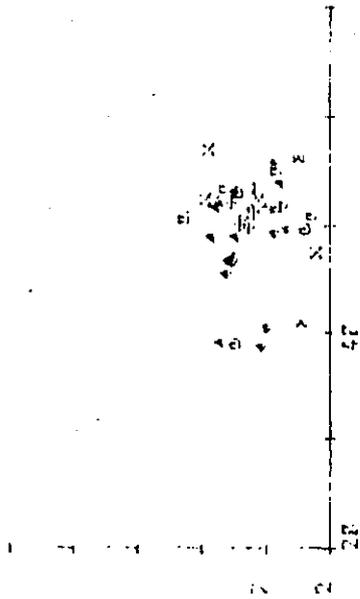
Le comportement relatif de l'alumine au cours de ce fractionnement est à corrélérer avec cet enrichissement en fer. On peut constater dans le diagramme de Besson-Fontailles (1974), fig. 31, que les liquides sont très dispersés. Certaines dolérites offrent de fortes teneurs en FeO et de faibles teneurs en Al_2O_3 qui les placent à la fois au voisinage de la courbe d'évolution des liquides tholéitiques où dans l'aire de répartition des ferrogabbros auxquels elles sont associées.

Les metabasaltes s.l. sont localisés dans le même diagramme à l'origine de la courbe d'évolution de la lignée calco-alcaline mais l'axe principal de leur ellipse de dispersion est orienté parallèlement à la courbe d'évolution des tholéites.

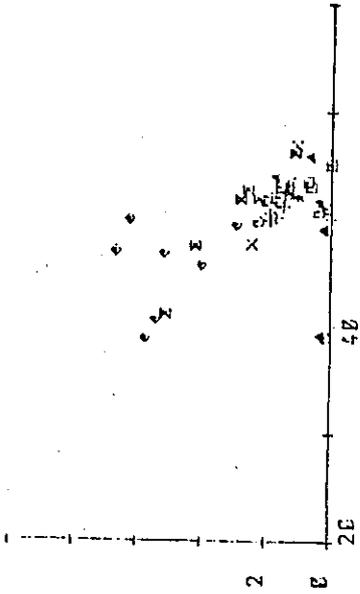
'60



CRD



TIO2

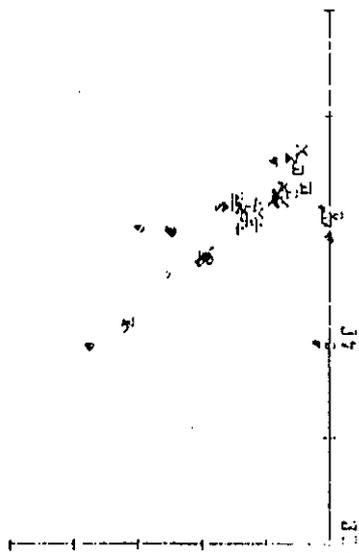


SiO2

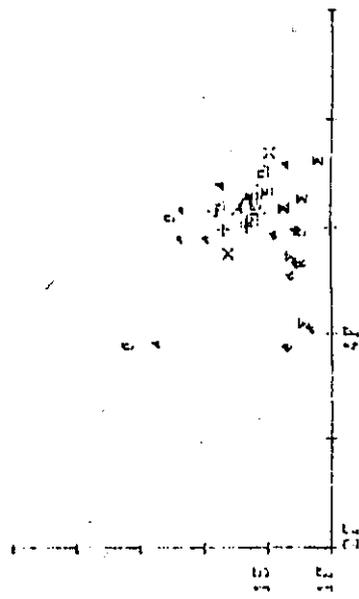
SIO2

SI

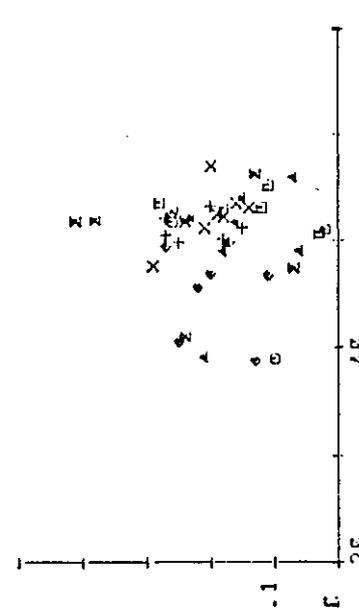
F52031



SIO2



P205



SiO2

SIO2

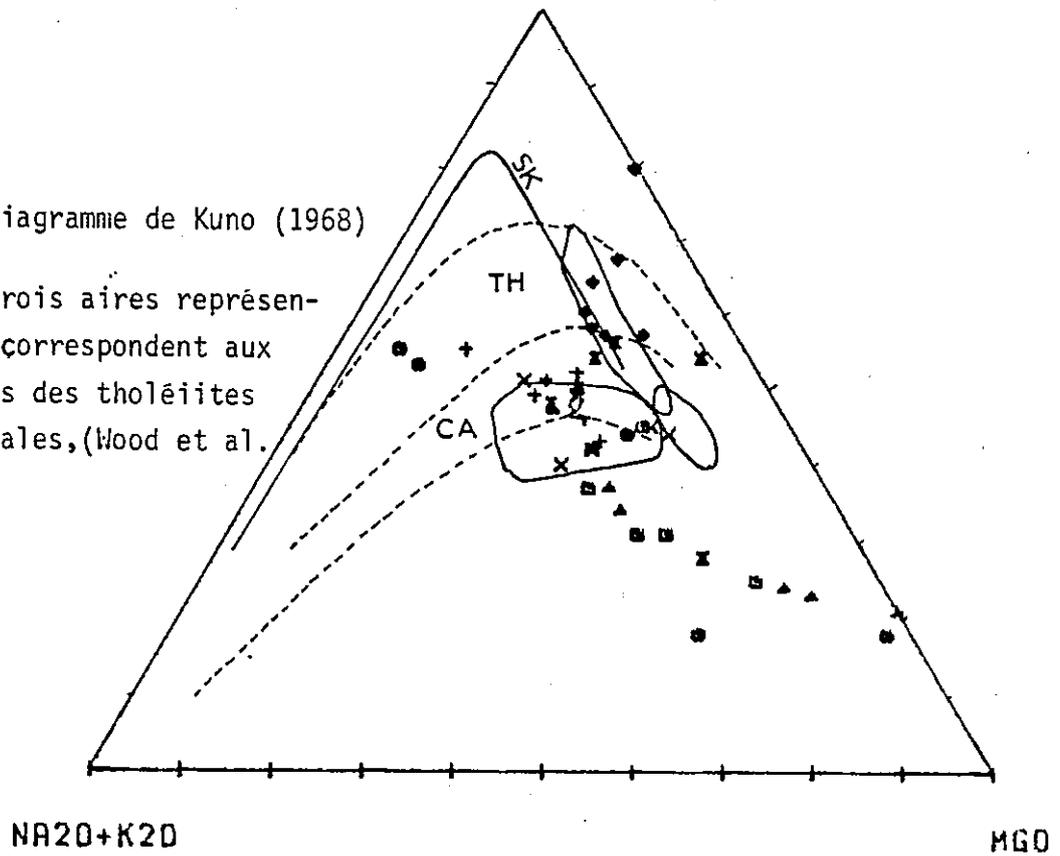
SIO2

Fig. 29-Diagrammes oxydes/silice (Harker, 1909)

FEOT

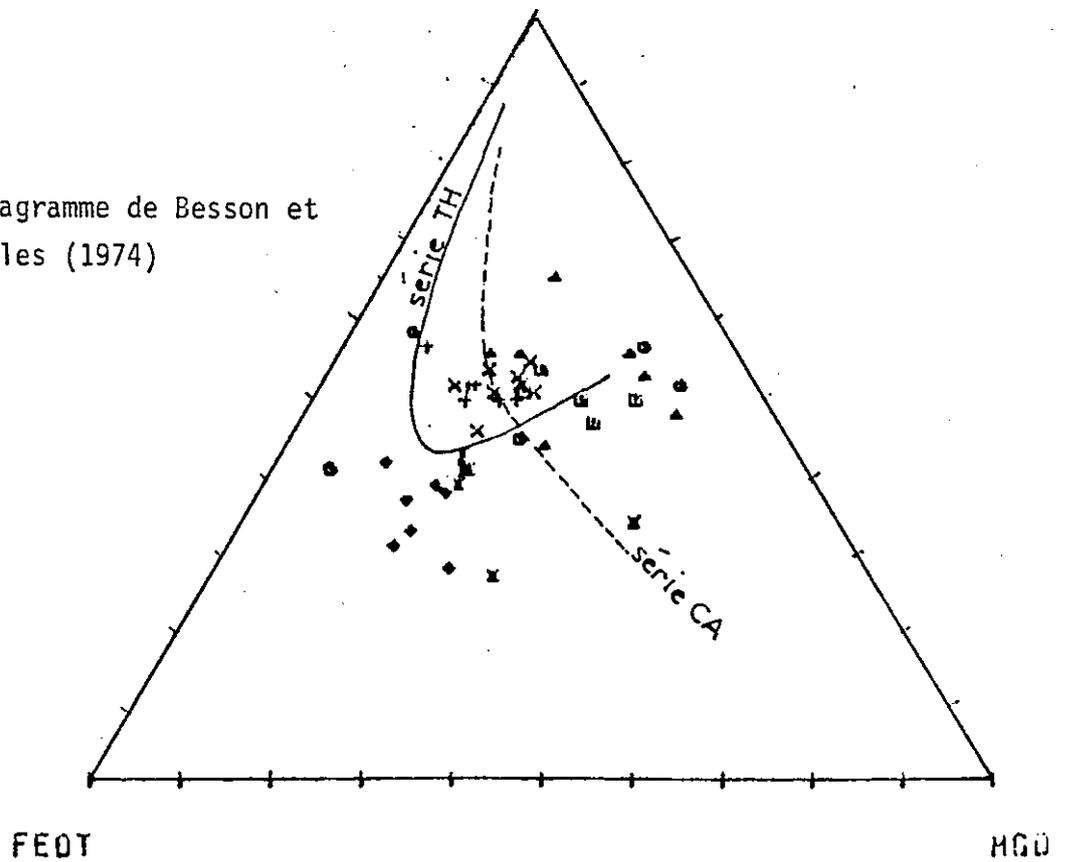
Fig.30 -Diagramme de Kuno (1968)

Les trois aires représentées correspondent aux champs des tholéiites abyssales, (Wood et al. 1979)



AL2O3

Fig.31 -Diagramme de Besson et Fonteilles (1974)



On peut envisager que leur position dans le diagramme, témoignant de teneurs en Al_2O_3 plus élevées que les tholéiites de référence, est consécutive à un léger enrichissement en plagioclase. Pétrographiquement, ces matériaux offrent en effet de fréquents phénocristaux plagioclasiques relictuels pseudomorphosés en calcite-albite-lawsonite. Cette tendance cumulative est à l'origine du léger déplacement dans le diagramme vers le pôle de l'alumine.

Cet enrichissement en phénocristaux plagioclasiques est à corréliser avec l'abondance des leucogabbros dans notre secteur qui sont issus de la "précipitation feldspathique" de telles tholéiites. On peut constater à ce sujet que les points représentatifs des compositions des leucogabbros de la région se placent au niveau de la racine de la tendance tholéiitique de référence.

Ainsi le comportement de l'alumine corrélé à celui de FeO et MgO est caractéristique d'un fractionnement à dominante plagioclasique comme celui qui affecte une majorité de lignées tholéiitiques.

Ce "fractionnement tholéiitique" est confirmé par le diagramme d'Osborn (1959), fig. 32 qui conjugue les comportements des oxydes discutés précédemment. Il montre que le fractionnement des liquides a été considérablement contrôlé par la fugacité d' O_2 et par la PH_2O qui ont conduit à un fort enrichissement en fer (Fenner Trend), et à l'absence de précipitation de minéraux hydroxydés. La culmination en FeO et TiO_2 conduit tardivement à la précipitation d'oxydes (magnétite, ilménite ...) qui correspondent à des phases fréquentes observables dans les ferrogabbros.

Ainsi, au cours du fractionnement des liquides basaltiques, deux grands stades de matériaux "précipités" peuvent être définis, avec, d'une part :

- les gabbros précoces correspondant aux euphotides et aux leucogabbros, et d'autre part :
- les ferrogabbros plus tardifs.

On trouve là une dualité caractéristique des matériaux issus des souches tholéiitiques (Ohnenstetter, 1982).

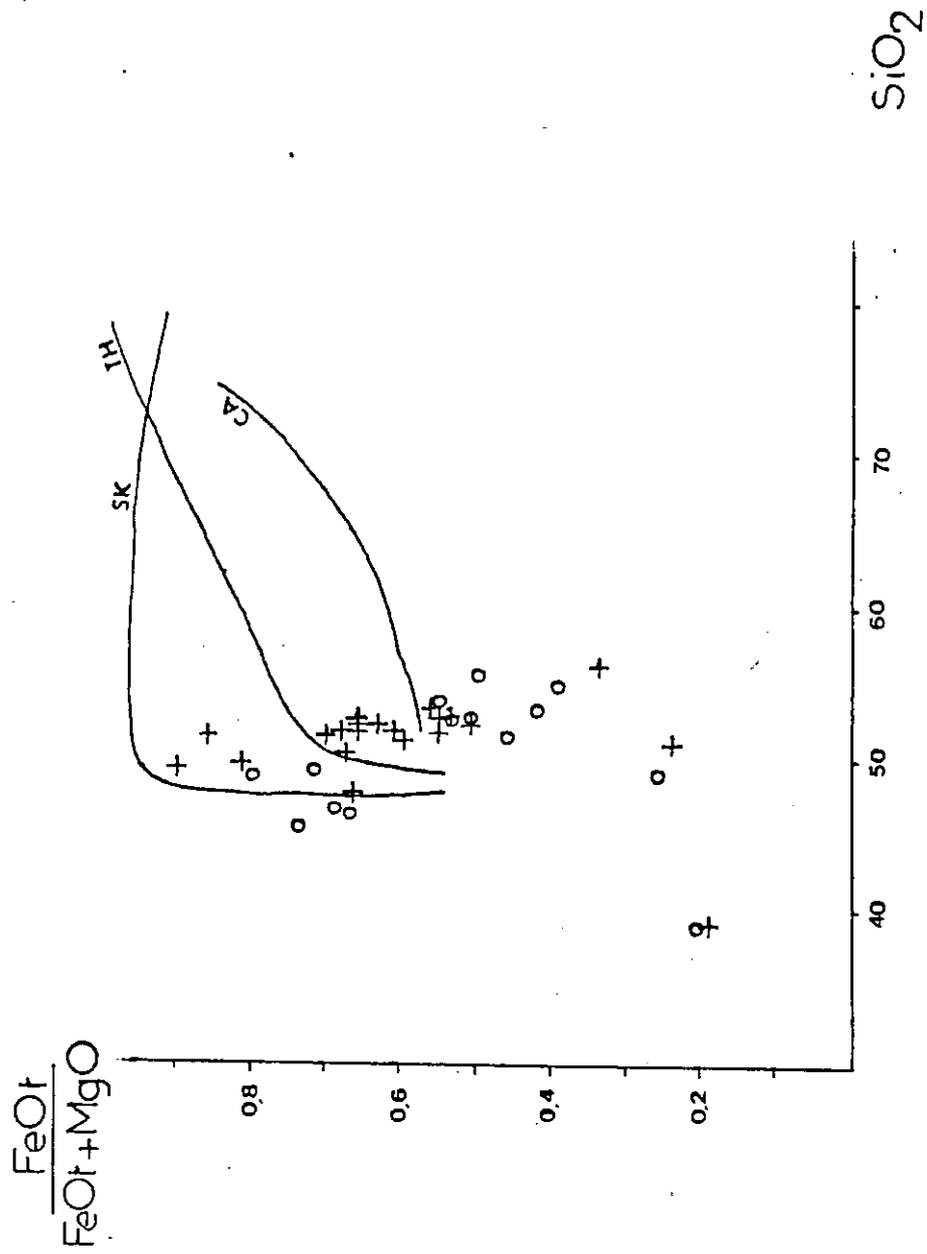
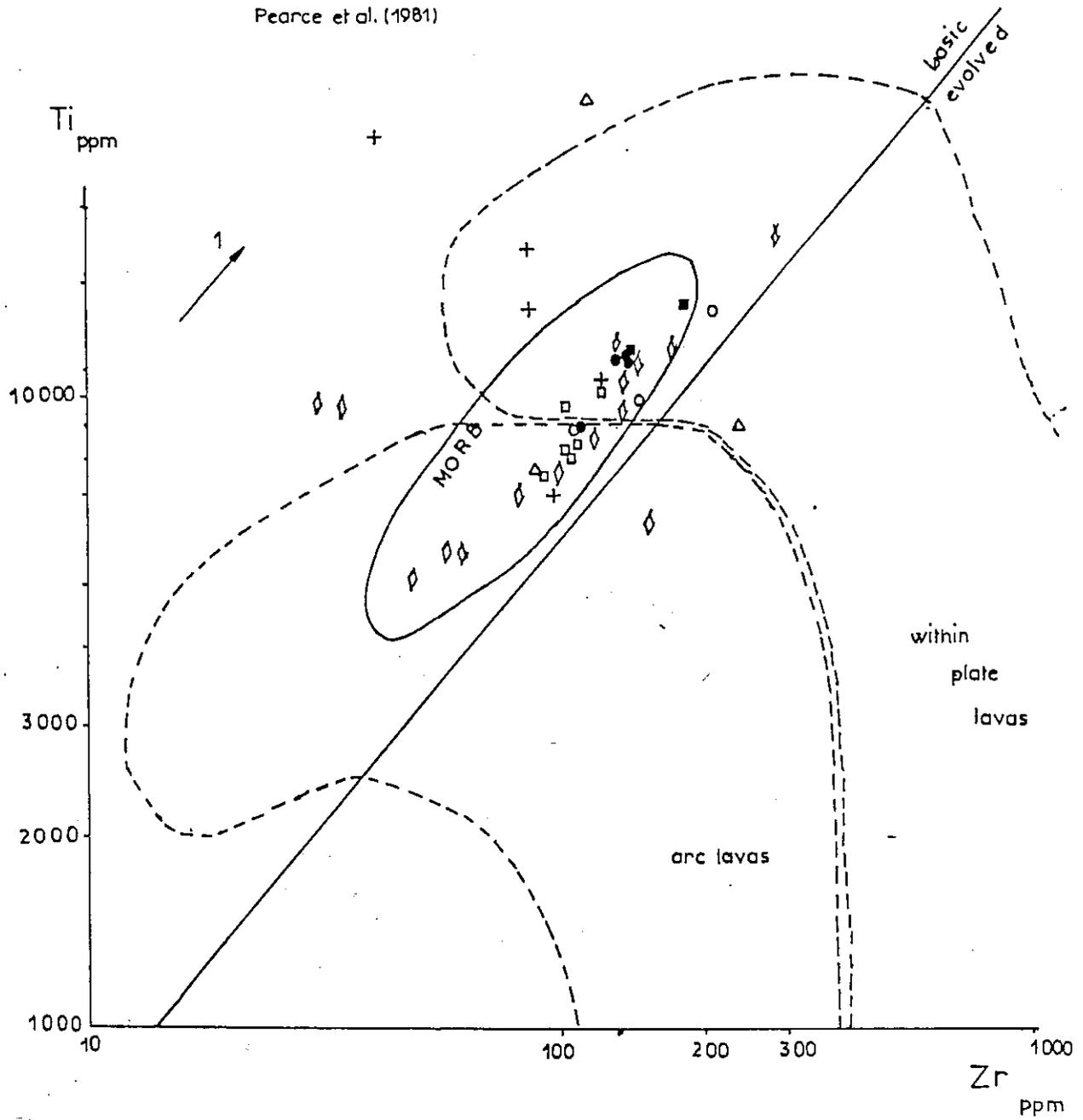


Fig. 32 - Diagramme d'OSBORN (1959)

Fig. 35
Pearce et al. (1981)



Cette analogie peut être constatée dans le diagramme Ti-Zr où les points représentatifs des laves analysées sont centrés dans l'aire des MORB qui se situe "à cheval" sur les champs de laves d'arcs insulaires et des basaltes intraplaques. (fig.35)

Le triangle Ti/Zr/Y et le diagramme Zr/Y-Zr (fig.36-37) montrent que les rapports Zr/Y des métatholéiites étudiées sont nettement supérieurs à ceux des tholéiites abyssales. De ce fait, une mise en place dans un site distensif de type rift océanique est confirmée.

Les fractionnements des éléments incompatibles au cours des processus de différenciation s'accordent avec une telle origine tholéiitique. Par exemple, Ti-Zr-Nb-Y montrent entre eux de fortes corrélations dans les diagrammes binaires (fig. 33,34 et 35)

L'examen détaillé de tels diagrammes confirme l'importance du fractionnement plagioclase des liquides et de la participation avec le feldspath de l'olivine et du clinopyroxène

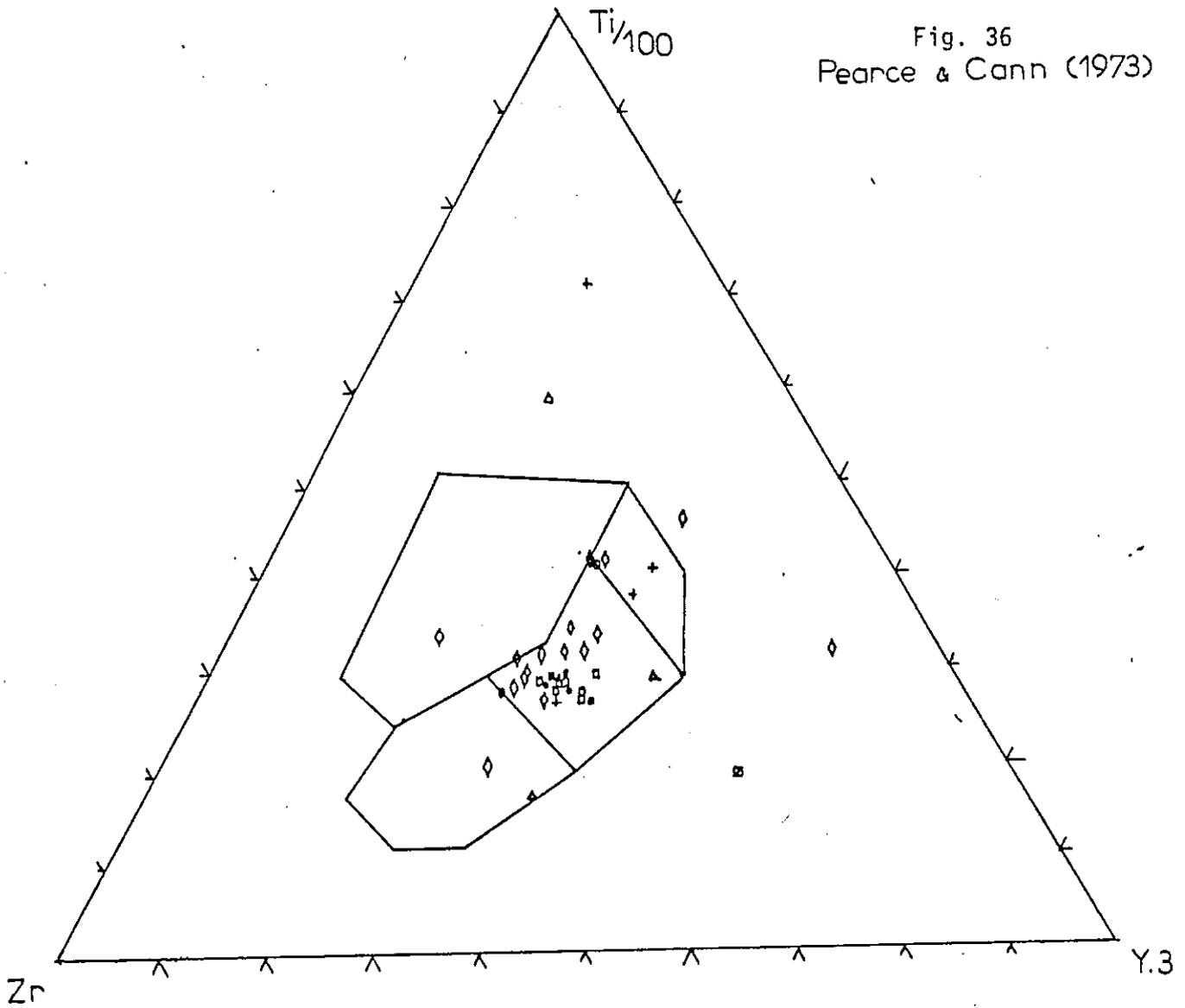
L'évolution à partir de ces diagrammes du vecteur de fractionnement donne la précipitation d'un mélange moyen $Pl_{0,5}Cpx_{0,3}Ol_{0,2}$ caractéristique des tholéiites abyssales (vecteur 1, fig. 33 - 35 d'après Pearce et Norry, 1979).

Cette évolution s'accorde avec les considérations géochimiques relatives aux comportements du fer, titane, aluminium, faites précédemment.

La comparaison de la géochimie des laves du Queyras avec celle des ophiolites de la Méditerranée montre que c'est avec celles des Apennins et de la Corse que les affinités sont les plus nettes. D'après Ohnenstetter M. (Thèse Etat, 1982) le magmatisme des ophiolites de la Méditerranée orientale peuvent être rapportées pour la plupart à des sites d'arc insulaire (type II). Par contre, le magmatisme des ophiolites de la Méditerranée occidentale, d'après le même auteur, appartiennent à des sites voisins de rides (type I) (océanisation avec marges continentales passives).

L'appartenance des liquides (métabasaltes) à des basaltes d'origine tholéiitique d'un site du type MORB est démontrée dans les diagrammes de Pearce et Norry (1979) et de Pearce et Cann (1973).

Fig. 36
Pearce & Cann (1973)



Légende

Queyras
 Δ ◇ dolérites
 ○ pillows
 Saby et Chapelle (1982)

St Véran
 + dolérites
 ● pillows
 ■ basaltes
 □ prasinites
 Ayoub (1984)

Légende

Queyras
 Δ ◇ dolérites
 ○ pillows
 Saby et Chapelle (1982)

St Véran
 + dolérites
 ● pillows
 ■ basaltes
 □ prasinites
 Ayoub (1984)

M1 moyenne des métabasaltes
 M2 moyenne des dolérites
 C₃ composition de la chondrite C₃

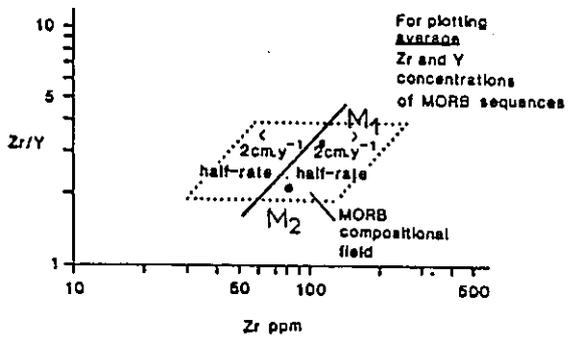
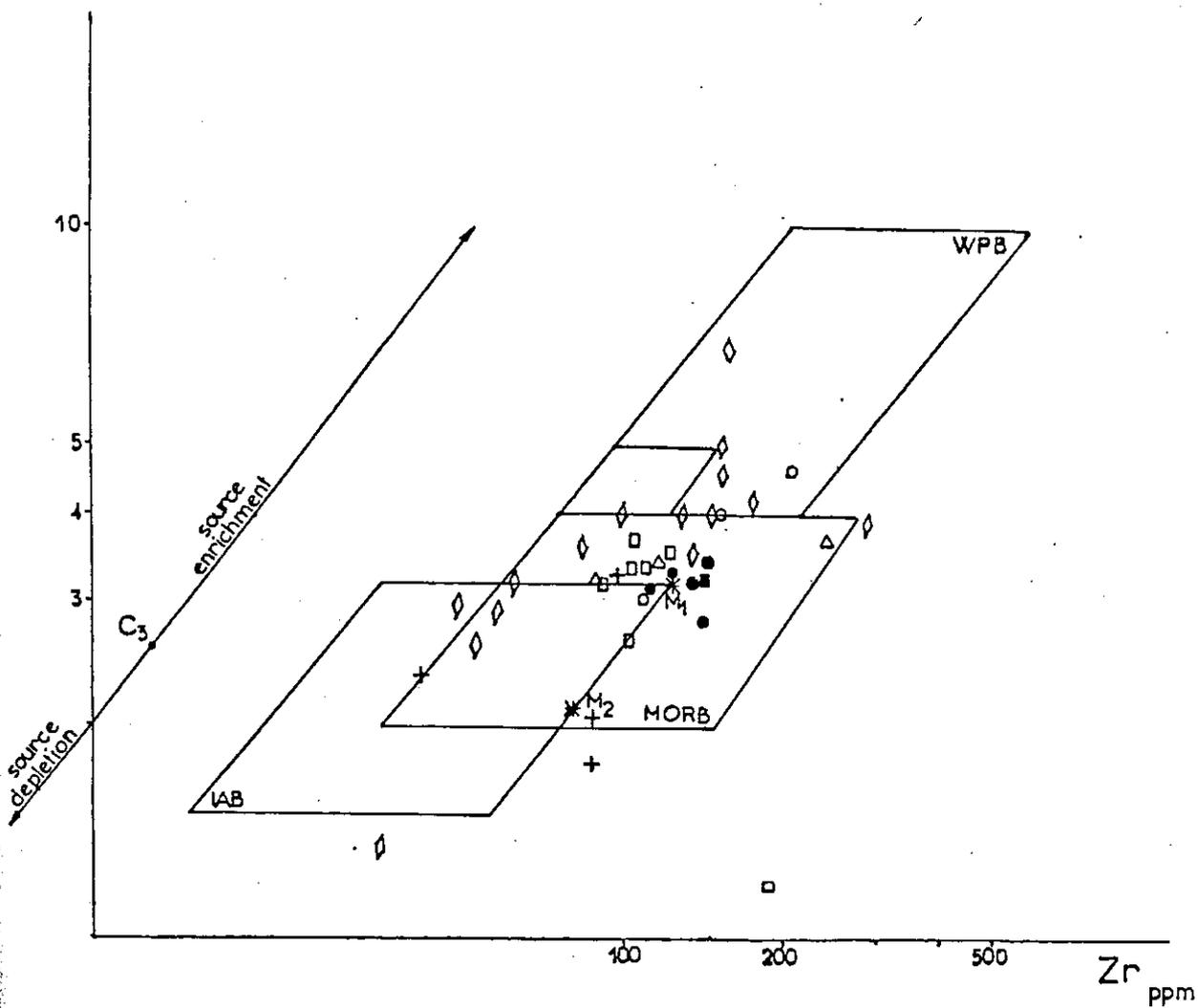


Fig. 37 - Pearce et Cann (1973)

Zr/Y



Les rapports en Zr et Y indiquent une évolution de ces matériaux d'une composition proche de la chondrite C_3 ou peu déprimée par rapport à elle (voir moyenne M_2 des dolérites).

La vitesse d'expansion de la ride, estimée d'après le diagramme de Pearce et Cann (1973), fig. 37, nous donne un demi-taux d'expansion supérieur à 2cm/an en moyenne. Le nombre d'analyses sur les liquides effusifs étudiés n'est pas suffisamment important pour avoir une moyenne représentative. Néanmoins, Saby (1982) en utilisant la méthode de Nisbet et Pearce (1973) sur les valeurs en titane, trouve pour les liquides basiques du Queyras des teneurs indiquant une 1/2 vitesse d'expansion de 3,2 cm/an (la fourchette obtenue sur nos deux moyennes M_1 et M_2 indique 3 à 4cm/an au maximum).

I.5.3.4.6. Distinction des différents domaines au sein des MORB

Les compositions Nb-Y-Zr sont caractéristiques des différentes évolutions des basaltes d'affinité alcaline et calco-alcaline, Egin et al. (1979). (Fig. 38) Jouchoux (1982) a étendu l'utilisation de ce diagramme pour distinguer les différents champs des basaltes océaniques :

N-MORB basaltes de ride océanique du type normaux
 T-MORB basaltes de ride océanique de type transitionnels
 E-MORB basaltes de ride océanique de type exceptionnels

Il faut noter que ces champs ont été établis pour l'étude des metabasites du Massif Central (France).

Le report des différentes roches étudiées donne une composition appauvrie en Nb, avec un léger enrichissement en Zr, par rapport aux champs déterminés par Jouchoux. Ces roches, comme nous l'avons vu précédemment, sont issues d'un manteau de composition proche de la chondrite C_3 plus ou moins déprimée et semblent correspondre au domaine N-MORB.

L'enrichissement en Zr peut être imputé au caractère relativement différencié des metabasites étudiées. Les roches basiques du Queyras étudiées par Chapelle (1983) indiquent le même phénomène d'enrichissement en Zr.

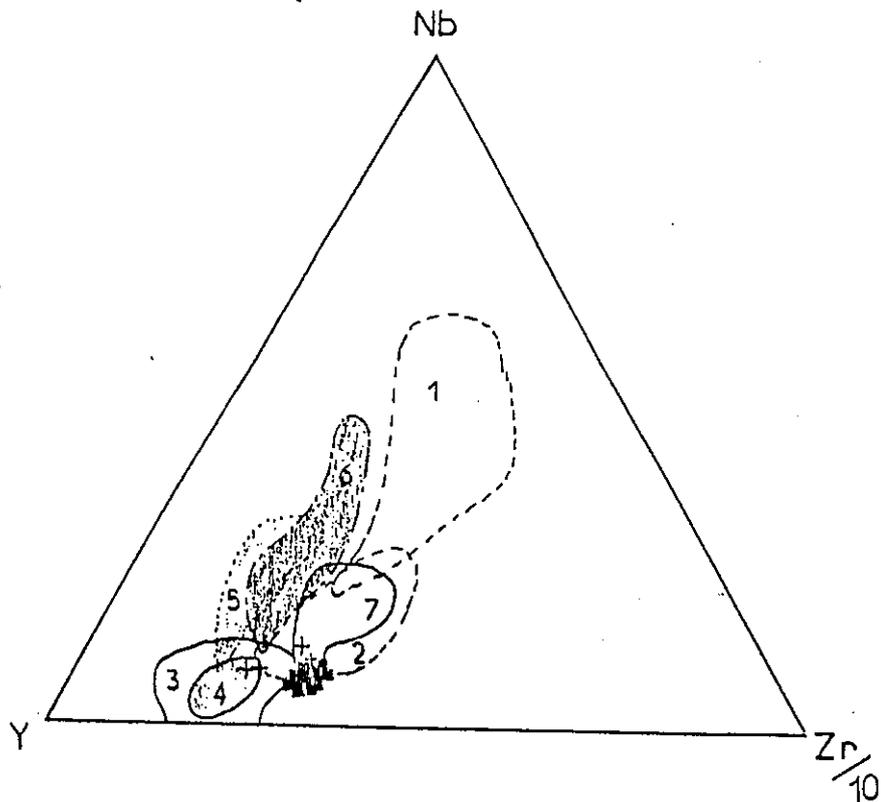


Fig. 38 - Diagramme d'EGIN et al. (1979) modifié

■ metabasaites
+ diabases (filons)

1 basalte alcalin	4 N-NORB
2 basalte calcoalcalin	5 T-MORB-tholéiite abyssale (OFB)
3 tholéiite d'arc insulaire (IAT)	6 E-NORB
	7 basalte intraplaque (WPH)

CHAPITRE II

Chapitre 2TECTONIQUEIntroduction

Nous avons, lors du chapitre précédent, eu un aperçu des formations ophiolitiques et métasédimentaires qui composent la haute vallée de l'Aigue Blanche. Nous nous efforcerons dans ce chapitre de définir les différentes phases de déformation qui affectent ces matériaux.

Cette étude structurale sera plus précisément orientée sur le site de la mine : en effet, malgré les nombreuses études antérieures (voir § travaux antérieurs effectués sur la mine de Clausis), la géométrie de la minéralisation n'a jamais été clairement reconstituée, tant par les anciens mineurs que par les géologues qui ont travaillé en surface.

Pour arriver à une compréhension du site et à l'évaluation du stock minier, nous avons essayé de reconstituer cette structure. Cette reconstitution se basera tout d'abord sur des observations microtectoniques menées sur les affleurements extérieurs. Puis elle s'appuiera sur les données de la tectonique régionale afin d'individualiser les principaux événements.

La chronologie des déformations étant alors établie, nous tenterons une reconstitution de la structure actuelle d'après les divers documents miniers dont nous disposons.

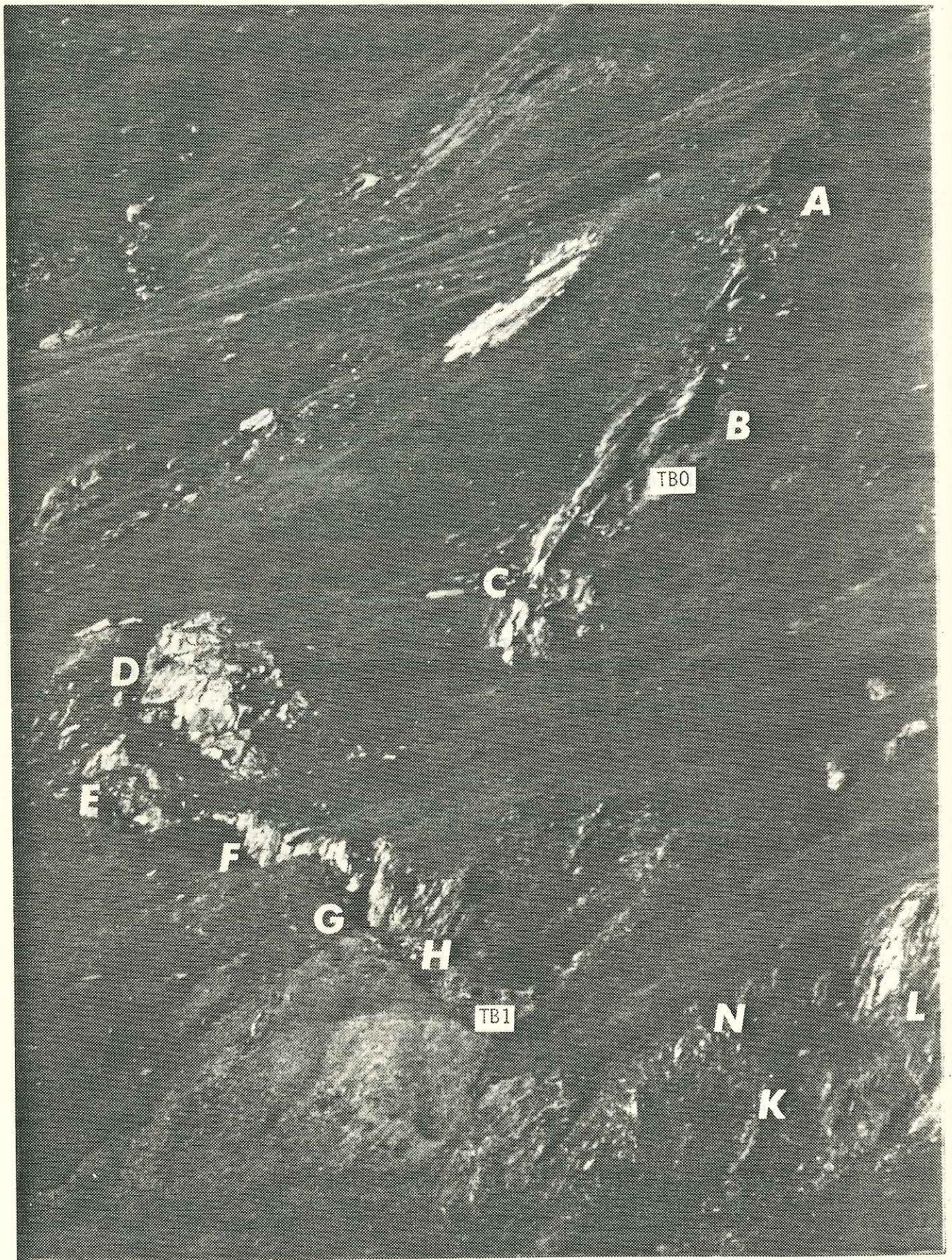


Photo 3- Affleurements des niveaux TB1 et TBO , vue vers le N.

A,B,C,D,E,F,G,H,K,L,N : localisation
des observations microtectoniques (§ II.1.)

II.1. Observations microtectoniques

La plupart des observations microtectoniques ont été faites sur les affleurements situés de l'altitude 2480 m à 2600 m, c'est-à-dire correspondant à la partie supérieure de l'exploitation (TBI et TBO).

Les relevés analytiques ont été focalisés sur les formations de quartzites (métaradiolarites) et marbres qui reposent sur le substratum ophiolitique. Celui-ci est localement constitué de chloritoschistes très foliés et à amandes de calcite hématisée. Les différentes stations de mesures sont reportées sur la photo des affleurements (photo 3)

II.1.1. Affleurements A, B et C

1) affleurement A

- altitude : 2600 m environ au-dessus du TBO
- photos 5, 6 et 4 (photos d'ensemble)

Cet affleurement illustre bien les déformations subies par les roches métasédimentaires. La photo 1 nous montre un pli dessiné par un banc de quartzites (q); à l'intrado se trouvent les calcaires (c) qui dessinent une charnière aigüe. L'extrado est au contact des ophicalcites-chloritoschistes, formant une charnière arrondie, à meneaux plus ou moins bien exprimés (photo 6, meneaux de quartzite à riébeckite (qr) au contact des ophicalcites (chl).

La différence de ductilité des matériaux calcaires et quartzitiques s'exprime par une nette disharmonie de plissement avec la présence de nombreux plis mineurs dans les marbres et leur totale absence dans les quartzites.

Des mesures prises dans les bancs calcaires montrent une linéation reprise par des plis N20. Cette linéation est associée à la phase 2 ; les plis qui la déforment sont des plis P_3 déversés vers l'est. On notera que la série stratigraphique est normale.

Relevés analytiques

P_3 flancs longs	charnière 3	L_2 sur flanc long
75 28 Y	N 20	43 47

NW

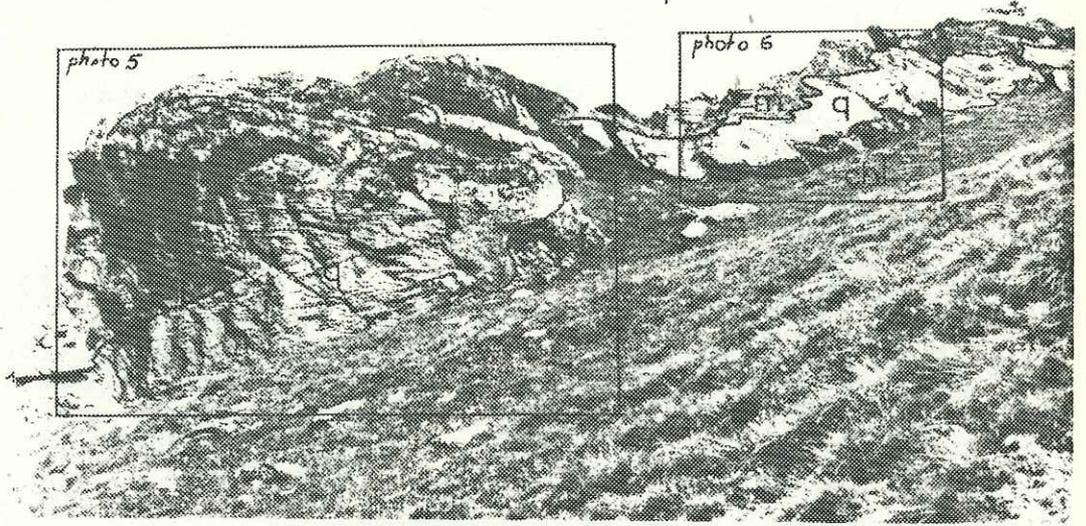


Photo 4

NNE

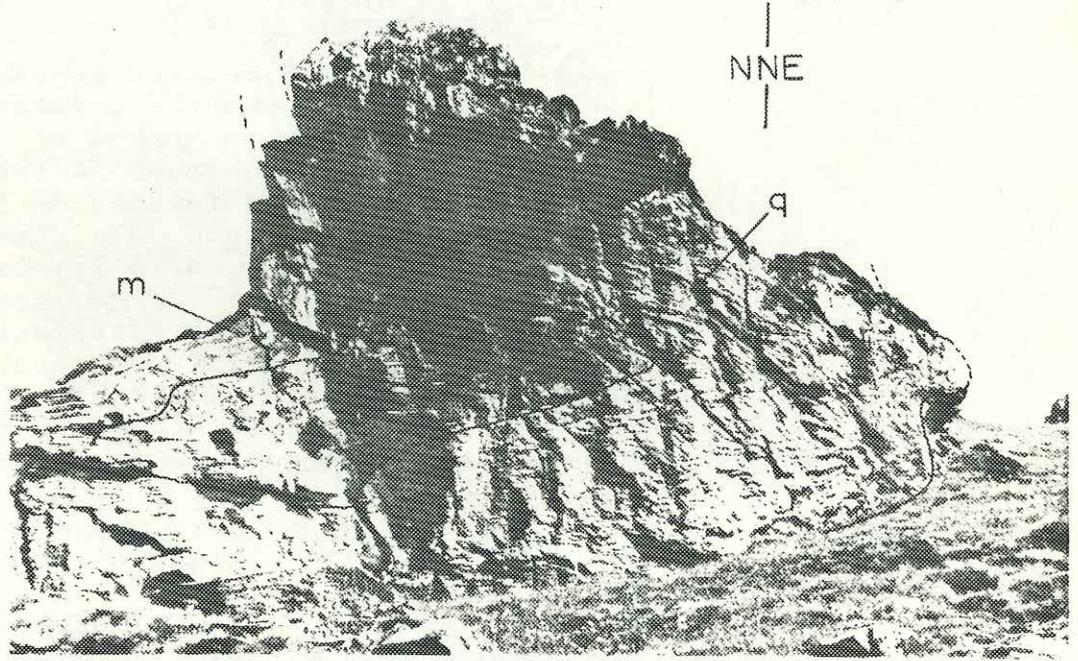


Photo 5

NNE

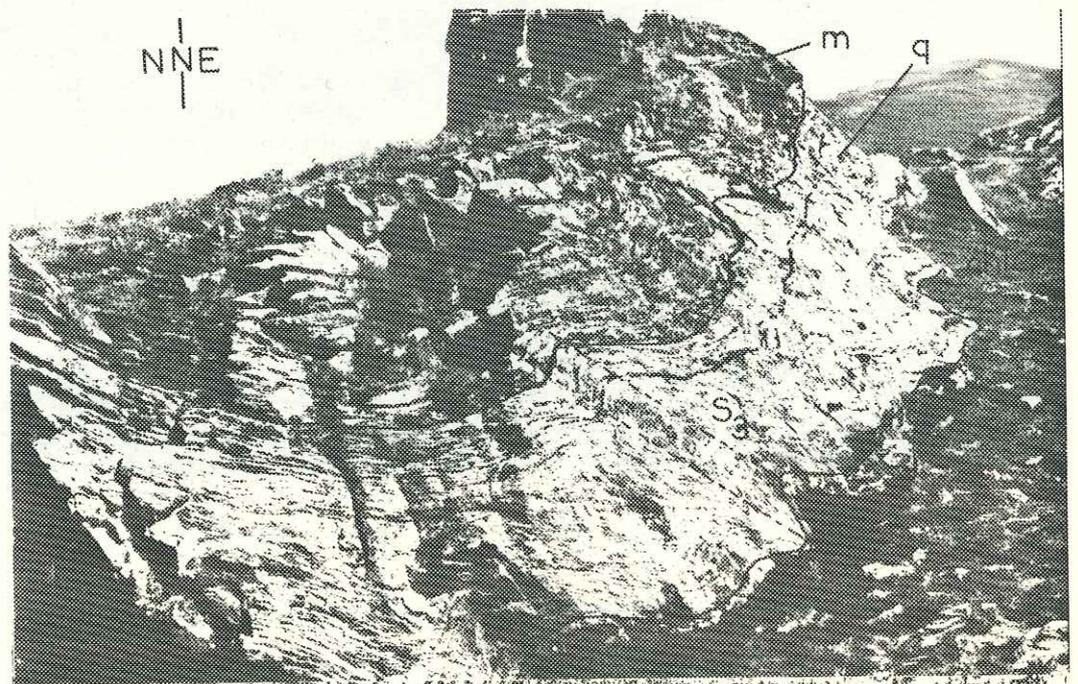


Photo 6



Photo 7

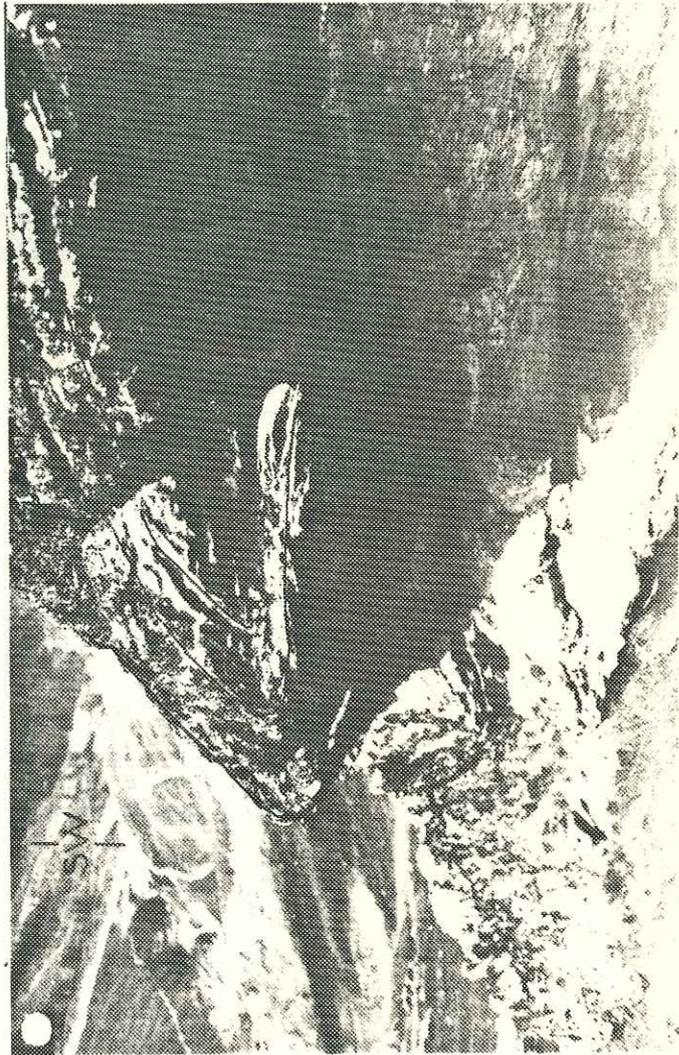


Photo 8

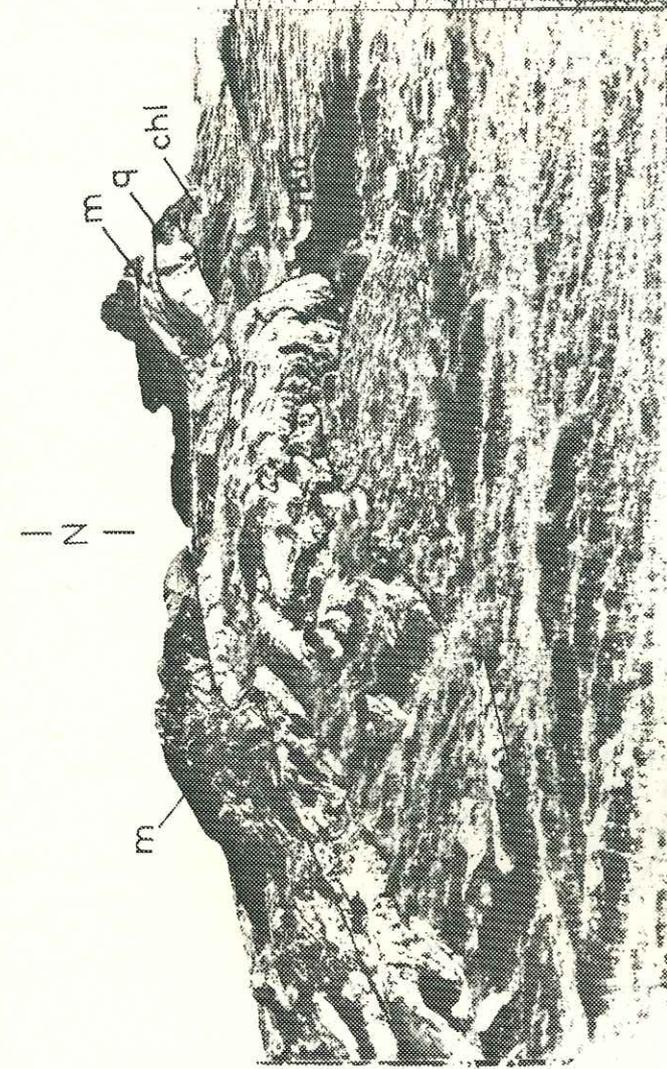


Photo 9

g

2) affleurements B

- altitude : 2570m au niveau du TBO
- photo 8 , vue d'ensemble

Cette perspective permet de voir les enchaînements P_3 de flanc converse (à vergence E) dans une série à polarité normale. Plusieurs points particuliers y sont situés.

Affleurement B1 (fig.39)

L'analyse structurale de cet affleurement en continuité avec l'affleurement A nous permet d'observer :

- une linéation L_2 reprise sous $20-30^\circ$ environ dans les plis fermés (angle entre les flancs $\approx 20^\circ$), déversés vers l'ESE. Cette linéation est une linéation d'intersection associée à une linéation minérale (amphiboles bleues).

P_3	L_2
flanc court 	
flanc vertical N 40	
flanc long "inverse" avec série normale	
charnière	
plan axial construit	
(voir stéréogramme B1)	

On note que la charnière P_3 est amygdalisée, peut-être par déformation en microchevrons N60. Le plan axial est souligné par la schistosité à espacement millimétrique

75 45

Fig. 39 - Affleurements (B)

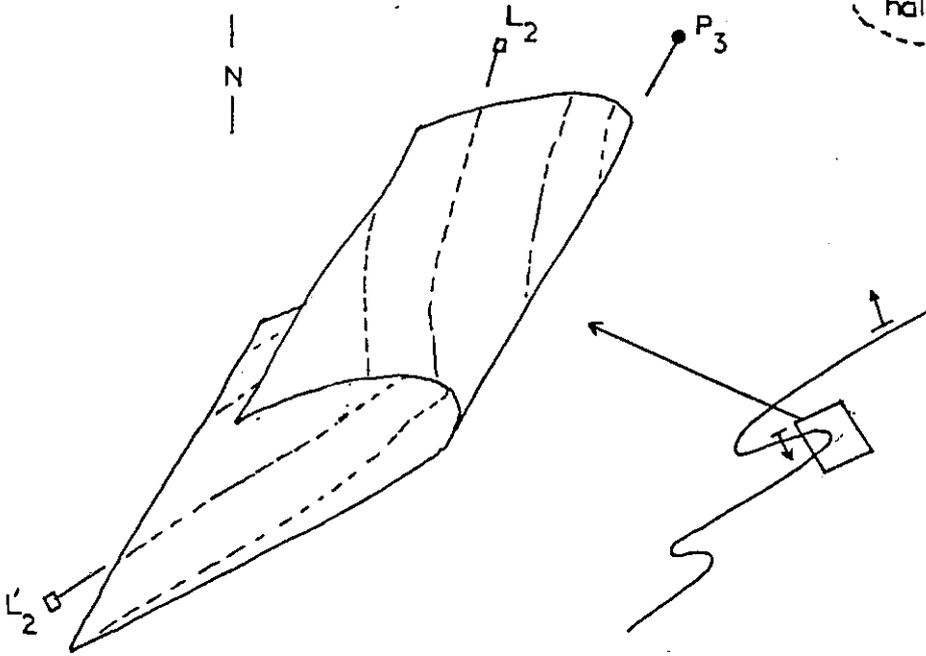
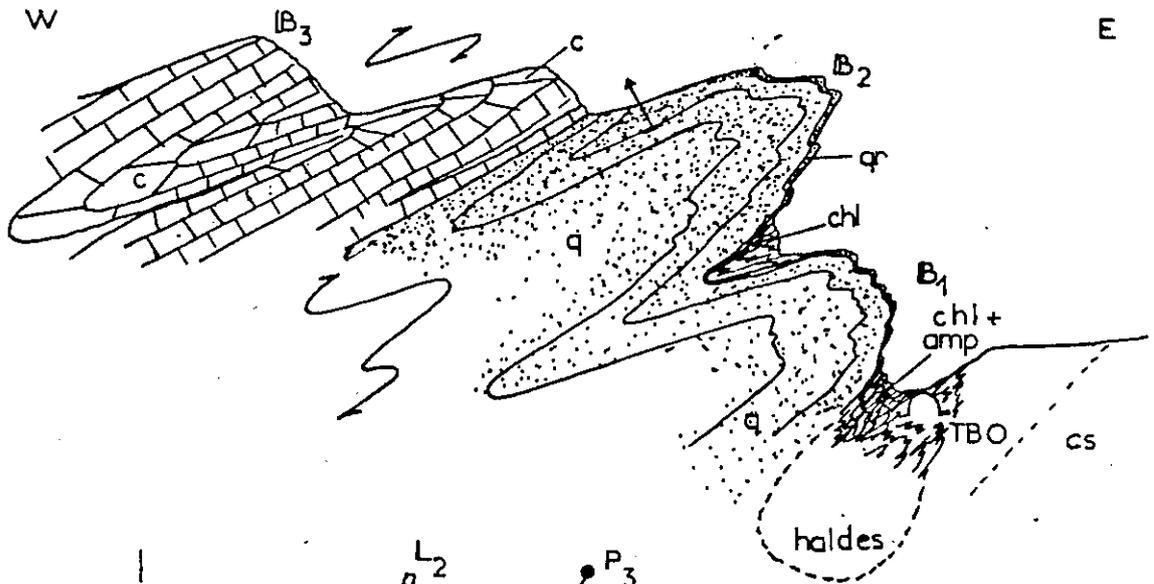


Fig. 40 - Détail (B₁)

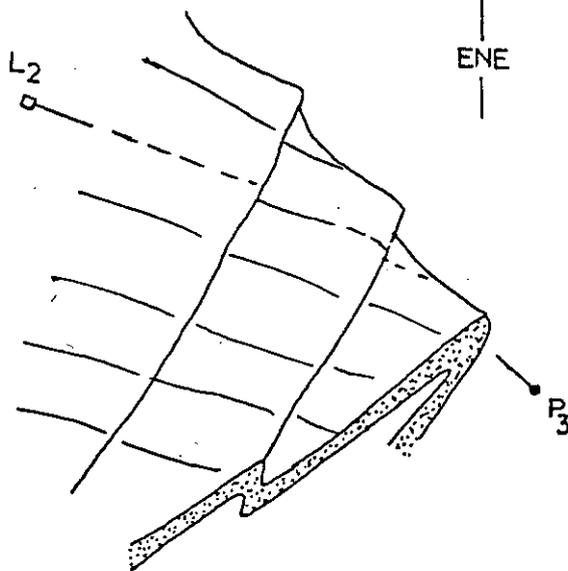


Fig. 41 - Détail (B₂)

La figure 40 résume l'arrangement structural

- L_2 : linéation N20 sur flanc supérieur
(série inverse)
 L'_2 : linéation N70 sur flanc inférieur
(série normale).

Affleurement B2

photo 7 : cette photo illustre la schistosité de crénulation marquée ("strain slip cleavage") S_3 affectant des quartzites.

photo 9 : le style de pli P_3 fermé à charnière arrondie affecte ici des quartzites.

photos 10 et 11, fig. 41

la surface des lits quartzitiques est affectée de "kink" parallèles aux fentes de tension, correspondant à des structures tardives. La linéation L_2 est nettement reprise sur un pli P_3 .

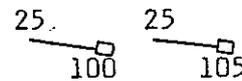
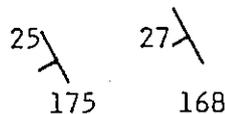
Affleurement B3

photo 12 : cette photo illustre le style de déformation affectant les calcaires marmorisés situés au toit des quartzites.

Quartzites

foliation

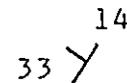
linéation L_2



Calcaires

P_3

S_3



la schistosité S_3 est serrée dans les calcaires phylliteux

Calcschistes

P_3

L_2



N 30
cf stéréogramme B3

On notera la rotation de L_2 dans le plan de la foliation quand on change de matériel.

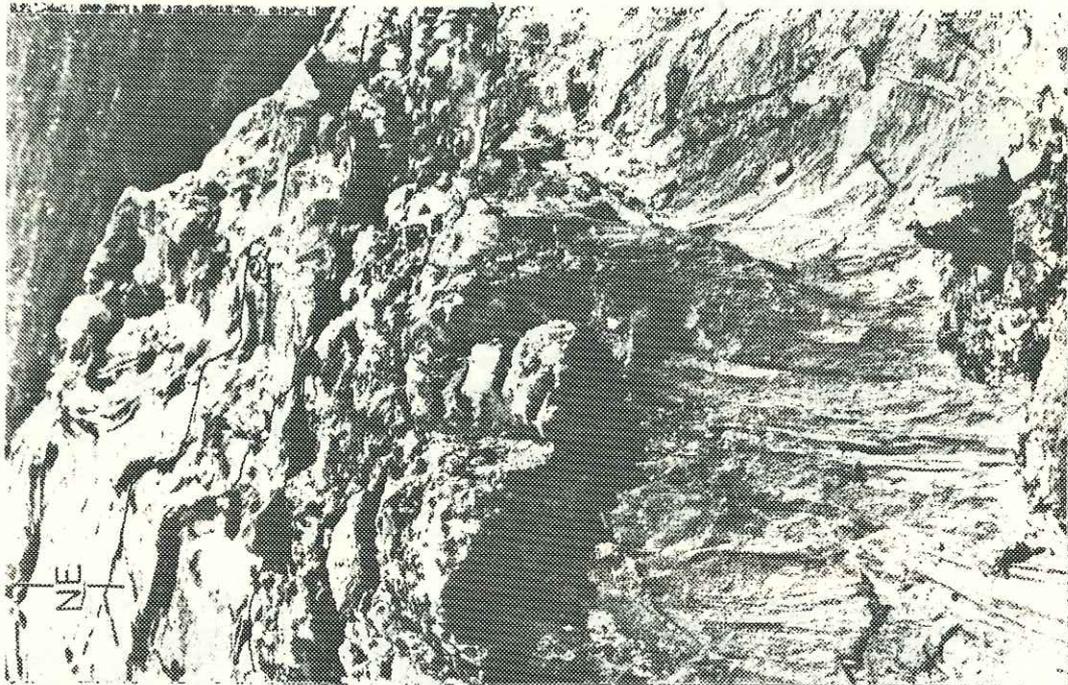


Photo 11

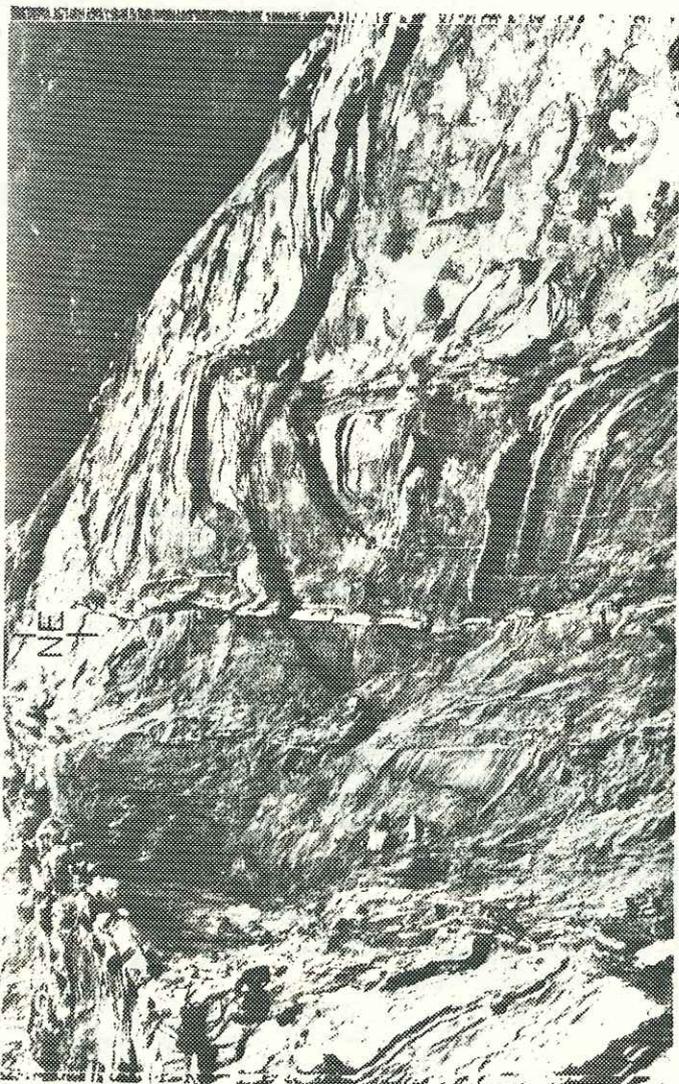
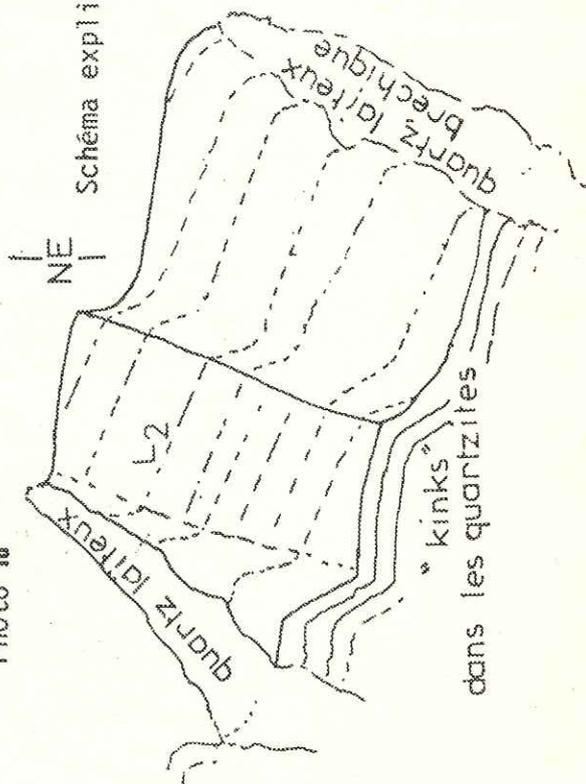


Photo 10

Schéma explicatif des photos 10 et 11
(voir aussi fig.41)



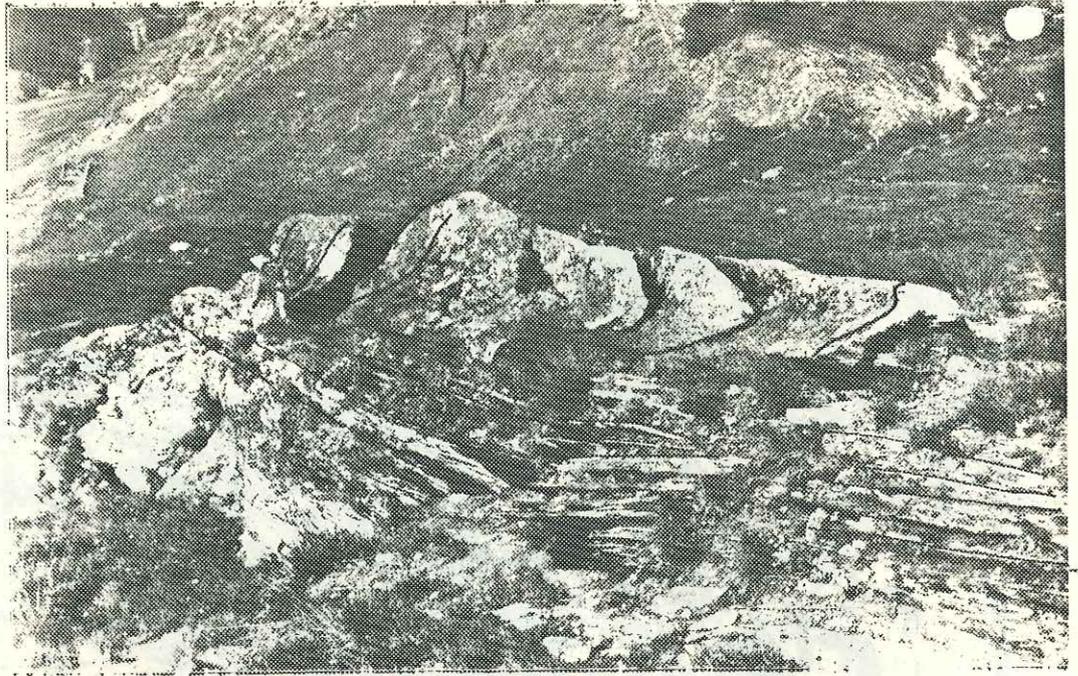


Photo 12

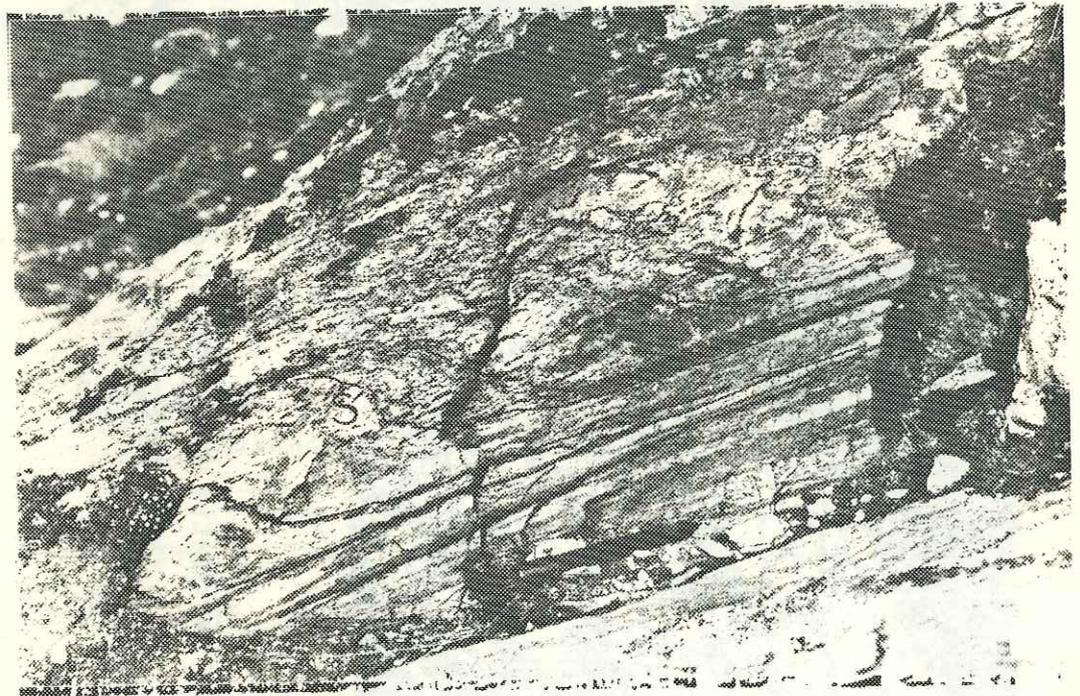


Photo 13

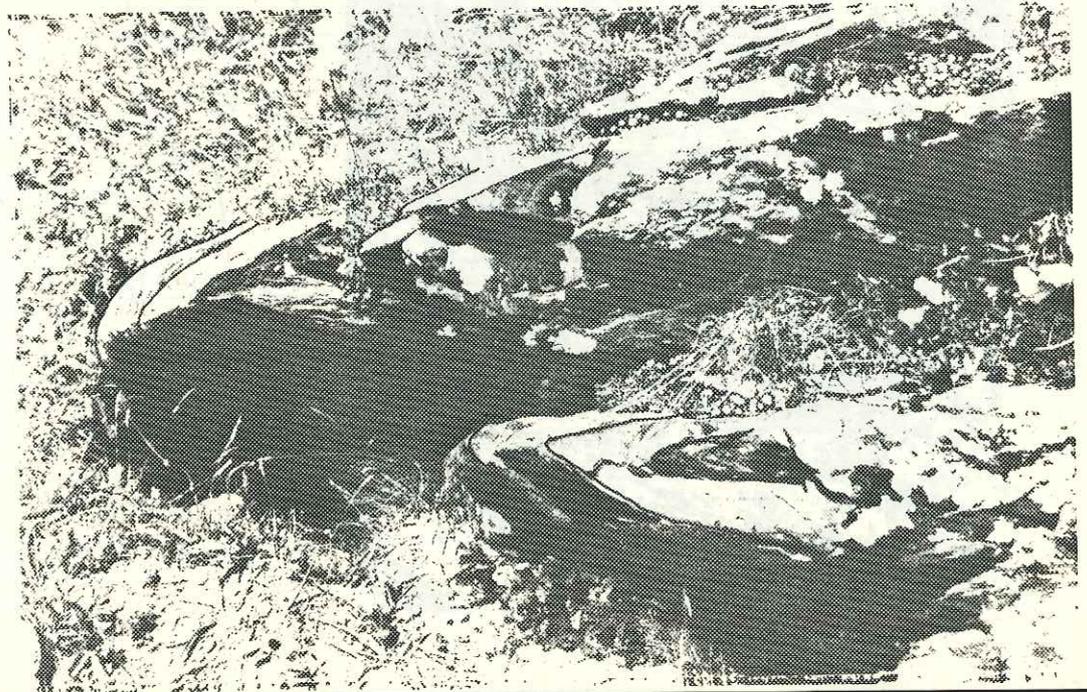


Photo 14

3) Affleurements C

- situation au pied de la bande d'affleurements du TBO
- photo 13

On observe des plis P_3 dans du calcaire marmorisé ; il leur est associé la linéation principale. Leur axe est EW à NE-SW (il s'agit peut-être d'une réorientation vers une direction d'étirement EW).

Sous ces calcaires, on observe des quartzites verts à L_2 dispersés dans les plans de foliation.

Plan de foliation

 L_2 

- photo 14

Cette dispersion des différentes linéations affecte aussi les axes de plis P_3



Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES SCIENCES
 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

II.1.2. Synthèse des déformations des métasédiments au TBO

En définitive,

Si l'on considère la bande calcschistes-calcaires-quartzites verts-quartzites à amphiboles bleues-ophticalcite (en série normale) qui passe au TBO, on remarque que :

- elle est déformée par des plis P_3 à enchaînement de flanc inverse (vergence SE à S). La schistosité associée S_3 est crénelante.

- les axes P_3 tournent globalement N20 au nord à E-W au sud. De plus, cette rotation générale continue (axe hectométrique courbe) ; on observe que l'on a des rotations et des dispersions de détail : ces phénomènes sont classiques dans les schistes lustrés (Caron, 1973 ; Tricart, 1973).

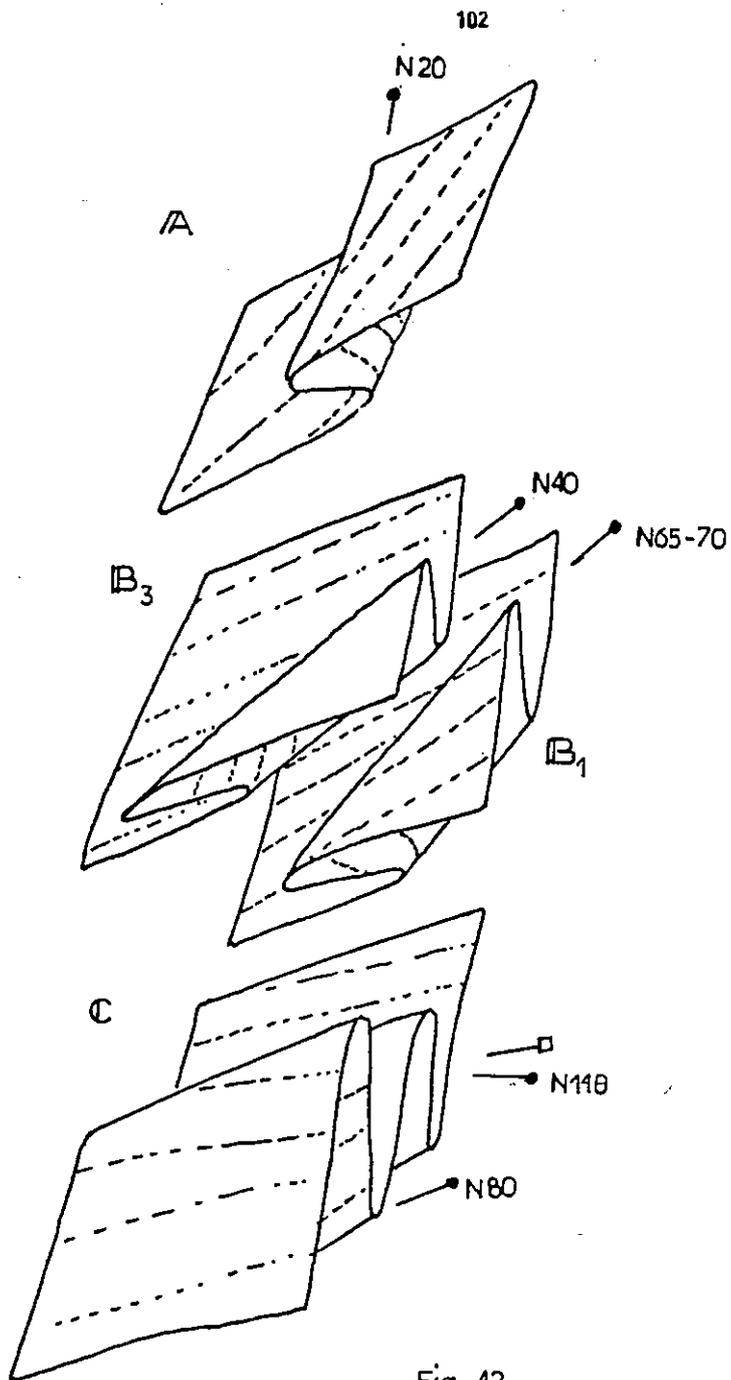
- la polarité de la série dépend uniquement de la position dans les plis P_3 (car on n'observe pas de plis P_2 méso-mégascopiques).

Deux explications sont possibles :

1) On a un renversement initial P_1 ou P_2 , puis à nouveau un renversement dans P_3 .

2) Le plissement P_3 est uniquement mineur, sans pli majeur associé, donc sans renversement majeur (hypothèse en accord avec d'autres considérations) ; on se trouve là aussi dans un ancien flanc inverse.

Pour résumer, cette torsion des axes P_3 des affleurements A à C avec la L_2 reprise peut être schématisée de la façon suivante : (Fig.42)



P_3 reprend L_2
obliquement.
L'ensemble subit une
torsion $N20$ à $N70$.

Subparallélisation
de L_2 et P_3 en E-W

Fig. 42

Ceci indique qu'il y a eu d'abord plissement P_3 plus ou moins réglé enroulant L_2 sous un angle relativement constant, puis torsion dans la foliation, affectant P_3 et L_2 (avec une dispersion de détail). Ces phénomènes sont particulièrement clairs sur le stéréogramme synthétique A+B+C.

II.1.3. Affleurements D, E, F, G, H

Affleurements D et E

- altitude : 2520m environ

Ces affleurements sont en continuité vers le NNW de la tranchée correspondant aux dépilages du TBl ou galerie 1 (voir photo 3 situation des affleurements).

Le plan schématique (fig. 43) donne une structure plissée, à enchaînements de plis P_3 .

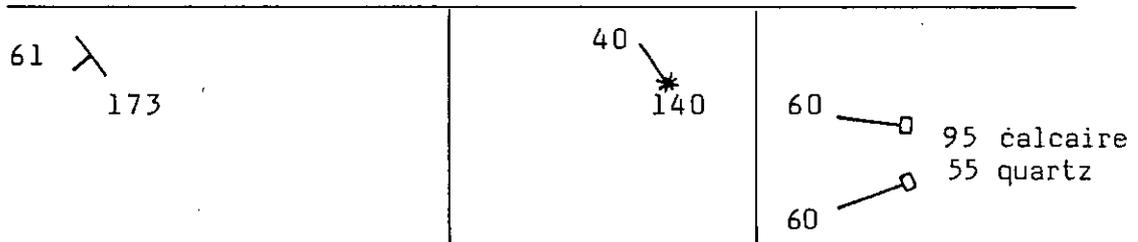
- en D : les plis observables sont à enchaînement P_3 de flanc inverse. La vergence est sud pour ces structures.
- en E : ces plis sont à enchaînement P_3 de flanc normal ; la vergence est toujours sud.

En D et en E, la série stratigraphique est globalement renversée, c'est-à-dire à l'envers dans les flancs longs.

Affleurements F

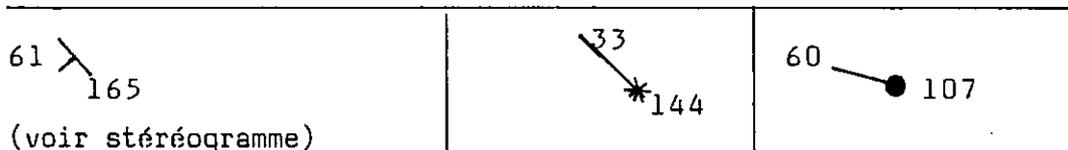
Ces observations ont été faites le long de la tranchée de la galerie n°1 (ou TBl). Les quartzites sont en dalles pentées vers l'W et se suivent sur plusieurs dizaines de mètres.

plans (schistosité S_2) L_2 amphiboles L_3 intersection



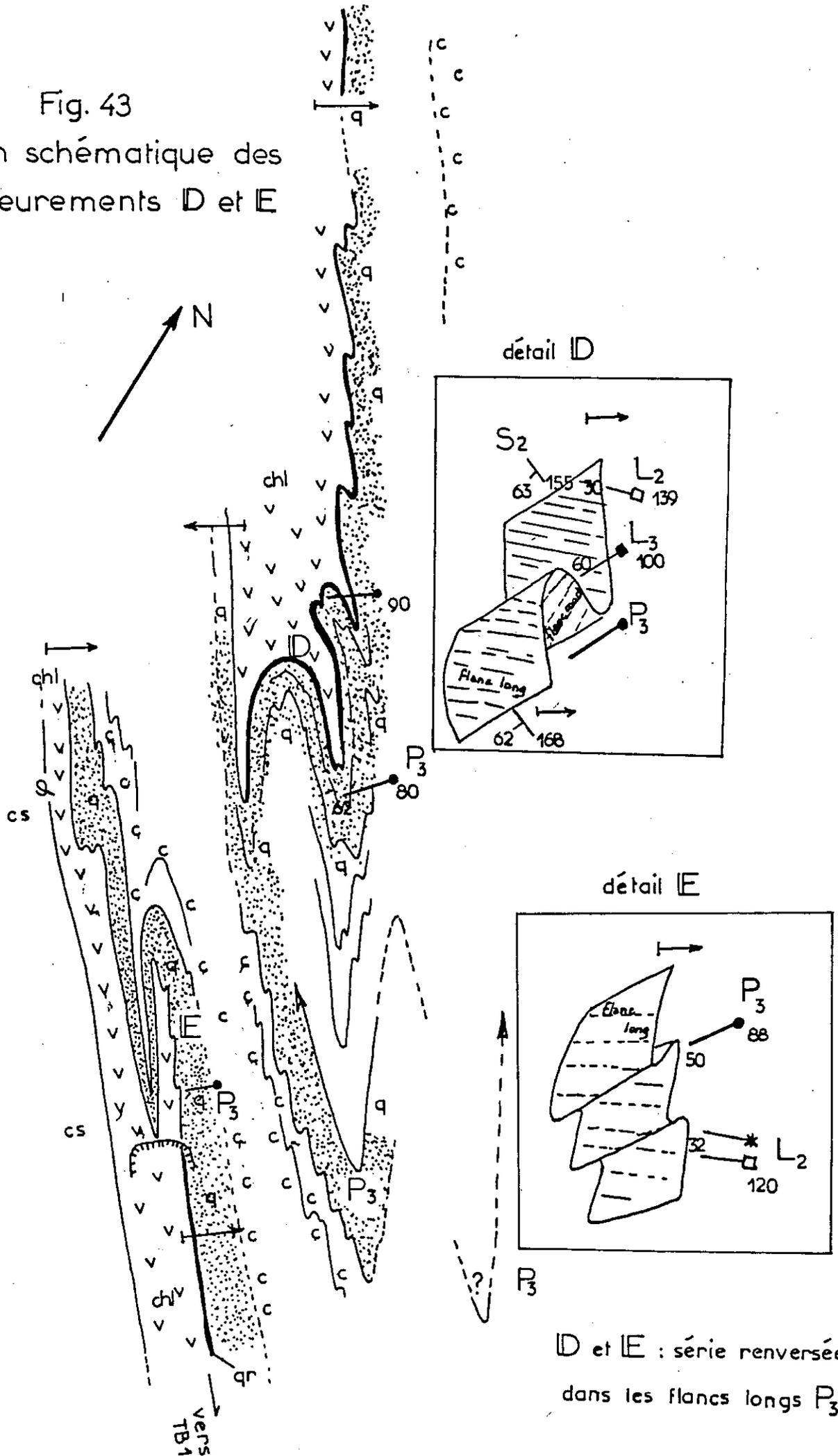
La photo 15 nous donne :

flanc long (série inverse) L_2 amphibole avec P_3



L'enchaînement des P_3 est de flanc normal. La vergence est sud. La série stratigraphique est toujours à l'envers dans les flancs longs P_3

Fig. 43
Plan schématique des
affleurements D et E



D et E : série renversée
dans les flancs longs P₃

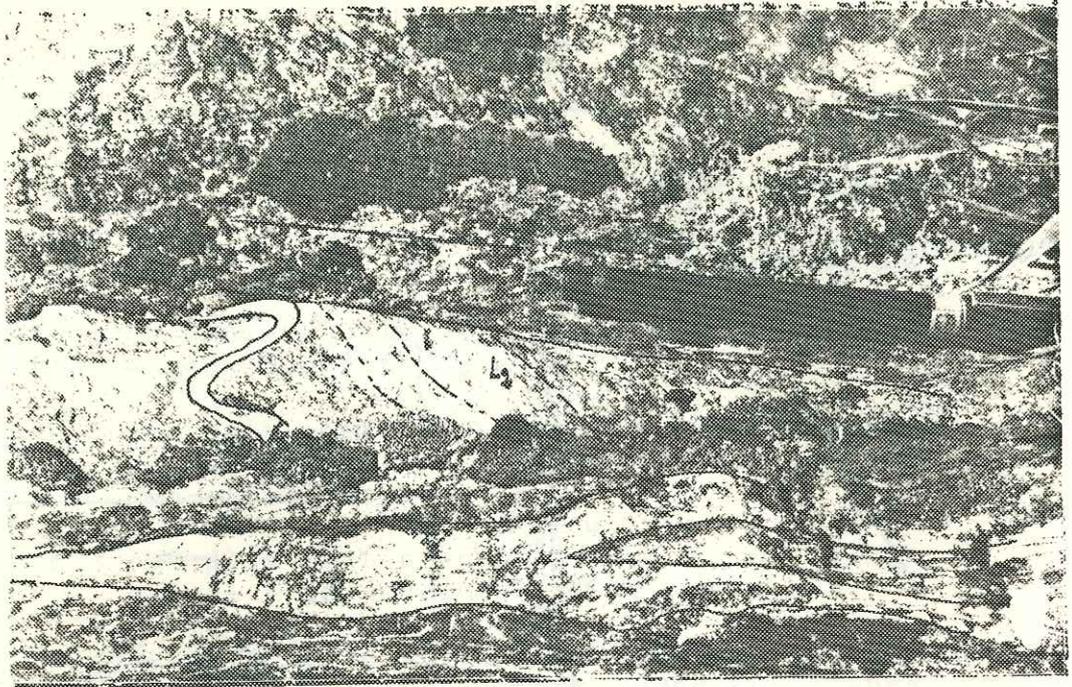


Photo 15

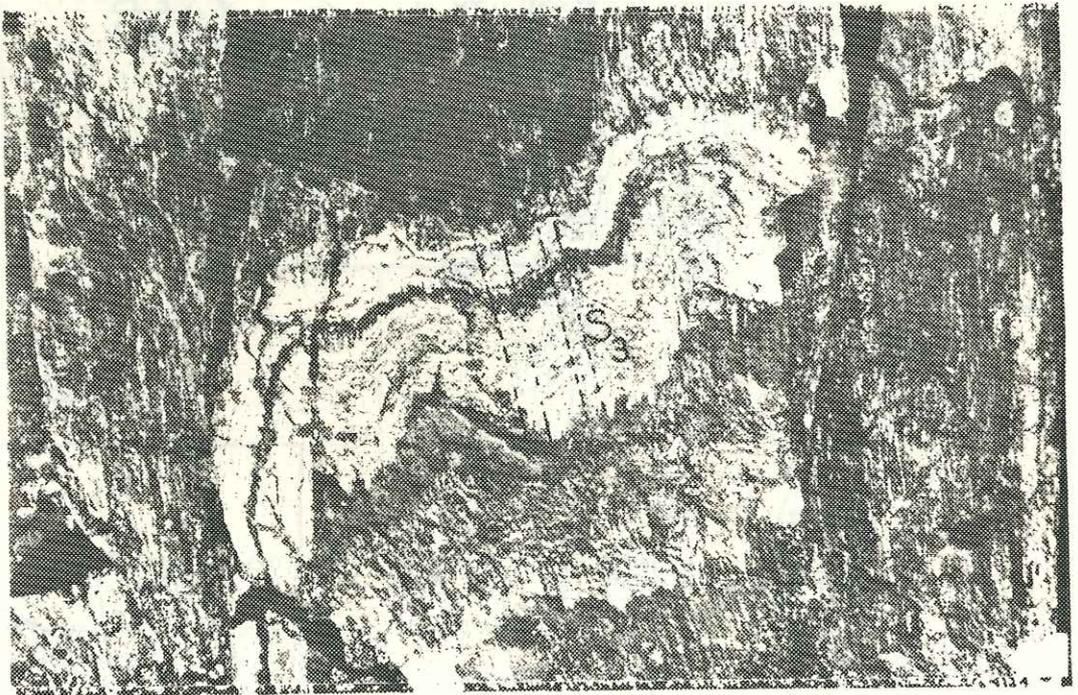


Photo 16

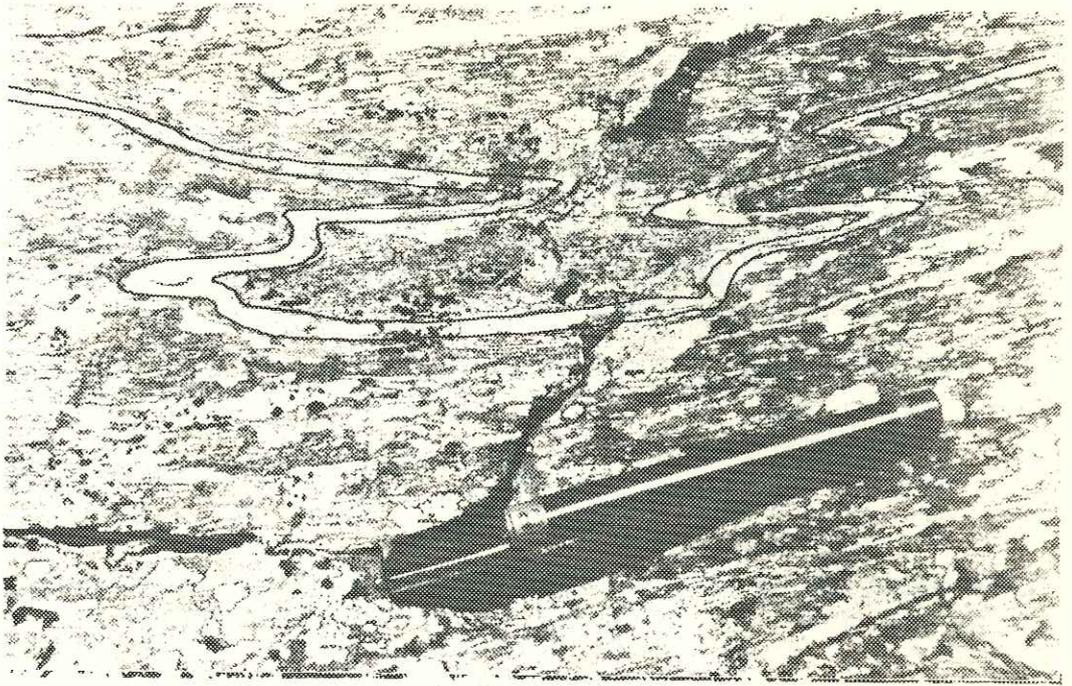


Photo 17

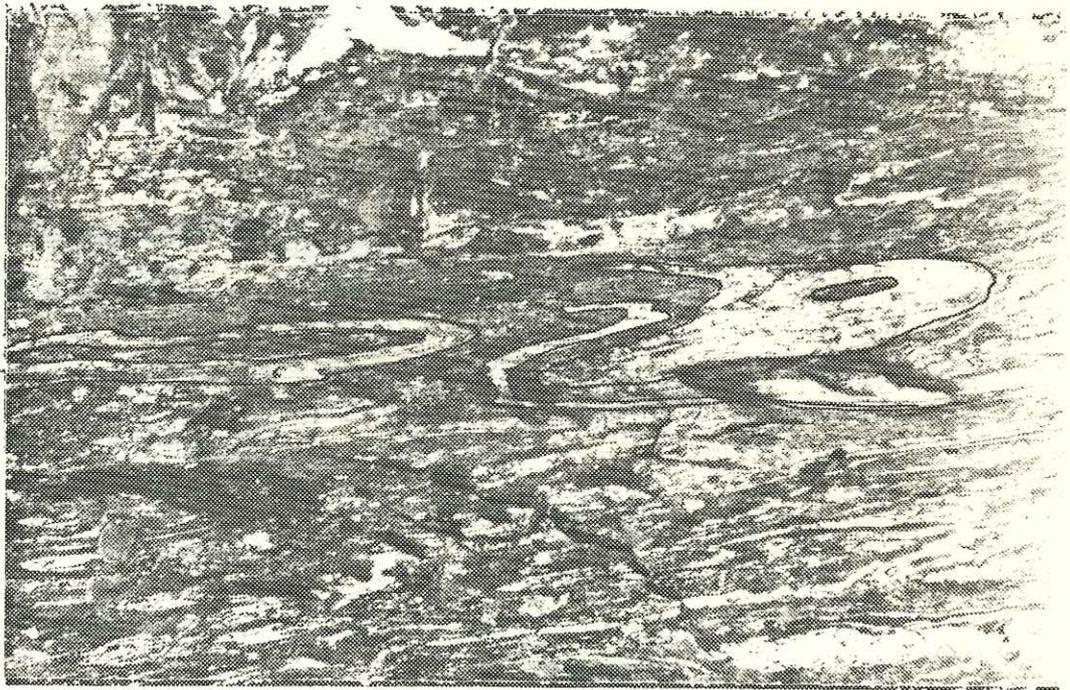
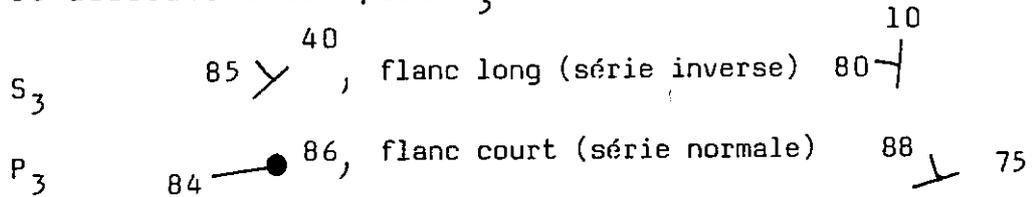


Photo 18

Affleurement G

- altitude : 2490 m environ, le long de la tranchée,
à l'aplomb de la galerie 1 (ou TB1)

Photo 16 : cette photo illustre bien la schistosité de crénulation S_3 très bien développée dans des quartzites et associée à des plis P_3 .



Photos 17 et 18 : des figures ont été observées sur les quartzites : il s'agit de figures presque entièrement fermées évoquant des plis en fourreaux. En fait, il s'agit de plis à axe légèrement à moyennement courbes (fig.44)

Ces figures de courbure axiale à petite échelle sont en accord avec les courbures des plis P_3 (on se rapportera à la synthèse des affleurements A-B-C montrant les axes de pli tournant de N20 à N110).

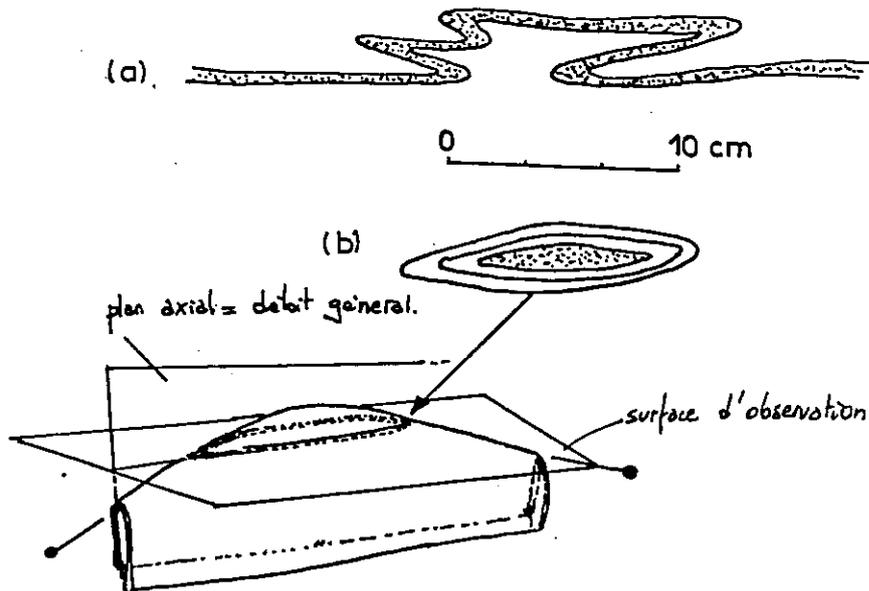


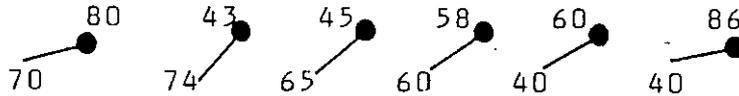
fig. 44 - 'Plis en fourreaux' TB1

Affleurements H

- altitude 2480 m

- 1) Ces affleurements, situés à l'aplomb de l'entrée de la galerie 1 ou TBl, montrent des plis à charnière arrondie (meneaux au contact de l'ophicalcite) dans du matériel quartzitique.

Les plis sont décimétriques à métriques et ont les axes suivants :

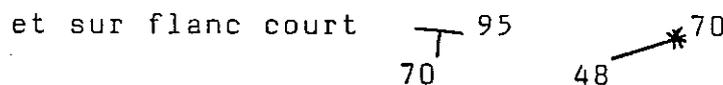
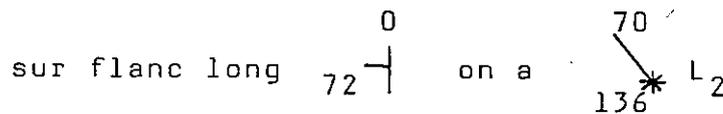


De plus, on observe une très belle crénulation S_3 qui ne peut en aucun cas être confondue avec S_2 ; les valeurs sont :



Sur le stéréogramme H, S_3 présente un pendage variable, lié probablement à des mouvements tardifs "4"

- 2) On observe de même une linéation L_2 minérale (amphiboles bleues) enroulées sous 20° à 30° sur les P_3 mésoscopiques (plis métriques dans des quartzites)



Cet affleurement peut être considéré comme affleurement de référence pour caler relations P_3 - L_2 et repérer la polarité des couches.

Cette série est globalement à l'envers.

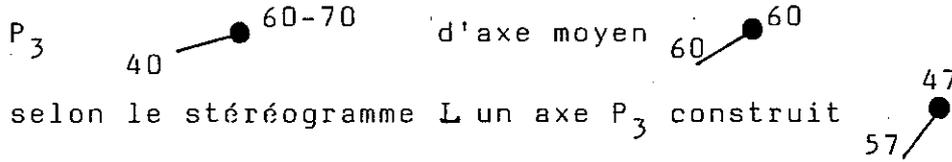
Affleurements L (fig.45)

- altitude : 2460 à 2500 m environ

Situés à l'est du T1 et T2, ces affleurements montrent des alternances quartzites-calcaires de phase antérieure aux plis P₃.

Il s'agit certainement de plis P₂ (ou P₁)

Les relevés sur bancs calcaires nous donnent des axes



Les flancs de plis calcaires ont des orientations :

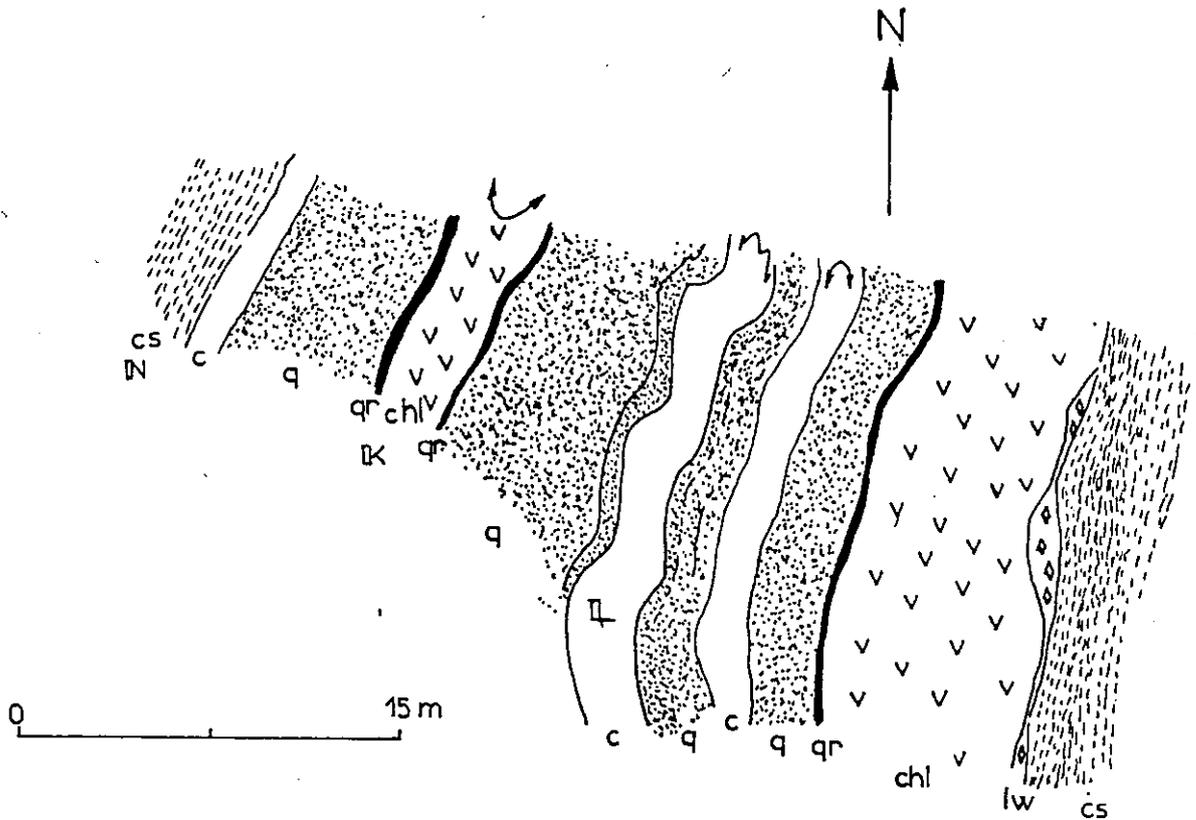
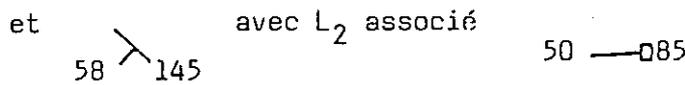


Fig. 45 - Carte schématique des affleurements IKILN

II.1.4. Synthèse des déformations au niveau du TB1

Les observations menées sur les quartzites situés le long de la tranchée qui se trouve au-dessus de la galerie n°1 (TB1) nous montrent un enchaînement de plis mineurs P_3 associés à une schistosité de crénulation S_3 et une linéation antérieure L_2 enroulée sur P_3 (fig. 46)

Le stéréogramme nous montre une certaine dispersion de S_3 et de S_2 (correspondant aux flancs longs de P_3).

Il s'agirait de mouvements tardifs par rapport au P_3 avec basculement vers l'WNW, mouvements responsables de cisaillements E-W et de l'amygdalisation.

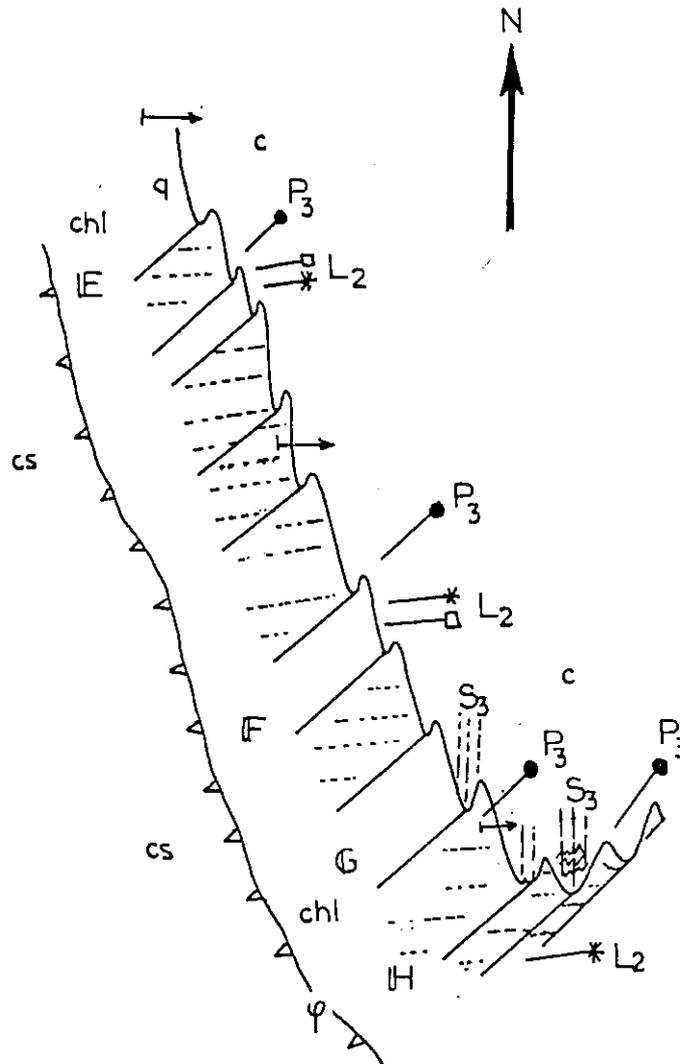


Fig. 46 - Représentation des affleurements E, F, G, H, et de la superposition des microstructures (S_2, L_2, P_3, S_3)

II.2. Agencement des affleurements TBl-TBO

II.2.1. Vergence de la phase 3

L'arrangement structural des affleurements du TBl et du TBO a été précisé dans le chapitre II.1. "Observations microtectoniques".

Il reste à examiner les différents cas de figures qui se présentent selon des vergences S ou N concernant la phase 3.

Hypothèse 1 (fig.47a)

Si les plis P_3 sont couchés au N (vergence N) dans ce cas, les plis affectant :

- le TBO sont à succession de flanc normal,
- le TBl sont à succession de flanc inverse.

Hypothèse 2 (fig.47b)

Si les plis P_3 sont couchés au S (vergence S), les plis affectant :

- le TBO sont à succession de flanc inverse,
- le TBl sont à succession de flanc normal.

Nous ne disposons pas ici de données permettant de trancher.

Régionalement cependant (Tricart, comm. orale), les plis 3 sont partout reconstitués avec une vergence Sud. Nous retiendrons donc la 2e hypothèse.

II.2.2. Structure de la série de la mine

Les observations microtectoniques et structurales effectuées sur ce groupe d'affleurements nous permettent de tirer les conclusions suivantes :

- les affleurements A, B, C correspondent au flanc d'une structure portant des linéations L_2 . Ces linéations sont reprises par de pétits plis à enchaînement de flanc inverse car la vergence régionale des P_3 est sud (voir chapitre "chronologie des déformations"). La polarité de ces affleurements est normale dans les flancs longs P_3 .

- les affleurements E, F, G, H correspondent au flanc d'une structure portant aussi une linéation L_2 enroulée sur des plis mineurs P_3 . L'enchaînement des P_3 est de flanc normal, la polarité des couches est inverse dans les flancs longs P_3 .

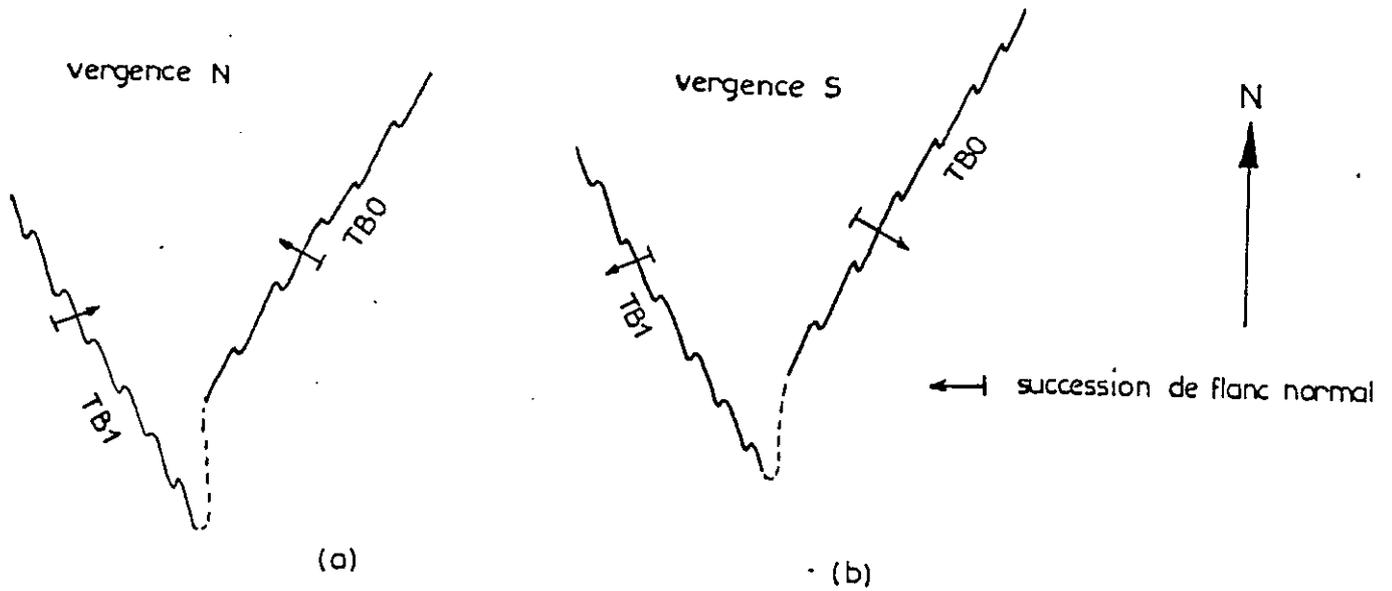


fig.47-Vergence de la phase P_3

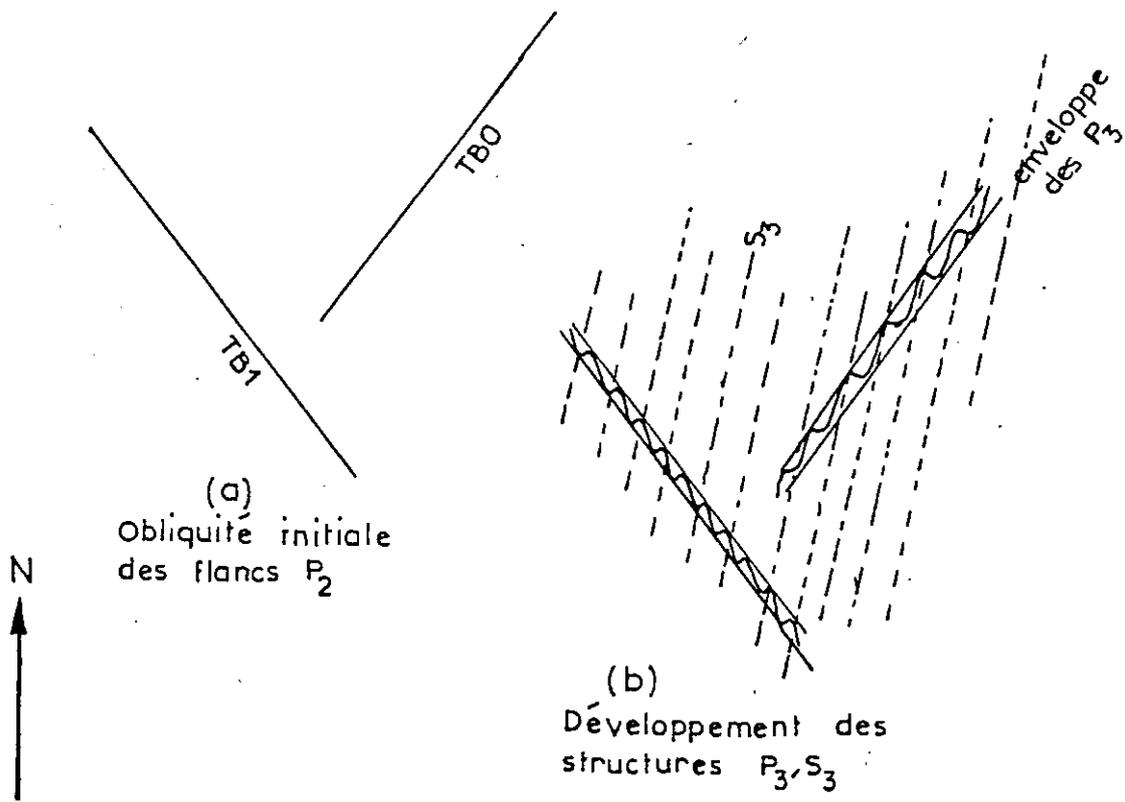


fig. 48

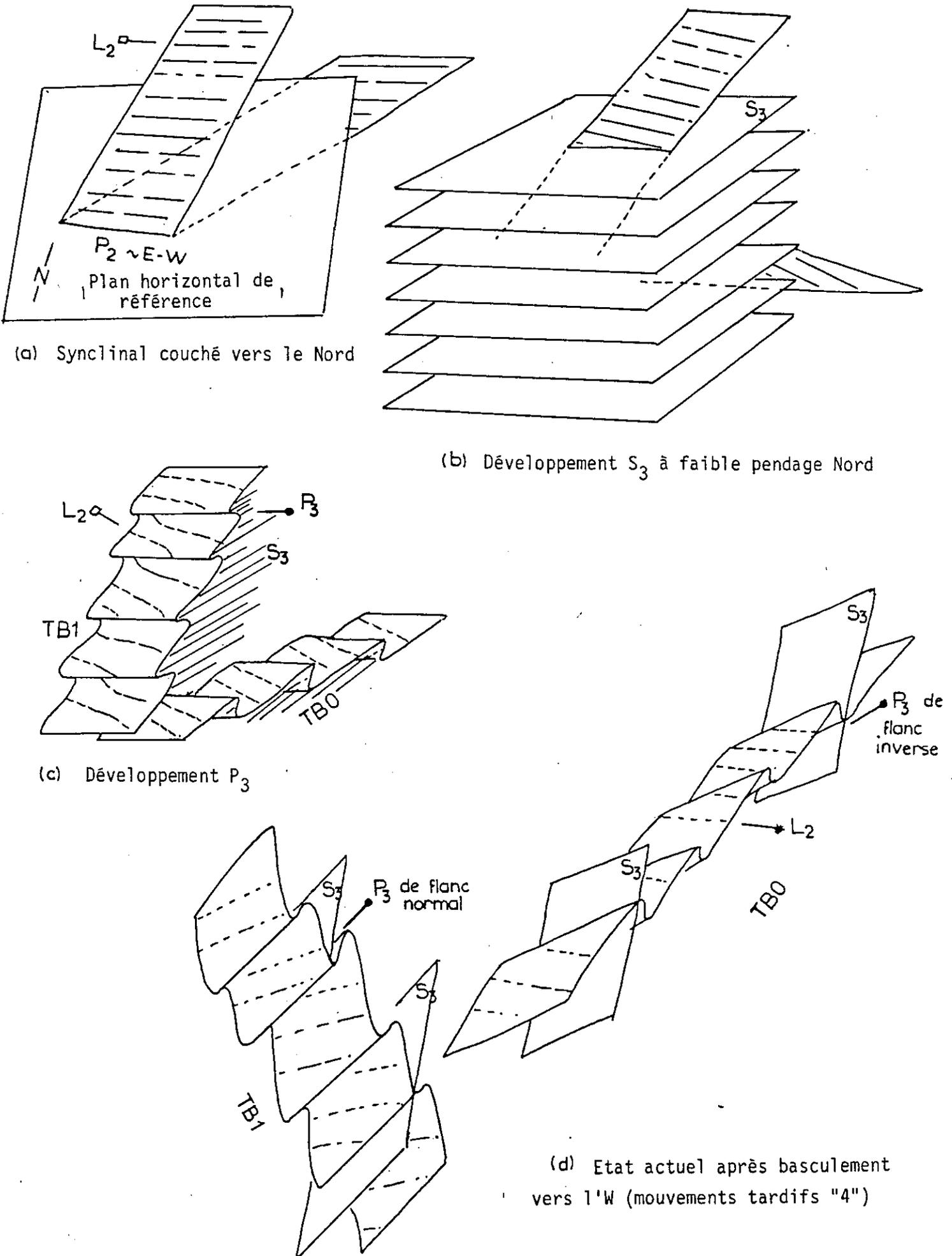


fig.49-Chronologie des déformations et structure TB1-TB0

- il semble donc en première analyse qu'il existe un pli 3 majeur. Pourtant, si l'on étudie la manière dont est reprise la linéation 2 (L_2), cette hypothèse doit être abandonnée. En effet, dans le cas d'un pli 3 majeur, la linéation 2 devrait être enroulée dans ce pli, comme elle l'est dans les plis 3 mineurs. Or, ce n'est pas le cas (fig. 49c).

Les deux bandes d'affleurements (série normale et inverse) ne peuvent donc correspondre qu'à un pli majeur antérieur aux petits plis 3. Dans le contexte régional, il s'agit plus vraisemblablement d'un pli 2.

Ce serait l'obliquité de départ entre les deux flancs du pli P_2 majeur et la schistosité S_3 qui aurait commandé la dissymétrie et l'enchaînement des petits plis 3 (fig. 48 et 49).

II.2.3. Comparaison avec la polarité sédimentaire

- affleurements du TBO (A, B, C)

Cette série est en position stratigraphique normale ; elle est située dans le flanc normal de la synforme P_2 (la vergence des P_2 est N).

- affleurements du TBI (E, F, G, H)

Cette série est en position stratigraphique inverse. Elle correspond au flanc inverse de la structure P_2 . Ce flanc inverse n'est pas renversé lors de la phase P_3 .

Si la polarité des couches n'est pas uniquement commandée par un enchaînement cohérent de plis P_2 comme sur le dessin (fig. 49) c'est qu'il y a probablement :

- des contacts anormaux (tardifs "4" ou même "2")
- des structures 1 (celles-ci n'ont pas été observées ici).

II.2.4. En conclusion

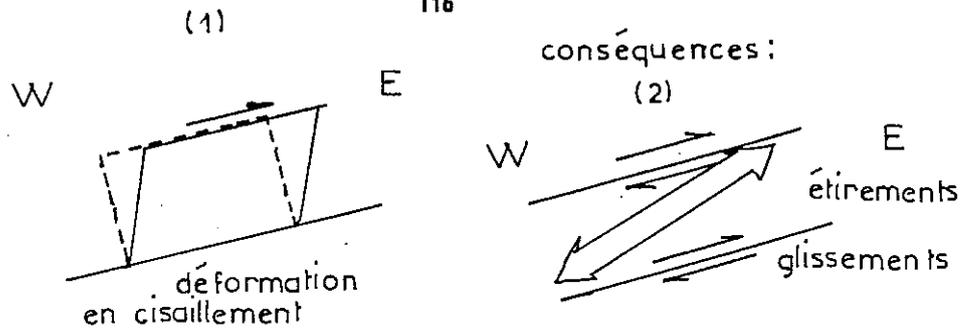
On peut expliquer l'histoire locale sans que la série ophiolitique et sédimentaire ait été renversée avant le plissement 2, c'est-à-dire soit pendant le plissement 1, soit avant le plissement 1 correspondant à un événement 0. Cet événement 0 (Caron, 1977) serait contemporain de l'abduction.

La structure retenue (fig. 49) correspond donc à une synforme P_2 cartographique, affectée par une phase P_3 correspondant à des plis uniquement mésoscopiques.

STRUCTURES D'ENSEMBLE ET CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS

II.3. Descriptions des différentes phases tectoniquesII.3.1. Evènement le plus récent = rétrodéversementPhase "4"

- 1) Cette phase est caractérisée par le basculement de toutes les surfaces vers l'W (WNW), correspondant à un nouveau réglage tectonique à l'échelle régionale.
- 2) Ces surfaces pentées vers l'W sont le siège de deux phénomènes. Il s'agit de :
 - glissements (=cisaillements s.s.) EW, caractérisés par des stries et autres marques de friction E-W (particulièrement nombreuses dans la mine) avec développement d'une structure amygdalaire micro-mésoscopique.
 - étirements E-W qui se marquent de plusieurs façons :
 - . fibres syntectoniques E-W (en plus de celles qui sont associées aux micro-structures de friction),
 - . rotation vers la direction E-W de toutes les lignes portées par les surfaces pentées à l'W, c'est-à-dire les linéations et les charnières de plis. La rotation se fait dans le plan de ces surfaces. Elle est néanmoins incomplète : l'étirement reste insuffisant pour réorienter complètement en E-W toutes les structures linéaires. On n'arrive pas à un nouveau réglage linéaire E-W. Ceci a pour conséquence :
 - * la dispersion planaire de linéations et axes des petits plis (voir affleurement C),
 - * les axes deviennent courbes à petite échelle (affleurement G à plis en doigt de gant) et à grande échelle (charnière décamétrique passant de (N20)(A) à (N110)(C))
 - * on observe une différence d'orientation entre petits plis et plis moyens (tous microscopiques).
- 3) Les glissements et étirements E-W dans les surfaces pentées vers l'W traduisent une déformation globalement cisailante (du moins avec une forte composante en cisaillement) avec mouvement relatif des parties hautes vers l'E. Ce mouvement correspond régionalement à des rétro-chevauchements.



- 4) A cette phase peut être associé le rétrochevauchement de l'unité des calcschistes de Châteaurenard, ainsi que de multiples répliques à toutes les échelles bien visibles dans la mine. Ces répliques se localisent préférentiellement aux niveaux d'ophicalcites ou serpentinites (lentille de serpentinite à l'W de la mine...). Les niveaux deviennent schisteux et sont transformés en chloritoschistes et talcschistes. C'est l'origine de l'aspect "surface frottée" de la minéralisation, et de l'intense amygdalisation à toutes les échelles dans la mine.
- 5) A cette déformation correspond dans les schistes lustrés les plus occidentaux un plissement subméridien, déversé vers l'E essentiellement mineur. Ce sont les plis "P₃" du Cristillan et de la basse Aigue Blanche (Tricart, 1973-1974) ou encore du Guil, secteur Château Queyras (Caron, 1974). On retrouve cette phase plus à l'Est dans l'enveloppe occidentale du massif Dora-Maira (Mawhin, Jeannette, Tricart, 1983).
- Le caractère cisailant, avec vergence E, de cette tectogénèse est maintenant classique (glissement, étirements, axes courbes, dispersion des structures linéaires, mauvais réglage tectonique) (Tricart, 1973-1974 ; Caron, 1973-1974).
- 6) A cette déformation correspond le rétrodéversement du Briançonnais oriental sur les schistes lustrés occidentaux (Tricart, 1975). C'est une tectogénèse d'ampleur alpine (Tricart et al, 1977). Elle est décrite comme tectogénèse IV de Tricart (1980) ou G de Tricart (1984) et est rapportée au Néogène.

On retiendra surtout pour la géométrie de la minéralisation un réglage tectonique correspondant à :

- un pendage W des surfaces (le pendage est variable car on a des amygdales de cisaillement, cf stéréogramme synthétique E, F, G, H),
- une amorce de réglage E-W des axes, des surfaces frottées avec une disposition amygdalaire classique, mais réutilisant en plus les niveaux à roches vertes.

II.3.2. Plissement synschisteux déversé vers le Sud ("P₃") Phase "3"

1) Style

Il s'agit de plis essentiellement mésoscopiques (décimétriques, métriques, décamétriques) à charnières arrondies (surtout dans les quartzites). Ces plis sont fermés à isoclinaux (surtout dans les calcschistes et les calcaires). Leur profil est anisopaque (géométrie concentrique aplatie) avec flanc amincis par rapport aux charnières. Ils se rencontrent principalement dans les calcschistes et les marbres. Ces plis sont partout dissymétriques avec flanc long et flanc court. Au contact des quartzites à riébeckite et des roches vertes, il se développe de spectaculaires meneaux dissymétriques (photo 6).

2) Ces plis sont synschisteux. La schistosité associée "S₃" est essentiellement développée par microplissement et microcisaillement de S₂ : il s'agit d'une schistosité de crénulation (strain-slip-cleavage). Cet aspect est surtout visible dans les roches phylliteuses (quartzites et calcschistes) (photos 16 - 20).

3) Orientation

S₃ est pentée vers l'WNW (ou l'W). La variation de pendage (voir stéréogramme synthétique E,F,G,H) est liée aux amygdalisations tardives (phase "4"), on a une variation de 35-40° jusqu'à un pendage subvertical. Les axes sont le plus souvent grossièrement E-W (avec un maximum en ENE-WSW, c'est-à-dire N60 à N80). La dispersion est comprise entre N20 et N110 en passant par NE-SW (fig.50). En raison du pendage WNW ou W des plans porteurs, les axes 3 sont, pour la plupart, plongeants vers l'WSW ; ils se dispersent depuis un plongement W jusqu'à un plongement SSW en passant par SW.

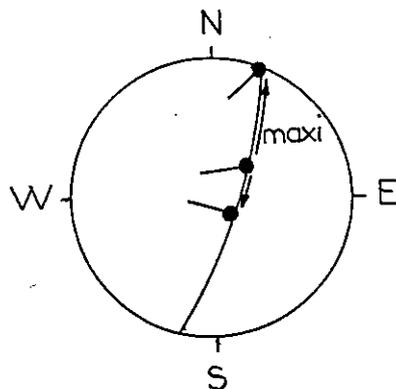


Fig.50 - variation des axes P₃

- 4) Parallèlement aux axes P_3 , se développe une linéation de microplis et d'intersections qui peut être la linéation principale à l'affleurement (très localement). Ces linéations présentent la même dispersion que les axes P_3 mineurs.
- 5) Il n'a pas été reconnu de pli majeur correspondant. Bien au contraire, il semble que le plissement 3 soit soit ici essentiellement mineur : compte tenu de leur vergence Sud (cf contexte régional), les petits plis P_3 sont à enchaînement de flanc normal (TBl, affleurements E,F,G,H) ou de flanc inverse (TBo, affleurements A,B,C) sans qu'il y ait une charnière majeure 3 reliant deux flancs majeur 3, c'est-à-dire sans que l'un des flancs ait été inversé par rapport à l'autre.

Ce point capital est démontré par les figures de reprise de L_2 par les P_3 mineurs. L'angle entre L_2 et les axes P_3 est constant et dans le même sens sur les deux bandes d'affleurement TBl et TBo (cf stéréogramme).

La dissymétrie des petits plis (c'est-à-dire leur géométrie de type flanc inverse ou flanc normal) serait commandée non par la position dans les flancs majeurs, mais par l'obliquité initiale entre S_3 et les strates. L'orientation de ces dernières dépend des grands plis P_2 . C'est donc la géométrie des grands plis P_2 qui commande celle des petites structures 3 (obliquité des bandes cartographiques TBo-TBl, fig.48).

6) Contexte régional

Ces plis P_3 E-W sont largement répandus en Queyras où ils ont été identifiés et suivis par Caron (1974). Cependant, ils ne sont pas, comme le pensait cet auteur, synchrones des plis N-S.

Vers l'E, ils se développent particulièrement au niveau de la crête frontière (cf coupes de Caramantran et Farnéiréta, cf Lagabrielle, 1982 ; Lagabrielle et Tricart, en prép. ; cf Gout, en prép.).

Plus à l'E encore, ces structures sont largement développées au coeur du massif gneissique de Dora-Maira (Vialon, 1966) où elles représentent aussi les plis P_3 locaux (Mawhin, Jeannette, Tricart, 1983).

Vers l'W, ces plis P_3 E-W disparaissent, complètement masqués par les plis tardifs N-S et parce qu'ils changent probablement d'orientation. Ils correspondraient aux structures engendrées par la tectogénèse III de Tricart (1980) ou la tectogénèse F de Tricart (1984). Cette tectogénèse serait Oligocène.

Ce qui est à retenir pour la géométrie des structures dans le secteur de la mine est que :

- cette phase plicative à vergence Sud donne des structures souples les plus visibles partout (plis quasi-omniprésents). Ce ne sont que des structures micro à mésoscopiques qui n'oblitérent pas l'agencement général d'ensemble hérité de la tectogénèse antérieure (sauf si des contacts anormaux comme des chevauchements vers le Sud, maintenant masqués, ont accompagné le plissement 3).

II.3.3. Plissement intrafoliaire couché vers le nord Phase "2"

- 1) On observe des plis isoclinaux ou fermés, à charnières aiguës et à flancs très développés. Ces plis P_2 micro-mésoscopiques sont difficiles à observer car les plis P_3 sont les plus nombreux. Les plis majeurs de cette phase sont uniquement mis en évidence cartographiquement. Ces structures plicatives sont donc mal connues. (Photo 19)
- 2) Ces plis sont associés à la foliation métamorphique S_2 à amphiboles bleues (glaucophane-crossite) composant des plis intrafoliaires. L'axe des plis est souligné par une très forte linéation qui représente la linéation régionale quasi omniprésente dans tous les matériaux métasédimentaires. C'est une linéation à caractère composite : on a des linéations d'étirements, minérales (micas, amphiboles bleues), d'intersection, de microcharnières ("rods"), cette dernière surtout dans les calcschistes.
- 3) Ce sont surtout S_2 et L_2 qui sont appréhendés sur le terrain. L_2 plonge généralement vers l'W, mais dans le détail est souvent dispersée (plongement NW à SW), pour la même raison que L_3 et les axes 3 mineurs. Le plongement général est celui observé sur les flancs longs des plis P_3 (invariables, que les plis soient de flanc inverse ou normal). C'est avec un plongement W qu'il faut rechercher l'axe des plis P_2 majeurs dans l'édifice actuel. La vergence N de ces plis, démontrée dans les secteurs voisins (Tricart, en prép.), n'a pu être repérée ici.
- 4) Ces plis " P_2 " piémontais sont maintenant bien connus dans les schistes lustrés (Tricart, 1973-1974 ; Caron et al. 1973) où ils commandent l'architecture majeure (plis cartographiques, redoublement régionaux de séries,....).

Plus à l'Est encore, ces plis sont largement développés dans les gneiss de Dora-Maira et en particulier dans le Val Luzerna (Mawhin, Jeannette, Tricart, 1983).

Ils commandent l'architecture régionale piémontaise et sont à rapporter à l'importante tectogénèse alpine Eocène (Liewig et al.1981 ; phase II de Tricart,1980, ou D de Tricart,1984) qui voit, plus à l'W, la mise en place des nappes Briançonnaises.

Ce qui est à retenir pour le secteur local de la mine :

- les structures 2 donnent la foliation (débit général de la roche) et la linéation principale. Les plis mésoscopiques sont difficiles à observer. Les plis majeurs commandent l'agencement cartographique et en particulier les redoublements de niveaux (surtout les roches vertes).

II.3.4. Les structures intrafoliaires primitives

La tectogénèse 1 n'est perçue qu'au travers de la foliation S_1 à minéraux HP-BT. Les autres structures (mésos ou mégascopiques) restent inconnues. C'est un problème classique en zone piémontaise (Tricart, 1973-1974 ; Caron, 1977 ; Tricart,1980-1984) au point que l'existence même de cette première tectogénèse a pu être mise en doute (Caby et al.1978). Caron lui attribue un âge Crétacé supérieur : c'est la tectogénèse "Eoalpine".

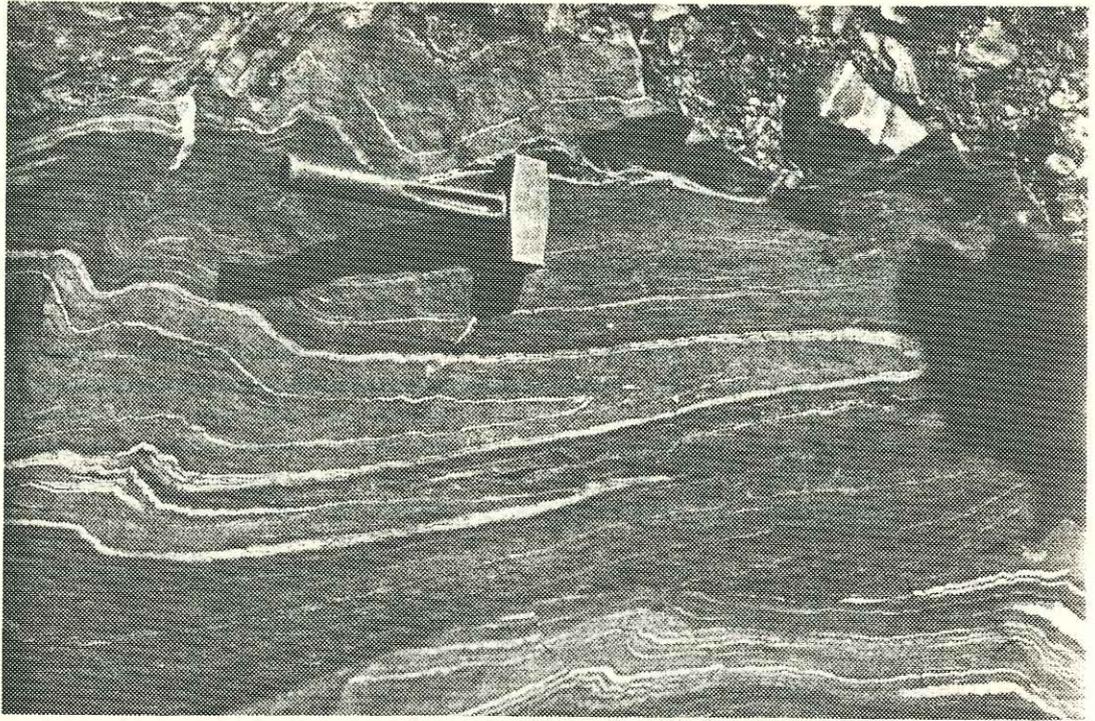


Photo 19 -Plis isoclinaux P_2 dans les quartzites de Petite Tête Noire.

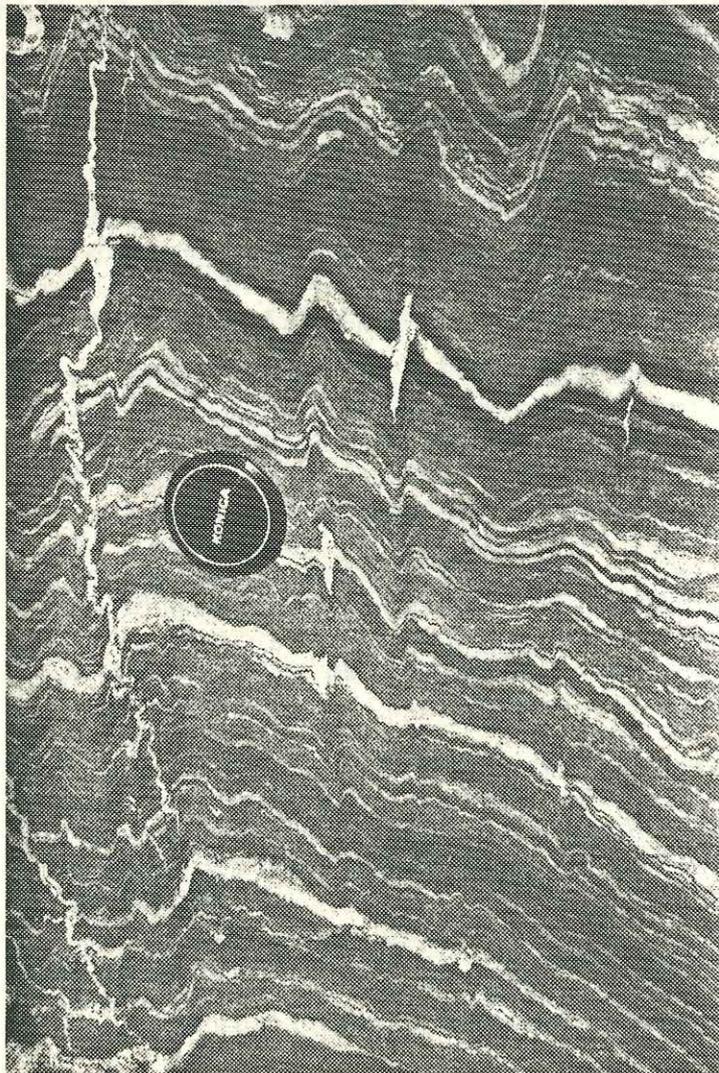


Photo 20 -Très belle schistosité de cré-nulation S_3 dans les quartzites rubannés de Petite Tête Noire

II.4. Conclusion

L'étude structurale des affleurements correspondant aux anciens niveaux TB1 et TB0 est capitale pour la compréhension du site minier de Clausis.

- En effet, la chronologie des différents phénomènes tectoniques nous donne quatre phases de déformation : la phase la plus récente "4" correspond au basculement des surfaces vers l'W, et aux cisaillements à toutes échelles à vergence E. Ses effets les plus visibles sont les rétrochevauchements des unités de calcschistes sur les ensembles ophiolitiques, ainsi que les lentilles décamétriques à hectométriques d'ophiolites situées dans les contacts tectoniques.

A la phase 3 sont associés des plis à charnière arrondie et à flancs dissymétriques. Ils sont synschisteux et la schistosité S_3 est de type crénelante. Cette phase plicative se surimpose aux structures antérieures sans former de plis majeurs d'importance hectométrique. Cette phase est à vergence Sud.

La phase 2 est caractérisée par les alignements cartographiques des formations métasédimentaires et détermine leur structure actuelle. Elle est représentée par des plis majeurs d'importance décamétrique ou kilométrique, de style isoclinal à vergence N. La foliation S_2 compose la plupart des surfaces sur lesquelles sont disposés les minéraux marqueurs tels que l'amphibole bleue. La linéation L_2 (d'étirement ou minérale) est fortement reprise sur les structures P_3 . L'existence d'une phase antérieure n'a pu être clairement démontrée sur le terrain.

Il apparaît donc que les deux bandes d'affleurements étudiées, TB1 et TB0, correspondent respectivement au flanc inverse et au flanc normal d'une structure P_2 . Compte tenu de l'obliquité de ces deux flancs, il se développe une phase plicative P_3 à plis mineurs à enchaînement soit de flanc normal, soit de flanc inverse (fig.49).

Ainsi, la structure de la mine de Clausis peut être résumée par une synforme de plan axial N-S (suite aux basculements tardifs) et évasée vers le Col de Longet, avec les flancs, auparavant parallèles, divergeant au niveau de la tranchée du TB1 (fig. 49)

Cette structure ainsi déterminée est capitale pour permettre la reconstitution de l'exploitation dans les anciens niveaux TB3-TB2-TB1, et ainsi visualiser l'importance de cette minéralisation.

CHAPITRE III

CONCLUSIONS DE LA PREMIERE PARTIE

Les relations ophiolites-sédiments

Les études stratigraphiques conduites sur le site de la mine de Saint-Véran ainsi que sur les secteurs voisins (Lagabrielle, 1982 ; Tricart, 1983) montrent le contrôle des épisodes sédimentaires par la topographie et la nature du substratum ophiolitique. En effet, ces dépôts supraophiolitiques de l'Aigue Blanche se disposent sur une surface accidentée, de nature variée, ultrabasique (serpentinites, chloritoschistes) et basique (gabbros, prasinites et laves) (Lagabrielle et al. 1982). Ainsi, les sédiments d'origine biogénique, les radiolarites et les calcaires ont une répartition variable : les premiers offrent de fréquentes lacunes stratigraphiques, et les seconds présentent de fortes variations d'épaisseur. Le "détritisme" basique et ultrabasique en provenance des ophiolites s'observe à toutes les échelles :

- microscopiquement, il se compose de nombreux minéraux (chlorite, oxydes et hydroxydes de fer) qui sont associés aux dépôts et qui témoignent de la déstabilisation des ferromagnésiens. L'enrichissement en hématite est le plus caractéristique (base des quartzites et hématisation dans les calcaires). Cette hématisation est aussi interprétée comme la conséquence d'une activité hydrothermale voisine (Barrett, 1980).

- macroscopiquement, ce détritisme se traduit par les nombreuses intercalations, directement sur le socle ou dans la série sédimentaire de produits basiques (prasinites) et de matériaux ultrabasiques (chloritoschistes, serpentinites foliées, etc).

L'étude géochimique de ces sédiments détritiques d'origine ophiolitique et de nature variée a montré leur contamination par les sédiments (enrichissements en Si, Na, Ca) et leur perte d'éléments lourds (Cr, Ti, etc), suite à des phénomènes de tri mécanique pendant leur transport (Lagabrielle, 1982).

Ainsi la compréhension de la topographie du substratum ophiolitique et son constant remodelage consécutif à la tectonique et/ou à la sédimentation est capitale pour établir le site de la minéralisation. L'interface ophiolites-sédiments est soumise à des phénomènes hydrothermaux variés comme en témoignent

- les ophicalcites, témoins d'un hydrothermalisme carbonaté (Lemoine et al. 1983),
- les dépôts sulfurés, correspondant à des venues hydrothermales enrichies en métaux Cu-Fe-Zn principalement, et certainement en Si.

Ce second type hydrothermal est étroitement associé à un faciès fortement siliceux correspondant aux formations de métaradiolarites. Ces quartzites présentent un faciès particulier à enrichissement en silicates sodiques qui semblent être contemporains de la minéralisation sulfurée. Il est intéressant de noter que la base de cette minéralisation est constituée d'un faciès appelé ici : chloritoschiste à calcite hématisée.

Ce faciès très schistosé est composé de calcite, 30 à 50 %, d'hématite, 10 à 15 %, ainsi que de minéraux ferromagnésiens (chlorite) représentant 30 % de la roche. Par leur richesse en calcite et leur caractère très magnésien, ces roches s'apparenteraient à des ultrabasites ayant subi un fort hydrothermalisme carbonaté, certainement semblable à celui responsable des ophiocalcites. Il faut noter que ce phénomène serait accompagné d'un fort enrichissement en Fe_2O_3 (hématite). La tectonique alpine a par la suite fortement affecté ces roches : on y observe une très forte schistosité qui se développe à l'échelle microscopique et qui détermine des amandes étirées de calcite emballées dans une foliation définie par la chlorite.

Ainsi la conjonction des deux phénomènes hydrothermaux précédents paraît contrôler la minéralisation de Saint-Véran. Ils se disposent ici dans un site particulier où l'ensemble des formations sédimentaires étudiées est tectoniquement décollé du substratum océanique.

Ainsi les relations structurales originelles de la minéralisation et des formations sédimentaires associées vis-à-vis du socle sont délicates à reconstituer.

Les seuls endroits où l'on observe les sédiments sur les ophiolites, sans contact anormal apparent, sont situés dans le massif de Rocca Bianca. L'interface entre les marbres et les laves est constituée d'enduits quartzitiques et manganésifères de dix centimètres d'épaisseur (Lagabrielle, 1982). Ces enduits Mn sont généralement considérés comme témoins de la réplique distale d'un hydrothermalisme sous-marin.

La formation des métaradiolarites présente dans le secteur de la mine de Clausis des caractéristiques propres à cet emplacement structural et sédimentaire particulier, puisque l'on ne retrouve pas strictement les équivalents lithologiques dans les secteurs avoisinants. Ces différences peuvent être imputées aux conditions physico-chimiques particulières liées à l'existence et au voisinage de sources chaudes.

La proximité - relative en raison des mouvements de charriages alpins - de la minéralisation et des ensembles basiques à caractères géochimiques de N.MORB permet de mieux situer le cadre géodynamique général. Ainsi, les conditions de formation de l'horizon sulfuré dans l'environnement d'une ride océanique nous conduit à envisager, à l'origine, un système hydrothermal alimenté par des circulations convectives d'eau de mer percolant une croûte océanique tectoniquement active et de grande perméabilité comme les modèles actuels.

Ces comparaisons avec les études récentes sur les systèmes du Pacifique (EPR 21°N) et de la Mer Rouge seront abordées dans l'étude concernant la minéralisation de Clausis. La mise en évidence de dépôts sédimentaires pélagiques (métaradiolarites) localement piégés dans des dépressions topographiques d'un substratum océanique accidenté, permet d'envisager le dépôt des sulfures dans les mêmes conditions, au voisinage des événements hydrothermaux.

La géométrie initiale de cette minéralisation stratiforme, reconstituée d'après l'analyse structurale du site, permet d'envisager une disposition dans une gouttière d'extension kilométrique.

DEUXIEME PARTIE

=====

CHAPITRE IV

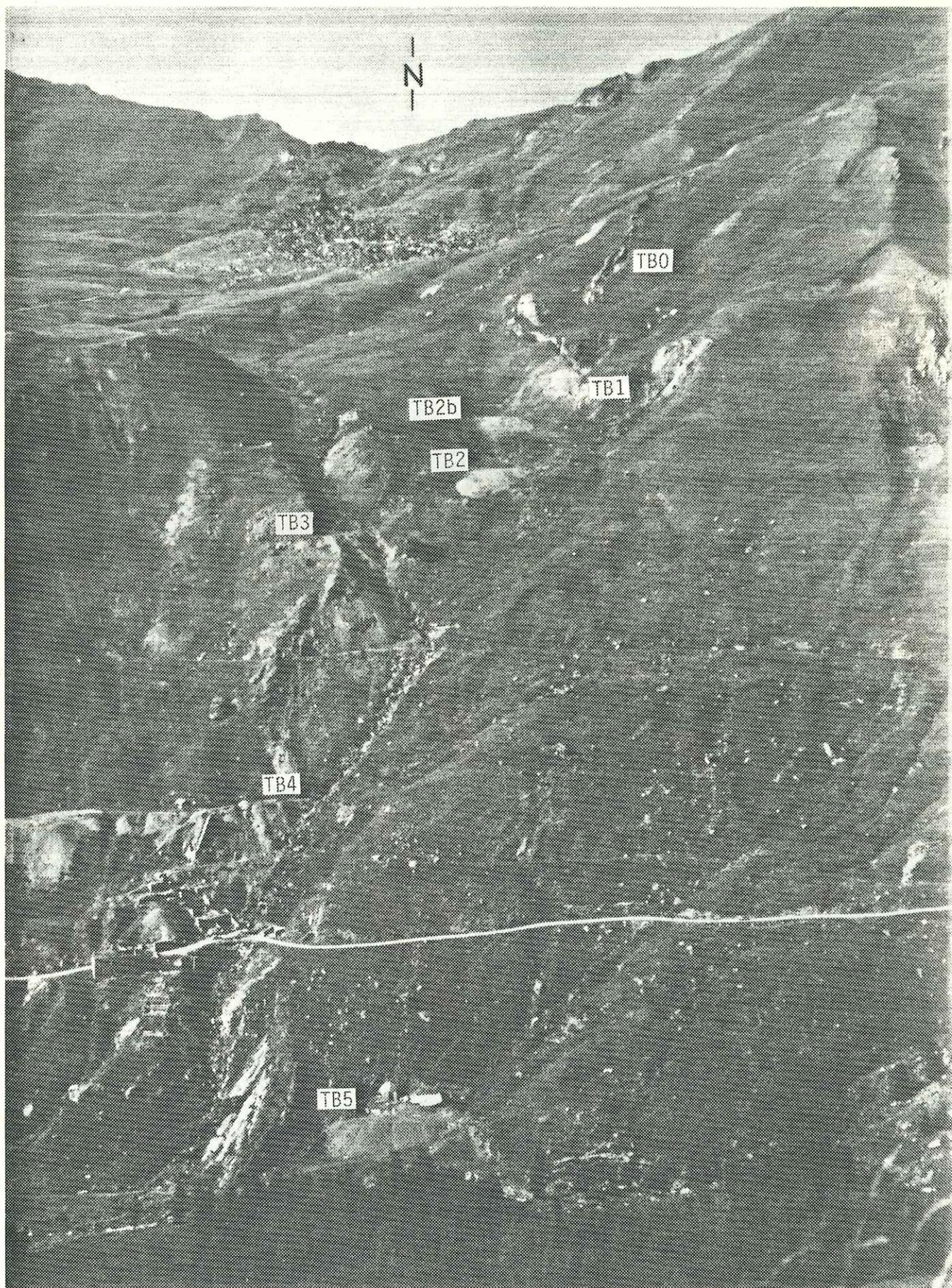


Photo 21- Mine des Clausis : vue générale des anciens travaux et des affleurements.

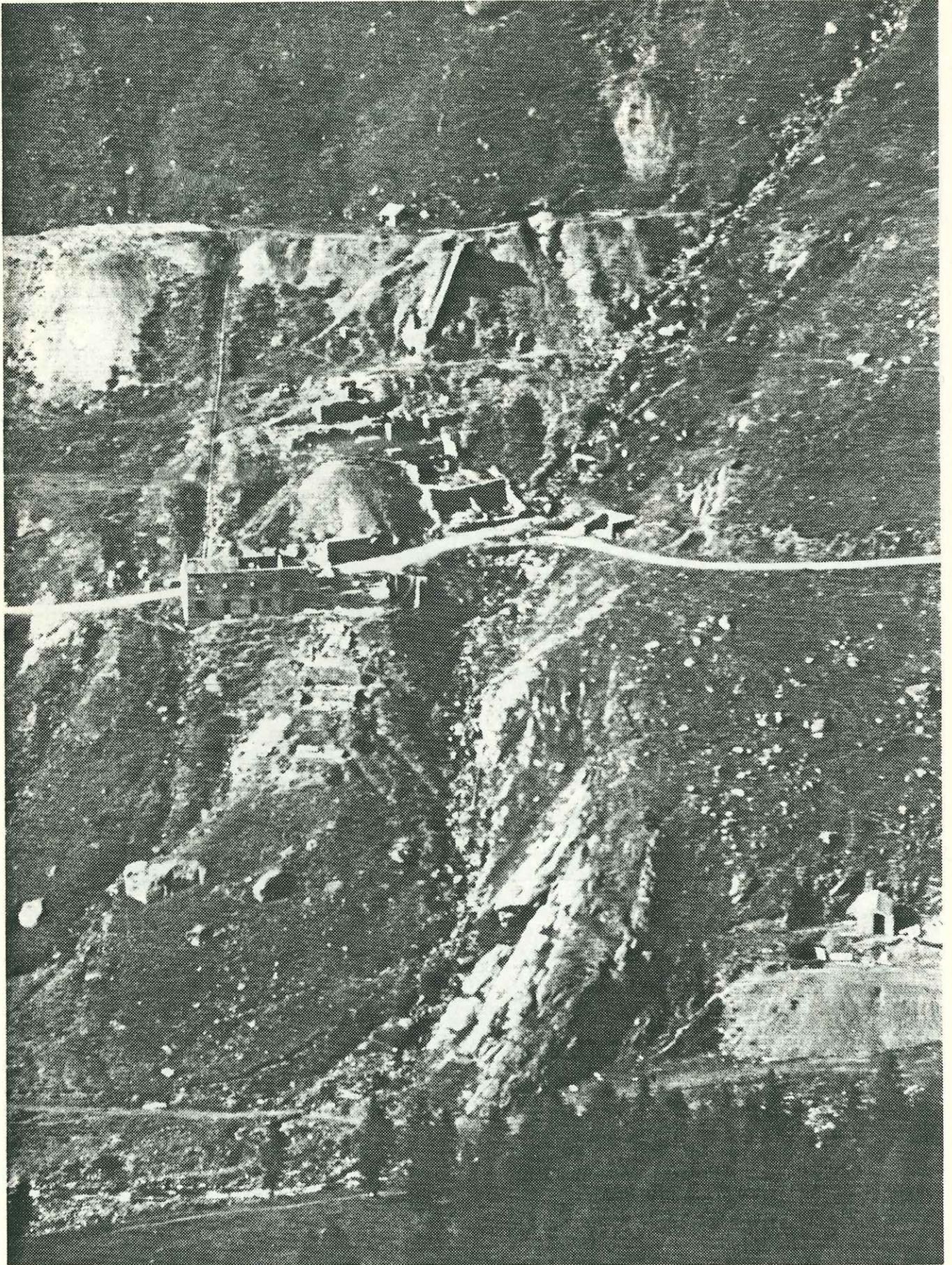


Photo 22- Mine des Clausis : anciens bâtiments et entrées des niveaux TB5 etTB4.

DEUXIEME PARTIE

LES MINERALISATIONS CUPRIFERESCHAPITRE IV : LA MINE DE CLAUSISIV.1. Introduction

Ce chapitre est destiné, dans un premier temps, à retracer l'histoire de la mine. Cette minéralisation a subi plusieurs périodes d'exploitation. Les plus importantes se situent après 1917, où les parties les plus riches de la mine furent défilées. Tous ces détails figurent dans le paragraphe IV.2. (Aperçu historique de la mine), provenant du rapport BRGM de Meloux et Poulain (1967), dont certains termes ont été réactualisés.

Malgré tous les travaux effectués pendant 60 ans, la géométrie de la minéralisation n'a pas été clairement démontrée. Cette structure sera donc mise en évidence par l'analyse structurale menée à l'extérieur du site minier, et complétée par les observations et les documents disponibles concernant les travaux miniers proprement dits.

Après avoir tenté une reconstitution spatiale de ce site, une nouvelle description minéralogique de la paragenèse minéralisée a été menée, afin de pouvoir comparer cette minéralisation aux indices existant dans les ophiolites alpines.

Ces derniers éléments conjointement aux résultats de la géochimie et de la pétrographie, nous conduisent à envisager les conditions de formation de l'horizon sulfuré dans un site hydrothermal particulier.

IV.2. Aperçu historique de la mine

(d'après Meloux, Poulain, 1967. Rapport BRGM, Div.SE, n°59)

IV.2.1. Les différentes périodes d'exploitation

1ère période (Moyen-Age)

La mine de cuivre de Saint-Véran a été reconnue et certainement exploitée à une époque très reculée, antérieure au 13e siècle (si l'on en croit une monographie de l'Abbé Pierre Bergé). Bien que le minerai fut extrait à la pointerolle par tranchées, les travaux furent importants : en effet, si le point de départ des recherches se situe sur l'affleurement à la côte 2456, d'autres anciens travaux ont été repérés par la suite par des travers bancs inférieurs à 50m du jour jusqu'à la côte 2405, soit 50m plus bas.

2e période (1901-1912)

Vers 1875, trois habitants de Saint-Véran consacrèrent une très faible somme d'argent pour décaper la partie nord de la tranchée des anciens mais limitèrent leurs recherches à cet affouillement faute de ressources pécuniaires suffisantes.

Des recherches plus sérieuses reprurent en 1901. A cette occasion, la "Société Anonyme des Mines de Saint-Véran" fut constituée et obtint le 5 février 1903 un permis de recherches de 3 ans. Le 8 juillet 1905, la concession des Clousis était instituée au profit de cette société. Mais en 1907, malgré un rapport optimiste de l'ingénieur responsable des travaux, la société fut dissoute et ce n'est que le 5 juin 1912 que les liquidateurs entreprirent quelques travaux pour démontrer aux éventuels acheteurs la continuité de la minéralisation.

Cette période ne connut pas une grande activité et le nombre d'ouvriers ne fut jamais supérieur à la dizaine.

La minéralisation fut reconnue dans sa partie supérieure (entre 2361 et 2439) à trois niveaux par traçage, un petit montage de 8,50m qui toucha les travaux anciens et une descenderie.

Galerie 1	: cote 2439m	125m environ
Galerie 2	: cote 2413m	150m environ
Galerie 3	: cote 2361m	200m environ

NB : Les cotes données dans le texte sont celles fournies par les anciens documents. Les cotes actuelles ont été recalculées à partir du point 2267 (pont de la route sur le rif des lacs)- voir documents miniers.

Aucun défilage important ne semble avoir été fait au cours de cette période.

Le minerai trié à la main ne permettait qu'une très mauvaise récupération (les déchets analysés donnant encore 7 à 12 % de Cu ?). Ce n'est qu'en 1912 qu'un concasseur et une petite laverie très rudimentaires furent installés. Le minerai acheminé jusqu'en gare de Montdauphin était livré à l'usine d'Eguile (Var) et Swansea (Angleterre).

3e période (1920-1931)

En 1914, la concession fut vendue à M. André VINCENT et l'autorisation de mutation fut accordée par décret du 3 avril 1917. Ces travaux furent repris en 1920, arrêtés en 1921, réouverts le 25 mai 1923 et ce n'est qu'en 1929 que l'exploitation commença. La crise économique mit fin le 15 octobre 1931 aux activités de M. Vincent.

A la fermeture du chantier, la couche avait été défilée entre 2361 et 2439m. De plus le travers banc inférieur (dite galerie 4) ouvert à la cote 2281 avait reconnu l'aval pendage de la couche et permis un défilage à partir de ce niveau sur 18 mètres de haut.

Cette période est la plus active dans l'histoire de la mine de Saint-Véran. De 1929 à 1931 une vingtaine d'ouvriers travaillaient en permanence été comme hiver. L'installation de surface comprenait le câble va-et-vient qui liait le niveau 2361 à la laverie, une laverie avec concasseurs, broyeurs, trommels et tables. En 1930, un atelier de flottation complète la laverie.

4e période (1931-1938)

Par décret du 20 septembre 1932, la mine est amodiée à la "Société des Mines de Donaria" qui, exploitante de mines de fer, ne s'intéresse nullement à la mine des Clousis qu'elle a acheté en même temps que l'ensemble des affaires gérées par M. Vincent. La société qui n'entrevoit aucune reprise d'exploitation se borne à des travaux d'entretien.

5e période (1939-1944)

Les travaux reprennent le 21 mai 1938 par la "Société Industrielle des Mines" qui a sous-amodié la mine (décret du 28 novembre 1939). Les travaux se poursuivent presque sans interruption jusqu'au 30 avril 1944, date qui verra la fermeture de la mine par suite des circonstances de guerre.

Pendant cette période la société exploite le panneau délimité entre la galerie 3 et 4 et exécute :

- un travers-banc n°5 ouvert près de la rivière d'Aigue Blanche, à un niveau inférieur de 70m au TB4. Ce T.B. n'atteint pas la minéralisation à la fermeture de la mine.
- une descenderie à partir du niveau 4 dans le mur de la couche foncée jusqu'au niveau du TB5.
- des traçages à trois niveaux intermédiaires entre le TB4 et le TB5.

Le minerai est acheminé par camion jusqu'à Lyon, puis par péniche à Honocken (Belgique).

6e période (1953-1963)

La mine est reprise en 1953 par un industriel de Langeac, M. MAIRE.

IV.2.2. Importance de la minéralisation

Le gisement a été reconnu entre les cotes 2456* (à l'affleurement) et 2240 (niveau du TB5) soit sur 250 mètres de hauteur.

La puissance et l'extension horizontale sont très variables et nous sommes en présence d'une série de lentilles réunies par des parties amincies.

- a) Dans les niveaux supérieurs (entre 2456 et la galerie 3) les quelques chiffres fixeront les idées et attestent clairement l'étroitesse du gisement, la section moyenne au mètre d'approfondissement n'atteignant que 110m². Dans ces niveaux des lentilles de minerai flanquent la minéralisation principale. Aussi jusqu'en 1931, une des lentilles appelée "filon secondaire" a été abattue séparément de la minéralisation principale.

	Altitude	"Filon" principal			"Filon" secondaire		
		Puissance**	Longueur	Section	Puissance**	Longueur	Section
Affleurement	2456					100m(?)	
Galerie 1	2439					15m	
Galerie 2	2413		40m			8m	
Galerie 2 bis	2387					10m	
Moyenne entre 2bis et 3		2,50m	36m	90m ²	2m	10m	20m ²
Galerie 3	2361					7m	

- b) Dans le niveau intermédiaire (entre 2361 et 2280) nous possédons quelques chiffres au niveau de la galerie 4 (cote 2280) qui nous prouvent une très nette diminution de la section exploitée qui atteint 70 m².

	Altitude	"Filon" principal			"Filon" secondaire		
		Puissance**	Longueur	Section	Puissance**	Longueur	Section
Galerie 4	2280	3,10m	19m	59m ²	2m	5,60m	11,20m ²

* Cotes d'après les anciens documents.

** La puissance indiquerait l'épaisseur totale quartzite et minerai.

c) Dans les niveaux inférieurs (entre 2280 et 2210) la couche n'a pas été exploitée et partiellement reconnue. En effet, le TB5 (cote 2210) foncé à un niveau inférieur de 70m au TB4 n'a pas touché la minéralisation ni la descenderie qui parti du niveau 4 dans le mur de la couche minéralisée a été foncé jusqu'au niveau TB5. La minéralisation n'a été reconnue que par 3 traçages, puis à partir de la descenderie aux sous-étages -15 -25 et -40 par rapport au niveau 4. De ce fait la couche n'a pas été reconnue entre le niveau 5 et l'étage intermédiaire -40 soit sur 30 mètres de hauteur. Dans ce panneau, la longueur utile semble se limiter à une vingtaine de mètres, la puissance de la minéralisation n'étant pas connue. Il semble pourtant que d'une manière générale il y ait encore une diminution de la section.

IV.2.3. Teneur

Il est difficile de se faire une idée précise de la teneur. Néanmoins, il semble évident que la teneur en cuivre du gisement décroît régulièrement en allant des niveaux supérieurs aux niveaux inférieurs.

Au niveau de la galerie n°2 les teneurs devaient être très fortes et voisines de 10 %. Au cours de l'exploitation de ce niveau en 1907, les chiffres de production semblent contredire ce chiffre puisque de 1 m³ de minerai trié à la main étaient extraits 250 kg de minerai à 33 %. Mais il ne faut pas oublier que le rendement était désastreux avec de telles conditions de triage ; d'ailleurs, les déblais laissés sur le carreau de la mine contenaient encore 8 à 10 % de Cu.

Entre la galerie 2 bis et 3 nous possédons les chiffres laissés par l'ingénieur responsable de l'exploitation pour la période 1927-1931. Les teneurs calculées à partir du tout-venant extrait et de la quantité de minerai produite avoisinent le taux de 7,5 % Cu.

Au niveau de la galerie n° 4 les teneurs baissent encore puisque la minéralisation principale et la minéralisation secondaire encore exploitées séparément ont des teneurs respectives de 5,5 % et 1,8 %.

Des résultats des traçages effectués sous la galerie n° 4 attestent cet appauvrissement en profondeur : 3 % au sous-étage -40 par rapport au niveau 4.

Quant à la colonne de cuivre natif dont il n'a pas encore été fait mention, elle est très localisée et de faible extension. Elle n'est présente qu'au niveau du TB4 sur quelques mètres de hauteur avec une section de 8m² environ et une teneur de l'ordre de 4,5 à 5 %.

IV.2.4. Production

A travers les différentes phases de recherches de la mine coupées par de nombreuses interruptions, la mine de Saint-Véran ne connut en fait que deux périodes d'exploitation.

- avec M. Vincent entre 1929 et 1931,
- avec la "Société Industrielle des Mines" entre 1939 et 1944,

et dans les deux cas, l'exploitation fut arrêtée par des causes extérieures, en 1931, par la crise économique, en 1944 par suite des circonstances de la guerre.

Néanmoins, en dehors de ces périodes d'exploitation, une certaine quantité de minerai fut également extraite au cours des travaux de recherches.

La production de la mine de Saint-Véran peut se résumer ainsi dans le temps :

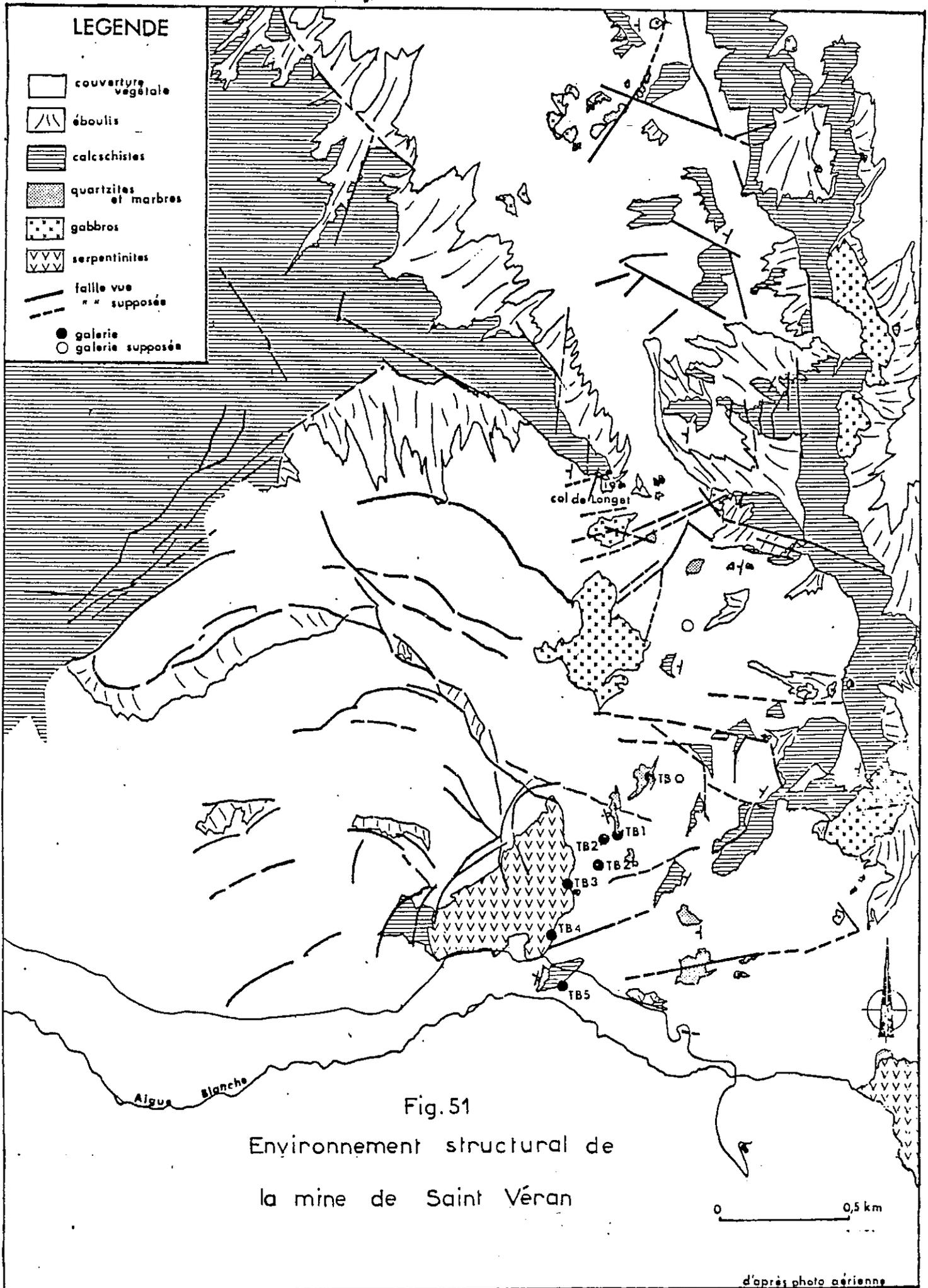
- a) de 1902 à 1907 : 20 tonnes de minerai à 33 % Cu trié à la main provenant d'un petit montage effectué dans la partie riche du gisement à partir de la galerie n°2.
- 6 tonnes à 45 % provenant des différents traçages dans la galerie n°1.
- b) de 1912 à 1913 : environ 25 tonnes d'un minerai à 40 % concassé et lavé provenant d'une petite descenderie située à l'aplomb du montage effectué en 1907 dans la galerie n°2.
- c) de 1917 à 1931 : la production pendant cette période se décompose ainsi :
- | | |
|--------|---|
| 1927 | 45 T |
| 1929 | 468 T |
| 1930 | 570 T |
| 1931 | 141 T |
| soit : | <u>1224 tonnes</u> d'un concentré à 43 % provenant des dépilages effectués entre les galeries 3 et 1 ainsi que d'un panneau de 18 mètres de haut au-dessus de la galerie 4. |
- d) de 1938 à 1941 : les productions annuelles ont été :
- | | |
|------|-------|
| 1938 | 468 T |
| 1939 | 234 T |
| 1940 | 237 T |
| 1941 | 162 T |

soit : 1100 tonnes de concentré à 43 % provenant des dépilages effectués entre les galeries 3 et 4.

e) de 1955 à 1956 : 50 tonnes environ d'un minerai à 40 % provenant surtout des parties non exploitées dans les niveaux supérieurs (entre galerie 2 et 4), en particulier les piliers.

On peut donc évaluer la quantité de minerai extraite à 2500 tonnes de minerai à 40 % soit

1000 tonnes de cuivre



IV.3. Les données de la cartographie de surface

IV.3.1. Les affleurements de la série de la mine

Ainsi que le montrent la figure 51 et les photos panoramiques, les affleurements de la série de la mine se situent à deux niveaux :

- le plus bas se trouve à l'altitude du TB5 (2230m) en contrebas de la route menant à la chapelle de Clausis et correspond à une série de quartzites calcitisés et marbres quartzeux en position inverse,
- l'autre groupe d'affleurements, et essentiel pour l'analyse de la structure de la mine se localise entre les niveaux TB1 et au nord du TBO (2470m à 2600m environ).

IV.3.2. Aspect structural de la série de la mine

Le deuxième groupe d'affleurements a été étudié dans le chapitre tectonique. Il s'agit vraisemblablement de deux flancs opposés d'un pli majeur "P₂" affectés de plis mineurs "P₃".

La structure est donc constituée d'une série normale (TBO), et inverse (TB1) et non de deux "digitations filoniennes" décrites dans les anciens travaux (Routhier, 1946).

IV.3.2.1. Evolution de la structure au nord du site minier

Les deux flancs s'écartent l'un de l'autre au niveau du TB1 (photo 21).

En effet, les résultats d'une prospection magnétométrique menée par Gioan (1978), montrent deux axes anomaliques divergents au N des affleurements étudiés.

- il est vraisemblable que la bande d'affleurements du TBO se poursuit en direction du Pic Traversier, où des niveaux de quartzite ont été cartés (voir fig.52)
- l'autre flanc de la structure orienté vers le NNW.
On retrouve dans son prolongement des reliques quartzites-marbres, en bordure de la Casse du Queyron (alt.2570m).
- les affleurements les plus nets se trouvent au Col de Longet (2700m) où cette série composée de chloritoschistes à amandes de calcite, quartzite et marbres "fruités" à polarité classique semble être pincée entre des masses de serpentinites et de gabbros.

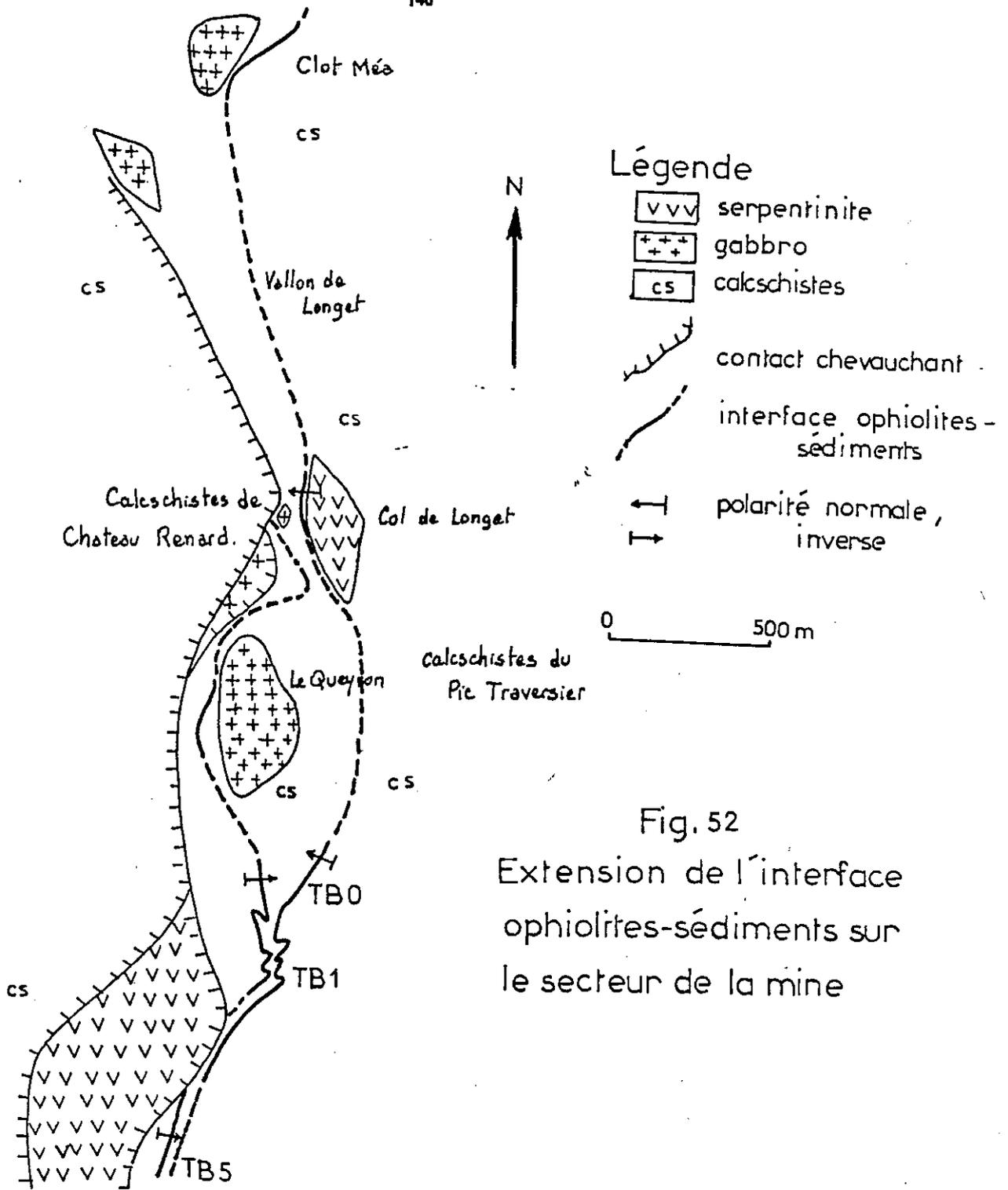


Fig. 52
 Extension de l'interface
 ophiolites-sédiments sur
 le secteur de la mine

Ces affleurements sont à la limite d'un accident chevauchant, constituant la base de l'ensemble des calcschistes de Château-Renard. Ils disparaissent au Nord dans le vallon de Longet et ne sont remarqués qu'entre la crête de Couesta Embrencha et Clot Méea (alt. 2450 à 2500m)

IV.3.2.2. Extension de la structure au Sud

Cette structure ainsi déterminée se termine au contact du Torrent de l'Aigue Blanche, très certainement le long du faisceau faillé provenant du Col-Vieux, Col de Caramantran et suit la vallée de Saint-Véran.

IV.3.3. Reconstitution de la structure, bloc diagramme schématique

La trace cartographique de l'interface ophiolite-sédiments correspondant aux affleurements de métaradiolarites et leur extension probable est donnée par le schéma.

Il apparaît que ces affleurements sont d'extension plurikilométriques (2 km environ) avec un redoublement de la série (flanc à série à polarité inverse du TB5 au Col de Longet). Les affleurements sont néanmoins très discontinus dans le vallon de Longet où ils sont masqués par la couverture d'éboulis.

IV.3.3.1. La synforme du site de la mine

La structure déterminée cartographiquement est une synforme ouverte vers le N.

La microtectonique ayant montré que cette structure est affectée de "P₃" mineurs (voir chapitre tectonique) le pli³ couché est contemporain de la phase "P₂", les plis "P₁" étant inconnus régionalement.²

Cette structure est basculée vers l'W par des mouvements tardifs.

Cette synforme (bloc diagramme fig 53) est une enveloppe extérieure de calcschistes sur lesquels reposent des chloritoschistes, par l'intermédiaire de contacts anormaux parallèles à la foliation. Le coeur de cette structure très pincée au niveau de sa partie médiane (TB1-TB0) s'élargit vers le nord et est constituée de calcschistes à blocs ophiolitiques (gabbros du Queyron et lentilles serpentineuses).

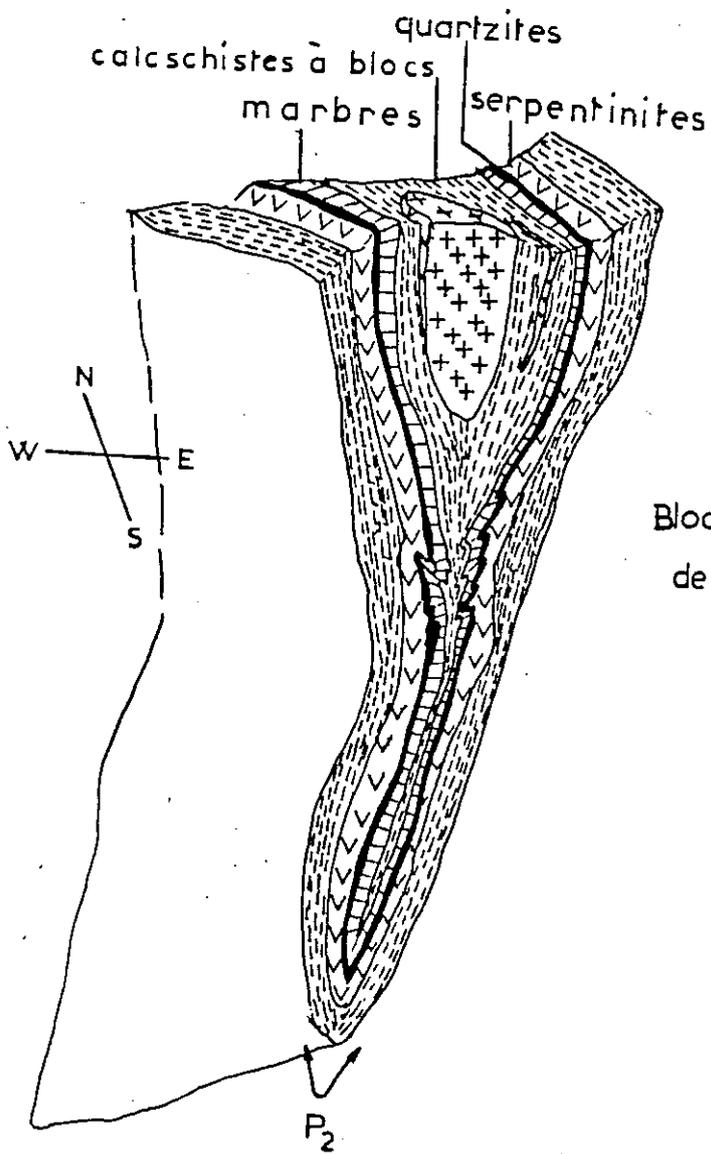


Fig. 53
Bloc diagramme schématique
de la synforme de la mine

IV.4. Les données géologiques des travaux souterrains

Cartographie

De nombreux documents et plans partiels existent sur l'exploitation, mais aucun jusqu'aux travaux de J.D. Bouvier (1979) n'a donné d'indication géologique précise. Poulain (1967) avait été le premier à donner le tracé des différents niveaux et leur répartition spatiale.

Nous disposons donc des plans du niveau TB4 et des levés des puits du TB5 au TB4, et du TB4 au TB3, correspondant aux dépilages et recherches les plus récents (fig. 54,55,56,57 en annexes)

IV.4.1. Géométrie de la minéralisation

Ces différents documents indiquent que l'exploitation s'est faite le long d'une série normale, pentée vers l'W avec un pendage fort 50 à 70, de direction N10 à N25.

Cette minéralisation sulfurée massive est située à la base des quartzites à riébeckite ou à la base des marbres, lorsque les quartzites sont absents. Ce dernier fait s'explique par la forte "amygdalisation" qui affecte cette série et qui a déformé l'horizon surfuré.

En effet, l'exploitation s'est faite sur des lentilles de minerai plus ou moins épaisses (voir schéma). Cette amygdalisation s'est faite dans le plan de la schistosité la mieux marquée, au contact des chloritoschistes-sédiments et biseaute ainsi le minerai dans son extension verticale et horizontale.

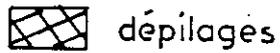
IV.4.2. Extension verticale de la minéralisation

Les autres données cartographiques que celles citées au début de ce paragraphe ont été obtenues d'après des plans non datés et des documents divers. Ceux-ci nous permettent d'envisager une géométrie pour le haut de l'exploitation au-delà du TB3.

En effet, la trace de la minéralisation exploitée au niveau TB2 ne nous donne qu'une série normale en apparente continuité avec le TB3. Cette trace au niveau TB2 se retrouve toujours en série normale et en contact vertical (branche E du TB2 bis (couche B fig.58) mais d'autres niveaux minéralisés ont été exploités.

- le premier de ces niveaux se situe au toit des quartzites et correspond à d'anciens travaux, un puits suivi d'un travers-banc retrouve ce niveau très aminci (0,02 à 0,2m) 18 mètres plus bas. Il est nommé 2e gîte des anciens (C).

Légende



dépilages



trace de la minéralisation



anciens travaux

0,3-0,6 épaisseurs moyennes
minéralisées en m.

A,B,C,D voir texte

N

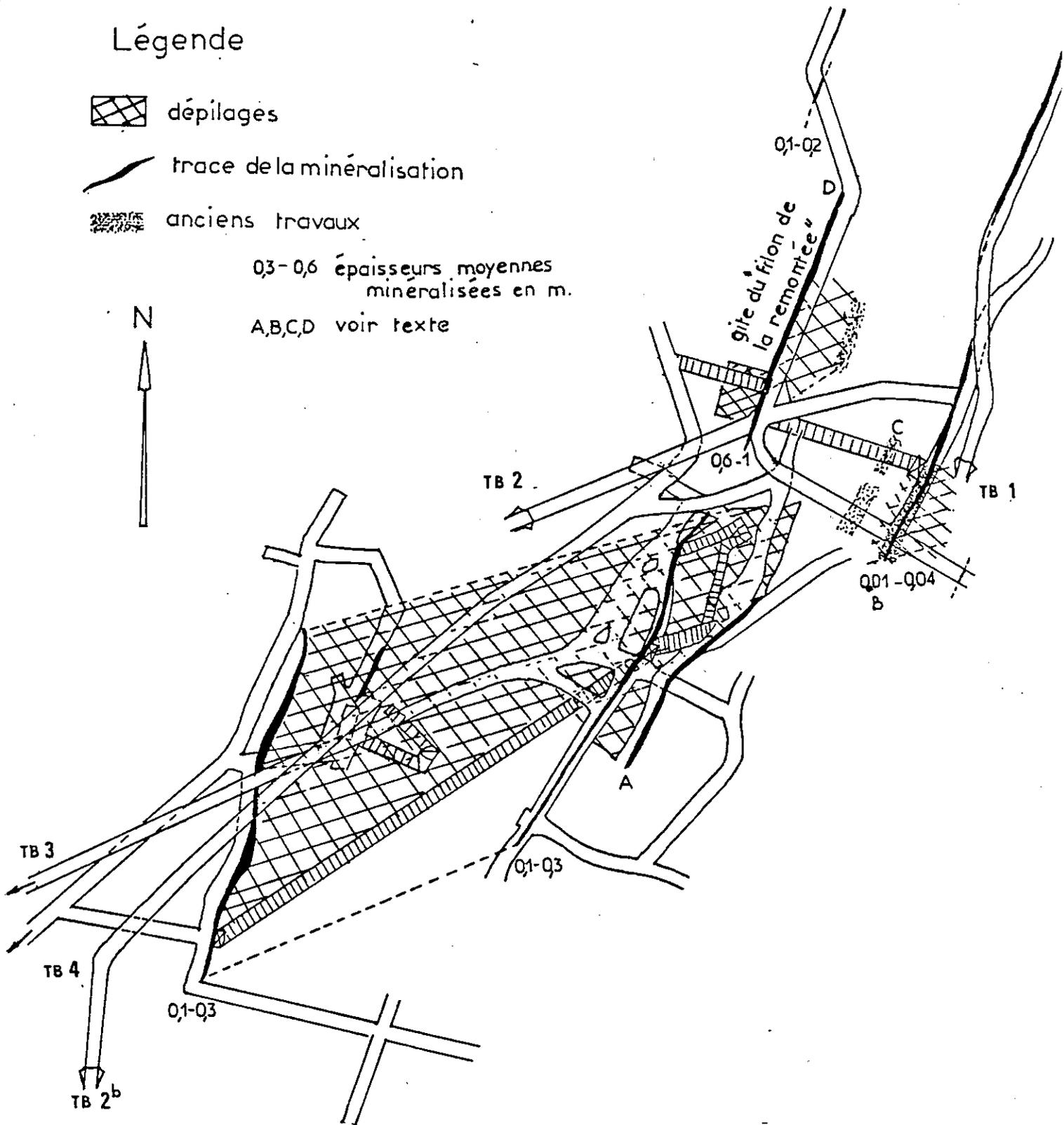
MINE DE S^T VERAN

Fig. 58 — représentation des différents
niveaux TB1 à TB4

0 ————— 25 m.

d'après un plan non daté

- le second correspond à la branche E du TB2. Il est nommé "Gîte du filon de la remontée". Il est reconnu sur 35m de long au maximum et correspond vers le haut à d'anciens travaux. Il a été dépilé en aval pendage (période 1912-1913), son épaisseur était de 0,6 à 1 m.

Les documents précisent que ce "gîte de la remontée" aurait pu être retrouvé si le travers-banc, mené à partir du puits du TB2 avait été continué plus à l'W. Son arrêt avait été conditionné par un manque d'aéragé et des venues d'eaux importantes. Actuellement, ces niveaux sont noyés ou inaccessibles, aucune information n'ayant été donnée quant aux formations situées au toit et au mur de ces minéralisations.

La minéralisation a ensuite été reconnue dans le TB1 ou galerie n° 1 qui suit en direction les quartzites avec une polarité inverse et exploitée par tranchées sur plusieurs dizaines de mètres de profondeur.

IV.4.3. Coupe schématique du TB4 au TB1

Les observations précédentes permettent de reconstituer une coupe E-W selon un plan incliné 45 S, et montrent la disposition des différents niveaux minéralisés reconnus (fig.59)

Il est vraisemblable que ce "gîte de la remontée" (D) est en continuation des affleurements, en profondeur du TB1. La position de la série serait donc inverse et correspondrait aux affleurements extérieurs du TB5, eux aussi à polarité inversée.

Cette minéralisation n'aurait pas été retrouvée au TB2b, soit à cause d'un manque de connaissances géologiques et tectoniques conduisant l'arrêt des travaux plus à l'W, soit carrément par hiatus tectonique, c'est-à-dire biseautage ou pincement de ce niveau par des contacts cisailants tardifs et oblitérant les zones minéralisées.

Encore une fois il est dommage de ne pas pouvoir accéder aux anciens travaux pour se rendre compte de cette géométrie.

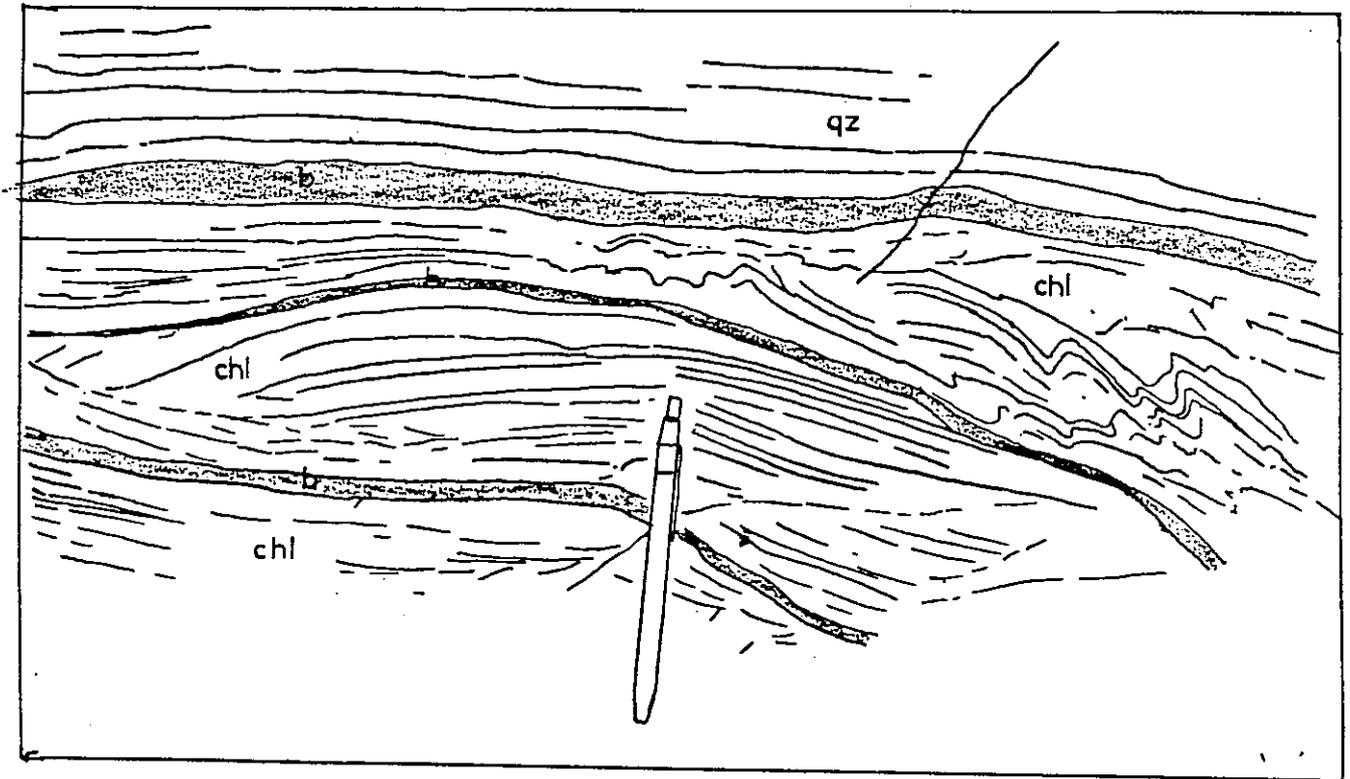


Fig.60-Horizons minéralisés multiples dans les chloritoschistes(TB4)

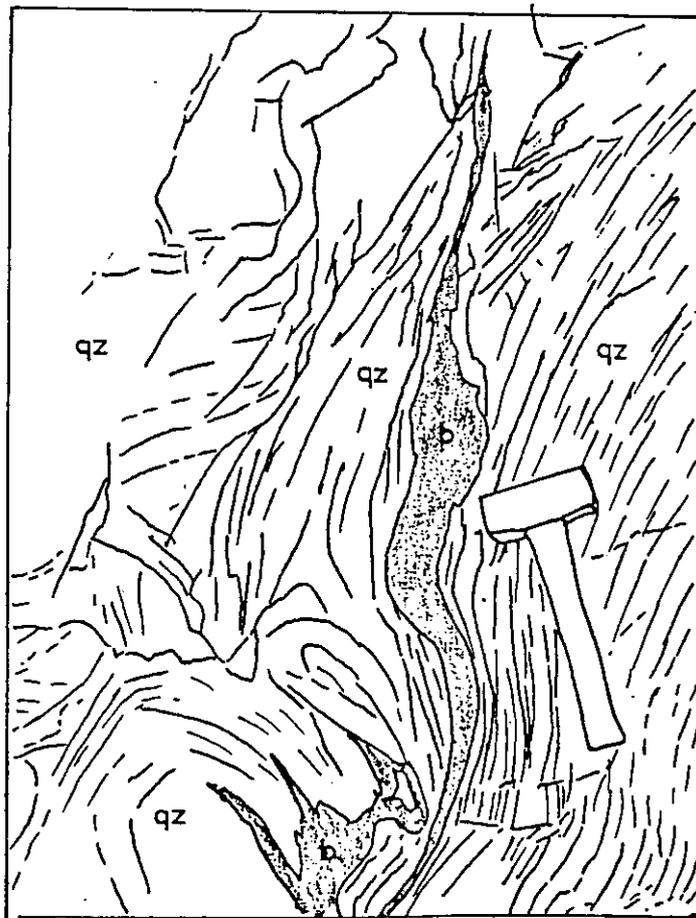


Fig. 61-Doudinages et étirements de bornite dans les quartzites
(niveau 6, escalier TB4-TB3)

Légende des figures

qz quartzites	m marbres
qb quartz blanc laiteux	c calcite
chl chloritoschistes	b bornite

IV.4.4. Remobilisations du minerai

Le minerai a été décrit comme un horizon plus ou moins continu, boudiné, situé à l'interface chloritoschistes-sédiments. Néanmoins, plusieurs autres localisations sont à décrire :

IV.4.4.1. Redoublement des niveaux minéralisés

On observe de minces couches minéralisées situées au sein des chloritoschistes et parallèles à l'interface principal (fig. 60) Ceci semble être dû non seulement à des phénomènes primaires concernant la mise en place de plusieurs épisodes sulfurés, mais aussi à des phénomènes tectoniques reprenant un horizon minéralisé et "l'étirant" dans ce plan de cisaillement privilégié représenté par les chloritoschistes.

IV.4.4.2. Boudinages

Ce phénomène est aussi démontré par la remobilisation de minerai au sein des quartzites (fig. 61) affectés de plis à tendance isoclinale. Ce minerai est clairement boudiné et étiré dans certains flancs de pli.

IV.4.4.3. Fentes en coins et "filons"

Un autre type de gisement est démontré par les "fentes en coins" (fig. 62 et fig. 63) Il s'agit de fentes à remplissage minéralisé. Ces "coins" sont contemporains de l'ouverture du joint occupé par l'horizon à bornite massive*. La nature du minerai est de plus identique pour le remplissage du "joint" et du "coin". Dans la fig. 62 la formation sédimentaire est représentée par des marbres fruités témoignant de l'absence de quartzites à cet endroit.

L'autre figure montre une fente perpendiculaire cette fois à la schistosité des quartzites à amphiboles.

Cette fissure est complexe et montre un fort remplissage de quartz blanc laiteux aux épontes. Des fragments de quartzite à amphiboles subsistent au coeur du filon et sont localement englobés par le minerai. Un "coin" est associé à ce filon et s'enfonce dans la foliation du quartzite. Il est encore constitué de bornite massive.

* Le fait est confirmé par l'orientation des fibres de quartz blanc laiteux, tapissant le coin, et obliques par rapport aux épontes. Elles indiquent des contraintes obliques par rapport aux surfaces.

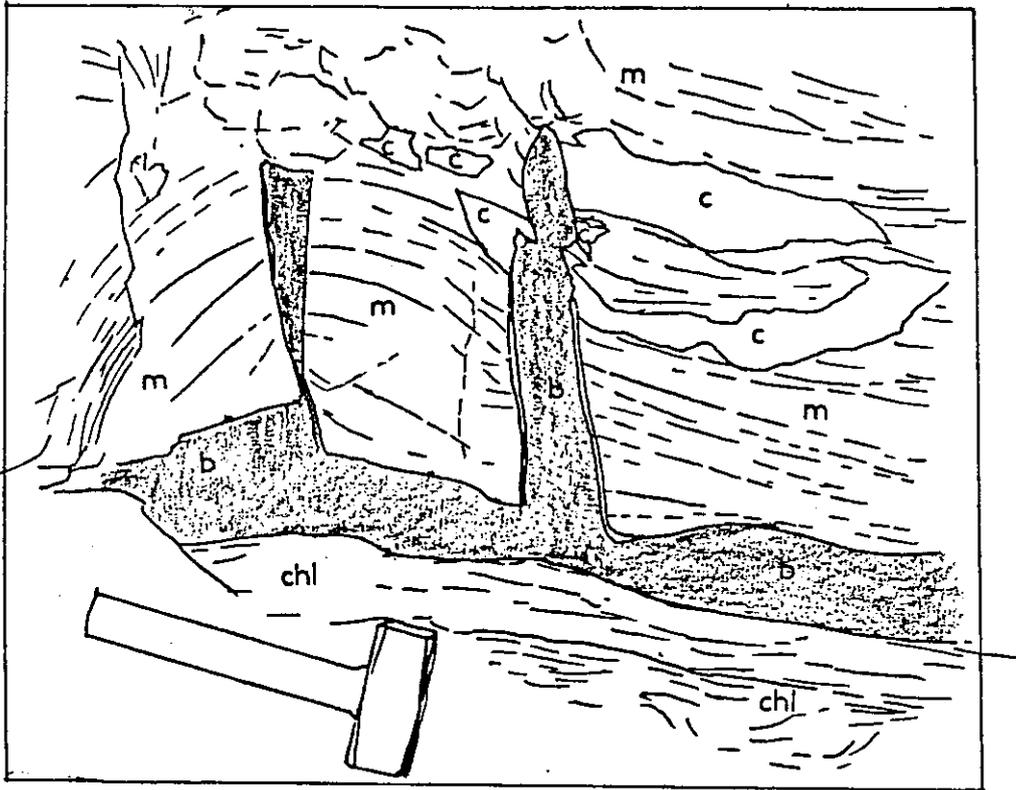


Fig.62 "Fentes en coins" dans les cipolins (dépilage TB4)

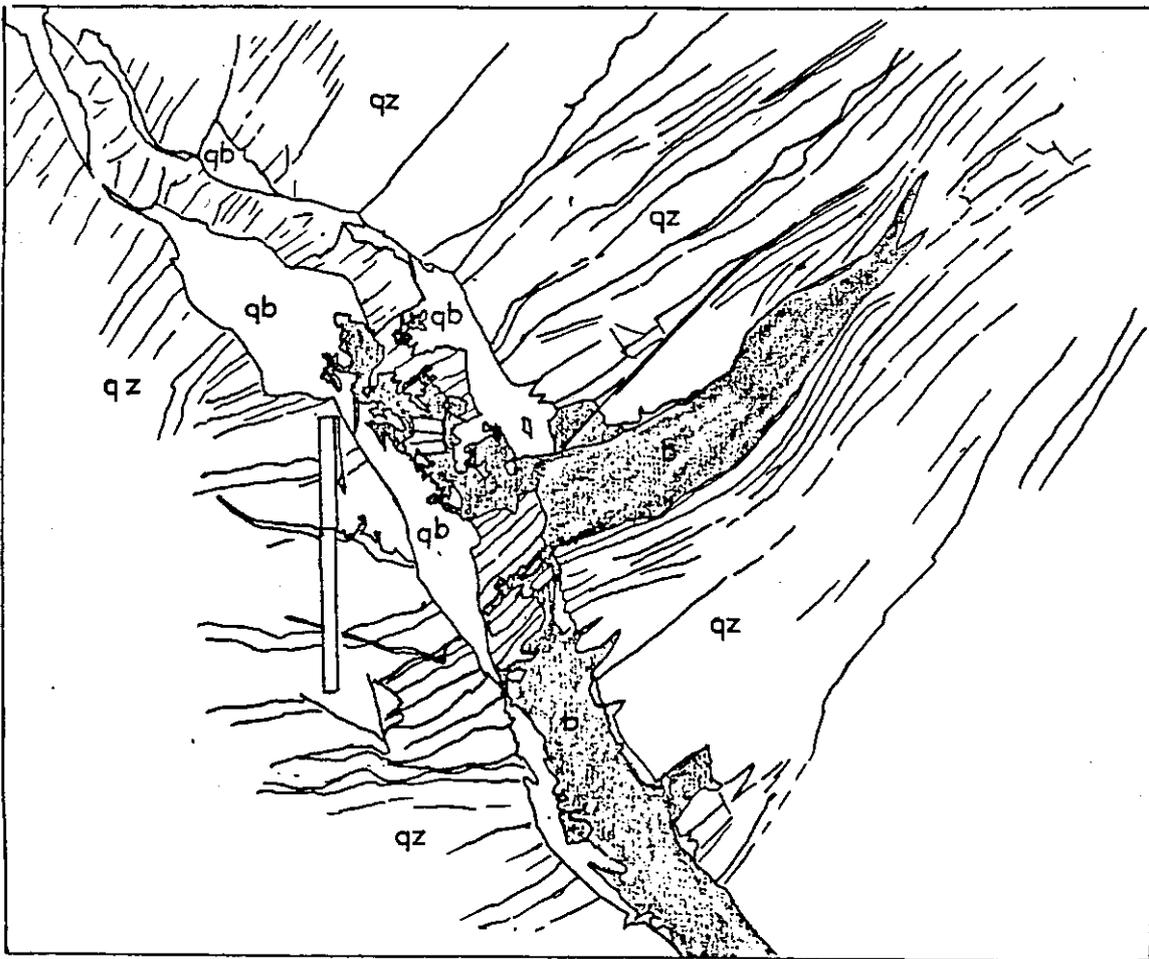


Fig.63. "Filons" et "fentes en coins" dans les quartzites (haut du dépilage TB4)

IV.4.4.4. Origine des remobilisations

Les différents gisements de minerai doivent leur origine aux divers épisodes tectonométamorphiques ayant affecté les roches encaissantes (voir chapitre tectonique).

Néanmoins on observe deux styles de déformations:

- l'un souple, donnant les boudinages et les étirements dans les flancs et têtes de plis,
- l'autre, essentiellement cassant, donnant lieu à des couvertures de joints, des coins et des "filons" et à "l'injection" de sulfures dans certains plans privilégiés.

La chronologie des événements tectoniques donne une origine tardive aux déformations cassantes. En effet, des observations à plus grande échelle montrent que les amygdalisations de la série de la mine (niveau TB4, lentille à Cu natif, lentille à chloritoschistes et marbre dans la galerie de recherche Sud dans les calcschistes) sont associées aux surfaces de chevauchement vers l'E, de direction N-S.

Quant à certains gisements comme celui indiqué par la figure 62, il est possible qu'il ait existé des niveaux sulfurés au sein ou au toit des quartzites (cf couche C, fig. 58 et 59) et ayant subi les déformations des différentes phases tectono-métamorphiques.

Les phénomènes d'étirement et d'épaississement des minerais sont classiques dans les séries plissées. La mobilité de ces sulfures n'est pas connue pour des conditions de P et T aussi variées que celles représentées ici régionalement, et il est donc difficile de déterminer la position initiale et la puissance de ou des couches minéralisées.

Tableau 8.

Répartition du minerai selon les niveaux exploités

nature niveau	bn	dg	ch	bl	ccp	cv	py	h	m	cu	gl	te	cr	am	qz	minerai principal
TB0										X						cu
TB1 h	X	X	t	X	X				X				t	X	X	ccp
TB2 bh	X			X	X	X	X	X	X					X		m
TB2	X					X	t	X	X					X	X	m
TB3 sup	X	X	X	X			X	X				X		X	X	bn
TB3	X	X	X	X	t	X	X	X				X		X	X	bn
Niv 7																
Niv 6	X			X	X							X		X	X	bn
Niv 5	X	X	X	X	t			X	X			X		X	X	bn
	X		X	X				X				X		X		bn
Niv 4	X	X	X	X			X	X				t		X		bn
Niv 3	X	X		X				X	X			X		X		bn
TB4	X	X	X	X	X	X	t	X	t		t	X		X	X	bn
TB4 cu										X					X	cu
Niv 2	X	X										X		X		bn
Niv 1																
TB5																

Tableau 9.

Répartition horizontale TB4 du minerai

nature échantillon	bn	dg	ch	bl	ccp	cv	py	h	m	cu	te	gl	am	qz	minerai principal
310	X		X	X			X	X			X		X	X	bn
309	X		X		X	X	X		X		X	X	X	X	bn
308 b	X	t	X	X	t	X		X			t	X	X	X	bn
308	X	X	X	X				X			X	t	X	X	bn
307	X	X		X				X			X	X	X	X	bn
306	X	X	X	X			X	X			X	X	X	X	bn
304	X	X	X	X		X		X			X	X	X	X	bn
302	X	X	X	X					t		X		X	X	bn
311										X					cu

Légende :

bn bornite
 dg digénite
 ch chalcocite
 bl blende
 ccp chalcopryrite
 cv covelline
 py pyrite
 h hématite
 m magnétite

cu cuivre natif + cuprite
 te tellurures (inclusions)
 gl galène
 am amphiboles
 qz quartz
 X forte présence du minéral
 t faible présence du minéral

Séquences paragenétiques des divers indices minéralisés

Mine de Clausis

riébeckite		:	
magnétite	—	:	
hématite	—	:	
blende	—	:	—
galène	—	:	
pyrite	—	:	
chalcOPYrite	- - - -	:	—
bornite	—	:	
chalcOSine	—	:	—
digénite	—	:	—
covelline	- - - -	:	—
idaite		:	—
tellurures	—	:	
cuiVre natif		:	—
cuprite		:	—
rickardite		:	—
azurite		:	—
malachite		:	—
minéraux associés		:	
à la gangue:		:	
anatase	—	:	
sphène	—	:	
chromite	—	:	
apatite		:	—

Tête Noire

magnetite	—	:	
hématite	—	:	
chalcOPYrite	—	:	
blende		:	—

Sagnes Longues

pyrite	- - - -	:	
chalcOPYrite	—	:	
blende	—	:	—
rutile	- - - -	:	

assemblages hypogènes

assemblages supergènes

IV.5. La paragénesè cuprifère

IV.5.1. Minéralogie

L'étude de la paragénesè minéralisée confirme en partie les résultats antérieurs, c'est-à-dire la présence de bornite, chalcosine, digénite, blende, avec accessoirement hématite, magnétite, chalcoppyrite, covellite, pyrite, linnéïte, tellurures et galène. (voir tableaux 8,9 et 10)

Il faut néanmoins noter que l'on a affaire à deux niveaux minéralisés, situés l'un au-dessus de l'autre :

on observe tout d'abord la minéralisation sulfurée à bornite, chalcosine principalement qui repose sur les chloritoschistes et surmontée par des quartzites.

Puis vient la minéralisation à magnétite-hématite et silicates sodiques qui repose directement au toit de l'horizon sulfuré mais qui n'est pas continue sur l'ensemble du gîte.

IV.5.1.1. Etude de la minéralisation sulfurée

Les descriptions minéralogiques ont été faites sur sections polies, 22 d'entre elles ont été confectionnées par le BRGM, 14 ont été confectionnées personnellement à l'Institut Dolomieu et 5 existaient déjà dans les collections de M. Dabrowski.

Toutes ces sections sont "calées" et correspondent à un échantillonnage se voulant représentatif de l'ensemble du gîte.

Les numéros correspondant aux sections sont reportés soit sur les cartes des différents niveaux exploités, soit sur les tableaux des répartitions minéralogiques.

Les descriptions qui vont suivre ont été faites selon un ordre quantitatif et non paragénetique.

IV.5.1.1.1. Les sulfures de cuivre

Bornite $Cu_5 Fe S_4$

C'est le sulfure le plus abondant du gisement, de couleur rose-rose lilas, en section fraîche, s'altérant rapidement à l'air dans des couleurs bleues et violacées. Les plages jaunes à jaune orangé sont composées d'idaïte ($Cu_5 Fe S_6$) en remplacement de la bornite, avec des néoformations de chalcoppyrite selon les plans parallèles à (100) des cristaux originels de bornite.

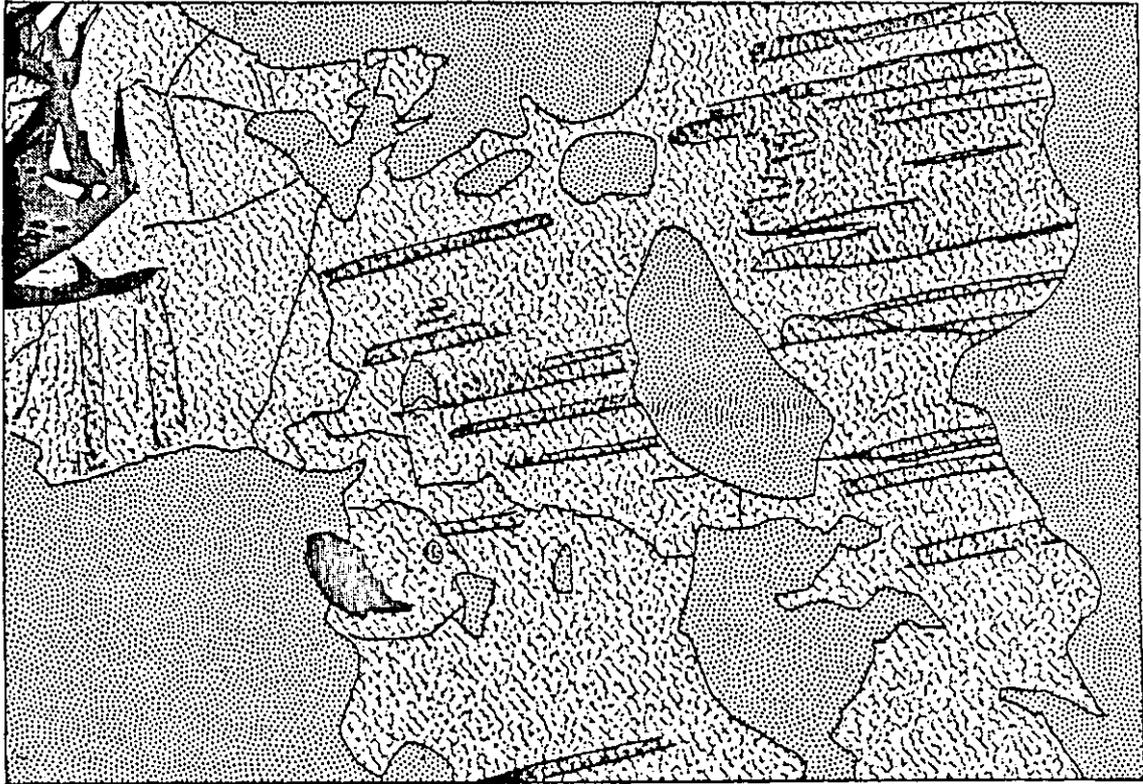


Fig. 64 - section 308

10 μm



bornite



amphiboles



digenite



blende



chalcocite



chalcopyrite

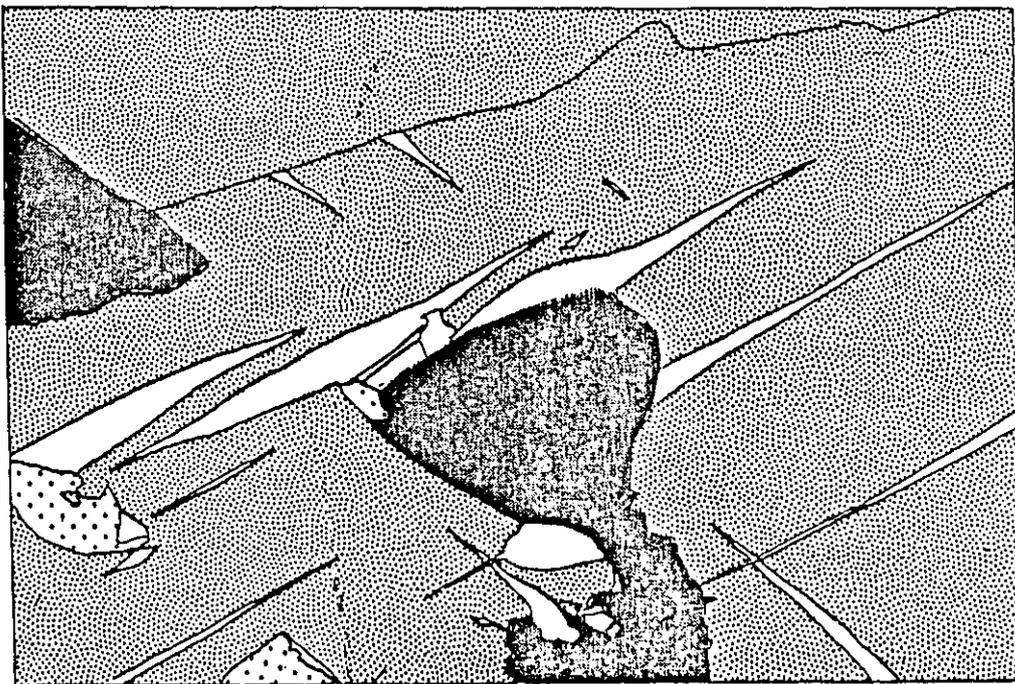


Fig. 65 - section 313

(légende ci-dessus)

10 μm

La bornite est le plus souvent isotrope, elle est rarement anisotrope. On la remarque souvent en assemblages "myrmékistiques" avec la chalcocite, la digénite ou même avec des covellines.

Ces intercroissances sont très discutées quant à leur signification hypogène ou supergène. Beaucoup de ces textures peuvent faire penser à des assemblages tardifs (bornite-covelline) mais aussi à des phénomènes hypogènes de syncristallisation (bornite-chalcocite).

Le résultat des différentes discussions engagées sur ce sujet "ont montré que pratiquement les mêmes textures peuvent exister dans plusieurs occurrences complètement différentes. Dans quelques cas il semble certain qu'il y ait une migration subséquente d'un composant qui est presque toujours la chalcocite" (Ramdohr, 1969).

Des textures autres que les myrmékites existent. "Dans plusieurs cas on peut parler de remplacement par de la chalcocite hypogène, mais aussi supergène. Ce remplacement progresse dans la plupart des cas très irrégulièrement dans les craquelures et les bordures de grains bien que dans quelques cas il suive aussi le plan (111)". On note enfin de très nombreuses inclusions de tellurures caractérisant le type de dépôt de la mine de Clausis. Les inclusions sont orientées ou non quoique ce critère ne soit pas facilement vérifiable, étant donné la petitesse de ces minéraux et leur répartition plutôt aléatoire dans les sulfures de cuivre.

Chalcocite Cu_2S

La chalcocite blanche de P.R. moyen apparaît en plages à contours arrondis ou effilochés dans la bornite, en formant des myrmékites avec cette dernière.

Il faut noter qu'une même plage peut présenter des bordures franches avec la bornite et à son autre extrémité une texture myrmékistique avec ce même minéral.

Elle est faiblement anisotrope. Elle se distingue de la digénite isotrope qui est parfois d'un blanc bleuté très semblable à la chalcocite en l'absence de comparaison directe.

Elle s'associe donc à la bornite dans des assemblages hypogènes (voir bornite) avec des phénomènes de syncristallisation très probables.



Fig. 66 - section 320

-  covellite
-  gangue

-  magnétite
-  hémaitite
-  idaite

26 μm

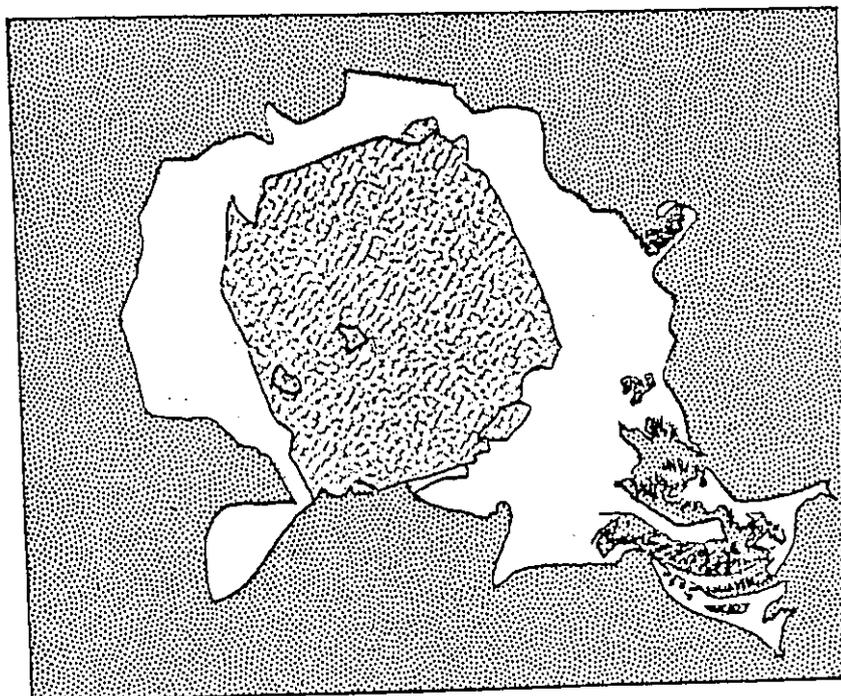


Fig. 67 -

section 324

-  bornite
-  digénite
-  pyrite

10 μm

Dans la discussion de cet assemblage bornite-chalcocite les critères de distinction de l'origine hypogène et/ou supergène semblent être plutôt liés à l'apparition éventuelle d'autres minéraux (covelline par exemple) ou à des textures complémentaires pouvant confirmer une hypothèse ou l'autre (observation de microfissures à chalcosine dans le minerai pouvant s'agrandir et former de plus grandes plages, ou observation d'assemblages digénite-chalcocite en lamelles alternées, ces derniers étant des indices typiques de cémentation (Picot, Johan, 1982), (Fig.64)

Digénite (néodigénite) $Cu_9 S_5$

Isotrope, de couleur bleutée, elle se distingue de la chalcocite qui paraît blanche à côté d'elle. Son P.R. est moyen et elle apparaît sous forme de lamelles alternant avec de la chalcocite ou parfois associée avec la chalcocite en myrmékites avec la bornite. Il se peut localement qu'elle soit d'origine hypogène (section CA307).

Covellite CuS

Ces sections sont toujours reconnaissables à leur couleur bleue, à pléochroïsme fort. L'anisotropie est très caractéristique avec des teintes rouge-orangé.

Elle se présente la plupart du temps en assemblages lamellaires en association avec la paragénèse sulfurée (section CA 304) mais aussi avec la paragénèse à oxydes, dans les interstices des cristaux de magnétite avec idaïte (CA 213-319-320), (fig.66).

Il se peut qu'elle soit primaire (section CA 304) en association avec de la digénite (P. Picot, comm. person.). Elle se présente alors en lamelles de couleur bleu clair guère plus foncé que les lamelles de digénite qui lui sont associées.

La covelline semble être beaucoup plus colorée au fur et à mesure de l'altération de la bornite qui lui sert de matrice (section CA 316b) avec un maximum d'intensité colorée dans l'idaïte.

La plupart des covellines observées sont en assemblage supergène avec de l'idaïte ou de la bornite peu altérée, en remplissage de fissures ? formant des alignements parallèles (section CA 316b).



Fig.68 - section 304

3 μm



blende



bornite



tellurures



amphiboles

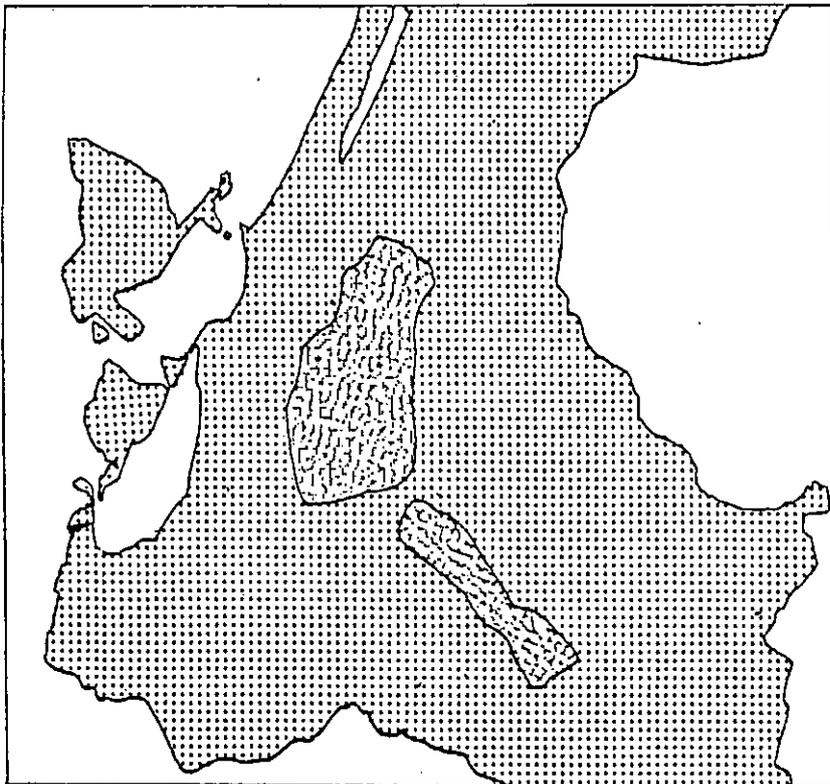
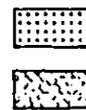


Fig.69 -

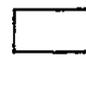
section 309



chalcoprynite



altaite



gangue

10 μm

IV.5.1,1.2. Les sulfures de Cu Fe Zn Pb (+Co-Ni)

Chalcopyrite Cu Fe S₂

Ce minéral est peu fréquent ; on le rencontre surtout lors du remplacement de la bornite en idaïte donnant des néoformations de chalcopyrite. Elle forme alors un réseau orienté parallèlement aux plans (100) de la bornite originelle. (Fig.65)

On l'observe aussi en grandes plages associée à la bornite. La chalcopyrite est alors antérieure à celle-ci (CA 313-CA 323).

Ces deux dernières sections sont très riches en quartz, alors que la plupart des autres présentent une gangue amphibolitique à chlorite et acmite (aegyrine).

Il faut noter aussi l'existence de très fines inclusions de chalcopyrite dans les rares magnétites associées aux sulfures.

Blende ZnS

La fréquence de la blende a été sous-estimée dans la paragenèse de Saint-Véran. Elle y apparaît comme un élément majeur dans la paragenèse sulfurée après la bornite-digénite-chalcosine. Elle est précoce et se dispose en plages subautomorphes à xénomorphes, carriées par les sulfures de cuivre qui l'entourent ; les réflexions internes restent peu abondantes. Ces plages peuvent composer des amas centimétriques englobant les amphiboles et à bornite-digénite-chalcocite interstitielle (section SV 68). Elle contient souvent des inclusions de galène, chalcopyrite et tellurures. Ceux-ci se disposent parfois sur les bordures des cristaux de blende. (Fig.68)

Dans d'autres échantillons provenant de haldes (section CA 323) et de l'indice de Sagnes Longues (sections SV 45) on note de la blende, cette fois-ci tardive et à texture collomorphe, encroûtant des cristaux cassés de chalcopyrite : il s'agit de schalenblende. (Fig.70)

Pyrite FeS

La pyrite est extrêmement rare dans ce gisement.

On la rencontre en cristaux automorphes, (fig.67) englobés et cassés par les sulfures de cuivre à auréole de chalcosine ; elle est précoce, mais postérieure à la blende.

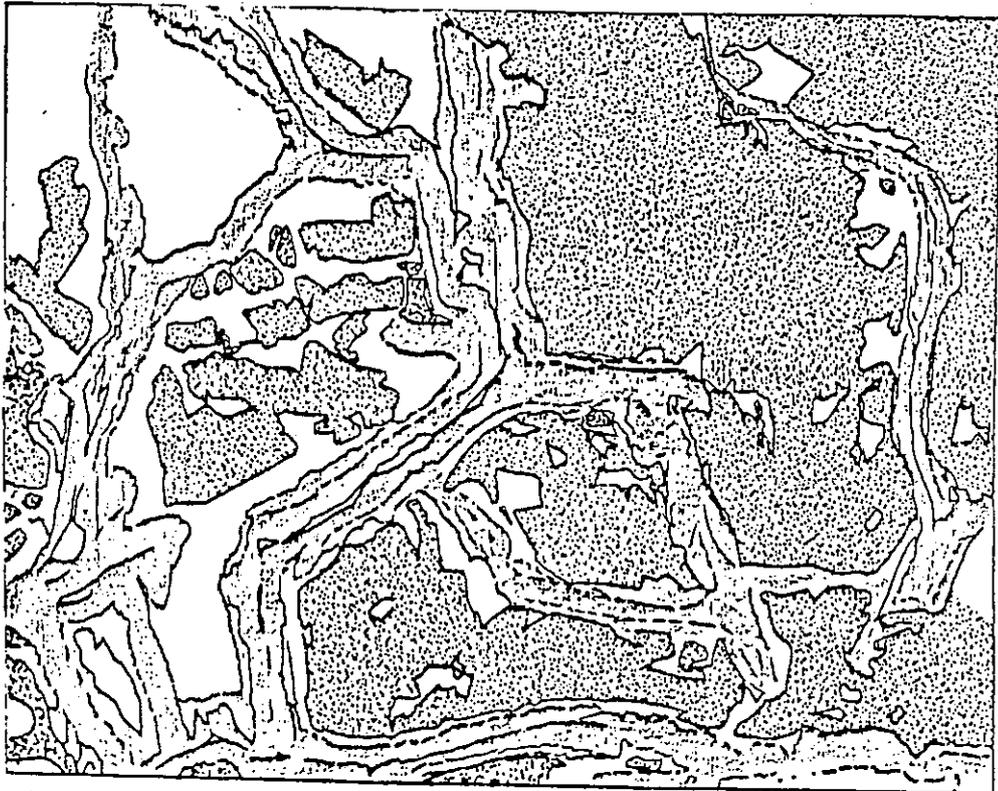


Fig.70 - section SV45

10 μ m

-  chalcopirite
-  blende collomorphe
-  arrachements dans la preparation

Linnéïte (Co, Ni)₃ S₄

Ces minéraux sont sous forme idiomorphe comme les magnétites mais sont encore plus rares dans les sulfures. Une petite plage (CA 302) a été relevée en inclusion dans de la bornite. J.D. Bouvier décrit aussi assemblage à linnéïte, bornite, chalcopryrite et considère les premières comme précoces.

Galène PbS

De très fines inclusions dans la blende ont été décelées. Néanmoins, les caractères optiques sont difficiles à distinguer vu l'exiguïté de ces plages.

IV.5.1.1.3. Les oxydes de fer

Magnétite Fe₂ O₄

La magnétite apparaît toujours en plages automorphes dans des cristaux de bornite ou de chalcopryrite (sections CA 323, HD 38-68, HD 36-68). Elle est précoce, mais reste néanmoins peu abondante dans les sulfures.

On note cependant de très fines inclusions de sulfures parfois difficiles à distinguer et même de très fines exsolutions titanées d'anatase ou de rutile.

Hématite Fe₂ O₃

Elle est très souvent associée aux sulfures en plages automorphes : lamelles isolées, ou en gerbes de lamelles accolées les unes aux autres, avec bornite interstitielle qui les carie.

Ces lamelles sont aussi fréquemment tordues ainsi que les amphiboles aciculaires ou trapues qui forment la "gangue" dispersée dans le minéral.

J.D. Bouvier (1975) a observé une pseudomorphose de l'hématite par la magnétite appelée muschketovite, et causée par une élévation de température due au métamorphisme. Ce type de pseudomorphose a été retrouvé dans nos sections.

IV.5.1.1.4. Les tellurures

La plupart des tellurures ont été déterminés optiquement sur des plages d'une certaine taille ($>8\mu\text{m}$). Les plus petites inclusions n'ont pas pu faire l'objet d'une étude plus poussée de par l'absence de matériel valable. Néanmoins, nous avons pu observer :

Hessite Ag_2Te

On l'observe en plages d'un brun très clair, de pouvoir réflecteur élevé, à polarisation rouge-orangé. Elle est toujours associée à d'autres tellurures et en particulier s'accrole à eux, donnant des associations comme mélonite-hessite, les plaquettes de mélonite étant parfois "coiffées" à une extrémité par une plage de hessite.

Stützite $\text{Ag}_{5-x}\text{Te}_3$

Ce minéral présente des caractéristiques optiques peu différentes de la hessite. La distinction des 2 espèces n'a pu être faite précisément.

Mélonite NiTe_2

Ayant presque toujours la forme de plaquettes ou de sections de lamelles, ce minéral est facile à identifier. La couleur est crème à fort P.R. Les couleurs de polarisation sont difficiles à distinguer, le faciès tendant à être "aciculaire" très fin, en sections de plaquettes très allongées, noyées dans la bornite et atteignant plus d'une dizaine de μm de longueur (de 10 à $20\mu\text{m}$).

Altaïte PbTe

Il s'agit là de plages d'un blanc pur, de P.R. très fort et isotropes. Ces plages peuvent éventuellement être confondues avec de la galène lorsqu'on manque de comparaisons directes. Le plus souvent on les observe en inclusions fines dans la bornite ou en bordure des cristaux de blende (CA 304).

Trois grandes plages ($120\mu\text{m}$ max.) ont été déterminées en association avec de la chalcoppyrite (CA 309) accompagnées par des mélonites dans de la bornite. (Fig.69)

Coloradoïte Hg Te

Ce minéral de destruction difficile, peut-être en plages isolées dans la bornite, n'a pu être déterminé avec précision. Il est cité par les auteurs précédents.

Petzite Ni₃ Au Te₂

Il est possible que certaines plages de ce minéral soient confondues avec la coloradoïte, et présentent les mêmes difficultés de détermination vu l'exqu Coast de ces minéraux.

Sylvanite Au Ag Te₄

Ce minéral identifié dans les études précédentes n'a pas été retrouvé.

Rickardite Cu 2-x Te (x ≈ 0,6)

Ce tellurure, déterminé en RX dans les échantillons de cuivre natif, n'a pu être retrouvé en section polie. Sa présence semble être douteuse.

Origine du tellure

Le tellure a été dosé sur un échantillon de minerai (Bouladon et al, 1968) constitué pour 50 % de bornite et 50 % de gangue et a donné 0,019 % Te.

Il est très possible que ce tellure soit deux à trois fois plus abondant dans certains échantillons où les inclusions "foisonnent" dans la bornite (CA 302, CA 304, SV 51, SV 68, SV 89) ou dans la chalcopryrite (CA 309).

L'origine des tellurures a été discutée par Bouladon, Picot (1968) et Bouladon et al. (1976). Ce dernier article insiste sur le fait que "la présence de tellure semble attester, à toutes époques géologiques, la nature volcanogène d'une minéralisation ; c'est ainsi que les tellurures sont présentes dans la chalcopryrite des amas pyriteux du Québec, liés à des volcanites archéennes (Noranda, Mattagami) ou paléozoïque (Solbec) et dans la bornite des amas sulfurés de Bor (Yougoslavie), associés à des andésites de la fin du Crétacé".

"C'est la bornite et particulièrement celle des minerais pauvres en pyrite, qui est la plus riche en tellurures. On remarquera que, d'après Vlasov (1964), la bornite pure est avec la chalcopryrite un des sulfures les plus pauvres en Te (teneur maximale 0,001 % contre 0,05 % pour la chalcopryrite et 0,10 % pour la pyrite).

Sans doute est-ce dû à une plus faible capacité d'accueil du tellure dans le réseau de la bornite, et ce serait la raison pour laquelle les inclusions de tellures apparaissent préférentiellement dans ce minéral".

Les tellures les plus fréquemment observés sont ceux de Ni (mélonite) et d'Ag (hessite) dans les types en amas dans la serpentine et de types filonniens le plus souvent dans les gabbros (types a et b de Bouladon et Picot, 1968), de mercure (coloradoïte) et de Pb (altaïte) dans le type stratiforme en relation étroite avec un niveau de quartzite à riébeckite et aégyrine (type d). Or l'efficacité de Te pour ces différents métaux décroît d'après Scherbina (1937, in Vlasov, 1964) dans l'ordre suivant :

Au Ag Hg Bi Ni Pb Cu

Au serait donc encore plus rare dans les ophiolites que Ag et Hg, puisque la hessite Ag_2Te et la coloradoïte $HgTe$ sont les tellures les plus fréquents. La relative abondance de mélonite $NiTe$ dans le type a tient au fait que cette minéralisation se développe dans la serpentine, roche dont la teneur en Ni est anormalement élevée. Il faut noter l'absence de Bi. Le fait que l'on n'ait pas observé de tellures de Cu tient probablement à ce que le stock de tellure disponible a été épuisé par les autres métaux."

IV.5.1.2. Etude de la minéralisation associée aux horizons à silicates sodiques

La plupart des échantillons prélevés viennent des haldes (TB2, TB2b) et des blocs éboulés prélevés au pied des dépilages à l'intérieur de la mine (TB3 sup.). Les échantillons se présentent sous un faciès sombre composé essentiellement d'amphiboles Na et d'aégyrine. Leur situation stratigraphique générale se situe au toit de l'horizon sulfuré mais est aussi observée au sein des quartzites (TB3)

Cet assemblage de silicates Na (riébeckites et aégyrines, les premières étant zonées et leur coeur hématisé) est localement imprégné de magnétites et hématites, les magnétites étant automorphes et en cristaux de taille maximum semi-centimétrique. Les hématites sont en gerbes et lamelles de taille centimétrique, disposées à plat et grossièrement orientées dans une pseudo-schistosité. Cette schistosité correspond aussi à une variation de grain des cristaux de magnétite : ces magnétites en lits centimétriques (2cm) et de taille pluri-millimétrique (0,5 à 0,7cm) passent à des lits disséminés et irréguliers de magnétites millimétriques (0,1mm max.), peu ou pas du tout automorphes et sans hématite (section CA 319).

Les sulfures sont généralement interstitiels et composés par des assemblages covelline-idaïte.

On remarque accessoirement que les grains de magnétite sont relativement fracturés. Ces fractures peuvent devenir relativement importantes et les grains de magnétite semblent être corrodés et ont un aspect vacuolaire. C'est à cet endroit que se trouve un assemblage quartzo-pyriteux en remplissage, montrant des textures très particulières (CA 319, photos 23,24,25,26)

La pyrite est en petits cristaux de la taille du micron et fossilise des sections de radiolaires (de 10 à 20 μm de diamètre) et est vaguement disposée radialement autour de ceux-ci.

Le quartz forme une couronne autour de ces "globules" pyritisés ainsi que le ciment de ces assemblages pyriteux.

Les "structures framboïdales" ou pyritosphères sont rencontrées d'après Picot (comm. pers.) dans un grand nombre de gîtes filoniens ou stratiformes, leur origine exacte n'est pas élucidée. Une interprétation est donnée plus loin. Il s'agirait ici de fossiles de radiolaires épigénisés en pyrite. Cette hypothèse sera ou non confirmée ultérieurement par les déterminations qui sont en cours.

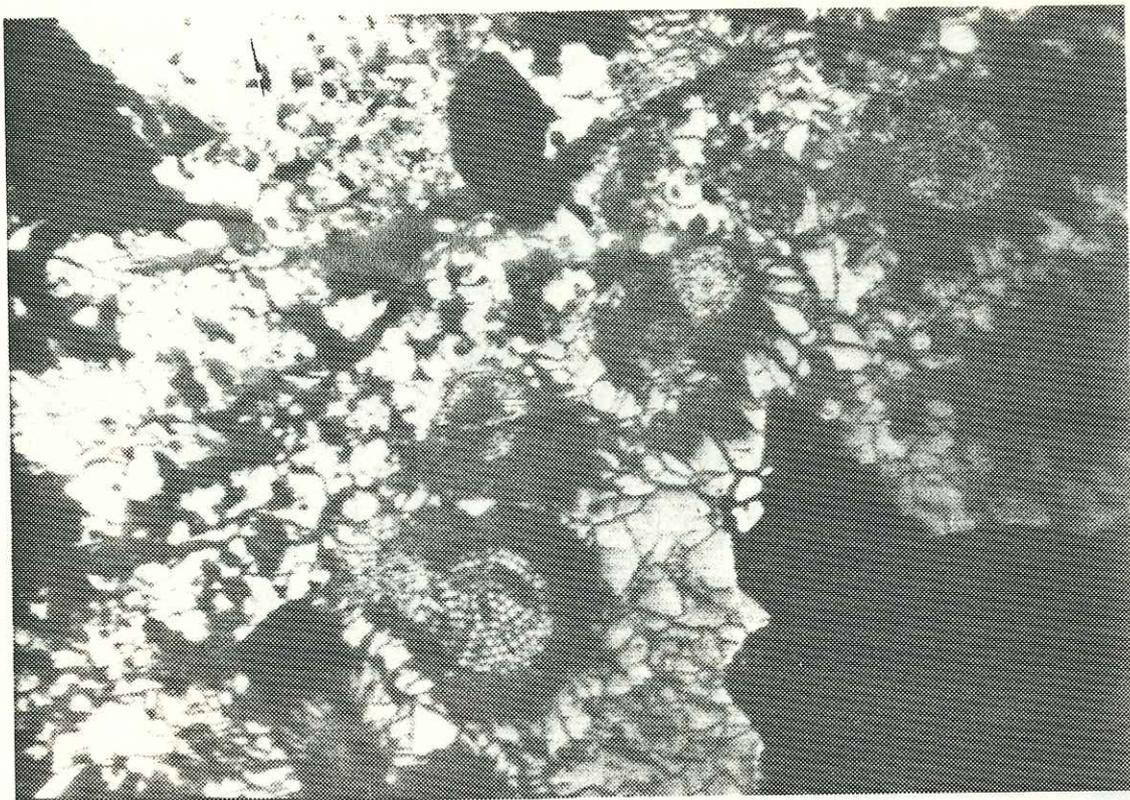


Photo 23- Pyritosphères et pyrite en encroutements.

20 μ m



Photo 24 - Pyritosphère (radiolaire épigénisé en pyrite)
dans les fissures des silicates et des magnetites.

20 μ m



Photo 25 - Pyritosphères (radiolaires ?) en sections radiales.

20 μm

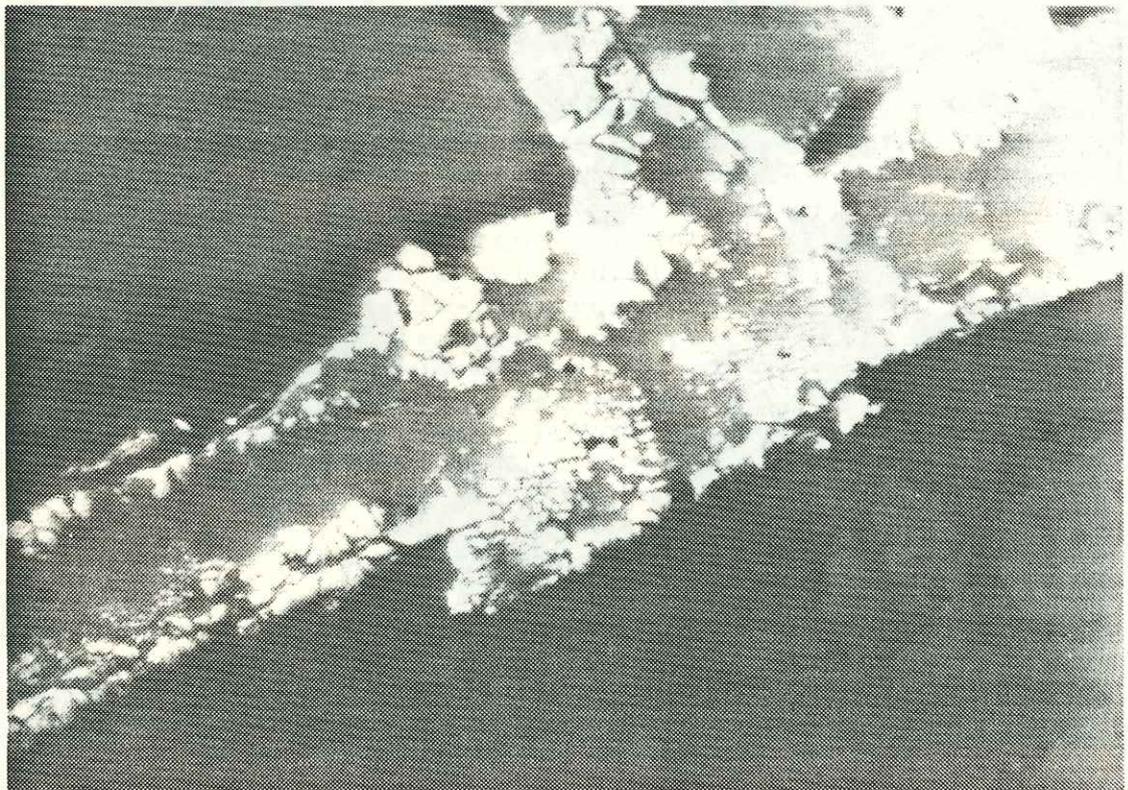


Photo 26 - Enduit pyriteux et fossilifère? dans les magnétites

10 μm

Dans d'autres sections (CA 320) a été identifié de la carbonapatite. Celle-ci se trouve en imprégnations dans des plans parallèles à cette pseudo-schistosité et a une teinte rougeâtre. En section polie elle est formée d'un agrégat soudé de cristaux hexagonaux à bordures arrondies, parsemés d'hématite ? (petits cristaux trapus PR<hématite) et englobant des plages non altérées à "myrmékites" de bornite et chalcosine. Elle "moule" les cristaux de magnétite et les amphiboles Na et semble être tardive.

Les diverses séquences paragénetiques des indices minéralisés et de la mine de Clausis font bien ressortir ces trois types de minéralisation, tout d'abord à composante sulfurée, suivie par des minéraux ferrifères et minéral oxydé, et enfin une phase tardive supergène, à déstabilisation des phases précédentes, et formation de minéraux d'altération. (Tableau 10)

Du point de vue génétique, il est important de noter que ni la stannite décrite par Bouladon et al (1976), pas plus que la mawsonite signalée par J.D. Bouvier (1979) (et Freibergite?) n'ont été retrouvées.

En effet, la présence de ces minéraux Sn-As-Sb, compliquant la paragéne nous conduirait à envisager une origine non plus essentiellement basique mais mixte, avec une composante à tendance acide.

IV.5.1.2.1. Radiolaires pyritisés associés aux magnétites

A cet horizon particulier de riébeckite-magnétite sont associés des placages de matériel pyriteux, associé à des hydroxydes de fer.

L'étude en section polie sur l'échantillon CA319 a révélé un fait nouveau : en effet, ces imprégnations pyriteuses sont associées à un minéral gris clair, à P.R. peu élevé, non déterminé (quartz?). La pyrite y est disséminée et cristallise sous forme de grands cristaux cataclasés, disposés parfois radialement autour de sphéroïdes ponctués pyriteux (photos 23, 24, 25, 26)

Ces sphéroïdes pyriteux, observés selon des sections tangentielle ou radiales représentent d'anciens radiolaires épigénisés par le sulfure de fer : la structure cellulaire est bien visible, le réseau squelettique apparaissant nettement grâce à l'arrangement géométrique des ponctuations pyriteuses.

Il apparaît aussi que ces imprégnations pyriteuses pénètrent entre les cristaux de magnétite fracturés et les cimentent. Les radiolaires sont ainsi fossilisés au sein du remplissage dans des microfractures et fissures de l'horizon à amphiboles et pyroxènes Na et magnétites (photos 23, 24, 25, 26).

Plusieurs phénomènes sont donc mis en évidence :

- il s'agit tout d'abord de la nature de cet horizon à amphiboles sodiques et magnétites : sa position sur le fond océanique devait être située très près de l'interface entre l'eau de mer et les sédiments. Son induration devait être assez complète puisqu'il a été fracturé précocement comme en témoignent les micro-fissures et cataclases locales affectant les magnétites automorphes, et cimentées par le sédiment fossilifère fin.

Il apparaît donc que ces minéraux (magnétite) ont cristallisé précocement et n'ont pas été affectés par les épisodes tectono-métamorphiques postérieurs : les microfossiles interstitiels sont très peu déformés et conservent les caractères des radiolaires initiaux (une détermination des différentes espèces est en cours par De Wever).

Il s'agit d'un fait exceptionnel de préservation des fossiles dans un milieu ayant subi de nombreuses recristallisations successives et un métamorphisme initial HP-BT. Des radiolaires ont été signalés au Pic de Cascavelier, près de Saint-Véran dans des métaradiolarites rubanées. Leur association a été datée Oxfordien supérieur Kimméridgien moyen et a constitué la première détermination de cet horizon siliceux dans les Alpes Cottiennes (Caby et De Wever, 1981). Sur le site de Saint-Véran la datation de ces nouveaux fossiles permettrait de connaître avec une grande précision la mise en place de l'horizon sulfuré sous-jacent et de caler la phase d'induration du substratum océanique.

IV.5.1.3. Etude de la minéralisation à cuivre natif

L'essentiel de cette minéralisation se localise au niveau du TB4. Il s'agit d'une lentille tectonique de dimension modeste composée de quartzites au toit et de chloritoschistes au mur.

Le cuivre natif

Très caractéristique par sa couleur, sa maléabilité, il est abondant en imprégnations dans de la calcite, mais aussi en lamelles interstratifiées dans les chloritoschistes. Ces lamelles peuvent avoir plusieurs dizaines de centimètres carrés de surface, pour une épaisseur millimétrique à pluri-millimétrique.

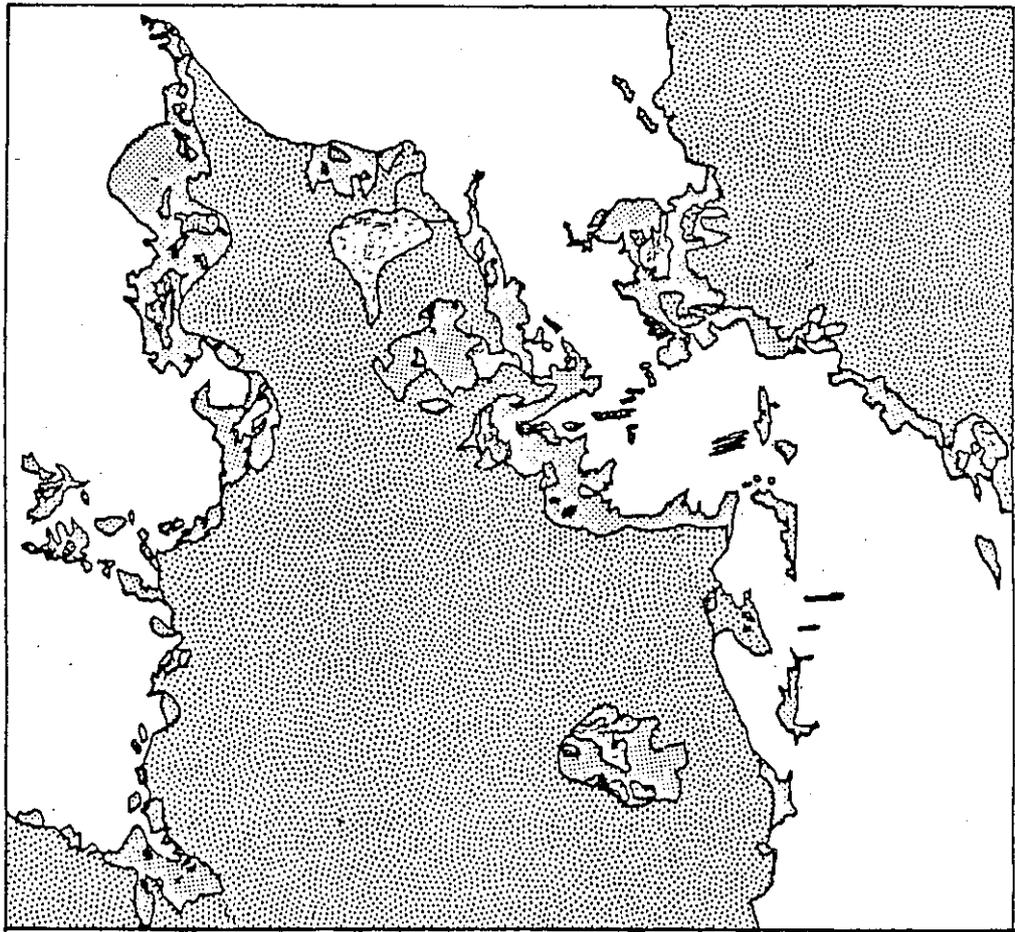


Fig. 71 - section 321

10 μ m

-  cuivre natif
-  cuprite
-  gangue (amphiboles
-chlorite)

Cuprite CuO

Ce minerai se trouve associé au cuivre natif, en placages gris clair à gris bleuté, avec localement de nombreuses réflexions internes rouges. (Fig.71)

La plupart du temps, les plages sont isotropes, et ne présentent pas de couleur bleu vert en LPNA.

J.D. Bouvier (1979) a observé de la freibergite en placages sur le cuivre. Ce minéral a des caractères optiques analogues à la cuprite, et n'a pas été retrouvé. Ce serait le seul minerai arsenié et à antimoine de la minéralisation de Clausis.

En définitive, cette minéralisation à cuivre natif n'a aucun sulfure associé, de tous ceux décrits précédemment (chapitre 4.3.1.1.) et l'association cuivre natif-freibergite n'a pas été confirmée. Il semble que cette lentille ait une origine purement cémentative au vu de la nature de son minerai et de la mise en place de celui-ci. On notera la présence de rickardite déterminée par RX, pouvant être aussi cémentative. De petits indices de cuivre natif ont été retrouvés au niveau du TBO, associés à des remobilisations siliceuses (fentes de tension à quartz laiteux blanc) dans les quartzites à riébeckite. Ils confirment donc bien l'emplacement et l'origine tardive de la lentille de cuivre natif, lors des phases tectoniques tardives.

IV.6. Structure de la minéralisation

IV.6.1. Reconstitution schématique

Le schéma (fig.72) tente de reconstituer la disposition spatiale des principales lentilles minéralisées le long de l'interface chloritoschiste-série de la mine.

Il complète ainsi le schéma donné pour l'interprétation en synforme de la série de la mine.

On observe ainsi le boudinage intense multidirectionnel qui s'exprime ici à grande échelle.

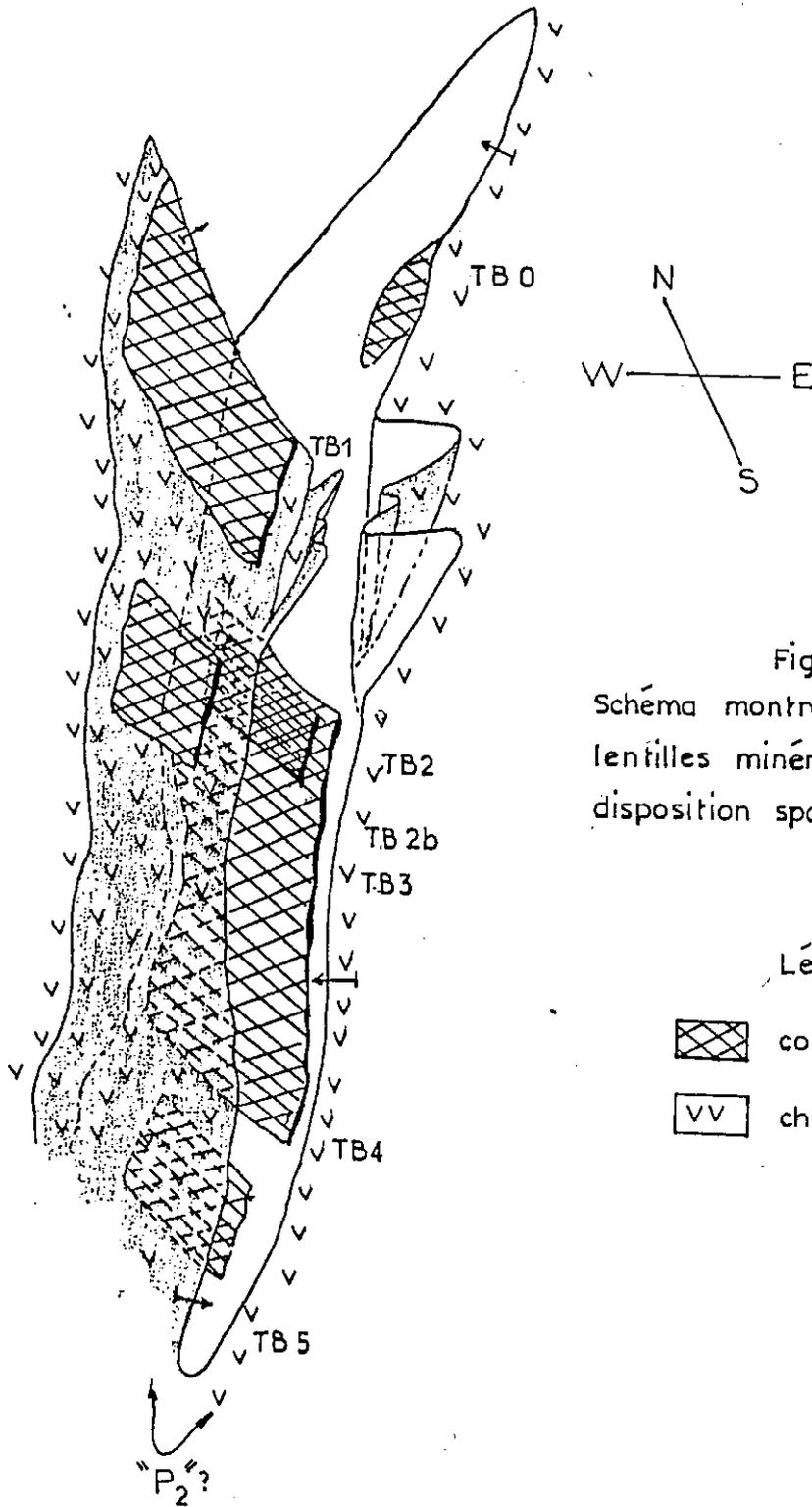


Fig. 72

Schéma montrant l'enveloppe des lentilles minéralisées et leur disposition spatiale

Légende

-  corps minéralisés
-  chloritoschistes

CHAPITRE V

CHAPITRE V

LES INDICES MINERALISES DE LA ZONE PIEMONTAISE

V.1. Indices de la haute vallée de l'Aigue Blanche

V:1.1. Les Sagnes Longues

x = 964,64 y = 275,35 z = 2880
1/25000 Aiguilles n°36-37, feuille 5-6,
coord. Lambert III.

(fig.73)

La plupart des indices minéralisés environnant la mine de Clausis ont été décrits depuis longtemps. L'indice des Sagnes Longues, dit aussi indice du "Pic de Cornivier" était porté sur la première carte jointe à la demande de concession de la mine de Saint-Véran. Il figure également sur la carte géologique au 1/80000.

Cette minéralisation située à l'altitude de 2880 m environ sur la crête qui va du Rouchon (2929m) à la Pointe des Sagnes Longues (3032m) est de type stratiforme dans un gabbros tectonisé. L'épaisseur minéralisée est décimétrique à pluri-décimétrique. Il s'agit essentiellement de cristaux cataclasés de chalcopryrite, altérés en limonite et carbonates de cuivre, englobés dans une matrice albitique. Les fissures de ces cristaux sont remplies par de la blende collomorphe. (Fig.70)

La minéralisation définie par Pierrot et al. (1972), J.D. Bouvier (1979) est composée par l'association chalcopryrite-blende-covellite-hématite-ilménite-malachite-rutile.

V.1.2. Tête des Toillies - Tête Noire

x = 965,23 y = 291,50
1/25000 Aiguille n°36-37, feuille 5-6

(fig.73)

Cette minéralisation située à l'altitude 2960m environ est cette fois-ci située dans la même position que celle de la mine de Clausis. Il s'agit d'un horizon à magnétite-hématite à chalcopryrite-blende interstitielle située dans des chloritoschistes à la base d'horizons de métaradiolarites rubanés. Cette minéralisation est peu importante, d'épaisseur décimétrique pour une extension métrique. Les produits minéralisés sont très altérés et tectonisés et n'ont pu être distingués que par des traces de malachite. On observe aussi localement des chloritoschistes à magnétite disséminée (SV 64).

Fig.74 - Indice de Bois Noir (Ceillac)



1 et 2 : principaux affleurements
(dans les serpentinites)

0 0,5 1 km

Légende de la fig.73

- 1 Rocher des Marrous: imprégnations de malachite
- 2 sulfures disséminés dans la serpentinite
- 3 filons de webstérite à spinelle
- 4 sulfures et magnétite dans les chloritoschistes
- 5 sulfures dans les gabbros
- 6 sulfures dans les gabbros
- 7 sulfures dans les gabbros
- 8 sulfures dans les lentilles serpentineuses
- 9 magnétite dans les serpentinites
- 10 malachite dans des prasinites

IV.1.3. Autres indices dans les vallées de l'Aigue Blanche Aigue Agnelle

Il est signalé des indices de cuivre sur les points suivants : (Fig.73)

Rocher des Marrous :

placages de malachite dans les gabbros

Secteur Clausiret-Col de la Noire :

Malachite et sulfures dans de la serpentinite, alt.2750m.

Secteur Col de Saint-Véran - Pic de Caramantran Bornite (communication orale R. Caby)

Face Nord du Rouchon, alt.2870m :

Placages de malachite sur des ferrogabbros

Vallon de Clausis :

Malachite en imprégnation dans des prasinites, alt. 2620, non en place

Pic de Cornivier, alt.2850 :

Pyrites oxydées dans des lentilles de serpentinites écrasées.

Col de Longet, alt 2660m environ :

On notera de plus des serpentinites à magnétites automorphes.

V.2. Indices de la vallée du Cristillan

V.2.1. Le Bois Noir

1/50000 Aiguille n°XXXVI - 37
x = 958,30 y = 272,4 z = 2500

(fig.74)

Cet affleurement, reconnu dans les roches vertes du Queyras se situe dans la vallée du Cristillan dans des masses de serpentinites.

Il consiste en plusieurs indices alignés grossièrement très oxydés sous forme de limonite mélangée à la roche.

Néanmoins, ont pu être distingués :
chalcoppyrite, pentlandite, magnétite, covelline, malachite, hydroxydes de fer (Pierrot et al,1972) (éch. SV 90).

La teneur en cuivre des serpentinites donne de 0,17 à 0,64 % sur 4 échantillons. Cet indice avec celui des Sagnes Longues étaient les seuls retenus par le BRGM comme ayant un certain intérêt, lors de la prospection sur les roches vertes du Queyras.

V.3. Minéralisations Fe-Cu liées aux ophiolites alpines

Plusieurs articles décrivent les dépôts métalliques associés aux ophiolites alpines (Bouladon, Picot, 1968 ; Bonatti, Zerbi, Kay et Rydell, 1976 ; Ferrario et Garuti, 1980 ; Klemm et Wagner, 1982 ; Dal Piaz, Natale, Nervo, Omenetto, Polino, 1978 ; Dousset et Tollardo, 1981).

V.3.1. Gîte de Viafiorcia (Italie) fig.75

Une étude s'est intéressée à une minéralisation située comme Saint-Véran dans les Alpes Cottiennes, dans des conditions de dépôt et de métamorphisme similaires. Il s'agit du gîte de Viafiorcia (Val Germanasca).

Le gîte Cu-Fe-Zn repose sur une lentille de gabbros étirée, à enveloppe serpentineuse. La minéralisation est située dans des quartzites associés à des schistes quartzeux à glaucophane, stilpnomélane, déerite.

Les paragénèses sont les suivantes :

- a) chalcopryrite-bornite \pm pyrite, mackinawite, linnéite, tennantite, chalcocite, digénite et covellite.
- b) chalcopryrite \pm pyrrotite et sphalérite.
- c) pyrite \pm chalcopryrite et sphalérite.
- d) chalcopryrite - magnétite \pm pyrite et sphalérite.

Il est donc important de noter que la position stratigraphique est la même par rapport à Saint-Véran, mais que la paragénèse est plus sulfurée, et liée à des types de quartzites différents : quartzite pur, quartzite à glaucophane, quartzite à granulométrie fine ou quartzite à stilpnomélane, déerite.

"La recristallisation alpine n'a pas altéré substantiellement l'assise originelle lithostratigraphique du minerai Fe-Cu qui apparaît intimement associé à la trame de l'horizon quartzeux, avec des rapports de concrétion intergranulaire particulièrement évidents dans les niveaux les plus fins.

La minéralisation apparaît synchrone et syngénétique vis-à-vis du dépôt de l'horizon riche en silice ; cette dernière formation serait donc liée en partie ou complètement au même cycle de manifestation hydrothermale" (Dal Piaz et al., 1978).

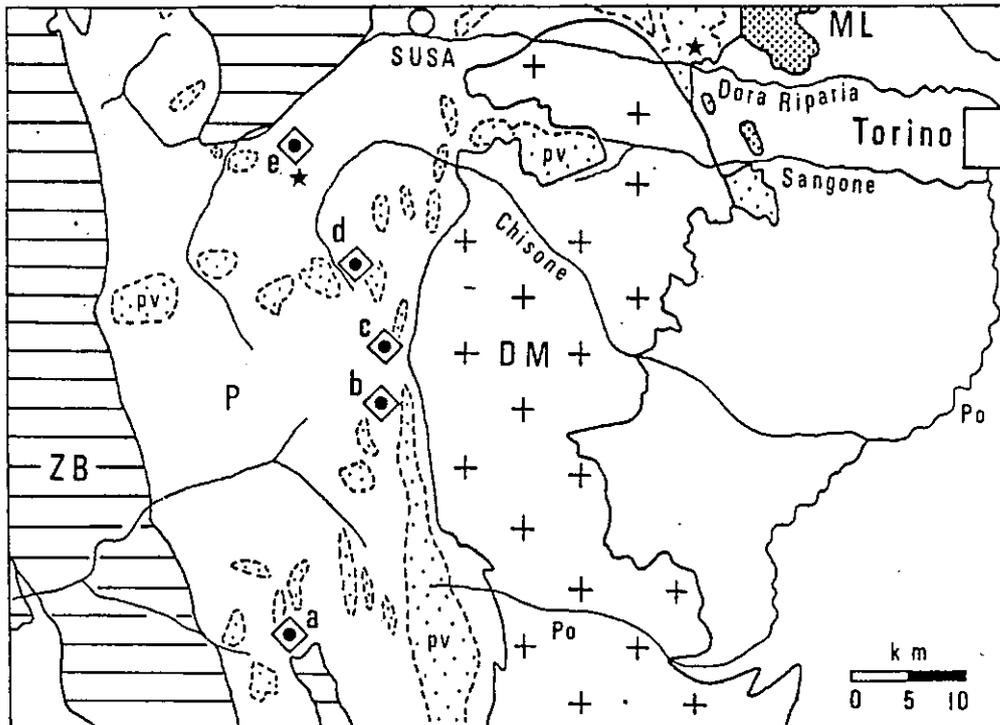


Fig.75 Localisation des indices minéralisés de la zone piémontaise
du Queyras au Val de Suse (Italie)

ZB zone briançonnaise
 ZP zone piémontaise
 DM Dora-Maira
 ML massif de Lanzo
 pv principaux massifs de roches vertes

minéralisations: St Véran(a), Praly-Viafiorcia(b), Praly-Pouset(c),
 Beth e Ghinivert(d), Salbertrand(e).

Astérisque: minéralisation à Mn

d'après Gruppo di Lavoro
 sulle Ofioliti Mediterranee (1977)

V.3.2. Gîtes de Beth-Ghinivert, Pouset et Salbertrand
(fig. 75)

Une autre minéralisation a été observée dans la zone piémontaise.

Il s'agit du gisement de Beth-Ghinivert.

Cette minéralisation, encore mal étudiée, montre une paragénoise à pyrite chalcopryrite associée à des metabasites (prasinites) à glaucophane, et un encaissant de nature calcaire: calcschistes et marbre à calcite hématisée. La présence d'aégyrine et quartz a été signalée par Huttenlocher (1934).

Il faut encore citer, dans un cadre analogue, les gisements de Pouset, Salbertrand (à pyrite, chalcopryrite, blende et traces de pyrrhotite, bornite, néodigénite, cubanite, mackinavite, tétraédrite, galène, marcassite, stilpnomélane, deerite, quartz et carbonates)

Dal Piaz (1971), Brigo et al. (1976), Gruppo Ofioliti (1977).

V.3.3. Gîtes Corses

Les gisements les plus remarquables par leurs analogies avec Saint-Véran et Viafiorcia sont ceux de Noceta et Vezzani (Orcel, 1924; Routhier, Delcey et Limasset, 1957) ; Bouladon et Picot, 1968). (Fig. 76)

Ces gisements situés dans la zone à ophiolites corse sont rapportés à un type stratiforme en relation étroite avec un niveau de quartzite à riébeckite et aégyrine. Ces gîtes sont plus riches en pyrite que Saint-Véran ; leur paragénoise est à pyrite-chalcopryrite; blende, pyrrhotite, plus magnétite associée à la roche à riébeckite. Ces minéralisations sont situées directement sur des métalaves ou en lentilles dans des plans tectoniques affectant des séries basiques ("spilites à petits coussinets").

Il nous faut encore citer les gîtes de Ponte-Leccia et les indices de Linguizetta (Corse), remarquables par leurs paragénoises à bornite-tellurures et leur présence dans des amas disloqués dans des plans tectoniques, mettant en présence serpentinite et une série plissée comportant de bas en haut gabbros, diabase, radiolarites, schistes lustrés (gîte de Ponte-Leccia).

La paragénoise minéralisée montre :

- magnétite, pyrrhotite, pyrite et chalcopryrite suivie par
- chalcopryrite, bornite, linnéite, blende, galène et tellurures (Bouladon, Picot, 1968).

Fig.76 - Gites cuprifères corses

ECHELLE

100 km

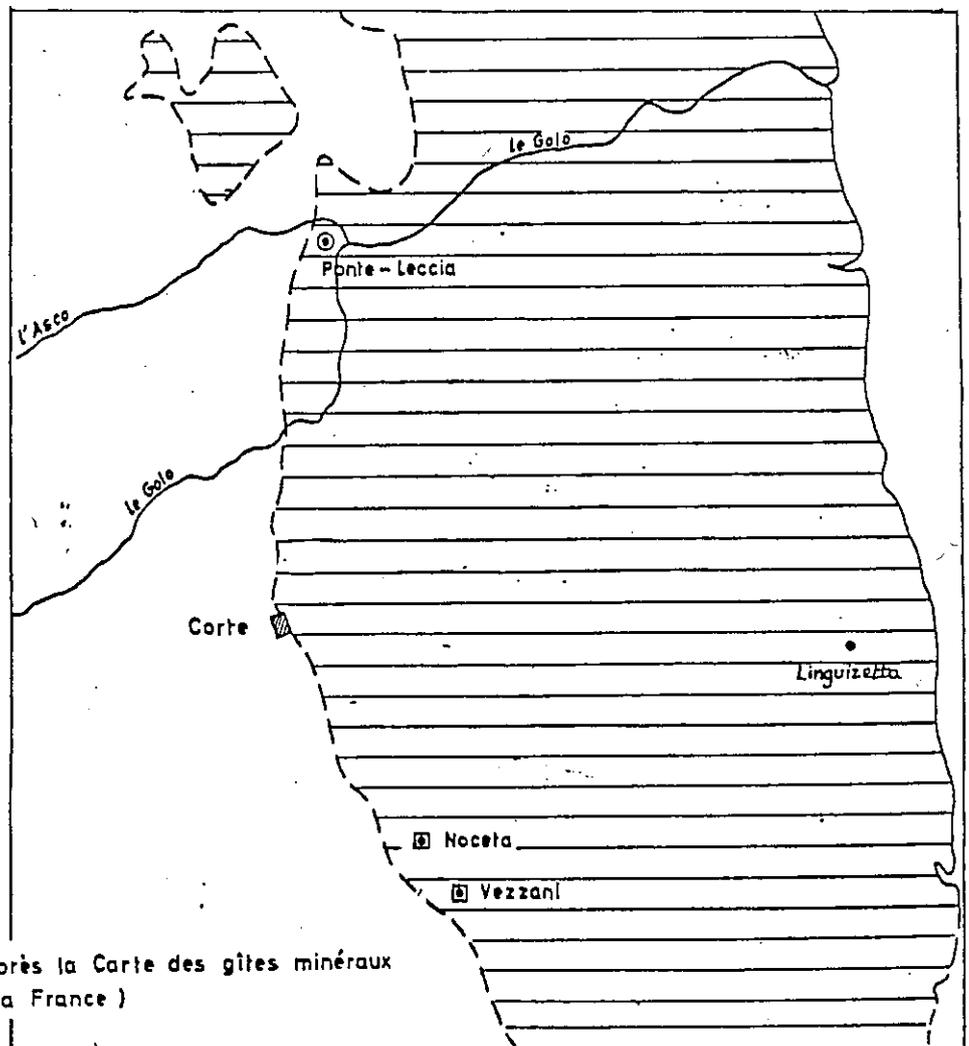
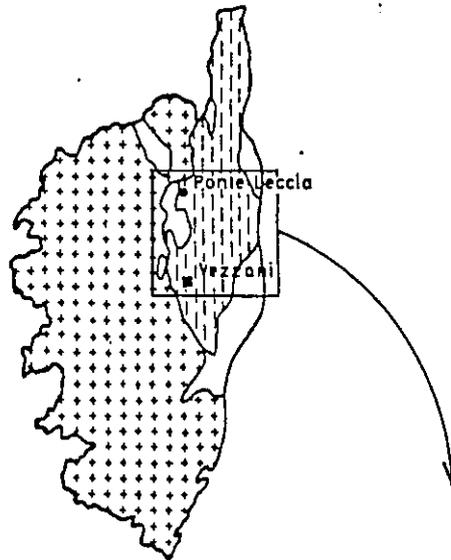
LEGENDE:

☐☐☐☐ Massifs cristallins externes

▨▨▨▨ Formations à ophiolites

• Minéralisation de type „a“

■ Minéralisation du type „d“



(d'après la Carte des gîtes minéraux de la France)

dans Bouladon et Picot (1968)

V.3.4. Un gîte de Toscane : Montecatini (Italie)

Le plus gros gisement, du point de vue économique a été celui de Montecatini, Toscane, Italie (Bertolani et Rivalenti, 1978 ; Ridoni in De Launay, 1906 ; Bouladon et al. 1968).

Il s'agit d'un massif de diabase altéré, à minéralisation diffuse et à grosses fractures remplies d'un conglomérat à éléments serpentineux et de brèches de diabases avec des masses de minerai. Les boules de minerai étaient enveloppées d'un produit d'altération talqueux, appelé losima.

On note deux paragénèses successives :

- type I : à chalcopryrite, bornite, sphalérite, pyrite, chalcosite, la bornite et la pyrite étant remplacées par de la chalcopryrite.
- type II : à bornite, chalcosite, plus hématite, chalcopryrite, les produits d'altération étant : covellite, cuivre natif. Il est signalé de nombreux tellurures tels que hessite, sylvanite et altaïte.

V.4. Conclusion

Il est important de noter plusieurs points :

- les minéralisations stratiformes sont situées généralement à l'interface ophiolites, sédiments, ou roches basiques (diabases) et sédiments.

Ces gîtes sont de deux types différents :

- . l'un à déficit en soufre : Saint-Véran, Noceta,
- . l'autre étant plus riche en soufre : Viafiorcia, Beth-Ghinivert.

- les autres minéralisations sont associées à des plans tectoniques dans des serpentinites et/ou des metabasites et présentent souvent deux paragénèses : la première, riche en soufre (pyrite), la seconde, déficitaire en soufre (bornite). Il s'agit des minéralisations de Vezzani, Ponte-Lecia et Montecatini.

L'origine volcanogénique de la plupart de ces minéralisations est indiquée par la présence de tellurures associés aux minerais. L'évènement hydrothermal est donc semblable en de nombreux points et se situe toujours à l'interface ou près de cet interface séparant le socle ophiolitique des premiers sédiments.

L'origine de ces minéralisations est à rechercher dans les roches basiques (laves et cumulats) associées à ces séries ophiolitiques, bien que peu d'études ont montré des relations entre les caractéristiques géochimiques de ces produits basiques et les minéralisations qui les accompagnent.

V.5. Caractéristiques des systèmes hydrothermaux actuels sous-marins

V.5.1. Variation temporelle du gradient géothermique

Une croûte océanique percolée par de puissantes circulations hydrothermales est soumise à un métamorphisme contrôlé par les forts gradients géothermiques qui règnent au voisinage des rides océaniques. Ces gradients ont été estimés à 300°C par kilomètre dans les anciennes croûtes océaniques actuellement préservées en tant qu'ophiolites. (Seminar on Sea-floor hydrothermal systems, 1981). Dans ces conditions, les matériaux riches en eau subissent une véritable rétro-morphose des paragenèses magmatiques et une importante néoformation de minéraux hydroxydés. Les faciès métamorphiques de bas degré qui se développent à la faveur de ce métamorphisme "intraocéanique" montrent une succession normale allant du faciès zéolite au faciès amphibolite du sommet de la croûte à sa base périclinitique. Leur répartition est grossièrement corrélable aux différentes zones de la croûte océanique définies par les études sismiques.

Les travaux récents sur les ophiolites (Chili, Luzon, Taïwan, Grèce, Italie, Newfoundland et Chypre) confirment cette zonation métamorphique et la corrélation avec les structures des anciennes croûtes océaniques soumises à un tel hydrothermalisme (fig.77). D'après les conditions physiques précédentes, il n'est pas difficile d'envisager un très fort lessivage des métaux par les percolations hydrothermales convectives qui ont affecté les matériaux éruptifs et qui conduisent aux dépôts sulfurés stratiformes.

Néanmoins, il est important de noter que les gradients géothermiques mesurés dans la croûte océanique actuelle sont étonnamment bas (souvent inférieurs à 20°C/km). Ces conditions semblent avoir été maintenues pendant tout le Cénozoïque et peut-être plus longtemps. Les forages profonds de la croûte océanique moderne révèlent la prédominance d'effets d'altération de basse température qui atteint des profondeurs d'au moins 1 km dans les basaltes (fig.77). Ainsi les transitions successives des faciès à zéolite, du faciès schiste vert et du faciès amphibolite apparaissent certainement à de plus grandes profondeurs.

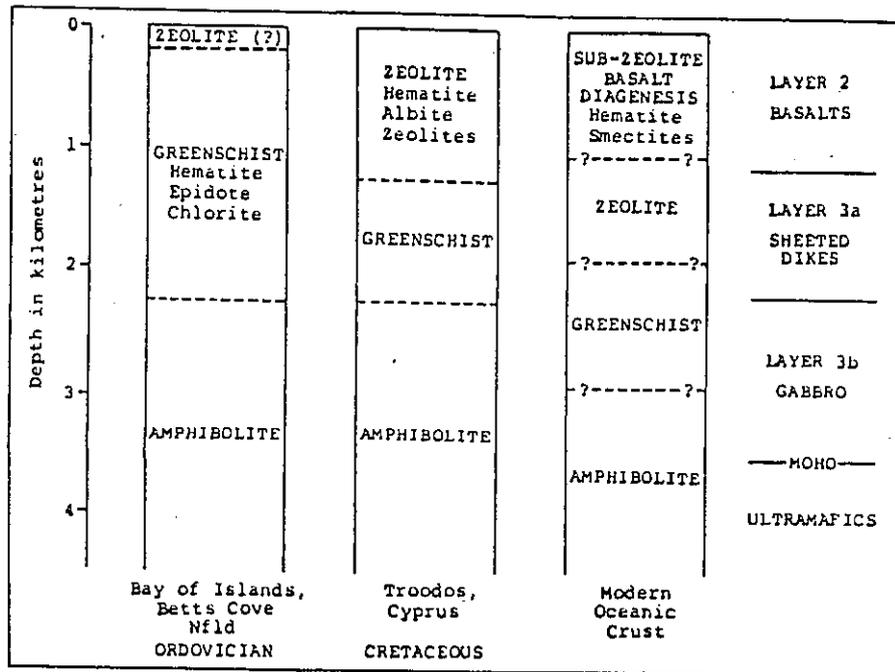


Fig. 77 - Zonations métamorphiques dans les croûtes océaniques d'âge différent -

Malgré la présence de fluides très chauds (360°C) émanant des griffons sous-marins récemment découverts, les forages profonds, implantés dans ces zones, ne font que confirmer les faibles gradients géothermiques régionaux.

Vis-à-vis des anciens systèmes il apparaît que l'ensemble des matériaux de la croûte est soumis à de basses températures et leur métamorphisme n'est peut-être pas aussi généralisé que le laissent supposer les travaux sur les ophiolites. Les interactions entre les fluides et les matériaux et le métamorphisme qui se développent à la faveur du régime hydrothermal doivent être relativement restreintes :

- aux niveaux très profonds,
- aux fractures distensives très profondes et aux systèmes de fractures localisés sporadiquement le long des rides d'accrétion.

Ainsi il n'est pas surprenant que les dépôts associés aux sources chaudes actuelles soient de très petite taille (Seminar on sea-floor hydrothermal systems, 1981).

V.5.2. Systèmes exhalatifs sous-marins actuels : deux grands types

Les systèmes hydrothermaux océaniques actuels conduisant à des dépôts sulfurés sont représentés par deux types principaux :

V.5.2.1. Le type pacifique (E.P.R. 21°N) est à dépôts sulfurés construits autour de petits événements hydrothermaux. Ces "griffons" ont une disposition linéaire et sont tous situés dans une zone de 200m de large sur 6 km de long, parallèlement à l'axe de la dorsale. Des circulations convectives d'eau de mer qui solubilisent les métaux et le soufre des basaltes percolés, seraient à l'origine de ces dépôts. Le fluide hydrothermal se déchargeant sur le fond océanique a une température de 350°C, une densité de 0,6, un pH de 4,5. Il est principalement enrichi en H₂S, Mn, Si, Ba, Li, Rb, Ca, K et en Fe, Cu, Zn.

Les sulfures précipitent lorsque les fluides hydrothermaux se mélangent à l'eau de mer froide, vraisemblablement au voisinage du niveau supérieur de la croûte (formant le panache de particules sombres ou "black smokers" au droit des événements, constitué de pyrrhotine). On observe également des "white smokers" correspondant à des précipitations de particules de barytine et d'opale. Cette suspension de particules précipite en partie au voisinage des événements. Les sources actives édifient des cheminées constituées principalement de sulfures de cuivre (chalcopyrite) ainsi que des sulfures de fer et de zinc. L'anhydrite, la sépiolite et la silice correspondent aux phases tardives et plus froides de l'hydrothermalisme et s'expriment en encroûtements sur les monts et les cheminées actives. Les tertres ou monts sulfurés formés autour des décharges hydrothermales ont des dimensions de 15 x 30 m et 2 m de haut, avec localement au niveau des sources, des cheminées de 1 à 5 m de haut.

Selon Lydon (dans Seminar on sea-floor hydrothermal systems, 1981), le processus de formation et de dépôt des minéralisations de ce type est fortement inefficace en raison de la forte dispersion des particules dans l'eau de mer au gré des courants. Avec une efficacité de 1 % selon les débits mesurés, une cheminée mettrait plus de 2 millions d'années pour former un dépôt de 7 millions de tonnes. Cette durée théorique est bien supérieure à la longévité des sources hydrothermales conduisant aux dépôts volcanogéniques, évaluée à environ 3000 ans.

Sur une base purement comparative, il apparaît que les exemples de sulfure pyriteux, poreux et massifs, comme les cheminées et les monts déposés sur les sites EPR 21°N sont excessivement rares dans les corps sulfures massifs fossiles. Le cas des minerais de Chypre peut être considéré comme se rapprochant le plus de ce type. Les minerais des dépôts fossiles sont communément assez denses, à grain fin (sauf s'ils sont métamorphosés) et bien lités à massifs, et ne montrent pas de structures particulières.

Les comparaisons de la composition des paragenèses minéralisées, entre les édifices construits hydrothermaux (type "black smoker") et les dépôts sulfurés d'origine volcanogénique (mis à part les dépôts essentiellement pyriteux) semble indiquer comme dans les systèmes actuels, la prédominance de la température du dépôt comme facteur contrôlant la formation des sulfures. Oudin (1981) met en évidence 3 phases minéralisées correspondant à des températures bien établies :

- une phase chaude (344°C)
à pyrrhotine, chalcopyrrhotite et
puis à chalcopyrrhotite-chalcopyrite dans les épisodes un peu moins chauds
- une phase à température moins élevée (273°C)
à wurtzite + chalcopyrite et pyrite
- une phase tardive et froide (encroûtements sur les cheminées et monts)
à opale, melnicovite, jordanite et galène en traces.

Le site et le système de formation de ces dépôts sulfurés sont donnés par la fig.78.
Ces formations sulfurées se mettent en place au niveau de zones majeures d'extension régionale caractérisées par des grabens linéaires.

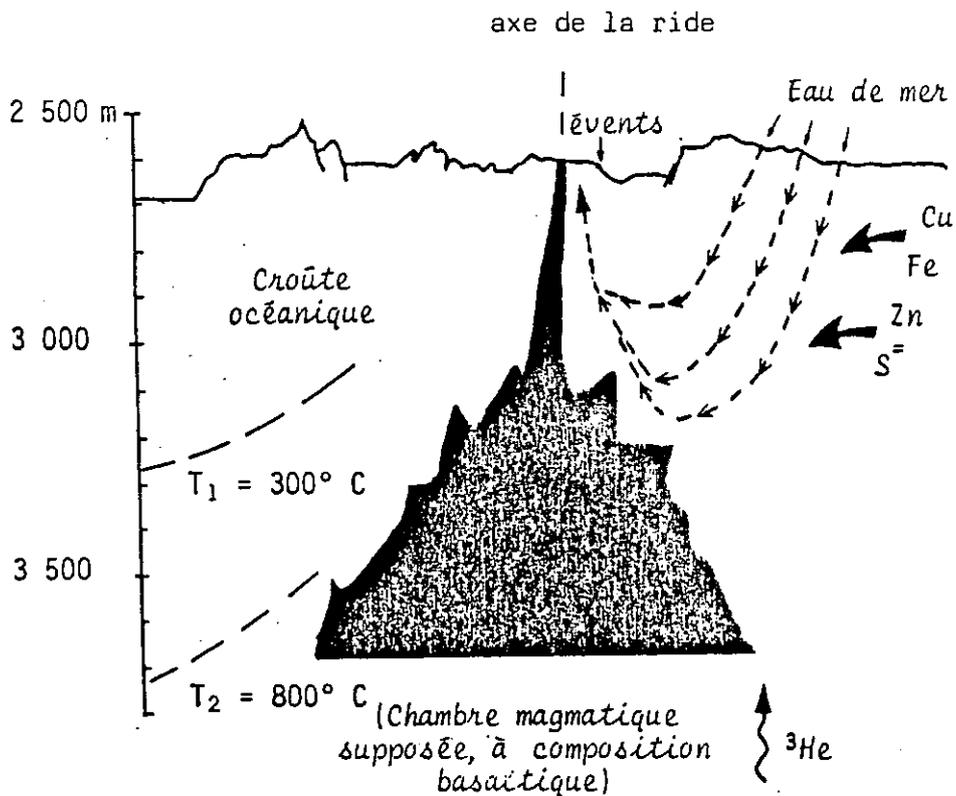


Fig.78 - Reconstitution hypothétique du champ géothermal (d'après Bonatti, 1975 ; Spiess et al, 1980 et Hekinian et al, 1980 dans Oudin, 1981) -

V.5.2.2. Type Mer Rouge (fosse Atlantis II)

- le second type d'hydrothermalisme sous-marin est représenté par les fosses à saumures chaudes de la Mer Rouge (Atlantis II).

"La combinaison de la fracturation parallèle à l'axe, due à l'accrétion océanique et des décalages transverses nombreux, exprimés ou non par des fractures superficielles, détermine la formation de ces dépressions axiales ..." (Guennoc et Thisse, 1982).

"L'environnement géologique des fosses de la Mer Rouge est également caractérisé par la proximité d'importantes masses salifères miocènes qui ont flué lors de l'ouverture récente".

L'hypothèse la plus souvent évoquée pour la formation des saumures et des boues métallifères est la suivante. (d'après les travaux de Shanks et Bishoff, 1980)

- de l'eau de mer normale (de quelques milliers d'années) percole à travers les sédiments du fond de la Mer Rouge et se charge en sels, en métaux (?) aux contact des évaporites messiniennes et de leurs shales interstratifiés ;
- la saumure dense continue à s'enfoncer et à s'échauffer au contact des roches basaltiques nouvellement formées;
- des réactions chimiques ont lieu entre les saumures et les laves (basaltes tholéitiques) ayant pour résultat l'enrichissement en métaux des saumures ;
- la remontée des saumures par convection et ses décharges sur le fond océanique entraînent, par brusque changement des conditions physico-chimiques, la précipitation des métaux sous forme de sulfures (chalcopryrite, galène, sphalérite, monosulfures de fer type pyrite, pyrrhotite ...) tout d'abord, puis de silicates argileux ferrifères, d'oxyhydroxydes de fer, et en dernier lieu, en bordure de fosse, de ceux du manganèse.

La température des saumures au moment de leur arrivée sur le fond serait de 350 à 400° d'après Thisse (1983, Conférence sur les amas sulfurés) qui utilise les inclusions fluides dans les anhydrites pour cette détermination.

En comparaison du premier type hydrothermal décrit (E.P.R. 21°N) qui est un système relativement ouvert et où la plupart des sulfures sont dispersés lors de leur émission, le système géothermal de la Mer Rouge est plus apte à l'accumulation des sulfures métalliques. En effet, de par leurs caractéristiques structurales (fig.79), ces fosses à saumures apparaissent être des lieux privilégiés où la formation des dépôts métallifères peut se faire sans perte considérable des produits précipités.

Cela entraîne l'accumulation de sédiments métallifères sur 20 à 30 m au maximum, interstratifiés avec des coulées basaltiques. Ils présentent des compositions alternées à sulfures (blende, chalcopryrite, pyrite, pyrrhotite, marcassite) indiquant un milieu réducteur et à oxydes et hydroxydes de fer (hématite, magnétite, manganite), indices d'une oxygénation du milieu. La zone supérieure est composée de silicates amorphes (smectites ferrifères), (Guennoc et Thisse, 1982). Les variations de ces dépôts seraient dues aux variations de l'intensité des décharges hydrothermales, produisant ainsi des variations dans les équilibres saumure-eau de mer régissant les précipitations.

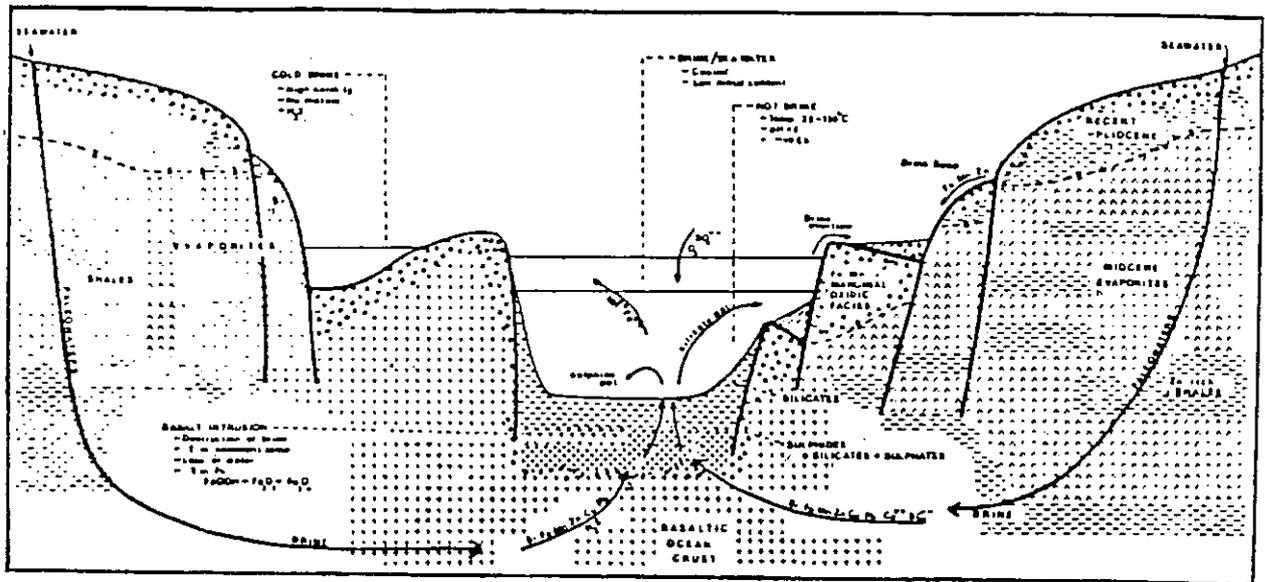


Fig. 79 - Coupe schématique de la Mer Rouge et circuit convectif hydrothermal hypothétique - (d'après Bignell in Cronan, 1980)

V.6. Caractéristiques de la minéralisation de Saint-Véran

Suite aux études menées sur le gîte de St Véran, il se dégage plusieurs points :

- cette minéralisation est stratiforme.
- elle se compose vraisemblablement d'une ou de plusieurs lentilles, réparties sur 350 à 400 mètres d'extension au minimum sur 75 à 100 mètres latéralement. Son épaisseur est décimétrique à métrique (ces estimations sont faites en dépliant les structures plissées et en supposant l'extension réduite aux limites de l'exploitation). Les baisses de teneurs observées lors de l'exploitation doivent être corrélables aux limites des lentilles sulfurées.
- le soubassement de la minéralisation est exclusivement composé de chloritoschistes. Aucun système de stockwerk constituant les chemins d'accès des anciens fluides hydrothermaux n'a été mis en évidence.
- les ensembles basiques (gabbros et laves associées) sont absents du périmètre immédiat de la mine.
- les indices minéralisés observés en dehors du secteur minier sont associés à des gabbros (Le Rouchon, Crête des Sagnes Longues) ou à des serpentinites (indice 2 et indices de Bois Noir, fig.73 et 74).
- du point de vue paragénetique, la minéralisation se distingue par son association hyposulfurée à bornite dominante, avec néanmoins une proportion de blende (ZnS) relativement importante.
- la présence de tellurures lui confère un caractère proximal (Bouladon et al, 1976) malgré l'absence de stockwerk minéralisé. Il apparaît néanmoins que les roches ophiolitiques locales sont très minéralisées (chalcopyrite essentiellement) et indiquent une anomalie métallogénique locale.
- à cette minéralisation est associé un horizon composé de pyroxènes et d'amphiboles sodiques, à magnétite-hématite composant le toit oxydé de la couche minéralisée. Cet horizon est localement corrodé et encroûté par des enduits fossilifères à radiolaires.
- cette minéralisation est recouverte d'une formation siliceuse, équivalent latéral des radiolarites et se distinguant par des surépaisseurs conséquentes d'un faciès très siliceux et à silicates sodiques interstratifiés.

V.7. Site paléogéographique et fonctionnement de l'hydrothermalisme

- les reconstitutions paléogéographiques des auteurs ayant travaillé sur le secteur liguro-piémontais (Lagabrielle, 1982 ; Lagabrielle et al, 1982) placent ces accumulations de métaradiolarites dans des dépressions topographiques propres à piéger ces sédiments.

De même, la présence d'un hydrothermalisme à composante siliceuse est à même de justifier l'accumulation exceptionnelle de ce faciès sur le site de la mine. Il se développe aussi en d'autres endroits associés ou non avec des minéralisations (indice 4, Petite Tête Noire).

Ces pièges structuraux correspondent à une topographie particulière : ils sont disposés en gouttières ± allongées et bordés par des reliefs de "socle" ophiolitique. Le substratum est composite, suite aux démantèlements qui l'ont affecté dans des épisodes tectoniques intra-océaniques. Il est vraisemblable que les fractures affectant la croûte océanique aient été le siège de systèmes convectifs d'eau de mer. Les matériaux qui la constituent sont, comme nous l'avons vu, relativement minéralisés (fig.73-74). Ainsi, le lessivage des roches a pu donner lieu à des dépôts sulfurés par précipitation des fluides hydrothermaux débouchant sur le fond océanique. La préservation de ces dépôts bien localisés est assurée par les conditions topographiques particulières.

Il faut noter que ce schéma d'accumulation de sulfures dans des pièges topographiques s'apparente au modèle de la Mer Rouge. Néanmoins, il n'y a pas d'indice de confinement et de précipitation sélective des sulfures à Saint-Véran équivalent de celui des fosses comme celle d'Atlantis II. La formation de l'horizon sodique peut être envisagée comme le résultat de circulation et précipitation de fluides hydrothermaux correspondant à une phase tardive de la minéralisation faisant suite à l'hydrothermalisme sulfuré.

L'équilibre des solutions riches en Fe, Si et Na a été étudié par Ernst (1962). La forte teneur en Na_2O , Fe_2O_3 et SiO_2 du minerai est marquée par la présence de silicates sodiques qui y sont disséminés. Une structure particulière a été notée (section SV68) ; il s'agit d'une structure zonée composée de minerai en périphérie (bornite), puis, vers le centre, d'amphiboles bleues, d'aegyryne et de calcite au coeur. Il s'agit peut-être de la section d'un "canal" témoignant de la circulation de fluides sodiques dans le minerai, et dont les parois seraient tapissées par les silicates sodiques précipités. Cette structure n'a pu être repérée sur d'autres échantillons. La cristallisation de ces fluides, proches ou à l'interface, avec l'eau de mer explique la diagénèse précoce de ces niveaux. Il semble que ces circulations de fluides riches en soude aient eu lieu de même lors des dépôts siliceux des métaradiolarites et des quartzites blancs comme l'indique leur gisement observé dans la mine.

Ainsi, l'hydrothermalisme à l'origine de la minéralisation de Saint-Véran n'a pas d'équivalent actuel connu, bien que ses caractères structuraux et son mode de formation soit certainement très proches des modèles actuels (E.P.R. 21°N et Mer Rouge).

CONCLUSION

Cette étude a été conduite sur l'environnement pétrographique et structural de la minéralisation cuprifère de Clausis (Saint-Véran, France). Elle a mis en évidence plusieurs phénomènes :

- d'un point de vue pétrographique, la minéralisation apparaît comme relativement distale par rapport aux ensembles basiques effusifs qui constituent généralement le soubassement des gisements stratiformes sulfurés, associés aux ophiolites alpines. En effet, elle repose directement sur une assise plurimétrique intensément foliée et métamorphisée, à composition de chloritoschiste calcitisé. Leur soubassement est inconnu, par suite de contacts anormaux à caractère chevauchant. Les ensembles basiques régionaux sont à tendance tholéiitique et se rattachent aux N.MORB.

Au point de vue sédimentaire, cette minéralisation se situe à l'interface ophiolite sédiment. Elle compose la base des premières séries de méta-sédiments (métaradiolarites de la série de Chabrière). Ces dernières montrent à cet endroit des surépaisseurs et de notables variations de faciès. En effet, les métaradiolarites classiques définies dans le Queyras laissent place à des quartzites blancs associés à des amphiboles et pyroxènes sodiques. Ces derniers minéraux ne seraient pas associés aux différentes phases tectono-métamorphiques alpines. Ils témoigneraient peut-être de conditions de P. T. et f.O₂ relativement faibles dans un contexte hydrothermal comme le proposent certains modèles métallogéniques récents expliquant de telles formations.

Cette minéralisation a fortement été reprise dans les plissements intrafoliaires et synschisteux alpins et se répartit actuellement le long d'une synforme, d'orientation N-S, pincée à sa base et évasée vers le haut. Cette couche, essentiellement dépilée sur le flanc normal de la structure, a donné un minerai à sulfure de cuivre (bornite) recouvert localement d'un faciès à silicates sodiques et à magnétite-hématite. La présence de cuivre natif est essentiellement d'origine supergène.

Le minerai montre de fortes remobilisations dans des plans tectoniques. L'importance de la recristallisation de la paragenèse minéralisée sulfurée dans les phases tectoniques alpines n'a pu être évaluée.

Néanmoins, il a été montré que cette minéralisation s'est déposée sur une topographie particulière, piégeant les sulfures et, par la suite, favorisant l'accumulation de la silice avec une composante d'origine non biogénique localement très importante. La présence des horizons de silicates sodiques à magnétite-hématite témoignent de la circulation de fluides sous des conditions P et T données. L'induration précoce de ces matériaux et leur formation près de l'interface avec l'eau de mer serait démontrée par la présence tardive de microfossiles dans les fractures des magnétites et des silicates (ceci dans le cas où les pyritosphères correspondent à d'anciens fossiles de radiolaires).

L'étude de sites comparables au plan métallogénique et minéralogique (gîtes corses) a permis de préciser la particularité de ces sites minéralisés et des silicates associés.

Au plan métallogénique, l'analogie entre les sources hydrothermales océaniques actuelles conduit à envisager une implantation du site dans une aire distensive située au voisinage ou sur une ride active. La nature de la paragenèse minéralisée à sulfures de Cu-Fe-Zn principalement se distingue des assemblages sulfurés récents par sa pauvreté en sulfures de fer, en sulfates divers (barytine, anhydrite) et par son abondance en bornite et surtout en tellurures. Cette abondance en tellurures est caractéristique des paragenèses hyposulfurées.

B I B L I O G R A P H I E
=====

- AMAUDRIC DU CHAFFAUD S., CARON J.P., DELCEY R., LEMOINE H., 1972 - Données nouvelles sur la stratigraphie des schistes lustrés de Corse : la série de l'Inzecca. Comparaison avec les Alpes Occidentales et l'Apennin Ligure. CRAS, Paris, D, 275; 2611-2614.
- AUZENDE J.M., POLINO R., LAGABRIELLE Y. & OLIVET J.L., 1983. Considérations sur l'origine et la mise en place des ophiolites des Alpes occidentales : apport de la connaissance des structures océaniques. C R A S Paris, t.29b, série II, 1527.
- BARETT T.J., 1980. The Pb isotopic composition of Jurassic cherts overlying ophiolites in the North Apennines (Italy). Earth Planetary Science Letters, 49, p.193-204.
- BARETT T.J., 1982. Review of stratigraphic aspect of the ophiolitic rocks and pelagic sediments of the Vara complex, North Apennines, Italy. Ofioliti, vol.7, n°1, 1982.
- BARETT T.J., 1981. Chemistry and mineralogy of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Apennines, Italy. Chemical Geology, 34, p.289-317.
- BARTON P.B. Jr & SKINNER B.J., 1979. Sulfide mineral stabilities: in Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2nd edition, edited by H.L. Barnes. Wiley Interscience (1979).
- BASSO R., DELLA GIUSTA A., MERLANTI, 1978. Etudes de quelques gisements de sulfures dans les ophiolites de la Ligurie Orientale. R.C. Soc. Ital. Mineral. Petrol., ITA, 34, n°2, p.629-638.
- BECCALUVA L., MACCIOTTA G., PICCARDO G.B., VENTURELLI G., 1976. Le rocce gabbriche dell'Apennino centro settentrionale : II. Le caratteristiche chimiche. Ofioliti, 1, 107-126.
- BERNARD A.J., DAGALLIER G., SOLER E., 1982. The exhalative sediments linked to the volcanic exhalative massive sulphide deposits : a case study of European occurrences. In Ore Genesis, the State of the Art, Spec. pub. n°2, of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits. Springer, 1982.
- BERTOLANI M. & RIVALENTI G., 1978. Le mineralizzazioni metallifere della miniera di Montecatini di Val di Cecina. Boll. Soc. Geol. It., 92, 635-648.
- BERTRAND J., COURTIN B. & VUAGNAT M., 1982. Elaboration d'un secteur de lithosphère océanique liguro-piémontaise d'après les données de l'ophiolite du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France et Province de Turin, Italie). Ofioliti, 1982, 2/3, 156-196.
- BESSON M. & FONTEILLES M., 1974. Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéitiques et calco-alcalines. Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., 97, pp.445-449.

- BLACK P.M., 1974. Mineralogy of New Caledonian metamorphic rocks. III. Pyroxenes and major element partitioning between coexisting pyroxenes, amphiboles and garnets from the Ouega District. *Contrib. Min. Petr.*, 45, 281-288.
- BOCQUET J., 1974. Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes Françaises. Thèse, Grenoble, 489 p.
- BOCQUET J., DELALOYE H., HUNZIKER J.C. & KRUMMENACHER D., 1974. K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 47, p.7-26.
- BONATTI E., 1975. Metallogenesis at oceanic spreading centers. *Annual Reviews Earth Planet. Sci.*, 3, 401-431.
- BONATTI E., HONNOREZ J., KIRST P. & RADICATI F., 1975. Metagabbros from the Mid-Atlantic ridge at 06°N : contact hydrothermal dynamic metamorphism beneath the Axial Valley. *J. Geol.*, 83, p.61-78.
- BONATTI E., ZERBI M., KAY R. & RYDELL H., 1976. Metalliferous deposits from the Apennines ophiolites : mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centers. *Geol. Soc. of America Bull.*, v.87, p.83-94.
- BOUDIER F. & NICOLAS A., 1972. Fusion partielle gabbroïque dans la péridotite de Lanzo (Alpes Piémontaises). *SMPM*, 52, 39-56.
- BOUDIER F., 1972. Relations lherzolite-gabbro-dunite dans le massif de Lanzo (Alpes Piémontaises) : exemple de fusion partielle. Thèse Université Nantes, 106 p.
- BOULADON J. & PICOT P., 1968. Sur les minéralisations en cuivre des ophiolites de Corse, des Alpes Françaises et de Ligurie (pro-parte). *Bull. BRGM Section II*, n°1, p.24-37.
- BOULADON J., PICOT P. & LAFORET C., 1976. Les gisements sulfurés stratiformes liés au volcanisme. Quelques réflexions sur l'environnement et la minéralogie des minerais. *Mem. h. sec. Soc. Geol. France*, n°7, p.149-154.
- BOURBON M., CARON J.H., LEMOINE M. & TRICART P., 1979. Stratigraphie des schistes lustrés piémontais dans les Alpes Cottiennes (Alpes Occidentales Franco-Italiennes) : nouvelle interprétation et conséquences géodynamiques. *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, fasc.4, p.180-182.
- BOUVIER J.D., 1979. Le gisement cuprifère de St Véran (Hautes-Alpes, France). Diplôme Université de Genève.
- CABY R., MICHARD A. & TRICART P., 1971. Découverte d'une brèche polygénique à éléments granitoïdes dans les ophiolites métamorphiques piémontaises (schistes lustrés du Queyras, Alpes Françaises). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 273, sec. D, p.999-1002.

- CARON J.M. & JEANNETTE D., 1975. Cisaillements et cristallisations dans les roches métamorphiques : interprétation de quelques microstructures. BSGF (7) XVII, 1975, N°5, p.708-720.
- CARON J.M. & SALIOT P., 1969. Nouveaux gisements de lawsonite et de jadéite dans les Alpes Franco-Italiennes. C.R. Acad. Sc. Paris, t.268, p.3153-3156.
- CARON J.M., 1974. Rapports entre diverses générations de lawsonite et les déformations dans les schistes lustrés des Alpes Cottiennes septentrionales (France et Italie). BSGF (7), XVI, 1974, n°3.
- CARON J.M., 1977. Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes Cottiennes septentrionales et en Corse orientale. Mémoire n°48, Sciences Géologiques, Strasbourg.
- CARPENA J. & CABY R., 1984. Fission-track evidence for late Triassic oceanic crust in the French occidental Alps. *Geology*, v.12, p.108-111.
- CHAPELLE B., 1982. Contexte géologique, pétrographie et géochimie des ophiolites du Pic Marcel, Roche Noire (Queyras) et de Haute-Ubaye. Mémoire de DEA, Grenoble.
- COLEMAN R.G. & CLARK J.R., 1968. Pyroxenes in the blueschist facies of California. *Am. J. Sci.* 266, 43-59.
- CORTESOGNO L., ERNST W.G., GIALLI M., MESSIGA B., PEDEMONTE G.M. & PICCARDO B., 1977. Chemical petrology of eclogitic lenses in serpentinites gruppo di Voltri, Ligurian Alps. *Journal of Geology*, vol.85, p.255-277.
- CORTESOGNO L., GIANELLI G. & MESSIGA B., 1977. Le rocce gabbriche dell' Apennino settentrionale. *Ophioliti*, vol.2, n°1.
- CRONAN D.S., 1980. Underwater minerals. Academic Press, XV, p.362. Mer Rouge, p.176-194.
- DAL PIAZ G.V., 1971. Alcune considerazioni sulla genesi delle ofioliti piemontesi e dei giacimenti ad esse associati. *Boll. Ass. Miner. Subalpina*, 8, 24 p.
- DAL PIAZ G.V., NATALE P., NERVO R., OMENETTO P. & POLINO R., 1978. La mineralizzazione piritoso-cuprifera di Viafiorcia (Alpi Cozie). *Mem. Ist. Geol. Min. Padova*, 32, 16 p.
- DEBELMAS J. & KERCKHOVE C., 1980. Les Alpes Franco-Italiennes. 26e CGI (Congrès Géologique International) Paris, France. Introduction à la géologie du Sud-Est, G.18 (4) : 22-58.
- DECANDIA F.A. & ELTER P., 1972. La "zona" ofiolitifera del Bracco nel settore compreso fra Levanto e la Val Graveglia (Apennino Ligure). *Mem. Soc. Geol. It.*, 11, 503-530.
- DEER W.A., HOWIE R.A. & ZUSSMAN J., 1963. (1978 2e édition). *Rock forming minerals*. Longman éd. London.

- DEER W.A., HOWIE R.A. & ZUSSMAN J., 1966. An introduction to the rock forming minerals. Longman ed. London.
- DELALOYE M. & DESMONS J., 1976. K-Ar Radiometric ages determination of white micas from the Piemont zone, French-Italian Western Alps. *Contr. Mineral. Petrol.*, 57, 297-303.
- DEUTSCH A., 1983. Datierungen an alkali amphibolen und stilpnomelan aus der südlichen Platta-Decke (Graubünden). *Eclo. Geol. Helv.*, vol.76, n°2, p.295.
- DE WEVER P. & CABY R., 1981. Datation de la base des schistes lustrés postophiolitiques par des radiolaires (Oxfordien supérieur-Kimmeridgien moyen) dans les Alpes Cottiennes (Saint-Véran, France). *CRAS*, v.292-II, p.467-472.
- DOUSSET P.E. & TOLLARDO J.Y., 1981. Etude métallogénique du Val d'Aoste (Italie). Essai de valorisation des ressources minières par les méthodes de prospection géophysique, géochimique et alluvionnaire, 2 vol. Thèse 3e cycle, Grenoble.
- ELTER G., 1971. Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltee. Hypothèse sur l'origine des ophiolites. *Géol. Alpine*. t.47, p.147-169.
- ERNST W.G., 1962. Synthesis, stability relations and occurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solutions. *Jour. of Geol.*, 70, p.689-736.
- EUGSTER H.P., 1969. Inorganic bedded cherts from the Magadi area, Kenya. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 22, 1-31.
- FERRARIO & GARUTI, 1980. Copper deposits in the basal breccias and volcano-sedimentary sequences of the eastern Ligurian ophiolites (Italy). *Mineralium deposits*, v.15, p.291-303.
- FEVRIER M., 1981. Hydrothermalisme et minéralisations sur la dorsale est-pacifique à 21°N. Etude minéralogique et géochimique. Thèse, Brest.
- FLOYD P.A. & WINCHESTER J.A., 1975. Magma type and tectonic setting determination using immobile elements. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 27, 211-218.
- FLOYD P.A. & WINCHESTER J.A., 1976. Geochemical magma type determination applied to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 28, 459-469.
- FLOYD P.A., & WINCHESTER J.A., 1972. Identification and determination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chem. Geol.*, 21, 291-306.
- FOLK R.L. & MCBRIDE E.F., 1978. Radiolarites and their relation to subjacent "oceanic crust" in Liguria, Italy. *J. of Sed. Petr.*, vol.48, n°4, p.1069-1102.
- FORTEY N.J. & MICHIE U. McL., 1978. Aegyrine of possible authigenic origin in Middle Devonian sediments in Caithness, Scotland. *Min. Mag.*, 42, p.439-442.

- FRENCH B.M., 1973. Mineral assemblages in disgenetic and low-grade metamorphic iron formation. *Econ. Geol.*, 68, 1063-1074.
- GIOAN P., 1978. Etude de quelques gites métallifères alpins par magnéto-métrie différentielle à haute sensibilité. Thèse 3e cycle, Grenoble, 93 p.
- GRAF J.L. Jr, 1977. Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of massive sulphide deposits in volcanic rocks. *Econ. Geol., USA*, 1977, 72, n°4, 527-548.
- GRUBB P.L.C., 1971. Silicates and their paragenesis in the Brookman Iron formation of Wittenoon Gorge, Western Australia. *Econ. Geol.*, 66, 281-292.
- GRUPPO DI LAVORO SULLE OFIOLITI MEDITERRANEE, 1977. Escursione ad alcuni giacimenti a Cu-Fe e Mn della falda Piemontese, Alpi occidentali. *Ofioliti*, 2, 241-264.
- GUENNOG P. & THISSE Y., 1982. Génèse de l'ouverture de la Mer Rouge et des minéralisations des fosses axiales. *Doc. du BRGM*, n°51.
- GUNDLACH H. & MARCHIG V., 1982. Ocean floor "metalliferous sediments". Two possibilities for genesis. In *Ore Genesis the State of the Art. Spec. publ. n°2 of the Society for geology applied to mineral deposits*. Springer, 1982.
- HACCARD D. & LEMOINE M., 1970. Sur la stratigraphie et les analogies des formations sédimentaires associées aux ophiolites dans la zone piémontaise des Alpes Ligures (zone de Sestri-Vottagio et de Montenotte) et des Alpes Cottiennes (zone du Gondran, Queyras, Haute-Ubaye). *CRS soc. geol. de France*, p.209-210.
- HASHIMOTO M., 1974. Riebeckite-aegyrine-quartz- schist of Ishigaki-Shima. *Mem. Nat. Sci. Mus., Tokyo*, (7), 19-24.
- HEKINIAN R., FEVRIER M., BISCHOFF J.L., PICOT P., SHANKS W.C. (1980)
Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 21° N.
Science 207, pp. 1433-1444.
- HUTCHINSON R.W., 1973. Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance. *Econ. Geol.*, 68, p.1223-1246.
- ISNEL P., 1935. La mine de cuivre de St Véran, son exploitation à l'âge préhistorique. *Bulletin de la Société d'Etudes des Hautes-Alpes*, 13, 14, 15, 16, 1-9.
- JOUCHOUX P., 1983. La série métamorphique spilito-kératophyrique devonodinautienne de la Brevenne occidentale. Etude cartographique et géochimique (Massif Central Français). Thèse 3e cycle, Lyon.
- KLAU W. & LARGE D.E., 1980. Submarine exhalative Cu-Pb-Zn deposits - a discussion of their classification and metallogenesis. *Geol. Jb. D40*, p.13-58.
- KLEMM P.D. & WAGNER J., 1982. Copper deposits in ophiolites of Southern Tuscany. *Ofioliti*, 2/3, p.331-336.

- KUNO H., 1968. Differentiation of basalt magmas. Basalts. The Polder-vaart treatise on rocks of basaltic composition. Vol.2, pp.623-688, Int. Sci. Publishers. John Wiley & Sons.
- LACROIX A., 1913. Minéralogie de la France et de ses anciens territoires d'Outre-Mer. Librairie scientifique et technique, Blanchard, Paris, édition 1964, t.I, p.695-698, t.IV, p.906.
- LAGABRIELLE Y., 1982. Ophiolites et croûte océanique. Tectonique et environnement sédimentaire. Apport des données océaniques à l'interprétation géologique des séries ophiolitiques du Queyras. Thèse 3e cycle, Brest.
- LAGABRIELLE Y., 1981. Les schistes lustrés à ophiolites du Queyras (Alpes Franco-Italiennes) : données nouvelles et précisions lithostratigraphiques. CRAS, v.292-II, p.1405-1408.
- LAGABRIELLE Y. & COTTEN J., 1984. Le matériel détritique ophiolitique des séries océaniques liguro-piémontaises. L'exemple du Haut-Queyras. Contribution à l'étude des prasinites. Ofioliti, 1984, 9 (1), 43-66.
- LAGABRIELLE Y., LEMOINE M. & TRICART P., 1982. Les séries sédimentaires supra-ophiolitiques du Pelvas d'Abriès et de Rocca-Bianca (schistes lustrés du Queyras, Alpes occidentales françaises) : témoins de l'activité tectonique de la croûte océanique téthysienne au Malm et au Crétacé inférieur. 9e RAST, Paris, 1982, p.351.
- LAGABRIELLE Y., NERVO R., POLINO R. & DUTTO F., 1982. Sedimentary cover of some ophiolites of the Cottian Alps. Ofioliti, 2/3, p.339-350.
- LAGABRIELLE Y., POLINO R., AUZENDE J.M., BLANCHET R., CABY R., FUDRAL S., LEMOINE M., MEVEL C., OHNENSTETTER M., ROBERT D. & TRICART P., 1984. Les témoins d'une tectonique intra-océanique dans le domaine téthysien : analyse des rapports entre les ophiolites et leurs couvertures métasédimentaires dans la zone piémontaise des Alpes Franco-Italiennes. Ofioliti, 1984, 9 (1), 67-88.
- LEMOINE M., 1955 Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolites des schistes lustrés du Queyras (Hautes-Alpes). C.R. Som. Soc. Geol. Fr., n°56, p.94.
- LEMOINE M., 1962. Observations nouvelles et considérations sur la signification des ophiolites dans les schistes lustrés du Queyras (Hautes-Alpes) et des régions voisines. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., n°7, 186-188.
- LEMOINE M. 1971. Données nouvelles sur la série du Gondran près Briançon (Alpes Cottiennes). Réflexions sur les problèmes stratigraphiques paléogéographiques de la zone piémontaise. Géol. Alpine, t.47, p.181-201.
- LEMOINE M., 1980. Serpentinities, gabbros and ophicalcites in the Piemont-Ligurian domain of the Western Alps possible indicators of oceanic fractures zones and associated serpentinites profusions in the Jurassic-Cretaceous Tethys. Symposium on tectonic inclusions and associated rocks in serpentinites. Genève, 1979. Arch. Sci. Genève, 33 : 103-115.

- LEMOINE M., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., LETOLLE R., MEVEL C. & THIEULOY J.P., 1982. Indices possibles de paléo-hydrothermalisme sous-marin dans le Jurassique et le Crétacé des Alpes occidentales (Océan Téthysien et sa marge continentale européenne) : Essai d'inventaire. BSGF.7,XXIV. p.641-647.
- LEMOINE M., BOURBON M. & TRICART P., 1978. Le Jurassique et le Crétacé prépiémontais à l'est de Briançon (Alpes occidentales) et l'évolution de la marge européenne de la Téthys : données nouvelles et conséquences. C.R.Acad. Sc, Paris, t.286, p.1237.
- LEMOINE M., STEEN D. & VUAGNAT M., 1970. Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées. Observations dans le Massif de Chabrière en Haute-Ubaye. C.R. des séances S.P.H. de Genève, n.s. 5, p.44-59.
- LEMOINE M., BOURBON M., GRACIANSKY P.C. DE LETOLLE R., 1983. Isotopes du carbone et de l'oxygène de calcaire associés à des ophiolites (Alpes occidentales, Corse, Apennins) : indices possibles d'un hydrothermalisme océanique téthysien. Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique, vol.24, Fasc.4, p.305-314.
- LEMOINE M. & TRICART P., 1979. Une partie des schistes et des ophiolites du Queyras (Alpes occidentales Françaises) résultent-ils de sédimentation et d'écoulements au pied d'un escarpement de faille océanique. C.R.A.S., D, FRA., 288, n°22, 1655-1658.
- MAJER V., 1978. Riebeckite-metachert from Pilevacki Potok in the area of Brezovica, Sar mountain (Serbia, Yugoslavia). Geoloski vijesnik, Zagreb, 30 (2), 477-480.
- MAJER V., 1984. Riebeckite : aegyrine garnet metachert from Pilevaki creek, Brezovica (Yugoslavia). Ofioliti, vol.9, n°1, p.103. In GLAS Acad. Serbe Sci. Arts, el. sci. nat., 1983, 49/135, 55-64.
- MARCOUX J. & RICOU L.E., 1979. Classification des ophiolites et radiolarites alpino-méditerranéennes d'après leur contexte paléo-géographique et structural. Implication sur leur signification géodynamique. Bull. Soc. Geol. Fr., 1979, 21, n°5, p.643-652.
- MAWHIN B., JEANNETTE D. & TRICART P., 1983. Relations entre structures longitudinales et transversales au coeur de l'arc alpin occidental : exemple du Val Germanasca (massif cristallin Dora-Maira). C.R.A.S. 297, n°9, II, p.749.
- MAZZUCOTELLI A., MESSIGA B. & PICCARDO G.B., 1976. Caratteristiche petrografiche e geochimiche delle prasiniti dell'Unità Vottri-Rossiglione (Gruppo di Vottri). Ofioliti, 1, p.255-278.
- MELOUX J. & POULAIN P.A., 1967. Note sur le gisement de cuivre de St Véran. D.R.M.M., B.R.G.M., division S.E. 59.
- MESSIGA B., PICCARDO G.B. & MAZZUCOTELLI A., 1977. Le prasiniti del gruppo di Vottri. Le caratteristiche petrografiche e chimiche. Soc. It. di Min. e Petro., t.33, n°2, p.549-581.

- MEVEL C., 1975. Les zonations chimiques et les pillow-lavas spilittiques du Chenaillet et des Gets. *Pétrologie*, t.1, n°4, 319-333.
- MEVEL C., KIENAST J.R. & LEIKINE M., 1982. Découverte et signification de l'association métamorphique aegyrine-riébeckite dans un gabbro ophiolitique du Chenaillet (Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t.295, sec.II, p.809-812.
- MILTON C., INGRAM B. & BREGER I., 1974. Authigenic magnesio-arfvedsonite from the Green River formation, Duchesne County, Utah. *Am. Min.*, 59, n° 7 & 8, p.830-836.
Am. Mineralogist, 59, p.830-836.
- MIYASHIRO A., 1974. Volcanic rock series in Island area and active continental margins. *Am. Journal of Sci.*, vol.274, p.321-325.
- MIYASHIRO A., 1975. Volcanic rock series and tectonic setting. *Ann. rev. Earth and Planet. Sc.*, vol.3, P.25,269.
- NICOLAS A., 1966. Le complexe ophiolites-schistes lustrés entre Dora-Maira et Grand Paradis (Alpes Piémontaises). *Tectonique et métamorphisme*. Thèse, sci. nat., Grenoble, 1er sujet.
- NICOLAS A., 1966. Etude pétrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora-Maira et Grand Paradis (Alpes Piémontaises). Thèse Sc.Nat. Grenoble.
- NICOLAS A., 1969. Une vue unitaire concernant l'origine des massifs ultrabasiques des Alpes occidentales internes. *C.R.Acad. Sc. Paris*, t.269, p.1831-1834.
- NISBET E. & PEARCE J.A., 1973. TiO_2 and a possible guide to part oceanic spreading rates. *Nature*, 246, p.468-470.
- OHNENSTETTER M., 1982. Importance de la nature et du rôle des discontinuités au sein des ophiolites lors du développement d'un orogène. Doctorat d'Etat, Nancy.
- OHNENSTETTER D. & OHNENSTETTER M., 1976. Modèle de fonctionnement d'une ride médio-océanique à partir de l'étude pétrographique de l'ophiolite corse. *Bull. S.G.F.*, 18, 889-894.
- OHNENSTETTER D. & OHNENSTETTER M., 1980. Ophiolitic sequences in Corsica. *Ophioliti*, vol.1, 53.
- OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. & ROCCI G., 1975. Tholeiitic cumulates in a high pressure metamorphic belt. *Petrologie*, 1, 291-317.
- ORCEL J., 1924. Roches à riébeckite de Vezzani. *Bull. soc. Sc. Hist. et Nat. Corse*, p.123.

- OUDIN E., 1981. Etudes minéralogiques et géochimiques des dépôts sulfurés sous-marins actuels de la ride est-pacifique (21°N). Campagne rise. Document n° 25 du BRGM.
- OUDIN E., 1982. Hydrothermal sulphide deposits of the East-Pacific rise (21°N). Part I: Descriptive mineralogy. *Marve mining*, vol.IV, n°1.
- OUDIN E., 1983. Minéralogie de gisements et indices liés à des zones d'accrétion océanique actuelles (rides E.Pacifique et Mer Rouge) et fossile (Chypre). *Chron. Rech. Min.*, n° 470, 1983.
- PAPIKE Ed.1969. Pyroxenes and amphiboles ; crystal chemistry and phase petrology. Ed.J.J. Papike. Mineralogical Society of America, spec. pap. n°2.
- PEARCE J.A. & CANN J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 290-300.
- PEARCE J.A. & NORRY M., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, Na variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47.
- PEARCE J.A., ALABASTER T., SHETON A.W. & SEARLE M.P., 1981. The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex : evidence and implications. *Phil. Trans. R. Soc. LOND.*, A 300, 297-317.
- PETERLONGO J.M., 1968. Les ophiolites et le métamorphisme à glaucophane dans le massif de l'Inzecca et la région de Vezzani (Corse). *Bull. BRGM*, section IV, 1, 17-94.
- PICCARDO G.B., MESSIGA B. & MAZZUCOTELI A., 1979. Chemical petrology and geodynamic evolution of the ophiolitic metavolcanite (prasinities) from the Voltri massif, Piemontese ophiolite nappe (Western Liguria, Italy). *Ofioliti*, v.4, n°3, p.373-403.
- PIERROT R., PICOT P. & POULAIN P.A., 1972. Inventaire minéralogique de la France. Hautes-Alpes (05). BRGM, p.133-135.
- PICOT P., FEVRIER M. & AL., 1980. Etude minéralogique d'échantillons du golfe de Californie (Campagne Cyamex). *Soc. BRGM*, n°20, 30p.
- PICOT P. & JOHAN Z., 1977, 1982. Atlas des minéraux métalliques. Ed. du BRGM, 403p.
- PICOT P & PIERROT R., 1976. Les minéraux en trace dans les minerais. Signification géologique et géologique de leur existence. *Soc. Geol. France*, Mem. hors série 7, p.241-244.
- POULAIN P.A., 1967. Premiers résultats de la prospection : Roches Vertes du Queyras. BRGM.
- RAMDOHR P., 1969. The Ore minerals and their intergrowths. Pergamons, XVIII, 1174p.

- RIDONI E. in DE LAUNAY , 1906. La métallogénie de l' Italie et des régions avoisinantes. II - Notes sur la Toscane minière et l'île d'Elbe. Congrès Géol. Interne, Xe sess., Mexico, 1906, compte-rendu, p.555.
- ROBERT D., 1979. Contribution à l'étude géologique de la haute vallée de l'Arc, région de Bonneval, Savoie. Thèse 3e cycle, Paris, 181p.
- ROUTHIER P., 1945. Sur les roches à riébeckite et aegyrine du cortège ophiolitique. C.R. Somm. S.G.F. p.61-63.
- ROUTHIER P., 1946. Un type particulier de gîte cuprifère associé à des roches vertes : le gîte de St Véran (Hautes-Alpes). Etude géologique, pétrographique et métallogénique. Bull. Soc. Fr. de Minéralogie, 69, p.99-150.
- ROUTHIER P. & DELCEY R., 1957. Etude préliminaire des gîtes cuprifères Corses. Archives BRGM.
- SABY P., 1983. Caractérisation géochimique des laves et des cumulats basiques de l'association ophiolitique du Queyras. Mémoire DEA, Grenoble.
- SALLOT P., 1973. Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes Françaises. Répartition et signification. C.R.Acad. Sc Paris, 276, p.3081-3084.
- SCHAMEL S. & HUNZIKER J., 1977. Eocene Oligocene blue schist facies metamorphism in Liguria, Italy, and Alpine Corsica. Geol. Soc. Amer. Astra Programs, USA, 9, n°7, p.1158-1159.
- SEMINAR on Sea-floor hydrothermal systems, 1981. Goldie R.S., Bottrill T.J. Geoscience Canada, vol.8, n°3, p.93-104.
- SINDEEVA N.D., 1964. Mineralogy and types of deposits of selenium and tellurium. E. Ingerson Editor, New-York, Interscience Publishers.
- SHENDEROVA A.G. & SOKOLOVA E.P., 1958. Aegyrine-diopside from the central Dniepr region (Ukrainian, SSR). Min. Mag. Lvov Geol. Soc., 12, 306-316 (in Russian English summary).
- SHANKS W.C., BISCHOFF J.L., 1980 - Geochemistry, sulfur isotope composition and accumulation rates of Red Sea Geothermal Deposits. Economic Geology, 75, 445-459.
- SPIESS F.N., MACDONALD K., ATWATER T., BALLARD R., CARRANZA A.,
CORDOBA D., COX C., DIAZ CARCIA V.M., FRANCHETEAU J., GUERRERO J.T.,
HAWKINS J., HAYMON R., HESSLER R., JUTEAU T., KASTNER M., LARSON R.,
LUYDENDYK B., MACDOUGALL J.D., MILLER S., NORMARK W., ORCUTT J.,
RANGIN C. (1980)
- Hot springs an geophysical experiments.
Science 207, pp. 1421-1432.

- STEEN D., 1975. Géologie et métamorphisme du complexe ophiolitique de Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France). Bull. Suisse Miner. et Petro., vol.3, 55, p.523-566.
- STEEN D., 1972. Etude géologique et pétrographique du complexe ophiolitique de la Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France). Thèse, Département de Minéralogie, Université de Genève, n° 2, 235p.
- TERMIER P., 1904. Roches à lawsonite et glaucophane et roches à riebeckite de St Véran (Hautes-Alpes). B.S. Fr. Min., t.XXVII, p.265-269.
- TRICART P., 1973. Tectoniques superposées dans les calcschistes piémontais du Haut-Cristillan (Queyras, Alpes franco-italiennes). C.R.Acad. Sc. Paris, t.276, p.705-708.
- TRICART P., 1973. Les schistes lustrés du Haut-Cristillan, analyse tectonique d'un secteur externe du domaine piémontais (Alpes Cottiennes, France). Thèse 3e cycle, Strasbourg, 193p.
- TRICART P., 1974. Les schistes lustrés du Haut-Cristillan (Alpes Cottiennes, France). Lithostratigraphie, architecture et tectogénèse. Géologie Alpine, tome 50, p.131-152.
- TRICART P., 1980. Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse Doctorat d'Etat, Strasbourg, 407p.
- TRICART P., 1984. From passive margin to continental collision: a tectonic^s scenario for the Western Alps. Am. J. Science. Vol.284, p.97-120.
- TRICART P., BOURBON M. & LAGABRIELLE Y., 1982. Révision de la coupe Péouvou-Roche Noire (Zone piémontaise, Alpes franco-italiennes): Bréchi-fication synsédimentaire d'un fond océanique ultrabasique. Géologie Alpine, v.58, p.105-113.
- VIALON P., 1966. Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira. Alpes Cottiennes internes, Italie. Thèse Sc. Nat., Grenoble.
- VLASOV K.A., 1964. Geochemistry and mineralogy of rare elements and genetic type of their deposits. Akad. Nauk. SSSR. Traduction anglaise, Jérusalem, 1966, 1, p.581.
- WEDEPOHL K.H., 1974. Handbook of geochemistry. Springer Verlag. Tome II-4
- WEGMAN E., 1928. Uber das bornitvorkommen von St Véran. Zeitschr. F.prakt geol., Heft.2, p.19-28, 2 cartes géol. et 7 fig. et Heft 3, p.36-43.
- WHITE A.J.R., 1962. Aegyrine-riebeckite schists from South Westland, New-Zealand. J. Petr. 3, 38-48
- WINCHESTER J.A. & FLOYD P.A., 1975-1976. Geochemical magma type determination: application to altered and metamorphosed basic gneous rocks. Earth and Planet, Sci. Lett., 28 (1976), 459-469.
- WOOD D.A., JORON J.L. & TREVIL M., 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and determinate between magma series erupted in different tectonic settings. Earth Planet. Sci. Letter, 45, 326-336.

A N N E X E S

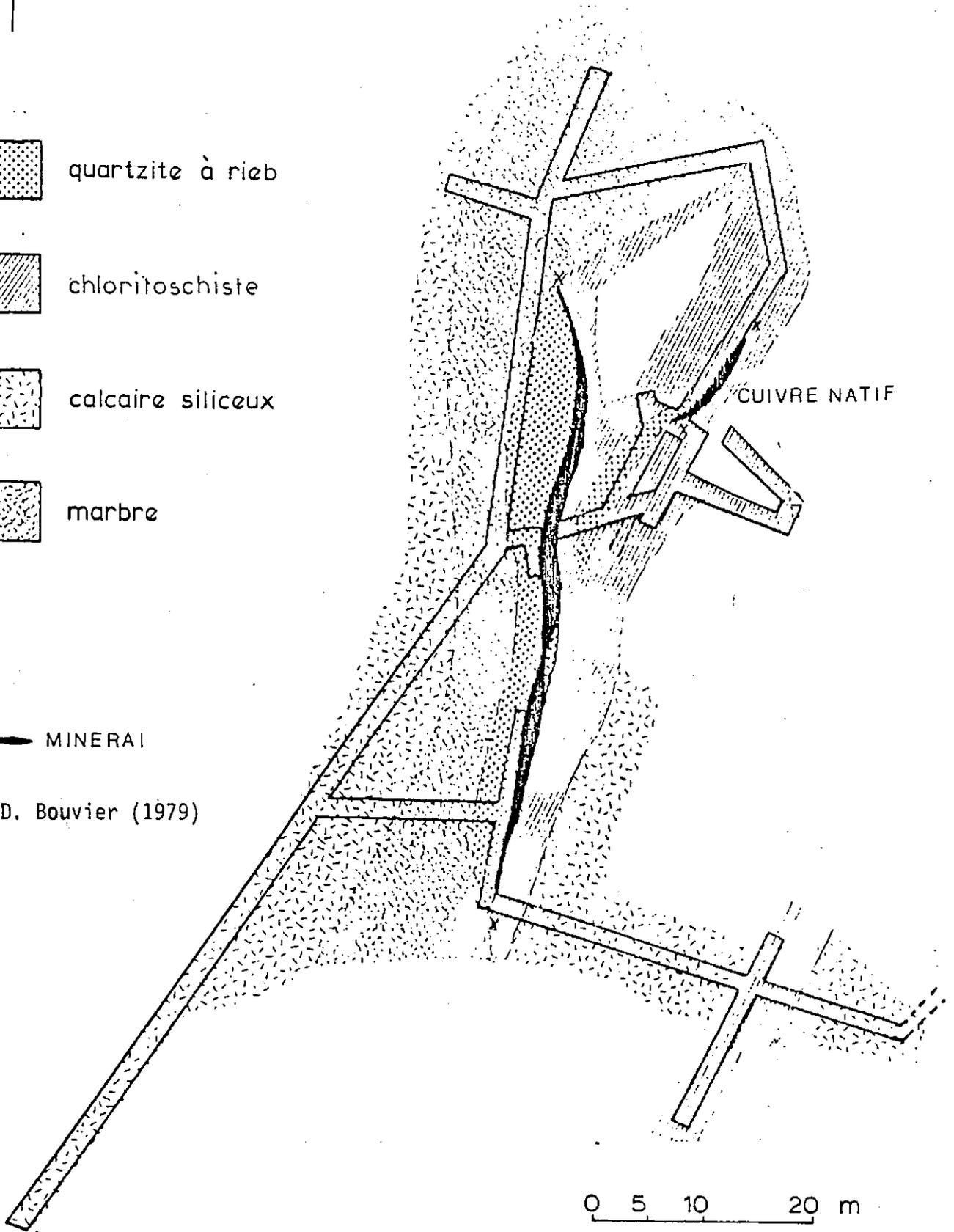
Fig. 54
Plan du niveau TB4



-  quartzite à rieb
-  chloritoschiste
-  calcaire siliceux
-  marbre

 MINERAL

J.D. Bouvier (1979)



0 5 10 20 m

Echelle 1:500

Profil du puits menant du niveau du TB4
au niveau du TB3

J.D. Bouvier (1979)

Fig. 55

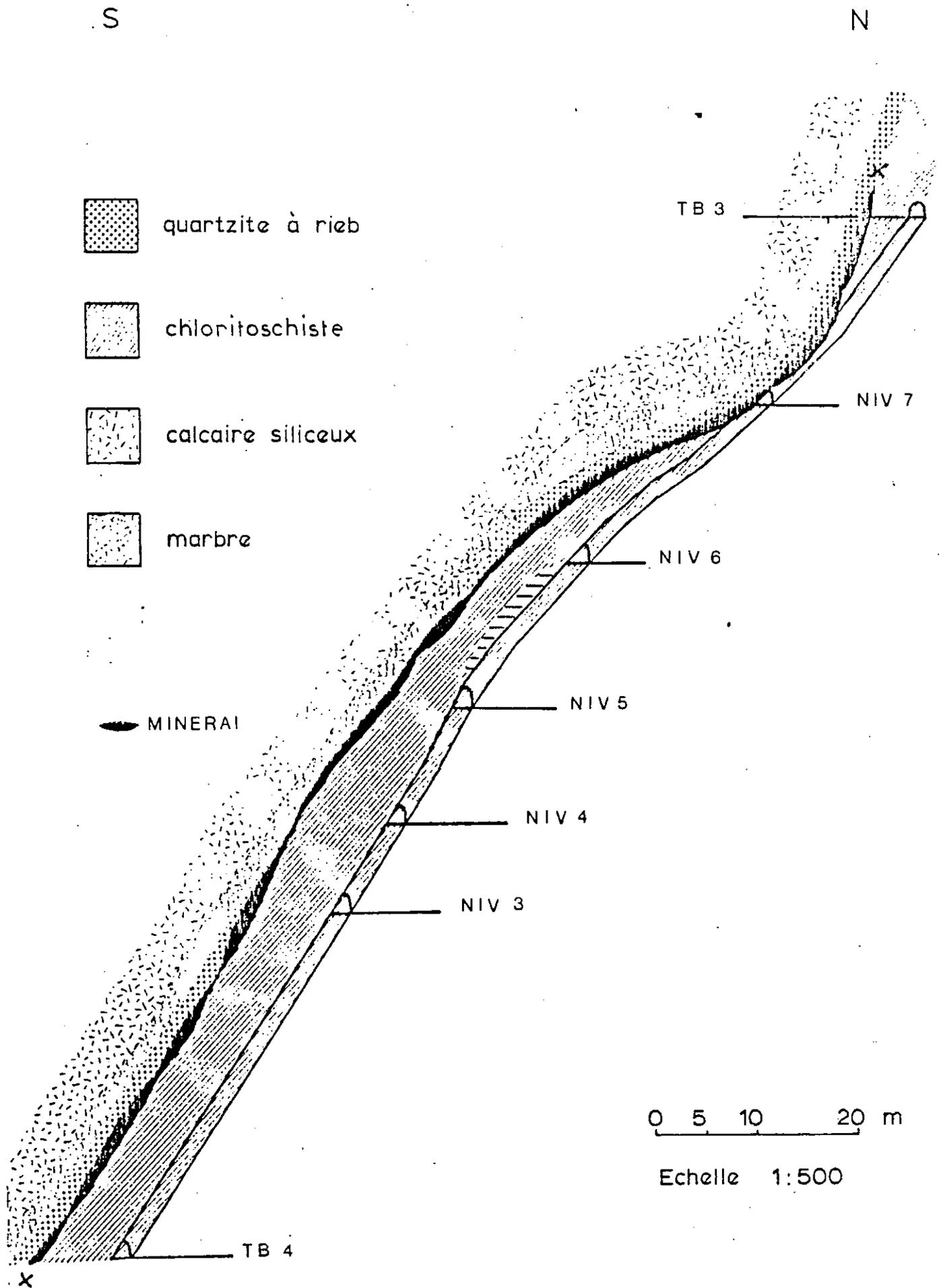


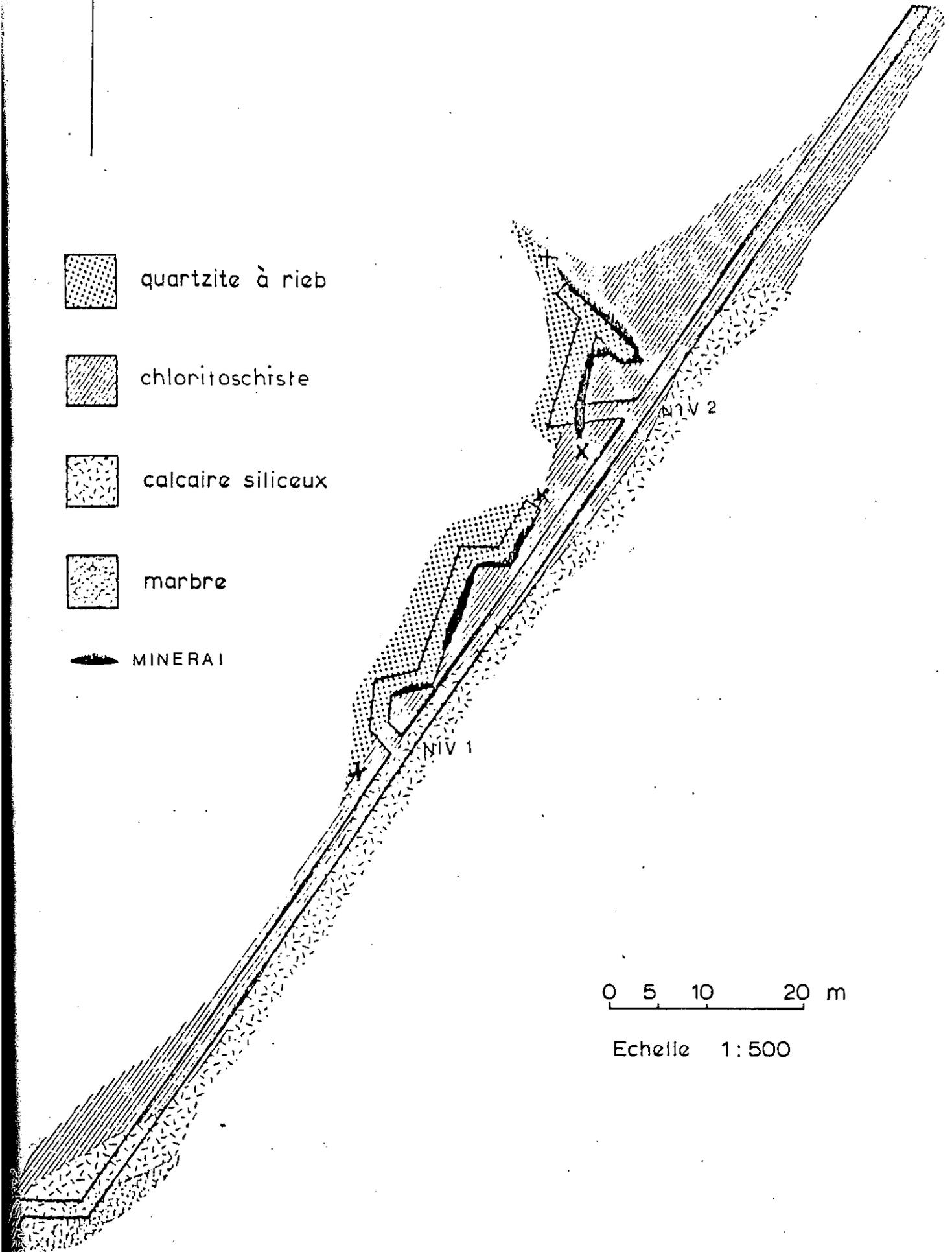
Fig.56

levé géologique du plancher du puits menant
du fondu TB5 au niveau du TB4 J.D. Bouvier(1979)

TB 4



-  quartzite à rieb
-  chloritoschiste
-  calcaire siliceux
-  marbre
-  MINERAL



0 5 10 20 m

Echelle 1:500

Fig.57

Profil du puits menant du fond du TB5
au niveau du TB4 J.D. Bouvier(1979)

NNE

SSW



quartzite à rieb



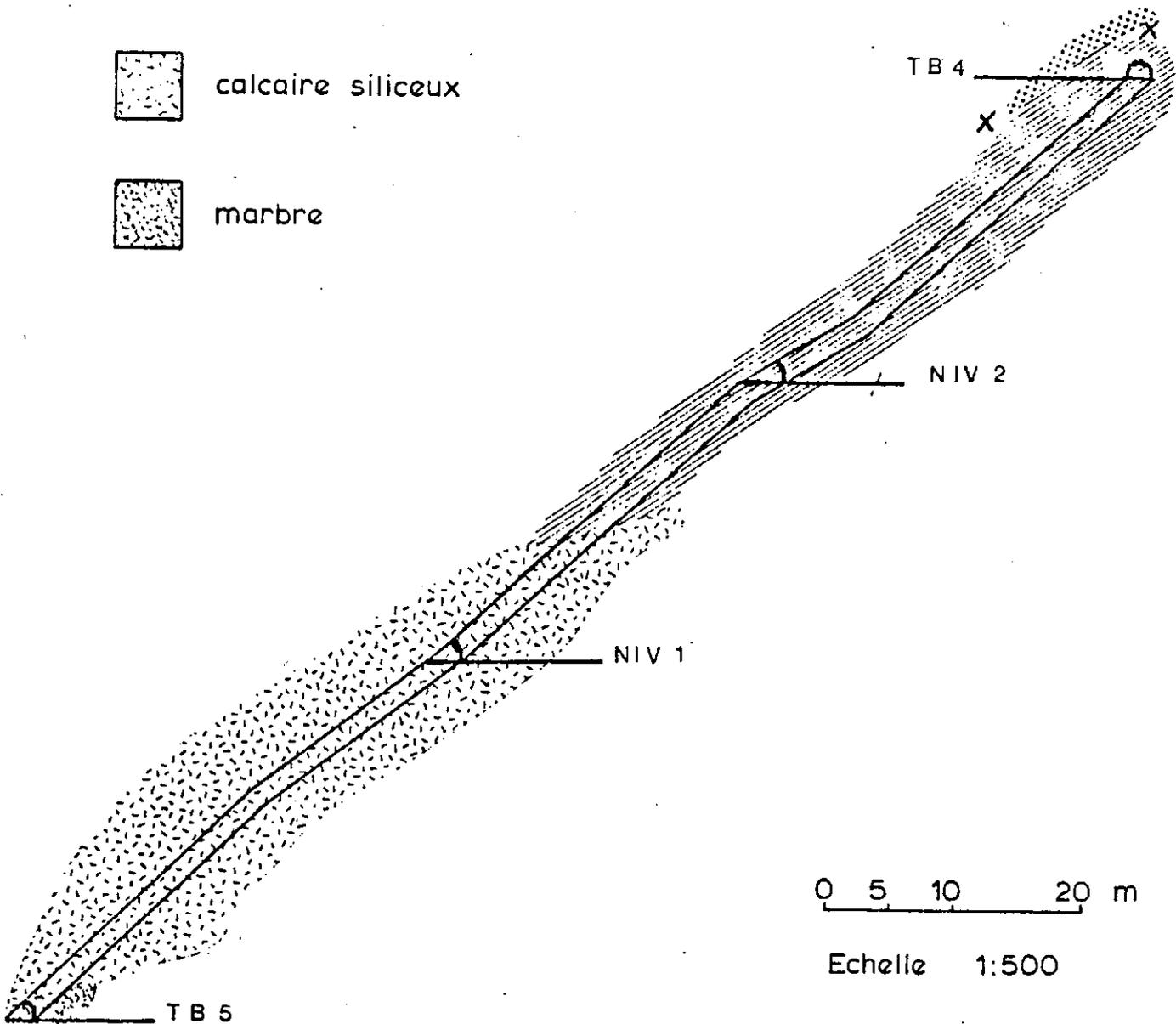
chloritoschiste



calcaire siliceux



marbre



0 5 10 20 m

Echelle 1:500

T B 5

T B 4

X

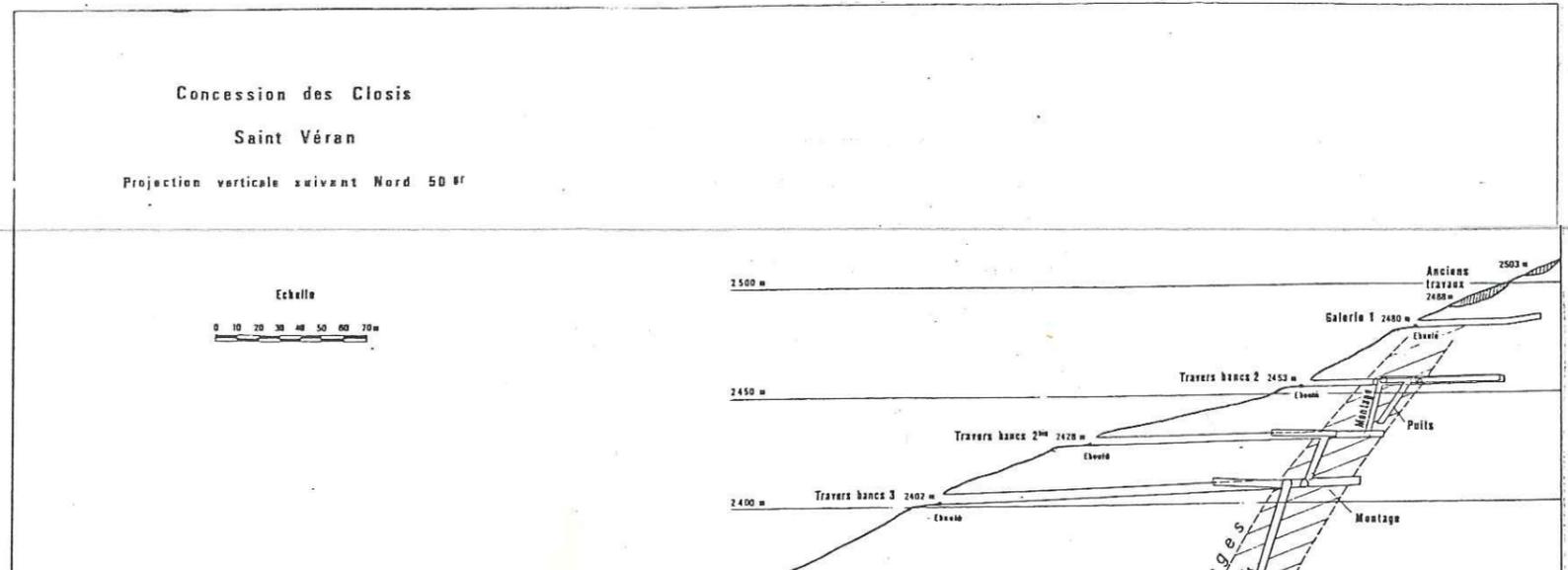
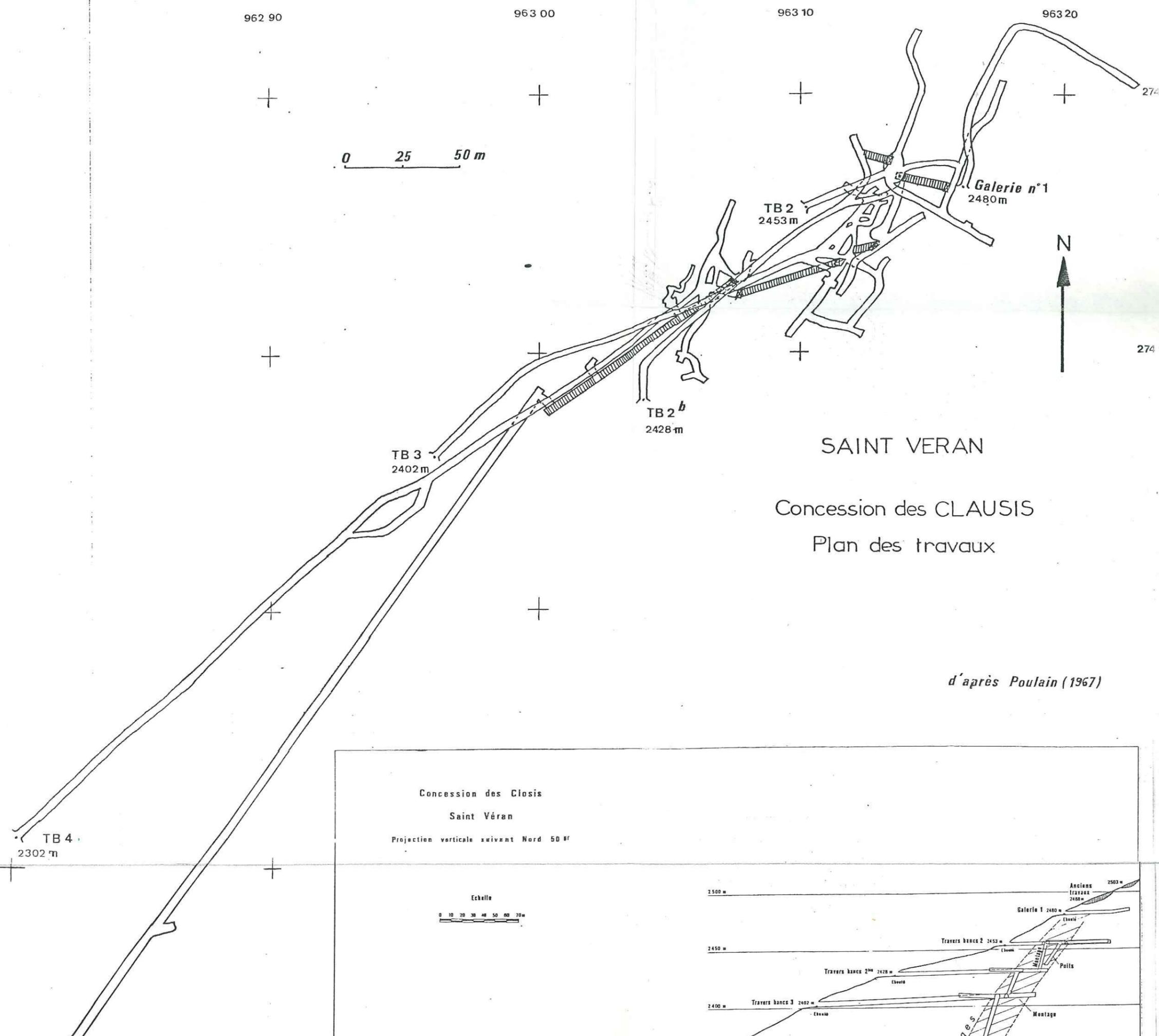
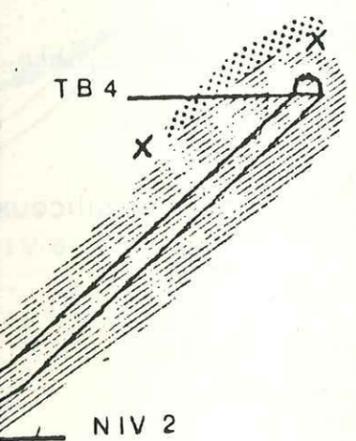
NIV 2

NIV 1

u TB5

9)

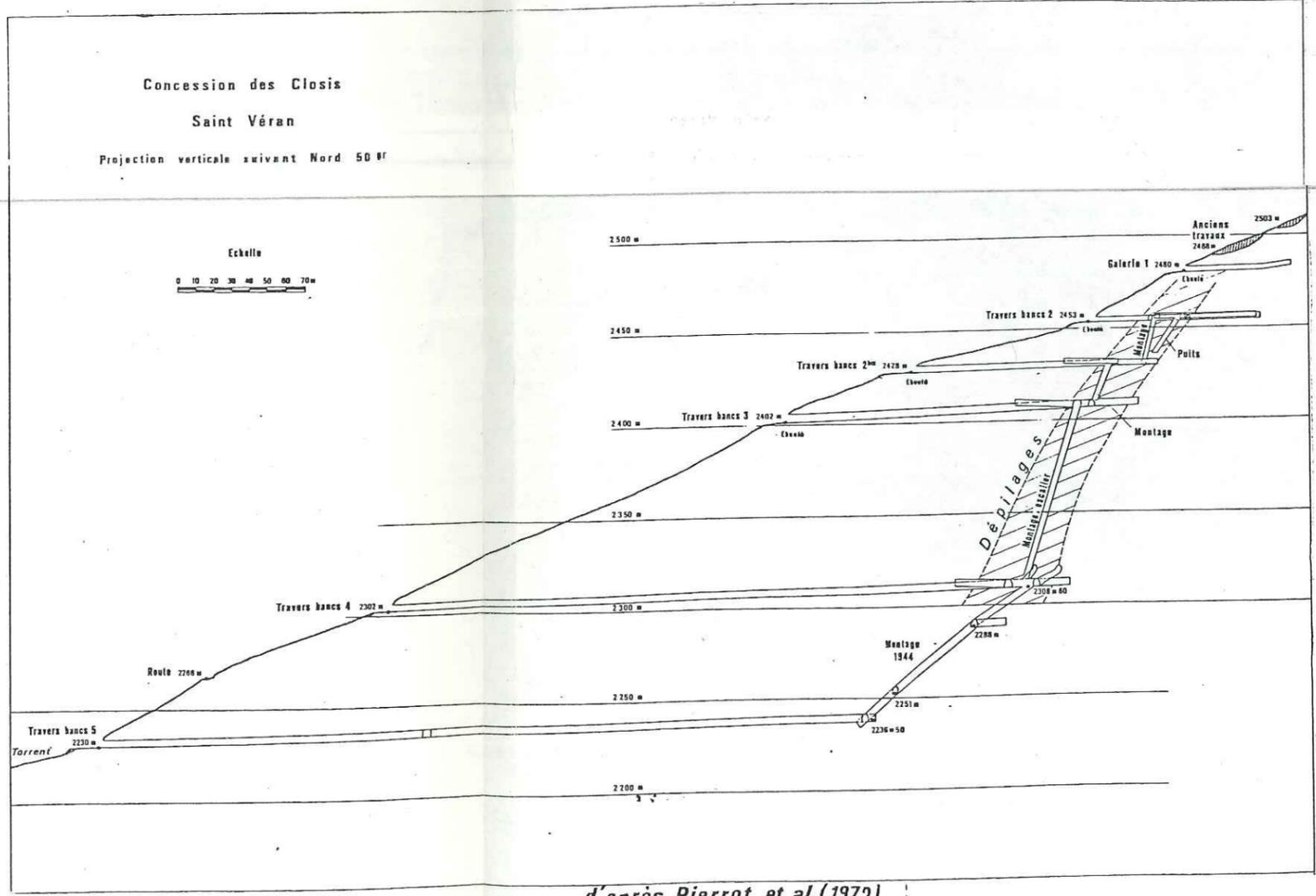
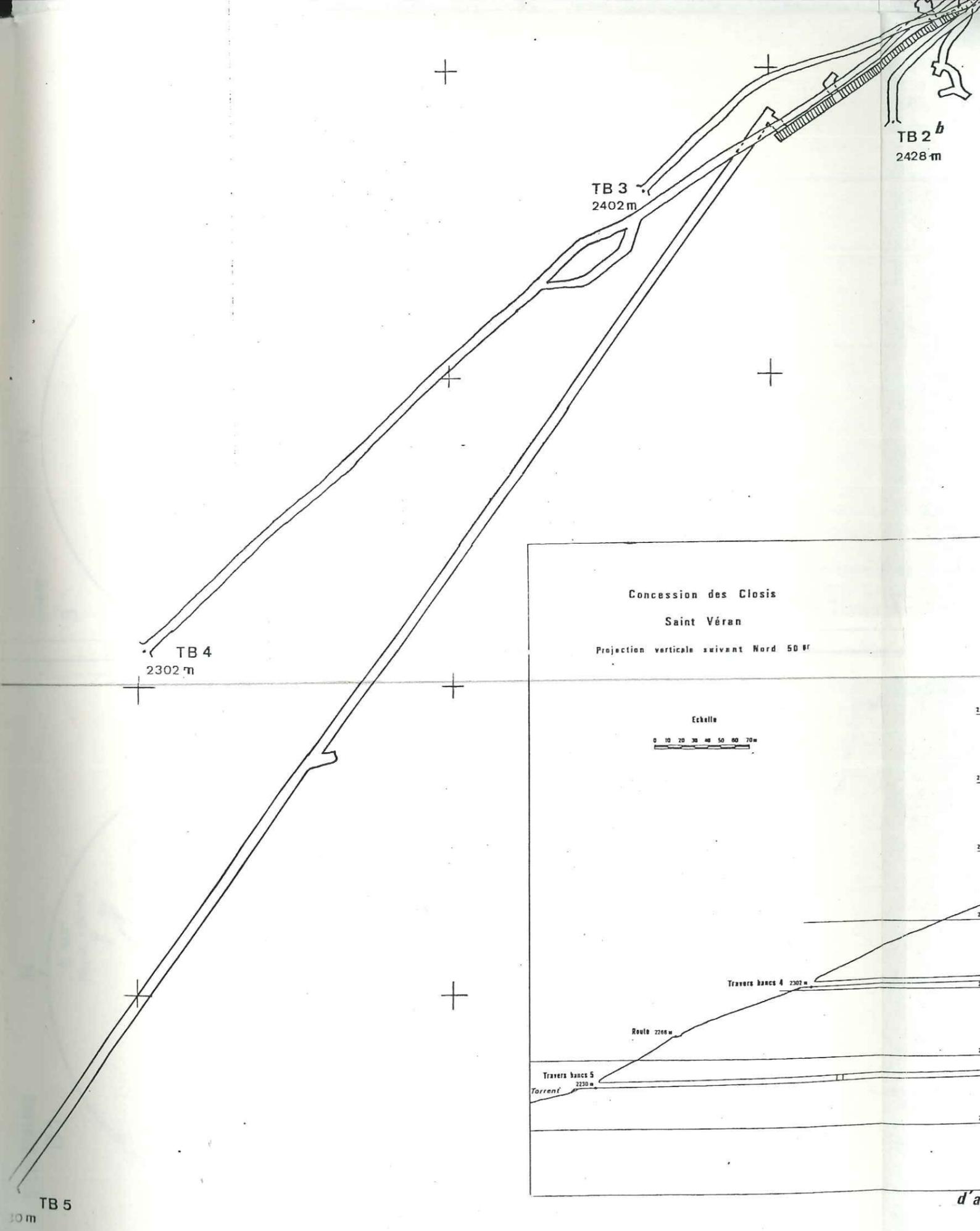
SSW



SAINT VERAN

Concession des CLAUSIS Plan des travaux

d'après Poulain (1967)

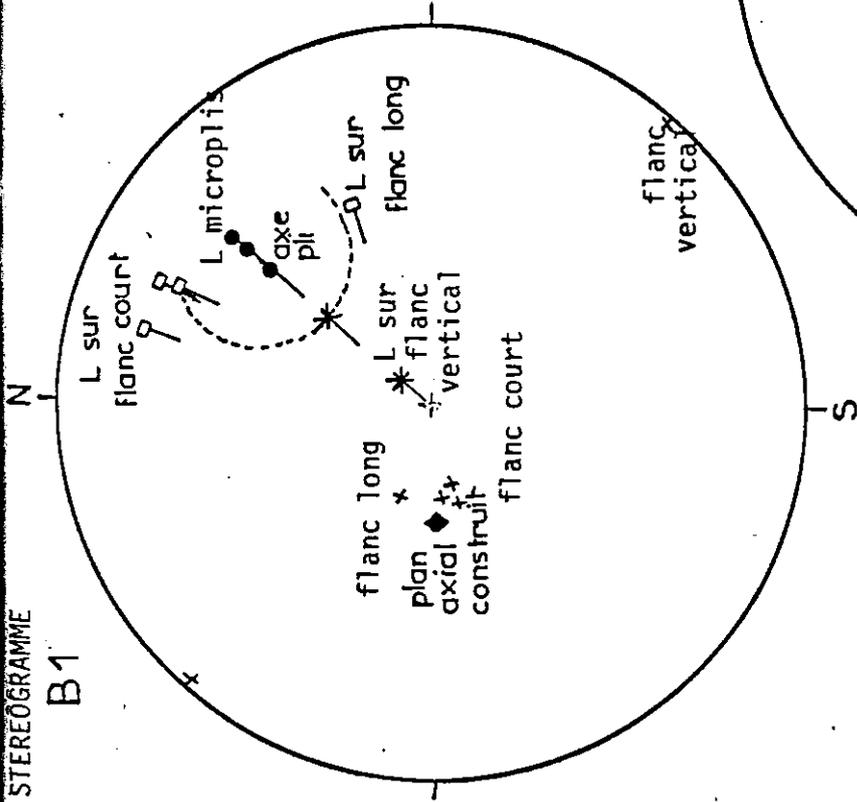


d'après Pierrot et al. (1972)

TB 5
30 m

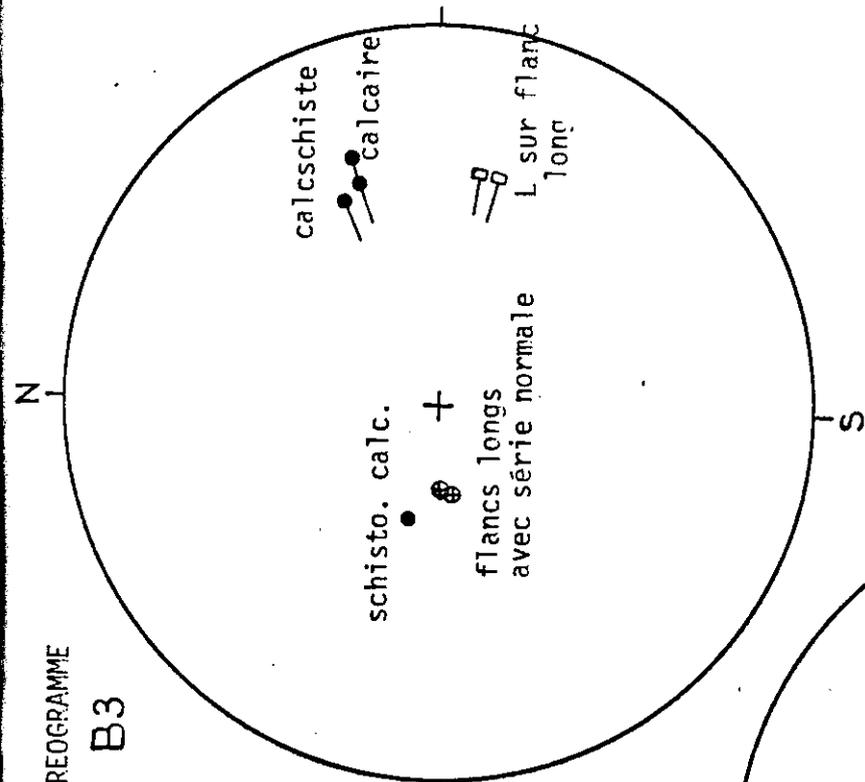
STEREOGRAMME

B1



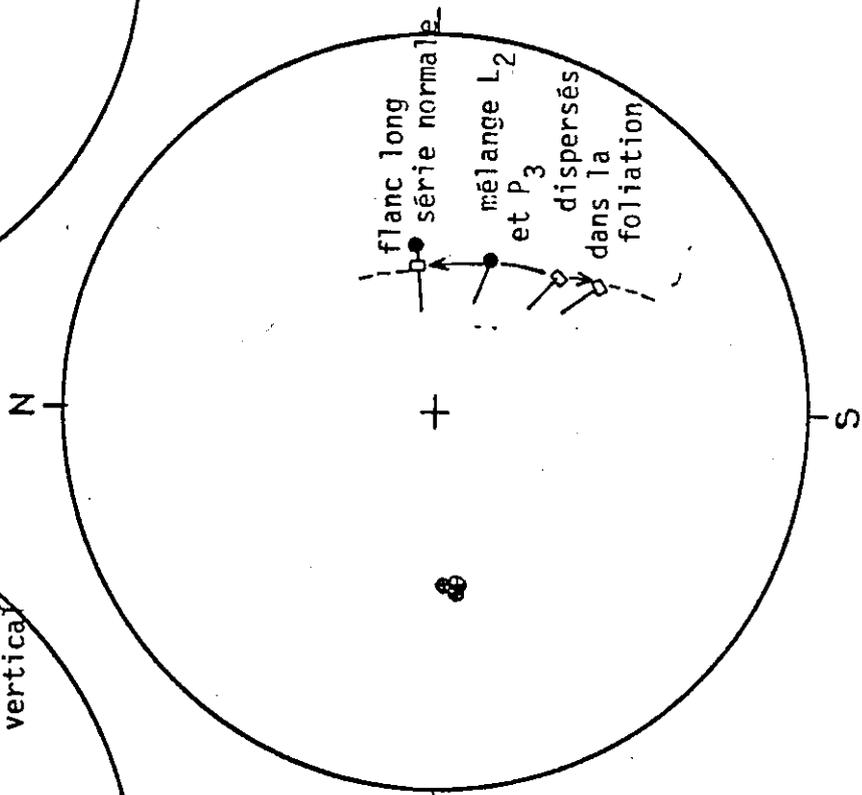
STEREOGRAMME

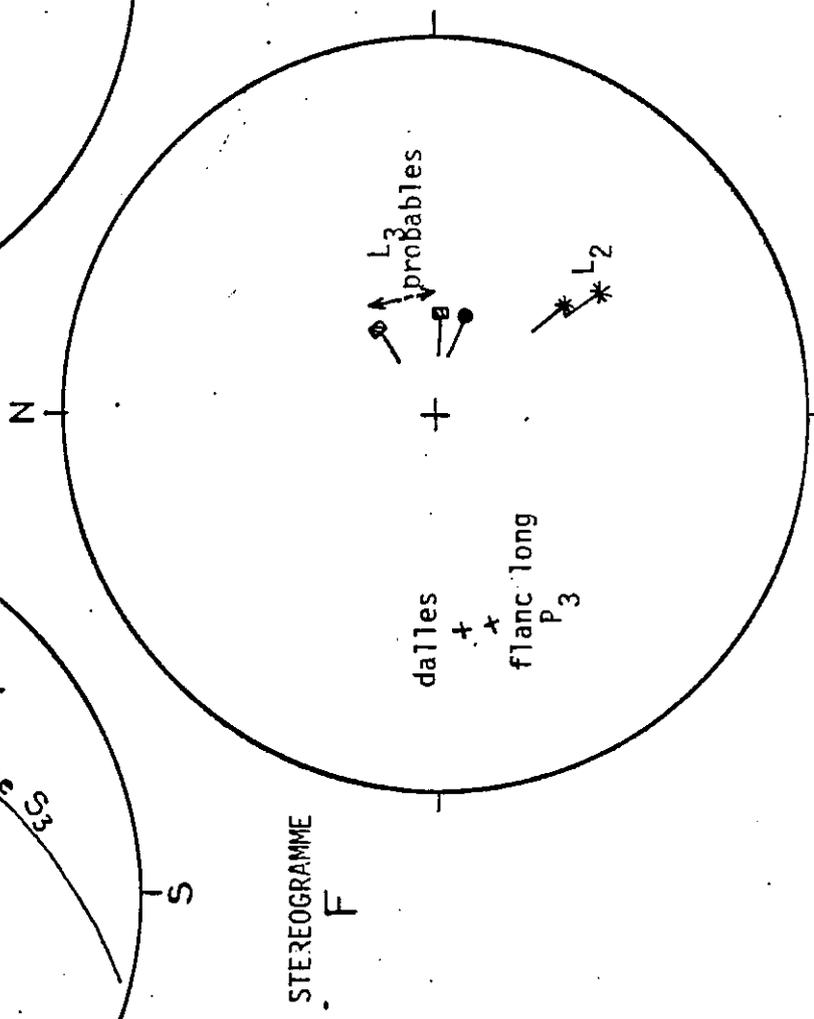
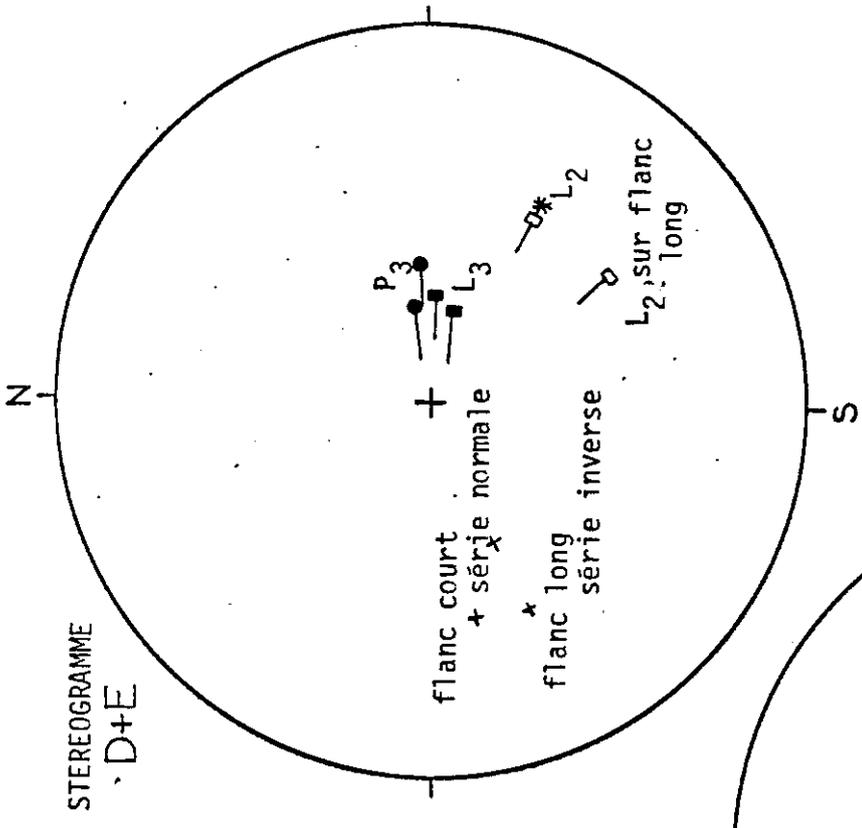
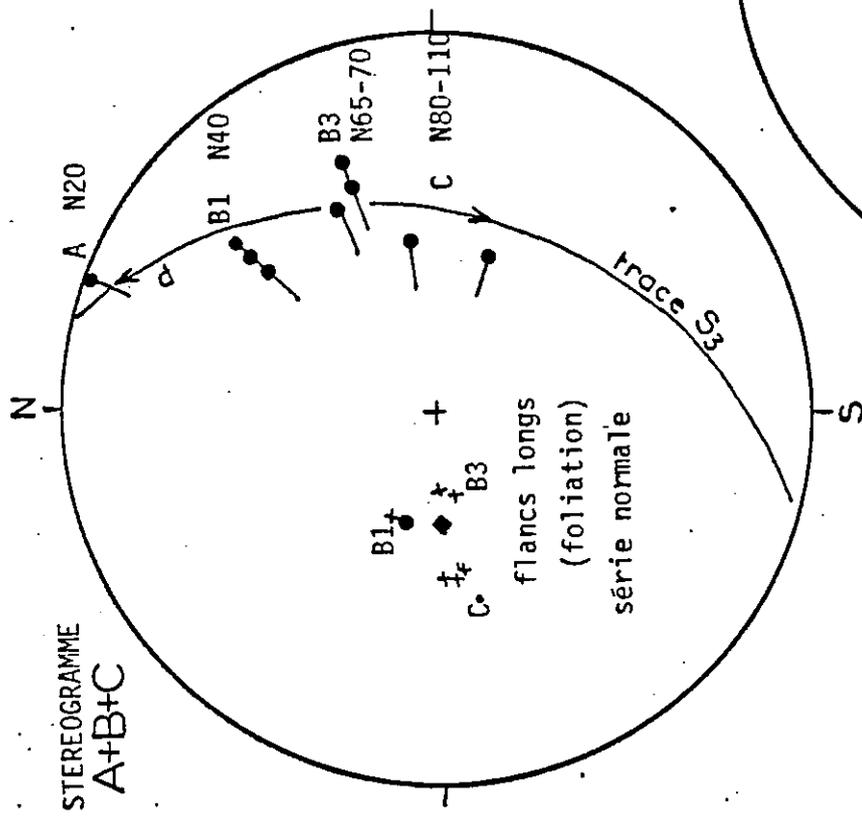
B3

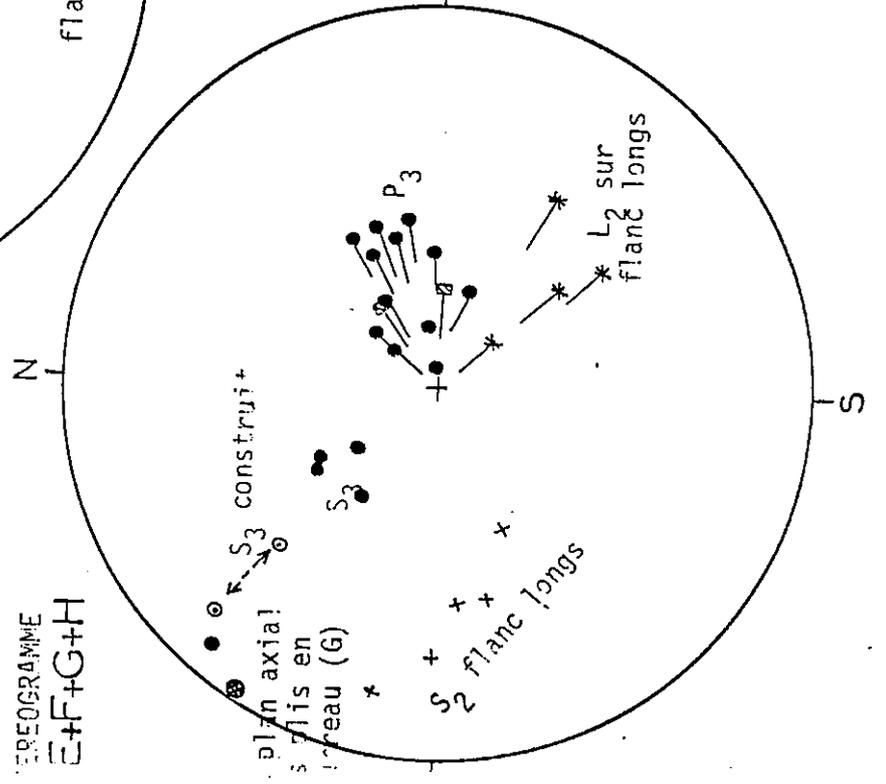
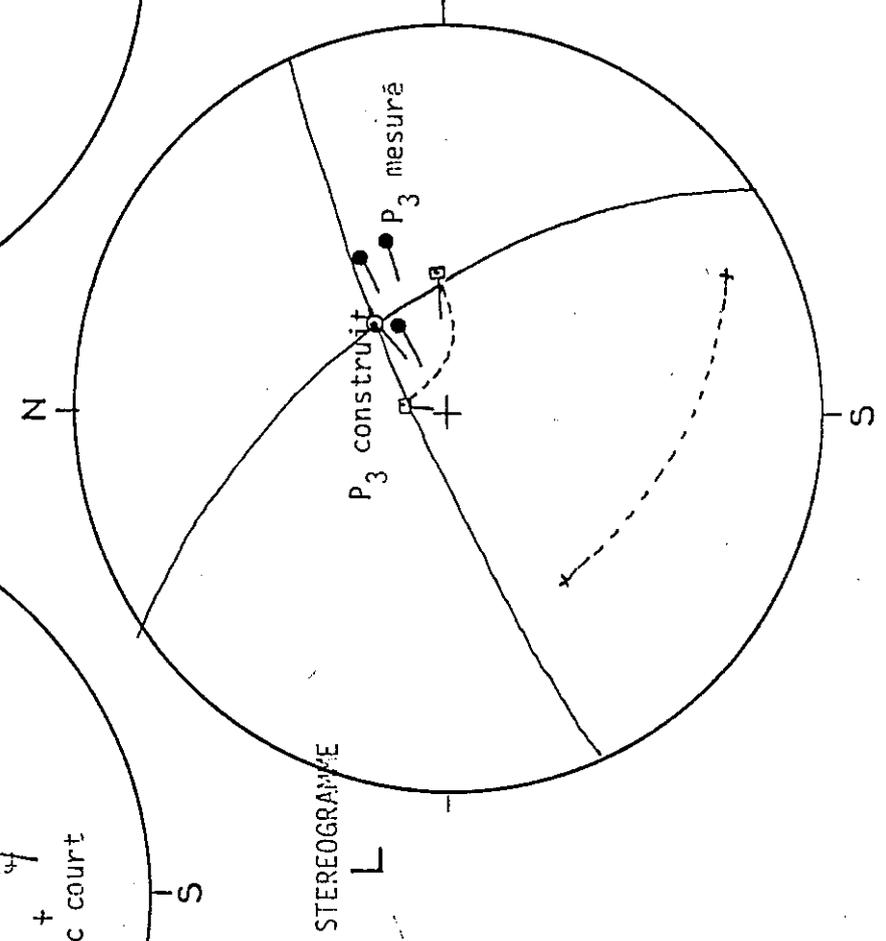
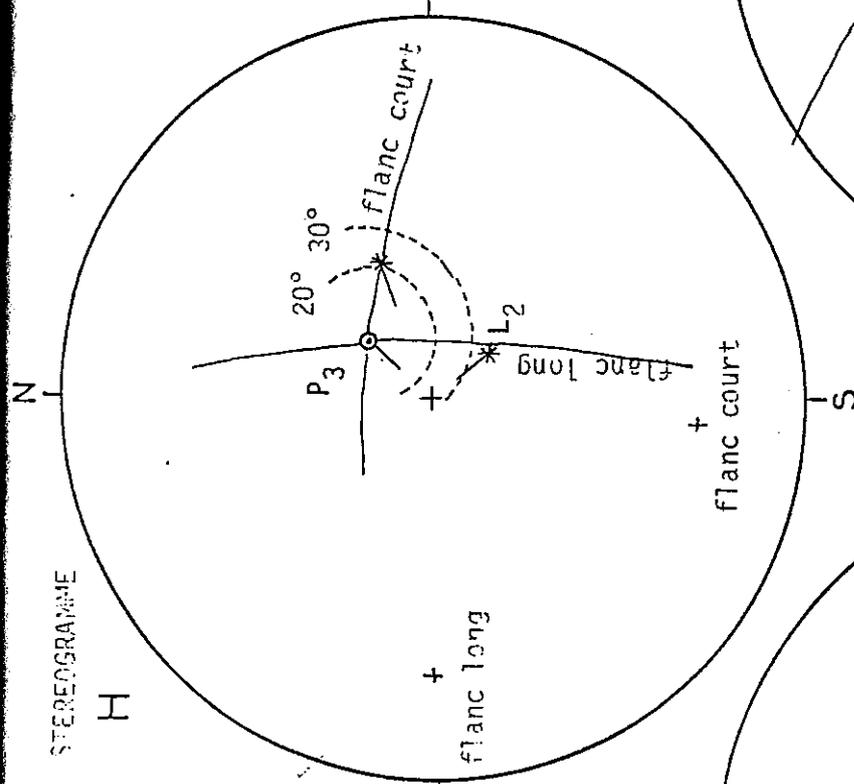
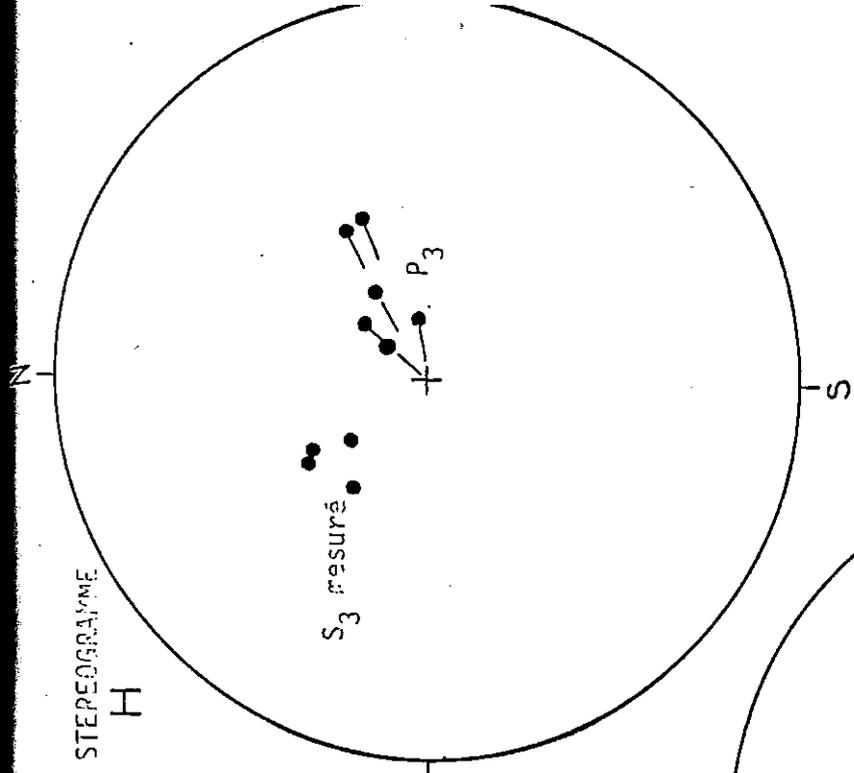


STEREOGRAMME

C







7700252

DERNIERE PAGE D'UNE THESE

3È CYCLE, DOCTEUR INGÉNIEUR OU UNIVERSITÉ

Vu les dispositions de l'arrêté du 16 avril 1974,

Vu les rapports de M. Michel PIBOULE.....

M.

M.Glaude AYOUB est autorisé

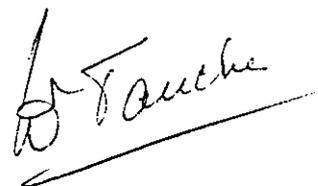
à présenter une thèse en vue de l'obtention du grade de DOCTEUR ..de 3ème Cycle...

.....de Géologie Appliquée.....

Grenoble, le 15 novembre 1984

Le Président de l'Université Scientifique
et Médicale

M. TANCHE



Résumé

La minéralisation cuprifère de Saint-Véran (Hautes-Alpes, France) est située dans la zone piémontaise. Elle consiste en un horizon sulfuré à bornite, digénite, chalcocite et blende, associée à un niveau de silicates sodiques. Ces matériaux se localisent à l'interface du substratum océanique et des métasédiments. L'assise ophiolitique est une ophicalcite particulière très hématisée. Les métasédiments sus-jacents sont des métaradiolarites présentant ici un faciès très siliceux. Ils composent la base de la série stratigraphique de la mine, analogue à la série de Chabrière. L'ensemble est affecté de 3 phases plicatives synschisteuses et dessine une synforme d'axe N-S.

La présence d'aégyrine et de riébeckite dans le minerai et en niveaux condensés, serait l'expression d'un hydrothermalisme océanique particulier ; en effet, la localisation de radiolaires en enduits dans les fissures de l'horizon sodique, indique la diagénèse précoce de ces matériaux et leur emplacement proche ou situé sur le fond marin.

Les ensembles éruptifs tholéitiques voisins suggèrent l'emplacement de la minéralisation dans un contexte distensif, à proximité d'une ride océanique active.

Mots-clefs

Alpes Cottiennes, Queyras, Saint-Véran, ophiolites, ophicalcite, tholéiites, hydrothermalisme océanique, minéralisation stratiforme, bornite, blende, tellurures, cuivre natif, aégyrine, riébeckite, série de Chabrière, quartzite, radiolaires, pyritosphères.

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

24 JAN. 1985